



## **Tesis de maestría**

---

Estimación de la distribución de temperatura en subsuelo y  
cálculo del flujo de calor en el sector noroeste de la Cuenca Norte  
(Uruguay)

**Estudiante: Ing. Ricardo De León**

**Tutora: Dra. Ethel Morales**

**Co-tutor: Dr. Fábio Pinto Vieira**

**Montevideo, Uruguay 2020**

**Tutor:** Dr. Ethel Morales

Integrantes del tribunal evaluador: .....

.....

.....

**Fecha:**

**Calificación:**

**Autor:** Ricardo José De León Carreño

**Título:** Estimación de la distribución de la temperatura en subsuelo y cálculo del flujo de calor en el sector noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay).

Tesis de Maestría – PEDECIBA Geociencias

Facultad de Ciencias, UDELAR (2020) – 111 pp.

**Agradecimientos**

Primeramente a **Dios** por permitirme cumplir mis metas en la vida y por cada bendición que me entrega cada día.

A mi mama **Milagros Carreño**, por ser mi pilar, mi ejemplo a seguir y por estar siempre a mi lado apoyándome en todo momento sin importar cuanto o cuando pueda necesitar de ella. Aprovecho estas etapas para además de agradecerte, dedicártelas porque con los hechos quiero agradecerte más **¡mamá!**

A mi papa **Ricardo De León**, por ser otro ejemplo y pilar en mi vida, por ayudarme en la vida en general para seguir adelante sin importar lo cerca o lejos que esté. Esto también es para ti.

A mis **hermanos**, por brindarme todos sus mejores y más positivos apoyos en las buenas y en las malas.

A la **Ing. Eliana Pérez**, por ayudarme, ser mi compañera en la vida y estar conmigo siempre que necesite brindándome su cariño y sus conocimientos profesionales y morales en cada momento.

A la profesora **Ethel Morales**, por darme un voto de confianza desde un comienzo sin conocerme, por guiarme en todo este camino y en cada momento que necesite. Por brindarme todos sus conocimientos científicos y ser muy responsable y atenta en todo instante. **¡Muchas gracias!**

Al profesor **Fábio Pinto**, por ser una parte clave e importante en este proyecto al brindarme profesionalmente sus conocimientos y ser de gran apoyo para el desarrollo del mismo. **¡Muito obrigado!**

A **Agostina Pedro**, por su amabilidad y ayuda siempre que acudí con alguna duda y por ser parte de esta investigación con sus valiosos conocimientos.

A **Analía Fein**, por ser una guía, porque en todo tramite, en toda duda y en cualquier momento siempre que estuvo a su alcance, me ayudo a hacer las cosas bien y a estar encaminado. Muchas gracias.

A todos los que participaron en esta etapa conmigo y que se me pueda escapar, mis disculpas y mis más sinceras **¡Gracias!**

A ANCAP y CeReGAS por haber facilitado parte de los datos empleados en el desarrollo de este trabajo.

A la Universidad de la República por permitirme realizar estudios de postgrados en sus instalaciones.

## Resumen

Las cuencas Paraná y Chacoparanaense se corresponden con una extensa área de sedimentación gondwánica, la que se extiende parcialmente por los territorios de Brasil, Argentina, Paraguay y Uruguay. La porción más austral de la Cuenca Paraná recibe en el territorio uruguayo el nombre de Cuenca Norte. La misma se desarrolla en la región centro-norte de Uruguay, siendo el sector noroeste el comprendido en esta investigación. En el área de estudio se presenta el denominado Sistema Acuífero Guaraní (SAG), el que se ubica a profundidades crecientes hacia el Oeste, por debajo de una espesa cobertura de basaltos, que en algunos sectores supera los 1.000 m, lo que le otorga características de termalismo y surgencia. Las temperaturas encontradas en el SAG oscilan entre 34 °C y 48 °C y, por tanto, son reconocidas como temperaturas de baja entalpía. Actualmente son empleadas con fines de recreación y turismo. En este trabajo se realizó la estimación de las temperaturas de superficie y subsuelo, a partir de una base de datos diversa, a efectos de determinar el gradiente geotérmico y el flujo de calor terrestre. Los gradientes geotérmicos estimados para los pozos del área de estudio se ubican entre 15 °C/km y 30 °C/km, siendo la región oeste del departamento de Salto la que presenta los valores más elevados. El flujo de calor se mantuvo en una media de 60 mW/m<sup>2</sup>, de forma coherente con lo que ocurre en ambientes continentales. En ningún caso se consideró la ocurrencia de anomalías geotérmicas, al encontrarse los valores obtenidos próximos a la media global. Adicionalmente, se estimaron las pérdidas de calor durante el ascenso del agua desde el reservorio geotermal para cada uno de los pozos del área de estudio. Encontrándose que, bajo los caudales presentes, dichas pérdidas pueden en la mayoría de los casos, considerarse despreciables. Por lo dicho, las medidas de temperatura del agua en superficie pueden ser consideradas como representativas de las temperaturas del agua en el reservorio geotermal siempre que se utilicen equipos adiabáticos. Como consecuencia de los resultados obtenidos, el sector oeste del departamento de Salto se presenta como el área de mayor interés para futuros proyectos geotérmicos.

**Palabras Clave:** Gradiente geotérmico, geotermia de baja entalpía, Sistema Acuífero Guaraní (SAG).

## Abstract

The Parana and Chacoparanaense basins represent a large area of gondwanic sedimentation, partially covering the territories of Brasil, Argentina, Paraguay and Uruguay. The southernmost part of Parana Basin is located in uruguayan territory called Norte Basin. This place is found in the Uruguay's center-north region, being the northwest sector the region covered in this investigation. In the study area is the so-called Guaraní Aquifer System (SAG), located at increasing depths towards the west, under a thick volcanic rock coverage (basalts), which in some places exceeds 1.000 m, giving it thermalism and upwelling characteristics. Temperatures found on SAG range between 34 °C y 48 °C and, therefore, they are recognized as low-enthalpy geothermal energy, currently, being developed for recreation and tourism purposes. In this work, the surface and subsurface temperature estimation was carried out from a database diverse, with the purpose of get the geothermal gradient and heat flow. Geothermal gradients estimated by wells located in the study area ranged between 15 °C/km y 30 °C/km, being the west region of Salto department the place with the highest values. The heat flow kept a mean of 60 mW/m<sup>2</sup>, which is consistent with continental environments. Geothermal anomalies were not considered at all, because the values were around global mean. Additionally, heat loss was calculated taking into account an outflow from bottom hole in every well considered in the work. Resulting that, because of flow present, such losses can be, in the most of cases, negligible. Whereby, the water temperature measurements on surface can be considered similar to in situ temperature if adiabatic equipments are used. Finally, as result of this work, the west sector of Salto department is presented like the area with the most interest to next geothermal projects.

**Keywords:** Geothermal gradient, low-enthalpy geothermal, Guaraní Aquifer System (SAG).

## Índice de figuras

<b>Figura 3.1:</b> <i>Ubicación geográfica del área de estudio.</i> .....	17
<b>Figura 3.2:</b> <i>Mapa geomorfológico del Uruguay (Panario, 1988), indicando el área de estudio (rectángulo rojo).</i> .....	18
<b>Figura 4.1:</b> <i>Cuencas Paraná y Chacoparanense ubicadas en distintos países de Sudamérica (Modificado de Franca et al., 1995 en Marmisolle, 2015).</i> .....	19
<b>Figura 4.2:</b> <i>Columna estratigráfica de Cuenca Norte. (???) Indican la posible continuidad de estas unidades hacia el Oeste. Tomado de Marmisolle, (2015).</i> .....	23
<b>Figura 4.3:</b> <i>Cuencas onshore de Uruguay y las megasecuencias aflorantes. Modificado de Veroslavsky et al., (2006) en Marmisolle (2015).</i> .....	24
<b>Figura 4.4:</b> <i>Corte geológico del sector noroeste de la Cuenca Norte. Modificado de De Santa Ana et al. (2006).</i> .....	29
<b>Figura 5.1:</b> <i>Diagrama T-v de una sustancia pura. Tomado de (Yunus y Boles, 2012).</i>	31
<b>Figura 6.1:</b> <i>Ubicación geográfica de los pozos en el área de estudio (Noroeste de la Cuenca Norte).</i> .....	42
<b>Figura 6.2:</b> <i>Ejemplo del gráfico de Horner. Tomado de Beardsmore y Cull (2001).</i> .....	44
<b>Figura 6.3:</b> <i>Perfil de temperatura transitoria en una superficie solida expuesta a convección. Tomado de Yunus y Afshin (2011).</i> .....	54
<b>Figura 6.4:</b> <i>Distribución empleada de la temperatura en un pozo para el cálculo de las pérdidas de calor. Tomado de Alvarado y Bánzer (2002).</i> .....	56
<b>Figura 7.1:</b> <i>Mapa de la Temperatura de superficie para el área de estudio.</i> .....	71
<b>Figura 7.2:</b> <i>Comportamiento de la BHT para los pozos Belén, Pelado y Yacaré.</i> .....	72
<b>Figura 7.3:</b> <i>Gráfico de Horner aplicado al pozo Pelado.</i> .....	74
<b>Figura 7.4:</b> <i>Gráfico de Horner aplicado al pozo Yacaré.</i> .....	75
<b>Figura 7.5:</b> <i>Perfil de temperatura obtenido en el pozo Yacaré mediante la correlación de Schlumberger en el track 6. RhoFI (track 5) representa la densidad del filtrado del lodo. ILD (Deep Induction Log) en el track 2.</i> .....	77

<b>Figura 7.6:</b> Perfil de temperatura del pozo Itacumbú obtenido mediante la correlación de Schlumberger en el track 6. RhoFI (track 5) representa la densidad del filtrado del lodo. ILD (Deep Induction Log) en el track 2. ....	78
<b>Figura 7.7:</b> Perfiles de resistividad y potencial espontáneo (SP) del pozo Belén mostrando secciones no empalmadas y sin información. ILD (Deep Induction Log) en el track 2. ILM (Medium Induction Log) en el track 3. ....	79
<b>Figura 7.8:</b> Comportamiento de la temperatura con la profundidad para el área de estudio. ....	82
<b>Figura 7.9:</b> Temperatura vs profundidad para los pozos del área de estudio. Se indica el gradiente geotérmico calculado. ....	87
<b>Figura 7.10:</b> Comparacion entre perfiles de temperaturas regristrados (negro) y calculados (azul) para los pozos Itacumbú, Belén y Yacaré. ....	88
<b>Figura 7.11:</b> Mapa de Gradiente geotérmico ( $^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ) para el área de estudio. ....	90
<b>Figura 7.12:</b> Mapa de Flujo de calor ( $\text{mW}/\text{m}^2$ ) para el área de estudio. ....	91
<b>Figura 7.13:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Altos de Arapey. ....	94
<b>Figura 7.14:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Arapey. ....	94
<b>Figura 7.15:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Arapey 2. ....	95
<b>Figura 7.16:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Belén. ....	96
<b>Figura 7.17:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Club Remeros. ....	96
<b>Figura 7.18:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Colonia Viñar. ....	97
<b>Figura 7.19:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Daymán. ....	97
<b>Figura 7.20:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Quebracho. ....	98
<b>Figura 7.21:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Horacio Quiroga. ....	99
<b>Figura 7.22:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Kanarek. ....	100
<b>Figura 7.23:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Posada del Siglo XXI. ....	100
<b>Figura 7.25:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo Ose Salto. ....	101
<b>Figura 7.26:</b> Pérdida de calor calculada para el pozo San Nicanor. ....	102

<b>Figura 7.27:</b> <i>Pérdida de calor calculada para el pozo Pelado.....</i>	102
<b>Figura 7.28:</b> <i>Pérdida de calor calculada para el pozo Gaspar.....</i>	103
<b>Figura 7.29:</b> <i>Pérdida de calor calculada para el pozo Yacaré. ....</i>	103

## Índice de tablas

<b>Tabla 5.1.</b> Valores promedios de gradientes geotérmicos. Tomado de <i>Plate River Associates, Inc.</i> , 2003.....	37
<b>Tabla 5.2.</b> Flujo de calor promedio. Tomado de (Stein, 1995).....	38
<b>Tabla 5.3.</b> Clasificaciones de recursos geotermales de acuerdo a diferentes autores por medio de la temperatura ( <i>Celsius</i> ) (Inga S. Moeck, 2014). ....	40
<b>Tabla 6.1.</b> Coeficientes para la determinación de $T_D$ . Tomado de Beardsmore y Cull, (2001).....	46
<b>Tabla 6.3.</b> Conductividades térmicas de las formaciones de la Cuenca de Paraná. Tomado de (Gomes y Hamza, 2003). ....	50
<b>Tabla 6.4.</b> Conductividades térmicas de las rocas sugeridas por distintos autores. Tomado de Beardsmore y Cull (2001) .....	51
<b>Tabla 7.1.</b> Pozos completados en la zona de estudio (Figura 6.1).....	61
<b>Tabla 7.2.</b> Topes de las formaciones de la Cuenca Norte de Uruguay (N/P: No está presente) .....	62
<b>Tabla 7.3.</b> Topes de las formaciones de la Cuenca Norte de Uruguay (N/P: No está presente) (Continuación) .....	63
<b>Tabla 7.4.</b> Topes de las formaciones de la Cuenca Norte de Uruguay (N/P: No está presente) (Continuación) .....	64
<b>Tabla 7.5.</b> Temperaturas estimadas a través de geotermómetros por Pedro y Morales (2020).....	66
<b>Tabla 7.6.</b> Perfiles de pozos .....	67
<b>Tabla 7.7.</b> Información disponible en cada pozo.....	68
<b>Tabla 7.8.</b> Temperatura media del aire en la estación meteorológica Salto, desde 1961 hasta 2017 .....	69
<b>Tabla 7.9.</b> Temperatura media del suelo y el aire en varias estaciones .....	70
<b>Tabla 7.10.</b> Parámetros requeridos para la elaboración del gráfico de Horner para el pozo Pelado.....	73

<b>Tabla 7.11.</b> Parámetros requeridos para la elaboración del gráfico de Horner para el pozo Yacaré. ....	74
<b>Tabla 7.12.</b> Temperaturas de subsuperficie para cada pozo y métodos empleado para su cálculo.....	81
<b>Tabla 7.13.</b> Conductividades térmicas de las unidades geológicas en el área de estudio. ....	84
<b>Tabla 7.14.</b> Conductividades térmicas promedio ponderadas en cada pozo.....	85
<b>Tabla 7.15.</b> Flujo de calor estimado para los pozos del área de estudio. ....	89

# Índice

Agradecimientos .....	ii
Resumen .....	v
Abstract .....	vi
1. Introducción .....	14
2. Objetivos .....	16
2.1 Objetivo General.....	16
2.2 Objetivos específicos .....	16
3. Área de estudio .....	17
4. Contexto geológico.....	19
4.1 Cuencas Paraná y Chacoparanense.....	19
4.2 Cuenca Norte .....	23
5. Marco Teórico.....	30
5.1 Transferencia de calor.....	30
5.1.1 Mecanismos de transferencia de calor.....	32
5.2 Conductividad térmica.....	35
5.3 Difusividad térmica.....	35
5.4 Gradientes geotérmicos.....	36
5.5 Flujo geotérmico .....	37
5.6 Energía geotérmica .....	38
6. Materiales y métodos.....	41
6.1. Datos e información utilizada .....	41
6.2 Conceptos básicos y metodológicos .....	42
6.2.1. Estimación de la temperatura en subsuelo.....	42
6.2.2. Estimación de la temperatura de superficie .....	48
6.2.3. Estimación del gradiente geotérmico .....	49

6.2.4. Estimación de la conductividad térmica.....	49
6.2.5. Estimación del flujo de calor terrestre.....	52
6.2.6. Estimación de la pérdida de calor.....	55
7. Resultados.....	60
7.1 Estimar el gradiente geotérmico y el flujo de calor como una solución analítica de la distribución de temperatura y transferencia de calor en régimen estacionario.....	60
7.1.1 Organizar una base de datos que concentre la mayor cantidad de información del área de estudio.....	60
7.1.2 Determinar la temperatura de superficie, subsuperficie y la conductividad térmica de las rocas.....	68
7.1.2.1 Temperatura de superficie.....	68
7.1.2.2 Temperatura de subsuperficie.....	72
7.1.2.3 Conductividad térmica.....	82
7.2 Estimar la pérdida de calor promedio de los fluidos desde los reservorios geotérmicos hasta superficie en función del flujo de calor calculado.....	92
8. Conclusiones.....	105
9. Referencias bibliográficas.....	107
Apéndice A.....	109

# 1. Introducción

El flujo geotérmico puede definirse como la transferencia de calor desde el interior de la Tierra hacia la superficie, siendo el principal agente controlador de los procesos geológicos a escala cortical (Sigismondi, 2009). Asimismo, el conocimiento del campo de temperaturas del subsuelo es fundamental para el entendimiento del origen y evolución de las cuencas sedimentarias, la generación de hidrocarburos, la ocurrencia de terremotos y vulcanismo, entre otros fenómenos geológicos.

Actualmente la energía geotérmica (entendida como el calor contenido en la Tierra), es una de las energías renovables de mayor importancia, tanto por ser utilizada para la generación de energía eléctrica, como por emplearse en forma directa en sistemas de calefacción, balnearios y piscinas climatizadas, lo que ha sido la forma más antigua de aprovechamiento de este recurso. Asimismo, es una fuente de energía limpia, cuyo uso es fomentado al presente en gran medida, como consecuencia de los distintos escenarios que presentan los combustibles fósiles (López, 2008).

En la actualidad, países que no poseen, o poseen escasas reservas de hidrocarburos, se esfuerzan cada vez más en basar su matriz energética en este tipo de fuentes. Tal es el caso de Uruguay que para el balance energético del año 2017, realizado por la Dirección Nacional de Energía (DNE), mostró que las fuentes de energía renovables (biomasa, hídrico, eólico y solar) tuvieron una participación superior al 55% en la matriz de abastecimiento, mientras que el restante correspondió a fuentes no renovables (petróleo y derivados, gas natural, carbón mineral y coque). En el año 2019, la contribución de fuentes renovables en la matriz energética nacional ascendió a 62.3% (MIEM, 2019).

En Uruguay, aguas termales provenientes del Sistema Acuífero Guaraní (SAG), en el Norte del país, han sido utilizadas con fines de recreación y turismo desde hace más de 50 años. El sistema geotérmico conocido es de baja entalpía ( $30^{\circ}\text{C} < T < 100^{\circ}\text{C}$ ) y se corresponde con un acuífero profundo, situado por debajo de 1.000 m de basaltos, en una cuenca sedimentaria con gradiente geotérmico normal. Sin embargo, no se descarta la presencia de recursos de media entalpía ( $100^{\circ}\text{C} < T < 150^{\circ}\text{C}$ ), en sectores de cuencas profundos, aún no perforados, asociados a unidades geológicas ubicadas por debajo del SAG, las cuales eventualmente podrían contener acuíferos confinados a

temperaturas que permitan la producción de energía eléctrica utilizando plantas binarias (Marmisolle 2015; Morales 2015; Cernuschi 2014).

Este trabajo pretende ampliar la información y contribuir al conocimiento del recurso geotérmico en el sector noroeste de la Cuenca Norte, a través del entendimiento de la distribución de la temperatura en el subsuelo y la estimación del flujo de calor. Se analiza la transferencia de calor en el área de estudio, integrando datos de temperatura en el subsuelo y en superficie, con el propósito de establecer valores fijos para determinar las condiciones de fronteras en las que se lleva a cabo el flujo de calor terrestre.

La evaluación del flujo de calor en el área de estudio es relevante para la exploración y explotación de recursos geotérmicos, pudiendo ser un aporte significativo para estudios posteriores. En este análisis se integra información multidisciplinaria obtenida durante diversas operaciones y estudios previos, tales como la exploración de hidrocarburos, perforación, completación y posterior etapa de producción de aguas termales.

## **2. Objetivos**

### **2.1 Objetivo General**

Estimar la distribución de la temperatura en subsuelo y el flujo de calor en el sector noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay).

### **2.2 Objetivos específicos**

1. Estimar el gradiente geotérmico y el flujo de calor como una solución analítica de la distribución de temperatura y transferencia de calor en régimen estacionario.
2. Estimar la pérdida de calor promedio de los fluidos desde los reservorios geotérmicos hasta la superficie en función del flujo de calor calculado.

### 3. Área de estudio

El área de estudio está ubicada en la región noroeste de la Cuenca Norte de Uruguay, abarcando los departamentos de Salto y Artigas, y parcialmente el departamento de Paysandú (Fig. 3.1)

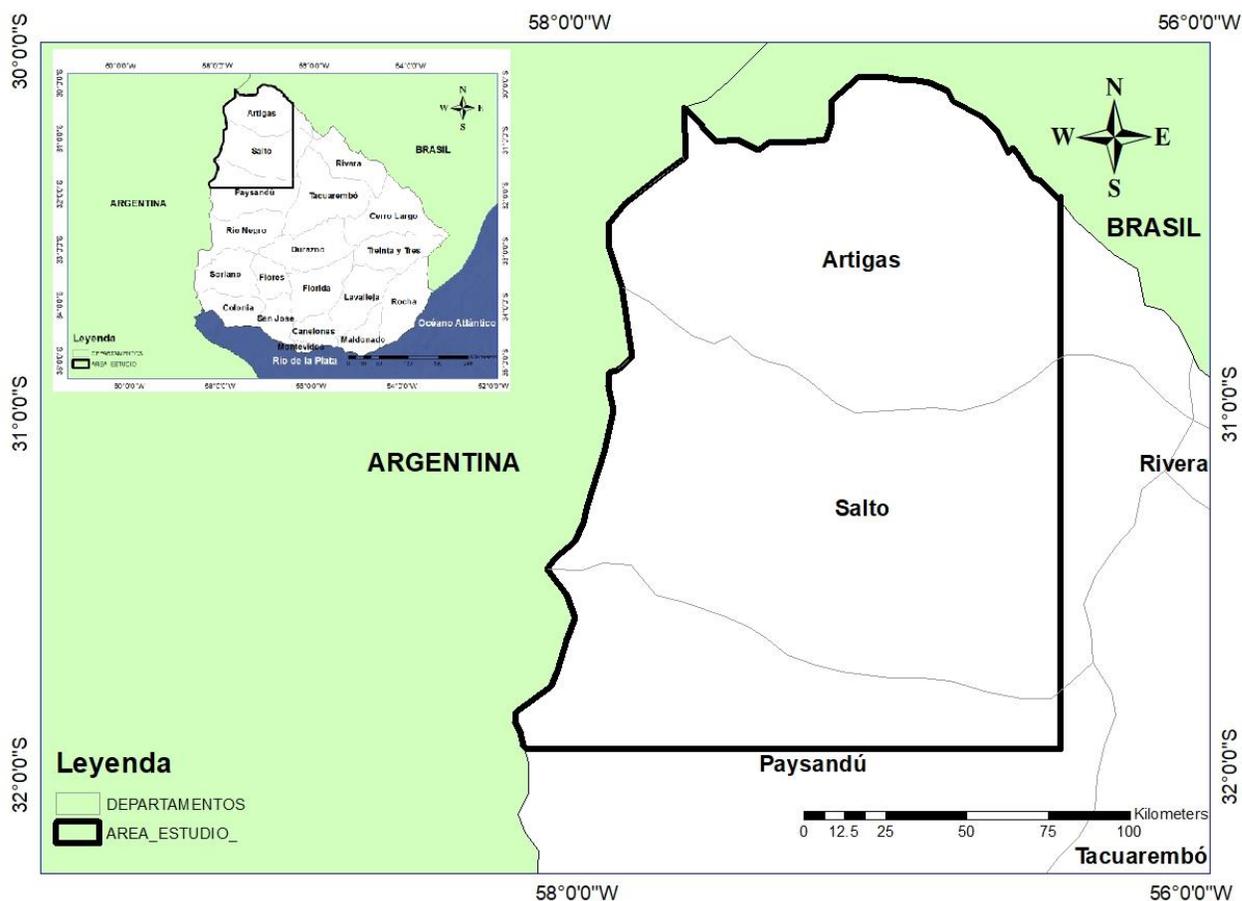
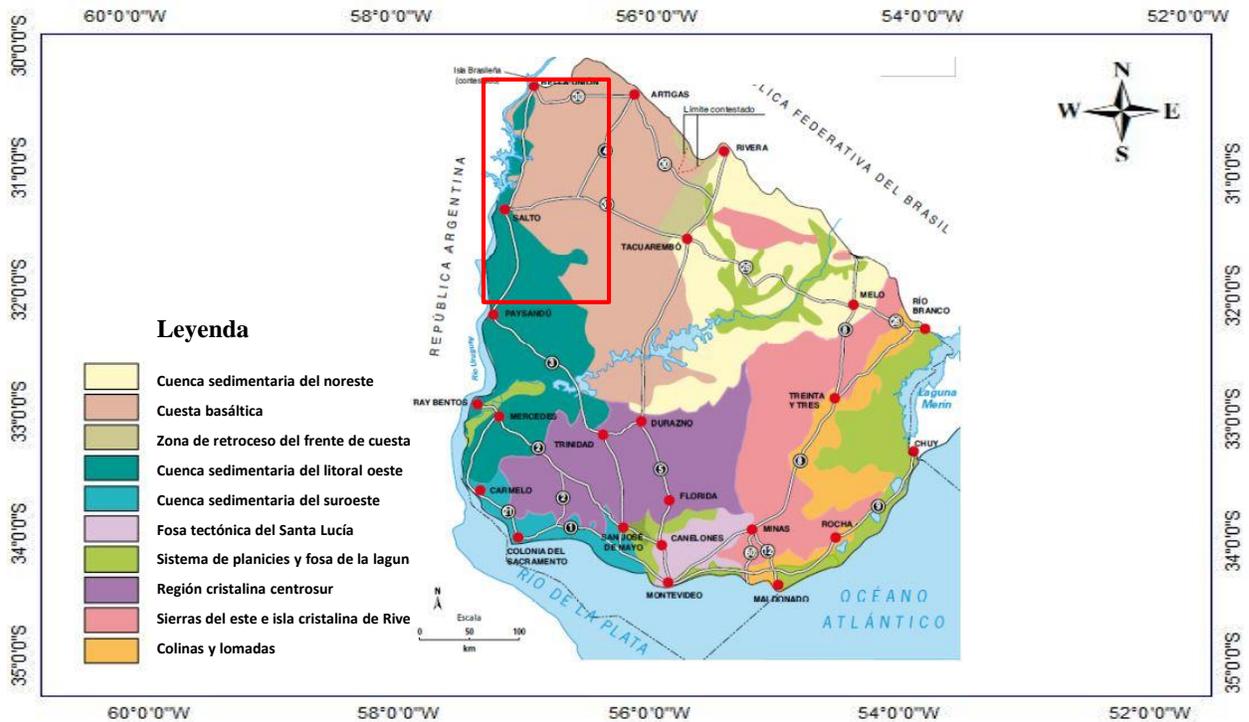


Figura 3.1: Ubicación geográfica del área de estudio.

