



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

ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO DE POZOS PROFUNDOS DE ACUERDO
CON LA DEMANDA ENERGÉTICO-TÉRMICA EN MAGALLANES

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

ROSARIO ANDREA URBINA CARULLA

PROFESOR GUÍA
DIEGO MORATA CÉSPEDES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
MAURICIO MUÑOZ MORALES
LISANDRO ROJAS GALLIANI
LINDA DANIELE

SANTIAGO DE CHILE

2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Geóloga
POR: Rosario Andrea Urbina Carulla
FECHA: 21 de enero de 2020
PROFESOR GUÍA: Diego Morata Céspedes

ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO DE POZOS PROFUNDOS DE ACUERDO CON LA DEMANDA ENERGÉTICO-TÉRMICA EN MAGALLANES

La actual crisis climática y la situación económica imperante a nivel global hacen que el uso de fuentes de energía alternativas sea imperativo para el futuro cercano. Reemplazar el uso de combustibles fósiles por geotermia para producir energía podría resultar en una reducción considerable en las emisiones de gases de efecto invernadero. La principal barrera para el desarrollo de la geotermia en Chile son los altos costos de inversión en las etapas de exploración. Ante esta problemática, esta investigación plantea la posibilidad de utilizar pozos de petróleo y gas abandonados y rehabilitarlos como intercambiadores de calor verticales cerrados para geotermia de uso directo, pues constituyen buenos candidatos al extenderse a profundidades donde las temperaturas del suelo son lo suficientemente altas para su aprovechamiento.

Este estudio pretende determinar el potencial geotérmico de pozos petroleros abandonados en Magallanes, particularmente en las localidades de Punta Delgada y Cerro Sombrero, los pasos fronterizos Monte Aymond y San Sebastián, y el campamento Posesión, bajo la hipótesis de que es posible satisfacer la demanda térmica de calefacción y agua caliente sanitaria de estos sitios mediante la adaptación de metodologías similares de uso directo de energía geotérmica desde pozos profundos. Para ello se elaboró una base de datos de pozos, evaluando el entorno geológico con tal de precisar los valores de conductividad térmica de la roca circundante, y se aplicó un modelo de transferencia de calor cuyos resultados se validaron en base a datos de un sistema geotermal similar (Prenzlau, Alemania). Paralelamente se calculó la demanda térmica en cada sitio y se evaluó la capacidad de los pozos de suplirla en cuanto a límites de temperatura y cantidad de calor en kW.

Los resultados muestran que para un pozo el potencial geotérmico varía entre 220 y 390 kW con un caudal de flujo de 1 kg/s, temperatura de entrada de 45°C y temperatura de fondo cercana a 110°C. La temperatura de salida del fluido es entre 60 y 94°C, variable según el caudal utilizado. Los pozos más adecuados para su rehabilitación como intercambiadores de calor verticales en términos de cobertura de la demanda térmica son CHULENGO1, SOMBRERO1 y SOMBRERO2 (de forma simultánea), MONTE AYMOND19, GAVIOTA7 y POSESION63, aportando una potencia combinada de 1,67 MWt al potencial geotérmico de uso directo del país. Por último, se confirma la importancia de la anomalía geotermal y su efecto en la obtención de potenciales elevados en pozos menos profundos, es decir, con áreas de transferencia de calor menores.

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría agradecer al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) y al Departamento de Exploraciones de la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP) por hacer posible esta investigación y proveer el espacio de trabajo y los datos necesarios para el desarrollo de esta memoria de título. A los miembros de ENAP, especialmente a Lisandro Rojas, por sus comentarios y sugerencias para impulsar este trabajo y guiarlo en una dirección tal que sea implementable en algún futuro, a Jorge Arriagada y Luis Donoso por su excelente disposición y el tiempo dedicado.

Agradezco también a los demás integrantes de mi comisión, en primer lugar, a Mauricio Muñoz por haberme dado la oportunidad de trabajar en geotermia, por el apoyo, la disposición y toda la ayuda que me has brindado durante todo este tiempo, siempre con un trato amable, cercano y respetuoso. Gracias por los comentarios, críticas y sugerencias que me han ayudado a entender mejor esta área de la geología que tanto me interesa. Al profesor Diego Morata, por el apoyo y la confianza en mi trabajo, por haberme permitido hacer mi aporte a un proyecto para promover la geotermia en Magallanes. A la profesora Linda Daniele por haber formado parte de este trabajo, por compartir su visión de cómo debería hacerse geología en Chile, por enseñar más que en lo académico, en lo humano, y por haberme transmitido parte de esa visión.

Quisiera agradecer además a todo el personal de funcionarios del Departamento de Geología, que definitivamente hacen que nuestro paso por la carrera sea más ameno. A Maritza, a la Sra. Mariela y a Rosita, por su simpatía y cariño. En este ámbito quiero agradecer especialmente a Blanca Baccola, quien me tomó como tutora el año 2017 y me aguantó hasta el día de mi titulación. Por todas esas mañanas y tardes en la oficina, algunas estresantes, algunas distendidas, donde aprendí un montón de cosas de la vida y donde me ayudaste más de alguna vez a poner las cosas en perspectiva y dejar de dramatizar todo en esta vida jajaja. Quiero que sepas que te considero un ejemplo de mujer y estoy muy agradecida de haber compartido todo este tiempo contigo.

En lo personal, agradezco a mis amistades de la vida y de la universidad. A mis amigas del colegio, a lxs de plan común, especialmente a la Paski y al Tomi. A mis amigxs de la carrera, los Gus et al., grandes personas con las que tuve la suerte de cultivar una amistad prácticamente desde el principio. A lxs amigxs que fui haciendo en el camino, sobre todo a la Camala, por su apañe eterno. Finalmente, quiero agradecer infinitamente a mi familia, a mi papá, Fernando, mi mamá, Cecilia y mis hermanas, Daniela y Consuelo. Por el amor y apoyo incondicionales, y por todo lo que soy y lo que sé que puedo llegar a ser. A mi abuela María Eugenia, por su amor único. A mi tía Lili por adoptarme como hija por dos meses y seguir siendo otra mamá para mí. A la familia Albert Salazar, Paulina, Fernando, Catalina, Trinidad, Sofía y Edith, por adoptarme como cuarta hija (y tercera hermana) por un año y medio (y siempre), por cuanto me han enseñado, apañado y querido.

TABLA DE CONTENIDO

Agradecimientos.....	ii
Tabla de Contenido.....	iii
Índice de Tablas.....	vii
Índice de Figuras	x
1. Introducción.....	1
1.1. Hipótesis general.....	3
1.2. Objetivos.....	4
1.2.1. Objetivo general	4
1.2.2. Objetivos específicos.....	4
1.3. Metodología.....	4
1.3.1. Construcción base de datos	5
1.3.2. Integración de datos.....	5
1.3.3. Determinación del potencial.....	5
2. Marco geológico.....	6
2.1. Zona de estudio.....	6
2.2. Antecedentes generales.....	6
2.3. Evolución geológica	7
2.3.1. Paleozoico – Jurásico inferior	8
2.3.2. Jurásico inferior – superior.....	9
2.3.3. Jurásico superior – Cretácico inferior.....	9
2.3.4. Cretácico inferior – superior.....	11
2.3.5. Terciario inferior.....	12
2.3.6. Eoceno superior – Reciente	12
2.4. Geología regional.....	13
2.4.1. Contexto estructural.....	13
2.4.2. Estratigrafía regional	14
2.5. Geología del área de estudio.....	18
2.5.1. Estratigrafía del área de estudio	18
2.5.1.1. Basamento metamórfico (Unidad informal)	20
2.5.1.2. Serie Tobífera (Thomas, 1949)	20
2.5.1.3. Formación Springhill (Thomas, 1949).....	22
2.5.1.4. Formación Estratos con Favrella steinmanni (Cecioni, 1955).....	24
2.5.1.5. Lutitas con Ftanitas (Mordojovich, 1951b).....	25
2.5.1.6. Formación Margas o Creta Dura (Mordojovich, 1948)	25
2.5.1.7. Lutitas Gris Verdosas (Mordojovich, 1951b)	25

2.5.1.8.	Lutitas Arenosas (Mordojovich, 1951b)	26
2.5.1.9.	Zona Glauconítica (Mordojovich, 1951).....	26
2.5.1.10.	Grupo Bahía Inútil (Cañón, 1968)	26
2.5.1.11.	Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951b).....	27
2.5.1.12.	Formación Brush Lake (Barwick, 1955)	27
2.5.1.13.	Formación Filaret (Céspedes y Cortés, 1956)	28
2.5.1.14.	Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931)	28
3.	Marco teórico.....	29
3.1.	Energía geotérmica	29
3.2.	Clasificación del recurso geotérmico.....	30
3.3.	Geotermia de uso directo	30
3.4.	Sistemas de captación	31
3.4.1.	Sistema de extracción cerrado	32
3.5.	Energía distrital.....	33
3.5.1.	Antecedentes energéticos de la región de Magallanes	33
3.5.2.	Distribución de calefacción distrital.....	34
3.5.3.	Componentes de un sistema de calefacción distrital	35
3.5.3.1.	Central de generación.....	36
3.5.3.1.1.	Factor de simultaneidad o de diversidad de la demanda	36
3.5.3.1.2.	Curvas características de duración de la demanda.....	36
3.5.3.2.	Red de distribución.....	36
3.5.3.2.1.	Temperatura en la red de distribución	37
3.5.3.2.2.	Relación entre temperaturas en red de distribución, salida y retorno de los pozos	37
3.5.3.3.	Sistema doméstico.....	39
3.6.	Rehabilitación de pozos de petróleo y gas abandonados para uso geotérmico.....	39
3.6.1.	Intercambiadores de calor verticales cerrados (DBHE)	39
3.6.2.	Propiedades del fluido calor-portador	42
3.6.2.1.	Calor específico (C_p), conductividad térmica (k) y viscosidad (μ).....	42
3.6.2.2.	Número de Reynolds (Re) y número de Prandtl (Pr).....	42
3.6.3.	Modelo de transferencia de calor.....	43
4.	Metodología.....	46
4.1.	Construcción de la base de datos	47
4.2.	Procesamiento de datos.....	47
4.3.	Integración de datos de estratigrafía y sísmica	48
4.4.	Determinación de la conductividad térmica de la roca, kr	48
4.5.	Cálculo del potencial geotérmico.....	51
4.5.1.	Cálculo de la temperatura en la red de distribución	51

4.5.2.	Estimación de la demanda energética.....	52
4.5.3.	Determinación de las temperaturas y el calor extraíble en los pozos estudiados	52
4.6.	Validación de resultados	52
5.	Antecedentes para la evaluación del potencial geotérmico extraíble	53
5.1.	Corrección de temperatura.....	53
5.2.	Herramienta analítica para el cálculo de temperaturas y calor extraíble	54
5.2.1.	Manejo de la base de datos	54
5.2.1.1.	Parámetros de entrada generales	54
5.2.1.1.1.	Temperatura de entrada, T_{in} [°C].....	55
5.2.1.1.2.	Radio interior, r [m]	55
5.2.1.1.3.	Espesor de la capa aislante, t [m]	56
5.2.1.1.4.	Caudal de flujo, m [kg/s]	56
5.2.1.1.5.	Conductividad térmica promedio de la roca, kr [W/m·°C].....	56
5.2.1.1.6.	Conductividad térmica de la capa aislante, ka [W/m·°C]	56
5.2.1.1.7.	Diámetro constante de roca, Dr [m]	56
5.2.1.1.8.	Propiedades del fluido	57
5.2.1.2.	Parámetros de entrada inherentes al pozo	57
5.2.1.2.1.	Radio exterior, R (casing) [m]	57
5.2.1.2.2.	Temperatura de la roca, Tr [°C]	57
5.2.1.2.3.	Profundidad de la medición de T° [m].....	58
5.2.1.2.4.	Profundidad total del pozo [m]	58
5.2.1.2.5.	Gradiente y gradiente promedio [°C/m]	58
5.2.1.3.	Datos generados a partir de los parámetros de entrada	58
5.2.1.3.1.	Velocidad promedio de flujo, um [m/s]	58
5.2.1.3.2.	Resolución vertical, R_v [m].....	59
5.2.1.4.	Resultados de cantidad de calor extraíble y límites de temperatura	59
5.3.	Estimación de la demanda energética.....	62
5.3.1.	Tipología de las instalaciones en los sitios de estudio	62
5.3.1.1.	Punta Delgada	62
5.3.1.2.	Cerro Sombrero	62
5.3.1.3.	Monte Aymond	62
5.3.1.4.	San Sebastián.....	63
5.3.1.5.	Posesión.....	63
5.3.2.	Método ARE para el cálculo de la demanda anual de calor	63
6.	Resultados.....	65
6.1.	Construcción base de datos.....	65
6.2.	Estratigrafía de pozos.....	68
6.2.1.	Incorporación de líneas sísmicas	69

6.2.2.	Columnas estratigráficas.....	69
6.2.3.	Determinación de conductividades térmicas	73
6.3.	Determinación del potencial geotérmico	73
6.3.1.	Temperatura en la red de distribución	74
6.3.2.	Demanda energético-térmica.....	74
6.3.3.	Temperaturas y calor extraíble de los pozos estudiados.....	76
7.	Discusión	80
7.1.	Selección de los pozos para aplicación de la metodología	80
7.2.	Estimación de la conductividad térmica de la roca.....	81
7.3.	Estimación de la demanda energética	83
7.4.	Efecto del caudal de flujo en el potencial geotérmico	84
7.5.	Potencial geotérmico de pozos en relación con la demanda energética	86
7.6.	Alcances y limitaciones de la investigación	87
7.7.	Potencial geotérmico en la cuenca de Magallanes.....	88
7.8.	Caso de estudio: Prenzlau, Alemania	91
7.9.	Ahorro en el consumo de gas natural.....	93
8.	Conclusiones y recomendaciones	95
	Bibliografía.....	97
	Anexos.....	106
Anexo A.	Estratigrafía de pozos.....	106
Anexo B.	Columnas estratigráficas	108
Anexo C.	Potencial geotérmico en la cuenca de Magallanes.....	111

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Cuadro estratigráfico de la Provincia de Plataforma. Tomado de Mella (2001).....	18
Tabla 4.1. Conductividad térmica para diferentes litologías a temperatura ambiente. Tomado de Kappelmeyer y Haenel (1974), Cermak y Rybach (1982) y Zoth y Haenel (1988).....	49
Tabla 4.2. Intervalos de conductividad térmica según unidad litológica. Se incluye el promedio de cada rango, que es el valor que se utilizará. Modificado de Lagarrigue (2019).....	50
Tabla 4.3. Detalle de la determinación de la conductividad térmica de la roca para el pozo CHULENGO1 (pozo ejemplo).....	50
Tabla 5.1. Parámetros de entrada generales, con sus respectivas unidades de medida. Estos datos requieren ser ingresados a la planilla de forma manual. Los valores incluidos son de carácter netamente referencial. Las celdas ennegrecidas corresponden a parámetros constantes en todo el trabajo e iguales para todos los pozos.	55
Tabla 5.2. Propiedades del agua saturada (fluido calor-portador) para las temperaturas extremas estimadas en la red de distribución, 50 y 80 °C. Los valores a utilizar corresponden a los asociados con una temperatura promedio de 65°C. Valores de la tabla tomados de Sengers y Watson (1986).	57
Tabla 5.3. Parámetros de entrada obtenidos directamente desde los archivos de ENAP.....	57
Tabla 5.4. Datos generados en una hoja de cálculo a partir de los parámetros de entrada, con sus respectivas unidades de medida. De forma similar a las tablas anteriores, los valores presentados son referenciales. En el Apartado 3.6 se detallan las ecuaciones para el cálculo de estos valores utilizando los parámetros de las	58
Tabla 5.5. Recopilación de resultados obtenidos desde los parámetros presentados anteriormente, con sus respectivas unidades de medida. Nuevamente, los valores son de carácter referencial.	61
Tabla 5.6. Resultados de calor extraíble y variaciones de temperatura para los primeros 10 tramos del pozo CHULENGO1.	61
Tabla 5.7. Tipología de los sitios de interés.	62
Tabla 5.8. Demandas específicas en calefacción y ACS por zona térmica. Las celdas ennegrecidas demarcan la zona térmica correspondiente a la región en estudio. Tomado de Morales et al. (2018).	64
Tabla 5.9. Parámetros para la estimación de la demanda energética. Se incluyen los factores de diversidad de la demanda según el sector, de acuerdo con AUMA (2005). CE: Calefacción de espacios; ACS: Agua caliente sanitaria.	64
Tabla 6.1. Códigos de los pozos seleccionados para cada sitio y tipología de este.	65
Tabla 6.2. Base de datos para los pozos de las localidades de Punta Delgada y Cerro Sombrero.	66

Tabla 6.3. Base de datos para los pozos de los pasos fronterizos Monte Aymond y San Sebastián.	67
Tabla 6.4. Base de datos para los pozos del campamento Posesión.....	68
Tabla 6.5. Valores de conductividad térmica para cada pozo según sitio de interés.....	73
Tabla 6.6. Temperaturas de la red de distribución en función de los datos del CR ² . Se incluyen coordenadas UTM de las estaciones del CR ² y los datos de temperatura ambiente promedio registrados en ellas.	74
Tabla 6.7. Demanda energética anual de calefacción de espacios (CE) y agua caliente sanitaria (ACS) por vivienda o instalación para cada sitio de interés.....	75
Tabla 6.8. Demanda energética anual de calefacción y ACS total para cada sitio de interés.	75
Tabla 6.9. Temperaturas medias mensuales y su variación con respecto a la temperatura de confort de la vivienda fijada en 20°C. Todos los datos de temperatura media fueron obtenidos directamente del Explorador Climático del CR ² . PD: Punta Delgada; MA: Monte Aymond; CP: Posesión.....	75
Tabla 6.10. Demanda de energía térmica mensual para cada sitio de interés.	76
Tabla 6.11. Cantidad de calor extraíble y temperaturas de salida para valores de caudal de flujo mínimos. Se incluyen los resultados de calor total en la salida si se considera que el sistema opera las 24 horas del día durante cada mes.....	77
Tabla 6.12. Caudales de suficiencia energética y de temperatura de acuerdo con la demanda térmica mensual como requerimiento energético y una temperatura de 80°C como requerimiento de temperatura. Las celdas en blanco corresponden a casos no viables al no cumplirse la restricción de caudal (Tabla 6.11).	78
Tabla 7.1. Densidad de conexión para cada pozo si la extracción se realiza al caudal mínimo. PD: Punta Delgada; CS: Cerro Sombrero; MA: Monte Aymond; SS: San Sebastián; CP: Posesión,	81
Tabla 7.2. Variación porcentual del potencial extraíble y de la temperatura de salida entre la metodología planteada en este trabajo y la de Stefani (2018) para cada pozo a una extracción al mismo caudal. Las variaciones porcentuales de ambos resultados están dadas por la columna Δ%, dado que son equivalentes.	82
Tabla 7.3. Resultados de calor total y temperatura de salida para caudales 2 a 4 veces mayores. Se incluyen la temperatura del fluido en el fondo y la pérdida de esta en su ascenso.	84
Tabla 7.4. Pérdida de temperatura que sufre el fluido calor-portador durante su ascenso para caudal mínimo y post modificación de este parámetro. Se incluye la variación porcentual de la pérdida de temperatura entre ambos casos.	85
Tabla 7.5. Comparación entre potencial disponible y demanda energética por localidad si se considera un tiempo de funcionamiento del sistema de 24 horas continuas cada día.	86

Tabla 7.6. Comparación entre potencial disponible y demanda energética para el mes de junio por localidad si se considera un tiempo de funcionamiento del sistema de 24 horas continuas cada día.	87
Tabla 7.7. Resumen de los sistemas planteados en este trabajo.	93
Tabla 7.8. Costos de producción de gas natural de acuerdo con el consumo de este para cada sitio estudiado.	93
Tabla A.1. Techo, base y potencia para las unidades presentes en la localidad de Punta Delgada. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.	106
Tabla A.2. Techo, base y potencia para las unidades presentes en la localidad de Cerro Sombrero. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.	106
Tabla A.3. Techo, base y potencia para las unidades presentes en el paso fronterizo Monte Aymond. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.	107
Tabla A.4. Techo, base y potencia para las unidades presentes en el paso fronterizo San Sebastián. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.	107
Tabla A.5. Techo, base y potencia para las unidades presentes en Posesión. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.	108
Tabla C.1. Potencial geotérmico y temperatura de salida en relación con la profundidad, la temperatura del fondo y el gradiente geotermal promedio registrado en cada pozo, para 1 kg/s de caudal. Los datos están tabulados según gradiente promedio decreciente. Se destacan en color azul las celdas de los pozos de Punta Delgada, en verde los de Cerro Sombrero, en rosa los de Monte Aymond, en amarillo los de San Sebastián y en naranja los de Campamento Posesión.	111

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Imagen satelital del área de estudio.	6
Figura 2.2. Geología de la Patagonia. Tomado de Sáez (2017); modificado de Wilson (1991).	8
Figura 2.3. Evolución tectónica de la cuenca de Magallanes. Tomado de Mella (2001); modificado de Galeazzi (1994).	10
Figura 2.4. Marco tectónico de la cuenca de Magallanes. MFFZ: Zona de falla Fagnano-Magallanes y RVMB: Cuenca Marginal de Rocas Verdes. Tomado de Ghiglione y Cristallini (2007). .	15
Figura 2.5. Mapa geológico región de Magallanes basado en Dalziel (1981) y Wilson (1991). Tomado de Mella (2001).	15
Figura 2.6. Provincia de Plataforma, entre Isla Riesco y la boca este del Estrecho de Magallanes. En verde se indican los pozos a partir de los que Mella (2001) realizó la reconstrucción estratigráfica de la Figura 2.7.	16
Figura 2.7. Sección estratigráfica generalizada del sector entre Isla Riesco y la boca este del Estrecho de Magallanes. Tomado de Mella (2001).	17
Figura 2.8. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).	18
Figura 2.9. Columna generalizada de la cuenca de Magallanes para la porción chilena de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Se incluyen las litologías principales reconocidas, nomenclatura de marcadores eléctricos y fases tectónicas e ígneas reconocidas. Modificado de Sáez (2017).	21
Figura 3.1. Intercambiador de calor vertical cerrado coaxial. Tomado de CEGA (2019).	32
Figura 3.2. Esquema simplificado de un sistema de calefacción distrital básico.	35
Figura 3.3. Temperatura en las tuberías de salida (hacia los usuarios) y de retorno (hacia la central generadora) en función de la temperatura del ambiente. Tomado de Recknagel et al. (2009).	38
Figura 3.4. Esquema del pozo rehabilitado, parte de la red de distribución del sistema de calefacción distrital y el intercambiador de calor que los conecta. Tomado de Stefani (2018).	38
Figura 3.5. Representación esquemática del intercambio de calor para un único pozo. Modificado de Davis y Michaelides (2009); Bu et al. (2012).	41
Figura 3.6. Esquema del DBHE. Se muestran los factores involucrados en el intercambio de calor con la roca circundante y dentro del DBHE. Tomado de Stefani et al. (2018).	41
Figura 3.7. Perfil esquemático del pozo. Las flechas coloreadas indican la dirección de los fluidos y las de color negro indican los límites entre los que hay transferencia de calor. Se incluyen distintos parámetros físicos y termodinámicos de los materiales, necesarios para el cálculo del potencial geotérmico. En el Apartado 5.2.1 se define cada parámetro. Tomado de Stefani (2018).	43

Figura 4.1. Distribución de los pozos seleccionados para el análisis de la estratigrafía en detalle. A: Localidad de Punta Delgada, paso Monte Aymond y campamento Posesión; B: Localidad de Cerro Sombrero; C: Paso San Sebastián.	49
Figura 6.1. Distribución de las líneas sísmicas utilizadas y de los pozos seleccionados dentro del sector norte del área de estudio.	69
Figura 6.2. Interpretación de líneas sísmicas para el sector norte de la zona de estudio. En rojo y amarillo se indican los límites de base y techo del paquete cretácico, respectivamente. La línea vertical discontinua representa el eje de intersección entre cada par de perfiles. A: Punta Delgada; B: Monte Aymond; C: Posesión. La escala vertical es equivalente en todas las imágenes.	70
Figura 6.3. Correlación estratigráfica esquemática para el sector norte de la zona de estudio que incluye los pozos de Punta Delgada, Monte Aymond y campamento Posesión. Se incluyen el nombre y largo total de cada pozo.	71
Figura 6.4. Superposición de columnas sobre perfiles sísmicos perpendiculares para el sector norte del área de estudio. En amarillo se indica el techo de la secuencia cretácica y en rojo su base. A: Punta Delgada (localidad); B: Monte Aymond (paso fronterizo); C: Posesión (campamento).	72
Figura 6.5. Intervalos de caudales que satisfacen los requisitos de demanda energética y temperatura de salida de forma independiente o simultánea para el mes de junio. En naranja se indican aquellos caudales para los que el fluido se extrae al menos a la temperatura de salida fijada como requerimiento (80°C), en amarillo, los caudales para los que se genera una cantidad de calor equivalente o mayor a la cantidad mensual demandada y, en gris, el rango de caudales para los que se cumplen ambos requisitos de manera simultánea. PD: Punta Delgada; CS: Cerro Sombrero; MA: Monte Aymond; SS: San Sebastián; CP: Campamento Posesión.	79
Figura 7.1. Efecto de la diferencia de valores en la conductividad térmica sobre el calor total en salida y la temperatura de salida del fluido.	83
Figura 7.2. Mapa de geotermas en la zona de estudio. Tomada de CERE (2015).	89
Figura 7.3. Potencial geotérmico en función de la profundidad, la temperatura del fondo y el gradiente promedio de los pozos para la localidad de Punta Delgada, el paso fronterizo Monte Aymond y el campamento Posesión.	90
Figura 7.4. Potencial geotérmico en relación con el área de transferencia de calor entre el pozo y la roca.	91
Figura 7.5. Mapa de ubicación del sistema de Prenzlau y características de este. Tomada de Geothermal Information System for Germany (2019).	92
Figura B.1. Leyenda para las columnas de las figuras a continuación.	108
Figura B.2. Columnas estratigráficas para los pozos de Punta Delgada. Las líneas amarilla y roja representan los límites de techo y base del paquete cretácico respectivamente.	109

Figura B.3. Columnas estratigráficas para los pozos de Cerro Sombrero.....	109
Figura B.4. Columnas estratigráficas para los pozos de Monte Aymond.....	110
Figura B.5. Columnas estratigráficas para los pozos de San Sebastián.....	110
Figura B.6. Columnas estratigráficas para los pozos de campamento Posesión.....	111

1. INTRODUCCIÓN

En todo el mundo aproximadamente el 66% de la generación de electricidad proviene de plantas de energía de combustibles fósiles¹ (petróleo, carbón, gas natural y gas licuado del petróleo). Esta práctica libera anualmente 32 mil millones de toneladas de dióxido de carbono a la atmósfera, por lo que constituye un daño importante al medio ambiente al contribuir con los gases de efecto invernadero GEI (Edenhofer, 2015). Un desafío particular de la producción de electricidad es satisfacer la demanda máxima de energía, que puede ser variable e impredecible, es decir, se debe producir una gran cantidad de electricidad según sea necesario, y el suministro debe satisfacer exactamente la demanda. Dado los requerimientos y condiciones del mundo actual, los combustibles fósiles siguen siendo indispensables porque permiten encender y apagar la producción de energía con poca demora y satisfacer de manera confiable el *peak* de demanda de electricidad, lo que no es posible con la energía nuclear, eólica y/o solar (Harris, 2017).

Dado lo anterior, la búsqueda de alternativas energéticas a partir de fuentes renovables se ha convertido en una necesidad. En Chile, gracias a las características del territorio, se han explotado diversos recursos renovables para generar energía. Entre las fuentes renovables se cuentan la energía solar, puesto que Chile es el territorio con una de las tasas de radiación solar más altas del mundo, energía eólica, energía marina, biogás y energía geotérmica². No obstante, la energía geotérmica es única entre las fuentes renovables, ya que no es intermitente. Se trata de la energía que se encuentra bajo tierra y que se ha acumulado a lo largo de la vida del planeta. La mayor parte de la capacidad geotérmica existente se encuentra instalada en lugares donde la actividad térmica subterránea es alta como, por ejemplo, Islandia y Filipinas. Sin embargo, el potencial de la geotermia no se limita a estos lugares. Las iniciativas actuales apuntan a extender la viabilidad de la geotermia a áreas donde las condiciones del terreno no son óptimas para su desarrollo (Harris, 2017).

En relación con lo anterior, los Andes chilenos albergan una de las provincias geotérmicas no desarrolladas más grandes del mundo. Los recursos geotérmicos podrían proporcionar una fuente

¹World development indicators: electricity production, sources, and access. (2015). Retrieved July 29, 2019, from The World Bank website: <http://wdi.worldbank.org/table/3.7>

²Energía 2.0: Energías Renovables. Retrieved August 8, 2019, from Ministerio de Energía website: <http://www.energia.gob.cl/energias-renovables>

limpia tanto para la generación de electricidad como para energía de uso directo, ya que el país necesita importar casi el 85% de los combustibles fósiles para la producción de electricidad y más del 75% de todos sus requerimientos energéticos. Se pueden distinguir dos zonas volcánicas geotermiales principales dentro de los Andes chilenos, la Zona Norte (17–28°S) y la Zona Centro-Sur (33–46°S), ambas paralelas a la Cordillera de la Costa. Una evaluación preliminar de estas dos zonas estima un potencial del orden de 16 mil MW durante al menos 50 años a partir de fluidos geotermiales con temperaturas superiores a 150°C, ubicados a una profundidad inferior a 3000 m (Lahsen, 1986). Ante esta situación, se ha tratado de promover el desarrollo de fuentes de energía no convencionales (eólica, solar y geotérmica), en tanto el país ha otorgado más de 70 concesiones de exploración geotérmica a empresas privadas, y se han realizado perforaciones de exploración en al menos nueve de estas áreas. No obstante, en Chile, los recursos geotérmicos se han utilizado tradicionalmente con fines recreativos y turísticos (Lahsen et al., 2015).

El escenario económico actual y la inminente crisis climática, consecuencia de la combustión de hidrocarburos, hacen que el uso de fuentes de energía alternativas sea imperativo para el futuro cercano. Reemplazar el uso de combustibles fósiles por geotermia para producir energía podría resultar en una reducción considerable en las emisiones de gases de efecto invernadero. No obstante, la geotermia actualmente representa una fuente insignificante de electricidad con sólo un 0,3% de la producción mundial³. Las principales barreras para el desarrollo de la energía geotérmica en Chile son los altos costos de inversión en las etapas de exploración (perforación principalmente), la lejanía a los centros urbanos (líneas de transmisión) y la escasez de personal cualificado en el país, entre otros.

Ante la problemática del alto costo de inversión, en esta investigación se plantea la posibilidad de utilizar pozos de petróleo y gas abandonados, pues constituyen buenos candidatos para la conversión a pozos geotérmicos al extenderse a profundidades donde las temperaturas del suelo son lo suficientemente altas para su aprovechamiento. Una vez que el recurso petrolífero se agota, o cuando no son viables para la producción, los pozos son abandonados, lo que genera un costo asociado con el mantenimiento y/o sellado de estos, aun cuando no se encuentran en operación, además del riesgo que significa que los pozos permanezcan abandonados y abiertos. La conversión de pozos de petróleo y gas abandonados para geotermia de uso directo reduciría el costo de abandono, eliminaría la amenaza medioambiental de los pozos sin sellar e introduciría un mayor

³International Energy Statistics: Total electricity net generation. (2016). Retrieved July 29, 2019, from U.S. Energy Information Administration website: <https://www.eia.gov/>

aporte de energía renovable en el suministro de electricidad mundial (Harris, 2017). La reutilización de pozos de hidrocarburos en cuencas sedimentarias es cada vez más común debido al bajo costo inicial, ya que no requiere realizar una nueva perforación (Reyes, 2007; Bromley et al., 2010). Además, los reservorios de hidrocarburos están compuestos de gas, petróleo y agua y una vez agotado el recurso, el reservorio queda saturado en agua potencialmente extraíble como recurso geotermal (Lagarrigue, 2019).

En la región de Magallanes y la Antártica Chilena, que abarca gran parte de la porción más austral del país, la Empresa Nacional del Petróleo ENAP ha gestionado la perforación de alrededor de 4 mil pozos con fines de exploración y producción de hidrocarburos. De estos, se estima que más del 40% se encuentran abandonados en la actualidad. Muchos de estos pozos tienen profundidades mayores a 2000 m y alcanzan temperaturas de entre 60 y 100°C. La mayoría están ubicados al norte de Tierra del Fuego y al noreste del Estrecho de Magallanes, zonas cuyas localidades suplen su demanda energética para calefacción principalmente con gas. Esto se debe, en parte, a las características orográficas y geográficas de la zona sur, que hace que la región de Magallanes no esté conectada mediante infraestructura energética con el resto del territorio nacional. Sumado a lo anterior, las condiciones climáticas de esta área la han convertido en la región de consumo energético térmico más elevado de Chile, por lo que la región de Magallanes constituye un candidato adecuado para la aplicación de geotermia de uso directo mediante la rehabilitación de pozos abandonados, que es lo que se propone en este trabajo.

Tras esta introducción, se presenta la hipótesis de trabajo, seguida de los objetivos de la investigación y una breve descripción de la metodología utilizada. A continuación, se presentan las siguientes secciones: (1) el marco geológico que consiste en una contextualización geológica de la región de Magallanes y del área de estudio en específico; (2) el marco teórico, en el que se detallan los conceptos clave para el entendimiento de este estudio; (3) la metodología utilizada, explicada en detalle; (4) los resultados obtenidos; (5) análisis realizados a partir de los resultados, acompañados de una breve discusión; y finalmente (6) las conclusiones del trabajo.

1.1. Hipótesis general

En la región de Magallanes existen unidades permeables en profundidad y un gradiente de temperatura por sobre el promedio mundial. A su vez, la información geológica y geofísica disponible permite establecer un potencial geotérmico para ciertos puntos específicos dentro de la

región. Todo esto es relevante en un escenario global de transición energética y, particularmente, en la región con mayor demanda energético-térmica de Chile.

H: Es posible satisfacer los requerimientos energéticos de ciertos sitios dentro de la región de Magallanes con geotermia de uso directo, mediante la rehabilitación de pozos petroleros abandonados.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Establecer el potencial geotérmico de uso directo para las localidades de Punta Delgada, Cerro Sombrero, los pasos fronterizos Monte Aymond y San Sebastián, y el campamento Posesión en la región de Magallanes y la Antártica chilena, a partir de la información geológica y geofísica disponible.

1.2.2. Objetivos específicos

- Elaborar una base de datos con información relevante para el estudio de los pozos con el propósito de determinar el potencial geotérmico en localidades y pasos fronterizos.
- Distinguir los cambios de potencia y orientación de las formaciones litológicas a partir de la descripción detallada de la estratigrafía de los pozos extrapolada a escala de localidad.
- Establecer el potencial de suplir la demanda energética, en términos de cantidad de energía extraíble y límites de temperatura, mediante el uso directo de la geotermia en los sitios de interés.
- Validar resultados obtenidos mediante la comparación con los de un sistema geotermal de similares características en actual funcionamiento.

1.3. Metodología

Con motivo de lo anterior, este trabajo busca obtener el potencial geotérmico de pozos en las localidades de Cerro Sombrero y Punta Delgada, así como en los pasos fronterizos San Sebastián

y Monte Aymond, y en las instalaciones del campamento Posesión de ENAP, con el objetivo de satisfacer su demanda energético-térmica con geotermia de uso directo. El desarrollo de esta investigación se basa, fundamentalmente, en datos de pozos perforados para exploración de hidrocarburos a cargo de ENAP en la región de Magallanes, que han sido proporcionados por la misma compañía. La metodología de trabajo consta de tres etapas principales presentadas brevemente en esta sección y detalladas en el Apartado 4.

1.3.1. Construcción base de datos

Posterior a una evaluación de los archivos de ENAP, en términos de calidad de información, se realizó la recolección de datos de aquellos pozos más relevantes para el estudio.

1.3.2. Integración de datos

Los datos de ENAP se complementaron con fuentes de información secundaria (estudios anteriores, *papers*, información de sistemas similares en otros países, etc.), considerando el contexto geológico de la zona.

1.3.3. Determinación del potencial

Finalmente se realizó el cálculo analítico del potencial en una etapa que incluyó la aplicación de diversos métodos matemáticos relativos a aproximaciones de temperatura y modelos de transferencia de calor principalmente (Apartado 5).

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1. Zona de estudio

Desde una perspectiva general, la zona de estudio se ubica en la región de Magallanes y la Antártica Chilena, en el área representada en la Figura 2.1. Sin embargo, el desarrollo de este trabajo estará enfocado en las localidades de Punta Delgada y Cerro Sombrero, los pasos fronterizos Monte Aymond y San Sebastián, y el campamento Posesión, instalación perteneciente a ENAP.

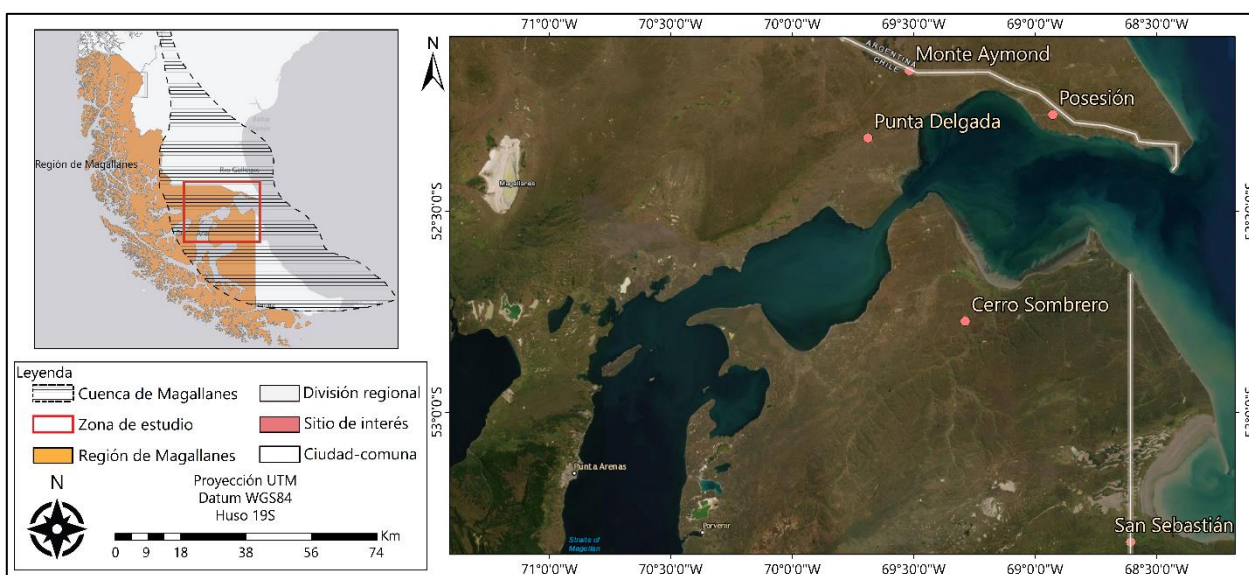


Figura 2.1. Imagen satelital del área de estudio.

2.2. Antecedentes generales

Los Andes Patagónicos Australes constituyen el resultado de procesos tectónicos y sedimentarios asociados a la ruptura de Gondwana que habría tenido lugar en el Jurásico. Estos eventos tuvieron como consecuencia la generación y colmatación de una cuenca multiepisódica, conocida como cuenca de Magallanes o cuenca Austral. La provincia de Magallanes puede ser dividida en cuatro regiones fisiográficas de oeste a este (Gutiérrez, 1962): (1) el Archipiélago Patagónico, que incluye las islas del Pacífico; (2) los Andes Patagónicos (Cordillera Principal); (3) el Cordón de piedemonte Andino, que constituye el alto topográfico más importante al este y norte de la Cordillera Principal

y forma numerosas sierras paralelas menores; y (4) la Estepa Magallánica, que se extiende desde el piedemonte este hasta el océano Atlántico (Natland et al., 1974).

La cuenca de Magallanes constituye un importante rasgo geomorfológico que se ubica entre el Arco Río Chico y la Cordillera Principal, en el extremo sur de Sudamérica (47° a 55°S), y se extiende por unos 230 mil km² con una longitud de 700 km y 370 km en su ancho máximo (Malumián et al., 2013). Posee una orientación NNW–SSE y representa una de las unidades tectonosedimentarias mesocenoicas más destacadas del extremo suroeste de la placa Sudamericana. Su relleno sedimentario alcanza los 9 mil m de profundidad al norte de la península Brunswick (Natland et al., 1974), la que disminuye gradualmente hacia el noreste (Pittion y Arbe, 1999). El límite norte de la cuenca está a la altura del punto triple entre la placa de Nazca, Sudamérica y Antártica. Al oeste se encuentra el Batolito Patagónico y la Faja Plegada y Corrida Magallánica (Figura 2.2). El límite este está definido por el Arco Río Chico-Dúngenés. El límite sur está formado por una zona compleja de acortamiento cortical y fallas de rumbo generadas a lo largo del margen de las placas de Sudamérica y Escocia (Natland et al., 1974; Biddle et al., 1986).

La estratigrafía general de la cuenca consta de una secuencia volcanoclástica jurásica que sobreyace al basamento metamórfico Paleozoico, la Serie Tobífera, seguida de una potente secuencia marina del Jurásico superior–Mioceno que subyace a estratos continentales del Mio–Plioceno de tobas y areniscas, con algunas intercalaciones menores de agua salobre. Estas rocas se encuentran cubiertas por una capa de depósitos glaciales y fluvio-glaciales del Cuaternario. La plataforma Springhill se encuentra en el sector noreste de la cuenca de Magallanes, y se extiende a lo largo de la porción noreste de la provincia de Magallanes en Chile y en las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego en Argentina (Natland et al., 1974).

2.3. Evolución geológica

La historia evolutiva de la cuenca de Magallanes incluye dos etapas. La primera se vincula a un régimen tectónico extensional, asociado a la ruptura inicial de Gondwana que habría afectado a todo el sector austral de la Patagonia entre el Jurásico medio y el Cretácico inferior. La segunda etapa comprende su desarrollo como cuenca de antepaís, a los 85 Ma aproximadamente como consecuencia de la carga tectónica registrada en el margen Pacífico oeste de la placa Sudamericana, una vez comenzada la apertura del océano Atlántico en el Aptiano (120 Ma) e iniciado el ciclo orogénico de los Andes Australes (Figura 2.3). Esta última etapa, que se extiende hasta el Neógeno, alberga sucesivas cuencas de antepaís ligadas a carga tectónica (Mpodozis et al., 2011).

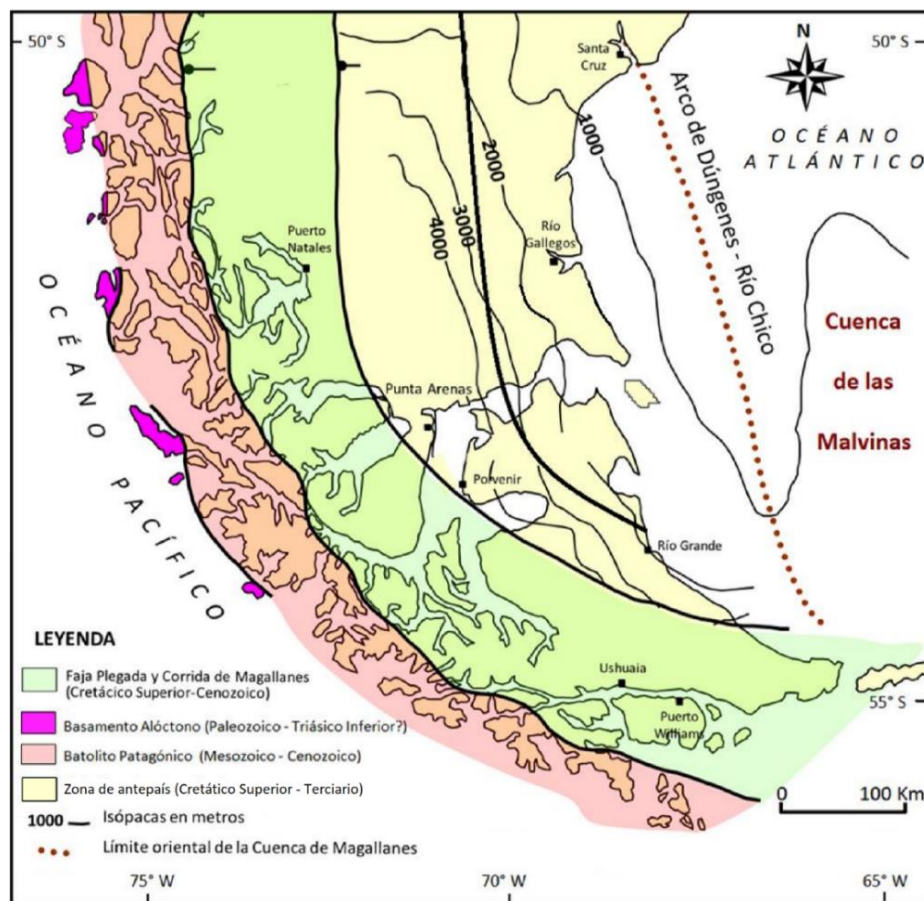


Figura 2.2. Geología de la Patagonia. Tomado de Sáez (2017); modificado de Wilson (1991).

2.3.1. Paleozoico – Jurásico inferior

Durante el Pérmico–Triásico inferior se instauró un arco magmático ubicado al este de los 70°W, en el margen suroeste del paleocontinente Gondwana (Gust et al., 1985). El basamento en esta zona representaría episodios de subducción y acreción a lo largo del margen oeste de Gondwana en el Precámbrico–Pérmico. En áreas acotadas hacia el oeste de los 69°W se habría desarrollado un extenso prisma de acreción, compuesto por sedimentos depositados en una cuenca recientemente interpretada como cuenca de antearco (Herve et al., 1981; Forsythe, 1982). Este prisma incluiría la acreción de corteza oceánica y de terrenos alóctonos, como las calizas de Madre de Dios (Forsythe y Mpodozis, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989), y habría sido sometido a deformación y metamorfismo durante la orogenia gondwánica (Du Toit, 1937), en el Paleozoico superior–Jurásico inferior, cuyo origen está probablemente relacionado a los inicios de la fragmentación de Gondwana (De Wit, 1977).

2.3.2. Jurásico inferior – superior

Hacia fines del Triásico y comienzos del Jurásico, se produce un importante cambio en el régimen tectónico a lo largo del margen sur del paleocontinente. Comienza un período de extensión al suroeste de Gondwana, probablemente generado por cambios en la distribución de las placas tectónicas a medida que continúa la separación del paleocontinente. Como consecuencia, el basamento metamórfico paleozoico habría sido sometido a fallamiento normal, acompañado de la generación de grábenes y hemigrábenes de orientación NNW-SSE, dentro de los cuales se habrían depositado secuencias de volcanitas y sedimentos continentales coluviales y marinos someros (Gust et al., 1985; Harambour y Soffia, 1988a). Durante el Jurásico medio a superior, la evolución geológica de la parte austral de Sudamérica estuvo controlada por un régimen tectónico extensional, que conllevaría el desarrollo de una zona de rift, con la generación de numerosas cuencas menores ampliamente distribuidas en esta porción del actual continente (Figura 2.3a). La etapa de rift culmina con un extenso volcanismo ácido alcalino (Formaciones El Quemado y Serie Tobífera) generado por anatexia cortical asociada al alzamiento del manto y probablemente gatillado por la relajación de los esfuerzos que generaron las fallas normales. El volcanismo ácido se manifiesta en todo el borde suroeste de Gondwana, que acaba por colmatar las cuencas de rift (Harambour y Soffia, 1988^a) con varios miles de metros de volcanitas ácidas, depositadas en un ambiente subaéreo en gran parte del extremo suroeste de Gondwana. Además, se generó volcanismo riolítico submarino a lo largo del actual margen continental de Sudamérica (Bruhn et al., 1978), durante una etapa de proto-cuenca marginal, desarrollada en respuesta a los procesos magmáticos y extensionales asociados con la fragmentación del supercontinente (Hanson y Wilson, 1991).

2.3.3. Jurásico superior – Cretácico inferior

La extensión en el margen pacífico de Gondwana durante el Jurásico superior conllevó la ruptura de la corteza continental, lo que tuvo como consecuencia el desarrollo de una dupla arco de isla-cuenca marginal de trasarco (cuenca de Rocas Verdes) inmediatamente posterior al volcanismo (Katz, 1972; Dalziel et al., 1974; Dalziel, 1981). El arco de isla coetáneo formado hacia el oeste, separado del margen continental por la cuenca marginal de Rocas Verdes (Figura 2.3b), habría sido la fuente de un gran aporte de turbiditas volcanoclásticas calcoalcalinas durante el Cretácico temprano (Dalziel et al., 1974; Suarez y Pettigrew, 1976; Storey y Macdonald, 1984). La etapa de rift finaliza en el Jurásico superior–Cretácico inferior, con la fragmentación de Gondwana en forma coetánea con el volcanismo ácido o muy poco después (Gust et al., 1985), lo que coincidió con el inicio de la expansión de la cuenca marginal de Rocas Verdes y dio lugar a una lenta pero continua subsidencia termal (Harambour y Soffia, 1988a). La extensión estaría ligada al desarrollo de una subducción de alto ángulo en el borde pacífico de Gondwana y habría dado origen a un arco magmático (Batolito Patagónico) en su margen occidental (Dalziel et al., 1974; De Wit, 1977).

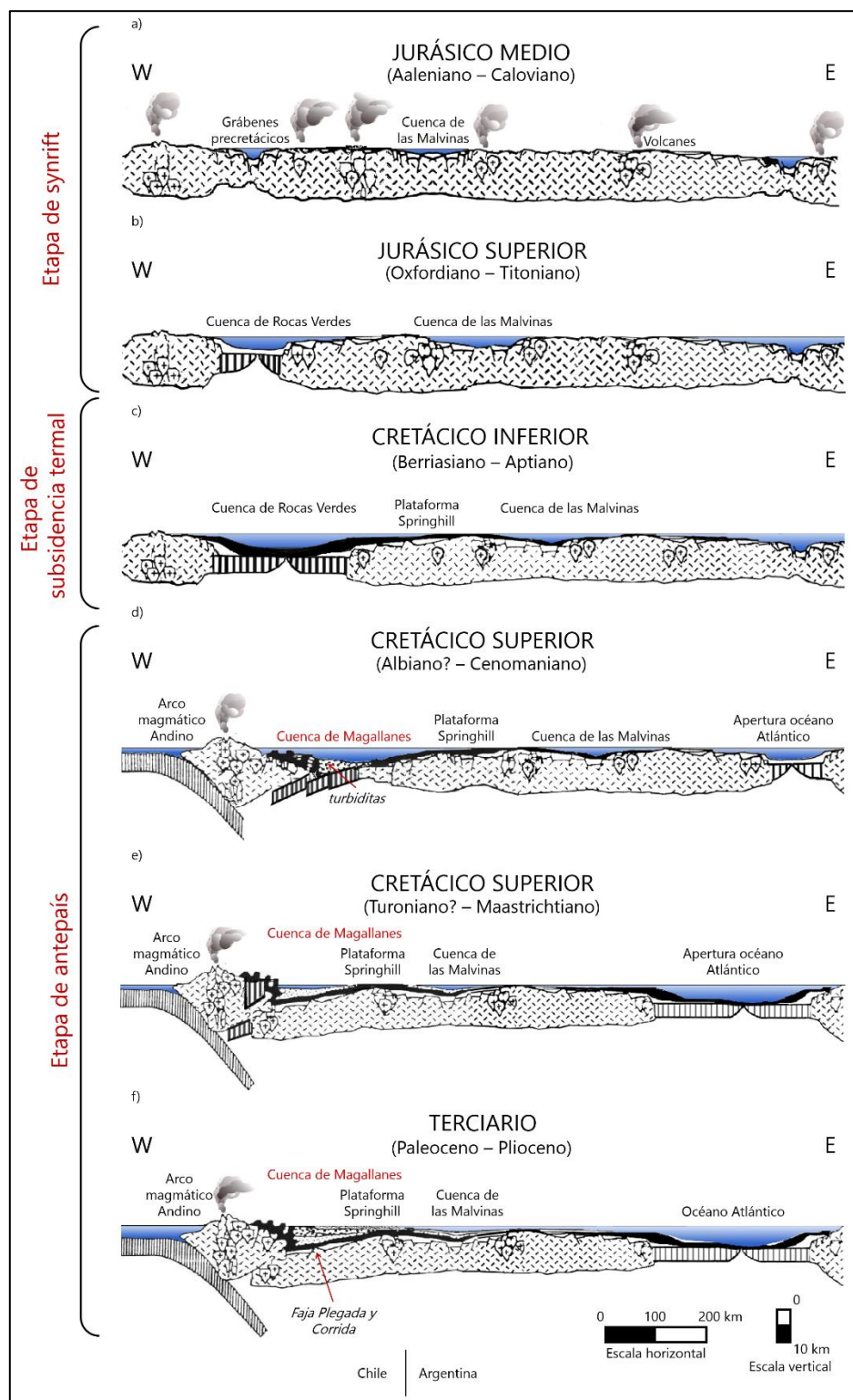


Figura 2.3. Evolución tectónica de la cuenca de Magallanes. Tomado de Mella (2001); modificado de Galeazzi (1994).

2.3.4. Cretácico inferior – superior

Desde comienzos del Cretácico, luego de la extensión y desarrollo de la cuenca marginal de Rocas Verdes, toda la región habría comenzado a sufrir una subsidencia termal continua que tuvo como consecuencia una importante transgresión marina, acompañada por la depositación de varios cientos de metros de sedimentos clásticos marinos sobre las volcanitas jurásicas, en un ambiente de plataforma (Figura 2.3c). Durante la fragmentación final de Gondwana y la apertura del océano Atlántico, a inicios del Cretácico superior, comienzan a imperar condiciones de convergencia en el borde este de la cuenca de Rocas Verdes (Harambour y Soffia, 1988a). El nuevo régimen tectónico compresivo conlleva el cese de la subsidencia termal en la cuenca y su margen pacífico comienza a ser comprimido y deformado desde el suroeste. Como consecuencia de la compresión, habría ocurrido obducción del piso oceánico de la cuenca marginal hacia el norte, además de una intensa deformación y metamorfismo en el basamento y en la cobertura sedimentaria mesozoica (Nelson et al., 1980; Dalziel y Brown, 1989). El posterior alzamiento de los terrenos deformados, estimado en 5 a 10 km en la cordillera Darwin (Nelson, 1982), habría originado un área de relieve positivo (protocordillera) en el margen pacífico. El régimen compresivo habría generado el desplazamiento del frente de deformación hacia el antepaís, lo que implicaría el fallamiento inverso y plegamiento de la cobertura sedimentaria y daría origen a la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM).

El desequilibrio isostático originado por los procesos de deformación y alzamiento del orógeno, en combinación con el comportamiento rígido de la corteza continental, habría derivado en la generación de una flexura de la litósfera delante del frente de deformación, lo que propiciaría el desarrollo de una elongada y extensa cuenca de antepaís hacia el margen atlántico, denominada cuenca de Magallanes, según Biddle et al. (1986) y Harambour y Soffia (1988a). El principal aporte detrítico lo constituirían los terrenos alzados del borde oeste de la cuenca mediante erosión (Winn y Dott, 1979). Los depósitos que conformarían la primera secuencia de antepaís corresponden a sistemas de abanicos submarinos turbidíticos, orientados de norte a sur (Wilson, 1991), depositados en ambiente marino profundo a lo largo del eje de la cuenca (Natland et al., 1974), y serían parte del dominio oeste de la FPCM. Posteriormente, en el Senoniano, los depósitos de ambiente marino profundo fueron seguidos por sedimentos de plataforma, deltaicos y de ambiente fluvial, los que cambiarían desde un sistema de dispersión longitudinal a un patrón más diverso dominado por el transporte desde los terrenos más elevados hacia el antepaís (Wilson, 1991). A partir del Cretácico tardío (Maastrichtiano) se produce un segundo evento compresivo que tendría como consecuencia la propagación de la deformación hacia el noreste, lo que afectaría la cobertura sedimentaria y causaría canibalismo entre estas y las rocas de la primera secuencia de antepaís previamente depositadas. El depocentro sedimentario se habría desplazado hacia el este, acompañado de la generación del espacio de acomodación que permitiría el desarrollo de una segunda secuencia de antepaís durante el Eoceno.

2.3.5. Terciario inferior

Durante el Paleoceno, la exposición en superficie de la porción este de la cuenca en conjunto con la regresión generalizada en la Patagonia que afectaría al borde oeste (Malumián et al., 2013), habría derivado en una importante alteración en la distribución y morfología de la cuenca de Magallanes hacia una depresión elongada y angosta (Figura 2.3d). En contraste con la exposición de la plataforma al este, el borde oeste experimentaría una fuerte subsidencia. Este fenómeno tendría relación con un aumento en la curvatura flexural de la corteza, consecuencia de un alto grado de alzamiento de la protocordillera, lo que daría como resultado una elevación en el sector de plataforma y una profundización del margen oeste de la cuenca. En el Eoceno, posterior a la movilización hacia el este del depocentro (Natland et al., 1974), se produce subsidencia generalizada en la cuenca y el margen este previamente expuesto comenzaría a ser transgredido paulatinamente por el mar proveniente del oeste (Cañón, 1968; Natland et al., 1974; Charrier y Malumián, 1975; Biddle et al., 1986) con lo se habría generado una discordancia progresiva por sobre las sedimentitas de plataforma del Cretácico superior.

2.3.6. Eoceno superior – Reciente

A partir del Eoceno superior se produce un cambio en el comportamiento subsidente de la cuenca que estaría relacionado con una disminución en la actividad tectogénica del cinturón orogénico y en el descenso de su relieve a causa de la erosión (protocordillera Patagónica). Esto originaría un desbalance isostático cada vez menor, traducido en un menor grado de subsidencia por flexura cortical. De este modo, se propician las condiciones para la somerización de la cuenca, al exceder la tasa de sedimentación a la tasa de subsidencia. La región adquiere condiciones de ambiente transicional (marino a continental), representado en los depósitos de sistemas fluviales y deltaicos progradantes hacia el este que comenzarían a colmatar la cuenca, en cuyas unidades se albergan importantes mantos de hidrocarburos (Figura 2.3e).

La actividad tectónica del Mioceno habría tenido un carácter transpresivo (Ghiglione, 2002) evidenciado por la orientación de diques clásticos con respecto a las estructuras regionales. La deformación transpresiva y transtensiva del Neógeno se encuentra aún activa a lo largo del límite actual de las placas Sudamericana y Escocia (Cunningham et al., 1995). La transición a un régimen tectónico dominado por transcurrencia habría sido causada por los fenómenos asociados a la formación de la placa Escocia y la apertura del paso Drake durante el Neógeno (Ramos et al., 1986; Klepeis y Austin, 1997; Olivero y Martinioni, 2001; Ghiglione, 2002).

En el Plioceno toda la región emergería y habría sido cubierta por unidades fluviales y piroclásticas, estas últimas derivadas de la actividad magmático-volcánica desarrollada a lo largo de una franja

de orientación N–S en la precordillera (Michael, 1983). La FPCM experimenta una última fase deformacional con la inclinación de secuencias pliocenas en el frente de deformación, además del alzamiento del complejo plutónico del Paine, en el extremo norte de la zona (Figura 2.3f). Durante el Pleistoceno, y de manera contemporánea al avance y retroceso de una extensa cubierta glacial, se registra un episodio volcánico en la porción norcentral de la cuenca que quedaría de manifiesto en basaltos alcalinos de discreta extensión areal y temporal (Skewes, 1980).

2.4. Geología regional

2.4.1. Contexto estructural

A escala regional, en la Patagonia es posible distinguir dos dominios estructurales mayores. El primero es de carácter compresivo y se encuentra en el margen suroeste, representado por la Cordillera Patagónica y la Faja Plegada y Corrida de Magallanes (FPCM) (Figura 2.2). Se caracteriza por una intensa deformación compresional que incluye zonas de deformación dúctil y zonas de metamorfismo de alto grado en la Cordillera Darwin. Hacia el antepaís, la FPCM ha sido afectada por corrimientos que comprenden el basamento y cubierta sedimentaria a suaves pliegues en su borde noreste. El segundo dominio, de carácter extensivo, es resultado de la tectónica extensional generalizada ocurrida durante el Jurásico superior que generó estructuras que abarcan desde los niveles jurásicos hasta los neógenos en la zona de antepaís. Se encuentra en el sector noreste de la cuenca y estaría representado por la cuenca de antepaís de Magallanes y el margen continental pasivo de la placa. Las estructuras desarrolladas durante este periodo han sido preservadas, en tanto que las unidades dentro de las megasecuencias superiores presentan suaves pliegues de gran amplitud, mientras que el basamento Paleozoico y los niveles jurásicos de la fase de synrift se encuentran en bloques estructurales rotados, hemigrábenes compuestos por fallas normales de orientación NW–SE, formadas durante la extensión que afectó a la Patagonia durante el Jurásico (Biddle et al., 1986; Mella, 2001; Mpodozis et al., 2011; Montecinos, 2017).

La Cordillera Patagónica (Figura 2.2 y Figura 2.4) es resultado de la compresión que efectúa la Placa Sudamericana presente desde el Cretácico superior hasta la actualidad. Se manifiesta hacia el oeste en el Batolito Patagónico, la presencia de basamento paleozoico, lentes ofiolíticos provenientes de la antigua cuenca de Rocas Verdes y de la Formación Tobífera y hacia al este en las megasecuencias de la fase de subsidencia termal del Cretácico. Estos elementos sufrieron una deformación intensa asociada a la compresión con fallamiento de piel gruesa, evidenciado por el metamorfismo de alto grado observado en la Cordillera Darwin (Mpodozis et al., 2011). Por otro lado, la faja plegada y corrida externa involucra corrimientos a nivel del basamento y de la cubierta

sedimentaria en pliegues de gran longitud en su borde este (Figura 2.4). Los sedimentos terciarios, se muestran generalmente plegados en un monoclinal frontal o en suaves anticlinales y sinclinales asociados a un frente orogénico no aflorante. El rumbo de las estructuras del ámbito andino es paralelo a la orientación general de la cadena orogénica (Sáez, 2017).

En el dominio relacionado con la zona de antepaís (Figura 2.2) la tectónica extensional del Jurásico superior condicionó el tipo de estructuras que se desarrollan hasta el presente en los estratos jurásicos y neógenos. El basamento paleozoico y los sedimentos jurásicos se disponen en bloques estructurales rotados, limitados por fallas normales de alto ángulo, definiendo hemigrábenes donde los depósitos volcanoclásticos de synrift muestran geometrías de cuña. La carga sedimentaria provocó la reactivación extensional de las fallas jurásicas, incrementando aún más el relieve de los pliegues generados en niveles más jóvenes. Además de estas fallas, existen un sinnúmero de fallas normales de piel delgada (deformación y fallamiento en la cobertura) dentro de los estratos cretácicos y terciarios a raíz de la flexura inducida. La flexura también forjó pendientes regionales que se incrementan en dirección suroeste, así como también en profundidad, observándose mayores repercusiones de este hecho en el centro que hacia el este (Figura 2.4; Sáez, 2017).

Por último, la activación del límite transcurrente entre las placas Escocia y Sudamérica durante el Mioceno en la Zona de Falla Fagnano (Figura 2.4), modificó la configuración estructural en el sector más austral de la cuenca (Fuenzalida, 1972; Mpodozis et al., 2011).

2.4.2. Estratigrafía regional

Las rocas más antiguas que afloran en el área corresponden al basamento metamórfico, presentes en los Andes Patagónicos y de manera limitada en el Macizo del Deseado, en la provincia de Santa Cruz, Argentina. La depositación comienza con una secuencia volcanoclástica jurásica, conocida como la Serie Tobífera, que subyace a una potente sucesión marina del Jurásico superior–Mioceno, que subyace a una serie continental del Mioceno–Plioceno, compuesta por estratos volcánicos y sedimentarios que albergan algunas delgadas unidades marinas (Figura 2.5; Mella, 2001).

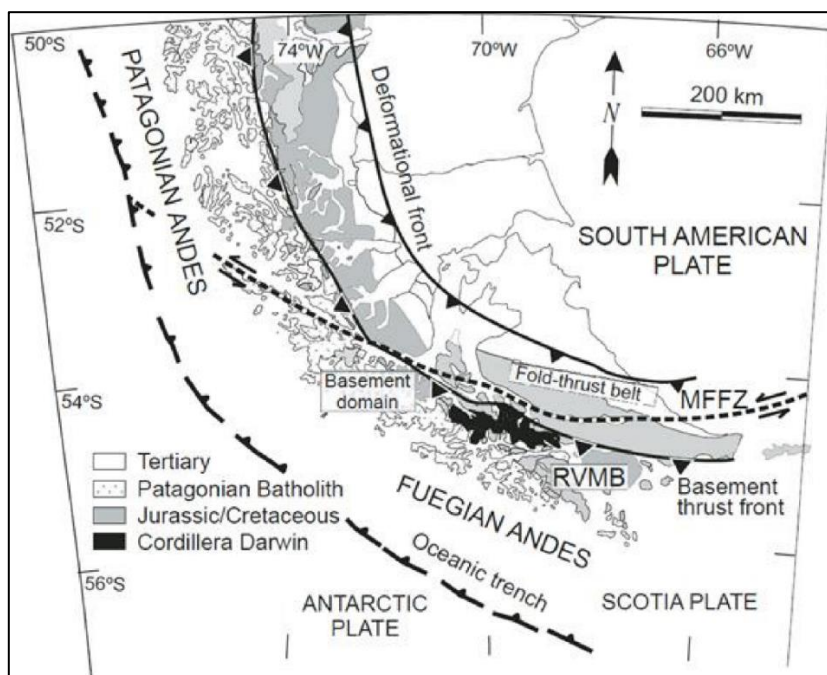


Figura 2.4. Marco tectónico de la cuenca de Magallanes. MFFZ: Zona de falla Fagnano-Magallanes y RVMB: Cuenca Marginal de Rocas Verdes. Tomado de Ghiglione y Cristallini (2007).

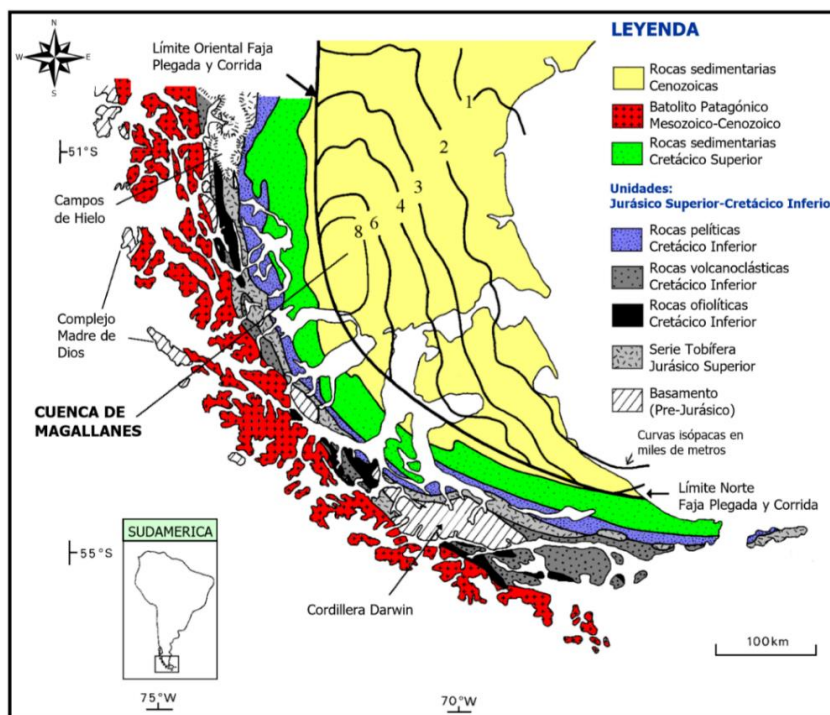


Figura 2.5. Mapa geológico región de Magallanes basado en Dalziel (1981) y Wilson (1991). Tomado de Mella (2001).

La evolución sedimentaria de la cuenca ha estado estrechamente ligada a los procesos tectónicos a los que ha sido sometida. Como resultado de lo anterior, el relleno sedimentario de la cuenca muestra una disposición asimétrica, con potencias de hasta 9 mil m en su porción más profunda, que se hacen progresivamente más someras hacia el margen cratónico, donde alcanzan los 1500 m, lo que deja de manifiesto la existencia de los dos dominios estructurales mencionados previamente. En la Figura 2.7 se presenta la reconstrucción estratigráfica general para la zona, cuyo horizonte de referencia corresponde al límite Cretácico–Terciario (Mella, 2001).

Mella (2001) describe los principales eventos sedimentarios y estructurales ocurridos en el área de estudio, para lo que acota temporalmente las unidades sedimentarias de ambos extremos de la cuenca mediante la separación de la zona en dos provincias. Al sector oeste, que abarca la FPCM, se le denominó Provincia Deformada, mientras que la Provincia de Plataforma correspondería a los sectores centro y este (Figura 2.6). En este trabajo el foco se encontrará en esta última.



Figura 2.6. Provincia de Plataforma, entre Isla Riesco y la boca este del Estrecho de Magallanes. En verde se indican los pozos a partir de los que Mella (2001) realizó la reconstrucción estratigráfica de la Figura 2.7.

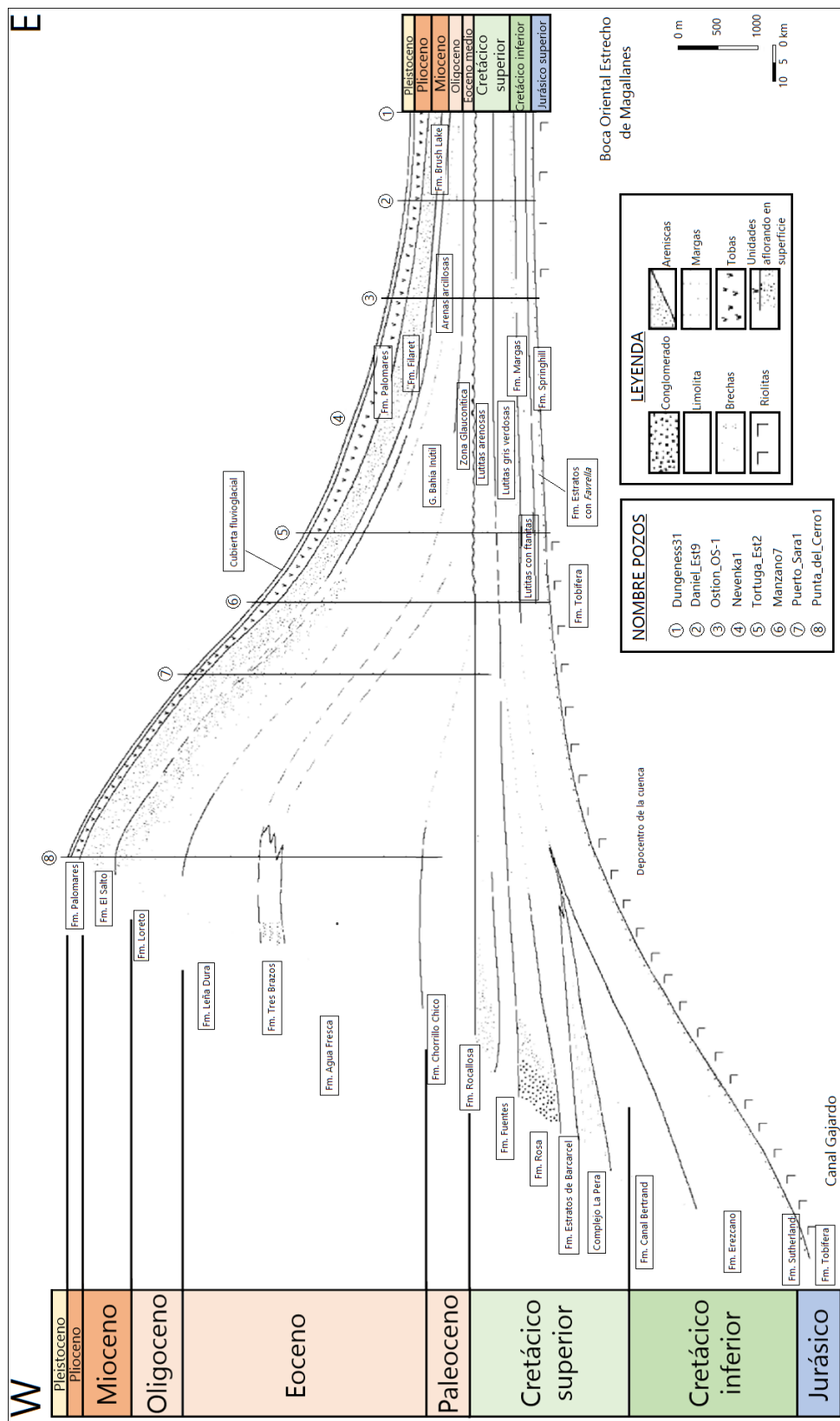


Figura 2.7. Sección estratigráfica generalizada del sector entre Isla Riesco y la boca este del Estrecho de Magallanes. Tomado de Mella (2001).

2.5. Geología del área de estudio

De forma específica, dentro de la zona de estudio afloran unidades que corresponden principalmente a depósitos terciarios y cuaternarios. La geología de la zona está compuesta en su mayoría por depósitos continentales, con secuencias de abanicos aluviales o fluviales, depósitos aluviales y fluvio-glaciales, y algunas secuencias volcanosedimentarias y piroclásticas (Figura 2.8).

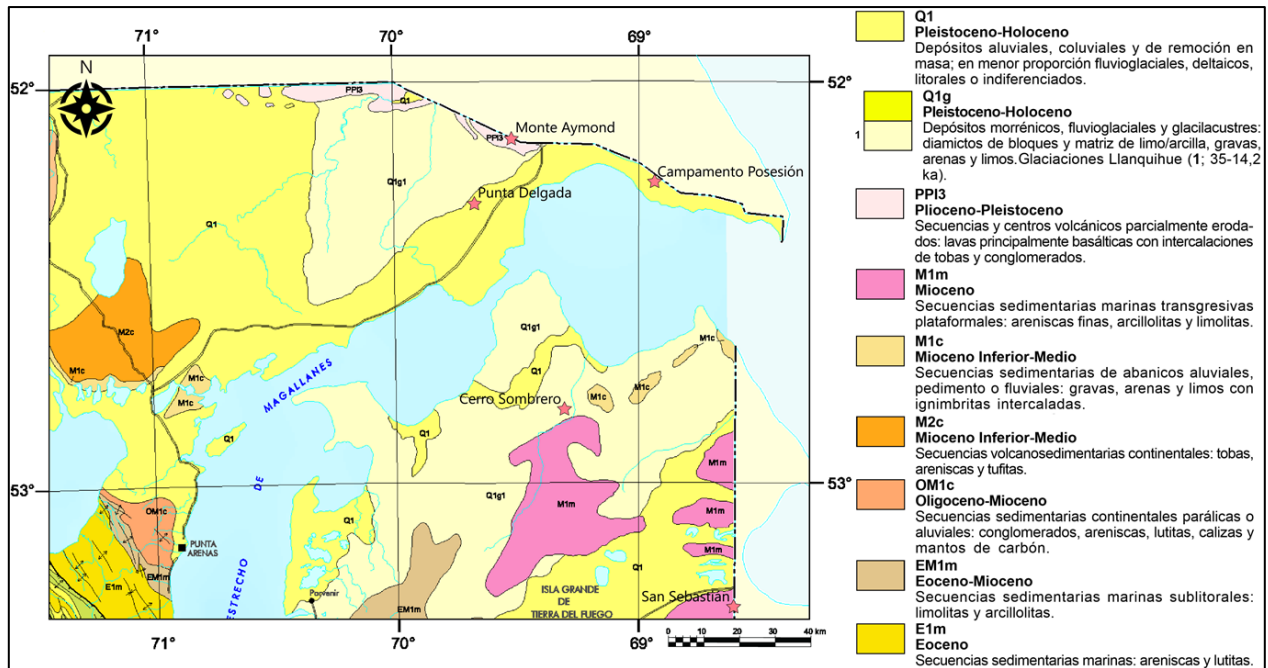


Figura 2.8. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de SERNAGEOMIN (2003).

2.5.1. Estratigrafía del área de estudio

Como se mencionó anteriormente, la estratigrafía que resulta pertinente analizar corresponde a aquella del sector centro y este de la cuenca de Magallanes (sector este en la Figura 2.7). En cuanto a la mayoría de las unidades identificadas en ella, la nomenclatura es de carácter informal (Mella, 2001). El esquema estratigráfico presentado en la Tabla 2.1 contiene las unidades presentes en la Provincia de Plataforma y está basado en los trabajos de Mordojovich (1951b), González (1965), Hauser (1964), Natland et al., (1974) y Cañón (2000).

Tabla 2.1. Cuadro estratigráfico de la Provincia de Plataforma. Tomado de Mella (2001).

Unidad	Edad	Litología	Potencia [m]	Relación de contacto basal	Ambiente depositacional
--------	------	-----------	--------------	----------------------------	-------------------------

Fm. Palomares	Plioceno	Areniscas, tobas	200 – 450	Discordancia	Continental con episodios de plataforma
Fm. Filaret	Mioceno medio–sup	Areniscas, lutitas	260 – 400	Concordancia?	Deltaico a fluvial lagunar
Fm. Brush Lake	Mioceno inf	Lutitas, areniscas	~ 680	Discordancia	Plataforma int
Areniscas Arcillosas	Oligoceno sup – Mioceno inf	Areniscas, arcillolitas	100 – 340	Concordancia	Plataforma somera
Grupo Bahía Inútil	Eoceno sup – Oligoceno	Arcillolitas, areniscas	150 – 200	Concordancia	Plataforma int
Zona Glauconítica	Maastrichtiano sup – Eoceno medio	Areniscas, limolitas, arcillolitas	100 – 330	Discordancia	Plataforma somera
Lutitas Arenosas	Campaniano – Maastrichtiano	Arcillolitas	50 – 180	Concordancia	Plataforma somera
Lutitas Gris Verdosas	Albiano – Santoniano	Arcillolitas	270 – 400	Concordancia	Plataforma somera
Fm. Margas o Creta Dura	Aptiano – Albiano	Margas, lutitas	60 – 130	Concordancia	Plataforma media – ext
Lutitas con Ftanitas	Barremiano – Aptiano	Arcillolitas	80 – 170	Concordancia	Plataforma somera
Fm. Estratos con Favrella steinmanni	Hauteriviano – Barremiano	Arcillolitas	10 – 240	Concordancia	Plataforma somera
Fm. Springhill	Titoniano – Valanginiano	Areniscas, limolitas	0 – 130	Discordancia	Deltaico, marino somero
Serie Tobífera	Jurásico sup	Brechas, tobas, limolitas, riolitas	0 – 1400	Discordancia	Marino y continental
Basamento Metamórfico	Paleozoico medio	Gneiss granodioríticos	?	?	-

Por su parte, en el trabajo de Sáez (2017), se presenta una sección estratigráfica que representa las unidades reconocidas en Mella (2001) y una breve descripción litológica. En ella, se incluyen las

fases tectónicas asociadas a la depositación de las respectivas unidades, así como los *markers* eléctricos⁴ con los que sus límites se encuentran correlacionados (Figura 2.9; Mella, 2001).

2.5.1.1. Basamento metamórfico (Unidad informal)

En la Provincia de Plataforma el basamento corresponde a un conjunto de rocas metamórficas en subsuperficie en gran parte de la cuenca Magallánica y directamente bajo la Serie Tobífera (Jurásico) o bajo secuencias cretácicas (Natland et al., 1974). Esta unidad está compuesta principalmente por gneiss granodioríticos con intensa alteración por meteorización superficial previa a su enterramiento. Dataciones radiométricas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ efectuadas en rocas de subsuperficie al noreste de Tierra del Fuego dan una edad de 267 ± 3 Ma (Halpern, 1967), mientras que la datación con K/Ar entrega edades de 231 ± 5 Ma, 246 ± 6 Ma y 261 ± 6 Ma (Hervé, 1990). Estas edades sugieren que los gneiss granodioríticos se formarían durante el Paleozoico superior pero que la edad de cristalización de sus protolitos ígneos sería del Precámbrico o Paleozoico inferior. La alteración y signos de cizalle en estas rocas puede interpretarse como que la región completa constituía un relieve positivo y que estuvo sujeta a meteorización significativa antes de ser cubierta por depósitos volcánicos jurásicos (Natland et al., 1974).

2.5.1.2. Serie Tobífera (Thomas, 1949)

La Serie Tobífera está constituida por una serie de rocas sedimentarias y volcánicas ácidas que sobreyace en discordancia al basamento metamórfico en gran parte de la cuenca. Esta unidad ha sido reconocida en la subsuperficie del norte de Tierra del Fuego como un grupo heterogéneo de depósitos piroclásticos, volcanitas ácidas y sedimentos marinos y continentales de más de 1 km de espesor. La Serie Tobífera ha sido interpretada como consecuencia de una intensa actividad volcánica subaérea y submarina, cuyos productos se depositaron en cuencas extensionales, con flujos piroclásticos como producto principal y un aporte menor de lavas (Johnson, 1990). Estudios geoquímicos en el seno Última Esperanza concluyen que el volcanismo se habría producido a partir de un magmatismo cortical de intraplaca en una corteza atenuada, lo que daría como resultado la fusión de rocas corticales durante una etapa de rift. El carácter calcoalcalino habría sido heredado de la composición de las rocas fundidas y/o de rocas sedimentarias proveniente de la erosión de rocas ígneas calcoalcalinas (Prieto, 1993).

⁴Los *markers* (marcadores) eléctricos corresponden a picos de resistividad registrados en las proximidades de cambios litológicos significativos, con lo que pueden ser utilizados como “horizontes guía”.

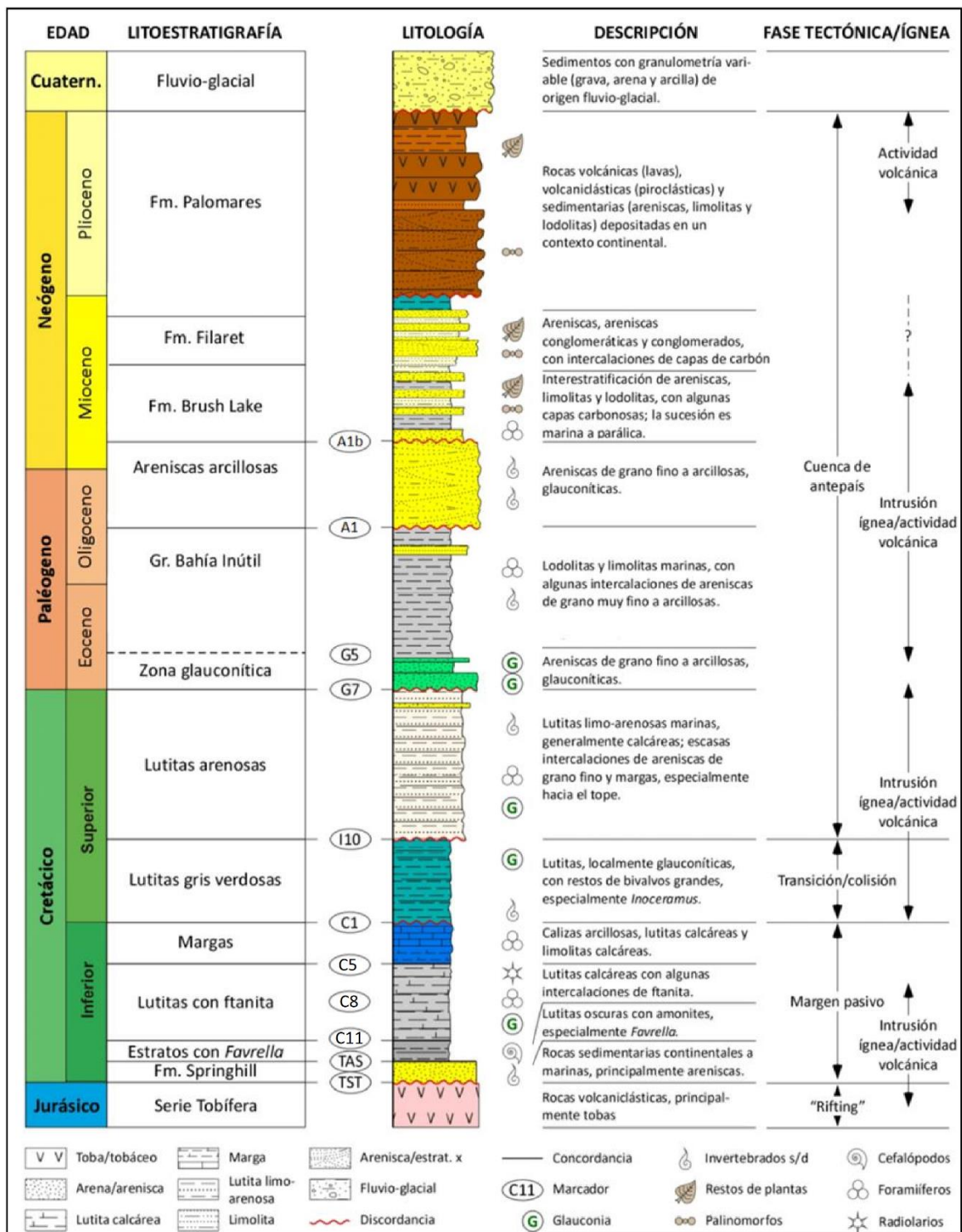


Figura 2.9. Columna generalizada de la cuenca de Magallanes para la porción chilena de la Isla Grande de Tierra del Fuego. Se incluyen las litologías principales reconocidas, nomenclatura de marcadores eléctricos y fases tectónicas e ígneas reconocidas. Modificado de Sáez (2017).