Desde el punto de vista geomorfológico, según Panario, (1988), el área de estudio comprende mayoritariamente el sector denominado “cuesta basáltica” y en forma subordinada la “cuenca sedimentaria del litoral oeste” (Fig. 3.2).



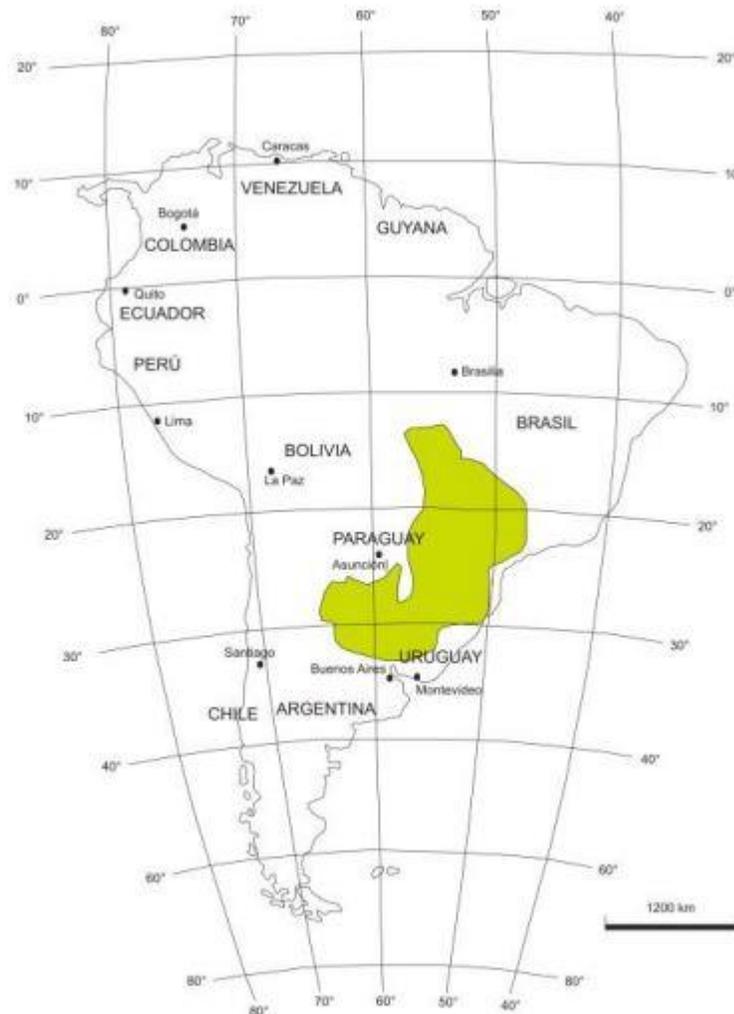
**Figura 3.2:** Mapa geomorfológico del Uruguay (Panario, 1988), indicando el área de estudio (rectángulo rojo).

Las unidades geológicas aflorantes, en el área de estudio están representadas mayoritariamente por los basaltos de la Formación Arapey (Eocretácico), aunque también se reconocen unidades sedimentarias mesozoicas y cenozoicas. Las unidades mesozoicas se corresponden con rocas sedimentarias clásticas del Cretácico Superior, pertenecientes a las formaciones Guichón y Mercedes, aflorantes en el área denominada desde el punto de vista geomorfológico “cuenca sedimentaria del litoral oeste”. En el extremo occidental del área de estudio, sobre el río Uruguay, se identifica la presencia de rocas sedimentarias Cenozoicas, pertenecientes a las formaciones Fray Bentos (Oligoceno) y Salto (Pleistoceno).

## 4. Contexto geológico

### 4.1 Cuencas Paraná y Chacoparanense

Las cuencas Paraná y Chacoparanaense albergan depósitos sedimentarios de edad paleozoica y mesozoica así como importantes registros magmáticos mesozoicos asociados a su evolución (Marmisolle, 2015) (Fig. 4.1). Esta enorme depresión se originó hacia el Neo-ordovícico, emplazándose sobre una corteza continental estabilizada luego de los procesos tectónicos correspondientes al final del Ciclo Brasiliano (Milani, 1997).



**Figura 4.1:** *Cuencas Paraná y Chacoparanense ubicadas en distintos países de Sudamérica (Modificado de Franca et al., 1995 en Marmisolle, 2015).*

Definidas como cuencas intracratónicas, diversos aspectos de su evolución son aún controvertidos en particular su origen, asunto que no escapa a la discusión sobre el

origen de las grandes cuencas desarrolladas en el interior de áreas cratónicas (Allen & Allen, 2005).

Milani, (1997) planteó que las correlaciones establecidas entre unidades y procesos dentro de la Cuenca Paraná están íntimamente asociadas a los grandes eventos tectónicos que ocurrieron en el margen gondwánico, siendo la misma el resultado de complejos procesos tectono-sedimentarios actuantes durante el Fanerozoico, entre los que alternaron momentos de sedimentación, magmatismo, no depositación y erosión (Marmisolle, 2015).

El relleno de este gran ámbito de sedimentación es de tipo volcano-sedimentario, y comprende rocas que van desde el Ordovícico al Cretácico, producto de la superposición de diversas cuencas, las cuales evolucionaron en el tiempo con estilo, arreglo de facies y sedimentación diferentes (Zalán, 1991).

Los primeros registros de la Cuenca Paraná son de edad Ordovícico - Silúrico. En Argentina, esta secuencia está representada por las formaciones Pirañé, Árbol Blanco, Las Breñas y Caburé (Chebli et al., 1999). En Brasil, está representada por el Grupo Río Ivaí y en Paraguay, también se cortaron unidades que se correlacionan con este grupo (Fúlfaro, 1995). En Uruguay, no hay registros sedimentarios que se conozcan para ese momento evolutivo de la cuenca. Milani, (1997) señaló que el Ordovícico estuvo controlado por los lineamientos del basamento y que la sedimentación estuvo ligada a fosas alargadas de dirección NE – SW; ejemplo de ello es la fosa tectónica de Las Breñas en Argentina y la gran depresión central denominada Calha Central en Brasil (Marmisolle, 2015). Desde el punto de vista estructural la Cuenca Norte presenta un importante conjunto de estructuras de dirección general N°315-N°325 y un conjunto de fallas de menor extensión y rumbo general N-S, N°20 (De Santa Ana et al., 2006). Bossi (1974) menciona que los basaltos de la Formación Arapey presentan un basculamiento general hacia el Oeste, con diferencias considerables de espesor a un lado y al otro de la falla Arapey (Bossi y Navarro, 1991). En el área de estudio se destaca el “Corredor Salto - Tambores”, definido por Marmisolle (2015), el cual presenta un rumbo general NW y está delimitado por las fallas Arapey al Norte y Daymán al Sur.

Las condiciones de sedimentación para el Silúrico son diferentes a las anteriores dando inicio a una depositación de tipo plataformal, las cuales continuaron durante el

Devónico. Algunos autores (Astini, 1990; Toro & Sánchez, 1995 y Milani, 1997) señalaron la existencia de paquetes silúricos asociados a frentes deltaicos rellenando fosas alargadas de rumbo N-S a partir de áreas fuentes situadas al Este, o grandes aportes clásticos atribuidos al levantamiento de elementos estructurales en el interior de la Cuenca Paraná.

Los registros del Devónico presentan una mayor distribución superficial que el Silúrico y están bien representados en Argentina, Brasil, Paraguay y Uruguay (Milani, 1997). En Brasil, el Grupo Paraná (formaciones Furnas y Ponta Grossa) alcanza espesores de hasta 850 m, mientras que en Argentina (formaciones Caburé y Rincón) supera los 1.000 m. En Uruguay, el Grupo Durazno (Bossi, 1966) muestra un espesor máximo de 300 m.

Durante el Permo-Carbonífero, la Orogenia Herciniana o Chánica descrita por varios autores, entre ellos Zalán, (1991), López Gamundi & Rossello, (1993), sumado a los fenómenos de descensos del nivel del mar como producto de la glaciación Carbonífera (López Gamundi & Rossello, 1993; Fúlfaro, 1995; Milani, 1997), fueron responsables de la discordancia regional entre los registros Siluro/Devónicos y Carboníferos. En términos generales la secuencia Permo-Carbonífera ocupó una extensión aún mayor que la secuencia Devónica (Marmisolle, 2015).

En Uruguay, la sedimentación Carbonífera está representada por la Formación San Gregorio, de acuerdo a la definición de Preciozzi *et al.*, (1986). Cobbold *et al.*, 1986, Zalán *et al.*, (1990), López Gamundi & Rossello (1997), Milani & Ramos (1988) y otros, propusieron que el Pérmico estuvo marcado por el cierre paulatino del mar y por el levantamiento generalizado de áreas cratónicas como repuesta a la tectónica compresiva del margen occidental de Gondwana. El Pérmico Medio en Uruguay está representado por las Formaciones Tres Islas, Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar y Yaguarí, (De Santa Ana, 2004).

Cabe señalar que durante todo el Pérmico hubo actividad volcánica intensa, la cual se reconoce en los niveles de cenizas volcánicas presentes en las formaciones Rio Bonito (Brasil), Mangrullo y Yaguarí (Uruguay) y San Miguel (Argentina).

Hacia el Pérmico Tardío - Triásico Temprano la continentalización y desertificación de la cuenca que propuso Milani, (1997) quedó representada por las formaciones Buena

Vista (Uruguay), Sanga do Cabral (Brasil), existiendo además una extensión en el Triásico Superior que está representada por depósitos continentales y fosilíferos que son reunidos en las formaciones Santa María y Caturrita (Brasil). Milani, (1997) sugirió que parte de los potentes depósitos arenosos que se encuentran en el extremo noroeste de la Cuenca Norte puedan estar relacionados a esa sedimentación del Triásico Medio a Superior.

Luego del proceso de continentalización ocurrió un fuerte proceso erosivo responsable de la discordancia formada durante el Triásico y buena parte del Jurásico. Uliana et al., (1989) y Milani, (1997) señalaron que durante el Jurásico hubo continuidad de las condiciones dominantes del Triásico Superior, con el desarrollo de *grabens* y magmatismo asociado, abarcando áreas cada vez mayores en Gondwana Occidental.

El período Jurásico está representado por rocas sedimentarias de origen continental y marino dependiendo de la región paleogeográfica de la Cuenca Paraná. Milani (1997) destacó que dicha cuenca, en el dominio de intraplaca, se caracterizó por el aislamiento y una máxima restricción a la entrada de agua oceánica quedando representado por las formaciones Botucatú y Pirambóia en Brasil; Tacuarembó en Uruguay y Argentina y Misiones en Paraguay.

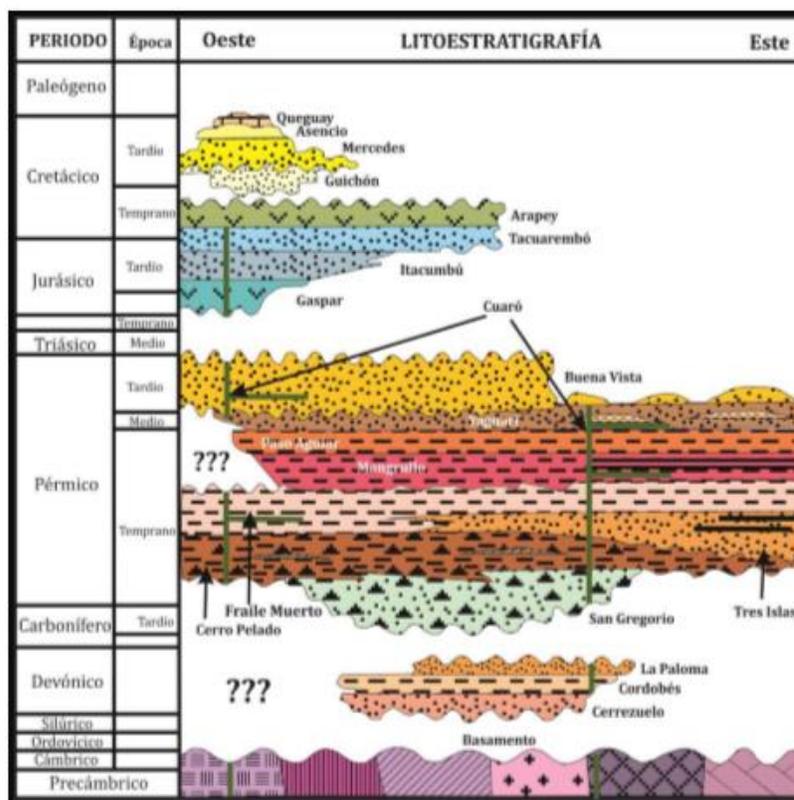
Durante el Cretácico la apertura del Atlántico Sur constituyó un evento extensional, policíclico, que afectó y reactivó las antiguas discontinuidades del basamento precámbrico. Tal evento forjó importantes fenómenos de subsidencia que generaron espacio de acomodación para los depósitos eólicos de las formaciones Botucatú (Brasil), Tacuarembó (Argentina y Uruguay) y/o Misiones (Paraguay). Adicionalmente, benefició la migración del depocentro magmático hacia el Sur (Turner et al., 1994). La desagregación continental produjo la emisión de enormes volúmenes de lavas basálticas, representadas por las formaciones Serra Geral (Argentina y Brasil), Alto Paraná (Paraguay) y Arapey (Uruguay).

Fúlfaro et al. (1982), Zalán et al., (1990), Rossello & Mozetic, (1999), entre otros, indicaron que la Cuenca Paraná llegó a su fin como ámbito de sedimentación y unidad geotectónica regional, con la sedimentación Cretácica post-basáltica representada en Uruguay por las formaciones Guichón y Mercedes, en Argentina por las formaciones

Puerto Yeruá y Pay Ubre y en Brasil por las formaciones Aracatuba, Adamantina, Uberaba y Marilia.

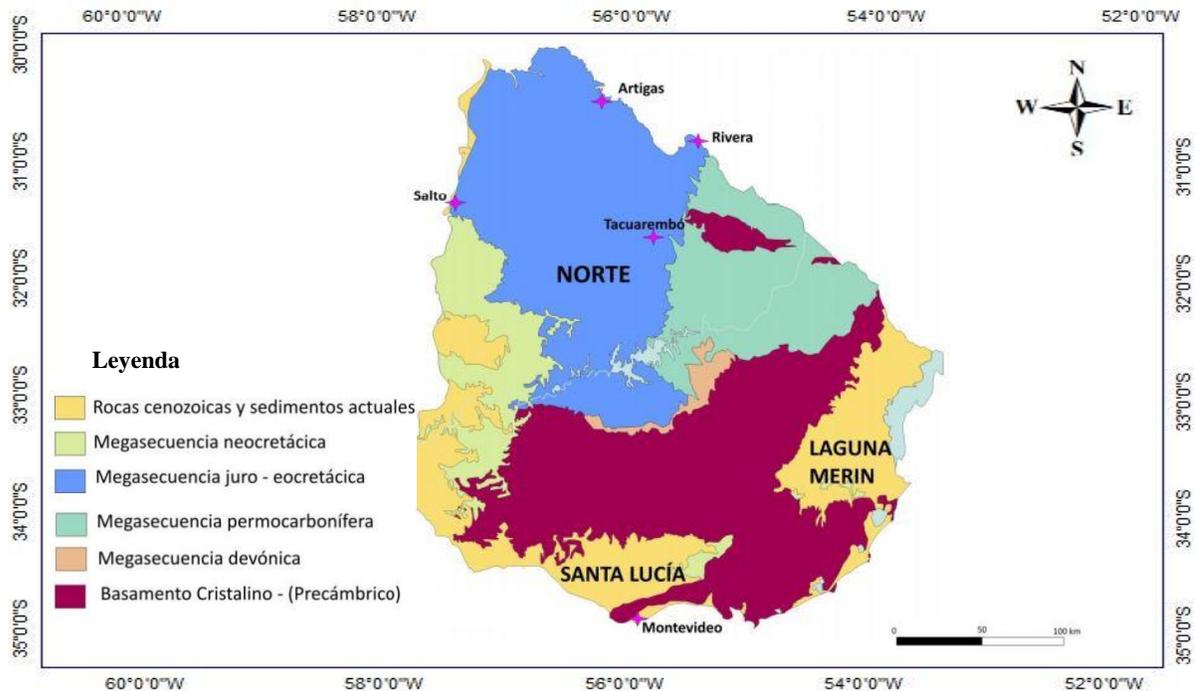
## 4.2 Cuenca Norte

La región más austral de la Cuenca Paraná recibe en el territorio uruguayo con el nombre de Cuenca Norte. Dicha cuenca se desarrolla en la región centro-norte de nuestro país abarcando una superficie aproximada de 90.000 Km<sup>2</sup>. Presenta un espesor máximo de 2.377 m, registrado en el pozo “Yacaré” (Salto), aunque se estima que en algunos sectores (particularmente al Oeste del departamento de Salto) el espesor del relleno podría superar los 3.500 m (De Santa Ana et al., 2006; Marmisolle, 2015). De acuerdo a De Santa Ana et al., (2006), la Cuenca Norte presenta un relleno volcano-sedimentario de edades comprendidas entre el Devónico Temprano y el Cretácico Superior compuesto por 4 secuencias depositacionales, denominadas: Secuencia Devónica, Secuencia Permo-Carbonífera, Secuencia Juro-Eocretácica y Secuencia Neocretácica (Fig. 4.2), (Marmisolle, 2015).



**Figura 4.2:** Columna estratigráfica de Cuenca Norte. (???) Indican la posible continuidad de estas unidades hacia el Oeste. Tomado de Marmisolle, (2015).

En la figura 4.3 se muestra el área de afloramiento de cada una de las secuencias depositacionales definidas por De Santa Ana, (2004).



**Figura 4.3:** Cuencas onshore de Uruguay y las megasecuencias aflorantes. Modificado de Veroslavsky et al., (2006) en Marmisolle (2015).

A continuación, se describen brevemente las unidades geológicas formales que constituyen el relleno de la Cuenca Norte en el área de estudio, agrupadas en las secuencias definidas por De Santa Ana (2004).

### Secuencia Devónica

Integrada de base a tope por las formaciones Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma, las que constituyen el Grupo Durazno (Bossi, 1966). Se trata de una sucesión sedimentaria, depositada en ambientes sedimentarios transicionales y marinos poco profundos (Veroslavsky et al., 2006).

- Formación Cerrezuelo: Constituida por areniscas predominantemente medias a gruesas, friables a consolidadas, con composición cuarzo–feldespática a feldespática a veces con abundante mica. Presentan frecuentes

intercalaciones de pelitas, a veces algo arenosos, otras veces muy arcillosos, con espesores que no superan el metro. Niveles pelíticos ocurren hacia el tope de la unidad, próximo al pasaje con la Formación Cordobés.

- Formación Cordobés: Reúne a una sucesión relativamente monótona de pelitas (desde francamente lutíticas a, por sectores, con importante participación de arenas finas), grises oscuros, a veces negras, laminadas a macizas, fosilíferas, micáceas y ocasionalmente con abundante piritita. Pueden localmente contener delgados niveles de areniscas finas. Comúnmente ocurren niveles ferruginosos y ocasionalmente niveles lenticulares de yeso.
- Formación La Paloma: Constituida por areniscas finas a medias, cuarzo-feldespáticas a feldespáticas y micáceas. Hacia la base se intercalan niveles pelíticos y hacia la parte superior de la unidad alternan niveles de areniscas gruesas a conglomerádicas.

#### Secuencia Permo-Carbonífera

Los registros del Permo-Carbonífero conforman el Grupo Cerro Largo (De Santa Ana et al. 2006; Goso et al., 1996; Goso, 1995), integrado de base a tope por las formaciones: San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Fraile Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista. Estos registros conforman un ciclo Transgresivo-Regresivo, cuyos registros basales están ligados a un importante evento glacial conocido como “Glaciación Gondwánica” (formaciones San Gregorio y Cerro Pelado) y los cuspidales a ambientes continentales (Formación Buena Vista). El momento de máxima transgresión marina se corresponde con la Formación Fraile Muerto.

- Formación San Gregorio: Reúne a un conjunto de rocas sedimentarias cuyo atributo litológico distintivo es la variabilidad de sus facies representada por diamictitas, tillitas, areniscas, pelitas y ritmitas.
- Formación Cerro Pelado: definida a efectos de separar con un criterio operacional. un conjunto de litologías de naturaleza esencialmente pelítica y pelítica-arenosa, de tonalidades grises, negras y castañas, con porcentajes variable de materia orgánica (de Santa Ana, 2004).

- Formación Tres Islas: Está constituida por una sucesión de areniscas, predominantemente finas a medias, a las que se intercalan areniscas conglomerádicas y pelitas. Se asocian ocasionales niveles de carbón y pelitas con restos carbonosos.
- Formación Fraile Muerto: Reúne un conjunto de litologías de naturaleza marina plataformal, integradas por pelitas grises a negras finamente laminadas, fosilíferas, localmente bioturbadas, areniscas finas a muy finas y niveles calcáreos asociados.
- Formación Mangrullo: Reúne una sucesión de calizas arenosas y dolomíticas, lutitas pirobituminosas, pelitas micáceas fosilíferas, de colores grises oscuro a negros, asociadas a condiciones subacuáticas restringidas.
- Formación Paso Aguiar: Está compuesta de base a tope por una sucesión de pelitas grises micáceas con intercalaciones de areniscas calcáreas y venas calcosilicosas, que pasan gradualmente a ritmitas finas (pelíticos/arenosos).
- Formación Yaguarí: integrada en forma dominante por limolitas micáceas y arcillosas, de baja permeabilidad, en menor proporción areniscas finas a muy finas y lutitas que gradan a una alternancia de areniscas finas a muy finas y limolitas de colores vivos.
- Formación Buena Vista: Está compuesta por una potente sucesión de areniscas finas a medias, rojas a blanquecinas, que se intercala con niveles pelíticos rojos y conglomerádicos, caracterizando a ambientes transicionales proximales y a sistemas continentales (fluviales y eólicos).

### Secuencia Juro-Eocretácica

Representada fundamentalmente por rocas sedimentarias de origen continental, fluvial y eólico, reunidas en las formaciones Rivera, Tacuarembó e Itacumbú y por rocas volcánicas (basaltos) de la Formación Arapey y Gaspar (De Santa Ana *et al.*, 2006).

- Formación Gaspar: Reúne basaltos subsuperficiales de escaso desarrollo en la cuenca.
- Formación Itacumbú: De distribución restringida, sin afloramientos, constituye una sucesión de estratos de areniscas sublíticas y arcósicas, muy micáceas, a

las que se intercalan estratos pelíticos y ocasionales niveles arcillosos, margosos y carbonáticos.

- La Formación Rivera (o Tacuarembó Superior, según autores) comprende espesores que oscilan entre los 30 a 40 m de espesor, con abundante presencia de areniscas finas a medias y de buena a moderada selección, que representan depósitos de dunas eólicas en condiciones áridas, que gradan lateralmente a otras facies.
- La Formación Tacuarembó (o Tacuarembó Inferior, según autores) presenta espesores aproximados de 200 a 250 m de espesor, comprende areniscas con buena selección, de escasa matriz y alta homogeneidad y pelitas, depositadas en condiciones continentales subacuáticas, con abundante contenido de fósiles.
- Formación Arapey: Está constituida principalmente por rocas basálticas de naturaleza toleítica de grano medio a fino.

#### Secuencia Cretácico Superior

Los depósitos clásticos post-basálticos en el litoral oeste del Uruguay están representados por depósitos continentales esencialmente fluviales.

- Formación Guichón: Se trata de areniscas finas y medias, de selección regular a buena, cuarzosas, a veces feldespática. El cemento es arcilloso abundante; en partes con un grado de compactación que le da a la roca una considerable coherencia (Bossi, 1966).
- Formación Mercedes: Integrada por diversas litologías que incluyen predominantemente areniscas y conglomerados. Son frecuentes las litologías calcáreas, ferrificadas y silicificadas. Subordinadamente ocurren litologías de tamaño de grano fino (Goso, 1999).

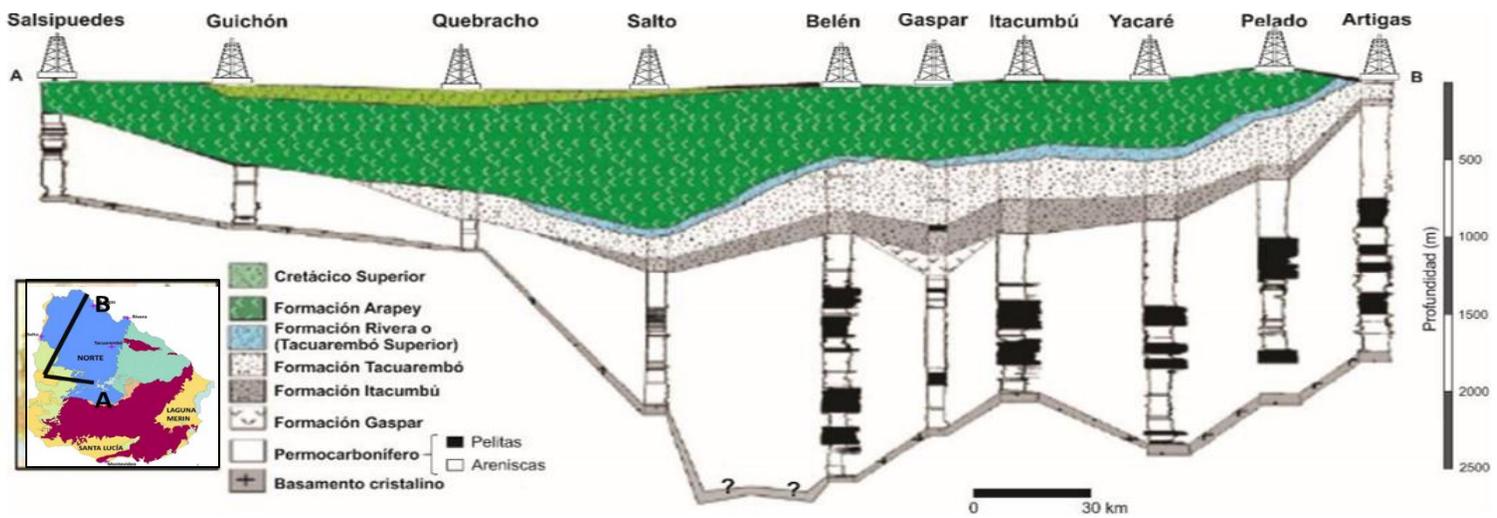
### Cobertura Cenozoica

- Formación Fray Bentos: Incluye areniscas finas, limolitas, fangolitas y niveles conglomerádicos, presentan procesos relativamente intensos de carbonatación y silicificación.
- Formación Salto: Reúne areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados a los que se intercalan ocasionales niveles de pelitas verdes, a veces arenosas y/o arcillosas.

### **Sistema Acuífero Guaraní**

El Sistema Acuífero Guaraní (SAG) se incluye en la Secuencia Juro-Eocretácica, estando constituido por el conjunto de rocas sedimentarias continentales siliciclásticas de edades Mesozoicas. Está limitado estratigráficamente por una discordancia regional Permo-Eotriásica en su base y al tope por los derrames basálticos de la Formación Arapey en Uruguay y la Formación Serra Geral en Brasil, de edades aproximadas entre 145 - 130 Ma (Lebac, 2008). De esta forma, se excluyen del SAG a la Formación Arapey (basaltos y areniscas) así como a las unidades sedimentarias paleozoicas infrayacentes, incluyendo a aquellas como la Formación Buena Vista con la que, en algunos sectores de cuenca, existe una franca comunicación hidráulica (Lebac, 2008). Por tanto, desde el punto de vista litoestratigráfico, de tope a base, el SAG está integrado por la Formación Rivera, definida por Ferrando et al., (1987), la Formación Tacuarembó, definida por Bossi et al., (1975) y la Formación Itacumbú, definida por De Santa Ana, (2004). Las mismas comprenden edades que van desde el Jurásico Superior al Cretácico Inferior.

Las areniscas Juro-Cretácicas que conforman el SAG se localizan a profundidades crecientes hacia el Oeste manteniendo en general, un espesor que promedia los 250 – 300 m (Lebac, 2008). Hacia el Oeste, las rocas volcánicas suprayacentes incrementan su espesor (Fig. 4.4) superando los 1.050 m en áreas próximas al río Uruguay (por ejemplo, en la ciudad de Salto y alrededores). Esta situación determina que el agua que se extrae de las rocas que conforman el SAG en ese sector de cuenca se encuentre a temperaturas que oscilan entre los 34°C y los 48°C (Lebac, 2008).



**Figura 4.4:** Corte geológico del sector noroeste de la Cuenca Norte. Modificado de De Santa Ana et al. (2006).

## 5. Marco Teórico

### 5.1 Transferencia de calor

El calor es la forma de la energía que se puede transferir de un sistema a otro como resultado de la diferencia en la temperatura. Se trata de un tipo de energía asociada con el movimiento aleatorio de los átomos y moléculas.

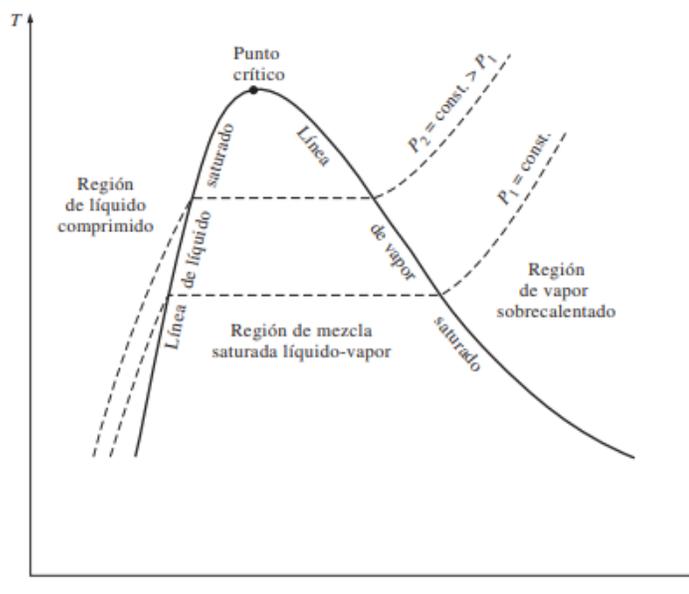
La energía puede existir en numerosas formas (térmica, mecánica, cinética, potencial, eléctrica, magnética, química y nuclear) y su suma constituye la energía total  $E$  (o  $e$  en términos de unidad de masa) de un sistema (Yunus y Afshin, 2011). Las formas de energía relacionadas con la estructura molecular de un sistema y con el grado de la actividad molecular se conocen como energía microscópica. La suma de todas las formas microscópicas de energía se llama energía interna de un sistema y se denota por  $U$  (o  $u$  en términos de unidad de masa) (Yunus y Afshin, 2011). Se puede considerar la energía interna como la suma de las energías cinética y potencial de las moléculas. La parte de la energía interna de un sistema que está asociada con la energía cinética de las moléculas se conoce como energía sensible o calor sensible. La velocidad promedio y el grado de actividad de las moléculas son proporcionales a la temperatura. Por consiguiente, en temperaturas más elevadas las moléculas poseen una energía cinética más alta y como resultado, el sistema tiene una energía interna también más alta. La energía interna asociada con la fase de un sistema se llama energía latente o calor latente (Yunus y Boles, 2012).

En el análisis de los sistemas que comprenden el flujo de fluidos, con frecuencia se encuentra la combinación de las propiedades  $u$  y  $Pv$ . En beneficio de la sencillez y por conveniencia, a esta combinación se la define como entalpía  $h$ . Es decir,  $h = u + Pv$ , en donde el término  $Pv$  representa la energía de flujo del fluido (también llamada trabajo de flujo), que es la energía necesaria para empujar un fluido y mantener el flujo. En el análisis de la energía de los fluidos que fluyen, es conveniente tratar la energía de flujo como parte de la energía del fluido y representar la energía microscópica de un flujo de un fluido por la energía  $h$  (Yunus y Boles, 2012).

Existen procesos térmicos durante los cuales no hay transferencia de calor, los que se denominan como procesos adiabáticos. El término adiabático proviene de la

palabra griega *adiabatos*, que significa “no pasar”. Hay 2 maneras en que un proceso puede ser adiabático, o bien el sistema está bien aislado de modo que sólo una cantidad insignificante de calor cruza la frontera, o bien el sistema como el exterior están a la misma temperatura y por lo tanto no hay fuerza impulsora (diferencia de temperatura) para la transferencia de calor (Yunus y Boles, 2012). Hay que distinguir entre un proceso adiabático y uno isotérmico, aunque no hay transferencia de calor durante un proceso adiabático, otros medios como el trabajo pueden cambiar el contenido de energía y, en consecuencia, la temperatura de un sistema. En ocasiones, es deseable conocer la tasa de transferencia de calor (cantidad de calor transferida por unidad de tiempo) en lugar del calor total transferido durante cierto intervalo de tiempo. La tasa de transferencia de calor se expresa con  $\dot{Q}$ , donde el punto significa la derivada con respecto al tiempo, o “por unidad de tiempo”. La tasa de transferencia de calor  $\dot{Q}$  tiene las unidades kJ/s, equivalente a kW.

Las variaciones que experimentan las propiedades en una sustancia como el agua durante los procesos de transferencia de calor se comprenden mejor con la ayuda de diagramas de propiedades. A continuación, se presenta un diagrama T-v para sustancias puras.



**Figura 5.1:** Diagrama T-v de una sustancia pura. Tomado de (Yunus y Boles, 2012).

Los estados de líquido saturado que se presentan en la figura 5.1 pueden conectarse mediante una línea llamada línea de líquido saturado, y los de vapor saturado mediante la línea de vapor saturado. Estas 2 líneas se unen en el punto crítico formando un punto máximo en la curva, mientras todos los estados de líquido comprimido se localizan en la región a la izquierda de la línea de líquido saturado, conocida como región de líquido comprimido, y los de vapor sobrecalentado se encuentran a la derecha de la línea de vapor saturado, en la región de vapor sobrecalentado. En estas 2 regiones la sustancia existe en una sola fase, líquida o vapor. Todos los estados que abarcan ambas fases en equilibrio se localizan bajo la curva de saturación, en la región llamada de mezcla saturada líquido-vapor o región húmeda (Yunus y Boles, 2012).

### **5.1.1 Mecanismos de transferencia de calor**

Un análisis termodinámico se interesa en la cantidad de transferencia de calor conforme un sistema pasa por un proceso, de un estado de equilibrio a otro. La ciencia que trata de la determinación de las razones de esas transferencias de energía es la transferencia de calor. La transferencia de energía como calor siempre se produce del medio que tiene la temperatura más elevada hacia el de temperatura más baja, y la transferencia de calor se detiene cuando los dos medios alcanzan la misma temperatura (Yunus y Afshin, 2011)

La temperatura es una medida de las energías cinéticas de las partículas, como las moléculas o los átomos de una sustancia. En un líquido o gas, la energía cinética de las moléculas se debe a su movimiento aleatorio de traslación, así como a sus movimientos de vibración y rotación. Cuando chocan 2 moléculas que poseen energías cinéticas diferentes, parte de la energía cinética de la molécula más energética (la de temperatura más elevada) se transfiere a la menos energética (la de temperatura más baja), de manera muy semejante a cuando chocan 2 bolas elásticas de la misma masa a diferentes velocidades, parte de la energía cinética de la bola más rápida se transfiere a la más lenta. Entre más alta es la temperatura, más rápido se mueven las moléculas, mayor es el número de las colisiones y mejor es la transferencia de calor (Yunus y Afshin, 2011).

El calor se puede transferir en 3 modos diferentes: conducción, convección y radiación:

### Conducción

Es la transferencia de energía de las partículas más energéticas de una sustancia hacia las adyacentes menos energéticas, como resultado de interacciones entre esas partículas. La conducción puede tener lugar en los sólidos, líquidos o gases. En los gases y líquidos la conducción se debe a las colisiones y a la difusión de las moléculas durante su movimiento aleatorio. La Ley de Fourier es la que describe la transferencia de calor por mecanismos de conducción (Yunus y Afshin, 2011):

$$Q = -kA \frac{dT}{dx} \quad \text{Ecuación 1}$$

donde  $Q$  representa la transferencia de calor por conducción en W, la constante de proporcionalidad  $k$  es la conductividad térmica del material en W/m-°C, que es una medida de la capacidad de un material para conducir calor.  $dT/dx$  es el gradiente de temperatura, el cual es la pendiente de la curva de temperatura en un diagrama T-x (la razón de cambio de T con respecto a x), en la ubicación x. La relación antes dada indica que la razón de conducción del calor en una dirección es proporcional al gradiente de temperatura en esa dirección. El calor es conducido en la dirección de la temperatura decreciente y el gradiente de temperatura se vuelve negativo cuando esta última decrece al crecer x. El signo negativo en la Ecuación 1 garantiza que la transferencia de calor en la dirección x positiva sea una cantidad positiva. Por lo tanto, se concluye que la razón de la conducción de calor a través de una capa plana es proporcional a la diferencia de temperatura a través de ésta y al área de transferencia de calor, pero es inversamente proporcional al espesor de esa capa.

### Convección

Es el modo de transferencia de energía entre una superficie sólida y el líquido o gas adyacente que está en movimiento y comprende los efectos combinados de la conducción y el movimiento de fluidos. Mientras más rápido es el movimiento de un fluido, mayor es la transferencia de calor por convección. En ausencia de cualquier movimiento masivo de fluido, la transferencia de calor entre una superficie sólida y el fluido adyacente

es por conducción pura. Esta transferencia de calor se expresa por medio de la Ley de Newton del enfriamiento (Yunus y Afshin, 2011):

$$Q = hA_s(T_s - T_\infty) \quad \text{Ecuación 2}$$

donde  $h$  es el coeficiente de transferencia de calor por convección, en  $\text{W/m}^2\text{-}^\circ\text{C}$  o  $\text{Btu/h-ft}^2\text{-}^\circ\text{F}$ ,  $A_s$  es el área superficial a través de la cual tiene lugar la transferencia de calor por convección,  $T_s$  es la temperatura de la superficie y  $T_\infty$  es la temperatura del fluido suficientemente alejado de esta superficie. Nótese que en la superficie la temperatura del fluido es igual a la del sólido (Yunus y Afshin, 2011).

### Radiación

Es la energía emitida por la materia en forma de ondas electromagnéticas (o fotones) como resultado de los cambios en las configuraciones electrónicas de los átomos o moléculas. A diferencia de la conducción y la convección, la transferencia de calor por radiación no requiere la presencia de un medio interventor. De hecho, la transferencia de calor por radiación es la más rápida (a la velocidad de la luz) y no sufre atenuación en un vacío. Esta es la manera en la que la energía del Sol llega a la Tierra. En los estudios de transferencia de calor es de interés la radiación térmica, que es la forma de radiación emitida por los cuerpos debido a su temperatura. Es diferente de las otras formas de radiación, como los rayos X, los rayos *gamma*, las microondas, las ondas de radio y de televisión, que no están relacionadas con la temperatura. Todos los cuerpos a una temperatura arriba del 0 absoluto emiten radiación térmica. La radiación es un fenómeno volumétrico y todos los sólidos, líquidos y gases emiten, absorben o transmiten radiación en diversos grados. Sin embargo, la radiación suele considerarse como un fenómeno superficial para los sólidos que son opacos a la radiación térmica, como los metales, la madera y las rocas, ya que las radiaciones emitidas por las regiones interiores de un material de ese tipo nunca pueden llegar a la superficie, y la radiación incidente sobre esos cuerpos suele absorberse en unas cuantas micras hacia adentro de dichos sólidos. La razón máxima de la radiación que se puede emitir desde una superficie a una temperatura termodinámica  $T_s$  (en K o R) es expresada por la ley de Stefan-Boltzmann como (Yunus y Afshin, 2011):

$$Q = \varepsilon \sigma A_s T_s^4$$

Ecuación 3

donde  $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{-K}^4$ , es la constante de Stefan-Boltzmann. La superficie idealizada que emite radiación a esta razón máxima se llama cuerpo negro y la radiación emitida por este es la radiación del cuerpo negro.  $\varepsilon$  es la emisividad de la superficie y varía entre 0 y 1 (radiación emitida por un cuerpo negro).

## 5.2 Conductividad térmica

Los materiales almacenan calor en forma diferente y una propiedad que considera este aspecto es el calor específico  $c_p$ , entendido como una medida de la capacidad de un material para almacenar energía térmica. Por ejemplo,  $c_p = 4.18 \text{ kJ/kg-}^\circ\text{C}$ , para el agua, y  $c_p = 0.45 \text{ kJ/kg-}^\circ\text{C}$ , para el hierro, a la temperatura ambiente, indica que el agua puede almacenar aproximadamente 10 veces más energía que el hierro por unidad de masa (Yunus y Afshin, 2011).

Del mismo modo, la conductividad térmica  $k$  es una medida de la capacidad de un material para conducir calor. Por ejemplo,  $k = 0.607 \text{ W/m-}^\circ\text{C}$ , para el agua, y  $k = 80.2 \text{ W/m-}^\circ\text{C}$ , para el hierro, a la temperatura ambiente, indican que el hierro conduce el calor más de 100 veces más rápido que el agua. Por lo tanto, se puede afirmar que el agua es mala conductora del calor en relación con el hierro, aún cuando el agua es un medio excelente para almacenar energía térmica (Yunus y Afshin, 2011).

Por lo tanto, la conductividad térmica de un material se puede definir entonces como la razón de transferencia de calor a través de un espesor unitario del material por unidad de área por unidad de diferencia de temperatura, siendo una medida de la capacidad del material para conducir calor. Un valor elevado para la conductividad térmica indica que el material es un buen conductor del calor y un valor bajo indica que es un mal conductor o que es un aislante.

## 5.3 Difusividad térmica

El producto  $\rho c_p$ , que se encuentra con frecuencia en el análisis de la transferencia de calor, se llama capacidad calorífica de un material. Tanto el calor específico  $c_p$  como

la capacidad calórica  $\rho c_p$  representan la capacidad de almacenamiento de calor de un material. Pero,  $c_p$  la expresa por unidad de masa, en tanto que  $\rho c_p$  la expresa por unidad de volumen, como se puede advertir a partir de sus unidades  $J/kg\text{-}^\circ C$  y  $J/m^3\text{-}^\circ C$ , respectivamente. Otra propiedad de los materiales que aparece en el análisis de la conducción del calor en régimen transitorio es la difusividad térmica, la cual representa cuán rápido se difunde el calor por un material (Yunus y Afshin, 2011).

Nótese que la conductividad térmica  $k$  representa cuan bien un material conduce el calor y la capacidad calórica  $\rho c_p$  representa cuánta energía almacena un material por unidad de volumen. Por lo tanto, la difusividad térmica de un material se puede concebir como la razón entre el calor conducido a través del material y el calor almacenado por unidad de volumen. Es obvio que un material que tiene una alta conductividad térmica o una baja capacidad calorífica tiene una gran difusividad térmica. Cuanto mayor sea la difusividad térmica, más rápida es la propagación del calor por el medio. Un valor pequeño de la difusividad térmica significa que, en su mayor parte, el calor es absorbido por el material y una pequeña cantidad de ese calor será conducida a través de él (Yunus y Afshin, 2011).

#### **5.4 Gradientes geotérmicos**

Un gradiente geotérmico no es más que la variación de la temperatura en función de la profundidad. Los valores de gradiente geotérmico son expresados en  $^\circ C/km$  y se considera que dentro de la corteza varían entre 10 y 50  $^\circ C/km$ , con un valor promedio de 30  $^\circ C/km$  (*Plate River Associates, Inc., 2003*). Dichas variaciones van a depender principalmente del ambiente tectónico y de las propiedades conductivas de las unidades litológicas (*Plate River Associates, Inc., 2003*). En la tabla 5.1 se muestran valores promedios de gradientes geotérmicos para algunos ambientes tectónicos.

**Tabla 5.1.** Valores promedios de gradientes geotérmicos. Tomado de *Plate River Associates, Inc., 2003*

<b>Ambiente tectónico</b>	<b>Rango de gradiente geotérmico (°C/km)</b>
Interior del continente	20 – 40
Margen continental	25 – 50
Complejo deltáico	15 – 30
Graben post-rift	Hasta 80
Centro de expansión	Hasta 200
Cuencas retroarco/volcánicas	15 – 25
Cuencas antearco	30 - 25

## **5.5 Flujo geotérmico**

Cuando se habla de flujo geotérmico, se refiere a la energía térmica que es predominantemente transmitida por conducción desde del interior de la Tierra a través de las distintas capas de esta (Beardsmore y Sass, 2011). El flujo de calor es una propiedad fundamental de la Tierra. La Tierra es el motor térmico que impulsa la tectónica de placas. De este modo, el flujo geotérmico es una medida de la energía térmica que impulsa este motor térmico. Además, la temperatura en la Tierra, que está estrechamente relacionada con el flujo de calor, es un parámetro primario que controla las propiedades físicas de los materiales dentro de la misma. En general, las áreas de alto flujo de calor están respaldadas por temperaturas más altas, al menos a poca profundidad, que las áreas de bajo flujo de calor (Beardsmore y Sass, 2011).

El factor principal que controla la distribución del flujo de calor es el tipo de litósfera, continental u oceánica. La litósfera continental es generalmente relativamente antigua (>500 Ma.) y el mecanismo dominante de transferencia de calor a través de esta litósfera es la conducción. Por el contrario, la litosfera oceánica es joven (<200 Ma) y el calor es transmitido de forma convectiva a medida que la litósfera se va formando en las dorsales oceánicas (Beardsmore y Sass, 2011).