Entre las intercalaciones sedimentarias se tienen depósitos continentales fluviales y/o lacustres, además de marinos profundos (Hanson y Wilson, 1991) y someros, dentro de cuencas tectónicas restringidas por mar (Rojas, 1990). Hacia el techo de la unidad en el sector de Tierra del Fuego, Katz (1959) reportó el hallazgo del conjunto *Belemnopsis patagoniensis*, *Berriasella aff. beherendseni*, *Davallia sp.*, e *Inoceramus sp.*, de edad Titoniano superior–Berriasiano. Johnson (1990) recolectó, en la misma localidad, un ejemplar de *Noecomitidae*, cuya edad se encuentra en el rango Titoniano–Valanginiano. A su vez, dataciones K/Ar en muestras de subsuperficie de la porción central de Tierra del Fuego indican edades de 158 ± 5 Ma y 173 ± 9 Ma (Hervé, 1990). Por lo tanto, la Serie Tobífera sería del Jurásico medio–Valanginiano.

2.5.1.3. Formación Springhill (Thomas, 1949)

La Formación Springhill corresponde a una unidad litoestratigráfica que yace sobre el relieve erosionado de la Serie Tobífera (Feruglio, 1938; Riccardi, 1971) y/o sobre el Basamento Metamórfico y subyace a lutitas cretácicas de la Formación Estratos con *Favrella steinmanni*. Esta formación abarcaría desde la isla de Los Estados (Flores et al., 1973) y Seno Almirantazgo (Natland et al., 1974) por el sur, hasta las localidades argentinas de los lagos Fontana y La Plata por el norte (Quartino, 1952). En la zona de estudio, esta unidad se reconoce en perfiles de pozo y sísmica, mediante la nomenclatura local de ENAP. De acuerdo con esto, la base se encontraría próxima al *marker* TAS mientras que el techo lo definiría el *marker* C5, cercano a la base de la Formación Margas (Figura 2.9). Su composición consiste en areniscas y conglomerados cuarcíferos con intercalaciones de lutitas, con desarrollo vertical variable, que en promedio fluctúa entre 30 y 40 m, aunque en algunos sectores se han reconocido espesores de hasta 130 m. De acuerdo con la naturaleza de sus depósitos, se distinguen dos miembros, uno inferior de origen continental y uno superior depositado en ambiente marino. El miembro inferior tiene como rasgo característico el desarrollo de areniscas fluviales y pelitas lacustres, mientras que en el miembro superior se reconocen diversos sistemas depositacionales litorales, que incluyen ambientes deltaicos y de islas barrera (Moraga, 1996).

La Formación Springhill se habría desarrollado durante el inicio de una subsidencia tectónica continua que habría sido responsable de una transgresión marina en toda la región durante el Jurásico superior–Cretácico inferior (Biddle et al., 1986; Harambour y Soffia, 1988b). La edad tanto de la depositación de la unidad como de la transgresión marina ha sido tema de debate entre varios autores, entre ellos Feruglio (1949), Cecioni (1951), Leanza (1963) y (1968), Fuenzalida (1964), Martínez y Ernst (1965), Natland (1974) y Riccardi (1976). A partir de la macrofauna identificada en territorio chileno se acepta una edad del Titoniano–Valanginiano para la transgresión en esta parte de la cuenca, que podría ser extendida hasta el Berriasiano en territorio argentino (Riccardi,

1976). En cuanto a la edad de la formación, por sus similitudes litológicas, faunísticas y estratigráficas, ha sido correlacionada con las areniscas cuarzosas de la Formación Sutherland, cuya edad es del Titoniano superior–Valanginiano (Cecioni, 1955).

Springhill constituye el principal reservorio de hidrocarburos de la cuenca. En cada una de las cuñas transgresivas, la base está formada por facies fluviales a estuarinas y de planicie aluvial, con restos carbonosos que evolucionan a facies de planicie costera y, en el techo, marinas someras. La sección pelítica superior en tanto, compuesta por limolitas y lutitas negras, constituyen la principal roca generadora de hidrocarburo de la cuenca de Magallanes (Biddle et al., 1986; Mpodozis et al., 2011). La Formación Springhill, como unidad transgresiva, se compone de varias secuencias y parasecuencias que se acumulan sobre el paleorelieve de la Serie Tobífera a medida que avanza la transgresión. Así, el desarrollo de estas secuencias donde existe desnivel en el paleorelieve genera niveles arenosos progradantes separados por pelitas producto de las sucesivas inundaciones marinas. Esta configuración permite la generación de trampas estratigráficas por acuñamiento de areniscas contra los altos (*pinch-outs*) (Alvarez et al., 2009). Los sedimentos de Springhill se pueden agrupar en cuatro secuencias principales.

La Secuencia 1 corresponde a la secuencia basal de edad Berriasiano–Valanginiano temprano, y se caracteriza por presentar marcados cambios laterales en la granulometría con predominio de secuencias granodecrecientes y cilíndricas, además de variaciones laterales significativas en los espesores dentro de pequeñas distancias. Lo anterior, sumado a la presencia de restos carbonosos de plantas y raíces en los niveles pelíticos y arenosos finos evidencian condiciones de sedimentación de ambiente fluvial a estuarino y de planicie aluvial a costera. El espacio de acomodación en esta sucesión tiene un control tanto eustático como tectónico y ha sido asociada a los últimos episodios de synrift de la cuenca (Alvarez et al., 2009).

La Secuencia 2 registra espesores uniformes de alrededor de 20 m y presenta predominancia de facies de ambiente marino costero a costas afuera. Su base está en relación de contacto discordante erosivo con la superficie, lo que habría generado valles incisos en la plataforma, que serían rellenados por depósitos asociados a un cortejo de bajamar (*lowstand system tract*) caracterizados por ciclos granodecrecientes de conglomerados medio, clastosoportados, composición cuarzo-lítica, y clastos subangulosos a subredondeados. Estos depósitos se han interpretado como relleno de canales fluvio-estuarianos que surcan una planicie de marea. Hacia el techo de la secuencia, se desarrollan cortejos transgresivos y de altamar, representados por areniscas finas a muy finas, de composición cuarzo-lítico-glaucónítica, granocreciente, y que finalizan en el techo en una arenisca media cuarcítica, de moderada a buena selección, con algo de cemento calcáreo, bioclastos y restos

de plantas. Estas litofacies estarían relacionadas con un ambiente de bahía protegida y barras arenosas amalgamadas (*upper shoreface*) hacia el techo, mientras que las facies laterales hacia la parte más profunda de la cuenca, conformadas por pelitas y areniscas muy finas, serían atribuibles a ambientes de *lower shoreface* y *offshore*. La edad de esta secuencia es del Valanginiano y se ha interpretado como asociada al comienzo de la subsidencia termal de la cuenca (Alvarez et al., 2009).

La Secuencia 3 presenta un arreglo similar a la anterior. Se observa un cambio importante en la proveniencia de las arenas con respecto a la Secuencia 2, que en este caso corresponden a litoareniscas medias a finas conformadas por más de un 70% de líticos volcánicos y con un contenido de cuarzo no mayor al 30%. El contenido de glauconita y cemento carbonático también es mayor en las areniscas de esta secuencia, lo que permite asociar las litofacies a ambientes de fuerte predominancia marina de *upper shoreface*, bahías protegidas, *lower shoreface* y *offshore*. La edad asignada a la Secuencia 3 es del Valanginiano tardío–Hauteriviano temprano (Alvarez et al., 2009).

Finalmente, la Secuencia 4 consiste únicamente en cortejos transgresivos y de altamar en el área de estudio. El desarrollo de areniscas en esta zona es restringido y se limita específicamente a los alrededores de los últimos altos, principalmente en el sector del Yacimiento Cullen. Las litofacies que constituyen esta secuencia son areniscas finas a muy finas, muy glauconíticas y con un alto contenido de carbonato de Calcio como cemento. Estas areniscas corresponderían a barras arenosas asociadas a un ambiente marino variable entre *lower* y *upper shoreface*, y que se ensamblan lateralmente con lutitas glauconíticas de ambientes de *offshore*. La edad asignada a esta secuencia es del Aptiano (Alvarez et al., 2009).

2.5.1.4. Formación Estratos con Favrella steinmanni (Cecioni, 1955)

Esta formación corresponde a una unidad subsuperficial cuya base se enlaza lateralmente con el techo de la Formación Springhill y, cuando esta última está ausente, su límite inferior corresponde a la Serie Tobífera. Su techo está definido por el *marker eléctrico* regional C11 de la nomenclatura de pozos (Figura 2.9) que permite correlacionarlo en toda la plataforma (Mella, 2001). Posee un espesor variable entre 10 y 300 m y corresponde a una secuencia transgresiva compuesta de limolitas grises parduzcas con intercalaciones de calizas con gran abundancia de ammonites (especialmente el género Favrella) y foraminíferos. En base a una abundante y diversa macrofauna se le asigna una edad del Hauteriviano–Barremiano (Cecioni, 1955). Las asociaciones microfaunales encontradas en la unidad y el ensamble lateral que presenta con las areniscas transgresivas de la Formación Springhill permiten interpretar que la secuencia se habría depositado

bajo condiciones marinas de plataforma (Mobil, 1979; Biddle et al., 1986) y forma parte de la megasecuencia de synrift, al igual que la Formación Springhill.

2.5.1.5. Lutitas con Ftanitas (Mordojovich, 1951b)

Esta unidad sobreyace a la Formación Estratos con Favrella steinmanni y subyace a la Formación Margas o Creta Dura. Su base y techo pueden ser definidos por los *markers* eléctricos C11 y C5, respectivamente, que permiten su correlación en toda la plataforma (Figura 2.9; Mella, 2001). La unidad está compuesta de arcillolitas grises con una abundante fauna de radiolarios (lutitas con pintas), cuyo espesor varía de 70 a 170 m, y se le ha atribuido una edad del Barremiano–Aptiano de acuerdo con su abundancia en microfauna (González, 1965). Por otro lado, por las asociaciones macrofaunales presentes, se ha interpretado que la unidad habría sido depositada en un ambiente marino de plataforma media a externa (entre 50 – 200 m) (Mobil, 1979) y, al igual que las formaciones Estratos con Favrella steinmanni y Springhill, constituye parte de la megasecuencia de synrift.

2.5.1.6. Formación Margas o Creta Dura (Mordojovich, 1948)

Esta denominación ha sido utilizada para agrupar una unidad litoestratigráfica depositada sobre la unidad de lutitas con Ftanitas y subyace a la unidad Lutitas Gris Verdosas. La base de esta secuencia puede ser correlacionada en toda la Provincia de Plataforma por medio del *marker* eléctrico C5, mientras que el techo se encuentra cercano al *marker* C1 (Figura 2.9; Mella, 2001). Está compuesta por margas y lutitas calcáreas, gris claro a verdosas, con una potencia de entre 60 y 130 m. En base a una abundante macrofauna, la secuencia ha sido asignada al Aptiano–Albiano (Cecioni, 1955). De acuerdo con su litología y asociaciones faunales, se interpreta que esta unidad se depositó en condiciones marinas, bajo ambientes de plataforma somera (Mobil, 1979). Esta formación se habría depositado durante un estadio transicional, marcado por el inicio de la fase compresiva y regido por transurrencia y subsidencia flexural, producidas en gran parte por el apilamiento tectónico que dio origen a la cordillera Patagónica.

2.5.1.7. Lutitas Gris Verdosas (Mordojovich, 1951b)

Esta unidad corresponde a un grupo de estratos que yace en concordancia sobre la Formación Margas y bajo la Formación Lutitas Arenosas. El *marker* eléctrico C1 ubicado cerca de la base de esta secuencia permite correlacionarla regionalmente, mientras que el *marker* I3 coincide con el techo de la unidad y es reconocible en algunos pozos de la plataforma (Figura 2.9; Mella, 2001). Esta secuencia, de espesor variable entre 270 y 400 m, está constituida por arcillolitas grises verdosas con intercalaciones calcáreas, ricas en bivalvos y foraminíferos. Se le asigna una edad Albiano–Santoniano en base a su contenido macro y microfaunal (González, 1965). De acuerdo con las asociaciones microfaunales que presenta, se interpreta que esta unidad se depositó en

ambientes marinos de plataforma externa (Mobil, 1979), que habría presentado elevación regional del nivel de base a fines del Albiano. Al igual que la Formación Margas, esta unidad se habría depositado durante el estadio transicional entre la fase extensional y la compresiva.

2.5.1.8. Lutitas Arenosas (Mordojovich, 1951b)

Esta secuencia yace entre la unidad de Lutitas Gris Verdosas y la Zona Glauconítica, y puede ser correlacionada a lo largo de toda la plataforma mediante el *marker* eléctrico G7 cercano a su techo (Figura 2.9; Mella, 2001). Con un espesor de 50 – 180 m, esta unidad está constituida principalmente por arcillolitas glauconíticas con abundante contenido de foraminíferos. Las asociaciones microfaunales presentes han permitido asignarle una edad Campaniano–Maastrichtiano (González, 1965; Natland et al., 1974; Mobil, 1979) y condiciones depositacionales de ambiente marino de plataforma media a externa (Mobil, 1979). La depositación de esta unidad habría ocurrido al comienzo de la etapa de antepaís de la cuenca.

2.5.1.9. Zona Glauconítica (Mordojovich, 1951)

Unidad litoestratigráfica que sobreyace en discordancia angular y erosiva a la unidad Lutitas Arenosas y subyace a las rocas del Grupo Bahía Inútil. Con respecto a la base de este paquete, es posible de reconocer mediante sísmica de reflexión, gracias a la presencia de un marcado reflector de distribución regional y a una discordancia angular entre sus secuencias basales y las sedimentitas cretácicas. El *marker* G7 permite correlacionar esta unidad a lo largo de la Provincia de Plataforma (Figura 2.9).

La Zona Glauconítica está compuesta por areniscas finas, limolitas y arcillas glauconíticas, con abundante contenido de foraminíferos, esta serie tiene un espesor que fluctúa entre los 100 m en el sector este de la cuenca y unos 330 m en la porción central. La microfauna abundante permite atribuirle una edad Maastrichtiano–Eoceno inferior (Hauser, 1964; Rose, 1977) y Paleoceno–Eoceno inferior (González, 1965). Análisis paleogeográficos de los depósitos en subsuperficie (Natland et al., 1974), interpretaciones de asociaciones microfaunales (Mobil, 1979), estudios de petrografía (Hauser, 1964) y la identificación del carácter sismoestratigráfico de la unidad (Biddle et al., 1986) han permitido inferir que se trataría de una secuencia transgresiva, compuesta de areniscas y limolitas costeras y depositada sobre una plataforma cretácica previamente expuesta.

2.5.1.10. Grupo Bahía Inútil (Cañón, 1968)

Este grupo está constituido por un conjunto de formaciones definidas en la bahía homónima de Tierra del Fuego que incluye los Estratos de Cameron (unidad informal), los Estratos de Boquerón (Keidel y Hemmer, 1931) y a las formaciones Bautismo, Discordia, Santa Clara y Puerto Nuevo

(Barwick, 1955), según Cañón (1968). Por su composición faunística, se le ha asignado el mismo nombre a una secuencia de areniscas, arcillolitas y limolitas de 50 – 200 m de espesor reconocida en subsuperficie. Tanto la base como el techo de esta unidad presentan relaciones de contacto concordante con las unidades Zona Glauconítica y Areniscas Arcillosas, respectivamente, y su correlación en parte de la plataforma es posible mediante el *marker* eléctrico A1b, cercano a su techo (Figura 2.9; Mella, 2001). Su abundante registro micropaleontológico permite asignarle una edad Eoceno superior–Oligoceno (González, 1965). De acuerdo con las asociaciones microfaunales presentes, se ha interpretado que esta unidad se habría depositado en un ambiente marino de plataforma somera (Marchant, 1992).

2.5.1.11. Areniscas Arcillosas (Mordojovich, 1951b)

Este conjunto de estratos se dispone de forma concordante sobre el Grupo Bahía Inútil y subyace en discordancia a la Formación Brush Lake. Su correlación a lo largo de la plataforma se realiza mediante el *marker* A1, que define el techo de la secuencia (Figura 2.9; Mella, 2001). Esta unidad se compone de areniscas arcillosas con intercalaciones calcáreas fosilíferas de espesores de 100 – 400 m y que alberga abundante contenido de microfauna de foraminíferos, lo que permite atribuirle una edad Oligoceno superior–Mioceno inferior (González, 1965). De acuerdo con el esquema de correlaciones regionales de Cañón y Ernst (1975), esta unidad es correlacionable cronoestratigráficamente con la porción media de la Formación Loreto en la Península Brunswick. La interpretación de su asociación microfaunal indica condiciones de depositación marinas bajo ambiente de plataforma somera (Rose, 1977; Marchant, 1992).

2.5.1.12. Formación Brush Lake (Barwick, 1955)

Esta formación fue definida en la porción central de Tierra del Fuego y corresponde a una sucesión de lutitas con intercalaciones de menor potencia de areniscas y calizas muy fosilíferas hacia el techo. El espesor de la unidad varía entre 80 y 680 m, y sobreyace en discordancia a la Formación Areniscas Arcillosas, mientras que la relación de contacto con la Formación Filaret en su techo es aparentemente concordante (Figura 2.9). El diverso contenido microfaunal ha permitido asignarle a la secuencia una edad Mioceno medio a superior (Natland et al., 1974). Esta unidad se correlaciona cronoestratigráficamente con la secuencia superior de la Formación Loreto en Península Brunswick (Cañón y Ernst, 1975). En base a las asociaciones macro y microfaunales, se interpreta que la depositación de esta formación habría ocurrido sobre una plataforma marina somera con inclinación hacia el este (Natland et al., 1974; Rose, 1977; Mobil, 1979), basándose en asociaciones macro y microfaunales, interpretan que la depositación de esta formación habría ocurrido sobre una plataforma marina somera inclinada hacia el este.

2.5.1.13. Formación Filaret (Céspedes y Cortés, 1956)

Esta formación fue definida en la porción central de la isla de Tierra del Fuego y yace en aparente concordancia sobre la Formación Brush Lake y su techo no es visible. Subyace a la Formación Palomares (Figura 2.9) y se compone de areniscas, areniscas conglomerádicas y arcillolitas, con intercalaciones de mantos de carbón y niveles coquinoídeos de moluscos gastrópodos. Posee un espesor variable entre 260 – 400 m. En función de su contenido en macro y microfósiles, se le puede asignar a estos depósitos una edad Mioceno medio a superior (Cortés, 1963), Mioceno superior (González, 1965). De acuerdo con sus características litológicas y faunísticas, esta formación se habría depositado en condiciones continentales litorales y de plataforma marina somera (González, 1965; Natland et al., 1974; Mobil, 1979).

2.5.1.14. Formación Palomares (Keidel y Hemmer, 1931)

Esta unidad fue definida en los cerros de Palomares al este del canal Fitz Roy y se reconoce en subsuperficie en discordancia sobre la Formación Filaret y bajo depósitos glaciares del Pleistoceno en gran parte de la cuenca. Tiene un espesor variable de 260 a 400 m y se compone de tobas, areniscas y limolitas portadoras de restos vegetales del género *Nothofagus*. Dada la presencia de restos de mamíferos y moluscos se le asigna una edad Mioceno superior–Plioceno inferior (González, 1965; Natland et al., 1974). A diferencia de la localidad tipo donde fue definida esta secuencia, donde su depositación ocurre completamente en condiciones subaéreas, en el extremo este de la cuenca existen delgados horizontes fosilíferos marinos que evidencian cortos episodios de sedimentación marina somera, seguidos de prolongados períodos de sedimentación fluvial y lacustre.

3. MARCO TEÓRICO

En este apartado se explican los conceptos clave para el desarrollo de esta investigación. En primer lugar, se explica el concepto general de energía geotérmica y los tipos de recurso geotérmico, además de hacer hincapié en el método referido en este trabajo, que consiste en geotermia de uso directo. Posteriormente, se hace referencia al sistema de captación para el aprovechamiento de la energía geotérmica que se considerará en este trabajo. Finalmente, se detalla de manera más específica en qué consiste la rehabilitación de pozos de petróleo y gas abandonado, y se incluye la definición de parámetros necesarios para el procesamiento de los datos.

3.1. Energía geotérmica

La energía geotérmica y el petróleo corresponden a dos tipos de recursos que pueden coexistir en cuencas sedimentarias. Los campos petroleros en cuencas sedimentarias también son abundantes en recursos geotérmicos, con abundante energía geotérmica en sus regiones más profundas. En una cuenca, las condiciones de acumulación para los hidrocarburos son muy similares a las de los campos geotermiales. El hidrocarburo se genera a una temperatura específica, y el agua subterránea tiene un rol activo tanto en la migración primaria del recurso expulsado por la roca fuente como en la migración secundaria del petróleo y gas al depósito. La conducción y convección de energía geotérmica en la corteza terrestre también utiliza agua como fluido de trabajo. Por lo tanto, existe una relación independiente entre agua subterránea, hidrocarburos y energía geotérmica. En cuencas petrolíferas, los reservorios de hidrocarburos lo son también de energía geotérmica, aquellos depósitos con petróleo en el techo y agua en el fondo, o capas intercaladas de petróleo y agua corresponden a campos de hidrocarburos y campos geotérmicos coexistentes, donde el agua producida es en realidad un recurso geotérmico (Wang et al., 2016).

Las grandes diferencias de temperatura entre la superficie de la Tierra y las existentes en su interior generan un flujo continuo de calor hacia la superficie con un estimado de 42×10^{12} J de energía por cada segundo. La energía alcanza la superficie en forma de calor mediante conducción, convección y/o radiación. De todo ese calor, 8×10^{12} J provienen de la corteza, que representa sólo el 2% del volumen total del planeta; $32,3 \times 10^{12}$ J proceden del manto, con un 82% del volumen total; y por último, $1,7 \times 10^{12}$ J provienen del núcleo, que constituye el 16% del volumen y no contiene isótopos radiactivos (Llopis y Rodrigo, 2008). Esta energía es conocida como geotermia, y constituye una fuente energética limpia y renovable con la que se puede generar

electricidad y/o desarrollar una serie de procesos domésticos e industriales que requieren de calor para su funcionamiento.

3.2. Clasificación del recurso geotérmico

De forma estimada, se pueden establecer ciertos límites de temperatura según los que se puede clasificar el recurso geotérmico dentro de 4 categorías: (1) de alta temperatura; (2) de temperatura media; (3) de baja temperatura; y (4) de muy baja temperatura. Los recursos de alta temperatura, también llamados de alta entalpía, son aquellos que permiten obtener una temperatura superior a los 150°C, con lo que se puede transformar directamente el vapor de agua en energía eléctrica. Por otro lado, el recurso de temperatura media permite producir energía eléctrica mediante un fluido de intercambio, que es el que alimenta a las centrales. Este tipo de recurso se encuentra a temperaturas entre los 90 y los 150°C. El calor a menor temperatura, almacenado a poca profundidad en suelos, rocas y aguas subterráneas es clasificado como de baja y muy baja temperatura, también denominado de baja entalpía, donde el contenido en calor es insuficiente para producir energía eléctrica, pero es adecuado para calefacción de edificios y en determinados procesos industriales y agrícolas. Para temperaturas por debajo de los 30°C es necesario, además, emplear bombas de calor para efectos de calefacción y climatización (Llopis y Rodrigo, 2008).

Los recursos geotérmicos que se explotan hoy en día son esencialmente recursos de alta temperatura, donde pozos son introducidos en acuíferos y producen vapor o una mezcla de vapor y agua. Dado que la mayoría de estos recursos han sido ya utilizados, es preciso que la próxima expansión de las plantas geotérmicas esté asociada con recursos de temperaturas más bajas (Davis y Michaelides, 2009). Los reservorios de baja temperatura pueden encontrarse en cuencas sedimentarias en las que el gradiente geotermal sea el normal o ligeramente superior. La única condición geológica necesaria es que existan formaciones geológicas permeables, capaces de almacenar y transportar fluidos que extraigan el calor de las rocas a profundidades adecuadas, entre 1500 y 2500 m (Llopis y Rodrigo, 2008).

3.3. Geotermia de uso directo

En caso de que el calor del subsuelo no alcance los 150°C (recurso de baja y muy baja temperatura), se puede recurrir a la geotermia de uso directo para la generación de energía. Son 78 los países en el mundo que utilizan la geotermia de baja temperatura para usos directos en climatización,

calefacción, invernaderos, acuicultura y agricultura principalmente, en ese orden. En cuanto a los usos recreativos de este recurso, sean piscinas y/o baños termales, en el mundo se encuentran al final de la lista mientras que, en Chile, el país con mayor potencial geotérmico de Sudamérica, estos usos del recurso encabezan la lista. El ahorro energético anual de estos 78 países equivale a 38 millones de toneladas de petróleo (sólo considerando usos directos)⁵.

La geotermia de uso directo constituye una de las formas de utilización de energía geotérmica más antiguas, versátiles y también más comunes. La generación de ACS, la calefacción de espacios y distritos, las aplicaciones agrícolas, la acuicultura y algunos usos industriales son las formas más conocidas de utilización, sin embargo, las bombas de calor (*Geothermal Heat Pumps, GHPs*) son las más desarrolladas (Dickson y Fanelli, 2003) con un 70,9% del uso total de energía geotérmica durante el año 2015 (Lund y Boyd, 2016).

3.4. Sistemas de captación

Una instalación geotérmica se compone fundamentalmente de tres partes: (1) una red de captación de energía, conocida como intercambiador o captador; (2) una bomba de calor geotérmica, responsable de la transferencia de energía entre el terreno y la edificación; y (3) una red de distribución de esa energía, tales como suelo radiante, radiadores, FCU, etc.). El sistema primario corresponde a la parte de la instalación que se encuentra en el exterior de la vivienda y se compone de los captadores, mientras que el sistema secundario, ubicado dentro de la vivienda, se encarga del reparto de calor en la misma (Llopis y Rodrigo, 2008).

Los sistemas de captación de la energía geotérmica consisten en tuberías de polietileno dispuestas de forma vertical u horizontal que quedan enterradas dentro de perforaciones, de manera que absorben el calor del subsuelo y lo transportan hacia la bomba de calor. La cantidad de sondajes y la profundidad de estos estará determinada de acuerdo con la demanda energética de la instalación que se desee abastecer de energía. Según el tipo de recurso geotérmico en el que se lleva a cabo la extracción de energía del subsuelo para la producción de energía térmica, se clasifican los sistemas de extracción en sistemas abiertos y cerrados (Hepbasli y Tolga Balta, 2007). Dadas las características del sistema propuesto, el enfoque estará en el sistema de extracción cerrado.

⁵CEGA y los usos directos de la geotermia. (2012). Retrieved August 7, 2019, from Comisión Nacional de Investigación Científica y Tecnológica CONICYT website: <https://www.conicyt.cl/>

3.4.1. Sistema de extracción cerrado

De forma general, un sistema geotermal cerrado es aquel en que el fluido calor-transportador recorre un campo de circuito cerrado instalado bajo la superficie. Para calefacción, el fluido es inyectado en el campo del circuito a una temperatura menor que la del suelo y, como resultado, aumenta su temperatura. El fluido se puede recuperar en el otro extremo del circuito a una temperatura mayor. La diferencia de temperatura entre ambos puntos puede alcanzar los 15°C (Agemar et al., 2014). Este diferencial de temperatura puede ser utilizado por una bomba de calor geotérmica, en la que el fluido de calor-transportador se enfría antes de reinyectarse en el circuito cerrado: la energía térmica captada por la bomba de calor es utilizada por el sistema de calefacción. Para enfriar, el proceso se invierte: el fluido de transferencia de calor se inyecta en el circuito a una temperatura mayor que la del suelo, lo que hace que el calor se disipe en él (Figura 3.1). Este tipo de sistema puede ser instalado de forma horizontal —si el terreno dispone de un espacio despejado que sea entre 1,5 y 3 veces la superficie habitable a calentar— o, en caso contrario, vertical. Esta última es denominada sonda geotérmica o intercambiador de calor vertical cerrado, y será el tipo de sistema que se empleará en este trabajo.

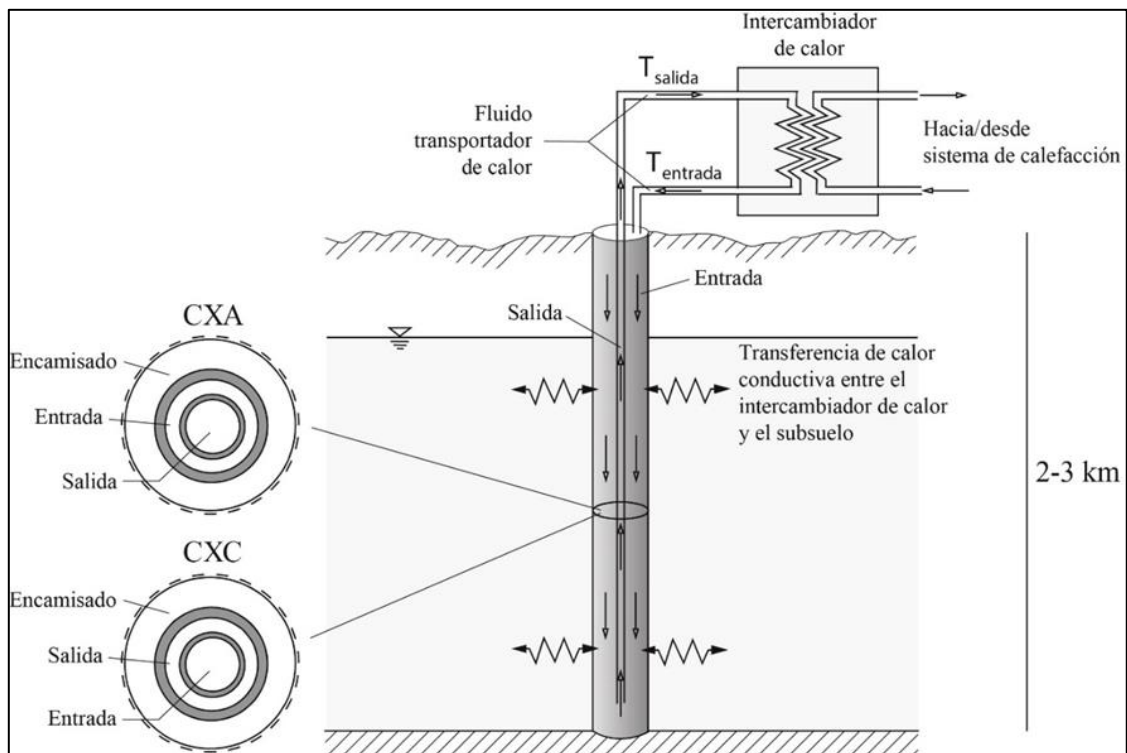


Figura 3.1. Intercambiador de calor vertical cerrado coaxial. Tomado de CEGA (2019).

3.5. Energía distrital

El propósito principal de esta investigación consiste en determinar el potencial geotérmico de pozos para abastecer la demanda energético-térmica de lugares específicos de la región de Magallanes. Para ello, es necesario entender, de forma general, tanto los requerimientos energéticos de la zona de estudio como el funcionamiento de las redes de calefacción distrital. De acuerdo con Pettersen (1994), el requerimiento energético-térmico dependerá significativamente de tres factores principales: (1) clima; (2) calidad de la construcción; y (3) estilo de vida de los habitantes.

3.5.1. Antecedentes energéticos de la región de Magallanes

Con relación a la demanda energética de la zona, como consecuencia del tamaño de su población y economía, el consumo total de energía de Magallanes como territorio es bajo en comparación al resto del país. Por su parte, el consumo de gas en distribución es cercano a los 400 millones de m³ al año, que incluye los sectores residencial, industrial, público, comercial, generación eléctrica y transporte —como gas natural comprimido—. Es importante destacar que el consumo final de gas natural regional corresponde al 32% del consumo total nacional⁶, que traducido en términos per cápita da como resultado del orden de los 4 mil m³/año por cliente residencial, en contraste a los 940 m³/año por cliente residencial en el resto del país. El consumo energético en la región de Magallanes es bastante sensible a las condiciones climáticas, lo que se refleja en el carácter estacional de la demanda para satisfacer requerimientos de calefacción y agua caliente sanitaria⁷.

Respecto a la cobertura energética, hoy en día el suministro eléctrico no está disponible en toda la región, puesto que los 4 sistemas medianos —aquellos en que las unidades generadoras térmicas están ubicadas junto a los puntos de consumo, de manera que no hay instalaciones de transmisión— de Punta Arenas, Natales, Porvenir y Puerto Williams se encuentran en las localidades donde se concentra la mayor cantidad de habitantes. La lejanía de algunas comunas imposibilita que estas puedan acceder al suministro de los sistemas medianos, lo que limita la calidad de vida de sus habitantes y los lleva a optar por soluciones de mayor costo e intermitencia y menor calidad. Las distancias entre los centros poblados son significativas, por lo que cada localidad debe contar con

⁶Ministerio de Energía, Balance nacional de energía. (2014). Retrieved August 12, 2019, from <http://energiaabierta.cl/visualizaciones/balance-de-energia/>

⁷Energía 2050: Política Energética para la región de Magallanes y la Antártica Chilena. (2017). Retrieved from <https://biblioteca.digital.gob.cl/handle/123456789/594>

su propio sistema eléctrico, situación que dificulta el acceso a la energía en condiciones similares para todo habitante de la región. Sin embargo, esta situación, que obliga a soluciones energéticas particulares, es la que abre vías para la utilización de los recursos energéticos disponibles en cada localidad, especialmente recursos renovables⁸.

3.5.2. Distribución de calefacción distrital

En primer lugar, es necesario aclarar que el término calefacción distrital hace referencia a un sistema de generación y distribución centralizada de calor, mediante el que se proporciona un servicio de calefacción y agua caliente sanitaria a un conjunto de edificaciones conectadas en red. Los sistemas de energía distrital consisten en una red de tuberías subterráneas aisladas, que conducen agua fría o caliente para abastecer a múltiples edificaciones en un distrito, un vecindario o una ciudad. La centralización de la generación de energía permite: (1) un uso eficiente de las energías renovables; (2) un control más estricto sobre las emisiones; y (3) la optimización de la operación de acuerdo con las características de los usuarios. Desde la perspectiva del usuario final, conectarse a una red de energía distrital significa contar con un único proveedor y servicio, con lo que se prescinde del uso de un calefón y un calefactor por separado, o la compra de leña y gas por separado para calefacción y agua caliente. En la actualidad, existen 4 sectores en los que se emplea la calefacción distrital: (1) calefacción de espacios; (2) suministro de agua caliente; (3) procesos de enfriamiento; y (4) procesos productivos. La energía térmica se puede obtener a partir de combustibles fósiles, biomasa, energía solar, residuos de calor de procesos industriales y geotermia. La entrega de energía térmica se realiza a través de una subestación de transferencia, que incluye todos los elementos necesarios para realizar y contabilizar la transferencia de energía térmica desde la red de distribución.

De este modo, un sistema de energía distrital bien diseñado puede lograr mejores precios que los energéticos tradicionales, además de generar ahorros asociados a la mantención de los equipos y recuperar el espacio que antes era utilizado para los equipos de generación y el almacenamiento de combustible. La energía distrital ha sido reconocida como una potencial solución para la descontaminación del aire en las ciudades del sur de Chile, así como para la disminución de Gases de Efecto Invernadero (GEI), y la reducción en el consumo de Sustancias Agotadoras de Ozono (SAO). Esto último en concordancia con las metas que Chile se ha impuesto a través de los Planes de Descontaminación Atmosférica (PDAs), a través del Plan de gestión para la eliminación de

⁸Energía 2050: Política Energética para la región de Magallanes y la Antártica Chilena. (2017). Retrieved from <https://biblioteca.digital.gob.cl/handle/123456789/594>

Hidroclorofluorocarburos (HCFC) y los compromisos adquiridos en el marco de la Asamblea General de las Naciones Unidas (Morales et al., 2018).

En relación con las metas medioambientales que se ha impuesto el país, los beneficios de la energía distrital son numerosos, entre ellos se cuentan: (1) uso de recursos renovables y calor residual, que de otro modo sería desperdiciado; (2) mejoramiento de la calidad del aire: puede generar reducciones de más de un 99% de material particulado con respecto a los calefactores individuales; (3) reducción emisiones GEI y SAO: mayor eficiencia global que los equipos que reemplaza; (4) bajos costos de energía térmica: precio competitivo versus fuentes de energía convencionales, especialmente si se utiliza calor residual o sistemas de baja temperatura (bombas de calor); (5) generación de empleos y valor agregado (economía verde); (6) nuevas oportunidades de mercado para el sector privado; y (7) eficiencia energética y acceso a energía limpia (Morales et al., 2018).

3.5.3. Componentes de un sistema de calefacción distrital

Según el documento *District Heating Guide* de Phetteplace et al. (2013) un sistema de calefacción distrital consta de 3 partes fundamentales: (1) la central de generación; (2) una red de distribución; (3) el sistema doméstico (usuarios finales). En ocasiones, el suministro de ACS puede darse de forma indirecta, en cuyo caso se dispone de una subestación entre la red de distribución y el sistema doméstico. Esta subestación controla todos los parámetros de la red secundaria y entrega el agua con las condiciones de caudal, presión y temperatura adecuadas. Las subestaciones pueden aplicarse tanto para una edificación en particular como para un grupo de ellas (Figura 3.2).

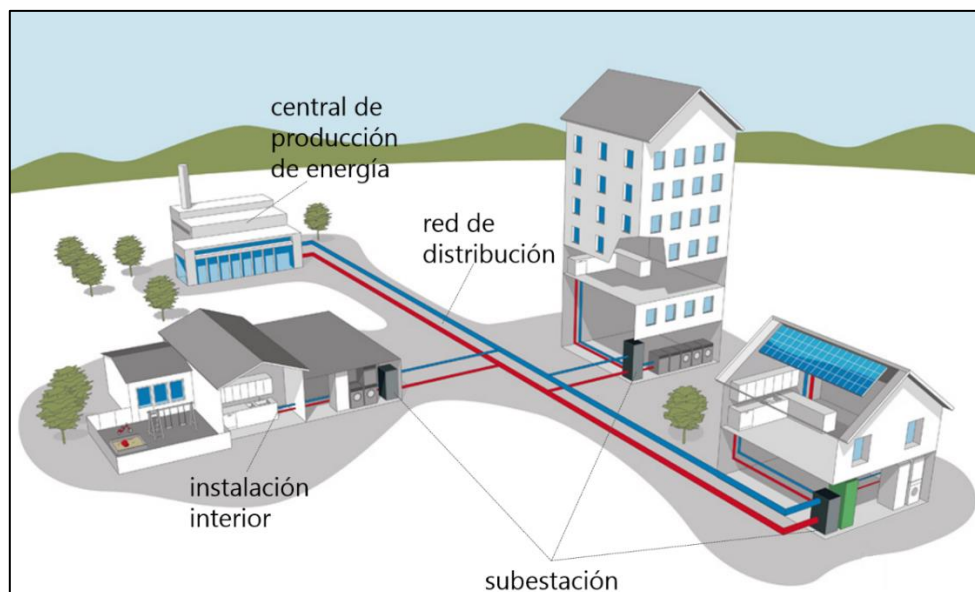


Figura 3.2. Esquema simplificado de un sistema de calefacción distrital básico.

3.5.3.1. Central de generación

En la central de generación se convierte el combustible en energía térmica, que abastece de energía para calefacción o agua caliente sanitaria a los usuarios finales. Para efectos de este estudio, la central de generación estará representada por el pozo de petróleo y gas rehabilitado como intercambiador de calor vertical cerrado. En el caso de una planta concebida como una instalación de mayor envergadura para el abastecimiento energético de una alta densidad poblacional, se debe dimensionar su tamaño y la potencia a la que deberá trabajar, para lo que se pueden utilizar dos métodos: (1) el factor de simultaneidad de la demanda o de diversidad de la demanda; (2) curvas características de duración de demanda. Si el abastecimiento se llevará a cabo mediante pozos geotérmicos, esto no varía demasiado, puesto que es importante tener una estimación de la demanda lo más exacta posible al evaluar el potencial de los pozos.

3.5.3.1.1. *Factor de simultaneidad o de diversidad de la demanda*

Como se mencionó anteriormente, para dimensionar la potencia de la central térmica es necesario considerar el carácter diverso de los consumos, es decir, que las demandas máximas de los distintos usuarios no ocurren al mismo tiempo. El factor de diversidad de la demanda dependerá de las características de los consumidores del sistema distrital y del número de edificaciones conectadas, además del sector a abastecer (residencial, comercial, industrial). Phetteplace et al. (2013) indica valores que aparecen en la literatura internacional: un factor de 0,8 para calefacción de espacios, y un factor de 0,65 para la generación de ACS.