Antes del desarrollo de la tectónica de placas, se pensaba que el flujo de calor oceánico promedio podría ser menor que el de los continentes porque el basalto de la

corteza oceánica presenta menos isótopos radiactivos en comparación al material continental. Sin embargo, el flujo de calor es proporcional a la radioactividad de la corteza superficial en una región determinada y disminuye con el tiempo desde el último evento tectónico importante. En la siguiente tabla se puede observar el flujo de calor medio de acuerdo al tipo de ambiente (oceánico o continental) (Stein, 1995).

**Tabla 5.2.** Flujo de calor promedio. Tomado de (Stein, 1995)

<b>Ambiente</b>	<b>Flujo de calor promedio, mW/m<sup>2</sup></b>
Oceánico	101 ± 2.2
Continental	65 ± 1.6
Global	87 ± 2.0

## 5.6 Energía geotérmica

Geotermia es una palabra de origen griego, deriva de “geos” que quiere decir Tierra, y de “*thermos*” que significa calor: el calor de la Tierra. Se emplea indistintamente para designar tanto a la ciencia que estudia los fenómenos térmicos internos del planeta como al conjunto de procesos industriales que intentan explotar ese calor para producir energía eléctrica y/o calor útil al ser humano (Rodrigo y Llopis, 2002).

La energía geotérmica es la energía almacenada en forma de calor por debajo de la superficie sólida de la Tierra. El calor contenido en rocas y suelos es demasiado difuso para ser extraído directamente de forma económica, siendo necesario disponer de un fluido, generalmente agua, para transportar el calor hacia la superficie de forma concentrada, mediante sondeos, sondas geotérmicas, colectores horizontales, o mediante intercambiadores de calor tierra-aire enterrados a poca profundidad en el subsuelo. Una vez en superficie, el fluido geotermal, en función de su contenido en calor, se destinará a la producción de energía eléctrica, si es posible, y en caso contrario, se aprovechará su calor directamente recurriendo al empleo de intercambiadores de calor, o de bombas de calor, en caso necesario (Rodrigo y Llopis, 2002).

El calor contenido en los materiales que componen el núcleo y el manto se transmite paulatinamente a la corteza generando un flujo ascendente de calor que luego

de atravesarla y alcanzar la superficie terrestre se disipa en la atmósfera. Este proceso se puede corroborar cada vez que se efectúa una perforación, aunque sea de relativa poca profundidad. Las temperaturas que se registran son siempre mayores en los niveles más profundos. Es conveniente aclarar, para evitar confusiones, que en los casos en que la perforación es muy superficial (y también en los primeros tramos de otras más profundas) el efecto mencionado no es observable por la presencia de aguas infiltradas circulantes que enmascaran el proceso térmico (Rodrigo y Llopis, 2002). Si esas aguas se conservaran más tiempo y no recibieran un constante aporte, alcanzarían la temperatura correcta.

El flujo de calor desde el interior de la Tierra hacia los estratos superiores de la corteza, como se ha mencionado produce cambios de temperatura a distintas profundidades, conocidos como gradientes geotérmicos. Éstos pueden variar desde valores normales (alrededor de 30 °C/Km) hasta unos 200 °C/Km, en los bordes de las placas tectónicas (Santoyo y Barragán, 2009).

Los sistemas geotérmicos existentes en la Tierra se clasifican en forma general, en base a la temperatura del fluido endógeno que se extrae, o del fluido que se inyecta para la extracción de calor de la roca. Por tanto la temperatura es el elemento principal de la mayoría de los sistemas de clasificación. Para las evaluaciones de USGS (*U.S. Geological Survey*), los sistemas geotérmicos se han dividido en tres clases de temperatura: baja temperatura (< 90 °C), temperatura moderada (90 a 150 °C) y alta temperatura (> 150 °C).

Los sistemas de alta temperatura incluyen recursos dominados tanto por líquidos como por vapor. Los sistemas de temperatura moderada están dominados casi exclusivamente por líquidos, y todos los sistemas de baja temperatura están dominados por líquidos. Las tres clases de temperatura son adecuadas para aplicaciones de uso directo, pero en general los sistemas de temperatura moderada y alta son viables para la generación de energía eléctrica. Los sistemas en el extremo superior del rango de baja temperatura pueden explotarse para la generación de energía eléctrica si se dispone de temperaturas suficientemente bajas para el fluido de trabajo en una planta de energía binaria. Se han propuesto otros sistemas de clasificación térmica, y la mayoría se centra

en dividir los recursos geotérmicos de baja a alta temperatura (o entalpía) (Tabla 5.3) (Inga S. Moeck, 2014).

**Tabla 5.3.** Clasificaciones de recursos geotermales de acuerdo a diferentes autores por medio de la temperatura (*Celsius*) (Inga S. Moeck, 2014).

	<b>Muffler (°C)</b>	<b>Hochstein (°C)</b>	<b>Benderitter and Cormy (°C)</b>	<b>Haenel et al. (°C)</b>		
<b>Low enthalpy</b>	< 90	< 125	< 100	< 150		
<b>Moderate enthalpy</b>	90 - 150	125 - 225	100 - 200	-		
<b>High enthalpy</b>	> 150	> 225	> 200	> 150		
<b>Sanyal</b>	Non-electrical (°C)	Very low (°C)	Low (°C)	Moderate (°C)	High (°C)	Ultra High (°C)
	< 50 - 100	100 - 150	150 - 180	180 - 230	230 - 300	> 300

En cada caso, los límites de temperatura/entalpía se establecen considerando las temperaturas significativas en un contexto de utilización termodinámica o económica. Este enfoque ha sido refinado en su mayor parte por Sanyal, (2005), quien propuso una serie de divisiones centradas en los límites térmicos de importancia para el desarrollador geotérmico. Por ejemplo, el límite a 100 °C está vinculado al punto de ebullición del agua, mientras que a 190 °C está relacionado con la capacidad de los pozos geotérmicos para fluir por sí mismo (en lugar de requerir el bombeo de los fluidos del yacimiento), (Colin, Marshall y Arlene, 2011).

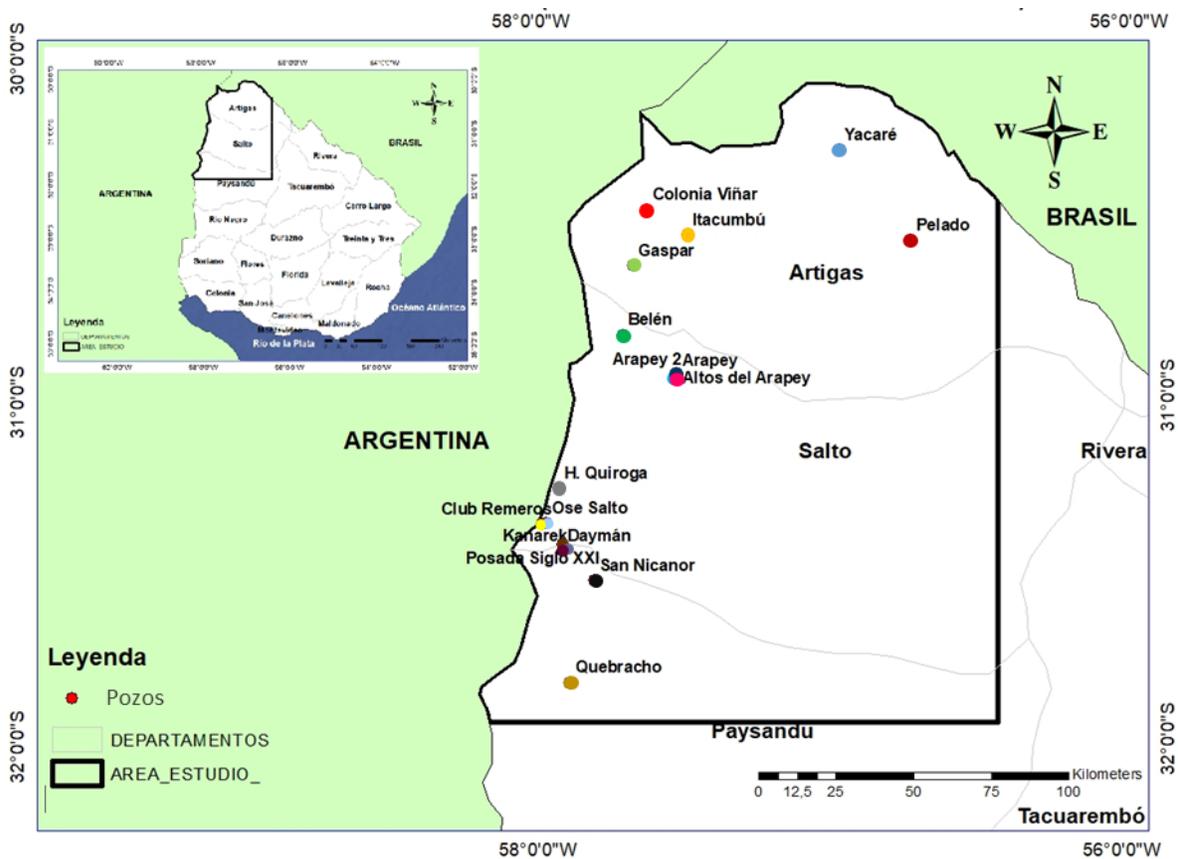
## 6. Materiales y métodos

### 6.1. Datos e información utilizada

La base de datos utilizada incluyó información geológica (litológica y estratigráfica), diagráfias de pozos (registros de resistividad, *gamma ray*, temperatura y potencial espontáneo) y geotérmica (temperatura, conductividad térmica), proveniente del acervo de diversas instituciones y organismos nacionales, tales como la Dirección Nacional de Agua (DINAGUA), la Dirección Nacional de Minería y Geología (DINAMIGE), la Administración Nacional de Combustibles, Alcohol y Portland (ANCAP), el Centro Regional para la Gestión del Agua Subterránea de América Latina y el Caribe (CeReGas) y el Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET).

Asimismo, se utilizó información bibliográfica respecto a estudios de flujo de calor y recursos geotérmicos, de los que se obtuvieron valores de propiedades térmicas promedio, en función de las características litológicas (e.g. Beardsmore y Sass, 2011; Inga S. Moeck, 2014; Beardsmore y Cull, 2001; Stein, 1995). De igual manera, se contó con diversos antecedentes de investigaciones brasileras y argentinas de análisis térmicos realizadas en la Cuenca Paraná, de los cuales se obtuvieron valores de propiedades térmicas de las unidades geológicas regionales, tales como la conductividad térmica promedio de las rocas (Hamza y Vieira, 2019; Hamza, 2009; Gomes, 2007; Gomes y Hamza, 2003).

Para el análisis y procesamiento de los datos se utilizaron las herramientas computacionales: a) *Interactive Petrophysic (IP)*, para la evaluación de registros de pozos (térmicos, eléctricos y radiactivos); b) *ArcGis* para realizar el mapeo de la temperatura de superficie, de subsuelo, del gradiente geotérmico y el flujo de calor y c) *Google Earth* para el posicionamiento de los pozos seleccionados. En la figura 6.1 se presentan los 17 pozos del área de estudio que se consideraron en la elaboración del presente trabajado.



**Figura 6.1:** Ubicación geográfica de los pozos en el área de estudio (Noroeste de la Cuenca Norte).

## 6.2 Conceptos básicos y metodológicos

### 6.2.1. Estimación de la temperatura en subsuelo

La temperatura de subsuelo puede ser estimada por medio de métodos directos o indirectos. La medición directa de la temperatura en el subsuelo requiere que un dispositivo de medición de temperatura se introduzca en el pozo, ya sea temporalmente (operaciones de guaya fina, DST, etc.) o permanentemente (sensores de cuarzo instalados como parte de la completación del pozo). Dichos dispositivos miden la temperatura del fluido de perforación, aunque no la de la roca circundante, por lo que, para obtener estimaciones significativas y precisas de la temperatura ambiente de la roca, el fluido de perforación debe estar en equilibrio térmico con su entorno. Si el pozo se ha perforado recientemente, es posible que el fluido no haya tenido tiempo de alcanzar el equilibrio térmico (Beardsmore y Cull, 2001).

De igual manera, cualquier evento que posteriormente perturbe el fluido de perforación también causa una perturbación térmica. Es por esto que, para obtener el valor más exacto de la temperatura, se necesita de un tiempo requerido para el reequilibrio, el cual va a depender de la magnitud de la perturbación. La interrupción del equilibrio térmico de la columna de fluido de perforación causada por la circulación de grandes volúmenes de fluido durante la perforación puede tardar mucho tiempo en disiparse. Se requieren tiempos de recuperación más largos para tiempos de perforación mayores. En general, se requiere de 10 a 20 veces el tiempo de perforación antes de que un pozo se equilibre (Beardsmore y Cull, 2001).

Las operaciones de registros de pozos también pueden perturbar el equilibrio térmico después de la perforación a causa del movimiento de las herramientas a través de él; sin embargo, la perturbación es mucho menor. Por este motivo, lo ideal es que el registro de temperatura se realice durante el descenso de las herramientas (lo cual lo hace poco convencional respecto a la toma de los otros registros) (Beardsmore y Cull, 2001).

Las temperaturas que se miden a la profundidad total de los pozos mediante las operaciones mencionadas previamente son denominadas Temperatura de Fondo del Pozo o BHT (*Bottom Hole Temperature*). La BHT se encuentra entre la temperatura de circulación de fondo de pozo (BHCT) y la temperatura estática de fondo de pozo (BHST). Por este motivo, la BHT suele corregirse para hallar un valor próximo al BHST.

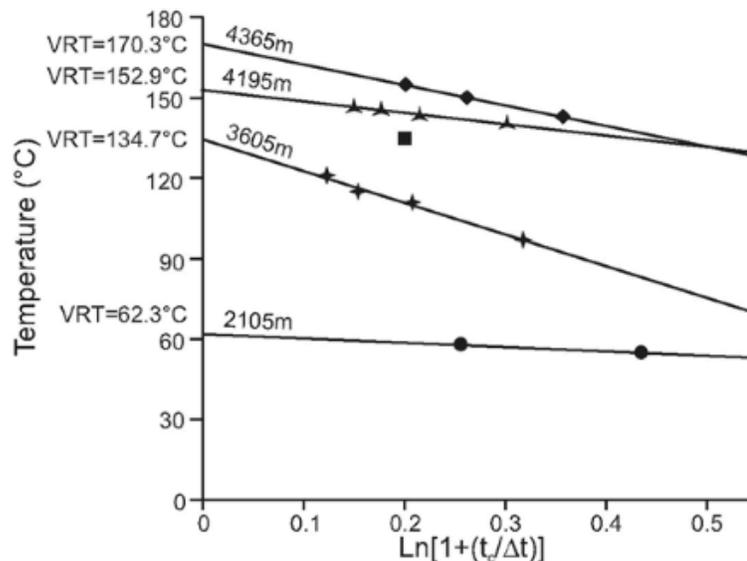
La temperatura del fondo de pozo también necesita estabilizarse para poder obtener el valor exacto de la temperatura de la formación, ya que el fluido dentro del pozo necesita alcanzar el equilibrio térmico. De esta manera, mientras mayor es el tiempo que el pozo este cerrado, mayor será la precisión del valor real de esta propiedad física de la formación; sin embargo, en la práctica no es usual mantenerlos cerrados el tiempo necesario para su estabilización. Por tal motivo, existen técnicas que permiten extrapolar el valor de la temperatura en función del tiempo, tales como el método de Horner (Beardsmore y Cull, 2001). Este método fue diseñado originalmente para corregir los datos de pruebas de restauración de presión o *buildup* (Horner, 1951), pero luego fue adoptado para observar el comportamiento de la temperatura de la formación luego de la perforación. Los parámetros que definen un punto en un diagrama de Horner son:

$T$  = Temperatura del fondo del pozo

$\Delta t$  = Tiempo transcurrido entre el cese de la circulación del fluido y la medición de la temperatura  $T$ .

$t_c$  = Tiempo transcurrido entre el cese de la perforación y el cese de la circulación del fluido.

La figura 6.2 muestra la temperatura BHT en función del  $\ln[1 + (t_c/\Delta t)]$ , en la misma se observan distintos puntos graficados a una misma profundidad, los que generan una curva que intercepta el eje de las ordenadas en un punto denominado VRT (*Virgin Rock Temperature*), conocido como la temperatura de la formación.



**Figura 6.2:** Ejemplo del gráfico de Horner. Tomado de Beardsmore y Cull (2001).

La precisión del gráfico de Horner depende de la confiabilidad y la precisión de los datos de  $T$ ,  $\Delta t$  y  $t_c$ . Casi siempre, la temperatura es registrada durante diversas corridas de registros y se halla comúnmente en los informes de completación de pozos o en los encabezados de los perfiles de pozo. Asimismo, la precisión con la que se obtienen los datos, a veces, es cuestionable. En algunos casos, no se registra ningún cambio en la temperatura entre varias ejecuciones de registro separadas por muchas horas, o las temperaturas se redondean a los 5 °C o 10 °C más cercanos (Beardsmore y Cull, 2001).

Es poco probable que esto refleje condiciones reales y debe atribuirse a una falla del instrumento o error humano. Desafortunadamente, la magnitud de estos errores es indefinible y los datos deben ser aceptados al pie de la letra o rechazados (Beardsmore y Cull, 2001).

Adicionalmente, se debe tener en cuenta que si  $(t_c/\Delta t) < 1/3$  para todos los puntos de datos, la técnica de Horner debería dar resultados aceptables (Roux et al., 1982). Sin embargo, una investigación rigurosa de las matemáticas que rigen el equilibrio de la temperatura del fondo del pozo revela que, para valores más altos de  $(t_c/\Delta t)$ , las extrapolaciones en línea recta a través de los datos de Horner están sesgadas inherentemente hacia la subestimación de la VRT (Dowdle y Cobb, 1975). La magnitud del sesgo aumenta a medida que aumenta  $(t_c/\Delta t)$ . Roux y Col. (1982) desarrollaron un procedimiento para compensar el sesgo teórico en el método de Horner en aquellas ocasiones en que  $(t_c/\Delta t) > 1/3$ . Para esto, se requiere un pequeño número de parámetros adicionales para la corrección, basados en aproximaciones lineales de curvas de enfriamiento teóricas. Un parámetro de tiempo adimensional,  $t_D$ , se deriva de la difusividad térmica de la formación,  $K$  ( $m^2s^{-1}$ ), el tiempo de circulación,  $t_c$  (h) y el radio del pozo,  $r_w$  (m):

$$t_D = 3600 \frac{kt_c}{r_w^2} \quad \text{Ecuación 4}$$

Donde,  $k$  (difusividad de la formación) =  $10^{-6} m^2s^{-1}$  es un valor sugerido en la mayoría de los casos:  $r_w$  representa el radio del pozo. Así, un factor de temperatura adimensional  $T_D$ , es luego obtenido:

$$T_D = A + (Bt_D) + (Ct_D^{1/2}) + (Dt_D^{1/3}) + (Et_D^{1/4}) + (Ft_D^{1/5}) \quad \text{Ecuación 5}$$

Los coeficientes A-F se pueden encontrar en la Tabla 6.1, los cuales dependerán del valor del tiempo de Horner como se muestra. Seguidamente, el sesgo en la trama de Horner se corrige mediante:

$$\text{True VRT} = \text{Horner VRT} - (2.303mT_D) \quad \text{Ecuación 6}$$

Donde  $m$  es la pendiente del grafico de Horner.

**Tabla 6.1.** Coeficientes para la determinación de  $T_D$ . Tomado de Beardsmore y Cull, (2001)

$(t_c + \Delta t)/\Delta t$	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>	<b>e</b>	<b>f</b>
1.25 – 2	0.4874	0.0027	-0.2862	1.4077	-0.7836	0.7732
2 – 5	0.2516	-0.0072	0.3650	-0.0001	-3.4989	3.1534
5 - 10	2.3502	0.0024	-0.0609	4.7833	-5.9058	0.0365

Esta corrección es sensible a la calidad de los datos y es dudoso que la mayoría de los datos reales sean lo suficientemente precisos para garantizar la corrección. El valor de  $\Delta t$  suele ser en muchos casos desconocido, por este motivo, diversos autores han realizado varias correlaciones empíricas en función de la profundidad para corregir la BHT. Un ejemplo de esto, es la correlación de Willett y Chapman (1987), quienes utilizaron 95 pozos con múltiples mediciones de temperatura en la Cuenca de Uinta (Utah, EE.UU.), para obtener la siguiente correlación:

$$VRT = BHT + T_c \quad \text{Ecuación 7}$$

$$T_c = Az + Bz^2 + Cz^3 + Dz^4 \quad \text{Ecuación 8}$$

Donde  $A = 6.93$ ,  $B = -1.67$ ,  $C = 0.101$  y  $D = 0.0026$ .  $T_c$  es la temperatura en  $^{\circ}\text{C}$  y  $z$  es la profundidad en km.

Adicionalmente, la AAPG (*American Association of Petroleum Geologists*) en 1976 desarrolló un método para corregir los datos de BHT. El método consiste en una relación empírica desarrollada que compara datos medidos de BHT y datos de temperatura de equilibrio. AAPG utilizó datos de temperatura de 602 pozos de Louisiana y West Texas (EE.UU.) (Benevides, 2016). El resultado es la siguiente ecuación:

$$\Delta T = az + bz^2 + cz^3 + dz^4 \quad \text{Ecuación 9}$$

Donde  $\Delta T$  es la corrección de temperatura en grados Celsius,  $z$  es la profundidad en metros y  $a$ ,  $b$ ,  $c$  y  $d$  son coeficientes polinómicos cuyos valores son  $1.878 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C/m}$ ,  $8.476 \times 10^{-7} \text{ }^\circ\text{C/m}^2$ ,  $5.091 \times 10^{-11} \text{ }^\circ\text{C/m}^3$  y  $1,681 \times 10^{-14} \text{ }^\circ\text{C/m}^4$ , respectivamente (Benevides, 2016).

En cuanto a los métodos indirectos, cuando se cuenta con perfiles de resistividad, es posible correlacionar los mismos con la temperatura de la formación para su estimación mediante, por ejemplo, la Ecuación 4.

Por su parte, cuando se cuenta con registros de resistividad, temperatura de la formación ( $T_f$ ) y potencial espontáneo (SP), la empresa de servicios *Schlumberger* desarrolló la Ecuación 10 para estimar la densidad del filtrado del lodo. La cual puede, matemáticamente emplearse en sentido inverso para determinar la temperatura:

$$\rho_{mf} = 1 + 7 * \text{Salinidad} * 10^{-7} - (T_f - 80)^2 * 10^{-6} \quad \text{Ecuación 10}$$

Donde  $\rho_{mf}$  es la densidad del filtrado del lodo en  $\text{g/cm}^3$ ,  $T_f$ , la temperatura de la formación en  $^\circ\text{F}$ .

En los casos donde no se contaba con ninguno de los datos mencionados, se utilizaron las temperaturas de subsuelo estimadas mediante geotermómetros químicos por Pedro y Morales (2019, 2020) (la mayoría de los pozos contaban con estimaciones de la temperatura por medio de esta técnica). En la Tabla 6.2 se pueden observar los modelos matemáticos de los geotermómetros usados por esos autores. En aquellos casos donde no se contó con ninguna información, se estimó la temperatura de subsuperficie mediante una correlación definida por Oleaga, (2002), la cual establece una relación directa entre el espesor de basalto (Formación Arapey) y la temperatura del acuífero (Ecuación 11).

**Tabla 6.2.** Correlaciones usadas por Pedro y Morales (2019, 2020)

Nombre del modelo	Correlación
Cuarzo (Rimstidt, 1997)	$T_{SiO_2} = \left[ \frac{-1107}{\log[SiO_2]} + 0.0254 \right] - 273.15$
Cuarzo (Verna y Santoyo, 1997)	$T_{SiO_2} = -44.19 + (0.24469[SiO_2]) + ((-1.7414 \times 10^{-4})[SiO_2]^2) + 79.305 \log[SiO_2]$
$\alpha$ – Cristobalita (Fournier, 1977)	$T_{SiO_2} = \left[ \frac{1309}{5.19 - \log[SiO_2]} \right] - 273.15$
Calcedonia (Fournier, 1977)	$T_{SiO_2} = \left[ \frac{1032}{4.69 - \log[SiO_2]} \right] - 273.15$

$$T = \frac{1}{36.5} * \text{Espesor de basalto} + 20.2 \quad \text{Ecuación 11}$$

Donde Espesor de basalto representa el espesor por encima del SAG en metros y T, la temperatura del agua en °C.