3.5.3.1.2. *Curvas características de duración de la demanda*

Otra forma de evaluar la potencia de la central generadora consiste en la elaboración de una curva de duración típica de demanda. En este caso, se debe contar con los perfiles de demanda de energía térmica de los distintos usuarios del sistema. La curva de duración de la demanda es el resultado del apilamiento de los perfiles de demanda de calefacción, ACS, calor de procesos y pérdidas en la distribución del calor. Se puede utilizar para determinar la potencia calorífica necesaria para todo el sistema a una temperatura de diseño. No obstante, a nivel nacional existe poca información sobre los perfiles de demanda típicos para las distintas tipologías de edificios, por lo que se debe recurrir a encuestas o bien a la literatura internacional (Morales et al., 2018).

3.5.3.2. Red de distribución

La red de distribución permite entregar a los usuarios la energía térmica generada en la central y conectar a futuras edificaciones que se pudieran incorporar en etapas posteriores. En términos generales, una red de distribución consta de 3 partes: (1) la tubería principal, compuesta por una tubería de diámetro considerable cuya función es transportar el calor por largas distancias; (2)

tuberías de distribución, que consisten en una serie de tuberías de menor diámetro que se ramifican a partir de este punto; y (3) sistema de conexión, que corresponde a la tubería de suministro particular de los consumidores (Figura 3.2). En el tipo de sistema que se propone en este estudio, es necesario que existan tuberías de transporte desde la central hacia el usuario y viceversa.

En cuanto a las tuberías que conforman la red de distribución, mencionadas en el punto anterior, es necesario asegurar su eficacia al momento de mantener el fluido calor-transportador que transporta a la temperatura deseada de acuerdo con los requerimientos térmicos. Entre los factores a considerar para un sistema de distribución se tienen: (1) la necesidad de lidiar con la expansión y contracción del sistema y la presión que esto genera; (2) las condiciones adversas del entorno, en el caso de sistemas enterrados, donde la presencia de agua es un desafío importante; (3) la mantención de un ambiente seco para asegurar el aislamiento térmico y protección ante la corrosión; (4) el efecto de las altas temperaturas de operación sobre los materiales utilizados en el sistema; y (5) la dificultad para inspeccionar el sistema una vez que su construcción ha sido completada.

3.5.3.2.1. Temperatura en la red de distribución

Como se menciona en el punto anterior, las tuberías de la red de distribución deben asegurar el correcto funcionamiento del sistema, por lo tanto, la temperatura del fluido que se traslada por la red debe responder a las necesidades del usuario final. Si bien las tuberías se encuentran recubiertas con materiales aislantes y, en ocasiones, bajo tierra, según Recknagel et al. (2009) la temperatura del fluido varía en función de la temperatura registrada en el exterior. Mientras mayor sea la diferencia de temperatura entre la tubería de suministro (salida) y la de retorno, menor será el volumen de agua circulante para una misma potencia en el sistema de calefacción, y la instalación de red abarata su costo. Por lo tanto, por razones económicas, se pretende generar la mayor difusión posible de calor con temperaturas de retorno relativamente bajas. Por otro lado, de forma intuitiva, si se registran temperaturas ambiente bajas, las tuberías de la red demandarán mayores temperaturas en el sistema de distribución (Figura 3.3).

3.5.3.2.2. Relación entre temperaturas en red de distribución, salida y retorno de los pozos

El fluido circulante a través del pozo es distinto al que circula por la red de distribución, por lo tanto, debe considerarse un intercambiador de calor entre estos dos circuitos tal que la transferencia de calor sea posible. En este contexto, es pertinente hacer dos supuestos: (1) la temperatura del fluido que sale del pozo (temperatura de salida) debe ser mayor a los 70°C indicados en la Figura 3.3; y (2) la temperatura en la tubería de retorno es equivalente a la temperatura en la boca del pozo (Figura 3.4; Stefani, 2018). Sumado a esto, si la temperatura requerida en la red de distribución es

mayor a la temperatura de salida del pozo, será necesaria una fuente externa de calor para elevar los niveles de temperatura, por ejemplo, una bomba de calor (Muñoz et al., 2018).

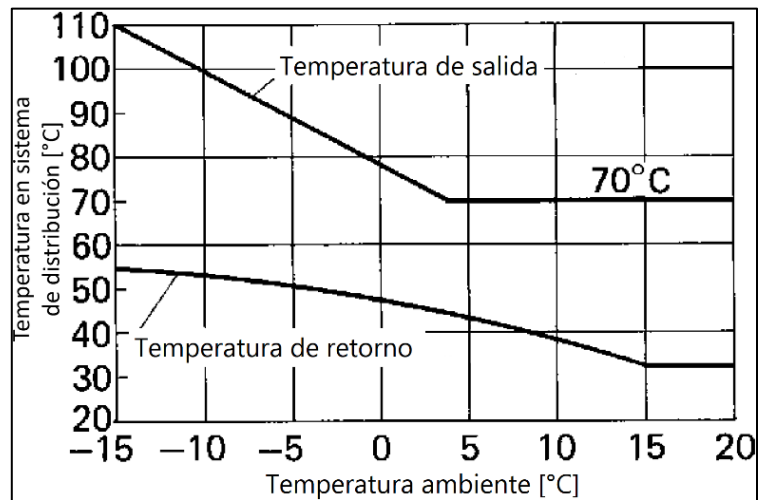


Figura 3.3. Temperatura en las tuberías de salida (hacia los usuarios) y de retorno (hacia la central generadora) en función de la temperatura del ambiente. Tomado de Recknagel et al. (2009).

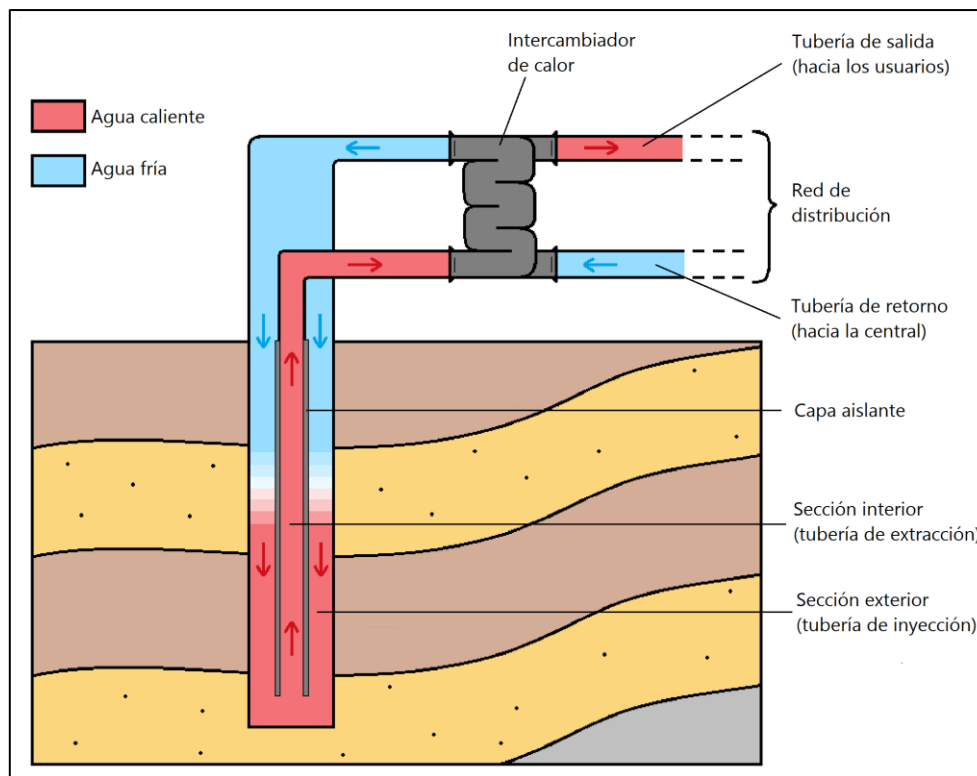


Figura 3.4. Esquema del pozo rehabilitado, parte de la red de distribución del sistema de calefacción distrital y el intercambiador de calor que los conecta. Tomado de Stefani (2018).

3.5.3.3. Sistema doméstico

La energía térmica producida en la central de generación se transporta a través de la red de distribución y finalmente es transferida al consumidor. Esta conexión se denomina comúnmente estación de transferencia de energía o ETS. Cuando la calefacción urbana es suministrada en forma de agua caliente o vapor, se puede utilizar directamente a través del sistema HVAC⁹ del edificio, o bien, indirectamente a través de un intercambiador de calor que transfiere energía de un medio a otro.

3.6. Rehabilitación de pozos de petróleo y gas abandonados para uso geotérmico

Una revisión del potencial geotérmico del planeta demuestra que existen numerosas áreas que presentan gradientes geotermales anómalos, pero no hay acuíferos cercanos que pudieran almacenar agua caliente para su extracción. Cuando este es el caso, para utilizar el recurso geotérmico se debe inyectar un fluido —denominado fluido calor-portador— y recuperarlo a una temperatura mayor para extraer calor y producir energía térmica. La región de Magallanes alberga varios de estos sitios donde el gradiente geotermal es relativamente alto y donde, además, se encuentra una cantidad importante de los pozos de ENAP que permanecen abandonados.

La producción de energía geotérmica a partir de estos pozos no sólo aportaría más fuentes renovables a la matriz energética del país, sino que también ayudaría a evitar los problemas medioambientales asociados con el derrame accidental y el abandono del área alrededor de los pozos en cuestión. La capacidad productiva potencial de un pozo o de un grupo de pozos de petróleo o gas, que genera energía mediante circulación de un fluido podría ser determinada en función de 5 variables: (1) la tasa de producción del pozo o del grupo de pozos; (2) la temperatura del agua al salir del pozo (tubería de salida); (3) la salinidad del agua; (4) la temperatura ambiente en el sitio con respecto a la temperatura del fluido; (5) la eficiencia de conversión de la central eléctrica a utilizar (Sanyal y Butler, 2010).

3.6.1. Intercambiadores de calor verticales cerrados (DBHE¹⁰)

⁹Heating, Ventilating and Air-Conditioning Systems.

¹⁰Por sus siglas en inglés Deep Borehole Heat Exchanger.

En ese contexto, este estudio pretende utilizar un pozo existente y rehabilitarlo como un intercambiador de calor vertical de doble tubería con el objetivo de producir energía geotérmica mediante la inyección de un fluido calor-transportador en un sistema de circulación cerrado (Davis y Michaelides, 2009). Los sistemas geotermales implementados de esta forma difieren de los sistemas geotermales convencionales. Esta diferencia radica principalmente en que, en este caso, no existe contacto directo entre el fluido circulante y las rocas, al igual que un intercambiador de calor de doble tubería, por lo tanto, solo se produce transferencia de calor sin transferencia de masa. Mientras que, en los sistemas geotermales convencionales, el fluido se extrae directamente de la roca porosa o del suelo. Este tipo de sistemas suele asociarse con el recurso geotérmico de alta entalpía o alta temperatura (ver Apartado 3.2).

En términos generales, la adaptación de un pozo de petróleo y gas abandonado como intercambiador de calor vertical se puede llevar a cabo mediante el sellado del fondo del pozo y la aplicación de una cubierta aislante que mantenga al fluido descendente aislado del fluido ascendente (Figura 3.5). El fluido circulante se inyecta por la tubería exterior del pozo, llamada *casing*, y fluye hacia abajo a lo largo de esta a la vez que se calienta gradualmente por acción de las rocas circundantes. El sentido de flujo se invierte en el fondo del pozo y comienza su ascenso a través de la tubería coaxial interior hacia la superficie. Esta forma de extracción de calor impide la filtración hacia el interior del pozo de otros fluidos geotermales que podrían dañar las instalaciones producto de la precipitación mineral y de la corrosión. Puesto que en los sistemas geotermales de pozos abandonados se debe mantener la temperatura del fluido extraído, el caudal de flujo para estos sistemas es menor que la de los sistemas geotermales convencionales. Esto, dado el menor tamaño de las áreas de intercambio de calor entre las paredes de los pozos y las rocas (Davis y Michaelides, 2009).

Normalmente, los DBHE tienen capacidades mucho menores que los sistemas de extracción abiertos, de unos pocos cientos de kWh (Figura 3.6). Esto se debe a la reducida superficie de transferencia de calor en contacto con la roca circundante, que corresponde únicamente a la superficie exterior del *casing* del intercambiador de calor. No obstante, a diferencia de los sistemas abiertos, en el caso de DBHE no hay mayores riesgos asociados a la exploración, que generalmente implica un alto costo de inversión. De esta forma, este concepto de utilización geotérmica es particularmente adecuado en lugares donde los pozos profundos abandonados de petróleo o gas pueden rehabilitarse como DBHE (Muñoz et al., 2018).

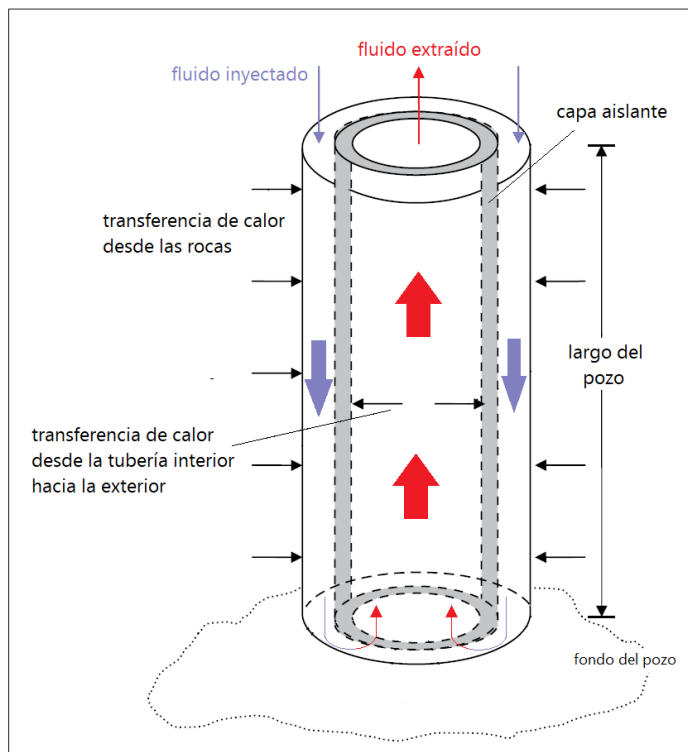


Figura 3.5. Representación esquemática del intercambio de calor para un único pozo. Modificado de Davis y Michaelides (2009); Bu et al. (2012).

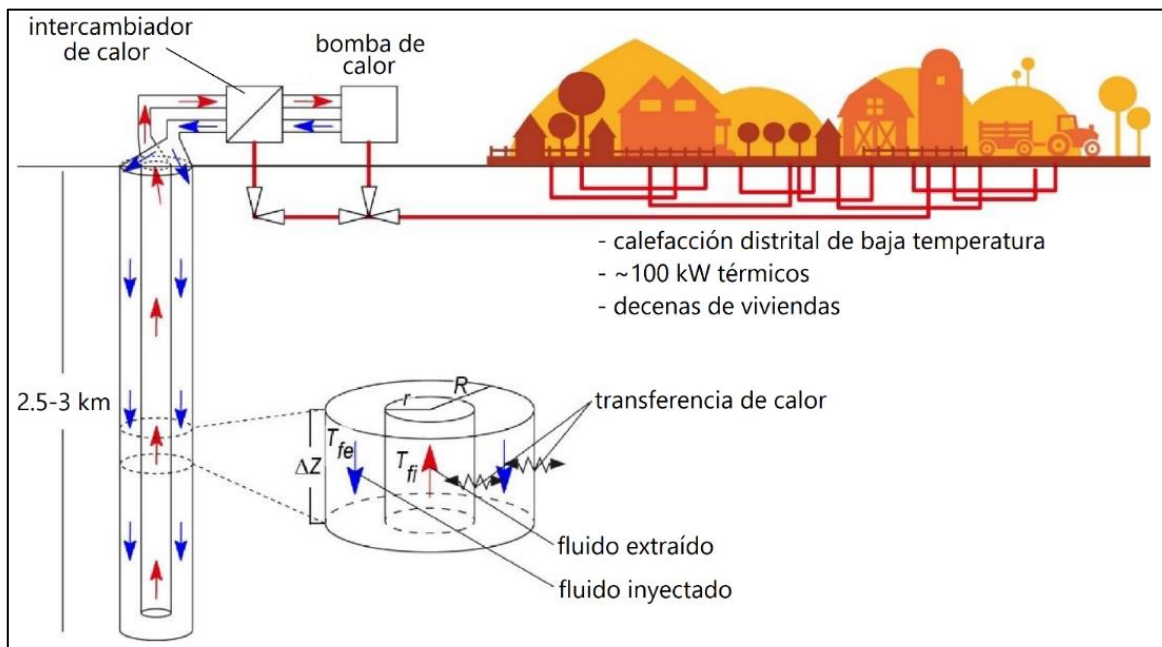


Figura 3.6. Esquema del DBHE. Se muestran los factores involucrados en el intercambio de calor con la roca circundante y dentro del DBHE. Tomado de Stefani et al. (2018).

3.6.2. Propiedades del fluido calor-transportador

Puesto que el calor será transmitido a través del fluido de trabajo, es muy importante conocer las propiedades térmicas que afectan a este proceso. Enseguida se describen algunas características relevantes del fluido calor-transportador, que serán indispensables para la obtención del potencial geotérmico de los pozos.

3.6.2.1. Calor específico (C_p), conductividad térmica (k) y viscosidad (μ)

El calor específico se define como una cantidad física medible relacionada con la razón entre el calor extraído o agregado a un sistema y la variación de temperatura registrada. Por otra parte, la conductividad térmica corresponde a la capacidad de los materiales de transmitir calor y puede variar con la temperatura. Mayor valor de k implica una mejor conducción de calor a través de un material, por ende, estos materiales a menudo se utilizan en intercambiadores de calor. En el caso de un pozo geotérmico, la conductividad térmica en un pozo geotérmico influye en la conducción de calor en dirección radial. Por último, la viscosidad dinámica es una propiedad de interés al analizar los mecanismos de transferencia de calor en el pozo geotérmico (Røksland et al., 2017).

3.6.2.2. Número de Reynolds (Re) y número de Prandtl (Pr)

El número de Reynolds describe diferentes regímenes de flujo que ocurren en un medio fluido. Para aplicaciones de transferencia de calor, el régimen de flujo requerido es siempre turbulento, esto es, $Re > 4000$ (Røksland et al., 2017). El requisito anterior se explica por el hecho de que para flujos laminares o transientes el proceso de intercambio de calor hacia las secciones más internas del pozo es ineficiente. En el caso de un tubo circular, Bergman et al. (2011) define el número de Reynolds en función de la velocidad promedio de flujo, u_m , a lo largo de la sección transversal de una tubería de diámetro D como:

$$Re = \frac{\rho u_m D}{\mu} \quad 3.1$$

El número de Prandtl, en cambio, entrega un estimado de la razón entre la velocidad de difusión de la cantidad de movimiento (viscosidad cinemática) y la velocidad de difusión de calor (difusividad térmica). En Røksland et al. (2017) este parámetro es definido como:

$$Pr = \frac{\mu C_p}{k} \quad 3.2$$

No obstante, en este trabajo se asignarán valores definidos para Pr en función de la temperatura del fluido calor-transportador utilizado, por lo que no será necesaria esta última ecuación.

3.6.3. Modelo de transferencia de calor

El potencial geotérmico de uso directo es estimado en términos tanto de cantidad de calor extraíble del pozo rehabilitado como de límites de temperatura a la que se recupera el fluido al ingresar a la red de distribución. En este sentido, es fundamental estudiar la transmisión de calor que ocurre entre la roca circundante y el DBHE. Como se muestra en la Figura 3.7, un sistema vertical cerrado con tuberías concéntricas experimenta procesos de transporte de calor en dos partes. En primer lugar, existe transferencia de calor entre la roca y el fluido que desciende por la tubería exterior del intercambiador. En segundo lugar, ocurre transferencia de calor entre la tubería interior y la exterior. Con el propósito de calcular la temperatura con la que el fluido calor-transportador es extraído en la tubería interior, es necesario modelar los procesos de transporte de calor que ocurren en el sistema. Para ello, se dispone de la metodología del trabajo de Stefani (2018), adaptada para el sector de Punta Delgada, que está basada en los trabajos de Kujawa et al., (2006); Davis y Michaelides (2009); Bu et al. (2012) y Caulk y Tomac (2017), así como en el libro *Introduction to heat transfer* de Bergman et al. (2011).

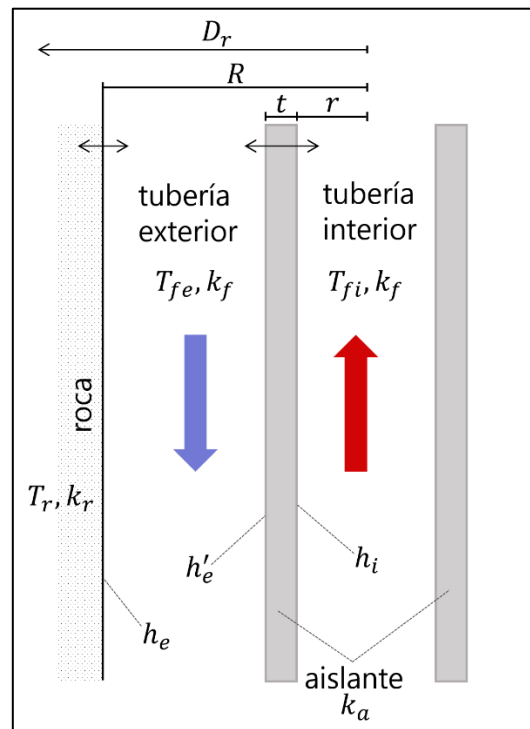


Figura 3.7. Perfil esquemático del pozo. Las flechas coloreadas indican la dirección de los fluidos y las de color negro indican los límites entre los que hay transferencia de calor. Se incluyen distintos parámetros físicos y termodinámicos de los materiales, necesarios para el cálculo del potencial geotérmico. En el Apartado 5.2.1 se define cada parámetro. Tomado de Stefani (2018).

Las relaciones presentadas a continuación aplican para un fluido que desciende por una tubería en contacto con una roca que se encuentra a una temperatura diferente. De acuerdo con Davis y Michaelides (2009), la tasa de transferencia de calor entre la roca y el fluido calor-transportador en la tubería exterior, a lo largo de un tramo determinado, está dada por:

$$\dot{Q} = 2\pi R \Delta Z (T_r - T_{fe}) U_{re} [W] \quad 3.3$$

Donde R [m] representa el radio de la tubería exterior, ΔZ es la distancia vertical del tramo a considerar, U_{re} [$W/m^2 \cdot K$] es el coeficiente de transferencia de calor global entre la roca y la sección exterior, mientras que T_r y T_{fe} [$^{\circ}C$] corresponden a las temperaturas de la roca y el fluido en la sección exterior del tramo considerado, respectivamente (Figura 3.7). El coeficiente de transferencia de calor, U_{re} , es determinado, según Bergman et al. (2011), en función de la resistencia térmica a la transferencia de calor entre dos fluidos —o entre un sólido y un fluido—, y se define como:

$$U_{re} = \left(\frac{1}{h_e} + \frac{D_r}{k_r} \right)^{-1} [W/m^2 K] \quad 3.4$$

En esta ecuación, k_r [$W/m \cdot K$] corresponde a la conductividad térmica de la roca, D_r [m] representa el diámetro máximo en que la temperatura de la roca es afectada, y h_e [$W/m^2 \cdot K$] es el coeficiente de transferencia de calor convectivo entre la roca y la pared externa de la sección exterior (Figura 3.7), expresado por:

$$h_e = 0.023 k_f \frac{Re_e^{0.8} Pr^{0.4}}{D_{he}} [W/m^2 K] \quad 3.5$$

Como se muestra en la Ecuación 3.5, h_e está definido en función de la conductividad térmica del fluido calor-transportador, k_f [$W/m \cdot K$], el diámetro hidráulico de la sección exterior, D_{he} [m], y dos cantidades adimensionales, Re_e y Pr , que corresponden al número de Reynolds para la sección exterior y al número de Prandtl, respectivamente (ver Apartado 3.6.2.2). A partir de las medidas de los radios de las tuberías y el espesor de la capa aislante, t , se obtiene el diámetro hidráulico para la sección exterior, con el que también es posible obtener el área de la sección exterior, definidos en orden respectivo como:

$$D_{he} = 2(R - (r + t)) [m] \quad 3.6$$

$$A_e = \pi(R^2 - (r + t)^2) [m^2] \quad 3.7$$

Por otro lado, para un fluido que asciende por una tubería concéntrica a aquella en contacto con la roca, se ha definido la tasa de transferencia de calor entre el fluido calor-transportador que asciende y el que desciende, según Davis y Michaelides (2009), como:

$$\dot{Q} = 2\pi r \Delta Z (T_{fe} - T_{fi}) U_{ei} [W] \quad 3.8$$

Donde T_{fi} [°C] corresponde a la temperatura del fluido que asciende por la sección interior, mientras que U_{ei} representa el coeficiente de transferencia de calor global entre la tubería interior y la exterior, definido en la Ecuación 3.9. Esta variable considera algunos de los parámetros definidos anteriormente además de la conductividad térmica del material utilizado para la capa aislante, k_a y los coeficientes de calor convectivo en la sección interior, h_i y en la pared interna de la sección exterior, h'_e (Ecuaciones 3.10 y 3.11; Figura 3.7).

$$U_{ei} = \left(\frac{r+t}{r} \cdot \frac{1}{h_i} + \frac{r+t}{r+t/2} \cdot \frac{t}{k_a} + \frac{1}{h'_e} \right)^{-1} [W/m^2K] \quad 3.9$$

$$h_i = 0.023 k_f \frac{Re_i^{0.8} Pr^{0.4}}{D_{hi}} [W/m^2K] \quad 3.10$$

$$h'_e = 0.023 k_f \frac{Re_e^{0.8} Pr^{0.4}}{2(r+t)} [W/m^2K] \quad 3.11$$

Del mismo modo que para el fluido descendente, se definen el diámetro hidráulico y el área para la sección interior, expresados como sigue:

$$D_{hi} = 2r [m] \quad 3.12$$

$$A_i = \pi r^2 [m^2] \quad 3.13$$

Finalmente, a partir de todas las ecuaciones anteriores, es posible expresar las tasas de transferencia de calor (Ecuaciones 3.3 y 3.8) como función de un aumento o disminución de la temperatura en el fluido calor-transportador (Røksland et al., 2017). Esta variación de temperatura se define también en términos del caudal, \dot{m} [kg/s] y del calor específico del fluido, C_p [J/kg·K] (Ecuación 3.14).

$$\dot{Q} = \dot{m} C_p \Delta T = \dot{m} C_p (T_{out} - T_{in}) [W] \quad 3.14$$

4. METODOLOGÍA

Existen trabajos similares que dan contexto a la metodología aplicada, considerando que la geotermia de uso directo es una forma de aprovechamiento energético cada vez más utilizada a nivel global. En el trabajo de Kujawa et al. (2006) se evalúa la posibilidad y utilidad de acceder a energía geotérmica a partir de un pozo de producción existente. Se diseñó un modelo computacional para determinar el volumen de un flujo de calor geotérmico obtenido con el uso de un intercambiador de calor de doble tubería (Sokołowski, 1999).

Davis y Michaelides (2009) han propuesto una simulación para determinar la producción de energía geotérmica a partir de pozos petroleros abandonados mediante la inyección y recuperación de un fluido secundario al sur de Texas, Estados Unidos. El interés de esta zona radica en que presenta un gradiente geotermal relativamente alto, sumado a la existencia de un gran número de pozos profundos en estado de abandono. En este caso, los autores plantean rehabilitar un pozo existente como un intercambiador de calor doble, utilizando un fluido orgánico (isobutano) en lugar de agua, ya que posee propiedades termodinámicas más adecuadas.

El trabajo de Bu et al. (2012) consiste en demostrar la viabilidad de adquirir energía geotérmica de los pozos de petróleo y gas abandonados existentes. Se desarrollan las ecuaciones que describen el intercambio de calor entre el fluido y las rocas, y se realizan estudios paramétricos para especificar los valores óptimos de los parámetros principales. Los resultados computacionales indican que la energía geotérmica producida a partir de pozos abandonados depende en gran medida del caudal de flujo y del gradiente geotermal.

En el estudio de Røksland et al. (2017) se investiga la cantidad de calor extraíble desde debajo de la superficie, mediante la adaptación de un intercambiador de calor de doble tubería en un pozo de petróleo abandonado. Se propone que el fluido de trabajo escogido circule hacia abajo a través del anillo exterior y luego hacia arriba a través de una tubería interior aislada de la exterior. Al hacer uso de un simulador numérico, se evaluaron parámetros de interés y se obtuvo conocimiento sobre cómo afectan a la temperatura de salida del fluido y a la cantidad de calor acumulado extraído de los pozos geotérmicos.

4.1. Construcción de la base de datos

Se utilizaron datos de pozos cercanos a los 5 sitios en estudio. La selección de los pozos se llevó a cabo bajo dos criterios: (1) distancia del pozo al sitio de interés; y (2) disponibilidad y calidad de datos. Se priorizaron aquellos pozos ubicados dentro de un radio de 5 a 7 km de cada localidad y que tuvieran una mayor cantidad y tipología de información disponible. Se seleccionaron 4 pozos por sitio, con el fin de definir a cabalidad todos los componentes relevantes para el desarrollo de este trabajo y aplicarlos a estos pozos, y se recopilaron los siguientes parámetros de entrada, relevantes para los cálculos posteriores de potencial geotérmico: (1) ubicación, altitud de la superficie y profundidad total del pozo; (2) estado de los pozos (abiertos, cerrados, en producción, abandonados, etc.) (3) columnas estratigráficas; (4) informes de pruebas de producción; (5) temperaturas de fondo de pozo; y (6) diámetro exterior de los pozos (*casing*). Con la información recogida en esta etapa, se generó una base de datos con los parámetros de entrada.

4.2. Procesamiento de datos

Los parámetros de entrada fueron procesados en una hoja de cálculo en el programa Microsoft Excel (versión 1902) con el propósito de generar nuevos parámetros intermedios necesarios para la fase de cálculo del potencial geotérmico. En esta fase del trabajo también se incluyó la asignación de valores a ciertos parámetros extraídos de fuentes externas (*papers*, tesis anteriores, etc.), como lo son los valores de conductividad térmica para cada litología. Entre los cálculos realizados, se determinó la temperatura de salida de un fluido calor-portador —agua, para este caso en particular— extraído en la tubería interior del pozo en función de las propiedades térmicas de las rocas circundantes, de las características de construcción del pozo, especialmente profundidad y diámetro, y el caudal de agua fluyendo hacia el intercambiador de calor.

Las ecuaciones que rigen la transferencia de calor se basan en la conducción de calor desde las rocas hacia el fluido en circulación dentro del pozo en función de la conductividad térmica de las rocas y del fluido dentro del pozo, el área de contacto entre la roca y el revestimiento del pozo, el régimen de flujo, entre otros parámetros. Cabe mencionar que la transferencia de calor que ocurre en la pared del pozo correspondiente al revestimiento (*casing*) ha sido ignorada debido a la alta conductividad termal que presenta el metal del que está hecho y a su reducido espesor (Stefani, 2018). Del mismo modo, y puesto que se escapa de los alcances de la metodología adaptada por Stefani (2018), para el procesamiento de datos se adoptó el supuesto de que la transferencia de calor por posibles flujos de agua alrededor del pozo es despreciable.

4.3. Integración de datos de estratigrafía y sísmica

A partir de la información disponible de estratigrafía de los pozos, se generaron 20 columnas estratigráficas esquemáticas que representan las variaciones en la potencia de las formaciones, así como en las direcciones hacia las que se extienden. Para esta etapa se dispuso también de perfiles sísmicos desarrollados e interpretados por ENAP, con el objetivo de distinguir las variaciones de potencia del paquete cretácico, especialmente del yacimiento petrolífero (Formación Springhill) y observar la relación estratigráfica a escala de los sitios estudiados.

4.4. Determinación de la conductividad térmica de la roca, k_r

Parte del aporte de este trabajo a las investigaciones previas realizadas en la materia es el reajuste de la metodología de Stefani (2018) mediante la acotación de los rangos de valores para los parámetros térmicos que dependen del tipo de litología. En particular, la conductividad térmica de la roca, que depende de numerosos factores como son: la temperatura, porosidad, fluido que rellena el pozo, presión, etc. Sumado a esto la roca perforada en profundidad no suele mantener una litología uniforme hasta el fondo del pozo, por lo que es necesario adjudicar valores lo más representativos de las condiciones actuales de la roca circundante como sea posible. En este contexto, se analizó el detalle de la estratigrafía de los pozos distribuidos seleccionados (Figura 4.1) y con las interpretaciones de líneas sísmicas se obtuvieron valores de conductividad térmica relativamente fidedignos para un total de 20 pozos en el área de estudio. La información contenida en esta sección fue extraída del archivo de ENAP y corresponde a una combinación entre columnas estratigráficas de confección manual y registros escritos de las faenas de perforación.

En base a la información de la Tabla 4.1 y a valores de referencia obtenidos en el estudio de Sharma (2002) y Eppelbaum et al. (2014) y adaptados a las condiciones del reservorio por Lagarrigue (2019) se registraron las conductividades térmicas para cada una de las unidades litológicas presentes en los pozos elegidos y, mediante una ponderación simple en función de su espesor, se determinaron valores de conductividad térmica para la roca circundante en cada pozo. De forma posterior, se calculó un promedio aritmético de los 4 valores (o rangos de valores) de conductividad térmica en cada uno de los pozos que fue extrapolado a la totalidad del sitio.

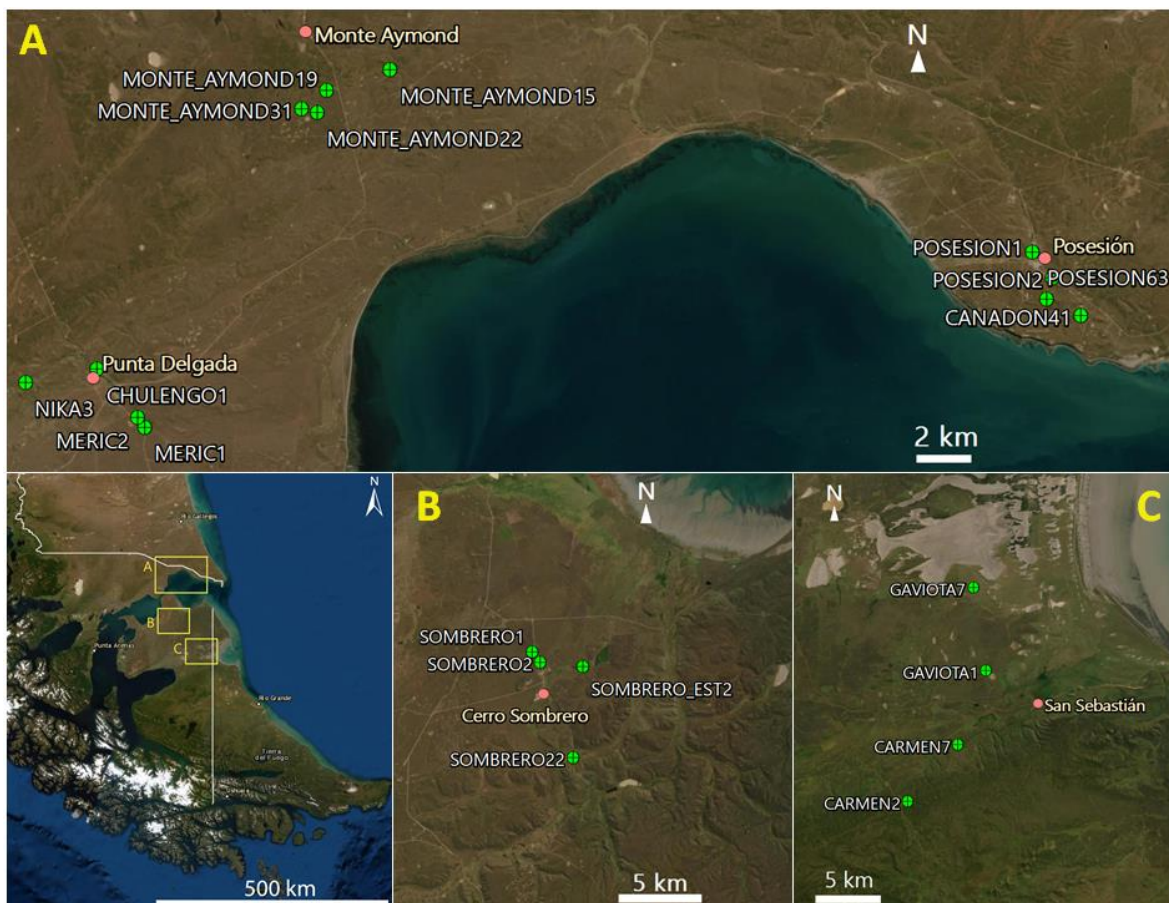


Figura 4.1. Distribución de los pozos seleccionados para el análisis de la estratigrafía en detalle. **A:** Localidad de Punta Delgada, paso Monte Aymond y campamento Posesión; **B:** Localidad de Cerro Sombrero; **C:** Paso San Sebastián.

Tabla 4.1. Conductividad térmica para diferentes litologías a temperatura ambiente. Tomado de Kappelmeyer y Haenel (1974), Cermak y Rybach (1982) y Zoth y Haenel (1988).

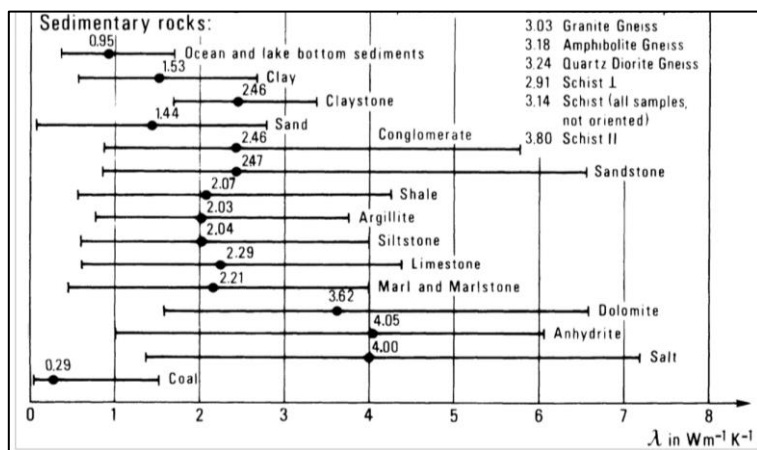


Tabla 4.2. Intervalos de conductividad térmica según unidad litológica. Se incluye el promedio de cada rango, que es el valor que se utilizará. Modificado de Lagarrigue (2019).

Unidad	Conductividad térmica [W/m·°C]	k promedio [W/m·°C]
Depósito fluvio-glacial	1,49	1,49
Palomares	1,1 – 2,1	1,60
Filaret	2,37 – 3,44	2,91
Brush Lake	2,37 – 3,44	2,91
Areniscas arcillosas	1,1 – 2,1	1,60
Grupo Bahía Inútil	2,37 – 3,44	2,91
Zona glauconítica	2,37 – 3,44	2,91
Lutitas arenosas	2,37 – 3,44	2,91
Lutitas gris-verdosas	2,37 – 3,44	2,91
Margas	1,50 – 2,0	1,75
Lutitas con ftanitas	2,37 – 3,44	2,91
Estratos con Favrella	2,37 – 3,44	2,91
Springhill	1,10 – 2,10	1,60
Serie tobífera	2,82	2,82

Tabla 4.3. Detalle de la determinación de la conductividad térmica de la roca para el pozo CHULENGO1 (pozo ejemplo).

CHULENGO1						
Techo	Base	Potencia [m]	Unidad (informal)	Marker eléctrico	%	k [W/m-K]
0,0	96,4	96,4	Depósito fluvio-glacial		0,033	1,49 0,049
96,4	290,0	193,6	Palomares		0,066	1,60 0,106
290,0	580,0	290,0	Filaret		0,099	2,91 0,288
580,0	980,0	400,0	Brush Lake		0,137	2,91 0,398
980,0	1548,0	568,0	Areniscas arcillosas	a1	0,194	1,60 0,311
1548,0	1698,0	150,0	Grupo Bahía Inútil	a1b	0,051	2,91 0,149
1698,0	1888,0	190,0	Zona glauconítica		0,065	2,91 0,189
1888,0	2205,0	317,0	Lutitas arenosas	g7	0,108	2,91 0,315
2205,0	2428,0	223,0	Lutitas gris-verdosas	i10	0,076	2,91 0,222
2428,0	2545,0	117,0	Margas	c1	0,040	1,75 0,070
2545,0	2701,0	156,0	Lutitas con ftanitas	c5-c8	0,053	2,91 0,155
2701,0	2852,4	151,4	Estratos con Favrella	c11	0,052	2,91 0,150
2852,4	2910,0	57,6	Springhill	tas	0,020	1,60 0,032
2910,0	2923,0	13,0	Serie tobífera	tst	0,004	2,82 0,013
Total					1,00	2,446

En la Tabla 4.3 los datos de techo, base y potencia ennegrecidos han sido obtenidos directamente del archivo ENAP, el resto se han inferido en base a otros pozos similares. Los markers eléctricos son los asignados según la nomenclatura de ENAP. La columna “%” contiene el porcentaje del espesor de cada unidad con respecto a la profundidad total del pozo, mientras que las penúltima y última columnas muestran los valores de conductividad de la Tabla 4.2 y la conductividad asignada para cada unidad, resultado del producto entre la columna “%” y la penúltima columna, respectivamente.

4.5. Cálculo del potencial geotérmico

Como ha sido señalado anteriormente, el cálculo del potencial geotérmico de los pozos será modelado como sistema cerrado, por lo que la metodología analítica se regirá en base al trabajo de Stefani (2018). Esta etapa del trabajo consta de diversas subetapas, detalladas a continuación.

4.5.1. Cálculo de la temperatura en la red de distribución

En primer lugar, se debió fijar las temperaturas requeridas en la red de distribución para cada localidad. En el Apartado 3.5.3 se explicó que la temperatura dentro de la red de distribución depende, en parte, de la temperatura ambiente, por lo tanto, se empleó el Explorador Climático del Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR)² para conocer las temperaturas ambientes en los sitios estudiados. El Explorador utiliza las bases de datos compiladas por el CR² que corresponden a series de tiempo espacialmente distribuidas y registradas a través de instrumentos *in situ* o remotos. Los registros observacionales contemplan datos de temperatura (máxima, mínima y media), de precipitación y caudal, obtenidos principalmente desde las plataformas informáticas de la Dirección Meteorológica de Chile DMC y la Dirección General de Aguas DGA¹¹. Una vez obtenidos los datos de temperatura ambiente promedio para cada localidad, el diagrama de Recknagel et al. (2009) de la Figura 3.3 permitió determinar las temperaturas para las tuberías de salida y de retorno en el sistema de distribución.

¹¹Explorador Climático (CR)². (2019). Retrieved August 18, 2019, from <http://explorador.cr2.cl/>

4.5.2. Estimación de la demanda energética

Con el objetivo de estimar la demanda energética en cada uno de los sitios de interés de forma lo más representativa posible, se aplicó el método ARE (ver Apartado 5.3) que incorpora las demandas de calefacción y de agua caliente sanitaria, de forma independiente, y las combina con el área de referencia energética que se requiere abastecer.

4.5.3. Determinación de las temperaturas y el calor extraíble en los pozos estudiados

Con la información de la base de datos se aplicó el modelo de transferencia de calor presentado en el Apartado 3.6.3 a los 20 pozos seleccionados y se obtuvieron resultados de cantidad de calor, variación de temperatura y temperatura del fluido en cada tramo, tanto para el trayecto en descenso como para el de ascenso. Los aspectos técnicos de esta fase del trabajo se encuentran explicados en detalle en el Apartado 5.2.1.4. Posteriormente se evaluó la capacidad de los pozos de suplir la demanda térmica de los distintos sitios en términos de temperaturas adecuadas en la red de distribución y cantidad de calor extraíble en kWh para determinado periodo de tiempo mediante la comparación de los resultados con las demandas estimadas para cada sitio.

4.6. Validación de resultados

En la instancia de validación de resultados se compara el sistema propuesto con el sistema de baja temperatura de Prenzlau, Alemania, que posee similares características y se encuentra en actual funcionamiento. Se compararon los valores de los parámetros fundamentales para la operación de este sistema con respecto a los obtenidos en este trabajo con tal de analizar las diferencias en términos de cantidad de calor disponible y generar algún tipo de expectativa respecto a lo esperado en el sistema planteado para los diferentes sitios de interés en Magallanes. Los detalles de este análisis se encuentran en el Apartado 7.8.

5. ANTECEDENTES PARA LA EVALUACIÓN DEL POTENCIAL GEOTÉRMICO EXTRAÍBLE

El propósito de esta sección es detallar el Apartado 4.5 en términos de las distintas consideraciones y supuestos que se tomaron en cuenta para garantizar resultados para el potencial geotérmico de los pozos que se asemejen lo más posible a la realidad según las condiciones actuales de la zona de estudio.

5.1. Corrección de temperatura

Dentro de los parámetros extraídos directamente del archivo de ENAP se encuentra la temperatura del fondo de los pozos, que generalmente es la del lodo de perforación y no la temperatura real de la formación rocosa. El lodo de perforación es un fluido que se hace circular al perforar y que se encuentra a menor temperatura que la roca circundante. Al entrar en contacto el lodo con la roca esta se enfría y el lodo se calienta, hasta alcanzar el equilibrio térmico al cabo de un tiempo. Al detenerse la circulación, el lodo aumenta su temperatura de forma gradual en un proceso es lento que puede llegar a tardar meses. Por lo tanto, las temperaturas registradas corresponden a una subestimación de la temperatura real de la formación y pueden ser consideradas como un límite inferior de temperatura, pero no constituyen una estimación representativa del estado de la roca a esa profundidad (Stefani, 2018).

Basado en los trabajos de Horner (1951); Corrigan (1997) y Chiang y Chang (n.d.), Corrigan, J. presenta un análisis de 983 temperaturas del fondo del pozo (BHT) y pares de estimación de temperatura de equilibrio (T_{eq}) asociados. En base a este análisis, se recomiendan tres métodos para corregir los datos de BHT utilizando la información típicamente disponible con los datos de BHT (la medición de BHT, el tiempo transcurrido desde la circulación y/o la profundidad).

El primero se denomina Corrección de Horner y se utiliza cuando se tienen tres o más datos de temperatura del fondo consistentes entre sí. La BHT estimada con este método arroja errores de $\pm 8^{\circ}\text{C}$. El segundo es el Método de Corrección Simple y consiste en registrar una única medición de temperatura y el tiempo desde la circulación (*time since circulation, TSC*), que corresponde al tiempo que ha transcurrido desde que el lodo detuvo su circulación. Estos valores son ingresados en una tabla que genera los cálculos necesarios y entrega el valor estimado de temperatura de la

formación¹². Esta aproximación entrega errores que oscilan entre los $\pm 11^{\circ}\text{C}$ a $\pm 3^{\circ}\text{C}$ ¹³ a medida que la TSC es mayor. El tercer método es la Corrección de Último Recurso (*Last resort correction*) y se recomienda si solo hay menos de tres BHT disponibles. Consiste en aumentar en 18°C la temperatura registrada para el lodo de perforación y registra errores de $\pm 9^{\circ}\text{C}$. El promedio de datos BHT corregidos múltiples de una sola profundidad utilizando cualquiera de los dos últimos métodos mejora la estimación de la temperatura de equilibrio predicha (Corrigan, 1997). De acuerdo con los datos de pozo analizados en este trabajo los métodos de corrección utilizados corresponden al de corrección simple y, en la mayoría de los casos, a la corrección de último recurso.

5.2. Herramienta analítica para el cálculo de temperaturas y calor extraíble

En el Apartado 4 se indican los datos que se extraen directamente del archivo de ENAP, sin embargo, una gran cantidad de variables y parámetros necesarios para el cálculo del potencial se obtienen de fuentes externas e indirectas. En este Apartado se señalan, en primer lugar, los aspectos técnicos concernientes a la herramienta analítica y, en segundo lugar, ciertos aspectos teóricos específicos para su correcto manejo.

5.2.1. Manejo de la base de datos

En esta sección se presentan los conjuntos de datos que han sido trabajados en esta investigación, además de proveer una definición detallada de cada uno de ellos. La totalidad de la información relevante obtenida tanto del archivo de ENAP como de fuentes externas fue ingresada en una planilla Excel para su procesamiento. A este respecto, los datos primarios fueron separados en tres categorías en función de su origen: (1) parámetros de entrada generales; (2) parámetros de entrada inherentes al pozo; y (3) datos generados a partir de los parámetros de entrada. De forma posterior se generaron los resultados para el potencial geotérmico. El fluido de trabajo se asume como agua para la determinación de sus propiedades físicas.

5.2.1.1. Parámetros de entrada generales

¹²BHT correction, I Only Have Time Since Circulation. (2003). Retrieved August 12, 2019, from ZetaWare Utilities website: <http://www.zetaware.com/utilities/bht/timesince.html>

¹³Considerado para TSC de 10 a 30 horas.

Tabla 5.1. Parámetros de entrada generales, con sus respectivas unidades de medida. Estos datos requieren ser ingresados a la planilla de forma manual. Los valores incluidos son de carácter netamente referencial. Las celdas ennegrecidas corresponden a parámetros constantes en todo el trabajo e iguales para todos los pozos.

Parámetro	Valor ref.
T° entrada, T_{in} (equivalente a T° de retorno) [°C]	50
Radio interior, r [m]	0,07
Espesor aislante, t [m]	0,0254
Caudal, \dot{m} [kg/s]	2,00
Conductividad promedio roca, k_r [W/m·°C]	2,3
Conductividad aislante, k_a [W/m·°C]	0,027
Diámetro de roca constante, D_r [m]	0,58
Densidad promedio del flujo, ρ [kg/m³]	988,05
Conductividad promedio fluido, k_f [W/m·°C]	0,6
Viscosidad dinámica promedio del flujo, μ [Pa·s]	0,000466
Calor específico fluido, C_p [J/kg·°C]	4190
Prandtl promedio, Pr	3,00

5.2.1.1.1. Temperatura de entrada, T_{in} [°C]

Es la temperatura con la que entra el fluido al pozo, que es equivalente a la temperatura con la que viene el fluido desde el sistema de distribución, es decir, la temperatura de retorno (ver Apartado 3.5.3.2). Esta temperatura se determina mediante el diagrama de Recknagel et al. (2009) de la Figura 3.3 y el valor obtenido representa un límite inferior para este parámetro. Esto, dada la existencia de un intercambiador de calor que transmite el calor desde el fluido al interior del pozo hacia el que circula por la red (Figura 3.4). De esta forma, la temperatura real de entrada correspondería a la temperatura del fluido interior del pozo una vez que se ha extraído su calor para calentar el fluido que circula por la red de distribución y, ya que esta temperatura será siempre mayor a la temperatura del fluido que viene desde la red, puede ser considerada como un valor mínimo. Por lo tanto, constituye a la elección más conservadora para efectos del estudio (Stefani, 2018). Se deben definir las temperaturas deseadas en la red de distribución para asignar un valor a este parámetro.

5.2.1.1.2. Radio interior, r [m]

Corresponde al radio del tubo concéntrico que se introduce en el pozo de petróleo y gas. Los informes de ENAP, que incluyen el tubo interior para extracción, registran 2^{7/8} pulgadas. Por lo tanto, el radio interior será de 0,07 m para esta evaluación (Stefani et al., 2018).

5.2.1.1.3. *Espesor de la capa aislante, t [m]*

La medida del espesor de la capa que aísla la sección interior de la exterior tendrá un valor en función de las medidas de los radios interior y exterior. Se han realizado estudios para distintos espesores entre 0,01 y 0,03 m. Para evitar pérdidas de calor significativas se escogió un espesor de 0,0254 m (Davis y Michaelides, 2009).

5.2.1.1.4. *Caudal de flujo, \dot{m} [kg/s]*

En cuanto a la experiencia en el funcionamiento del DBHE junto con una red de calefacción urbana en el caso de estudio de Stefani et al. (2018), el caudal no debe exceder los 3 a 5 L/s, para evitar pérdidas significativas de energía en el bombeo de fluidos debido a la fricción dinámica. La determinación de este parámetro no es trivial ni arbitraria y, en este caso, se consideraron valores de caudal tal que se lograra suplir tanto la demanda térmica como los niveles de temperatura requeridos en la red de distribución, de forma independiente. Dado que un mismo caudal no necesariamente cumplirá las demandas de temperatura y de cantidad de calor simultáneamente, es necesario distinguir entre el caudal de suficiencia energética (o térmica), correspondiente a aquel caudal para el que se satisface la demanda de cantidad de calor, y el de suficiencia de temperatura, que será el caudal que entrega un fluido a la temperatura requerida según las medias de temperatura ambiente.

5.2.1.1.5. *Conductividad térmica promedio de la roca, k_r [W/m·°C]*

Los pozos atraviesan distintos tipos de litología a medida que descienden, por consiguiente, la conductividad térmica de la roca no es constante. Se busca asignar valores representativos de las litologías presentes mediante la metodología detallada en el Apartado 4.4.

5.2.1.1.6. *Conductividad térmica de la capa aislante, k_a [W/m·°C]*

Esta medida estará asociada con el tipo de aislante que se utilice. Se asumirá el uso de poliestireno, que posee una conductividad térmica de 0,027 W/m·K y es un material ampliamente escogido en la literatura (Davis y Michaelides, 2009).

5.2.1.1.7. *Diámetro constante de roca, D_r [m]*

Este es un parámetro que hace referencia a la distancia máxima a la que una roca sufre cambios en su temperatura durante el funcionamiento del DBHE. En este caso se trabajó con un valor de 0,58 m (Stefani et al., 2018).

5.2.1.1.8. Propiedades del fluido

Para las propiedades del fluido se asignaron los valores de la Tabla 5.2 en función de las temperaturas estimadas en la red de distribución.

Tabla 5.2. Propiedades del agua saturada (fluido calor-portador) para las temperaturas extremas estimadas en la red de distribución, 50 y 80 °C. Los valores a utilizar corresponden a los asociados con una temperatura promedio de 65°C. Valores de la tabla tomados de Sengers y Watson (1986).

\bar{T} [°C]	ρ [kg/m ³]	k_f [W/m·°C]	μ [Pa·s]	C_p [J/kg·°C]	Pr
50,0	988,1	0,644	0,000547	4181,0	3,55
80,0	971,8	0,670	0,000355	4197,0	2,22
65,0	980,0	0,657	0,000451	4189,0	2,89

5.2.1.2. Parámetros de entrada inherentes al pozo

Tabla 5.3. Parámetros de entrada obtenidos directamente desde los archivos de ENAP.

Radio exterior (casing), R [m]	0,122
Temperatura de la roca, T_r [°C] (T° del fondo)	122,0
Profundidad medición de temperatura [m]	2819,0
Largo pozo [m]	2821
Gradiente [°C/m]	0,0415
Gradiente promedio [°C/m]	0,0432
Estado del pozo	Cerrado descartado
Distancia al centro del poblado [km]	3,9

5.2.1.2.1. Radio exterior, R (casing) [m]

Es el radio de la tubería de revestimiento del pozo. Este dato se obtiene directamente de los datos de pozos.

5.2.1.2.2. Temperatura de la roca, T_r [°C]

El valor de T_r ingresado en la Tabla 5.3 equivale a la temperatura del fondo (BHT) registrada en los archivos y que debe ser sometida a corrección, sin embargo, al considerar la temperatura de la formación rocosa circundante, a lo que en realidad se hace referencia es a un perfil de temperatura de la roca a medida que aumenta la profundidad. Este parámetro se construye de forma lineal en función del gradiente geotermal registrado en cada pozo y de la medida en metros de cada tramo con respecto al largo total del pozo.

5.2.1.2.3. Profundidad de la medición de T° [m]

Dado que la temperatura no es constante en todo el largo del pozo, se debe especificar la profundidad a la que se registró cada medición de temperatura.

5.2.1.2.4. Profundidad total del pozo [m]

También denominado largo del pozo. Corresponde al punto más profundo que se alcanzó con los trabajos de perforación. Para efectos de los pozos estudiados, esta medición oscila entre 2 y 3 km.

5.2.1.2.5. Gradiente y gradiente promedio [$^\circ\text{C}/\text{m}$]

Para obtener los gradientes geotermales de cada pozo se utilizaron las temperaturas registradas en los archivos de ENAP y la respectiva profundidad de la medición. Esto implica que se considera que la temperatura del suelo en superficie es de 0°C y asciende de manera lineal al descender por la corteza. En pozos con más de una medición de temperatura se calculó un gradiente promedio.

5.2.1.3. Datos generados a partir de los parámetros de entrada

Tabla 5.4. Datos generados en una hoja de cálculo a partir de los parámetros de entrada, con sus respectivas unidades de medida. De forma similar a las tablas anteriores, los valores presentados son referenciales. En el Apartado 3.6 se detallan las ecuaciones para el cálculo de estos valores utilizando los parámetros de las

Tabla 5.1 y Tabla 5.3.

Área exterior, A_e [m^2]	0,0182
Área interior, A_i [m^2]	0,0154
Velocidad, v [m/s]	0,1
Diámetro hidráulico exterior, D_{he} [m]	0,0532
Diámetro hidráulico interior, D_{hi} [m]	0,14
Reynolds fluido exterior, Re_e	14845
Reynolds fluido interior, Re_i	39066
Coef. de transferencia convectivo exterior, h_e [$\text{W}/^\circ\text{C}\cdot\text{m}^2$]	875,15
Coef. de transferencia convectivo exterior, h'_e [$\text{W}/^\circ\text{C}\cdot\text{m}^2$]	244,01
Coef. de transferencia convectivo interior, h_i [$\text{W}/^\circ\text{C}\cdot\text{m}^2$]	721,17
Coef. de transferencia global roca-exterior, U_{re} [$\text{W}/^\circ\text{C}\cdot\text{m}^2$]	4,58
Coef. de transferencia global exterior-interior, U_{ei} [$\text{W}/^\circ\text{C}\cdot\text{m}^2$]	0,92
Resolución vertical, R_v [m]	14,11

5.2.1.3.1. Velocidad promedio de flujo, u_m [m/s]

Debido a que la velocidad varía en la sección transversal y no hay una corriente libre bien definida, es necesario trabajar con una velocidad media cuando se trata de flujos internos. Esta velocidad se define de manera tal que su producto con la densidad del fluido ρ y el área de la sección transversal del tubo A_c , da como resultado la tasa de flujo másico a través del tubo (Ecuación 5.1. Ahora bien, para un flujo constante e incompresible en un tubo de área transversal uniforme, la velocidad media de flujo estará definida por la Ecuación 5.2.

$$\dot{m} = \rho u_m A_c \quad 5.1$$

$$u_m = \frac{4\dot{m}}{\rho \pi D_{hi}^2} \quad 5.2$$

5.2.1.3.2. Resolución vertical, R_v [m]

Las ecuaciones del Apartado 3.6.3 se aplican por tramos en toda la longitud del pozo, por lo que es necesario definir la Resolución Vertical (R_v) como el cociente entre el largo total del pozo y la cantidad de tramos a considerar. Stefani (2018) determinó que una cantidad mayor a 200 tramos no conlleva una variación significativa en la precisión del resultado, por lo tanto, el espaciado escogido es de 200.

5.2.1.4. Resultados de cantidad de calor extraíble y límites de temperatura

En el Apartado 3.6.3 se presentaron las ecuaciones que modelan la transferencia de calor para efectos de este estudio. Ahora bien, es necesario proporcionar una explicación a cabalidad del funcionamiento de la fase del trabajo que incluye específicamente los cálculos de potencial geotérmico, una vez que se dispone de todos los parámetros primarios y secundarios relevantes para la aplicación de los cálculos.

En una primera instancia, para el fluido que desciende por la sección exterior, se calcula la temperatura alcanzada en el fondo como consecuencia del intercambio de calor que tiene lugar en la interfaz fluido-roca. Para este cálculo se modificó ligeramente la Ecuación 3.3, de forma de aplicarla por tramos mediante la Resolución Vertical (R_v). Por otra parte, el perfil de temperatura de la roca (T_r) se estableció como el producto entre el gradiente geotermal g , la resolución vertical R_v , y el espaciado, mientras que la profundidad a la que se evalúan los resultados es equivalente al producto entre R_v y el espaciado.

$$Q_d = 2\pi R \cdot U_{re} (T_r - T_{in}) \cdot R_v \quad 5.3$$

Otro aspecto importante sobre el manejo de esta ecuación es que el dato de T_{in} se utiliza únicamente para el dato inicial de Q_d , para los cálculos posteriores es necesario corregir la fórmula y cambiar ese parámetro por T_d , que corresponde a la temperatura del fluido en la sección exterior (Ecuación 5.4). Finalmente, la variación de temperatura del fluido calor-transportador en su descenso a lo largo de la tubería exterior del pozo queda determinada como sigue (Ecuación 5.5).

$$T_d = T_{in} + \sum dT_d \quad 5.4$$

$$dT_d = \frac{Q_d}{\dot{m} \cdot C_p} \quad 5.5$$

De manera análoga, para el fluido que asciende por la tubería interior, se calcula el intercambio de calor que ocurre entre este y el fluido que desciende por la tubería exterior (Ecuación 5.6. En este caso, T_{up} corresponde a la temperatura del fluido en la sección interior (Ecuación 5.7¹⁴, mientras que el dato de R_v es equivalente al de la Ecuación 5.3. La variación de temperatura del fluido calor-transportador a medida que asciende por la tubería interior estará dada por la Ecuación 5.8.

$$Q_{up} = 2\pi r \cdot U_{ei}(T_d - T_{up}) \cdot R_v \quad 5.6$$

$$T_{up} = T_{up} + dT_{up} \quad 5.7$$

$$dT_{up} = \frac{Q_{up}}{\dot{m} \cdot C_p} \quad 5.8$$

Como fue mencionado, las ecuaciones anteriores consideran 200 iteraciones para el descenso y 200 iteraciones para el ascenso. Para el fluido descendente, en el primer paso $T_d(t = 0)$ es igual a la temperatura de entrada del fluido al pozo, parámetro que debe proporcionar el usuario de acuerdo con las temperaturas determinadas para la red de distribución. Con lo anterior, es posible calcular la transferencia de calor en el primer tramo y, en consecuencia, la temperatura resultante del fluido $T_d(t = t_1)$, que equivale a la temperatura de entrada para la segunda iteración y así sucesivamente hasta el fondo del pozo. En el caso de fluido ascendente, la temperatura se calcula de manera similar. En el primer paso, en el punto donde se invierte la dirección de flujo (fondo del pozo), T_d y T_{up} son idénticas. Esto, puesto que se asume que en este punto no hay pérdida de calor, por lo tanto, la temperatura con la que el fluido alcanza el fondo del pozo es exactamente la misma para

¹⁴Para el procesamiento de los datos en la Hoja de Cálculo es necesario considerar que la temperatura del fluido en la sección interior (T_{up}) evaluada al fondo del pozo es equivalente a la temperatura del fluido de la sección exterior (T_d) en el mismo punto.

el fluido que comienza su ascenso. Para el segundo paso, T_{up} mantiene su valor, pero T_d toma el valor del penúltimo paso del descenso. Con lo anterior, es posible evaluar T_d para el siguiente paso, donde T_{up} aumenta por un tramo su temperatura. Finalmente, la temperatura con la que se extrae el fluido se calcula hasta la boca del pozo en superficie.

Mediante la programación de la herramienta analítica con las ecuaciones presentadas en esta sección en conjunto con las del Apartado 3.6.3, se puede generar la tabla de resultados de cantidad de calor extraíble y temperatura del fluido para los pozos en estudio (Tabla 5.5).

Tabla 5.5. Recopilación de resultados obtenidos desde los parámetros presentados anteriormente, con sus respectivas unidades de medida. Nuevamente, los valores son de carácter referencial.

Calor en descenso, $Q_{descenso}$ [W]	134.241,3
Pérdida de calor en ascenso, $dQ_{ascenso}$ [W]	19.581,7
Calor total en fondo, Q_{fondo} [W]	153.822,9
Variación T° en descenso, $dT_{descenso}$ [°C]	18,4
Temperatura del fondo, T_{fondo} [°C]	68,4
Pérdida T° en ascenso, $dT_{ascenso}$ [°C]	2,34
Variación de calor en ascenso, $Q_{ascenso}$ [W]	134.241,3
Temperatura de salida, T_{salida} [°C]	66,0
Calor total en salida, Q_{salida} [W]	553.241,3
Calor total en salida [kWh/mes]	398.334,7

Para un mejor entendimiento de cómo se obtuvieron los resultados de la Tabla 5.5, se detalla el cálculo de cada uno y se muestra como ejemplo cada componente para los primeros 10 tramos del pozo CHULENGO1 (Tabla 5.6).

Tabla 5.6. Resultados de calor extraíble y variaciones de temperatura para los primeros 10 tramos del pozo CHULENGO1.

Fluido descendente			Fluido ascendente			Espaciado [m]	Perfil de T° roca (PTr) [°C]	Profundidad [m]
Qd [W]	dTd [°C]	Td [°C]	Qup [W]	dTup [°C]	Tup [°C]			
-2047,215221	-0,503827	46,496173	-130,683208	-0,032162	69,519477	1	0,60	14,1
-1998,400455	-0,491813	46,004360	-133,657358	-0,032894	69,551639	2	1,20	28,2
-1950,115765	-0,479930	45,524429	-136,568212	-0,033610	69,584533	3	1,81	42,3
-1902,355394	-0,468176	45,056253	-139,416415	-0,034311	69,618143	4	2,41	56,4
-1855,113650	-0,456550	44,599703	-142,202605	-0,034997	69,652453	5	3,01	70,6
-1808,384900	-0,445050	44,154653	-144,927410	-0,035667	69,687450	6	3,61	84,7
-1762,163574	-0,433675	43,720978	-147,591454	-0,036323	69,723117	7	4,22	98,8
-1716,444162	-0,422423	43,298555	-150,195354	-0,036964	69,759440	8	4,82	112,9
-1671,221214	-0,411293	42,887261	-152,739718	-0,037590	69,796404	9	5,42	127,0
-1626,489338	-0,400285	42,486977	-155,225150	-0,038201	69,833993	10	6,02	141,1

5.3. Estimación de la demanda energética

5.3.1. Tipología de las instalaciones en los sitios de estudio

Dado que algunos de los sitios de interés presentan características significativamente distintas entre sí, es importante tipificar cada uno de ellos (Tabla 5.7) y detallar las implicancias que esto tiene especialmente en la estimación de la demanda energética (Tabla 5.9).

Tabla 5.7. Tipología de los sitios de interés.

Sitio de interés	Tipo de instalación	Sector
Punta Delgada	Localidad	Residencial
Cerro Sombrero		
Monte Aymond	Paso fronterizo	Comercial
San Sebastián		
Posesión	Campamento ENAP	Industrial

5.3.1.1. Punta Delgada

Punta Delgada es la capital de la comuna de San Gregorio y cuenta con un total de 186 habitantes ubicados 82 viviendas (INE, 2003). De acuerdo con Morales et al. (2018) se estima un área de 90 m² por vivienda al tratarse del sector residencial y al considerar viviendas unifamiliares promedio.

5.3.1.2. Cerro Sombrero

Cerro Sombrero es la capital de la comuna de Primavera. Según el INE (2003), posee un total de 687 habitantes y más de 150 viviendas. Su infraestructura cuenta con gimnasio, piscina temperada, jardín botánico de interior, cine, iglesia, hospital, aeropuerto, bodegas, talleres de manutención, supermercado, casino, restaurante, hostería y bencina, además de las oficinas de la Empresa Nacional del Petróleo. Para la estimación de la demanda energética de esta localidad se tomará un total de 150 viviendas de 90 m² de área, similar al caso anterior.

5.3.1.3. Monte Aymond

El paso fronterizo de Monte Aymond (Paso Integración Austral) pertenece a la comuna de San Gregorio y se encuentra ubicada sobre la Ruta CH-255. En sus cercanías se asientan los organismos de Aduanas, Servicio Agrícola Ganadero, PDI y Carabineros. Se le adjudica al sector comercial, con los factores de diversidad de demanda que eso implica, y en cuanto al área, se utiliza una estimación basada en el trabajo de Rojas (2005).

5.3.1.4. San Sebastián

San Sebastián es un paso fronterizo entre Chile y Argentina ubicado al norte de la isla Grande de Tierra del Fuego, a 250 m de la Bahía San Sebastián y a 12 km del límite internacional. El complejo consta de una oficina de Administración Nacional de Aduanas y dependencias de Gendarmería Nacional Argentina, y un pequeño asentamiento poblacional. Se estimó un área de 4 mil m² para la instalación y al igual que el caso anterior, se considera dentro del sector comercial.

5.3.1.5. Posesión

Posesión es uno de los asentamientos industriales de ENAP en Magallanes, donde se han construido equipamientos colectivos y residencias para sus trabajadores. Según Hecht (2002) el campamento consideraba 63 viviendas con una capacidad de 450 trabajadores. El área de las viviendas es de 93 m² (Cvitanic y Matus, 2019). No obstante, al tratarse de una instalación del sector industrial, se aplican los factores de diversidad de demanda correspondientes.

5.3.2. Método ARE para el cálculo de la demanda anual de calor

Para el correcto diseño de un sistema de calefacción distrital y evitar costos asociados a problemas de sub o sobreabastecimiento, se debe tener un conocimiento lo más acabado posible sobre los requerimientos térmicos que se desea suplir. La demanda térmica de la vivienda hace referencia a la máxima potencia energética que se debe suministrar para mantener las condiciones de comodidad térmica de la vivienda. A este respecto, en esta sección se pretende estimar la demanda energético-térmica de las localidades de interés mediante el método ARE de acuerdo con la información disponible en el Manual de Desarrollo de Proyectos de Energía Distrital de Morales et al. (2018). Este método consiste en una expresión analítica simple que relaciona las demandas específicas de calefacción y ACS, entre otros factores (Ecuación 5.9).

$$Q_G = ARE \cdot (q_{CE} + q_{ACS}) \quad 5.9$$

Donde Q_G representa la necesidad térmica anual de la vivienda en [kWh/año], ARE es el área de referencia energética en [m²], y q_{CE} y q_{ACS} corresponden a las demandas específicas para calefacción de espacios y agua caliente sanitaria en [kWh/(m²·año)], respectivamente. Las demandas específicas de calefacción de espacios se ven fuertemente influenciadas por los estándares de construcción que aplican en Chile desde el año 2007 y difieren en función de las zonas térmicas. La Tabla 5.8 muestra demandas específicas de referencia que pueden utilizarse para la determinación de la demanda anual de calor, calculadas para una vivienda de 90 m² que cumple con los requerimientos de la reglamentación térmica de viviendas vigente desde el año 2007, y con una infiltración de aire equivalente a 1 ACH (renovación de aire por hora).

Tabla 5.8. Demandas específicas en calefacción y ACS por zona térmica. Las celdas ennegrecidas demarcan la zona térmica correspondiente a la región en estudio. Tomado de Morales et al. (2018).

Zona térmica	Demanda específica de calefacción q_{CE} [kWh/(m ² ·año)]	Demanda específica de ACS q_{ACS} [kWh/(m ² ·año)]
1	94	18
2	128	18
3	149	20
4	178	20
5	208	20
6	257	25
7	318	25

Adicionalmente, en este estudio se incorporó un componente importante que afecta a la demanda de energía térmica pues considera el carácter diverso de los consumos (ver Apartado 3.5.3). Se asignarán entonces factores de diversidad de la demanda en función del uso (CE o ACS) y del sector (residencial, comercial, industrial), según un estudio similar de demanda térmica realizado en España por AUMA (2005). El producto entre la demanda específica y su respectivo factor entregará un nuevo y más confiable valor de demanda específica, con el que se calculará la necesidad térmica anual de las respectivas instalaciones en los sitios de interés. Las áreas de referencia fueron estimadas de acuerdo con el tipo de instalación (vivienda, paso fronterizo, campamento) a partir de otros trabajos (INE, 2003; Rojas, 2005; Stefani, 2018; Cvitanic y Matus, 2019).

A partir de los antecedentes disponibles para cada sitio de interés, además de la definición del tipo de instalaciones y el sector al que pertenecen, se genera la Tabla 5.9, en la que se muestran los parámetros para la estimación de la demanda energética según el método ARE.

Tabla 5.9. Parámetros para la estimación de la demanda energética. Se incluyen los factores de diversidad de la demanda según el sector, de acuerdo con AUMA (2005). CE: Calefacción de espacios; ACS: Agua caliente sanitaria.

Sitio	Área [m ²]	Factor CE	Factor ACS	N° de viviendas o instalaciones
Punta Delgada	90	0,75	0,9	82
Cerro Sombrero	90	0,75	0,9	150
Monte Aymond	3155	0,995	0,88	1
San Sebastián	4000	0,995	0,88	1
Posesión	93	0,8	0,8	63

6. RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de acuerdo con la metodología de trabajo planteada en el Apartado 4. Primero se presentan los resultados para la fase de compilación de datos correspondientes a 20 pozos, seguido de resultados concernientes a la estratigrafía del área de estudio, acompañados de columnas estratigráficas e incorporación de líneas sísmicas. Finalmente, se muestran los resultados para las temperaturas requeridas en la red de distribución y la estimación de la demanda térmica lo que servirá para la determinación del potencial geotérmico para cada pozo, que se presenta como resultado final.

6.1. Construcción base de datos

De forma preliminar a esta etapa, se realizó la selección de los pozos para los que se estimaría el potencial geotérmico. Esto se llevó a cabo bajo dos criterios: (1) distancia del pozo al sitio de interés; y (2) disponibilidad de datos. De esta forma, se priorizaron aquellos pozos ubicados dentro de un radio de 5 a 7 km de cada localidad y que tuvieran una mayor cantidad y tipología de información disponible. Los códigos de los pozos escogidos por localidad se pueden ver en la Tabla 6.1 y se ilustran en la Figura 4.1.

Tabla 6.1. Códigos de los pozos seleccionados para cada sitio y tipología de este.

Localidad		Paso fronterizo		Campamento
Punta Delgada	Cerro Sombrero	Monte Aymond	San Sebastián	Posesión
CHULENGO_001	SOMBRERO_001	MONTE AYMOND_015	CARMEN_002	CAÑADON_041
MERIC_001	SOMBRERO_002	MONTE AYMOND_019	CARMEN_007	POSESIÓN_001
MERIC_002	SOMBRERO_022	MONTE AYMOND_022	GAVIOTA_001	POSESIÓN_002
NIKA_003	SOMBRERO_EST2	MONTE AYMOND_031	GAVIOTA_007	POSESIÓN_063

Posteriormente, la información fue compilada en bases de datos para la totalidad de los pozos estudiados por sitio de interés, presentadas en las Tabla 6.2, Tabla 6.3 y Tabla 6.4. Los parámetros que se mantuvieron constantes a lo largo del estudio corresponden a: (1) radio de la tubería interior; (2) espesor de capa aislante; (3) densidad promedio del fluido; (4) conductividad térmica promedio del fluido; (5) conductividad térmica de la capa aislante; (6) diámetro de roca constante; (7) viscosidad dinámica promedio del fluido; (8) número de Prandtl promedio; y (9) calor específico del fluido.

Tabla 6.2. Base de datos para los pozos de las localidades de Punta Delgada y Cerro Sombrero.

	PARÁMETROS DE ENTRADA GENERALES									
	CHULENGO1	MERIC1	MERIC2	NIKA3	SOMBRERO1	SOMBRERO2	SOMBRERO22	SOMBRERO EST2		
T° entrada, Tin (equivalente a T° ret.) [°C]	47	47	47	47	45	45	45	45	45	45
Radio interior, r [m]	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Espesor aislante, t [m]	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254
Caudal, ṁ [kg/s]	1,0	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
Conductividad térmica promedio roca, kr [W/m·°C]	2,46	2,49	2,48	2,45	2,65	2,61	2,71	2,65	2,65	2,65
Conductividad aislante, ka [W/m·°C]	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027
Diámetro de roca constante, Dr [m]	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58
Densidad promedio del flujo, ρ [kg/m ³]	980	980	980	980	980	980	980	980	980	980
Conductividad promedio fluido, kf [W/m·°C]	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657
Viscosidad dinámica promedio del flujo, μ [Pa·s]	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451
Calor Específico fluido, Cp [J/kg·°C]	4189	4189	4189	4189	4189	4189	4189	4189	4189	4189
Prandtl promedio, Pr	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89
PARÁMETROS DE ENTRADA INHERENTES AL POZO										
Radio exterior [m]	0,122	0,122	0,169	0,137	0,161	0,161	0,161	0,161	0,161	0,160
Temperatura del fondo de pozo [°C]	122	112	106	128	88	134	88	138	138	138
Profundidad medición [m]	2822,0	2822,0	2550,5	2920,0	2270,7	2200,0	2310,0	2509,1	2509,1	2509,1
Largo pozo [m]	2822,0	2822,0	2550,5	2923,0	2270,7	2278,5	2319,0	2700,0	2700,0	2700,0
Gradiente promedio [°C/km]	43	40	41	44	39	59	38	46	46	46
Estado del pozo	CERRADO	CERRADO	CERRADO	CERRADO	PRODUCTOR	PRODUCTOR	PRODUCTOR	CERRADO	CERRADO	CERRADO
Distancia al centro del poblado [km]	0,6	3,9	3,3	3,7	2,7	2,1	4,4	3,1	3,1	3,1
Densidad de conexión [MWh/m·año]	3,3	0,2	0,2	0,4	0,2	0,5	0,1	0,3	0,3	0,3
DATOS GENERADOS A PARTIR DE LOS PARÁMETROS DE ENTRADA										
Área exterior, Ae [m ²]	0,018	0,061	0,061	0,030	0,062	0,062	0,062	0,062	0,062	0,062
Área interior, Ai [m ²]	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
Diámetro hidráulico exterior, Dhe [m]	0,053	0,147	0,147	0,082	0,149	0,149	0,149	0,149	0,149	0,149
Diámetro hidráulico interior, Dhi [m]	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
Velocidad, v [m/s]	0,07	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Reynolds fluido exterior, Ree	8000	16823	16823	8000	17161	17161	17161	17161	17161	17161
Reynolds fluido interior, Rei	21053	16000	16000	13617	16132	16132	16132	16132	16132	16132
Coef. de transferencia convectivo bajada exterior, he [W/°C·m ²]	575,7	377,1	377,1	372,4	378,7	378,7	378,7	378,7	378,7	378,7
Coef. de transferencia convectivo subida exterior, he' [W/°C·m ²]	160,5	290,9	290,9	160,5	295,6	295,6	295,6	295,6	295,6	295,6
Coef. de transferencia convectivo subida interior, hi [W/°C·m ²]	474,4	380,9	380,9	334,8	383,4	383,4	383,4	383,4	383,4	383,4
Coef. de transferencia global roca-exterior, Ure [W/°C·m ²]	4,21	4,25	4,23	4,17	4,51	4,45	4,61	4,51	4,51	4,51
Coef. de transferencia global exterior-interior, Uei [W/°C·m ²]	0,914	0,916	0,916	0,913	0,916	0,916	0,916	0,916	0,916	0,916
Resolución vertical	14,1	12,7	12,8	14,6	11,4	11,4	11,6	13,5	13,5	13,5

Tabla 6.3. Base de datos para los pozos de los pasos fronterizos Monte Aymond y San Sebastián.

	M AYMOND15	M AYMOND19	M AYMOND22	M AYMOND31	CARMEN2	CARMEN7	GAVIOTA1	GAVIOTA7
PARÁMETROS DE ENTRADA GENERALES								
T° entrada, Tin (equivalente a T° ret.) [°C]	47	47	47	47	46	46	46	46
Radio interior, r [m]	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07	0,07
Espesor aislante, t [m]	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254
Caudal, m [kg/s]	0,8	1,0	1,6	0,8	0,8	0,7	1,0	0,8
Conductividad térmica promedio roca, kr [W/m·°C]	2,52	2,46	2,48	2,50	2,51	2,58	2,58	2,51
Conductividad aislante, ka [W/m·°C]	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027	0,027
Diámetro de roca constante, Dr [m]	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58	0,58
Densidad promedio del flujo, p [kg/m3]	980	980	980	980	980	980	980	980
Conductividad promedio fluido, kf [W/m·°C]	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657	0,657
Viscosidad dinámica promedio del flujo, μ [Pa·s]	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451
Calor Específico fluido, Cp [J/kg·°C]	4189	4189	4189	4189	4189	4189	4189	4189
Prandtl promedio, Pr	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89	2,89
PARÁMETROS DE ENTRADA INHERENTES AL POZO								
Radio exterior [m]	0,161	0,160	0,113	0,170	0,161	0,125	0,113	0,113
Temperatura del fondo de pozo [°C]	109	136	97	146	86	96	99	99
Profundidad medición [m]	2338,8	2424,1	2338,5	2382,3	2349,6	2276,0	2184,5	2312,8
Largo pozo [m]	2339,0	2537,5	2349,0	2440,0	2349,6	2276,0	2184,5	2314,0
Gradiente promedio [°C/km]	47	54	47	56	37	49	45	49
Estado del pozo	CERRADO	PRODUCTOR	CERRADO	PRODUCTOR	CERRADO	CERRADO	CERRADO	CERRADO
Distancia al centro del poblado [km]	5,1	3,4	4,5	4,2	10,9	5,9	4,2	8,9
Densidad de conexión [MWh/m·año]	0,2	0,3	0,4	0,2	0,1	0,2	0,4	0,2
DATOS GENERADOS A PARTIR DE LOS PARÁMETROS DE ENTRADA								
Área exterior, Ae [m2]	0,062	0,062	0,018	0,062	0,062	0,030	0,018	0,062
Área interior, Ai [m2]	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
Diámetro hidráulico exterior, Dhe [m]	0,149	0,149	0,054	0,149	0,149	0,082	0,054	0,149
Diámetro hidráulico interior, Dhi [m]	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
Velocidad, v [m/s]	0,05	0,07	0,10	0,05	0,05	0,05	0,07	0,05
Reynolds fluido exterior, Ree	17161	22309	12199	17020	17161	8056	8040	17161
Reynolds fluido interior, Rei	16132	20972	31818	16000	16132	13712	20972	16132
Coef. de transferencia convectivo bajada exterior, he [W/°C·m2]	378,7	467,2	799,7	376,2	378,7	374,5	572,9	378,7
Coef. de transferencia convectivo subida exterior, he' [W/°C·m2]	295,6	364,6	225,0	293,7	295,6	161,4	161,2	295,6
Coef. de transferencia convectivo subida interior, hi [W/°C·m2]	383,4	473,0	660,2	380,9	383,4	336,7	473,0	383,4
Coef. de transferencia global roca-exterior, Ure [W/°C·m2]	4,30	4,21	4,25	4,27	4,27	4,39	4,41	4,27
Coef. de transferencia global exterior-interior, Uei [W/°C·m2]	0,916	0,917	0,916	0,916	0,916	0,913	0,914	0,916
Resolución vertical	11,7	12,7	11,7	12,2	11,7	11,4	10,9	11,6

Tabla 6.4. Base de datos para los pozos del campamento Posesión.