### 6.2.2. Estimación de la temperatura de superficie

Cuando se habla de la temperatura de superficie, se refiere a la temperatura en la capa superior del suelo o roca, no a la temperatura del aire. La temperatura del suelo o roca generalmente supera la temperatura promedio del aire en unos pocos grados, debido al albedo superficial (Beardsmore y Cull, 2001). En cuanto a la temperatura en superficie, estas fueron determinadas tomando en cuenta la Ecuación 12:

$$T_o = 3 + \frac{(T_{prom.-aire})}{2} \quad \text{Ecuación 12}$$

Donde  $T_o$  es la temperatura de superficie en °C y  $T_{prom.-aire}$  es el promedio entre la temperatura máxima y mínima de cada día en °C.

En este trabajo se calculó la  $T_{prom.-aire}$  usando los registros de temperatura del aire de los últimos 30 años en las estaciones meteorológicas de Salto, San José, Tacuarembó, Treinta y Tres, Trinidad, Young, Punta del Este, Paso de los Toros,

Paysandú, Prado, Rivera, Rocha, Aeropuerto Carrasco, Aeropuerto Melilla, Artigas, Bella Unión, Colonia, Durazno, Florida, Laguna del Sauce, Melo y Mercedes, proporcionados por el Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET).

### 6.2.3. Estimación del gradiente geotérmico

Una vez estimadas las temperaturas de superficie y de subsuelo, es posible calcular el gradiente geotérmico, por medio de la Ecuación 13.

$$\Gamma = \frac{T_{ss} - T_o}{Z_w} \quad \text{Ecuación 13}$$

Donde  $\Gamma$  es el gradiente geotérmico en °C/km,  $T_{ss}$  es la temperatura de subsuperficie obtenida ya sea por mediciones directas, mediciones BHT corregidas, correlaciones o por otro método en °C,  $T_o$  es la temperatura media anual de la superficie en °C y  $Z_w$  es la profundidad a la cual se determinó la temperatura de subsuelo en metros.

### 6.2.4. Estimación de la conductividad térmica

Las conductividades térmicas de las unidades geológicas que constituyen el relleno de la Cuenca Norte en el área de estudio se estimaron, cuando fue posible, mediante correlaciones con las medidas para las formaciones equivalentes de la Cuenca Paraná. En los casos restantes fueron estimadas a partir de sus características litológicas, analizadas durante la etapa de perforación y presentadas en los *masterlogs*. Luego, de acuerdo al tipo de roca presente en la formación se estimaron las conductividades térmicas promedio, a través de tablas teóricas (Beardsmore y Cull, 2001).

En las Tablas 6.3 y 6.4 se presentan algunos valores teóricos de acuerdo al tipo de litología encontrado en formaciones geológicas de Brasil en la Cuenca de Paraná (Gomes y Hamza, 2003) y en forma general de acuerdo al tipo de roca (Beardsmore y Cull, 2001), respectivamente.

**Tabla 6.3.** Conductividades térmicas de las formaciones de la Cuenca de Paraná.  
Tomado de (Gomes y Hamza, 2003).

Formación	Número de medidas	Conductividad térmica (W/m.K)		
		Mínima	Máxima	Media
Cuaternario/Terciario	6	-	-	2.3
Bauru (BAU)	64	-	-	3.7
Serra Geral (SGL)	520	1.5	2.2	1.8
Botucatu (BOT)	279	2	4.2	3.8
Piramboia	10	-	-	2.7
Sills	67	-	-	2.3
Corumbatai	124	-	-	2.2
Rio do Rasto	87	1.8	2.5	2.3
Morro Pelado	15	1.6	3	2.3
Serrinha	19	1.4	2.8	2.2
Terezina	39	1.6	2.8	2.2
Estrada Nova	27	-	-	1.9
Serra Alta	35	1.3	2.3	2
Iratí	53	1.6	4.5	2.3
Palermo	70	1.5	4.3	2.7
Tatuí	9	1.8	0.4	1.8
Rio Bonito	54	1.5	4.4	2.8
Itararé (IT)	171	2	4.4	3.1
Aquidauana	4	3.8	5.4	4
Ponta Grossa	32	1.5	3.8	2.7
Furnas	32	4	6	5.3
Vila Maria	3	4.5	6	4.5
Embasamento	88	3	4.7	3.8
Rocha encaixante	45	2.8	3.6	3.2
Total/Medias	1853	2.2	3.7	2.8

Una vez determinadas las conductividades térmicas para cada formación, se calculó un valor medio ponderado de esa propiedad en cada pozo, mediante la Ecuación 14.

$$K_{prom.} = \sum_{i=1}^n \frac{k_i \Delta z_i}{\Delta z_i}$$

Ecuación 14

Donde  $K_{prom.}$  representa la conductividad térmica promedio en W/(m-°C),  $k_i$  la conductividad térmica en cada formación en W/(m-°C) y  $\Delta z_i$  el espesor en consideración en metros.

**Tabla 6.4.** Conductividades térmicas de las rocas sugeridas por distintos autores. Tomado de Beardsmore y Cull (2001)

Litología	Fuentes										
	1 <sup>a</sup>	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Arenisca	7.1	4.2 ± 1.4	3.1 ± 1.3		3.7 ± 1.2	2.8		3.7 ± 1.2			4.7 ± 2.8
Arcilla	2.9				2.0						1.8
Lutolita	2.9							2.0 ± 0.4			1.9 ± 0.4
Esquisto	2.9	1.5 ± 0.5	1.4 ± 0.4		2.1 ± 0.4	1.4		2.1 ± 0.4			1.8 ± 1.2
Limolita	2.9	2.7 ± 0.9	3.2 ± 1.3		2.7 ± 0.2	2.7 ± 0.9		2.7 ± 0.2			
Caliza	3.1	2.9 ± 0.9	2.4 ± 0.9	2.21	2.8 ± 0.4		3.4 ± 3.0	2.8 ± 0.3			2.5 ± 0.6
Marga	3.2	2.1 ± 0.7	3.0 ± 1.1		2.7 ± 0.5						2.4 ± 0.5
Dolomita		5.0 ± 0.6	3.1 ± 1.4		4.7 ± 0.8		4.8 ± 1.5	4.7 ± 1.1			3.7 ± 1.8
Esquisto		4.2 ± 1.5	1.4 ± 0.5		1.4 ± 0.5						
Cuarcita				6			5.0 ± 2.4	5.9 ± 0.8		3.5 ± 0.4	5.6 ± 1.9
Granito							3.4 ± 1.2			3.5 ± 0.4	2.8 ± 0.6
Basalto	1.8			1.7			1.7 ± 0.6			2.0 ± 0.2	1.5
Toba				1.7 ± 0.3							
Conglomerado		2.4 ± 0.8	3.2 ± 1.8		2.1 ± 1.0						
Carbón		0.3 ± 0.1	0.2 ± 0.2	0.2 ± 0.04	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.1					
Arena suelta				2.44 ± 0.8							
Sedimento en general			2.3 ± 2.0								
*Matriz: valores de conductividad, que solo representan la conductividad aparente cuando $\phi=0$											
<i>Fuentes:</i> 1= Beardsmore (1996), 2= Majorowicz y Jessop (1981), 3= Beach, Jones y Majorowicz (1987), 4= Raznjevic (1976), 5= Reiter y Jessop (1985), 6= Taylor, Judge y Allen (1986), 7= Roy et al. (1981), 8= Reiter y Tovar (1982), 9= Touloukian et al. (1970b), 10= Drury (1986), 11= Barker (1996).											

### 6.2.5. Estimación del flujo de calor terrestre

La transferencia de calor puede ser considerada estacionaria, cuando se mantiene relativamente constante por mucho tiempo como consecuencia de un suministro continuo y homogéneo de calor; como también, transitoria cuando la temperatura de un mismo punto del cuerpo estudiado varía en un intervalo de tiempo determinado debido a que el flujo de calor no es constante.

Aplicando la definición de flujo de calor terrestre como el producto de la conductividad térmica de la roca y el gradiente geotérmico, se determinó esta propiedad, tal como se muestra en la Ecuación 15 (Hamza, 2009):

$$q = \lambda * \Gamma \quad \text{Ecuación 15}$$

Esta propiedad se determinó asumiendo condiciones estacionarias (Ecuación 15), sin tomar en cuenta las condiciones transitorias. No obstante, se analizó una correlación para el estudio de la transferencia de calor teniendo en cuenta el análisis de sistemas concentrado, asumiendo que la temperatura en una formación de poco espesor, puede considerarse constante (Yunus y Afshin, 2011). En el caso de la Cuenca Norte, este método puede presentar dificultades, ya que la Formación de Arapey, particularmente, presenta grandes espesores en comparación a las demás formaciones; sin embargo, aun así, el método puede ser aplicado, aunque implicará que mientras mayores sean los espesores, mayor será el porcentaje de error. El análisis de flujo transitorio se muestra a continuación:

Transferencia de calor hacia la formación durante  $dt$  = el incremento en la energía de la formación durante  $dT$ , por lo tanto,

$$k \frac{A_s(T_\infty - T)dt}{L} = (mc_p dT)_{roca} + (mc_p dT)_{Agua} \quad \text{Ecuación 16}$$

Teniendo en cuenta que la temperatura tanto de la formación como del agua contenida en esta, en estado de equilibrio, es constante, el diferencial  $dT$  en este caso será el mismo,

$$\frac{kA_s(T_\infty - T)}{L} dt = \left[ (mc_p)_{roca} + (mc_p)_{Agua} \right] dT \quad \text{Ecuación 17}$$

A su vez, se conoce que  $m = \rho V$ ,  $dT = d(T - T_\infty)$  y que  $T_\infty$  es constante. Quedando la correlación del siguiente modo:

$$-\frac{kA_s}{\left[ (\rho V c_p)_{roca} + (\rho V c_p)_{agua} \right] L} dt = \frac{d(T - T_\infty)}{T - T_\infty} \quad \text{Ecuación 18}$$

Integrando ambos lados desde  $t = 0$ , donde  $T = T_i$  hasta cualquier instante  $t$ , en el cual se tendrá  $T = T_{(t)}$ , se obtiene,

$$-\frac{kA_s t}{\left[ (\rho V c_p)_{roca} + (\rho V c_p)_{agua} \right] L} = \ln \left( \frac{T_t - T_\infty}{T_i - T_\infty} \right) \quad \text{Ecuación 19}$$

Teniendo en cuenta que el producto de la densidad y el calor específico tanto de la formación como del agua es igual a la capacidad calorífica de una roca saturada, el denominador del término izquierdo puede simplificarse, quedando la correlación como,

$$-\frac{kA_s t}{MVL} = \ln \left( \frac{T_t - T_\infty}{T_i - T_\infty} \right) \quad \text{Ecuación 20}$$

Siendo  $M$ , la capacidad calorífica de la roca saturada:

$$M = (1 - \phi)\rho_r C_r + \phi(S_i \rho_i c_i) \quad \text{Ecuación 21}$$

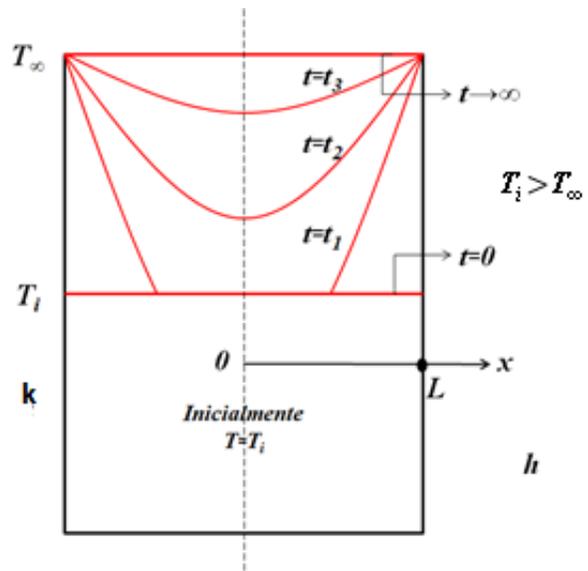
Mientras que  $V$  puede ser entendido como el volumen total en estudio,

$$V = \sum_{i=1}^n A_i h_i \quad \text{Ecuación 22}$$

Es importante destacar que la Ecuación 15 aplica solo para el caso de una sola formación; sin embargo, en caso de ser varias formaciones, puede utilizarse como un promedio  $\bar{M} = \frac{\sum_{i=1}^n M_i}{n}$ , de todos los estratos que se están tomando en consideración. De esta manera, siendo  $A_s = \sum_{i=1}^n A_i$ , la ecuación final quedó como,

$$-\frac{k \sum_{i=1}^n A_i t}{(\sum_{i=1}^n M_i * \sum_{i=1}^n A_i h_i)L} = \ln \left( \frac{T_t - T_\infty}{T_i - T_\infty} \right) \quad \text{Ecuación 23}$$

La conductividad térmica  $k$  representa el valor de la formación de mayor temperatura. La Ecuación 23 se desarrolló para poder ser empleada bajo el esquema mostrado en la figura 6.3, donde se debe considerar que las temperaturas pueden cambiar en el tiempo, pero no debe variar mucho con la posición, es decir, que la temperatura de la formación permanece uniforme en el tiempo y se puede considerar la variación de temperatura sin referir a una ubicación específica. Adicionalmente, se debe tomar en cuenta que  $T_i(\text{Formación}) > T_\infty(\text{Superficie})$  y  $h$  es el coeficiente de transferencia de calor por convección, en la figura 6.3 se puede ilustrar el comportamiento del perfil de temperatura transitoria bajo las suposiciones inferidas previamente.



**Figura 6.3:** Perfil de temperatura transitoria en una superficie sólida expuesta a convección. Tomado de Yunus y Afshin (2011).

Asimismo, se debe añadir que la deducción previa fue realizada tomando en cuenta la ecuación de difusividad de calor (Ecuación 24) que es estrictamente en 3D; sin embargo, por la simetría del pozo y sus alrededores, esta puede ser simplificada a una dimensión 2D. Adicionalmente, si solo se consideran secciones cortas dentro de una columna de gran espesor, esta puede ser aún más simplificada, volviéndose un problema de difusividad en 1D, como fue el caso de la Ecuación 23.

$$\nabla^2 T = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t}$$

Ecuación 24

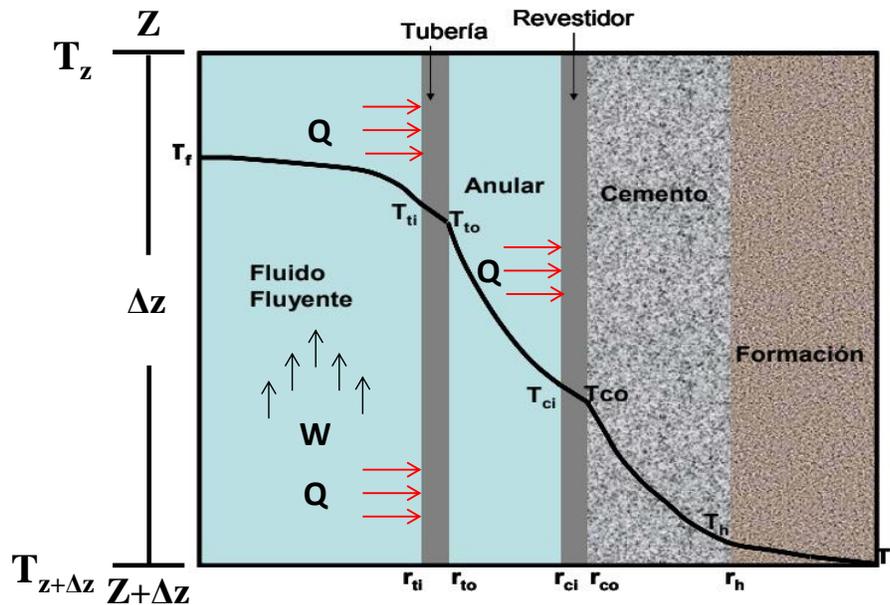
Se debe aclarar que la estimación del flujo de calor fue realizada asumiendo condiciones estacionarias (Ecuación 15) debido a los grandes espesores que presentan las formaciones en la Cuenca Norte, particularmente la Formación Arapey, lo cual representa una limitante para los métodos de análisis transitorios tal como fue mencionado.

### **6.2.6. Estimación de la pérdida de calor**

La determinación de la pérdida de calor del agua desde las formaciones donde se encuentran hasta la superficie fue realizada tomando en cuenta como modelo, la geometría cilíndrica del pozo y aplicando parte del Método de Willhite, (1967). Dicho método se fundamenta en el uso de un coeficiente de transferencia de calor total para un sistema formado por el espacio anular, las tuberías de inyección/producción y revestimiento, el cemento y el aislante en caso que exista (Alvarado y Bánzer, 2002). Para este análisis se asumió:

1. Flujo de agua a través de la tubería de producción a temperatura, presión y tasa constante.
2. El espacio anular se consideró lleno de aire a baja presión e inmóvil.
3. La transferencia de calor en el pozo se realiza bajo condiciones de flujo continuo.
4. Dentro de la tubería de producción, los cambios en energía cinética, así como cualquier variación en la presión del agua debido a efectos hidrostáticos y a pérdidas por fricción son despreciables.
5. Se desprecia la variación de la conductividad y difusividad térmica de las unidades geológicas con la profundidad.
6. Se considera despreciable la variación del calor específico con la profundidad y por lo tanto, con la presión.

Los principales segmentos o componentes del sistema que se consideraron fueron la tubería de producción (*tubing*), tubería de revestimiento (*casing*), aislante (en caso de existir), zona de cementación y la formación (Fig. 5.4). Se asumió a su vez que todas las propiedades dentro de cada segmento permanecen constantes dentro de ellos.



**Figura 6.4:** Distribución empleada de la temperatura en un pozo para el cálculo de las pérdidas de calor. Tomado de Alvarado y Bánzer (2002).

El procedimiento para determinar la pérdida de calor consistió en los siguientes pasos:

1. Determinación del tiempo fondo arriba, usando la Ecuación 25 y considerando la profundidad total de pozo y el caudal aproximado probado en ese pozo:

$$t = \frac{\text{Prof.}}{Q} A \quad \text{Ecuación 25}$$

Donde  $t$  representa el fondo arriba en horas, Prof. es la profundidad total en m y se puede observar en la Figura 5.6 como  $\Delta z$  si se considera al punto  $z$  como el cabezal del pozo,  $Q$  es el caudal en  $\text{m}^3/\text{h}$  y  $A$  es la sección de área transversal del *tubing* en  $\text{m}^2$ .

2. Cálculo de la temperatura adimensional TD a partir del tiempo adimensional tD bajo las siguientes condiciones:

2.1 Si  $t_D \leq 1.5$  :

$$t_D \leq 1.5 : T_D = 1.1281\sqrt{t_D}(1 - 0.3\sqrt{t_D}) \quad \text{Ecuación 26}$$

2.2 Si  $t_D > 1.5$  :

$$t_D > 1.5 : T_D = (0.4063 + 0.5 \ln(t_D)) \left(1 + \frac{0.6}{t_D}\right) \quad \text{Ecuación 27}$$

Siendo  $t_D$ :

$$t_D = \frac{k_e t}{\rho_e C_e r_w^2} \quad \text{Ecuación 28}$$

Donde  $k_e$  representa la conductividad térmica promedio de la formación en W/(m-°C),  $t$  es el tiempo fondo arriba estimado en el paso anterior, el producto  $\rho_e C_e$  viene representado por la capacidad calorífica de la formación en W/(m<sup>3</sup>-°C) y  $r_w$  es el radio del pozo en m.

3. Cálculo de la temperatura promedio del subsuelo o la Tierra (Inicialmente  $T_{ci}$ , será igual a  $T_e$ ) (Moradi, Ayoub, Bataee y Mohammadian, 2019):

$$T_e = T_{sup} + G_g \left(\frac{Prof}{2}\right) \quad \text{Ecuación 29}$$

Donde  $T_e$  representa la temperatura de la Tierra en °C y se asumió igual a la temperatura del *casing* en su radio interno  $T_{ci}$  (°C).  $T_{sup}$  es la temperatura de la superficie en °C y  $G_g$  es el gradiente geotérmico en °C/m.

4. Cálculo de la temperatura promedio y conductividad térmica del aire en el anular:

$$T_{prom} = \frac{T_{ci} + T_{to}}{2} \quad \text{Ecuación 30}$$

Donde  $T_{prom}$  representa la temperatura promedio en el anular en °C,  $T_{ci}$  fue descrita anteriormente y está expresada en °C, mientras que  $T_{to}$  es la temperatura externa de la tubería de producción en °C y se considerara igual a la temperatura del fluido dentro del *tubing* debido a la elevada conductividad térmica que poseen estas tuberías al ser

comúnmente de acero. En cuanto a la conductividad térmica del aire, esta fue estimada mediante la siguiente expresión (Alvarado y Bánzer, 2002):

$$K_c = 0.01328 + 2.471 \times 10^{-5} T_{prom} - 4.247 \times 10^{-9} T_{prom}^2 \quad \text{Ecuación 31}$$

5. Cálculo del coeficiente de transferencia de calor total ( $U_{to}$ ) tomando en cuenta el radio externo del *tubing*.

$$U_{to} = h_c + h_r \quad \text{Ecuación 32}$$

Donde  $U_{to}$  esta expresado en  $W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ ,  $h_c$  representa el coeficiente de transferencia de calor por convección (en este caso se asumió conducción pura al considerar inmóvil el aire dentro del anular) en  $W/(m^2 \cdot ^\circ C)$  y  $h_r$  es el coeficiente de transferencia de calor por radiación dentro del anular en  $W/(m^2 \cdot ^\circ C)$ . Ambas expresiones ( $h_c$  y  $h_r$ ) vienen dadas por,

$$h_r = \sigma * \varepsilon * (T_{ci}^2 + T_f^2)(T_{ci} + T_f) \quad \text{Ecuación 33}$$

Donde  $\sigma$  se conoce como la constante de Stefan-Boltzmann, cuyo valor es  $5.67 \times 10^{-8} W/m^2 \cdot K^4$ .  $\varepsilon$  representa la emisividad de las superficies dentro del anular, el cual se asumió igual a un cuerpo negro o superficie oscura ( $\varepsilon = 1$ ).

$$h_c = \frac{k_c}{r_{to} \ln\left(\frac{r_{ci}}{r_{to}}\right)} \quad \text{Ecuación 34}$$

Donde  $r_{to}$  y  $r_{ci}$  representan el radio externo de la tubería de producción y el radio interno de la tubería de revestimiento en m, respectivamente.

6. Cálculo de la temperatura del cemento:

$$T_{cem} = \frac{r_{to} U_{to} T_D T_f + k_e T_e}{r_{to} U_{to} T_D + k_e} \quad \text{Ecuación 35}$$

Donde  $T_{cem}$  representa la temperatura del cemento en  $^\circ C$ , las otras variables fueron descritas previamente.

7. Cálculo de la transferencia de calor (Q):

$$Q = \frac{2\pi K_e (T_{cem} - T_e)}{T_D} * \Delta Z \quad \text{Ecuación 36}$$

Donde Q viene a ser la pérdida de calor total en W/h.

8. Comparación entre la temperatura interna del *casing* y la temperatura externa del mismo hasta alcanzar una tolerancia de aproximación  $\cong 0.01$  °C.

$$T_{co} = T_{cem} + \frac{r_{to} U_{to} \ln\left(\frac{r_w}{r_{ci}}\right) (T_f - T_{cem})}{K_e} \quad \text{Ecuación 37}$$

Una vez obtenido el valor de la transferencia de calor total (Q), este fue comparado con la cantidad de calor que debe transferir el fluido bajo las condiciones aproximadas de flujo que se tienen en los pozos completados en la Cuenca Norte para que puedan disminuir su temperatura en al menos 1 °C hasta llegar a superficie (es importante señalar que esta cantidad de calor es independiente de la presión del sistema). Esta aproximación permitió observar cuan cerca o lejos están los fluidos de disminuir su temperatura en al menos 1°C. Para obtener este valor de referencia, se aplicó la Primera Ley de la Termodinámica asumiendo el sistema como un volumen de control a presión constante,

$$\dot{q} = \frac{W * c_p * \Delta T}{\Delta t} \quad \text{Ecuación 38}$$

Donde  $\dot{q}$  es la transferencia de calor necesaria para que el agua disminuya su temperatura en al menos un grado, expresada en W/h; W es el flujo másico en kg/s y el calor específico  $c_p$  se asumió aproximadamente igual a 4.18 kJ/kg-°C (considerado constante) y  $\Delta T$  se consideró como 1°C. Es pertinente mencionar que en aquellos casos donde no se contó con propiedades mecánicas del pozo, difusividad térmica y los caudales, se sensibilizó en función de esas variables para obtener un intervalo de aproximación de las pérdidas de calor (Q).