	CAÑADON41	POSESION1	POSESION2	POSESION63
PARÁMETROS DE ENTRADA GENERALES				
T° entrada, Tin (equivalente a T° ret.) [°C]	47	47	47	47
Radio interior, r [m]	0,07	0,07	0,07	0,07
Espesor aislante, t [m]	0,0254	0,0254	0,0254	0,0254
Caudal, m [kg/s]	0,7	0,8	1,0	0,8
Conductividad térmica promedio roca, kr [W/m°C]	2,44	2,53	2,53	2,49
Conductividad aislante, ka [W/m°C]	0,027	0,027	0,027	0,027
Diámetro de roca constante, Dr [m]	0,58	0,58	0,58	0,58
Densidad promedio del flujo, ρ [kg/m ³]	980	980	980	980
Conductividad promedio fluido, kf [W/m°C]	0,657	0,657	0,657	0,657
Viscosidad dinámica promedio del flujo, μ [Pa-s]	0,000451	0,000451	0,000451	0,000451
Calor Específico fluido, Cp [J/kg°C]	4189	4189	4189	4189
Prandtl promedio, Pr	2,89	2,89	2,89	2,89
PARÁMETROS DE ENTRADA INHERENTES AL POZO				
Radio exterior [m]	0,125	0,161	0,113	0,161
Temperatura del fondo de pozo [°C]	86	89	89	117
Profundidad medición [m]	1929,8	1796,5	1778,0	1845,0
Largo pozo [m]	1929,8	1796,5	1778,5	1916,8
Gradiente promedio [°C/km]	54	50	50	54
Estado del pozo	PRODUCTOR	PRODUCTOR	PRODUCTOR	PRODUCTOR
Distancia al centro del poblado [km]	3,7	0,8	1,1	2,2
Densidad de conexión [MWh/m-año]	0,3	0,8	1,4	0,4
DATOS GENERADOS A PARTIR DE LOS PARÁMETROS DE ENTRADA				
Área exterior, Ae [m ²]	0,020	0,053	0,018	0,062
Área interior, Ai [m ²]	0,015	0,015	0,015	0,015
Diámetro hidráulico exterior, Dhe [m]	0,059	0,131	0,054	0,149
Diámetro hidráulico interior, Dhi [m]	0,14	0,14	0,14	0,14
Velocidad, v [m/s]	0,05	0,05	0,07	0,05
Reynolds fluido exterior, Ree	5798	15118	8040	17161
Reynolds fluido interior, Rei	13712	16132	20972	16132
Coef. de transferencia convectivo bajada exterior, he [W/°C-m ²]	399,9	388,4	572,9	378,7
Coef. de transferencia convectivo subida exterior, he' [W/°C-m ²]	124,1	267,1	161,2	295,6
Coef. de transferencia convectivo subida interior, hi [W/°C-m ²]	336,7	383,4	473,0	383,4
Coef. de transferencia global roca-exterior, Ure [W/°C-m ²]	4,17	4,31	4,33	4,25
Coef. de transferencia global exterior-interior, Uei [W/°C-m ²]	0,911	0,915	0,914	0,916
Resolución vertical	9,6	9,0	8,9	9,6

6.2. Estratigrafía de pozos

La estratigrafía de los sitios de interés se estudió a partir de la información de resúmenes e informes de producción provistos por ENAP. Para la obtención de resultados en esta fase se combinaron antecedentes estratigráficos con interpretaciones de perfiles sísmicos. Los espesores del paquete cretácico y sus respectivos componentes corresponden a datos explícitos presentes en los documentos revisados. Por otra parte, para el caso de los depósitos terciarios, algunos valores

carecían de registro, por lo que fueron estimados en base a la información de pozos próximos (ver Anexo A).

6.2.1. Incorporación de líneas sísmicas

Puesto que se extienden a lo largo y ancho de tres de los cinco sitios de interés de este trabajo, se utilizaron tres pares de líneas sísmicas subperpendiculares entre sí, correspondientes a los pares de perfiles de códigos v04–v044, K5020–v042, f5005–f5018, que abarcan los sectores de Punta Delgada, Paso Monte Aymond y Posesión, respectivamente (Figura 6.1). En los perfiles presentados a continuación se ilustran los límites inferior y superior del paquete cretácico para una porción de los sitios mencionados. La intersección entre las líneas sísmicas está representada por un trazado discontinuo, mientras que la base y el techo cretácicas se indican con líneas rojas y amarillas, respectivamente (Figura 6.2).



Figura 6.1. Distribución de las líneas sísmicas utilizadas y de los pozos seleccionados dentro del sector norte del área de estudio.

6.2.2. Columnas estratigráficas

Con el objetivo de evidenciar el aumento o disminución en los espesores de las diversas unidades, se presentan cuatro columnas estratigráficas para cada sitio de interés, que serían representativas de la configuración estratigráfica general en cada localidad (Figura 6.3). La distribución geográfica de los pozos escogidos se presenta en la Figura 6.1.

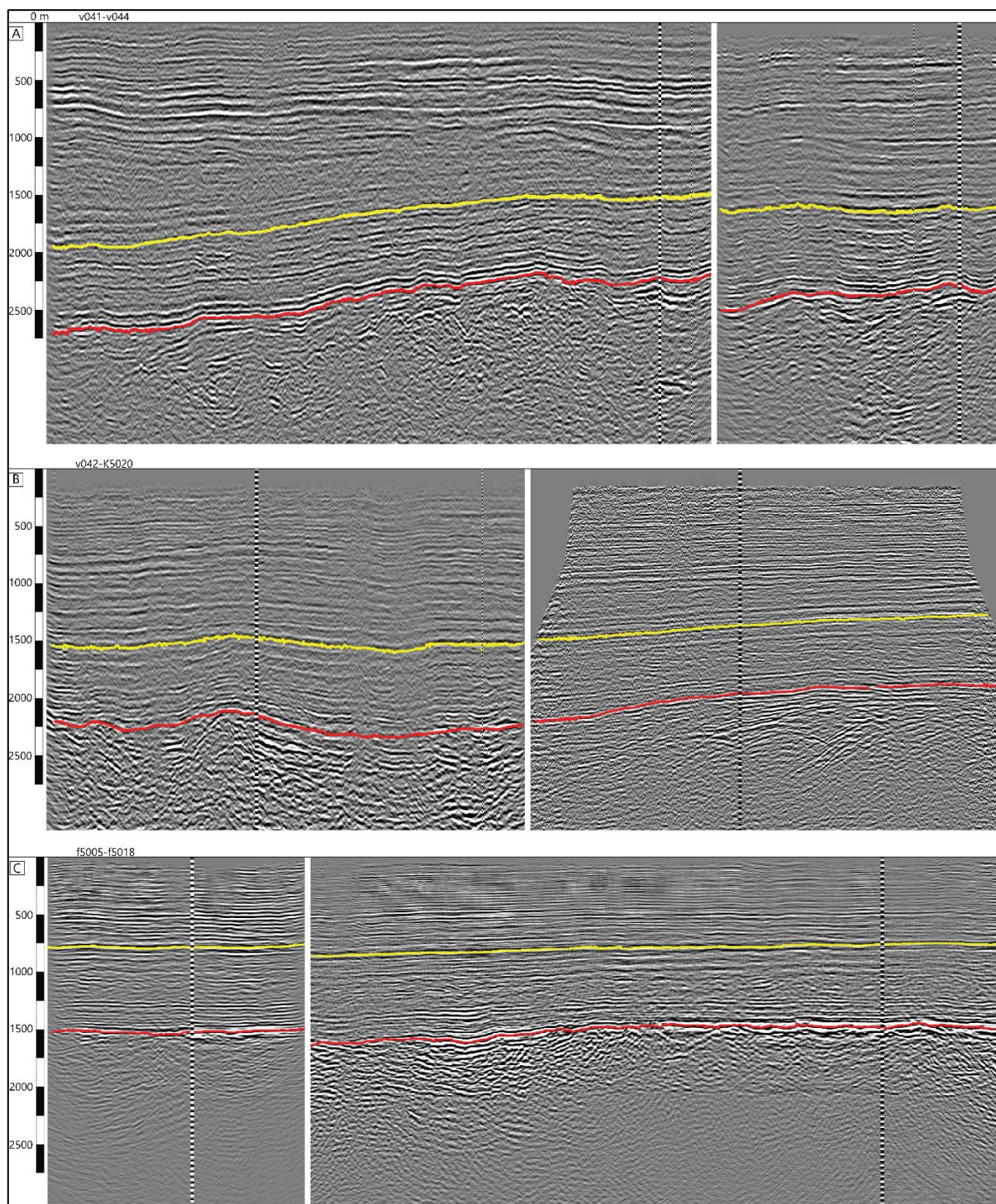


Figura 6.2. Interpretación de líneas sísmicas para el sector norte de la zona de estudio. En rojo y amarillo se indican los límites de base y techo del paquete cretácico, respectivamente. La línea vertical discontinua representa el eje de intersección entre cada par de perfiles. **A:** Punta Delgada; **B:** Monte Aymond; **C:** Posesión. La escala vertical es equivalente en todas las imágenes.

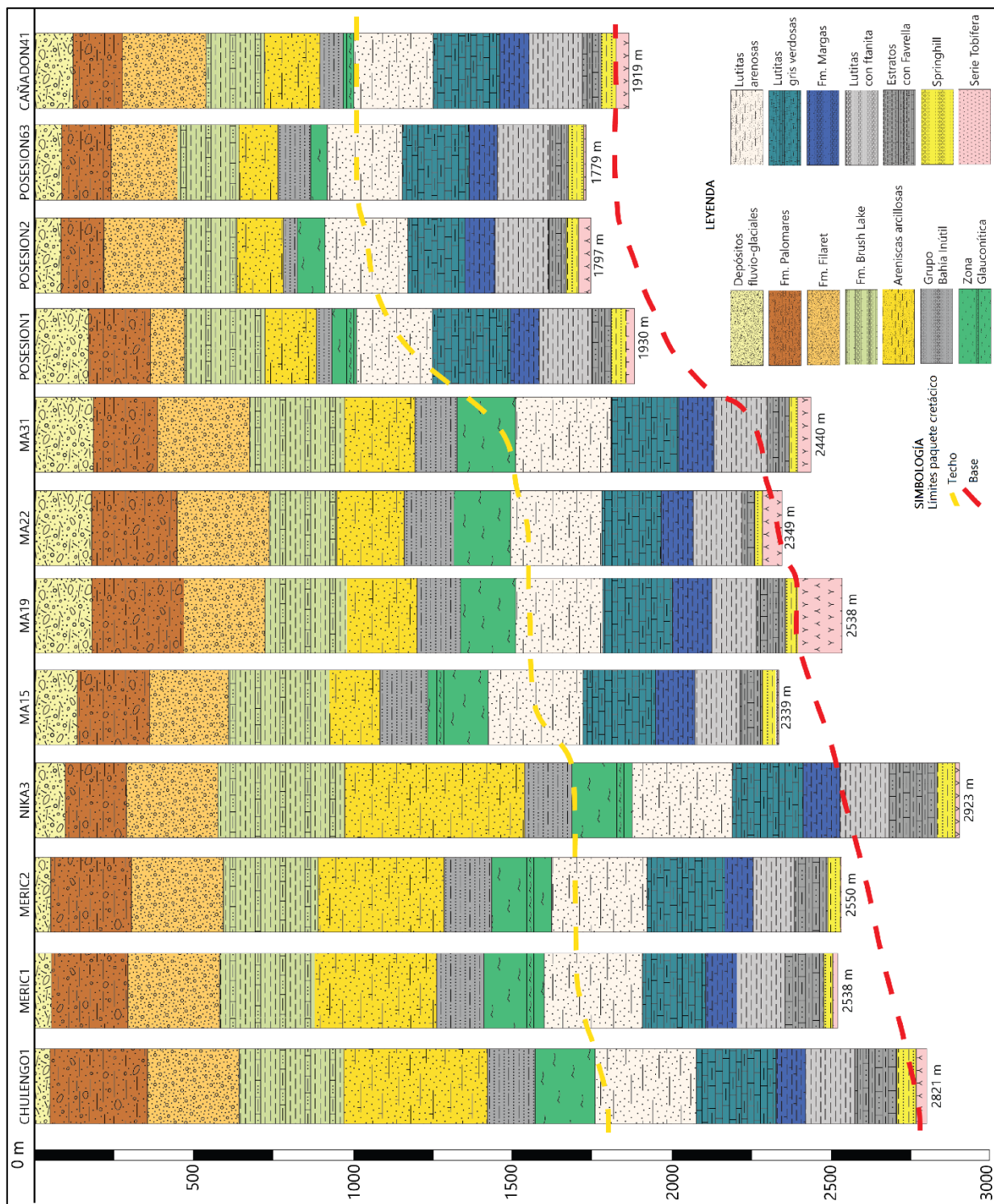


Figura 6.3. Correlación estratigráfica esquemática para el sector norte de la zona de estudio que incluye los pozos de Punta Delgada, Monte Aymond y campamento Posesión. Se incluyen el nombre y largo total de cada pozo.

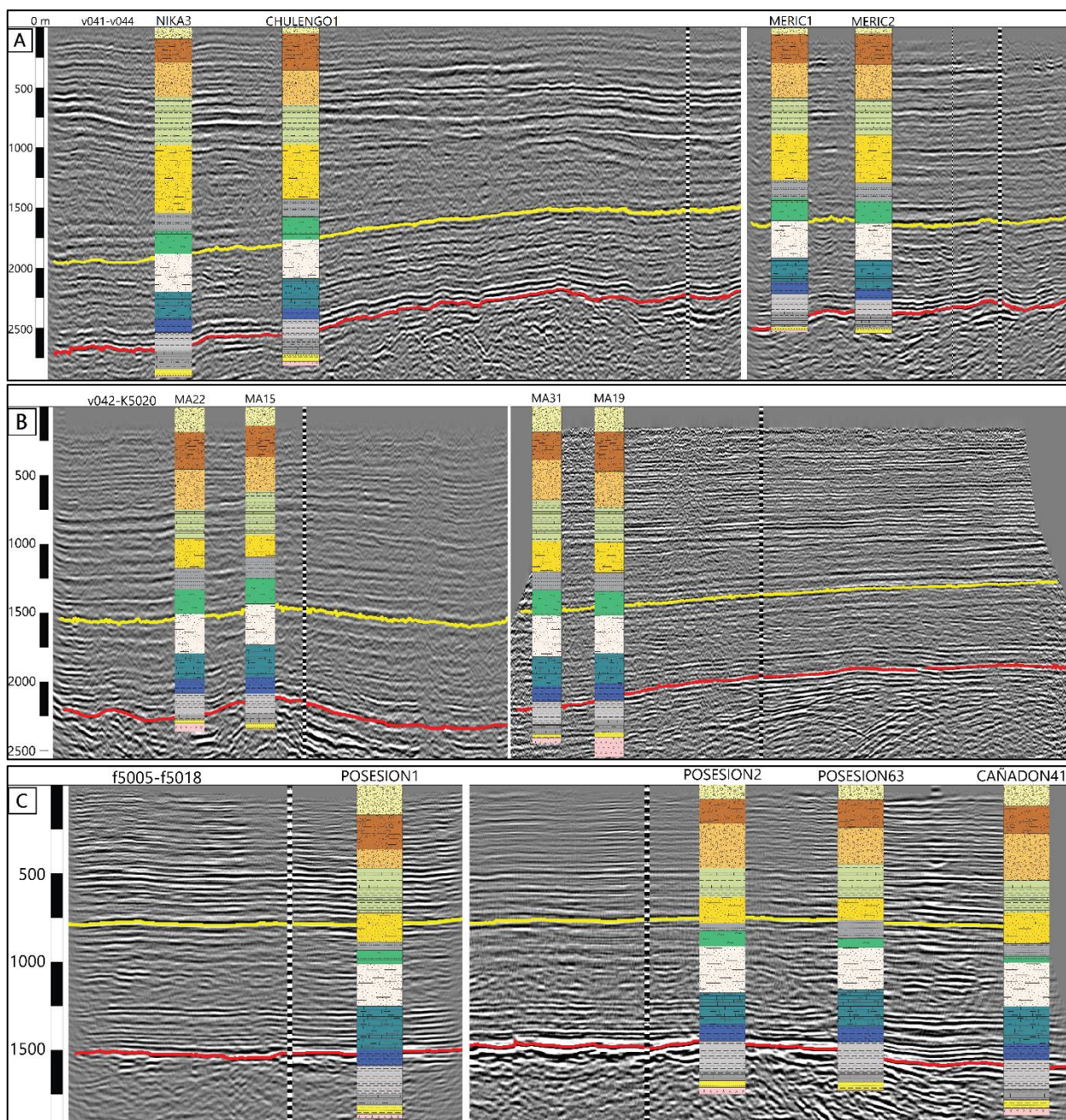


Figura 6.4. Superposición de columnas sobre perfiles sísmicos perpendiculares para el sector norte del área de estudio. En amarillo se indica el techo de la secuencia cretácica y en rojo su base. **A:** Punta Delgada (localidad); **B:** Monte Aymond (paso fronterizo); **C:** Posesión (campamento).

El contacto entre la zona glauconítica y las lutitas arenosas marca el límite de techo de la secuencia cretácica, mientras que el contacto entre Springhill y la Serie Tobífera corresponde a su base. La

superposición de las columnas sobre los perfiles sísmicos en la Figura 6.4 permite confirmar la delimitación del paquete cretácico.

6.2.3. Determinación de conductividades térmicas

A partir de lo descrito en el Apartado 4.4 se obtuvieron los valores de conductividad térmica k , presentados en las tablas a continuación. Para cada pozo se obtuvo un valor determinado para la conductividad térmica de la roca circundante cuyos valores se tabulan a continuación (Tabla 6.5).

Tabla 6.5. Valores de conductividad térmica para cada pozo según sitio de interés.

Sitio	Pozo	k_r [W/m·K]
Punta Delgada	CHULENGO1	2,460
	MERIC1	2,494
	MERIC2	2,481
	NIKA3	2,446
Cerro Sombrero	SOMBRERO1	2,647
	SOMBRERO2	2,611
	SOMBRERO22	2,705
	SOMBRERO EST2	2,649
Monte Aymond	MONTE AYMOND15	2,521
	MONTE AYMOND19	2,463
	MONTE AYMOND22	2,478
	MONTE AYMOND31	2,503
San Sebastián	CARMEN2	2,507
	CARMEN7	2,579
	GAVIOTA1	2,578
	GAVIOTA7	2,505
Posesión	CAÑADON41	2,444
	POSESION1	2,527
	POSESION2	2,531
	POSESION63	2,492

6.3. Determinación del potencial geotérmico

Como ha sido explicado en secciones anteriores, para establecer el potencial geotérmico se requiere determinar algunos parámetros de forma previa. En primer lugar, se muestran los resultados para la temperatura en la red de distribución y la demanda térmica para cada localidad en estudio. En segundo lugar, se presentan los resultados para la cantidad de calor extraíble de los pozos en función de la temperatura de salida del fluido calor-portador y del caudal de flujo de calor. Con el objetivo de ilustrar las diferencias de resultados para variaciones en los valores de temperatura de salida y caudal, se incorporan gráficos que comparan la temperatura y el caudal suficientes para satisfacer la demanda térmica, tanto de cantidad de calor como de temperatura requerida, en cada sitio de interés (Figura 6.5).

6.3.1. Temperatura en la red de distribución

De acuerdo con lo expuesto en el Apartado 4.5.1, las temperaturas en la red de distribución se determinaron a partir de las temperaturas ambientes de cada sitio, en conjunto con el diagrama de Recknagel et al. (2009). Dado que junio es el mes que presenta las menores medias de temperatura, las temperaturas en la red de distribución se determinaron a partir de las medias de dicho mes. Esta medida conservadora garantiza resultados satisfactorios de temperatura de salida durante todo el año. Los resultados se presentan en la Tabla 6.6. Adicionalmente, se tomó el dato de Monte Aymond como válido para la localidad homónima, además de Punta Delgada y Campamento Posesión, al ser la única estación de medición entre estos puntos según el Explorador Climático.

Tabla 6.6. Temperaturas de la red de distribución en función de los datos del CR². Se incluyen coordenadas UTM de las estaciones del CR² y los datos de temperatura ambiente promedio registrados en ellas.

Sitio	Coord. Estación		Temperaturas medias [°C]		Temperaturas red [°C]	
	mE	mS	Anual	Mes más frío (junio)	T° entrada T _{in} (T° retorno)	T° requerida (T° salida)
Punta Delgada	458427	4220502	6,3	0,8	47	77
Monte Aymond						
Posesión						
Cerro Sombrero	481297	4153489	6,2	1,6	45	75
San Sebastián	522554	4091888	6,0	1,0	46	76

6.3.2. Demanda energético-térmica

Para el cálculo de la demanda energética se utilizó el método ARE descrito en el Apartado 5.3. Las áreas de referencia energética (ARE) necesarias para su aplicación fueron estimadas a partir de la información disponible en INE (2003); Rojas (2005); Stefani (2018) y Cvitanic y Matus (2019). En la Tabla 6.7 se presenta el total de la demanda energética de calefacción y ACS para la vivienda y/o instalación correspondiente a cada sitio en estudio, mientras que en la Tabla 6.8 las demandas han sido estimadas para la totalidad de cada distrito. Finalmente, puesto que la demanda térmica varía considerablemente a lo largo del año, se estimó la demanda de kWh al mes, a partir de la demanda anual mediante un promedio ponderado de las temperaturas medias mensuales con respecto a la temperatura de confort, fijada en 20°C (Tabla 6.9).

Tabla 6.7. Demanda energética anual de calefacción de espacios (CE) y agua caliente sanitaria (ACS) por vivienda o instalación para cada sitio de interés.

Tipo	Sitio	Demanda CE q_{CE} [kWh/año]	Demanda ACS q_{ACS} [kWh/año]	Total [kWh/año]
Localidad	Punta Delgada	21.465,0	2.025,0	23.490,0
	Cerro Sombrero	21.465,0	2.025,0	23.490,0
Paso fronterizo	Monte Aymond	998.273,6	69.410,0	1.067.683,6
	San Sebastián	1.265.640,0	88.000,0	1.353.640,0
Campamento	Posesión	23.659,2	1.860,0	25.519,2

Tabla 6.8. Demanda energética anual de calefacción y ACS total para cada sitio de interés.

Sitio	Demanda de calefacción q_{CE} [kWh/año]	Demanda de ACS q_{ACS} [kWh/año]	Total [kWh/año]
Punta Delgada	1.760.130,0	166.050,0	1.926.180,0
Cerro Sombrero	3.219.750,0	303.750,0	3.523.500,0
Monte Aymond	998.273,6	69.410,0	1.067.683,6
San Sebastián	1.265.640,0	88.000,0	1.353.640,0
Posesión	1.490.529,6	117.180,0	1.607.709,6

Tabla 6.9. Temperaturas medias mensuales y su variación con respecto a la temperatura de confort de la vivienda fijada en 20°C. Todos los datos de temperatura media fueron obtenidos directamente del Explorador Climático del CR². PD: Punta Delgada; MA: Monte Aymond; CP: Posesión.

	PD-MA-CP			Cerro Sombrero			San Sebastián		
	T° media [°C]	ΔT	$\Delta\%$	T° media [°C]	ΔT	$\Delta\%$	T° media [°C]	ΔT	$\Delta\%$
Enero	11,6	8,4	0,051	10,4	9,6	0,058	11,1	8,9	0,053
Febrero	11,2	8,8	0,054	10,6	9,4	0,057	10,4	9,6	0,057
Marzo	9,5	10,5	0,064	9,3	10,7	0,065	9,0	11,0	0,065
Abril	5,9	14,1	0,086	6,1	13,9	0,084	5,6	14,4	0,086
Mayo	3,1	16,9	0,103	3,7	16,3	0,099	3,0	17,0	0,101
Junio	0,8	19,2	0,117	1,6	18,4	0,111	1,0	19,0	0,113
Julio	0,8	19,2	0,117	1,6	18,4	0,111	1,1	18,9	0,113
Agosto	2,1	17,9	0,109	2,5	17,5	0,106	2,1	17,9	0,107
Septiembre	4,2	15,8	0,096	4,2	15,8	0,096	4,0	16,0	0,095
Octubre	7,0	13,0	0,079	6,5	13,5	0,082	6,4	13,6	0,081
Noviembre	9,3	10,7	0,065	8,6	11,4	0,069	8,6	11,4	0,068
Diciembre	10,3	9,7	0,059	9,7	10,3	0,062	9,7	10,3	0,061

A partir de las variaciones porcentuales de la temperatura media en relación con la temperatura de confort (Tabla 6.9), se obtiene la demanda energética mensual para cada localidad (Tabla 6.10).

Tabla 6.10. Demanda de energía térmica mensual para cada sitio de interés.

	Demanda energética [kWh/mes]				
	Localidades		Pasos fronterizos		Campamento
	Punta Delgada	Cerro Sombrero	Monte Aymond	San Sebastián	Posesión
Enero	98.537,8	204.755,4	54.619,6	71.710,7	82.245,8
Febrero	103.230,1	200.489,7	57.220,6	77.350,9	86.162,3
Marzo	123.172,3	228.217,0	68.274,5	88.631,2	102.807,3
Abril	165.402,8	296.468,8	91.682,9	116.026,3	138.055,5
Mayo	198.248,7	347.657,7	109.889,5	136.975,5	165.470,7
Junio	225.229,3	392.447,9	124.844,8	153.090,2	187.990,4
Julio	225.229,3	392.447,9	124.844,8	152.284,5	187.990,4
Agosto	209.979,4	373.252,1	116.391,8	144.227,1	175.261,9
Septiembre	185.345,0	336.993,3	102.736,9	128.918,1	154.700,4
Octubre	152.499,0	287.937,3	84.530,4	109.580,4	127.285,2
Noviembre	125.518,4	243.147,1	69.575,0	91.854,1	104.765,5
Diciembre	113.787,7	219.685,5	63.072,7	82.991,0	94.974,3
Promedio	160.515,0	293.625,0	88.973,6	112.803,3	133.975,8

Como consecuencia de la variabilidad de la demanda térmica durante el año, resulta necesario hacer el análisis de potencial geotérmico considerando la demanda mensual. En este sentido, es lógico que el mes que registra las menores temperaturas medias presente una demanda significativamente superior al resto. Por ello, para garantizar que la cantidad de energía extraíble de un pozo satisface a cabalidad la demanda anual para cada sitio, sería ideal fijar el mes de junio como índice. Sin embargo, se propone considerar el promedio anual de demanda térmica con el fin de obtener resultados más representativos. En el caso de las temperaturas en la red de distribución, aquellas registradas para junio constituyen un valor mínimo, por lo que se ha fijado un requerimiento de temperatura de 80°C para todos los pozos, de forma que se garantiza que se alcancen las temperaturas deseadas a lo largo de todo el año.

6.3.3. Temperaturas y calor extraíble de los pozos estudiados

La integración de los resultados anteriores permite determinar el potencial geotérmico de los pozos seleccionados para cada localidad. Como se observa en la Tabla 6.10, la demanda de energía térmica varía a lo largo del año y presenta un valor *peak* durante el mes de junio. Por otro lado, de acuerdo con lo presentado en la Tabla 6.6, las temperaturas requeridas en la red de distribución también varían en función de la temperatura registrada en el ambiente, por lo que, durante el mes de junio, correspondiente al mes que registra las menores temperaturas medias, las temperaturas requeridas en la red distribución son las más elevadas para cada localidad. En un contexto práctico, es importante hacer la distinción entre los resultados de temperatura de salida y cantidad de calor

extraíble, ya que, para un caudal específico, no siempre se obtiene una cantidad de calor y temperatura de salida suficientes para satisfacer la demanda de kWh (mensual o anual) y de temperatura simultáneamente. En estos casos es necesario establecer el requerimiento a priorizar.

Como ha sido señalado anteriormente, el caudal de flujo debe ser tal que garantice un régimen turbulento para el fluido, es decir, $Re > 4000$. A partir de esta restricción se calcularon los caudales de flujo mínimos para cada pozo (Tabla 6.11). Además, se registra la cantidad de calor extraíble y la temperatura de salida del fluido para cada valor de caudal.

Tabla 6.11. Cantidad de calor extraíble y temperaturas de salida para valores de caudal de flujo mínimos. Se incluyen los resultados de calor total en la salida si se considera que el sistema opera las 24 horas del día durante cada mes.

Sitio	Pozo	Caudal mínimo flujo turbulento [kg/s]	Calor total en salida [kW]	Temperatura de salida [°C]	Calor total en salida [kWh/mes]
Punta Delgada	CHULENGO1	0,52	203,7	93,2	146.674
	MERIC1	0,20	87,0	104,7	62.612
	MERIC2	0,20	81,9	98,5	58.942
	NIKA3	0,34	157,3	111,2	113.281
Cerro Sombrero	SOMBRERO1	0,20	68,3	81,5	49.180
	SOMBRERO2	0,20	107,3	128,0	77.238
	SOMBRERO22	0,20	68,8	82,1	49.544
	SOMBRERO EST2	0,20	120,2	143,5	86.562
Monte Aymond	MONTE AYMOND15	0,20	84,7	101,1	60.955
	MONTE AYMOND19	0,20	113,8	135,9	81.965
	MONTE AYMOND22	0,52	184,6	84,7	132.879
	MONTE AYMOND31	0,20	107,7	129,6	77.528
San Sebastián	CARMEN2	0,20	66,8	79,8	48.115
	CARMEN7	0,34	135,7	95,3	97.695
	GAVIOTA1	0,52	158,6	72,8	114.165
	GAVIOTA7	0,20	89,3	106,6	64.304
Posesión	CAÑADON41	0,34	121,4	85,3	87.429
	POSESION1	0,20	67,3	80,3	48.442
	POSESION2	0,52	134,6	61,8	96.930
	POSESION63	0,20	90,5	108,1	65.189

Los resultados tabulados a continuación corresponden a valores de caudal con los que se logra suplir la demanda térmica mensual promedio y se cumple el requisito para la temperatura de salida de forma independiente (Tabla 6.12). En el caso de buscar satisfacer la demanda de calor, se calcularon las temperaturas de salida asociadas al caudal de suficiencia energética y, de la misma

forma, se calculó el suministro de energía térmica que se obtiene al considerar caudales de suficiencia de temperatura.

Tabla 6.12. Caudales de suficiencia energética y de temperatura de acuerdo con la demanda térmica mensual como requerimiento energético y una temperatura de 80°C como requerimiento de temperatura. Las celdas en blanco corresponden a casos no viables al no cumplirse la restricción de caudal (Tabla 6.11).

Sitio	Pozo	Caudal _{mín} suficiencia energética [kg/s]	Temperatura de salida [°C]	Caudal _{máx} suficiencia temperatura [kg/s]	Calor total en salida [kW]
Punta Delgada	CHULENGO1	0,59	90,3	0,89	298,1
	MERIC1	0,61	88,7	0,86	290,5
	MERIC2	0,66	82,0	0,71	239,1
	NIKA3	0,53	102,3	1,20	405,0
Cerro Sombrero	SOMBRERO1	1,88	51,9	0,25	83,6
	SOMBRERO2	1,08	90,6	1,56	521,8
	SOMBRERO22	1,85	52,7	0,26	87,3
	SOMBRERO EST2	0,86	113,7	2,40	804,2
Monte Aymond	M AYMOND15	0,31	96,6	0,75	252,2
	M AYMOND19	0,22	135,0	1,90	638,0
	M AYMOND22	0,31	96,0	0,62	209,3
	M AYMOND31	0,23	127,9	1,67	558,0
San Sebastián	CARMEN2	0,54	68,9	0,20	66,8
	CARMEN7	0,41	92,0	0,68	229,1
	GAVIOTA1	0,52	72,8	0,35	117,6
	GAVIOTA7	0,38	98,5	0,90	301,4
Posesión	CAÑADON41	0,61	73,3	0,44	147,6
	POSESION1	0,71	62,2	0,20	67,3
	POSESION2	0,80	55,5	0,15	50,2
	POSESION63	0,48	93,3	0,84	279,6

Con la información recopilada en la Tabla 6.12, se generó un gráfico de rendimiento para aquellos pozos que cumplen con el requisito de caudal mínimo. En él se observan los rangos de caudal para los que se cumplen los requisitos de temperatura de salida (80°C) y de demanda energética promedio mensual para las distintas localidades (Figura 6.5).

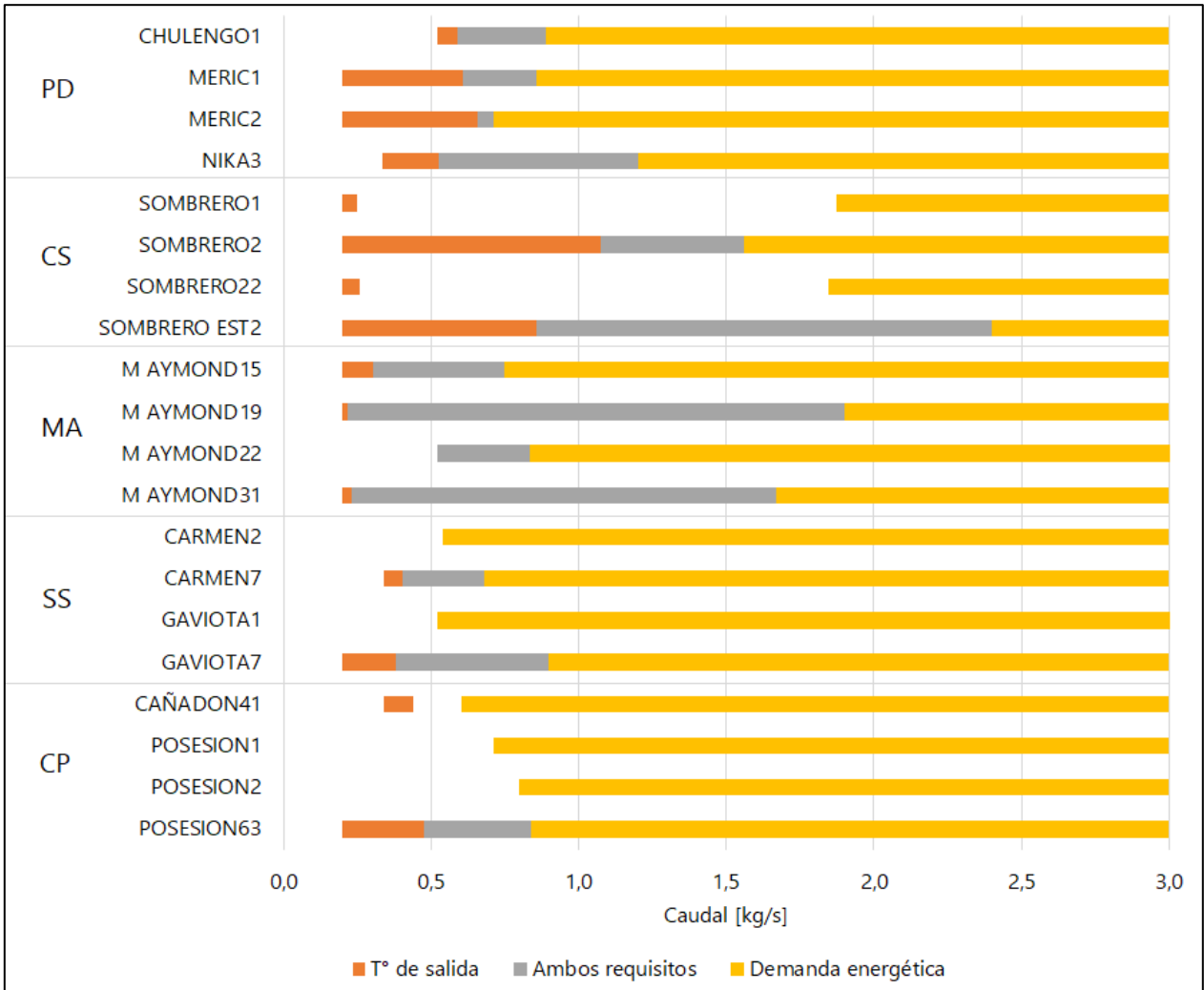


Figura 6.5. Intervalos de caudales que satisfacen los requisitos de demanda energética y temperatura de salida de forma independiente o simultánea para el mes de junio. En naranja se indican aquellos caudales para los que el fluido se extrae al menos a la temperatura de salida fijada como requerimiento (80°C), en amarillo, los caudales para los que se genera una cantidad de calor equivalente o mayor a la cantidad mensual demandada y, en gris, el rango de caudales para los que se cumplen ambos requisitos de manera simultánea. PD: Punta Delgada; CS: Cerro Sombrero; MA: Monte Aymond; SS: San Sebastián; CP: Campamento Posesión.

7. DISCUSIÓN

7.1. Selección de los pozos para aplicación de la metodología

Existen tres criterios principales según los que se debería realizar la selección preliminar de pozos para alcanzar el objetivo que se plantea en este trabajo. En primer lugar, se considera el tipo y calidad de la información disponible provista por ENAP para la extracción de datos por pozo. Luego, se evalúa la distancia entre el pozo en cuestión y el sitio que se requiere abastecer. Por último, se toma en cuenta el estado actual del pozo (cerrado o en producción). Sin embargo, el criterio que prevalece en este caso es el asociado a la calidad de la información disponible y, de forma secundaria, el de distancia. Dado que este trabajo pretende determinar el potencial geotérmico de forma teórica, el estado de los pozos resulta irrelevante, ya que no altera los parámetros inherentes al pozo.

Un proyecto que requiera el transporte de energía de un lugar a otro traerá consigo implicancias económicas relacionadas con la distancia que se deba cubrir. Por ello, a pesar de que los cálculos de este tipo no son parte de esta investigación, la situación ideal es contar con pozos cuya distancia del poblado no supere los 2 km. Sin embargo, en el caso de estudio estas distancias oscilan entre los 0,6 y los 11 km. Esto implica que, desde una perspectiva práctica, solo ciertos pozos serían adecuados para la rehabilitación como intercambiadores de calor. Si se elige el pozo de menor distancia para cada sitio se tiene que CHULENGO1, SOMBRERO2, MONTE AYMOND19, GAVIOTA1 Y POSESION1 podrían ser candidatos.

Por otro lado, Morales et al. (2018) hace referencia a un indicador importante para estimar si una red de calefacción distrital puede ser económicamente rentable: la densidad de conexión. Esta medida corresponde a la demanda de energía por metro lineal y se obtiene del cociente entre el suministro de calor a clientes de la red en MWh/año y la longitud de la ruta en metros. De acuerdo con este concepto, la rentabilidad de un proyecto será favorable con densidades de conexión superiores a los 2 MWh/m·año. Aplicado a la situación actual, si se considera que no hay pérdidas de calor en el proceso entre la extracción y la distribución a las instalaciones domésticas, es decir, que el suministro equivale exactamente a la cantidad de calor extraíble del pozo, además de una longitud de ruta que corresponde exclusivamente a la distancia entre el pozo y el centro del poblado, se tienen las densidades de conexión presentadas en la Tabla 7.1 para cada pozo.

Tabla 7.1. Densidad de conexión para cada pozo si la extracción se realiza al caudal mínimo. PD: Punta Delgada; CS: Cerro Sombrero; MA: Monte Aymond; SS: San Sebastián; CP: Posesión,

Sitio	Pozo	Calor total en salida [MWh/año]	Distancia al centro del poblado [m]	Densidad de conexión [MWh/m·año]
PD	CHULENGO1	2.915,1	550	5,3
	MERIC1	2.411,4	3900	0,6
	MERIC2	2.272,5	3250	0,7
	NIKA3	2.378,1	3670	0,6
CS	SOMBRERO1	1.882,5	2730	0,7
	SOMBRERO2	2.921,7	2100	1,4
	SOMBRERO22	1.911,2	4410	0,4
	SOMBRERO EST2	3.401,5	3120	1,1
MA	MONTE_AYMOND15	2.314,8	5100	0,5
	MONTE_AYMOND19	3.753,7	3400	1,1
	MONTE_AYMOND22	3.576,1	4480	0,8
	MONTE_AYMOND31	2.956,4	4210	0,7
SS	CARMEN2	1.837,2	10900	0,2
	CARMEN7	2.006,9	5940	0,3
	GAVIOTA1	2.295,6	4240	0,5
	GAVIOTA7	2.429,3	8890	0,3
CP	CAÑADON41	1.768,2	3700	0,5
	POSESION1	1.770,9	750	2,4
	POSESION2	2.009,3	1120	1,8
	POSESION63	2.367,4	2200	1,1

Sin embargo, gran parte de estos valores están sobreestimados, dado que siempre habrá pérdidas de energía, y la ruta debe incluir toda la longitud de la red, desde el pozo hasta cada una de las instalaciones a calefaccionar. Asimismo, es probable que una única instalación compacta (como el caso de los pasos fronterizos) sea un caso más favorable para medir este indicador, ya que la estimación de la longitud de la línea es más certera.

7.2. Estimación de la conductividad térmica de la roca

Uno de los reajustes de este trabajo con respecto a otros anteriores tiene relación con la acotación de los rangos para parámetros tales como la conductividad térmica de la roca. Se reemplazaron los valores de k_r calculados en este trabajo por la estimación de Stefani (2018) $k_r = 2,3 [W/mK]$ y se obtuvieron los resultados de la Tabla 7.2. En ella se ve que una conductividad térmica de 2,3 W/m·K uniforme para todos los pozos conlleva una subestimación en la cantidad de calor extraíble, lo que se refleja en variaciones porcentuales de hasta alrededor del 3,2%.

Tabla 7.2. Variación porcentual del potencial extraíble y de la temperatura de salida entre la metodología planteada en este trabajo y la de Stefani (2018) para cada pozo a una extracción al mismo caudal. Las variaciones porcentuales de ambos resultados están dadas por la columna $\Delta\%$, dado que son equivalentes.

Sitio	Pozo	Este trabajo			Stefani (2018)		$\Delta\%$
		k roca [W/m·K]	Calor total en salida [kW]	T° salida [°C]	Calor total en salida [kW]	T° salida [°C]	
Punta Delgada	CHULENGO1	2,460	203,7	93,2	200,2	91,6	1,75
	MERIC1	2,494	87,0	104,7	86,4	104,0	0,65
	MERIC2	2,481	81,9	98,5	81,4	97,9	0,61
	NIKA3	2,446	157,3	111,2	155,8	110,2	0,97
Cerro Sombrero	SOMBRERO1	2,647	71,9	81,1	71,0	80,1	1,33
	SOMBRERO2	2,611	113,0	127,4	111,6	125,9	1,20
	SOMBRERO22	2,705	72,5	81,8	71,4	80,6	1,48
	SOMBRERO EST2	2,649	128,5	142,8	127,1	141,2	1,12
Monte Aymond	MONTE AYMOND15	2,521	89,2	100,6	88,4	99,7	0,86
	MONTE AYMOND19	2,463	121,6	135,1	120,9	134,3	0,60
	MONTE AYMOND22	2,478	247,8	75,0	242,4	73,3	2,27
	MONTE AYMOND31	2,503	107,7	129,6	106,9	128,7	0,71
San Sebastián	CARMEN2	2,507	70,4	79,4	69,8	78,7	0,81
	CARMEN7	2,579	174,7	88,9	169,7	86,4	2,92
	GAVIOTA1	2,578	214,1	64,8	207,5	62,8	3,19
	GAVIOTA7	2,505	274,6	83,1	267,8	81,0	2,52
Posesión	CAÑADON41	2,444	154,7	78,7	152,1	77,4	1,67
	POSESION1	2,527	70,7	79,8	69,9	78,9	1,18
	POSESION2	2,531	184,1	55,7	180,3	54,5	2,12
	POSESION63	2,492	95,2	107,4	94,3	106,4	0,94

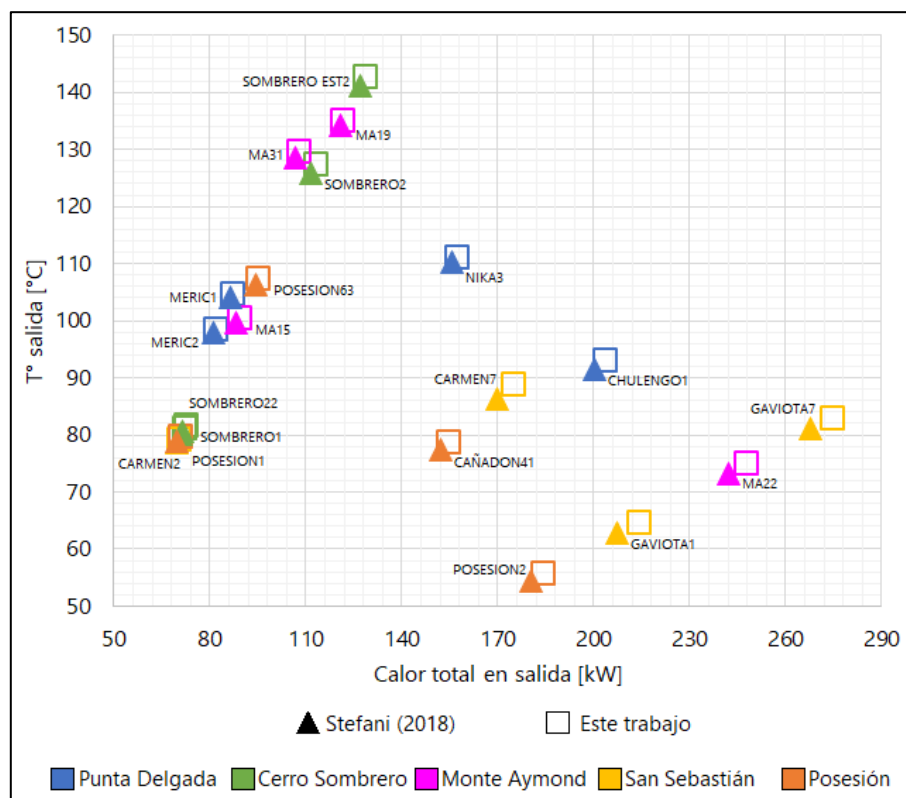


Figura 7.1. Efecto de la diferencia de valores en la conductividad térmica sobre el calor total en salida y la temperatura de salida del fluido.

7.3. Estimación de la demanda energética

El método de estimación de la demanda utilizado en este trabajo constituye una actualización de los trabajos anteriores, dado que está basado en el Manual de Desarrollo de Proyectos de Energía Distrital de 2018 de la CORFO, que ofrece una mejor aproximación del uso de la energía térmica puesto que incluye el factor de diversidad de la demanda en el cálculo. No obstante, una de las dificultades al estimar la demanda de energía radica en que Chile no posee estándares de construcción para edificaciones fuera del sector residencial, por lo que no resulta factible aplicar factores de demanda de energía para sitios como pasos fronterizos y/o campamentos, como es el caso de Monte Aymond, San Sebastián y Posesión. En estos casos, se recomienda realizar una evaluación de la envolvente de las edificaciones, para determinar una primera aproximación de las superficies de techo, muros y ventanas que, en conjunto con las propiedades de las materialidades de los elementos, pueden proporcionar una primera estimación de las demandas de calefacción y/o

refrigeración. La demanda de ACS se puede estimar dependiendo de la tipología del recinto (Morales et al., 2018).

Dado lo anterior, en este trabajo se utilizaron factores de diversidad basados en instalaciones españolas, por lo que se debe considerar la existencia de un error desconocido en la estimación de la demanda energética para los sitios del sector comercial e industrial.

7.4. Efecto del caudal de flujo en el potencial geotérmico

Los resultados del Apartado 6.3 se obtuvieron utilizando caudales mínimos de flujo para garantizar régimen turbulento. No obstante, la utilización de niveles tan bajos de caudal se refleja en pérdidas de alrededor de 30°C en la temperatura del fluido durante su ascenso por el DBHE. Para evidenciar de mejor forma los efectos del caudal, se analizaron las variaciones en los resultados de calor total extraíble y temperatura de salida al considerar valores de caudal que superen en 2 o hasta 4 veces el caudal mínimo, según sea el caso.

Tabla 7.3. Resultados de calor total y temperatura de salida para caudales 2 a 4 veces mayores. Se incluyen la temperatura del fluido en el fondo y la pérdida de esta en su ascenso.

Pozo	Caudal _{min} [kg/s]	Calor total en salida [kW]	T° salida [°C]	Caudal [kg/s]	Calor total en salida [kW]	T° salida [°C]
CHULENGO1	0,5	203,7	93,2	1,0	332,8	76,1
MERIC1	0,2	87,0	104,7	0,8	275,3	82,8
MERIC2	0,2	81,9	98,5	0,8	259,4	78,0
NIKA3	0,3	157,3	111,2	0,7	271,5	96,0
SOMBRERO1	0,2	68,3	81,5	0,8	214,9	64,1
SOMBRERO2	0,2	107,3	128,0	0,8	333,5	99,5
SOMBRERO22	0,2	68,8	82,1	0,8	218,2	65,1
SOMBRERO EST2	0,2	120,2	143,5	0,8	388,3	115,9
MONTE AYMOND15	0,2	84,7	101,1	0,8	264,2	78,9
MONTE AYMOND19	0,2	113,8	135,9	1,0	428,5	98,4
MONTE AYMOND22	0,5	184,6	84,7	1,6	408,2	61,8
MONTE AYMOND31	0,2	107,7	129,6	0,8	337,5	101,5
CARMEN2	0,2	66,8	79,8	0,8	209,7	62,6
CARMEN7	0,3	135,7	95,3	0,7	229,1	80,4
GAVIOTA1	0,5	158,6	72,8	1,0	262,1	60,2
GAVIOTA7	0,2	89,3	106,6	0,8	277,3	82,8
CAÑADON41	0,3	121,4	85,3	0,7	201,8	70,9

POSESION1	0,2	67,3	80,3	0,8	202,2	60,3
POSESION2	0,5	134,6	61,8	1,0	229,4	52,6
POSESION63	0,2	90,5	108,1	0,8	270,2	80,6

Con caudales conservadores que no superan los 2 kg/s es posible alcanzar hasta 400 kW de potencia el sistema en algunos casos. Además, se aprecia una diferencia sustancial en la pérdida de temperatura del fluido en el ascenso para cada nivel de caudal, lo que se ve en la Tabla 7.4.

Tabla 7.4. Pérdida de temperatura que sufre el fluido calor-transportador durante su ascenso para caudal mínimo y post modificación de este parámetro. Se incluye la variación porcentual de la pérdida de temperatura entre ambos casos.

Pozo	Caudal mínimo flujo turbulento [kg/s]	Pérdida de T° subiendo [°C]	Caudal final [kg/s]	Pérdida de T° subiendo [°C]	Δ% pérdida de T°
CHULENGO1	0,5	18,6	1,0	6,9	63,0
MERIC1	0,2	43,0	0,8	10,0	76,7
MERIC2	0,2	40,4	0,8	9,3	77,1
NIKA3	0,3	30,8	0,7	15,9	48,4
SOMBRERO1	0,2	30,3	0,8	6,3	79,2
SOMBRERO2	0,2	49,5	0,8	11,5	76,7
SOMBRERO22	0,2	31,0	0,8	6,6	78,6
SOMBRERO EST2	0,2	62,6	0,8	16,4	73,7
MONTE AYMOND15	0,2	32,8	0,8	8,5	74,1
MONTE AYMOND19	0,2	45,8	1,0	9,5	79,2
MONTE AYMOND22	0,5	10,0	1,6	2,3	77,4
MONTE AYMOND31	0,2	44,9	0,8	12,6	72,0
CARMEN2	0,2	25,5	0,8	6,1	75,9
CARMEN7	0,3	20,4	0,7	9,8	51,9
GAVIOTA1	0,5	8,6	1,0	3,4	60,0
GAVIOTA7	0,2	34,5	0,8	9,1	73,7
CAÑADON41	0,3	14,8	0,7	6,6	55,3
POSESION1	0,2	19,7	0,8	4,1	79,1
POSESION2	0,5	5,2	1,0	1,8	64,8
POSESION63	0,2	29,2	0,8	7,1	75,8

Se tiene que aún con valores de caudal conservadores la pérdida de temperatura en el ascenso es por lo menos la mitad de la que se pierde con caudales menores. Entonces, considerando el aumento en el potencial extraíble y las menores pérdidas en la temperatura del fluido a medida que asciende, se pueden establecer que caudales entre 1 y 1,5 kg/s son favorables.

7.5. Potencial geotérmico de pozos en relación con la demanda energética

Para contrastar el potencial geotérmico de cada pozo en relación con la demanda que se desea cubrir se utilizarán los valores de caudal finales y no los mínimos, dada su inaplicabilidad en el contexto real. De esta forma, se busca conocer en qué medida, en términos de calor total en kW, es posible satisfacer la demanda energético-térmico promedio mensual de los sitios en estudio. En la Tabla 7.5 se presenta el déficit (de haberlo) de energía necesaria para cubrir la demanda mensual promedio. El paso de potencia a energía se realizó considerando un funcionamiento continuo del sistema de 24 horas durante todo el mes.

Tabla 7.5. Comparación entre potencial disponible y demanda energética por localidad si se considera un tiempo de funcionamiento del sistema de 24 horas continuas cada día.

Sitio y tipología	Pozo	Demanda mensual promedio [kWh/mes]	Calor total en salida [kW]	Calor total [kWh/mes]	% cobertura de la demanda
Punta Delgada (localidad)	CHULENGO1	160.515,0	332,8	239.597,1	149%
	MERIC1	160.515,0	275,3	198.200,8	123%
	MERIC2	160.515,0	259,4	186.778,4	116%
	NIKA3	160.515,0	271,5	195.464,3	122%
Cerro Sombrero (localidad)	SOMBRERO1	293.625,0	214,9	154.728,0	53%
	SOMBRERO2	293.625,0	333,5	240.142,1	82%
	SOMBRERO22	293.625,0	218,2	157.084,2	53%
	SOMBRERO EST2	293.625,0	388,3	279.573,8	95%
Monte Aymond (paso fronterizo)	M AYMOND15	88.973,6	264,2	190.257,4	214%
	M AYMOND19	88.973,6	428,5	308.522,0	347%
	M AYMOND22	88.973,6	408,2	293.929,6	330%
	M AYMOND31	88.973,6	337,5	242.992,9	273%
San Sebastián (paso fronterizo)	CARMEN2	112.803,3	209,7	151.005,4	134%
	CARMEN7	112.803,3	229,1	164.948,2	146%
	GAVIOTA1	112.803,3	262,1	188.683,4	167%
	GAVIOTA7	112.803,3	277,3	199.669,8	177%
Posesión (campamento)	CAÑADON41	133.975,8	201,8	145.328,9	108%
	POSESION1	133.975,8	202,2	145.553,1	109%
	POSESION2	133.975,8	229,4	165.146,7	123%
	POSESION63	133.975,8	270,2	194.579,2	145%

Bajo la condición de suplir la demanda mensual promedio, Cerro Sombrero es el único sitio en el que se requiere la rehabilitación simultánea de dos pozos para satisfacer la demanda promedio mensual. Dado que en el resto de los sitios todos los pozos cumplen con este requisito, bastaría con seleccionar aquellos que se encuentren a menor distancia del complejo a calefaccionar y/o

presenten mayores temperaturas de salida del fluido. Ahora bien, dado que la demanda aumenta significativamente durante el mes de junio, aquellos pozos que logren satisfacer dicha demanda serán candidatos más adecuados para rehabilitar como DBHE.

Tabla 7.6. Comparación entre potencial disponible y demanda energética para el mes de junio por localidad si se considera un tiempo de funcionamiento del sistema de 24 horas continuas cada día.

Pozo	Demanda junio [kWh/mes]	% cobertura de la demanda de junio	Temperatura de salida [°C]	Distancia al centro del poblado [km]
CHULENGO1	225.229,3	106%	76	0,6
SOMBRERO1	392.447,9	39%	63	2,7
SOMBRERO2	392.447,9	61%	80	2,1
M AYMOND19	124.844,8	247%	100	3,4
GAVIOTA7	153.090,2	130%	81	8,9
POSESION63	187.990,4	104%	102	2,2

La Tabla 7.6 muestra los mejores candidatos en términos de cobertura de la demanda, temperatura de salida del fluido y distancia al sitio. Nuevamente, Cerro Sombrero es el único sitio donde es necesario la rehabilitación de dos pozos simultáneamente.

No obstante, para los casos mencionados se debe evaluar la factibilidad económica de convertir estos pozos petroleros en productores de energía geotérmica. Esto incluye revisar su estado actual, considerar el estado de corrosión de las tuberías y la integridad mecánica, ya que gran parte de los pozos de Magallanes cesaron la producción hace más de 30 años. De la misma forma, se debe determinar la química del fluido para seleccionar los materiales adecuados que no presenten deterioros en el corto plazo y determinar las tasas de descarga de fluido y los métodos para simular el fluido de agua (Lagarrigue, 2019).

7.6. Alcances y limitaciones de la investigación

Este trabajo pretende entregar una primera aproximación al potencial de los pozos para geotermia de uso directo, además de establecer la posibilidad de suplir la demanda energética para calefacción y agua caliente sanitaria en términos de cuantificar la cantidad de calor extraíble de cada pozo. Adicionalmente se estima el ahorro de gas natural que supondría la implementación de este sistema. No obstante, es importante considerar que la información utilizada no fue medida in situ para efectos de este trabajo, lo que limita sus alcances y por eso constituye una estimación de primer orden.

Dentro de las limitaciones del trabajo están las relacionadas con la aplicación del modelo de transferencia de calor utilizado, que conlleva diversos supuestos. En primer lugar, se asume que las dimensiones del pozo son constantes, con lo que se idealiza la movilidad del fluido y el calor que transporta, que puede conducir a una sobreestimación de los resultados de potencial geotérmico. Por otro lado, si bien existe pérdida de calor a medida que el fluido asciende en la sección interior producto de la diferencia de temperatura entre los fluidos de ambas secciones, para efectos de este trabajo se consideró que la totalidad del calor “perdido” en el ascenso es recuperado por el fluido que desciende por la tubería exterior. Este supuesto se aplicó considerando que la temperatura de la roca es siempre mayor que al interior del pozo, por lo que el pozo como sistema térmico no pierde calor (Stefani, 2018). De esta forma, aunque se registra una disminución en la temperatura del fluido a medida que comienza a descender, la pérdida está restringida exclusivamente a los primeros metros.

Ahora, en relación con la aplicación de la metodología presentada en un proyecto de calefacción distrital, una limitación importante la constituye el no considerar la distancia de los pozos a los centros de los poblados como restricción preliminar para la selección de pozos a rehabilitar. De la misma manera, ignorar el estado actual de los pozos también puede representar una dificultad no prevista en los alcances de este trabajo. Por otro lado, la estimación de la demanda energética conlleva un sesgo debido a la simplificación en cuanto a tipos de instalaciones y áreas estimadas en base a recintos similares y no a medidas realizadas in situ.

7.7. Potencial geotérmico en la cuenca de Magallanes

En cuanto a la determinación del potencial geotérmico de pozos y la forma en que este potencial está distribuido dentro de la cuenca de Magallanes, en primer lugar, se analiza el potencial a lo largo de un perfil E–W en el sector norte del área de estudio, donde se ubican el campamento Posesión, el paso fronterizo Monte Aymond y la localidad de Punta Delgada (Figura 7.3).

Para obtener los gráficos de la Figura 7.3 se consideró un caudal de flujo uniforme de 1 kg/s para todos los pozos lo que permite establecer, en primer lugar, una tendencia creciente en el potencial geotérmico para profundidades mayores. Dado que el reservorio de hidrocarburos (Arenisca Springhill) se someriza hacia el este, los pozos en Posesión se extienden a profundidades bastante menores que en el resto de los sitios, lo que parecería incidir directamente en la cantidad de calor extraíble. Asimismo, los pozos de Punta Delgada presentan los mayores valores de potencial. No obstante, en Monte Aymond se ven dos pozos de media profundidad cuyo potencial es superior a

todos los demás. Esto reflejaría el carácter no determinante de la profundidad como único factor en el potencial geotérmico.

Un factor complementario a la profundidad en la obtención de mayores potenciales sería la temperatura del fondo registrada en los pozos, como se observa en el gráfico central de la Figura 7.3. El pozo POSESION63, por ejemplo, presenta potenciales similares a aquellos de Punta Delgada y Monte Aymond a pesar de sus diferencias de profundidad, ya que registra temperaturas de fondo similares a estos pozos. Lo mismo sucede con los pozos MONTE AYMOND31 y MONTE AYMOND19. Temperaturas de fondo similares para pozos con profundidades disímiles como se ven en los pozos de los tres sitios evaluados, se explicaría por variaciones en el gradiente geotermal entre cada sitio. Lo anterior puede explicarse con el gráfico inferior de la Figura 7.3, donde se observa que efectivamente los gradientes en el sector de Posesión son superiores, específicamente para los pozos NIKA3, MONTE AYMOND22 y POSESION63, donde con profundidades decrecientes se tienen potenciales similares. Esto estaría ligado al carácter creciente del gradiente hacia el este y que alcanzaría su mayor valor en el sector de Posesión (Figura 7.2).

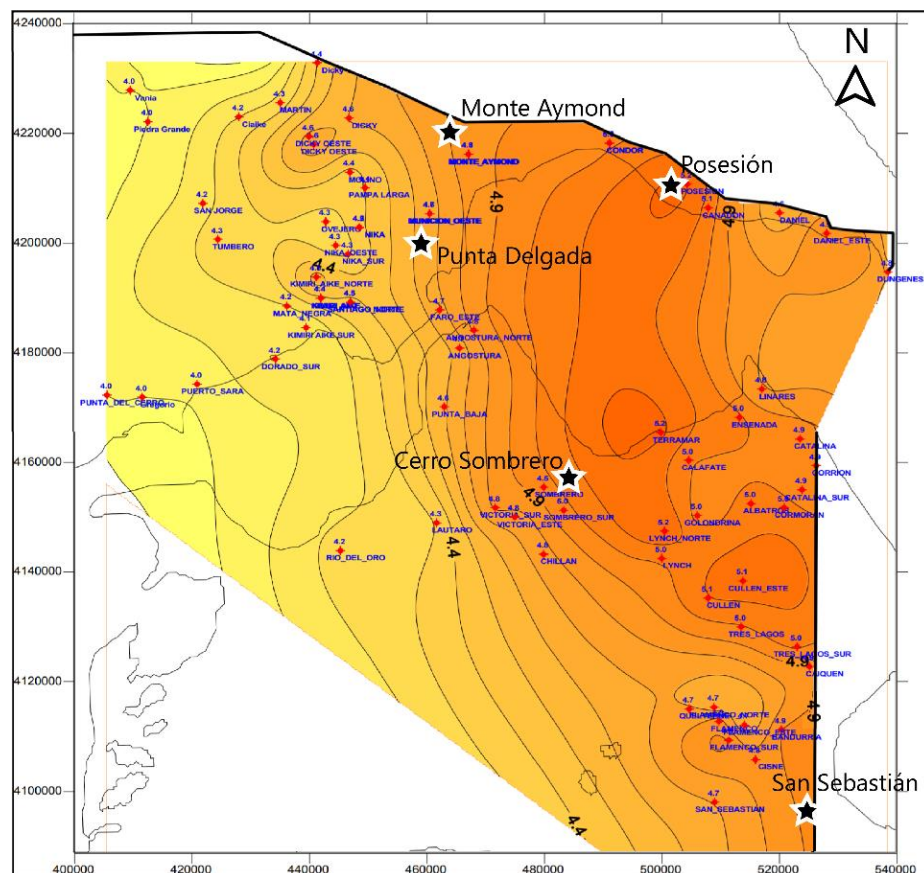


Figura 7.2. Mapa de geotermas en la zona de estudio. Tomada de CERE (2015).

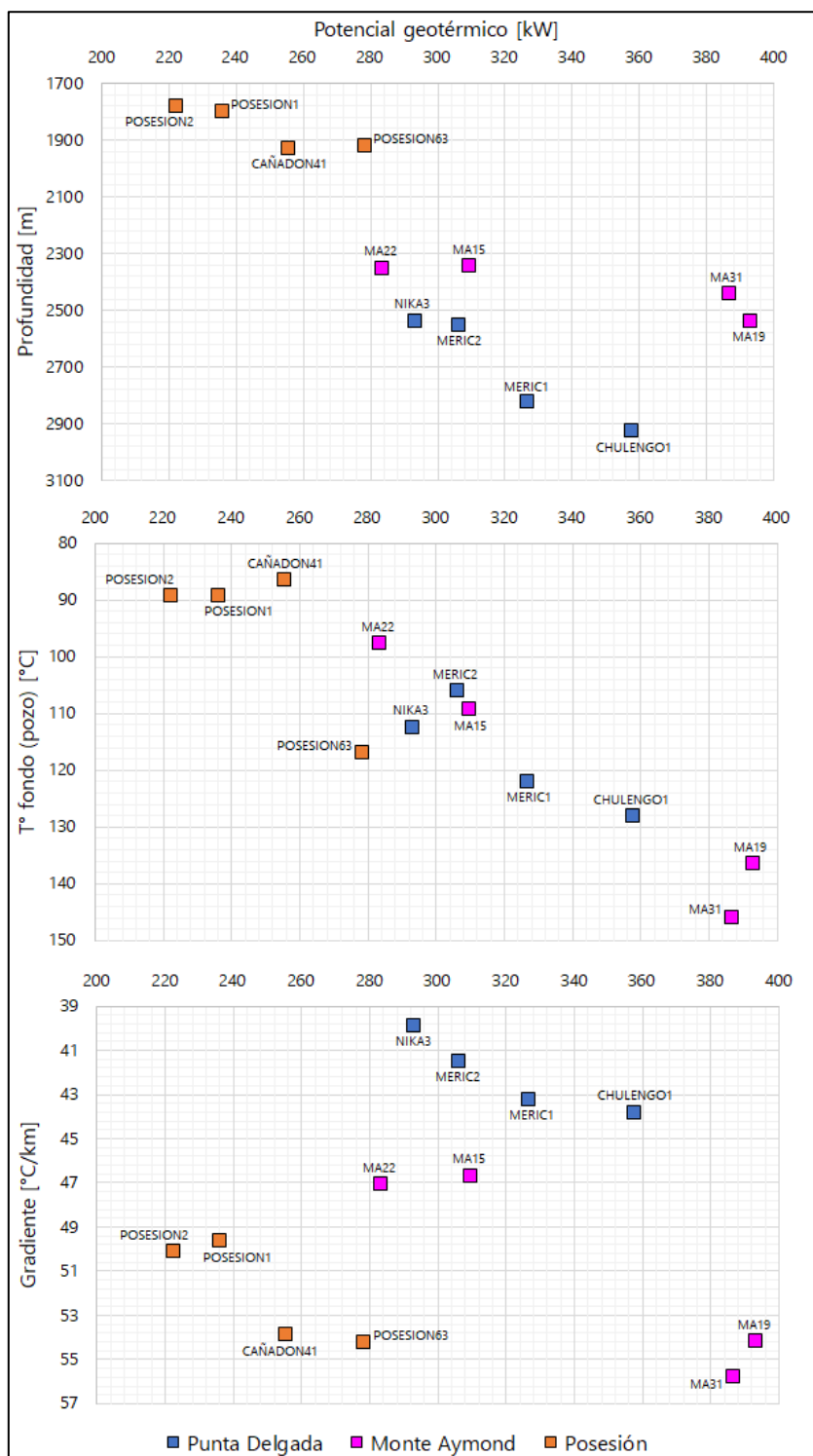


Figura 7.3. Potencial geotérmico en función de la profundidad, la temperatura del fondo y el gradiente promedio de los pozos para la localidad de Punta Delgada, el paso fronterizo Monte Aymond y el campamento Posesión.

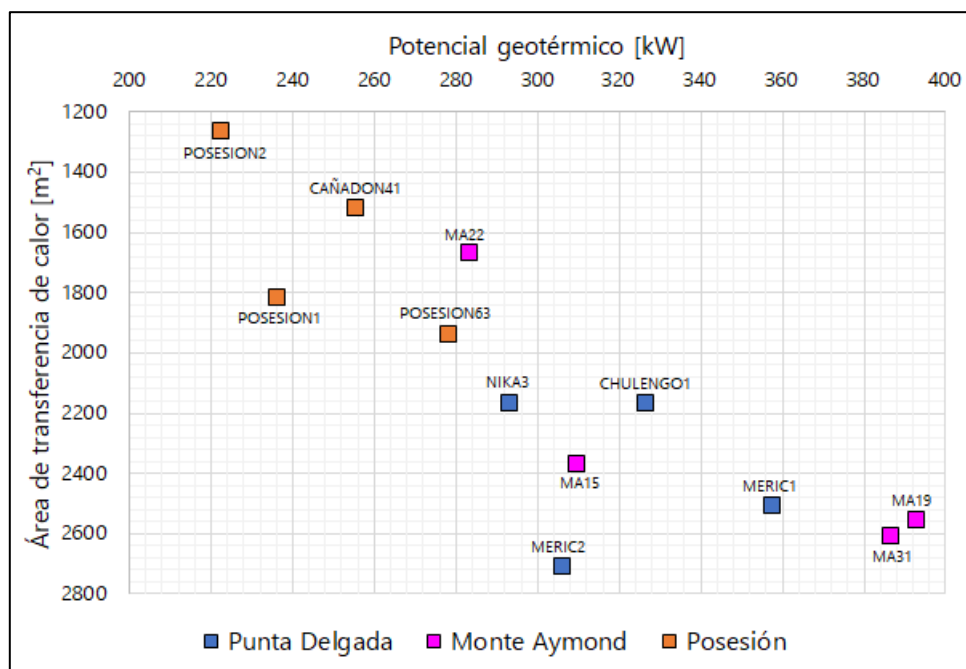


Figura 7.4. Potencial geotérmico en relación con el área de transferencia de calor entre el pozo y la roca.

La Figura 7.2 muestra cómo las geotermas aumentan de forma semi concéntrica y alcanzan su mayor valor entre los sectores de Posesión y Cerro Sombrero. De esta forma, datos reales de la zona se condicen con lo obtenido en los gráficos de las Figura 7.3 y Figura 7.4, por lo menos para el sector norte de la zona de estudio.

7.8. Caso de estudio: Prenzlau, Alemania

Con el propósito de establecer un alcance entre lo planteado en este trabajo y tecnologías similares en actual funcionamiento, se ha escogido el ejemplo del sistema geotermal de Prenzlau, en el Estado Federado de Brandenburg al noreste de Alemania. Puesto que Prenzlau es una ciudad que complementa su suministro energético con energía geotérmica obtenida a partir de sistemas geotermales de moderada a baja entalpía, similar a lo que ocurre en Magallanes, constituye un ejemplo y una guía para la cantidad de energía que se esperaría extraer en esta zona. Todas las instalaciones geotérmicas actuales usan fluidos con temperaturas que no superan los 180°C, sin embargo, un sector económico se está desarrollando rápidamente para explotar el potencial geotérmico de estos recursos de baja entalpía, que generalmente se encuentran en cuencas sedimentarias profundas y estructuras de graben (Agemar et al., 2014).

Sumado al hecho de que los sistemas geotermales de Magallanes y Prenzlau poseen características similares, se tiene que la extracción del recurso se realiza mediante un DBHE de 2.786 m de profundidad que suministra calor a una red de calefacción urbana. La temperatura de salida en la boca del pozo es de 55°C con una temperatura del fondo de 108°C y un caudal de flujo de 3,3 l/s¹⁵. Este sistema es administrado y operado por el proveedor municipal de energía de la ciudad de Prenzlau (Stadtwerke Prenzlau) y proporciona calefacción a 1.400 m² de apartamentos para un complejo de edificios para personas jubiladas (Stefani et al., 2018). De este modo, resulta pertinente introducir el sistema geotermal de Prenzlau como patrón para los resultados obtenidos en esta investigación. La información presentada a continuación proviene de la aplicación web de acceso abierto GeotIS del Leibniz Institute for Applied Geophysics¹⁶.

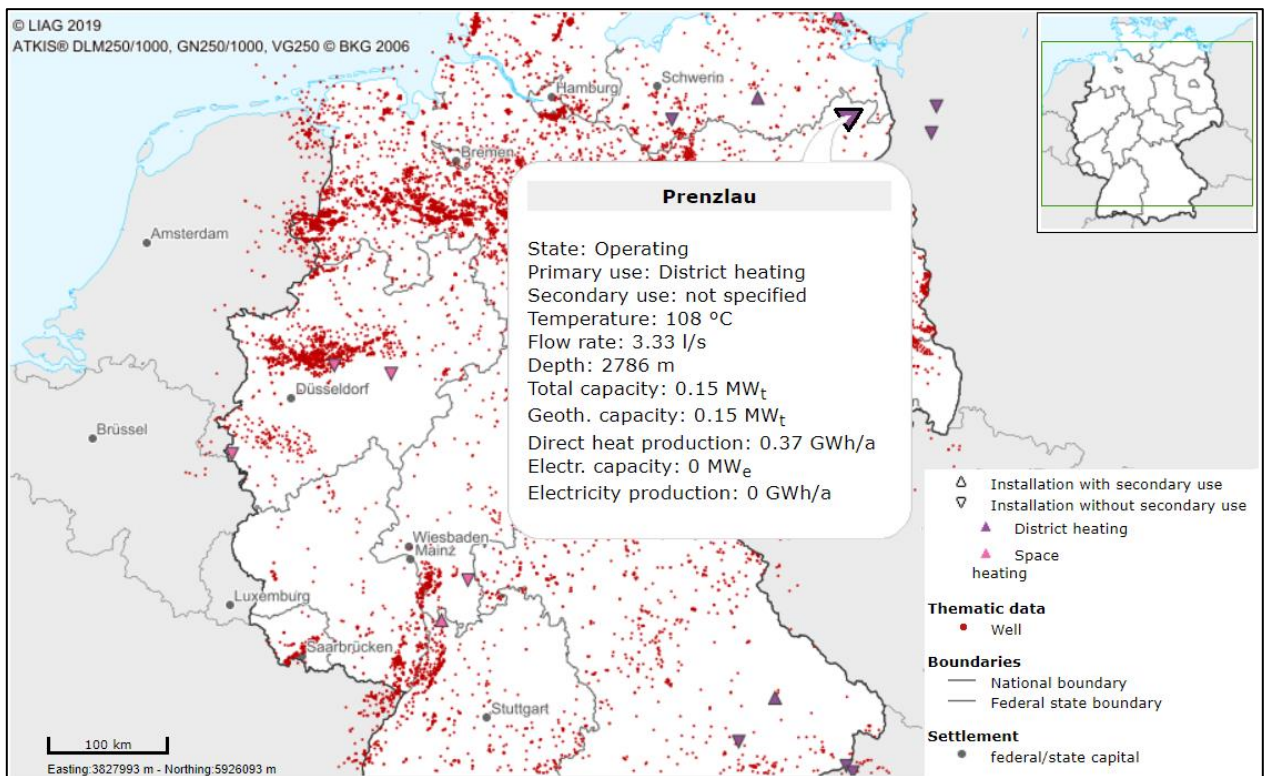


Figura 7.5. Mapa de ubicación del sistema de Prenzlau y características de este. Tomada de Geothermal Information System for Germany (2019).

¹⁵GeotIS. (2019). Geothermal Installation Prenzlau. Retrieved January 9, 2020, from <https://www.geotIS.de/geotISapp/templates/locationone.php?ID=8>

¹⁶GeotIS. (2019). Geothermal Information System for Germany. Retrieved September 19, 2019, from <https://www.geotIS.de/homepage/GeotIS-Startpage?loc=en>

En la Tabla 7.7 se muestran los parámetros fundamentales de los pozos más adecuados para la conversión en DBHE. Con caudales menores y temperaturas del fondo mayores que en Prenzlau, las temperaturas de salida del fluido son mayores, mientras que el calor total extraíble alcanza alrededor del doble de los valores de Prenzlau. La producción anual también supera la de Prenzlau, que podría estar relacionado con la cantidad de horas anuales de funcionamiento del sistema. Estas diferencias se explicarían por las diferencias en el gradiente geotermal, que en la zona de Brandenburg es de 30°C/km o menor (Bauer, 2018).

Tabla 7.7. Resumen de los sistemas planteados en este trabajo.

Pozo	T° salida [°C]	Caudal [l/s]	Profundidad [m]	Temperatura del fondo [°C]	Calor total [MWt]	Producción [GWh/año]
CHULENGO1	76,1	1,1	2822,0	121,9	0,33	2,4
SOMBRERO1	62,6	0,8	2270,7	88,0	0,21	1,5
SOMBRERO2	80,4	0,8	2278,5	133,6	0,23	1,6
M AYMOND19	99,5	1,1	2537,5	137,3	0,33	2,4
GAVIOTA1	52,6	1,1	2184,5	99,1	0,23	1,6
POSESION63	101,5	0,8	1916,8	103,9	0,34	2,4

7.9. Ahorro en el consumo de gas natural

Una ventaja importante de la rehabilitación de pozos petroleros como DBHE es la disminución en el consumo de gas natural que supondría la implementación de estos sistemas. Si consideramos la demanda anual para cada sitio, se puede transformar en requerimiento de gas natural que debe ser provisto por ENAP a un precio menor que el costo de producción.

Tabla 7.8. Costos de producción de gas natural de acuerdo con el consumo de este para cada sitio estudiado.

Sitio	Demanda mensual [kWh/mes]	Consumo de gas natural [m ³ /mes] ¹⁷	Costo de producción mensual [CLP/m ³] ¹⁸
Punta Delgada	160.515,0	13.719	\$2.896.404
Cerro Sombrero	293.625,0	25.096	\$5.298.300

¹⁷El consumo en m³ se calculó considerando un Poder Calorífico Superior (PCS) de 11,70 kWh.

¹⁸Energía 2050: Política Energética para la región de Magallanes y la Antártica Chilena. (2017). Retrieved from http://www.energia.gob.cl/sites/default/files/energia_magallanes_2050.pdf

Monte Aymond	88.973,60	7.605	\$1.605.479
San Sebastián	112.803,3	9.641	\$2.035.473
Posesión	133.975,8	11.451	\$2.417.519
		Total	\$14.253.176

Notar que el ahorro ha sido calculado en función de la demanda promedio mensual para los distintos sitios, en los meses fríos (junio-julio-agosto) el ahorro sería aún mayor considerando el aumento en el consumo de gas natural.

8. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Los resultados de la herramienta analítica muestran que los pozos de petróleo y gas abandonados tienen una potencia significativa al ser rehabilitados como DBHE. Los cálculos muestran que el potencial geotérmico para un pozo de este tipo varía entre los 220 y 390 kW para un caudal de flujo de 1 kg/s, temperaturas de entrada de aproximadamente 45°C y temperaturas de fondo cercanas a los 110°C. El potencial extraíble puede variar en mayor o menor medida en función de la temperatura del fondo del pozo, el caudal de flujo aplicado, la temperatura de entrada del fluido al pozo, la conductividad térmica de la roca, características geométricas de las tuberías (radios interior y exterior, y el espesor de la capa aislante), además de las propiedades termodinámicas del fluido.

Al evaluar las modificaciones al modelo adaptado por Stefani (2018) que se realizaron en este trabajo, es importante mencionar el reajuste del dato de conductividad térmica. Al comparar ambos resultados se concluye que el modelo detallado presenta variaciones de hasta un 3% con respecto a los valores anteriores, lo que se reflejaría en diferencias de potencial cada vez más significativas al trabajar con potenciales aún mayores.

Para un caudal conservador de 1 kg/s, es posible suplir la demanda energético-térmica en términos de potencial extraíble con la rehabilitación de un único pozo para la localidad de Punta Delgada, los pasos fronterizos Monte Aymond y San Sebastián, y el campamento Posesión; estos son CHULENGO1, MONTE AYMOND19, GAVIOTA7 y POSESION63, respectivamente. En cambio, en la localidad de Cerro Sombrero se requiere la habilitación simultánea de dos pozos, SOMBRERO1 y SOMBRERO2. Las temperaturas de salida del fluido oscilan entre los 60 y los 94°C, variables según el caudal utilizado. La rehabilitación de los pozos mencionados aportaría con una cantidad de potencia combinada de 1,9 MWt al potencial energético geotérmico de uso directo del país. Por otra parte, el carácter creciente del gradiente geotermal hacia el sector de Posesión garantiza potenciales tan elevados como los que se encuentran en Punta Delgada, a pesar de registrar largos de pozo menores, traducido en menor área de intercambio de calor pozo-roca. Los resultados obtenidos y su comparación con el sistema geotermal de Prenzlau confirman el efecto positivo de la anomalía del gradiente geotermal en el potencial geotérmico de los pozos.

Finalmente, la rehabilitación de pozos abandonados como DBHE conlleva una disminución en la demanda de gas natural en la región, lo que se traduce en un ahorro cercano a los 14 millones CLP/mes en costos de producción para ENAP.

Para trabajos futuros en el área se recomienda realizar un estudio in situ de las demandas energéticas para establecer el potencial real de calefaccionar los sitios de interés mediante geotermia de uso directo. Por otro lado, la calidad de la información no permitió estudiar los pozos más próximos a los sitios, por lo que se sugiere obtener la información actualizada de dichos pozos mediante un estudio en terreno para alcanzar resultados más viables en términos de distancia del pozo al sitio que se busca abastecer.

Por último, el método de ponderación utilizado en este trabajo para la determinación de la conductividad térmica de las rocas entrega diferencias no menores en este parámetro al variar los espesores de cada unidad. Se recomienda entonces realizar mediciones in situ de los espesores de aquellas unidades que carecen de información en los archivos de ENAP para cada pozo, que corresponden básicamente a todo lo que sobreyace al paquete cretácico.

BIBLIOGRAFÍA

- Agemar, T., Weber, J., & Schulz, R. (2014). Deep geothermal energy production in Germany. *Energies*, 7(7), 4397–4416. <https://doi.org/10.3390/en7074397>
- Alvarez, P., Elgueta, S., Pozo, I., & Gschaider, T. (2009). Análisis secuencial de la Formación Springhill, Cuenca de Magallanes, Chile. *XII Congreso Geológico Chileno*, 1–4.
- AUMA. (2005). *Anexo II: Evaluación de Demanda Energética Estudio de Evaluación Conjunta de Impacto Ambiental de la Revisión de las N.S.P.M. de Lemoa*. Barcelona, España.
- Barwick, J. (1955). *The surface stratigraphy of portions of Magallanes province, Chile*. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- Bauer, J. (2018). *On the significance and predictability of geological parameters in the exploration for geothermal energy*. Georg-August-University School of Science (GAUSS), Göttingen.
- Bergman, T., Lavine, A., Incropera, F., & Dewitt, D. (2011). *Introduction to heat transfer* (6th Editio). John Wiley & Sons, Inc.
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M., Fitzgerald, M. G., & Wright, R. C. (1986). The Stratigraphic and Structural Evolution of the Central and Eastern Magallanes Basin, Southern South America. In *International Association of Sedimentologists, Special Publication: Vol. N°8* (pp. 41–61). <https://doi.org/10.1002/9781444303810.ch2>
- Bromley, C. J., Mongillo, M., Hiriart, G., Goldstein, B., Bertani, R., Huenges, E., ... Science, G. (2010). Contribution of Geothermal Energy to Climate Change Mitigation: the IPCC Renewable Energy Report. *Proceedings World Geothermal Congress*, (May 2014), 25–29.
- Bruhn, R., Stern, C., & De Wit, M. J. (1978). Field and geochemical data bearing on the development of a mesozoic volcano-tectonic rift zone and back-arc basin in southernmost South America. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(1), 32–46.
- Bu, X., Ma, W., & Li, H. (2012). Geothermal energy production utilizing abandoned oil and gas wells. *Renewable Energy*, 41, 80–85. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2011.10.009>
- Cañón, A. (1968). *Cronoestratigrafía de los sedimentos terciarios de Tierra del Fuego, provincia de Magallanes*. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.
- Cañón, A., & Ernst, M. (1975). *Cuadro de correlaciones estratigráficas de la Provincia de Magallanes*. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- Cañón, Antonio. (2000). Nuevos Antecedentes en la Estratigrafía de la Cuenca de Magallanes. In *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales* (Vol. 28, pp. 42–50). Chile.
- Caulk, R. A., & Tomac, I. (2017). Reuse of abandoned oil and gas wells for geothermal energy production. *Renewable Energy*, 112(December 2018), 388–397. <https://doi.org/10.1016/j.renene.2017.05.042>
- Cecioni, G. (1951). *Bosquejo geológico de Seno Última Esperanza*. Archivo Inédito, ENAP.

- Cecioni, G. (1955). Edad y facies del grupo Springhill en Tierra del Fuego. *Anales Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile*, (12), 243–256.
- CEGA. (2019). *Geotermia para Magallanes*. Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes. Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- CERE. (2015). “*Elaboración de propuesta de matriz energética para Magallanes al 2050*” (pp. 1–474). pp. 1–474. Centro de Estudio de los Recursos Energéticos. Universidad de Magallanes, Punta Arenas.
- Cermak, V., & Rybach, L. (1982). Thermal properties: Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks. *Landolt-Bornstein Zahlenwerte Und Funktionen Aus Naturwissenschaften Und Technik, Neue Serie*, pp. 305–343. <https://doi.org/10.1007/10201894>
- Céspedes, S., & Cortés, E. (1956). *Levantamiento geológico del área Filaret – Rio Chico*. Informe Inédito, Archivo Técnico ENAP.
- Charrier, R., & Malumián, N. (1975). Orogénesis y epirogénesis en la región austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 30(2), 193–207.
- Chiang, C. Y., & Chang, C. R. Y. (n.d.). *Application of the Horner Method to the estimation of static reservoir temperature during drilling operations*. Taiwan Petroleum Exploration Division. Chinese Petroleum Corporation. Miaoli, Taiwan.
- Corrigan, J. (1997). *Correcting bottom hole temperature data*. AEPT Research Memo RM 97-2007.
- Cortés, R. (1963). *Sección geológica del terciario entre San Jose y Vania*. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- Cunningham, D. W., Dalziel, I. W. D., Tung-Yi, L., & Lawver, L. A. (1995). Southernmost South America–Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. *Journal of Geophysical Research*, 100(B5), 8257–8266.
- Cvitanić, B., & Matus, D. (2019). Vivienda y patrimonio industrial: Los campamentos del petróleo en Magallanes. *Sophia Austral*, (23), 205–234. <https://doi.org/10.4067/s0719-56052019000100205>
- Dalziel, I. W. D. (1981). Back-Arc Extension in the Southern Andes: A review and critical reappraisal. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 319–335.
- Dalziel, I. W. D., & Brown, R. L. (1989). Tectonic denudation of the Darwin metamorphic core complex in the Andes of Tierra del Fuego, southernmost Chile: Implications for cordilleran orogenesis. *Geology*, 17(699–703).
- Dalziel, I. W. D., De Wit, M. J., & Palmer, K. F. (1974). Fossil marginal basin in the southern Andes. *Nature*, 250, 291–294.