## **7. Resultados**

La presentación de los resultados está organizada para cada uno de los objetivos específicos planteados en esta tesis.

### **7.1 Estimar el gradiente geotérmico y el flujo de calor como una solución analítica de la distribución de temperatura y transferencia de calor en régimen estacionario**

#### **7.1.1 Organizar una base de datos que concentre la mayor cantidad de información del área de estudio**

Para alcanzar este objetivo específico y tal como se mencionó en capítulos anteriores, se realizó la revisión de múltiples informes de diversas procedencias, en los que se identificaron datos e informaciones de relevancia para el proyecto en general. Cabe destacar que esta etapa comprendió la compilación y normalización de todos los datos e informaciones que posteriormente fueron empleados en alcanzar los restantes objetivos específicos.

Primeramente, se identificaron los pozos que podían contar con información valiosa para la investigación y que fueron completados dentro de la zona de estudio (Tabla 7.1):

**Tabla 7.1.** Pozos completados en la zona de estudio (Figura 6.1)

<b>Pozo</b>	<b>Coordenadas</b>		<b>Prof. Total (m)</b>
	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>	
Altos del Arapey	-30.942	-57.518	956
Arapey	-30.949	-57.518	1494
Arapey 2	-30.947	-57.523	900
Belén	-30.831	-57.698	2336
Club Remeros	-31.380	-57.976	1322
Colonia Viñar	-30.467	-57.616	681
Daymán	-31.458	-57.909	2204
Gaspar	-30.629	-57.664	2297
H. Quiroga	-31.277	-57.917	1295
Itacumbú	-30.541	-57.478	2099
Kanarek	-31.458	-57.905	1280
Ose Salto	-31.377	-57.962	1368
Pelado	-30.556	-56.730	1996
Posada Siglo XXI	-31.439	-57.909	1209
Quebracho	-31.842	-57.887	1107
San Nicanor	-31.545	-57.802	1104
Yacaré	-30.295	-56.970	2387

Adicionalmente, se obtuvo información referente a la sección estratigráfica perforada por cada pozo (Tablas 7.2 – 7.4). Estos datos fueron compilados de diversas fuentes, entre las que se destacan las bases de datos de ANCAP, OSE, DINAMA y los trabajos de De Santa Ana (2004), De Santa Ana et al., (2006), Veroslavsky y Manganelli, (2018) y Pedro y Morales, (2020). La información referente a la litología es considerada muy importante para la estimación de las conductividades térmicas promedios y, asimismo, el comportamiento del gradiente geotérmico, debido a que mientras mayor es la conductividad térmica, menor es el gradiente geotérmico y viceversa y del flujo de calor.

**Tabla 7.2.** Topes de las formaciones de la Cuenca Norte de Uruguay (N/P: No está presente)

		Pozos	Quebracho		Arapey 2		Altos del Arapey		H.Quiroga		Posada Siglo XXI		Kanarek	
			Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m
		<b>Z_KB</b>	36,6											
Cenozoico	Supra SAG	Fm. Salto	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	0	12	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Fray Bentos	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	12	21	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Guichón	0	102	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Arapey	102	677	0	530	0	539	21	968	0	960	0	940
Mesozoico	SAG	Fm. Rivera	677	732	530	830	539	780	N/P	N/P	960	1110	N/P	N/P
		Fm. Tacuarembó	732	892					968	1295			940	1280
	Infra SAG	Fm. Itacumbú	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Gaspar	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
Paleozoico	Pérmico Superior	Fm. Buena Vista	892	967	830	900	780	956	N/P	N/P	1110	1209	N/P	N/P
		Fm. Yaguarí	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
	Pérmico Inferior	Fm. Paso Aguiar	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Mangrullo	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Fraile Muerto	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
	Carbonífero	Fm. Tres Islas	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Cerro Pelado	1105		N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. San Gregorio			N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Devónico	Fm. La Paloma	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
	Fm. Cordobés		N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
Fm. Cerrezuelo	N/P		N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	
Precámbrico	Basamento	1105	1109	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	
<b>Prof. total perforada, m</b>			1109		900		956		1295		1209		1280	

**Tabla 7.3.** Topes de las formaciones de la Cuenca Norte de Uruguay (N/P: No está presente) (Continuación)

		Pozos	Dayman		Ose Salto		Arapey		Club Remeros		Colonia Viñar		Yacaré		Intrusivos (Yacaré)	
			Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m	Tope, m	Base, m
		Z_KB											93,4			
Cenozoico	Supra-SAG	Fm. Salto	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	0	8	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Fray Bentos	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	8	20	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Guichón	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	0	16	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Arapey	0	955	0	1070	0	543	16	1045	20	556	0	420	N/P	N/P
Mesozoico	SAG	Fm. Rivera	955	1487	1070	1368	543	820	1045	1322	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Tacuarembó									556	681	420	725	N/P	N/P
	Infra-SAG	Fm. Itacumbú	1487	1663	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	725	895	N/P	N/P
		Fm. Gaspar	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
Paleozoico	Pérmico Superior	Fm. Buena Vista	1663	1932	N/P	N/P	820	1465	N/P	N/P	N/P	N/P	895	1440	N/P	N/P
	Pérmico Inferior	Fm. Yaguarí	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	1440	1443	1443	1572
		Fm. Paso Aguiar	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	1572	1595	1595	1600
		Fm. Mangrullo	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	1600	1688	1688	1757
		Fm. Fraile Muerto	1932	2004	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	1757	1780	1780	1848
		Fm. Tres Islas	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	1848	2178	N/P	N/P
	Carbonífero	Fm. Cerro Pelado	2004	2178	N/P	N/P	1465	1494	N/P	N/P	N/P	N/P	2178	2248	2248	2276
		Fm. San Gregorio	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	2276	2330		
	Devónico	Fm. La Paloma	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
		Fm. Cordobés	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P
Fm. Cerrezuelo		N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	
Precámbrico	Basamento	2178	2204	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	2330	2387	N/P	N/P	
		<b>Prof. total perforada, m</b>	2204		1368		1494		1322		681		2387		-	-

**Tabla 7.4.** Topes de las formaciones de la Cuenca Norte de Uruguay (N/P: No está presente) (Continuación)

		Pozos		Pelado		Intrusivos (Pelado)		Gaspar		Intrusivos (Gaspar)		Belén		Intrusivos (Pelado)		Itacumbú		Intrusivos (Pelado)		San Niconor				
			Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m	Topo, m	Base, m		
		Z_KB	202,4						34,2					83,7					102,2					
Cenozoico	Supra-SAG	Fm. Salto	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	0	18	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	0	43			
		Fm. Fray Bentos	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P		
		Fm. Guichón	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P		
		Fm. Arapey	0	234	N/P	N/P	0	523	N/P	N/P	18	477	N/P	N/P	0	421	N/P	N/P	N/P	43	838			
Mesozoico	SAG	Fm. Rivera	234	270	N/P	N/P	523	558	N/P	N/P	477	529	N/P	N/P	421	455	N/P	N/P	N/P	N/P				
		Fm. Tacuarembó	270	684			558	765	765	775	529	888	N/P	N/P	455	782	N/P	N/P	838	1104				
							775	940	940	978														
	Infra-SAG	Fm. Itacumbú	684	770	N/P	N/P	978	1142	N/P	N/P	888	1015	N/P	N/P	782	915	915	918	N/P	N/P				
															918	972	972	975	N/P	N/P				
															975	993			N/P	N/P				
		Fm. Gaspar	N/P	N/P	N/P	N/P	1142	1290	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P	N/P				
Paleozoico	Pérmico Superior	Fm. Buena Vista	770	1177	N/P	N/P	1290	1373	1373	1388	1015	1255	1255	1260	993	1330	N/P	N/P	N/P	N/P				
							1388	1490	1490	1492	1260	1355	1355	1360										
							1492	1495	1495	1498	1360	1371	1371	1553										
							1498	1509	1509	1512	1553	1666	1666	1670										
	Pérmico Inferior	Fm. Yaguarí	N/P	N/P	1194	1197	1880	1945	1945	2053	1670	1705	1705	1710	1330	1332	1332	1344	N/P	N/P				
											1710	1734			1344	1410	1410	1412	N/P	N/P				
															1412	1440			N/P	N/P				
															1458	1461	1440	1458	N/P	N/P				
											1200	1476			1734	1775	N/P	N/P	1623	1635	1461	1623	N/P	N/P
											1486	1488			1653	1677	1635	1653	N/P	N/P				
															1686	1692	1677	1686	N/P	N/P				
	Carbonífero	Fm. Mangrullo	N/P	N/P	1592	1686	2053	2080	2053	2080	1775	1790	N/P	N/P	1692	1698	1698	1701	N/P	N/P				
											1701	1710	1698	1701	N/P	N/P								
											1934	2018	1790	1934	1710	1713	1713	1863	N/P	N/P				
	Devónico	Fm. Fraile Muerto	1177	1688	1688	1708	2080	2080	2080	2080	2132	2278	2018	2132	1863	1954	1954	1960	N/P	N/P				
1708			1804			2132					2278	2018	2132	1863	1954	1954	1960	N/P	N/P					
1804		1834	N/P	N/P									1954	1960	N/P	N/P	N/P	N/P						
Precámbrico	Basamento	1964	1996	N/P	N/P	2246	2297	N/P	N/P	2330	2336	N/P	N/P	2040	2097	N/P	N/P	N/P	N/P					
		<b>Prof. total perforada, m</b>	1996	-	-	2297	-	-	2336	-	-	2097	-	-	1104									

Asimismo, se recopiló información respecto a mediciones directas de temperatura en pozo, tales como perfiles de T, BHT y temperatura del agua medida en boca de pozo. También, se obtuvieron informaciones sobre perfiles de pozos (tales como resistividad) para poder utilizar la correlación de *Schlumberger*, datos sobre espesores de basalto que pudieran emplearse en la correlación de Oleaga (2002) y adicionalmente, valores de temperatura en el reservorio geotermal obtenidos a través de geotermómetros químicos por Pedro y Morales, (2020).

Es importante tener presente que los geotermómetros químicos hacen estimaciones al relacionar la composición química del fluido con la temperatura de la formación. Estas se fundamentan en el equilibrio que existen en la interacción agua – roca en función de la temperatura, donde las reacciones son suficientemente rápidas como para preservar las condiciones de equilibrio dentro del yacimiento y así se puedan ver reflejadas en la superficie mediante los fluidos de descarga (Beardsmore, 2001). Pedro y Morales, (2020) aplicaron un conjunto de geotermómetros de sílice (cuarzo, cristobalita, calcedonia y silica amorfa) y catiónicos en los pozos donde se disponía de la información necesaria. Debido al alto caudal de bombeo de los pozos se consideraron representativos valores obtenidos que eran comparables a las temperaturas del agua medidas en boca de pozo. En la Tabla 7.5 se observan los resultados de los geotermómetros que presentaron resultados aproximados a las temperaturas medidas directamente, garantizando que las suposiciones de dichas correlaciones cumplían con las condiciones físicas de la interacción roca – fluido.

En la Tabla 7.6 se presentan los distintos perfiles (*Gamma Ray*, Potencial Espontaneo (SP), Temperatura y Resistividad) disponibles para cada uno de pozos que contaron con datos de este tipo. Datos sobre los cabezales de algunos perfiles, también fueron recopilados para observar cómo variaba la temperatura dentro del pozo en función del tiempo de circulación de los fluidos de perforación (esta información será analizada posteriormente).

**Tabla 7.5.** Temperaturas estimadas a través de geotermómetros por Pedro y Morales (2020)

Pozo	Año de la campaña	T (°C) in situ	Temperatura estimada por Geotermómetros (°C)			
			Cuarzo (Rimstidt, 1997)	Cuarzo (Verna y Santoyo, 1997)	Calcedonia (Fournier, 1997)	$\alpha$ - Cristobalita (Fournier, 1977)
Arapey	2001	38,4	-	-	40,72	-
Club Remeros		45	-	-	39,3	-
Colonia Viñar		35,1	-	-	29,88	-
Daymán		45,5	44,51	-	-	-
H. Quiroga		41,3	45,02	-	-	-
Kanarek		45,5	-	-	35,19	-
OSE Salto		48,3	47,77	-	-	-
Quebracho		39,2	-	-	-	35,46
San Nicanor		43,6	43,99	-	-	-
Arapey	2006	38	-	-	31,75	-
Club Remeros		45	-	46,79	-	-
Daymán		46	46,38	-	-	-
H. Quiroga		44	41,37	-	-	-
Kanarek		45,5	49,11	-	-	-
Posada del Siglo XXI		46,5	44	-	-	-
Quebracho		40	-	-	38,99	-
San Nicanor		43,5	45,32	-	-	-
Arapey 2	2016	34,7	-	-	34,01	-
Club Remeros		43,3	43,74	-	-	-
Daymán		40,8	41,04	-	-	-
Quebracho		36,7	41,04	-	-	-
San Nicanor		40,7	38,2	-	-	-

**Tabla 7.6.** Perfiles de pozos

Pozo	Perfiles						
	Potencial Espontáneo	Resistividad	Gamma Ray	Caliper	Sónico	Densidad - Neutrón	Temperatura
Belén	x	x	x	x	x	x	x
Gaspar	x	x					
Itacumbú	x	x	x		x	x	x
Pelado	x	x	x		x	x	
Yacaré	x	x	x		x	x	x

En la Tabla 7.6 se puede observar que solo 5 pozos presentaron registros de pozos importantes para determinar la temperatura en subsuelo. Asimismo, solo los pozos Yacaré, Belén e Itacumbú presentaban directamente perfiles de temperatura. En cuanto a los restantes perfiles, se consideró relevante el que tuvieran disponibles registros de resistividad y potencial espontáneo, ya que mediante la Ecuación 4 sería posible la estimación de la temperatura de la formación. En relación al registro de *Gamma Ray* es importante tener en cuenta que es una magnitud que no siempre aporta valores significativos al cálculo de flujo de calor, a pesar de que responde a la desintegración radioactiva de diversos compuestos químicos (Beardsmore y Cull, 2001). Adicionalmente, se compiló información diversa, la que será presentada en los siguientes capítulos.

A modo de resumen, la información con la que contó cada pozo, parcial o completamente se presenta en la tabla 7.7.

**Tabla 7.7.** Información disponible en cada pozo

Pozo	Perfil estratigráfico	Perfiles de pozos	Diagramas de completación	Temperatura en boca de pozo	Temperatura de fondo (BHT)	Geotermómetros
Altos de Arapey	x		x			
Arapey	x			x		x
Arapey 2	x		x	x		x
Belén	x	x			x	
Club Remeros	x			x		x
Colonia Viñar	x			x		x
Daymán	x			x		x
Gaspar	x	x			x	
Hotel H. Quiroga	x		x	x		x
Itacumbú	x	x			x	
Kanarek	x			x		x
Ose Salto	x		x	x		x
Pelado	x	x			x	
Posada del Siglo XXI	x		x	x		x
Quebracho	x			x		x
San Nicanor	x		x	x		x
Yacaré	x	x			x	

## 7.1.2 Determinar la temperatura de superficie, subsuperficie y la conductividad térmica de las rocas

### 7.1.2.1 Temperatura de superficie

Para la determinación de la temperatura de superficie, se utilizaron los datos suministrados por el Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET). Se dispuso de valores comprendidos entre los años 1961 y 2017 para la estación meteorológica Salto y entre los años 2010 y 2017 para las restantes estaciones meteorológicas del país.

En la Tabla 7.8, se presentan los datos correspondientes a la estación meteorológica de la ciudad de Salto. En la misma se puede observar que en los últimos 50 años la temperatura media del aire ha sido de 19.5 °C; asimismo, se puede notar como ha ido incrementando progresivamente.

**Tabla 7.8.** Temperatura media del aire en la estación meteorológica Salto, desde 1961 hasta 2017

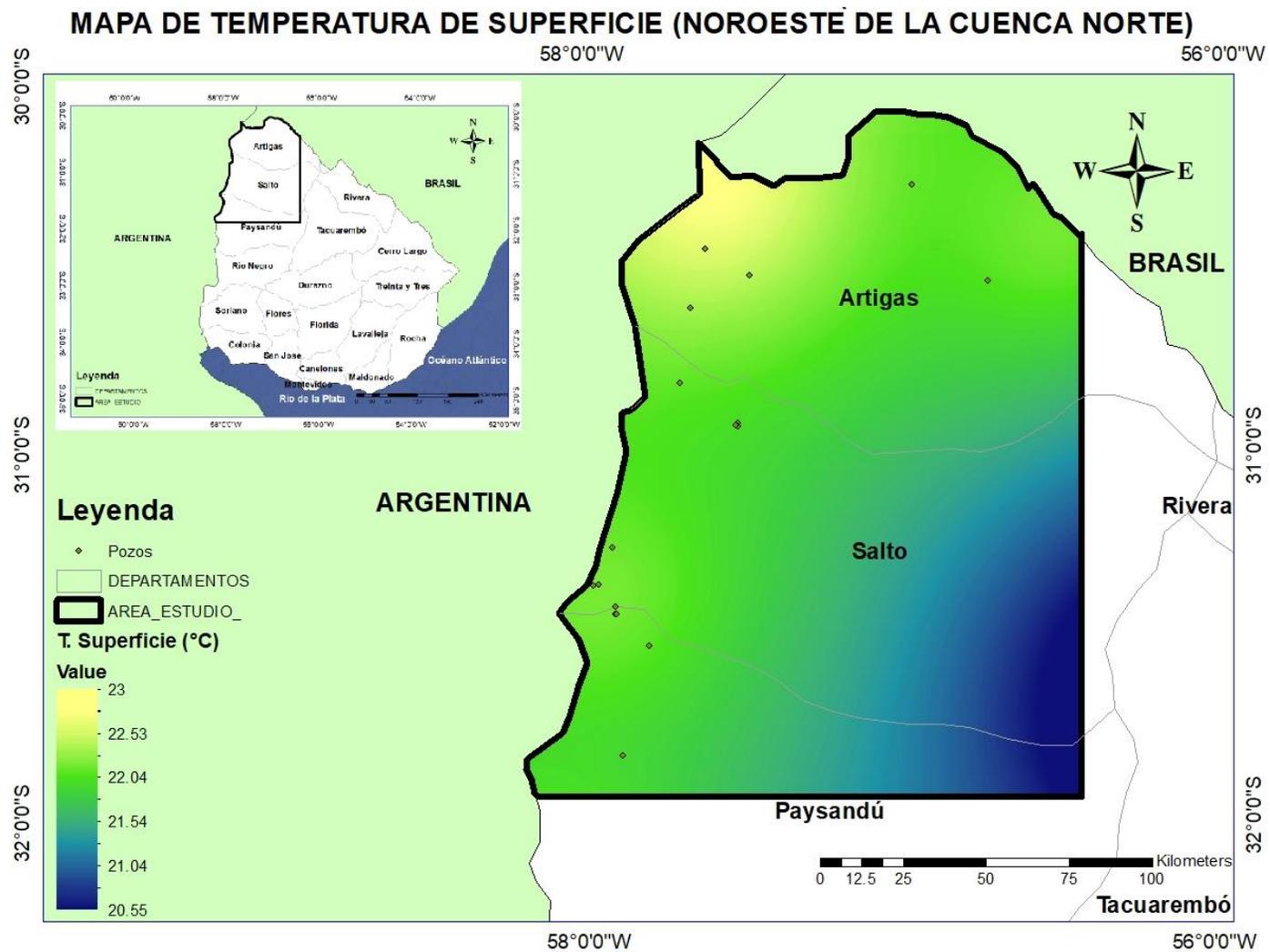
TEMPERATURA DEL AIRE MEDIA EN °C													
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC	PROM. ANUAL
<b>1961-1990</b>	25.4	24.6	22.5	18.9	15.7	12.9	13.1	14.4	16.0	18.7	21.4	24.0	19.0
<b>1991</b>	24.6	24.9	24.5	19.6	18.3	13.8	12.6	15.6	18.1	18.4	21.2	24.8	19.7
<b>1992</b>	25.7	25.2	23.8	19.0	15.9	15.9	10.2	13.9	15.9	18.6	20.7	24.6	19.1
<b>1993</b>	26.6	23.6	24.1	20.5	15.3	13.4	11.7	14.6	15.5	20.2	21.4	23.7	19.2
<b>1994</b>	25.3	24.6	22.8	19.3	18.4	15.0	13.8	14.0	17.8	19.1	22.1	26.9	19.9
<b>1995</b>	26.3	24.0	22.8	19.4	15.7	13.0	13.6	14.3	16.8	18.3	22.8	26.4	19.5
<b>1996</b>	25.8	24.8	23.5	20.3	15.6	11.1	11.2	17.5	16.7	20.7	23.0	25.8	19.7
<b>1997</b>	27.6	24.3	23.2	19.4	16.7	13.4	15.4	15.6	16.3	19.5	22.0	23.8	19.8
<b>1998</b>	23.8	23.6	20.5	18.2	15.9	13.0	13.8	13.7	14.5	19.4	21.3	23.0	18.4
<b>1999</b>	24.1	24.6	24.7	16.9	14.3	12.6	12.1	14.5	17.2	18.7	21.7	24.8	18.8
<b>2000</b>	26.8	25.1	21.9	20.2	15.1	13.9	10.0	13.8	15.6	19.1	20.1	23.7	18.8
<b>2001</b>	25.2	26.2	24.7	19.7	14.8	14.4	13.9	18.0	15.9	19.5	21.0	23.3	19.7
<b>2002</b>	25.2	23.9	25.0	18.4	17.6	12.0	12.3	15.6	15.7	20.7	22.0	23.2	19.3
<b>2003</b>	25.8	24.7	22.6	17.9	16.2	15.0	12.5	12.6	16.3	19.8	21.1	22.0	18.9
<b>2004</b>	26.1	23.6	22.9	21.2	13.9	14.3	12.9	14.8	17.3	18.4	20.9	24.6	19.2
<b>2005</b>	27.2	24.6	22.3	17.8	16.8	16.9	14.0	15.3	14.1	17.1	21.9	23.3	19.2
<b>2006</b>	27.1	25.1	22.9	20.0	13.7	14.5	15.9	13.2	15.3	20.8	21.4	24.5	19.5
<b>2007</b>	25.5	24.7	22.7	20.6	12.7	11.5	9.6	11.4	17.8	19.6	20.2	24.0	18.3
<b>2008</b>	25.7	25.4	22.8	19.0	15.6	10.9	15.5	13.1	14.6	18.8	23.4	24.7	19.1
<b>2009</b>	25.8	24.3	23.0	19.4	16.3	10.7	9.9	15.9	14.2	18.9	22.8	23.1	18.7
<b>2010</b>	27.6	26.2	25.3	20.1	16.6	13.8	13.2	14.1	17.2	19.4	23.5	27.2	20.4
<b>2011</b>	28.6	26.0	24.0	21.4	16.5	13.3	12.6	14.0	18.6	19.2	24.5	25.5	20.3
<b>2012</b>	28.4	26.3	24.1	20.2	19.3	14.8	11.8	17.7	19.0	20.6	25.0	26.2	21.1
<b>2013</b>	26.2	25.2	22.3	21.1	16.2	14.3	14.5	14.0	17.5	20.9	23.3	28.7	20.3
<b>2014</b>	28.6	25.3	21.7	19.7	15.9	13.5	14.5	16.5	17.9	22.4	21.9	24.8	20.2
<b>2015</b>	25.9	26.0	24.4	22.3	18.0	15.3	14.0	18.2	16.6	18.3	22.0	25.2	20.5
<b>2016</b>	28.5	27.4	22.7	20.0	13.9	11.4	12.6	15.6	15.5	19.6	23.1	26.1	19.7
<b>2017</b>	26.4	26.0	23.4	19.9	16.7	14.9	16.4	16.6	18.4	20.0	22.7	26.9	20.7
<b>PROM. MENSUAL</b>	26.3	25.0	23.2	19.6	16.0	13.5	13.0	14.9	16.5	19.5	22.1	24.8	19.5

En la Tabla 7.9 se presentan las temperaturas medias calculadas tanto para el aire como para el suelo de las restantes estaciones del país, entre los años 2010 y 2017.