- Davis, A. P., & Michaelides, E. E. (2009). Geothermal power production from abandoned oil wells. *Energy*, 34(7), 866–872. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2009.03.017>
- De Wit, M. J. (1977). The evolution of the Scotia arc as a key to the reconstruction of south western Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37(1–3), 53–81. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951\(77\)90039-7](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0040-1951(77)90039-7)
- Dickson, M. H., & Fanelli, M. (2003). *Geothermal energy: utilization and technology* Edited by. Retrieved from <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000133254?posInSet=1&queryId=basket-rosario.urbina%40ug.uchile.cl%3A833c6efa-7902-4846-9753-a7d35f98277a>
- Du Toit, A. L. (1937). *Our wandering continents* (Oliver and Boyd, Ed.). Edimburgo.
- Edenhofer, O. (2015). King coal and the queen of subsidies. *Science*, 349(6254), 1286–1287. <https://doi.org/10.1126/science.aad0674>
- Eppelbaum, L. V., Kutasov, I., & Pilchin, A. (2014). Applied geothermics. In *Applied geothermics* (pp. 99–149). Berlin: Springer.
- Feruglio, E. (1938). El Cretáceo Superior del lago San Martín (Patagonia) y de las regiones adyacentes. *Physis*, XII(293–342).
- Feruglio, E. (1949). *Descripción geológica de la Patagonia* (Coni, Ed.). Direccion General De Yacimientos Petroliferos Fiscales, Republica Argentina.
- Flores, M. A., Malumian, N., Masiuk, V., & Riggi, J. C. (1973). Estratigrafía cretácica del subsuelo de Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 28(4), 407–437.
- Forsythe, R. (1982). The Late Palaeozoic to Early Mesozoic evolution of southern South America: a plate tectonic interpretation. *Journal of the Geological Society of London*, 139, 671–682.
- Forsythe, R., & Mpodozis, C. (1983). Geología del basamento pre-jurásico superior en el archipiélago Madre de Dios. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, (Boletín N° 39), 63.
- Fuenzalida, R. H. (1972). *Geological Correlation Between the Patagonian Andes and Antarctic Peninsula and Some Tectonic Implications*. Master Thesis. Stanford University.
- Galeazzi, J. S. (1994). *Stratigraphic and structural evolution of the western Malvinas and southeastern Magallanes basins, Argentina*. A thesis submitted in partial fulfillment of the requirements for the degree Master of Arts. Rice University.
- Ghiglione, M. C. (2002). Diques clásticos asociados a deformación transcurrente en depósitos sinorogénicos del Mioceno inferior de la Cuenca Austral. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 57(2), 103–118.
- Ghiglione, M. C., & Cristallini, E. O. (2007). Have the southernmost Andes been curved since Late Cretaceous time? An analog test for the Patagonian Orocline. *Geology*, 35(1), 13–16. <https://doi.org/10.1130/G22770A.1>
- González, E. (1965). La cuenca petrolífera de Magallanes. *Revista Minerales*, Año XX, (91), 1–15.
- Gust, D. A., Biddle, K. T., Phelps, D. W., & Uliana, M. A. (1985). Associated middle to late

- Jurassic volcanism and extension in southern South America. *Tectonophysics*, 116(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(85\)90210-0](https://doi.org/10.1016/0040-1951(85)90210-0)
- Gutiérrez, A. (1962). *Estudio de las rocas basales de la cuenca de Magallanes*. Tesis de prueba. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Halpern, M. (1967). *Geologic significance of isotopic age measurement of rocks from Tierra de Fuego, Chile*. Dallas, Texas.
- Hanson, R. E., & Wilson, T. J. (1991). Submarine rhyolitic volcanism in a Jurassic proto-marginal basin; southern Andes, Chile and Argentina. In R. S. Harmon & C. W. Rapela (Eds.), *Andean Magmatism and Its Tectonic Setting* (Vol. 265, pp. 13–27). <https://doi.org/https://doi.org/10.1130/SPE265>
- Harambour, S., & Soffia, J. M. (1988a). *Evaluación geológica y petrolera del extremo norte de la provincia de Última Esperanza*. Informe inédito. Archivo técnico ENAP.
- Harambour, S., & Soffia, J. M. (1988b). Transición de margen pasivo a cuenca de antepaís: síntesis evolutiva para el extremo norte de Última Esperanza, Magallanes, Chile. *V Congreso Geológico Chileno*, A385–A402.
- Harris, B. (2017). *A CFD Study on the extraction of geothermal energy from abandoned oil and gas wells*. Department of Mechanical Engineering, McMaster University.
- Hauser, A. (1964). *La Zona glauconítica en la Plataforma Springhill. Magallanes, Chile*. Memoria de prueba para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.
- Hecht, R. (2002). Trazado, paisaje y territorio: Cerro Sombrero y la arquitectura del petróleo en Magallanes. *ARQ*, (51), 64–67.
- Hepbasli, A., & Tolga Balta, M. (2007). A study on modeling and performance assessment of a heat pump system for utilizing low temperature geothermal resources in buildings. *Building and Environment*, 42(10), 3747–3756. <https://doi.org/10.1016/j.buildenv.2006.09.003>
- Herve, F., Davidson, J., Godoy, E., Mpodozis, C., & Covacevich, V. (1981). The late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anales Academia Brasileira de Ciencias*, 53(2), 361–373.
- Horner, D. R. (1951). Pressure build-up in wells. *Third World Petroleum Congress*, 34, 316. The Hague.
- INE. (2003). *Resultados Generales Censo 2002*. Santiago de Chile: Instituto Nacional de Estadísticas. Comisión Nacional del XVII Censo Nacional de población y VI de vivienda.
- Johnson, C. (1990). *Antecedentes estratigráficos de la ribera sur del Seno Almirantazgo*. Memoria de prueba para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.
- Kappelmeyer, O., & Haenel, R. (1974). Geothermics with special reference of application. *Geoexpl. Monographs*, 238.

- Katz, H. R. (1959). *Reconocimiento geológico al sur del Seno Almirantazgo*. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- Katz, H. R. (1972). Plate tectonics and orogenic belt in the southeast Pacific. *Nature*, 237, 331–332.
- Keidel, I., & Hemmer, A. (1931). Informe preliminar sobre las investigaciones efectuadas en la región petrolífera de Magallanes en los meses de verano de 1928-1929. *Boletín Minero. Sociedad Nacional de Minería*, 48(388), 706–717.
- Klepeis, A., & Austin, J. A. (1997). Contrasting styles of superposed deformation in the southernmost Andes. *Tectonics*, 16(5), 755–776.
- Kujawa, T., Nowak, W., & Stachel, A. A. (2006). Utilization of existing deep geological wells for acquisitions of geothermal energy. *Energy*, 31(5), 650–664. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2005.05.002>
- Lagarrigue, S. (2019). *Formación sedimentaria como potencial reservorio geotermal de baja entalpía. Caso de estudio: Formación Springhill, Cuenca Magallanes, Andes Australes (52°S)*. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago de Chile.
- Lahsen, A. (1986). *Origen y potencial de energía geotérmica en los Andes de Chile* (J. Frutos, R. Oyarzún, & M. Pincheira, Eds.). Geología y Recursos Minerales, Universidad de Concepción.
- Lahsen, A., Rojas, J., Morata, D., & Aravena, D. (2015). Geothermal Exploration in Chile: Country Update. *World Geothermal Congress 2015*, (April), 1–7.
- Llopis, G., & Rodrigo, V. (2008). *Guía de la Energía Geotérmica*.
- Lund, J. W., & Boyd, T. L. (2016). Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics*, 60, 66–93. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.11.004>
- Malumián, N., Hromic, T., & Nández, C. (2013). El Paleógeno de la cuenca de Magallanes: bioestratigrafía y discontinuidades. *Anales Del Instituto de La Patagonia*, 41(1), 29–52. <https://doi.org/10.4067/s0718-686x2013000100003>
- Marchant, M. (1992). *Edad y paleoecología de las formaciones terciarias en el área de Dorado Sur Kimiri Aike Sur, Magallanes, Chile, mediante el estudio de foraminíferos (Protozoa Foraminiférida)*. Tesis presentada a la escuela de graduados de la Universidad de Concepción para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención en Zoología. Concepción, Chile.
- Mella, P. (2001). *Control tectónico en la evolución de la cuenca de antepaís de Magallanes, XII región, Chile*. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de la Tierra.
- Michael, P. (1983). *Emplacement and differentiation of Miocene plutons in the foothills of the southernmost Andes*. Columbia University.
- Mobil. (1979). *Hydrocarbon potential of the Magallanes Basin, Chile*. (Varios autores). Informe inédito Archivo Técnico ENAP.

- Montecinos, M. (2017). *Caracterización de Sistemas de Fallas Poligonales en unidades cretácicas y paleógenas de la cuenca de Magallanes y sus implicancias en el sistema petrolero, región de Magallanes y Antártica Chilena, Chile*. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de la Tierra.
- Moraga, J. (1996). *Prospección de hidrocarburos en cuencas de extensión precretácicas, Magallanes, Chile*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.
- Morales, F., De la Cerda, C., Walther, R., Eggen, B., & Henríquez, M. (2018). *Manual de desarrollo de proyectos de Energía Distrital*. Retrieved from http://www.minenergia.cl/archivos_bajar/consulta_ciudadana/2018/07/MANUAL_ENERGI_A_DISTRITAL.pdf
- Mordojovich, C. (1948). *Descripción de testigos*. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- Mordojovich, C. (1951). *Geología de subsuperficie, Península Espora, Tierra del Fuego*. Informe inédito, Archivo Técnico ENAP.
- Mpodozis, C., Mella, P., & Padva, D. (2011). Estratigrafía y megasecuencias sedimentarias en la cuenca Austral – Magallanes , Argentina y Chile. *VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 97–138.
- Mpodozis, C., & Ramos, V. (1989). Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. In Ericksen, Cañas, & Reinemund (Eds.), *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources* (pp. 59–90). Houston, Texas.
- Muñoz, M., Meneses, E., & Morata, D. (2018). Geothermal Potential to Meet Heat Demand in Magallanes, Chilean Patagonia. *World Geothermal Congress 2020*, 1–12. Reykjavik, Iceland: Artículo en preparación.
- Natland, M. L., González, E., Cañon, A., & Ernst, M. (1974). A system of stages for correlation of Magallanes basin sediments. *The Geological Society of America, Memoir 139*, 1–26.
- Nelson, E. P. (1982). Post-tectonic uplift of the Cordillera Darwin orogenic core complex: evidence from fission track geochronology and closing temperature-time relationships. *Journal of the Geological Society of London*, 139(6), 755–761.
- Nelson, E. P., Dalziel, I. W. D., & Milnes, A. G. (1980). Structural geology of the Cordillera Darwin - collisional-style orogenesis in the southernmost Chilean Andes. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 73(3), 727–751.
- Olivero, E. B., & Martinioni, D. R. (2001). A review of the geology of the Argentinian Fuegian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 14(2), 175–188. Retrieved from [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00016-5](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00016-5)
- Petterson, T. D. (1994). Variation of energy consumption in dwellings due to climate, building and inhabitants. *Energy and Buildings*, 21(3), 209–218. [https://doi.org/10.1016/0378-7788\(94\)90036-1](https://doi.org/10.1016/0378-7788(94)90036-1)
- Phetteplace, G., Mildenstein, P., Overgaard, J., Rafferty, K., Wade, D. W., Meyer, V., ...

- Tredinnick, S. (2013). *ASHRAE's District Heating Guide*. Retrieved from www.ashrae.org/publicationupdates.
- Pittion, J. L., & Arbe, H. A. (1999). Sistema petrolero de la Cuenca Austral. *IV Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 506. Mar del Plata, Argentina.
- Prieto, X. (1993). *Geología del sector comprendido entre Seno Última Esperanza y Seno Obstrucción, región de Magallanes, Chile*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología. Santiago.
- Quartino, B. (1952). *Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos La Plata y Fontana*. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires. Tesis 717. (Inédito).
- Ramos, V., Haller, M. J., & Butron, F. (1986). Geología y evolución tectónica de las islas Barnevelt, Atlántico Sur. *Revista de La Asociación Geológica Argentina*, 41(1–2), 137–154.
- Recknagel, H., Sprenger, E., & Schramek, E.-R. (2009). *Taschenbuch für Heizung und Klimatechnik* (74th ed.; E.-R. Schramek, Ed.). München: Oldenbourg Industrieverlag München.
- Reyes, A. G. (2007). Abandoned oil and gas wells: a reconnaissance study of an unconventional geothermal resource. *GNS Science*, (July), 36.
- Riccardi, A. (1971). Estratigrafía en el oriente de la Bahía de la Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina. *Revista Museo de La Plata VII, Geología*(61), 245–318.
- Riccardi, A. (1976). Paleontología y edad de la Formación Springhill. *Primer Congreso Geológico Chileno*, C41–C56.
- Rojas, L. (1990). *Sección estructural del bloque Cordillera Nariz, sector suroccidental de la Isla de Tierra del Fuego, XII Región*. Taller de título II. Departamento Geología y Geofísica, Universidad de Chile, Santiago. Archivo Técnico ENAP.
- Rojas, M. F. (2005). *Sistema fronterizo Paso CL/AR El Pehuenche*. Memoria de Título. Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Santiago.
- Røksland, M., Basmoen, T. A., & Sui, D. (2017). Geothermal Energy Extraction from Abandoned Wells. *Energy Procedia*, 105(1876), 244–249. <https://doi.org/10.1016/j.egypro.2017.03.309>
- Rose, J. F. (1977). *The Upper Cretaceous and Tertiary marine cytheracean ostracods of the Magallanes Basin, southern Chile*. Ph D Thesis, University of Hull, Inglaterra.
- Sáez, M. (2017). *Análisis sismoestratigráfico del cenozoico en sector norte de Isla Grande de Tierra del Fuego: Cuenca de Magallanes: integración de datos de subsuelo y afloramientos*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.
- Sanyal, S. K., & Butler, S. J. (2010). Geothermal Power Capacity from Petroleum Wells – Some Case Histories of Assessment. *World Geothermal Congress*, (April), 25–29. Retrieved from https://pangea.stanford.edu/ERE/db/IGAstandard/record_detail.php?id=6797

- Sengers, J. V., & Watson, J. T. R. (1986). *Journal of Physical and Chemical Reference Data*, 15, 1291–1322.
- SERNAGEOMIN. (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. In *Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital*. (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.
- Sharma, P. V. (2002). *Environmental and engineering geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Skewes, M. (1980). Estudio geoquímico y petrológico de los basaltos e inclusiones ultramáficas del campo Pali Aike, Magallanes, XII Región. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, Santiago.
- Sokołowski, J. (1999). *Methodology and Technology of Extracting Geothermal Energy from Single Well (Metodyka i technologia uzyskiwania użytecznej energii geotermicznej z pojedynczego otworu)*. Cracow.
- Stefani, E. (2018). *Metodología para el desarrollo de calefacción geotérmica distrital mediante la rehabilitación de pozos petroleros con aplicación en Punta Delgada, Región de Magallanes*. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología.
- Stefani, E., Muñoz, M., Morata, D., Rojas, L., & Meneses, E. (2018). *Rehabilitation of Petroleum Wells as Borehole Heat Exchangers to Provide Heat for District Heating Networks in Small Towns or Villages: Case Study in Magallanes Basin, Chilean Patagonia* (pp. 1–9). pp. 1–9. Artículo en preparación.
- Storey, B. C., & Macdonald, D. I. M. (1984). Processes of formation and filling of a Mesozoic back-arc basin on the island of South Georgia. In B. P. Kokelaar & M. F. Howells (Eds.), *Marginal basin geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins* (pp. 207–218). Geological Society of London Special Publication 16.
- Suarez, M., & Pettigrew, T. H. (1976). An Upper Mesozoic island-arc-back-arc system in the southern Andes and South Georgia. *Geological Magazine*, 113(4), 305–328.
- Thomas, C. R. (1949). Geology and Petroleum Exploration in Magallanes Province, Chile. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 33(9), 1553–1578.
- Wang, S., Yan, J., Li, F., Hu, J., & Li, K. (2016). Exploitation and utilization of oilfield geothermal resources in China. *Energies*, 9(10), 1–13. <https://doi.org/10.3390/en9100798>
- Wilson, T. J. (1991). Transition from back arc to foreland basin development in the southern Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, 103(1), 98–111. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1991\)103<0098:TFBATF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<0098:TFBATF>2.3.CO;2)
- Winn, R., & Dott, R. (1979). Deep-water fan channel conglomerates of late cretaceous age, Southern Chile. *Sedimentology*, 26, 203–228.
- Zoth, G., & Haenel, R. (1988). Thermal Conductivity. In R. Haenel, L. Rybach, & L. Stegena

(Eds.), *Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination* (pp. 449–466).
<https://doi.org/10.1007/978-94-009-2847-3>

ANEXOS

Anexo A. Estratigrafía de pozos

Tabla A.1. Techo, base y potencia para las unidades presentes en la localidad de Punta Delgada. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.

Pozo		CHULENGO1			MERIC1			MERIC2			NIKA3		
Unidad	ME	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot
Fluvio-glacial		0	50	50	0	53	53	0	51	51	0	96	96
Palomares		50	357	307	53	295	242	51	306	255	96	290	194
Filaret		357	647	290	295	585	290	306	596	290	290	580	290
Brush Lake		647	977	330	585	885	300	596	896	300	580	980	400
Areniscas arcillosas	a1	977	1432	455	885	1270	385	896	1294	398	980	1548	568
Grupo Bahía Inútil	a1b	1432	1582	150	1270	1420	150	1294	1444	150	1548	1698	150
Zona glauconítica		1582	1772	190	1420	1610	190	1444	1634	190	1698	1888	190
Lutitas arenosas	g7	1772	2092	320	1610	1921	311	1634	1936	302	1888	2205	317
Lutitas gris-verdosas	i10	2092	2344	252	1921	2121	200	1936	2181	245	2205	2428	223
Margas	c1	2344	2437	93	2121	2219	98	2181	2271	90	2428	2545	117
Lutitas con ftanitas	c5/c8	2437	2593	156	2219	2371	152	2271	2400	129	2545	2701	156
Estratos con Favrella	c11	2593	2726	133	2371	2494	123	2400	2507	107	2701	2852	151
Springhill	tas	2726	2787	60	2494	2522	28	2507	2548	41	2852	2910	58
Serie tobífera	tst	2787	2821	34	2522	2538	16	2548	2551	3	2910	2923	13

Tabla A.2. Techo, base y potencia para las unidades presentes en la localidad de Cerro Sombrero. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.

Pozo		SOMBRERO1			SOMBRERO2			SOMBRERO22			SOMBRERO EST2		
Unidad	ME	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot
Fluvio-glacial		0	42	42	0	34	34	0	19	19	0	40	40
Palomares		42	220	178	34	261	227	19	117	99	40	212	172
Filaret		220	500	280	261	491	230	117	502	385	212	472	260
Brush Lake		500	825	325	491	821	330	502	830	328	472	772	300
Areniscas arcillosas	a1	825	951	126	821	951	130	830	951	121	772	951	179
Grupo Bahía Inútil	a1b	951	1300	350	951	1254	304	951	1321	371	951	1158	208
Zona glauconítica		1300	1468	168	1254	1454	200	1321	1505	184	1158	1358	200
Lutitas arenosas	g7	1468	1765	297	1454	1742	288	1505	1815	310	1358	1628	270
Lutitas gris-verdosas	i10	1765	1950	185	1742	1937	195	1815	1972	157	1628	1776	148
Margas	c1	1950	2025	75	1937	2026	89	1972	2064	92	1776	1870	94
Lutitas con ftanitas	c5/c8	2025	2153	128	2026	2154	128	2064	2195	131	1870	2000	130

Estratos con Favrella	c11	2153	2232	79	2154	2229	75	2195	2278	83	2000	2069	69
Springhill	tas	2232	2265	33	2229	2271	41	2278	2312	34	2069	2080	12
Serie tobífera	tst	2265	2271	6	2271	2279	8	2312	2319	7	2080	2700	620

Tabla A.3. Techo, base y potencia para las unidades presentes en el paso fronterizo Monte Aymond. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.

Pozo		M AYMOND15			M AYMOND19			M AYMOND22			M AYMOND31		
Unidad	ME	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot
Fluvio-glacial		0	135	135	0	180	180	0	180	180	0	185	185
Palomares		135	362	227	180	469	289	180	448	268	185	386	201
Filaret		362	610	248	469	725	256	448	738	290	386	676	290
Brush Lake		610	927	317	725	982	257	738	950	212	676	974	298
Areniscas arcillosas	a1	927	1086	159	982	1202	220	950	1162	212	974	1196	222
Grupo Bahía Inútil	a1b	1086	1236	150	1202	1338	136	1162	1318	156	1196	1328	132
Zona glauconítica		1236	1426	190	1338	1512	174	1318	1496	178	1328	1512	184
Lutitas arenosas	g7	1426	1723	297	1512	1786	274	1496	1783	287	1512	1812	300
Lutitas gris-verdosas	i10	1723	1952	229	1786	2004	218	1783	1969	186	1812	2024	212
Margas	c1	1952	2075	123	2004	2128	124	1969	2070	101	2024	2136	112
Lutitas con ftanitas	c5/c8	2075	2217	142	2128	2267	139	2070	2224	154	2136	2303	167
Estratos con Favrella	c11	2217	2287	70	2267	2359	92	2224	2288	64	2303	2372	69
Springhill	tas	2287	2333	46	2359	2394	36	0	0	0	2372	2399	27
Serie tobífera	tst	2333	2339	6	2394	2538	144	2288	2349	62	2399	2440	41

Tabla A.4. Techo, base y potencia para las unidades presentes en el paso fronterizo San Sebastián. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.

Pozo		CARMEN2			CARMEN7			GAVIOTA1			GAVIOTA7		
Unidad	ME	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot
Fluvio-glacial		0	23	23	0	23	23	0	23	23	0	23	23
Palomares		23	408	385	23	159	136	23	194	171	23	208	185
Filaret		408	668	260	159	363	204	194	392	198	208	471	263
Brush Lake		668	1227	559	363	650	287	392	651	259	471	725	254
Areniscas arcillosas	a1	1227	1430	203	650	971	321	651	908	257	725	1068	343
Grupo Bahía Inútil	a1b	1430	1559	129	971	1215	244	908	1075	167	1068	1208	140
Zona glauconítica		1559	1755	196	1215	1524	309	1075	1403	328	1208	1377	169
Lutitas arenosas	g7	1755	1942	187	1524	1829	305	1403	1739	336	1377	1718	341
Lutitas gris-verdosas	i10	1942	2020	78	1829	1937	108	1739	1866	127	1718	1895	177
Margas	c1	2020	2105	85	1937	2018	81	1866	1957	91	1895	1997	102
Lutitas con ftanitas	c5/c8	2105	2236	131	2018	2152	134	1957	2082	125	1997	2155	158
Estratos con Favrella	c11	2236	2314	78	2152	2216	64	2082	2162	80	2155	2238	83
Springhill	tas	2314	2342	28	2216	2228	12	2162	2175	13	2238	2303	65

Serie tobífera	tst	2342	2349	7	2228	2276	48	2175	2185	10	2303	2314	11
----------------	-----	------	------	---	------	------	----	------	------	----	------	------	----

Tabla A.5. Techo, base y potencia para las unidades presentes en Posesión. Todos los datos están en metros. ME: Marker eléctrico.

Pozo		CAÑADON41			POSESION1			POSESION2			POSESION63		
Unidad	ME	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot	Techo	Base	Pot
Fluvio-glacial		0	168	168	0	85	85	0	85	85	0	122	122
Palomares		168	368	200	85	223	138	85	245	160	122	282	160
Filaret		368	478	110	223	483	260	245	459	214	282	552	270
Brush Lake		478	738	260	483	653	170	459	657	198	552	740	188
Areniscas arcillosas	a1	738	904	166	653	803	150	657	784	127	740	920	180
Grupo Bahía Inútil	a1b	904	954	50	803	848	45	784	889	105	920	994	74
Zona glauconítica		954	1032	78	848	938	90	889	943	54	994	1029	35
Lutitas arenosas	g7	1032	1277	245	938	1206	268	943	1186	243	1029	1285	256
Lutitas gris-verdosas	i10	1277	1529	252	1206	1390	184	1186	1401	215	1285	1500	215
Margas	c1	1529	1622	93	1390	1488	98	1401	1492	91	1500	1595	95
Lutitas con ftanitas	c5/c8	1622	1792	170	1488	1660	172	1492	1662	170	1595	1767	172
Estratos con Favrella	c11	1792	1854	62	1660	1717	57	1662	1723	61	1767	1828	61
Springhill	tas	1854	1904	50	1717	1769	52	1723	1771	49	1828	1875	48
Serie tobífera	tst	1904	1930	26	1769	1797	28	1771	1779	7	1875	1917	42

Anexo B. Columnas estratigráficas

Se presentan las columnas de la localidad de Cerro Sombrero y San Sebastián, las que no han sido incluidas en el informe, pero que se utilizaron en la determinación de la conductividad térmica y en la distinción de la profundidad de la secuencia cretácica. Las líneas amarilla y roja representan los límites de techo y base de dicha secuencia.

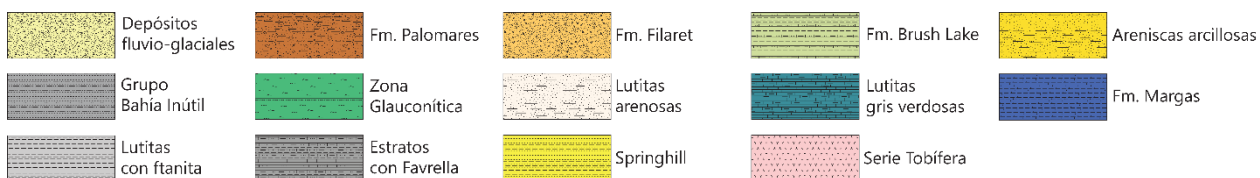


Figura B.7. Leyenda para las columnas de las figuras a continuación.

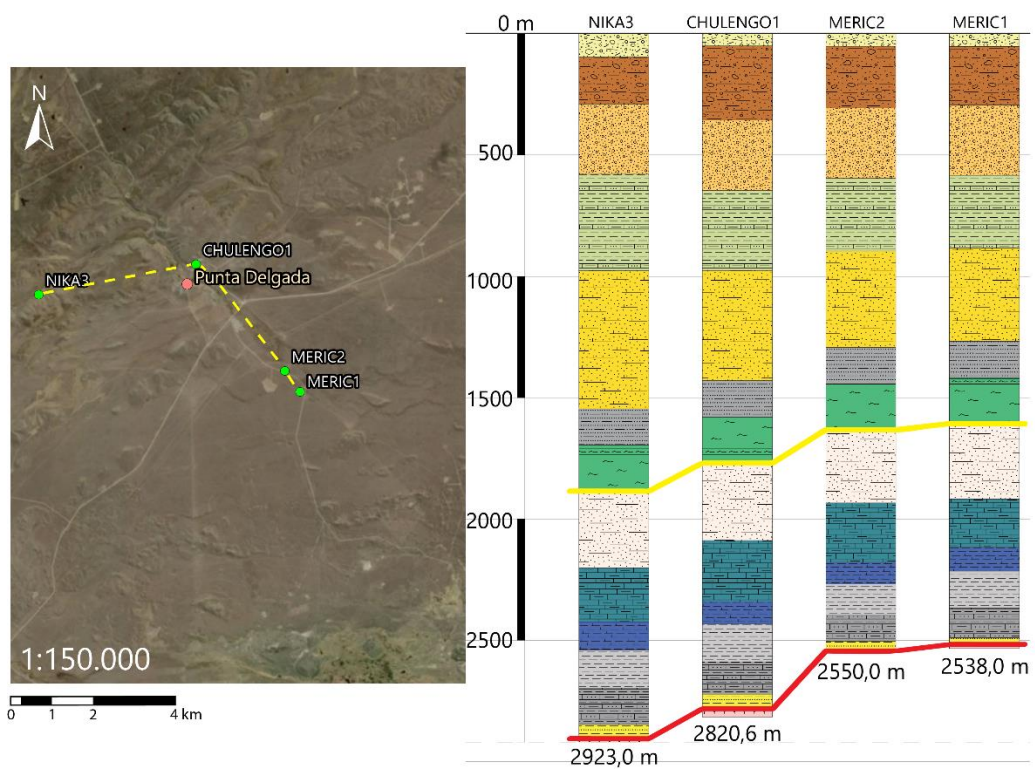


Figura B.8. Columnas estratigráficas para los pozos de Punta Delgada. Las líneas amarilla y roja representan los límites de techo y base del paquete cretácico respectivamente.

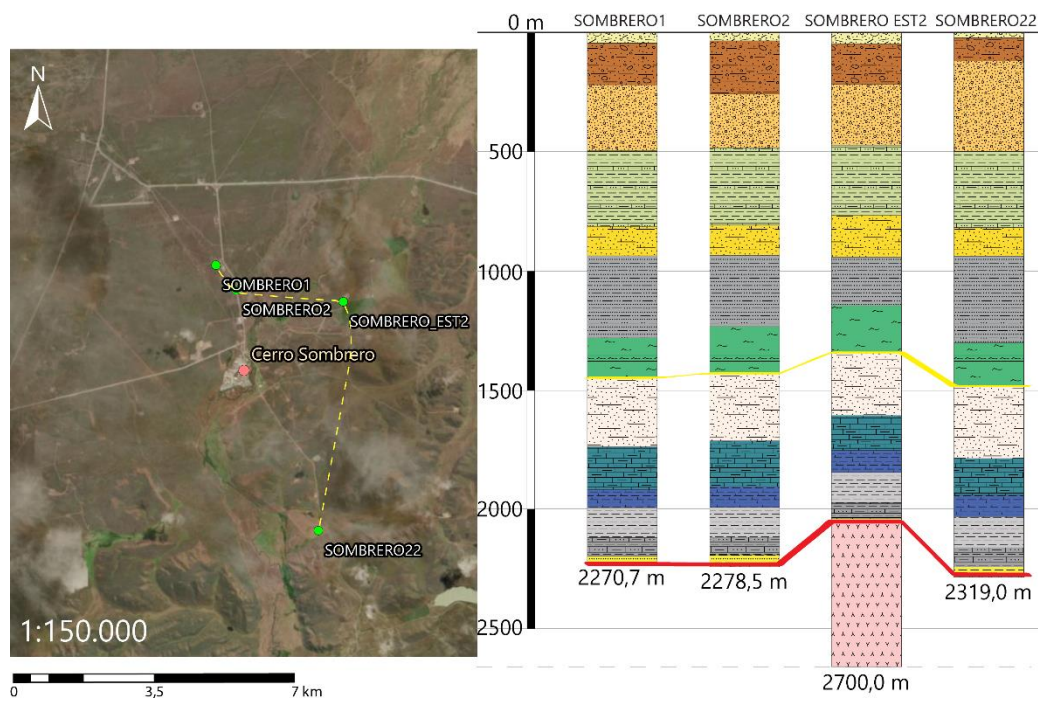


Figura B.9. Columnas estratigráficas para los pozos de Cerro Sombrero.

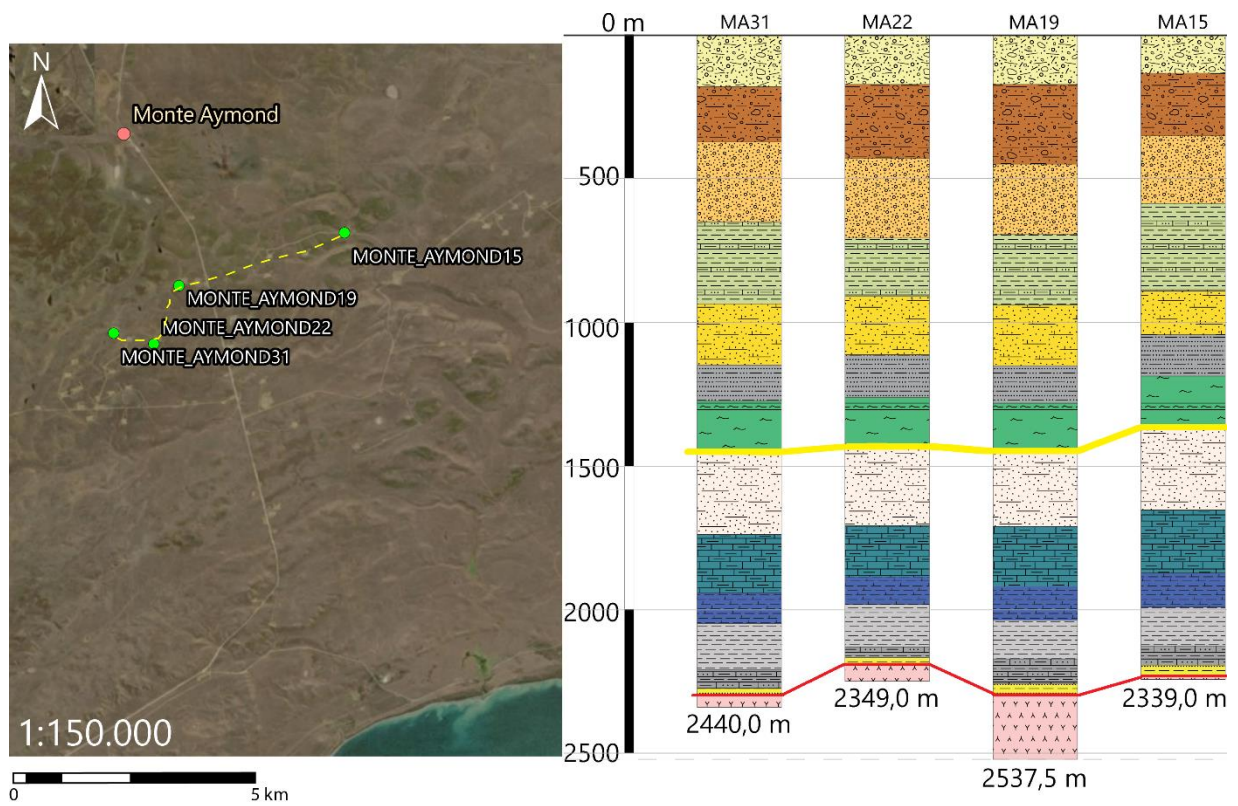


Figura B.10. Columnas estratigráficas para los pozos de Monte Aymond.

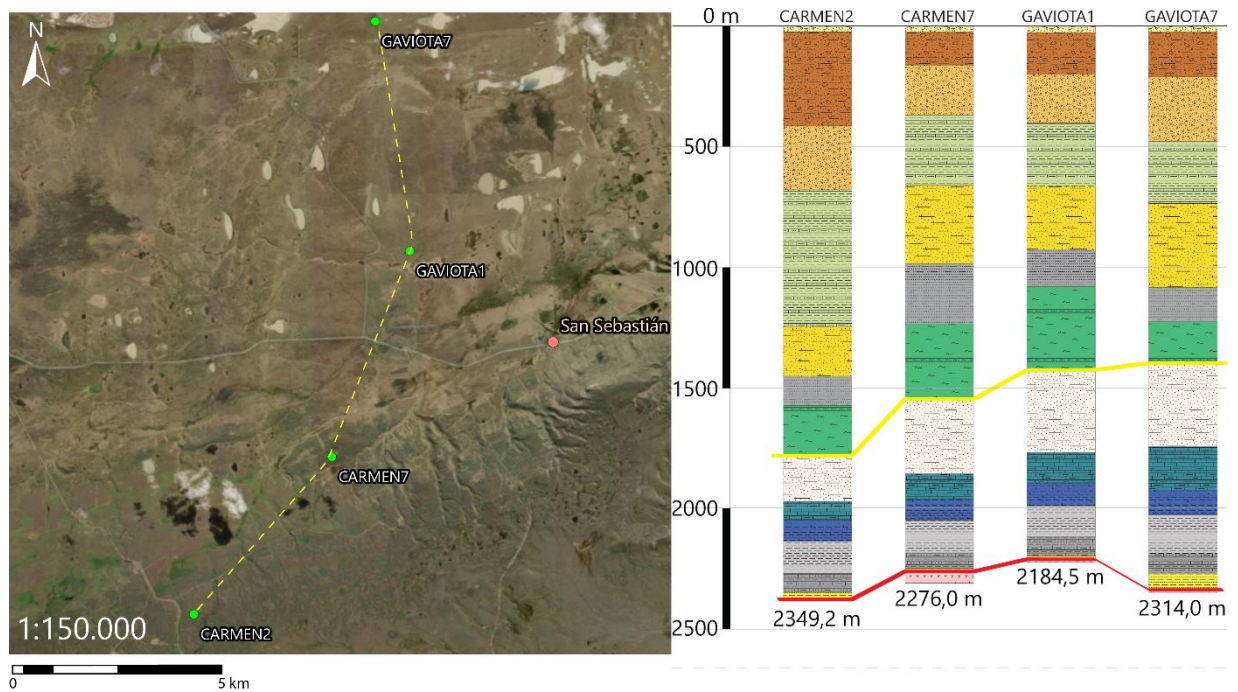


Figura B.11. Columnas estratigráficas para los pozos de San Sebastián.

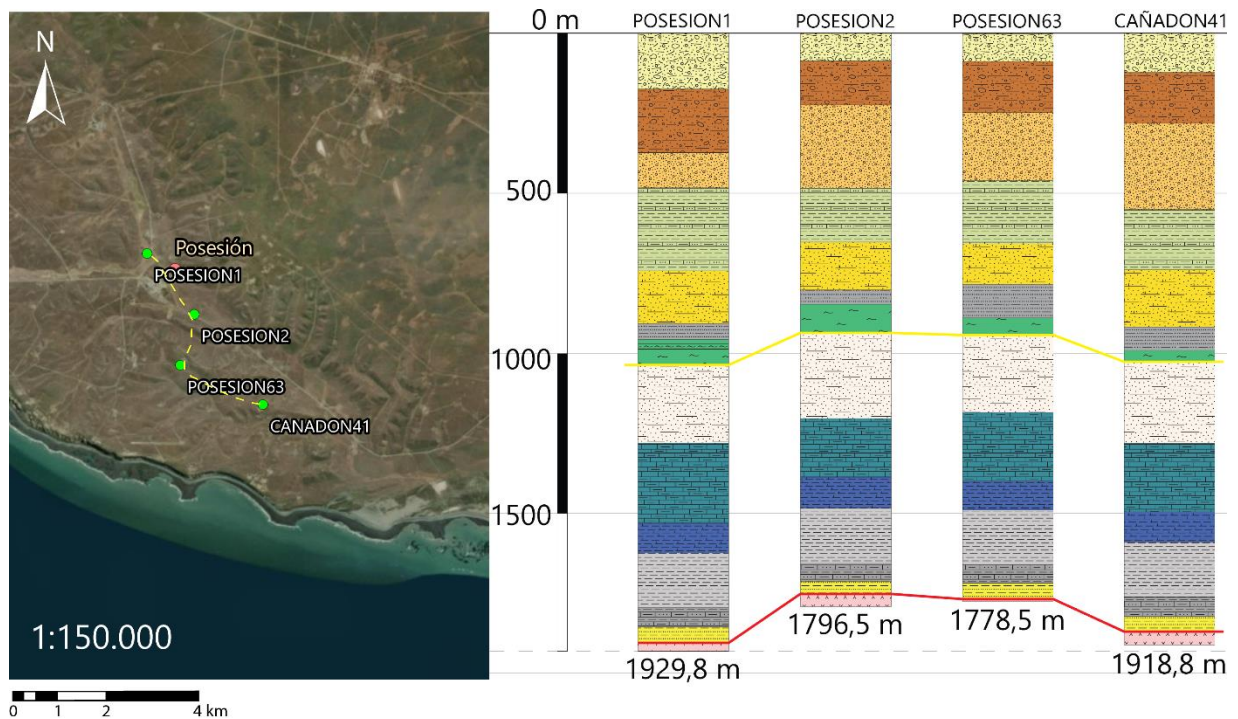


Figura B.12. Columnas estratigráficas para los pozos de campamento Posesión.

Anexo C. Potencial geotérmico en la cuenca de Magallanes

Se adjuntan los valores de potencial geotérmico y de temperatura de salida para todos los pozos estudiados con un caudal de flujo uniforme de 1 kg/s. Se han incluido la temperatura de fondo y el gradiente geotermal promedio, según el cual aparecen ordenados los datos.

Tabla C.1. Potencial geotérmico y temperatura de salida en relación con la profundidad, la temperatura del fondo y el gradiente geotermal promedio registrado en cada pozo, para 1 kg/s de caudal. Los datos están tabulados según gradiente promedio decreciente. Se destacan en color azul las celdas de los pozos de Punta Delgada, en verde los de Cerro Sombrero, en rosa los de Monte Aymond, en amarillo los de San Sebastián y en naranja los de Campamento Posesión.

Pozo	Temperatura de salida [°C]	Calor total en salida [kW]	Largo pozo [m]	Temperatura del fondo [°C]	Gradiente geotermal promedio [°C/km]
SOMBRERO2	90	376	2279	134	59
M AYMOND31	92	386	2440	146	56
POSESION63	66	278	1917	117	54
M AYMOND19	94	393	2538	136	54
CAÑADON41	61	255	1930	86	54

POSESION2	53	222	1779	89	50
POSESION1	56	236	1797	89	50
CARMEN7	71	296	2276	96	49
GAVIOTA7	76	319	2314	99	49
M AYMOND22	68	283	2349	97	47
M AYMOND15	74	309	2339	109	47
SOMBRERO EST2	89	373	2700	138	46
GAVIOTA1	61	254	2185	99	45
NIKA3	85	358	2923	128	44
CHULENGO1	78	326	2822	122	43
MERIC2	73	306	2551	106	41
MERIC1	70	293	2538	112	40
SOMBRERO1	60	253	2271	88	39
SOMBRERO22	61	256	2319	88	38
CARMEN2	59	248	2350	86	37