**Tabla 7.9.** Temperatura media del suelo y el aire en varias estaciones

<b>Estación</b>	<b>Latitud</b>	<b>Longitud</b>	<b>T<sub>aire</sub>, °C</b>	<b>T<sub>suelo</sub>, °C</b>
Aeropuerto Carrasco	34° 50,0'	56° 00,7'	16.7	19.7
Aeropuerto Melilla	34° 47,3'	56° 15,7'	18.27	21.27
Artigas	30° 23,9'	56° 30,6'	19.5	22.5
Bella Unión	30° 16,6'	57° 35,7'	20.03	23.03
Colonia	34° 27'	57° 46'	18.4	21.4
Durazno	33° 21,1'	56° 30,1'	18.84	21.84
Florida	34° 05,3'	56° 11,2'	18.04	21.04
Laguna del Sauce	34°51.7'	55°05.6'	16.41	19.41
Melo	32° 22,1'	54° 11,6'	18.31	21.31
Mercedes	33° 15,0'	58° 04,1'	18.57	21.57
Paso de los Toros	32° 48,0'	56° 31,6'	18.68	21.68
Paysandú	32° 20,57'	58° 02,13'	19.93	22.93
Prado	34° 51,7'	56° 12,4'	17.45	20.45
Punta del Este	34° 58,1'	54° 57,1'	17.36	20.36
Rivera	30° 53,8'	55° 32,6'	18.39	21.39
Rocha	34°29,6'	54°18,7'	16.66	19.66
Salto	31° 23,8'	57°57,9'	19.51	22.51
San José	34° 21,2'	56° 45,4'	18.49	21.49
Tacuarembó	31° 42,7'	55° 59,05'	16.53	19.53
Treinta y Tres	33° 13,3'	54° 23,3'	18.45	21.45
Trinidad	33° 32,2'	56° 55,0'	17.18	20.18
Young	32° 41,2'	57° 38,8'	18.11	21.11

Considerando todas las estaciones presentadas en las tablas anteriores se mapearon las temperaturas medias del suelo (superficie), a efectos de observar su variación geográfica (Fig. 7.1). Vale la pena mencionar que en la figura 7.1 solo se presenta el gráfico obtenido para el área de estudio; sin embargo, se usaron todas las estaciones para realizar la interpolación. Los mayores valores de temperatura se encuentran en el Noroeste del área de estudio con una media de 23 °C, en la zona central la temperatura media es de 22 °C y hacia el sector Sureste se registran los valores más bajos (21 °C – 20.55 °C).

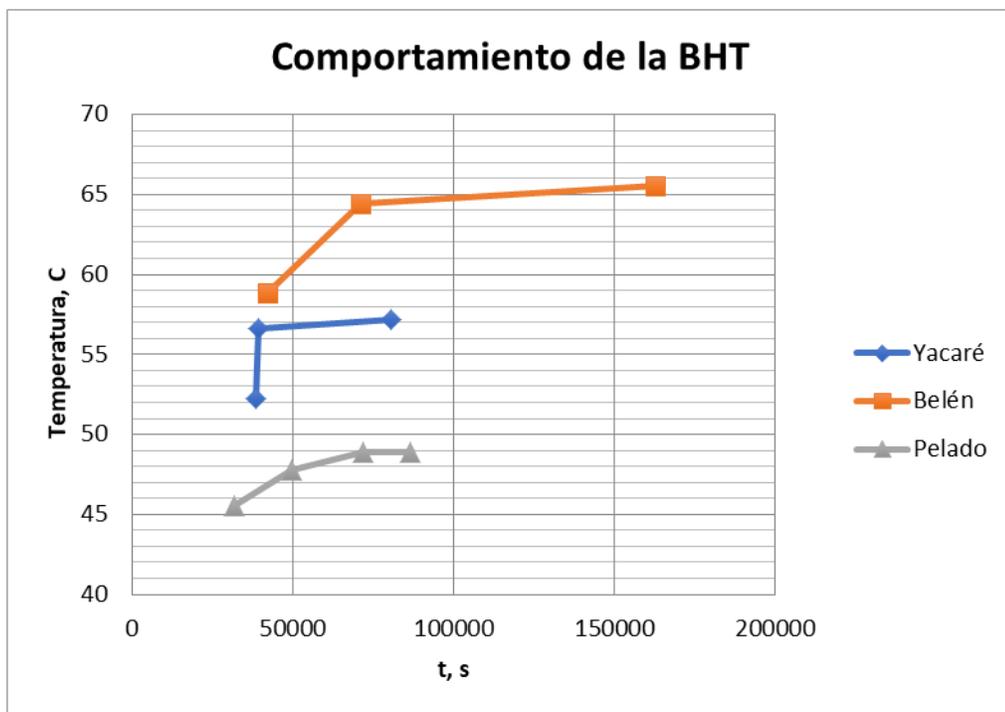


**Figura 7.1:** Mapa de la Temperatura de superficie para el área de estudio.

### 7.1.2.2 Temperatura de subsuperficie

La estimación de la temperatura en subsuperficie para cada pozo se realizó en función de la base de datos disponible.

En la figura 7.2 se presenta el comportamiento de la BHT, a la misma profundidad, al cabo de distintos tiempos de haber cesado la circulación de lodo en los pozos Belén, Pelado y Yacaré. En estas condiciones la formación transfiere calor al pozo para buscar el equilibrio de la temperatura, por lo tanto, mientras mayor es el tiempo, mayor será la temperatura del pozo en el fondo y más próxima al valor de la temperatura de formación.



**Figura 7.2:** *Comportamiento de la BHT para los pozos Belén, Pelado y Yacaré.*

La figura 7.2 fue realizada con datos extraídos de los cabezales de los registros de cada pozo, donde se especifica el tiempo que estuvo parada la circulación del lodo y la temperatura tomada en el fondo del mismo. En la misma puede observarse que los 3 pozos tienen un punto de inflexión en ciertos intervalos de temperatura y rango de tiempo, pudiéndose asumir que ese punto si bien no indica el valor real de la temperatura de formación es una aproximación al valor de la misma al presentar menores cambios en

sus pendientes y tender a una estabilidad o un rango de temperatura cada vez menor. Las temperaturas medias estabilizadas de los pozos Belén, Pelado y Yacaré, de acuerdo al comportamiento observado, fueron de 66 °C, 48 °C y 57 °C respectivamente.

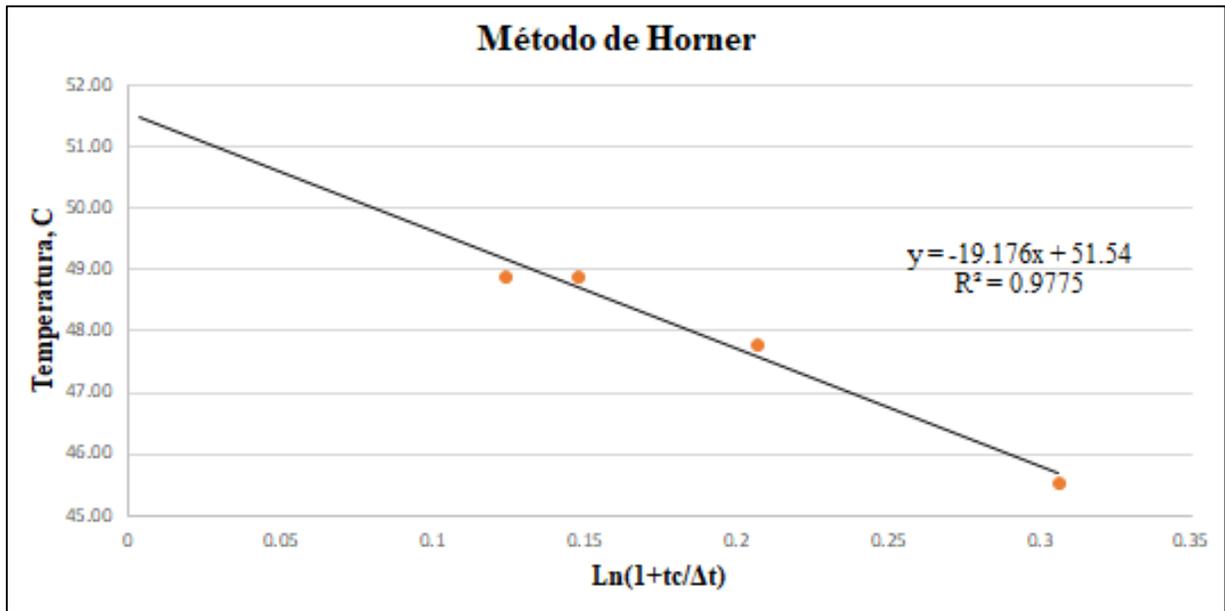
Las medidas de BHT de los pozos Pelado y Yacaré fueron corregidas por el método de Horner, dado que contaban con datos variados en cuanto al tiempo de circulación del lodo de perforación. El pozo Belén contó con tres pares de BHT en función del tiempo como se observa en la figura 7.2; sin embargo, una de las medidas (la de menor valor) se tomó a 200 metros por encima de la profundidad máxima, por lo cual a pesar de considerarse para la visualización del comportamiento de la temperatura en el tiempo, no se tomó en cuenta para aplicar el método de Horner al no estar todas las medidas a una misma profundidad como es sugerido por el método.

En la Tabla 7.10 se presentan los parámetros requeridos para la elaboración del gráfico de Horner para el pozo Pelado, obtenidos de los cabezales de los registros de pozos.

**Tabla 7.10.** Parámetros requeridos para la elaboración del gráfico de Horner para el pozo Pelado.

<b>D relativa a KB, km</b>	<b>Temperatura máxima, C</b>	<b>Tiempo desde última circulación <math>\Delta t</math>, s</b>	<b><math>t_c/\Delta t</math></b>
2.20	45.56	31980	0.36
2.20	47.78	49740	0.23
2.20	48.89	71820	0.16
2.20	48.89	86580	0.13

Al graficar estos parámetros se obtiene el comportamiento presentado en la figura 7.3, donde la intersección con las ordenadas se corresponde con una temperatura de 51.5 °C; es decir, aproximadamente 2.5 °C más elevada que la tendencia observada en la figura 7.2. Para este pozo no fue necesario aplicar el factor de corrección, debido a que la relación  $t_c/\Delta t$  fue mayor a 1/3 solo en un único caso.



**Figura 7.3:** Gráfico de Horner aplicado al pozo Pelado.

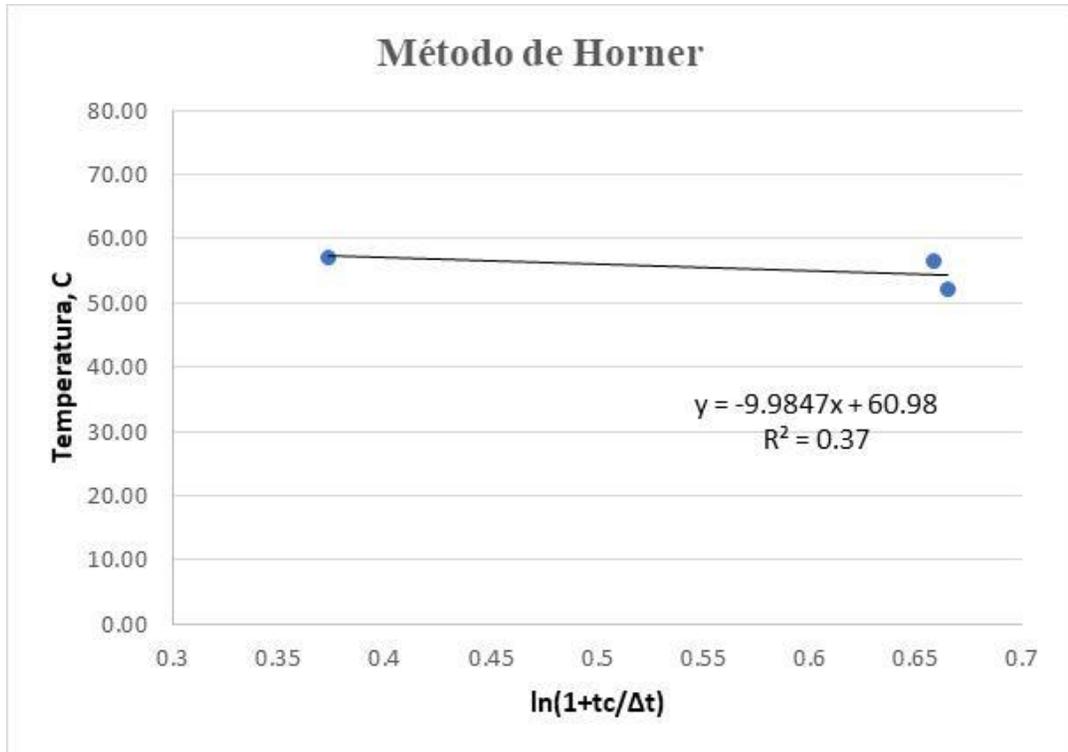
En cuanto al pozo Yacaré, los parámetros utilizados para aplicar el método de Horner se presentan en la Tabla 7.11. En la misma puede observarse que todos los puntos presentaron valores de la relación  $t_c/\Delta t > 1/3$ , por lo cual fue necesario la aplicación de una corrección a los mismos.

**Tabla 7.11.** Parámetros requeridos para la elaboración del gráfico de Horner para el pozo Yacaré.

<b>D relativa a KB, km</b>	<b>Temperatura máxima, C</b>	<b>Tiempo desde última circulación <math>\Delta t</math>, s</b>	<b><math>t_c/\Delta t</math></b>
2.46	52.20	38700	0.94
2.45	56.60	39240	0.93
2.48	57.20	80700	0.45

En la Figura 7.4 se puede visualizar que el comportamiento de los puntos de la tabla 7.11 no presentó un buen ajuste al graficarlos ( $R^2 = 0.37$ ), a pesar de obtenerse un valor de VRT = 61 °C, cercano a los 57 °C observado en la figura 7.2. Además, se

aplicaron las correcciones correspondientes con un  $r_w = 0.108$  m y el resultado fue una temperatura de 72.48 °C, representando esto un incremento de al menos 10 °C.



**Figura 7.4:** Gráfico de Horner aplicado al pozo Yacaré.

Por su parte, en los registros de los pozos Itacumbú y Gaspar solo se encontró un único dato de temperatura máxima, correspondiente a 54 °C y 56 °C, respectivamente. Por lo tanto, para esos pozos y para el pozo Belén, debido a las razones explicadas previamente, se corrigieron las temperaturas máximas mediante la ecuación presentada por la AAPG. Los valores de temperatura obtenidos son iguales a 74 °C, 61 °C y 64 °C, para los pozos Belén, Itacumbú y Gaspar, respectivamente.

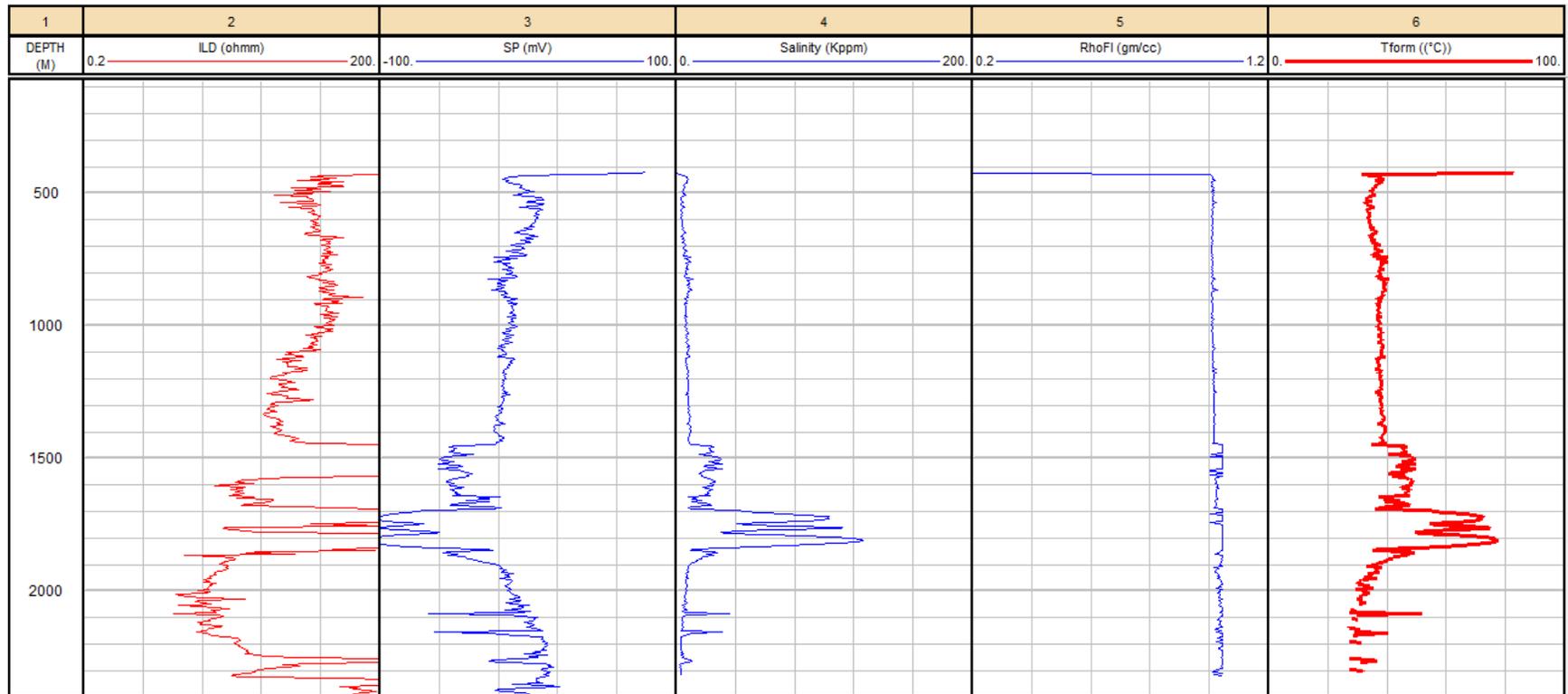
Mediante la correlación de *Schlumberger* (Ecuación 10) se obtuvieron perfiles de temperatura para los pozos Yacaré, Belén e Itacumbú, ya que los mismos contaban en conjunto con perfiles de potencial espontáneo (SP) y resistividad.

En la figura 7.5 se presenta el perfil de temperatura obtenido para el pozo Yacaré en el *track* 6 (Tform, °C). El mismo presenta un comportamiento muy sensible a la curva de salinidad de la zona virgen (*track* 4), permaneciendo uniforme en un valor de

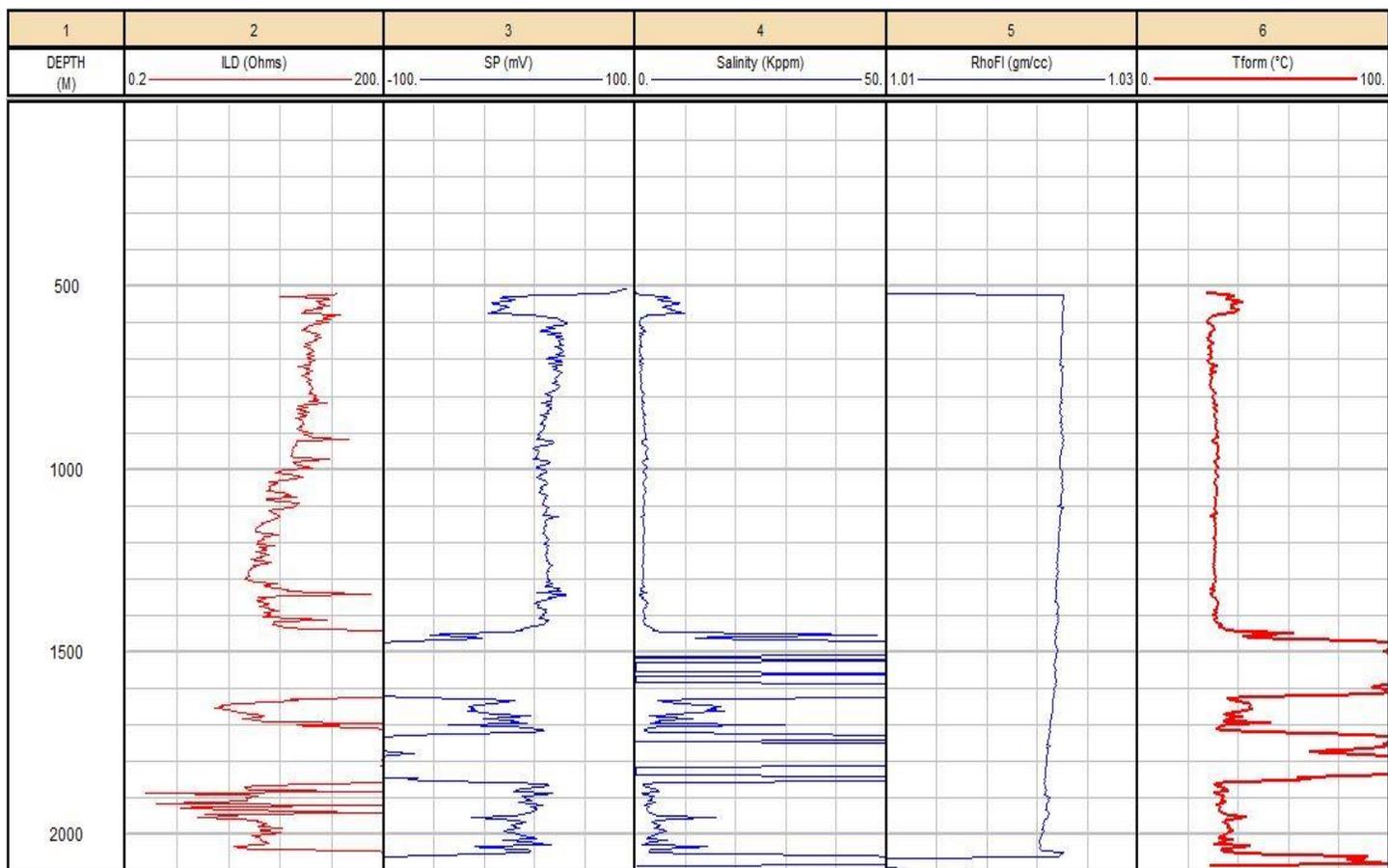
aproximadamente 38 °C y variando únicamente donde se tienen las mayores deflexiones en las curvas de salinidad y potencial espontáneo, entre los 1432 m y 1889 m, con valores entre 45.5°C y 77 °C, en promedio.

En la figura 7.6 se observa el perfil de temperatura obtenido para el pozo Itacumbú (track 6). Nuevamente, se observa una fuerte relación entre el mismo y la salinidad del agua de la formación. El perfil de temperatura presenta un valor relativamente uniforme, próximo a los 30 °C hasta los primeros 1400 m, luego se observan valores anómalos mayores a 100 °C, lo cual no representa una buena aproximación de los valores de temperatura de la zona circundante.

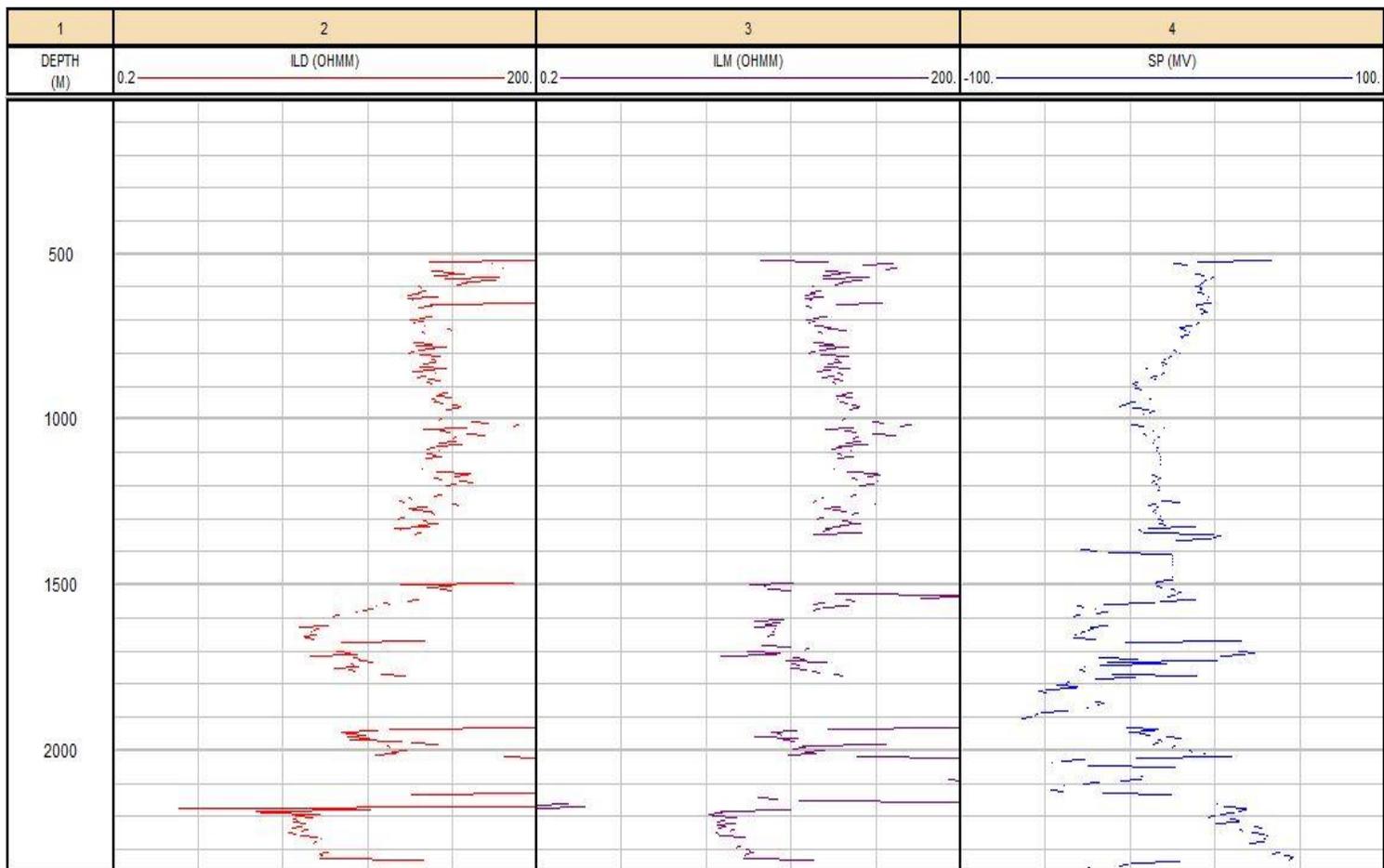
En cuanto al pozo Belén, los perfiles tanto de resistividad como de potencial espontáneo no se encontraron empalmados y en muchas secciones se presentaban sin información (Fig. 7.7), por lo cual fueron descartados del presente análisis.



**Figura 7.5:** Perfil de temperatura obtenido en el pozo Yacaré mediante la correlación de Schlumberger en el track 6. RhoFI (track 5) representa la densidad del filtrado del lodo. ILD (Deep Induction Log) en el track 2.



**Figura 7.6:** Perfil de temperatura del pozo Itacumbú obtenido mediante la correlación de Schlumberger en el track 6. RhoFI (track 5) representa la densidad del filtrado del lodo. ILD (Deep Induction Log) en el track 2.



**Figura 7.7:** Perfiles de resistividad y potencial espontáneo (SP) del pozo Belén mostrando secciones no empalmadas y sin información. ILD (Deep Induction Log) en el track 2. ILM (Medium Induction Log) en el track 3.

De los perfiles de temperatura obtenidos para los pozos Itacumbú y Yacaré, a partir de la correlación de *Schlumberger*, puede concluirse que el valor de temperatura no representa una función clara respecto a la profundidad y por lo tanto, tampoco en relación al gradiente geotérmico, sino que presenta una relación con la salinidad de los fluidos contenidos en la formación. Por este motivo, los resultados obtenidos por medio de este método no fueron considerados como valores representativos de temperatura en estos pozos y solo se tomaron en cuenta los BHT mencionados previamente.

Para los pozos que no contaban con medidas de BHT se consideraron las estimaciones obtenidas mediante geotermómetros por Pedro y Morales (2020) o las medidas directas de temperatura del agua en boca de pozo. 11 pozos presentaron conjuntamente medidas directas de temperatura y estimaciones a través de geotermómetros (Tabla 7.8). En estos casos, se consideró por preferencia la temperatura estimada por geotermómetros, debido a que los autores Pedros y Morales (2020) sugirieron que son valores sostenibles en cuanto a los datos de las composiciones químicas. Las mediciones directas de temperatura del agua fueron consideradas en aquellos pozos donde se observó mucha diferencia entre las estimaciones aportadas por los geotermómetros (Tabla 7.6). En los casos donde se contaban con más de dos valores de mediciones directas o geotermómetros, se realizó un promedio entre ellos.

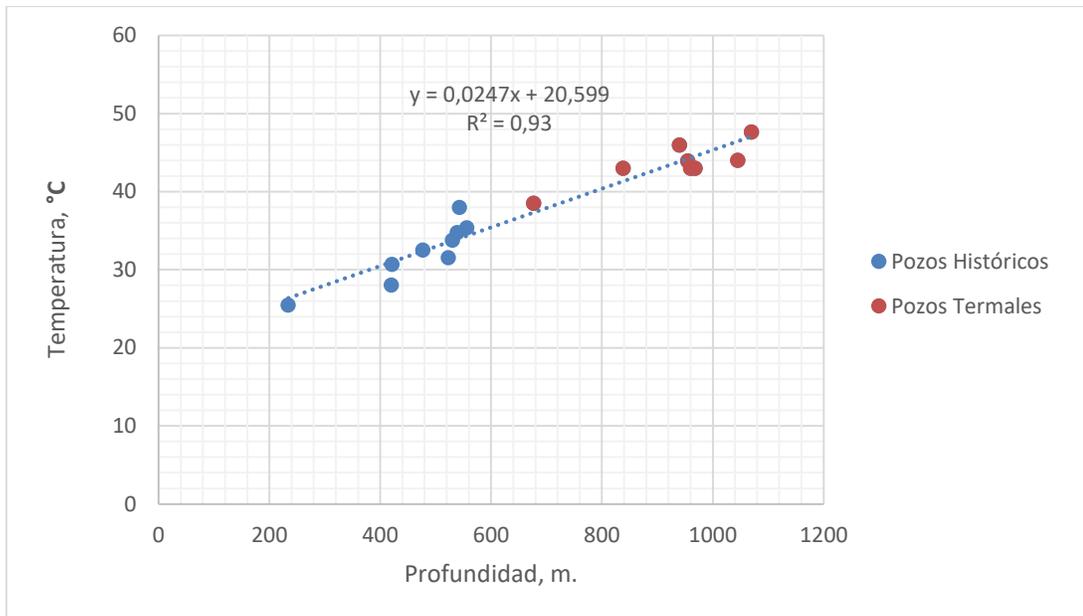
En cuanto al pozo Altos de Arapey, su temperatura fue estimada mediante el uso de la correlación de Oleaga, (2002). Al aplicar dicha correlación, se obtuvo un valor de 35 °C en la base de los basaltos.

Las temperaturas estimadas para cada pozo de acuerdo a las distintas metodologías, se presentan en la tabla 7.12.

**Tabla 7.12.** Temperaturas de subsuperficie para cada pozo y métodos empleado para su cálculo.

Pozo	Temperatura en el fondo pozo, °C	Método
Altos del Arapey	35	Correlación de Oleaga
Arapey	38	Geotermómetro
Arapey 2	34	Geotermómetro
Belén	74	BHT + Corrección AAPG
Club Remeros	44	Medición directa
Colonia Viñar	30	Geotermómetro
Daymán	44	Geotermómetro
Gaspar	64	BHT + Corrección AAPG
H. Quiroga	43	Geotermómetro
Itacumbú	61	BHT + Corrección AAPG
Kanarek	45.5	Medición directa
Ose Salto	47.8	Geotermómetro
Pelado	52	BHT + Corrección por Método de Horner
Posada Siglo XXI	44	Geotermómetro
Quebracho	38.5	Geotermómetro
San Nicanor	42.3	Medición directa
Yacaré	57	BHT + Corrección por Método de Horner

El comportamiento de las temperaturas en subsuelo (considerando como punto de referencia el SAG) obtenidas para cada pozo se presenta en la figura 7.8. En la misma se puede visualizar que existe una relación lineal entre la temperatura de subsuelo y la profundidad (al menos hasta la profundidad del SAG), indicando que los procesos de transferencia de calor pueden deberse a conducción pura. En la misma se logran visualizar dos grupos, uno compuesto por los pozos termales que están ubicados al sur de la zona de estudio donde los basaltos presentan un mayor espesor (lo que podría implicar porque las temperaturas del acuífero son mayores) y el acuífero un menor espesor.



**Figura 7.8:** Comportamiento de la temperatura con la profundidad para el área de estudio.

Y el otro grupo constituido por los pozos históricos, los cuales están ubicados al norte de la zona de estudio y donde el espesor de los basaltos de la formación Arapey tienden a ser menores y el espesor del acuífero mayor. La Falla Arapey mostrada en la figura 6.1 puede tener incidencia en este comportamiento.

### 7.1.2.3 Conductividad térmica

Esta propiedad fue estimada a partir de valores establecidos para las unidades geológicas de la Cuenca de Paraná en Brasil (Gomes 2007), correlacionables con las unidades geológicas de la Cuenca Norte en Uruguay, y valores teóricos de acuerdo a las litologías dominantes.

De acuerdo a la litología de cada formación y al tratarse de las mismas unidades geológicas, solo que en distintos territorios y con diferentes nomenclaturas, se asociaron los valores de la conductividad térmica promedio en cada caso. Tales casos fueron:

- Formación Arapey – Formación Serra Geral: 1.8 W/(m-K).
- Formación Tacuarembó y Rivera – Formación Botucatí: 3.8 W/(m-K).
- Formación Yaguarí, Mangrullo y Paso Aguiar - Formación Terezina: 2.2 W/(m-K).

- Formación Fraile Muerto – Formación Palermo: 2.7 W/(m-K).
- Formación Tres Islas – Formación Rio Bonito: 2.8 W/(m-K).
- Formación Cerro Pelado y San Gregorio – Formación Itararé: 3.1 W/(m-K).
- Basamento – Embasamento: 3.8 W/(m-K).

Las formaciones Tacuarembó y Rivera, junto con el basamento cristalino son las unidades que presentan los mayores valores de conductividad térmica. En el caso de las formaciones Tacuarembó y Rivera, se debe a que las mismas están constituidas por areniscas, aunado a su saturación de agua, indicando que a través de ellas la transferencia de calor por conducción y su propagación es mayor en comparación con las demás litologías. Por su parte, la Formación Arapey presentó el menor valor de conductividad térmica, debido a la presencia de basaltos, los cuales tienden a ser menores conductores de calor. De este modo, estas formaciones influirán ampliamente en el valor medio final que se utilizará para estimar el flujo de calor en toda la columna estratigráfica en estudio.

Las unidades geológicas cuyo valor de conductividad térmica fue estimada a partir de valores teóricos de acuerdo al tipo de litología son presentadas a continuación:

- Formación Salto: 2.1 W/(m-K) correspondiente a la clasificación conglomerado. Esta unidad involucra areniscas conglomerádicas y conglomerados en su mayoría.
- Formación Fray Bentos: 2.0 W/(m-K) correspondiente a la clasificación Limolita, debido a la litología de esta formación que está compuesta por areniscas muy finas, fangolitas y limolitas.
- Formación Guichón: 2.0 W/(m-K) correspondiente a la clasificación Limolita, por la presencia de areniscas de grano fino, muy similares a la formación a la anterior.
- Formación Itacumbú: 2.7 W/(m-K) correspondiente a la clasificación Limolita, por la presencia de areniscas muy finas sublíticas-arcosicas.
- Formación Gaspar: 1.8 W/(m-K) correspondiente a la clasificación Basalto.
- Formación Buena Vista: 3.7 W/(m-K) correspondiente a la clasificación Arenisca, al ser una formación constituida por areniscas acuíferas en muchos casos con conectividad hidráulica con el SAG.

- Formación Cerrezuelo: 2.1 W/(m-K) correspondiente a la clasificación Conglomerado, por la presencia de areniscas de grano medio a grueso y areniscas conglomerádicas.

De este modo, la conductividad promedio en cada formación puede observarse en la siguiente tabla.

**Tabla 7.13.** Conductividades térmicas de las unidades geológicas en el área de estudio.

<b>Formación</b>	<b>Conductividad promedio, W/(m-K)</b>
Salto	2.1
Fray Bentos	2.0
Guichón	2.0
Arapey	1.8
Rivera	3.8
Tacuarembó	3.8
Itacumbú	2.7
Gaspar	1.8
Buena Vista	3.7
Yaguarí	2.2
Paso Aguiar	2.2
Mangrullo	2.2
Fraile Muerto	2.7
Tres Islas	2.8
Cerro Pelado	3.1
San Gregorio	3.1
Cerrezuelo	2.1
Basamento	3.8
Intrusiones ígneas	1.8

En la Tabla 7.14 se presentan las conductividades térmicas promedio para cada pozo del área de estudio, ponderadas en función de los espesores de las diferentes unidades geológicas que cada uno atravesó.

**Tabla 7.14.** Conductividades térmicas promedio ponderadas en cada pozo.

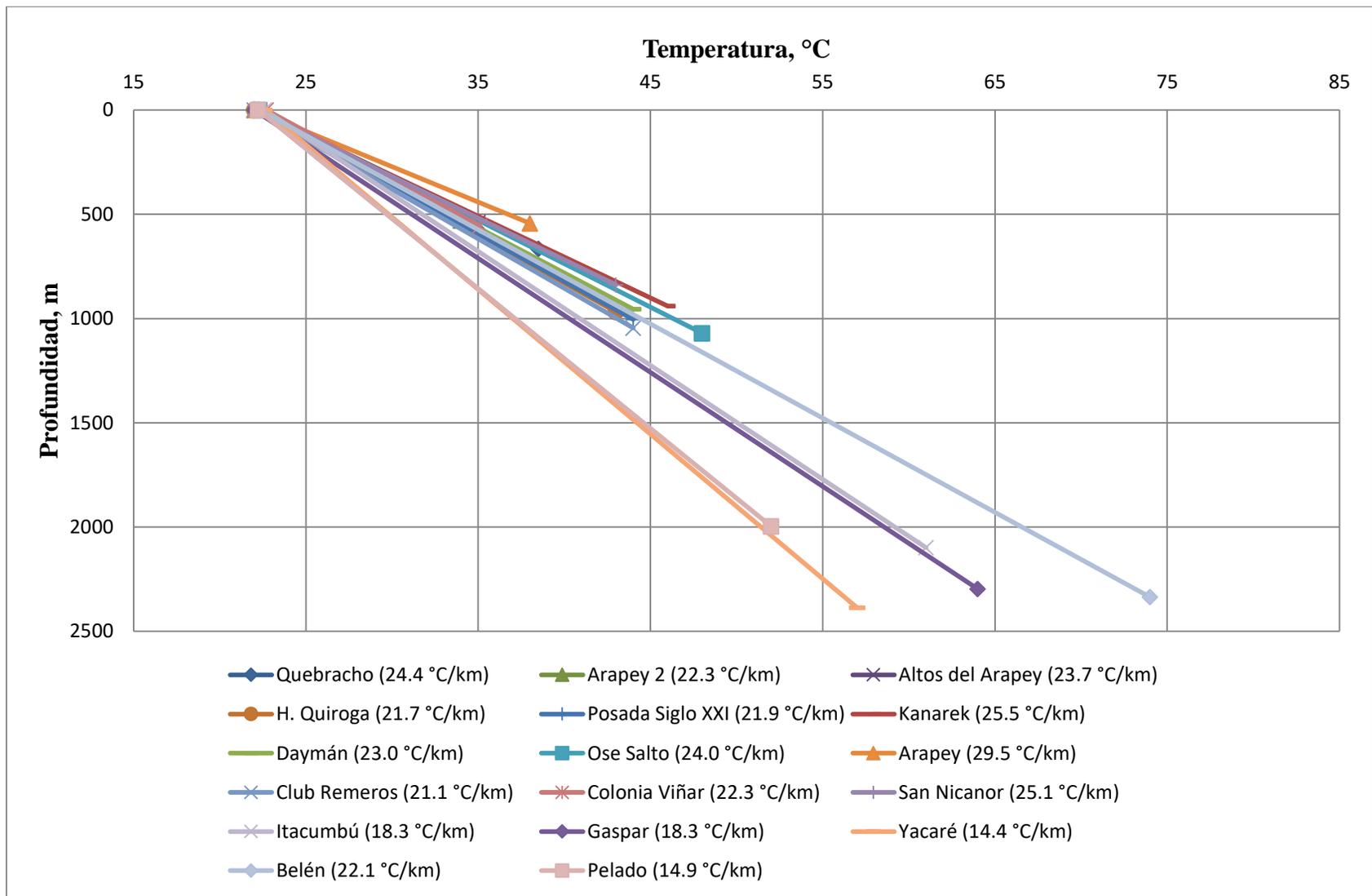
<b>Pozo</b>	<b>Conductividad promedio, W/(m-K)</b>
Altos del Arapey	2.7
Arapey	3.0
Arapey 2	2.6
Belén	3.0
Club Remeros	2.2
Colonia Viñar	2.2
Daymán	2.7
Gaspar	2.9
H. Quiroga	2.3
Itacumbú	3.1
Kanarek	2.3
Ose Salto	2.2
Pelado	3.1
Posada Siglo XXI	2.2
Quebracho	2.5
San Nicanor	2.3
Yacaré	3.0

Las conductividades térmicas medias en los pozos Pelado, Itacumbú, Belén, Yacaré y Arapey presentaron los mayores valores, mientras que las calculadas en los pozos Posada Siglo XXI, Ose Salto, Club Remeros y Colonia Viñar fueron las de menores magnitudes, debido al gran espesor de basalto perforado por estos pozo y al bajo valor de conductividad térmica que presenta este tipo de roca en comparación a las restantes.

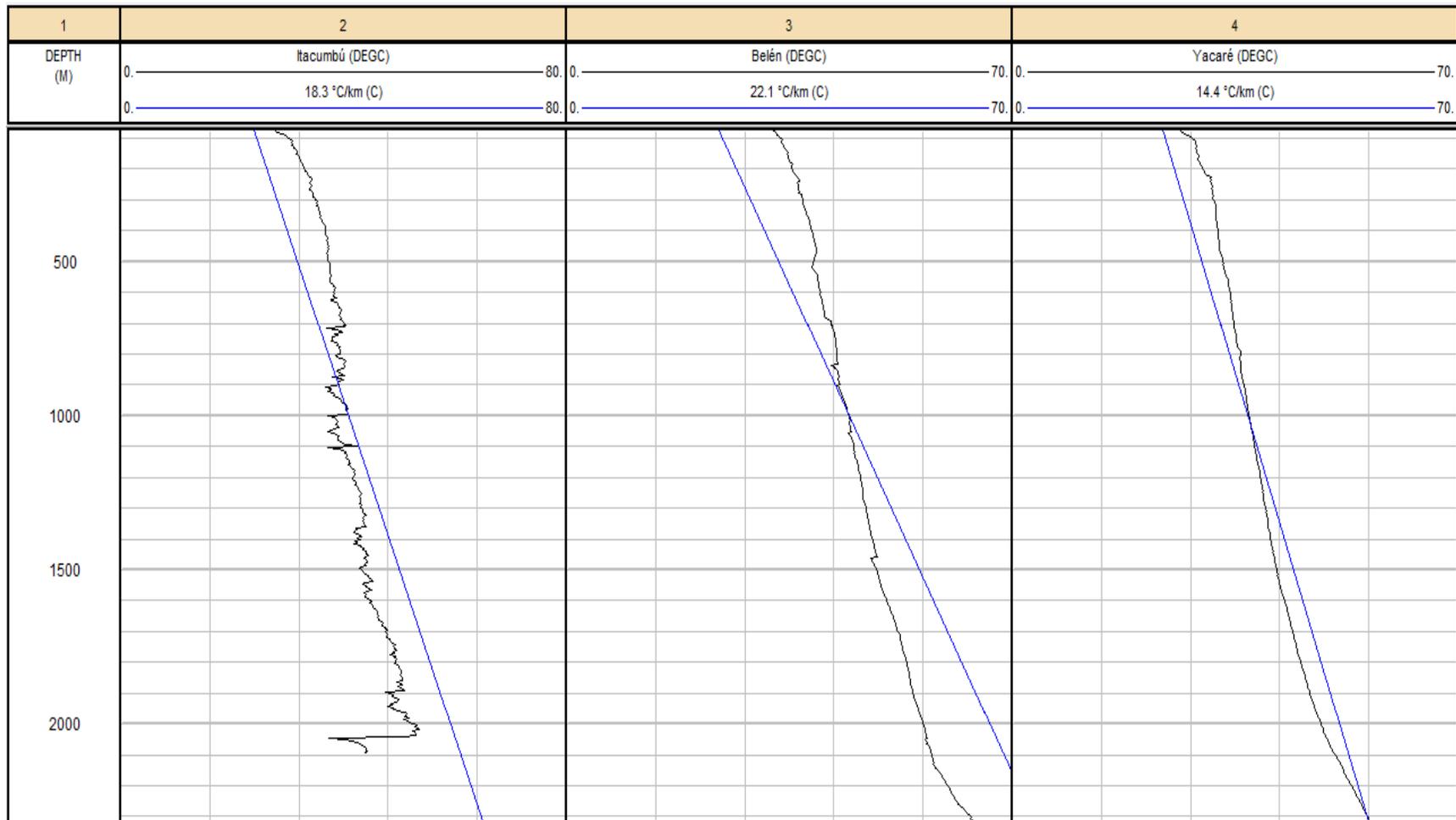
Adicionalmente, el gradiente geotérmico fue estimado en función de la temperatura media de superficie, definida previamente con un valor de 22-23 °C para el área de estudio, las temperaturas de subsuelo calculadas anteriormente y la profundidad a la que fue estimada esta última variable. En la figura 7.9 se presenta el comportamiento de la temperatura en subsuelo para cada pozo y el gradiente geotérmico calculado. En la misma se puede observar que los pozos Yacaré y Pelado presentaron los menores gradientes geotérmicos, mientras que el pozo Arapey representó el pozo con mayor valor.

Se debe señalar que los valores de gradientes geotérmicos obtenidos en los pozos del área de estudio son en algunos casos muy bajos en comparación al gradiente geotérmico promedio mundial (30 °C/km). Esta situación puede deberse a las propiedades conductivas de las unidades litológicas encontradas o puede ser consecuencia de la calidad de los datos a partir de los cuales se estimaron las medidas de temperatura en subsuelo. Particularmente, esta situación se presentó con los pozos Yacaré, Pelado e Itacumbú, los cuales mostraron un gradiente entre 15 y 18 °C/km. Los gradientes en estos pozos se calcularon utilizando los valores de temperatura observados en los cabezales de sus respectivos perfiles de pozo (BHT), tomando en cuenta el comportamiento de la temperatura después de ciertos periodos de tiempo de haber cesado la circulación de lodo. Por lo tanto, estos valores bajos de temperatura pueden implicar que el pozo no permaneció el tiempo necesario sin circulación como para alcanzar la temperatura de equilibrio de la formación.

Los pozos Itacumbú, Belén y Yacaré presentaban perfiles de temperatura registrados en el pozo en el año de su perforación (1986). El comportamiento de estos perfiles de la temperatura (negro) es presentado en la figura 7.10, conjuntamente con el perfil calculado (azul). En el *track* 2 de la figura, correspondiente al pozo Itacumbú, se puede visualizar como el gradiente calculado se aleja del perfil de temperatura, presentando menores valores en los primeros 1.000 metros, mientras que luego adquiere valores mayores al perfil. En los *tracks* 3 y 4, correspondientes a los pozos Belén y Yacaré, respectivamente, los gradientes calculados presentan una tendencia similar; sin embargo, solo en los últimos metros el perfil de temperatura tiende a presentar un cambio gradual de la pendiente, cada vez mayor al gradiente geotérmico calculado. La tendencia de las curvas de los *tracks* 3 y 4 es siempre la de presentar pendientes menores al gradiente geotérmico calculado, a excepción de los últimos metros donde la pendiente comienza a incrementarse.



**Figura 7.9:** Temperatura vs profundidad para los pozos del área de estudio. Se indica el gradiente geotérmico calculado.



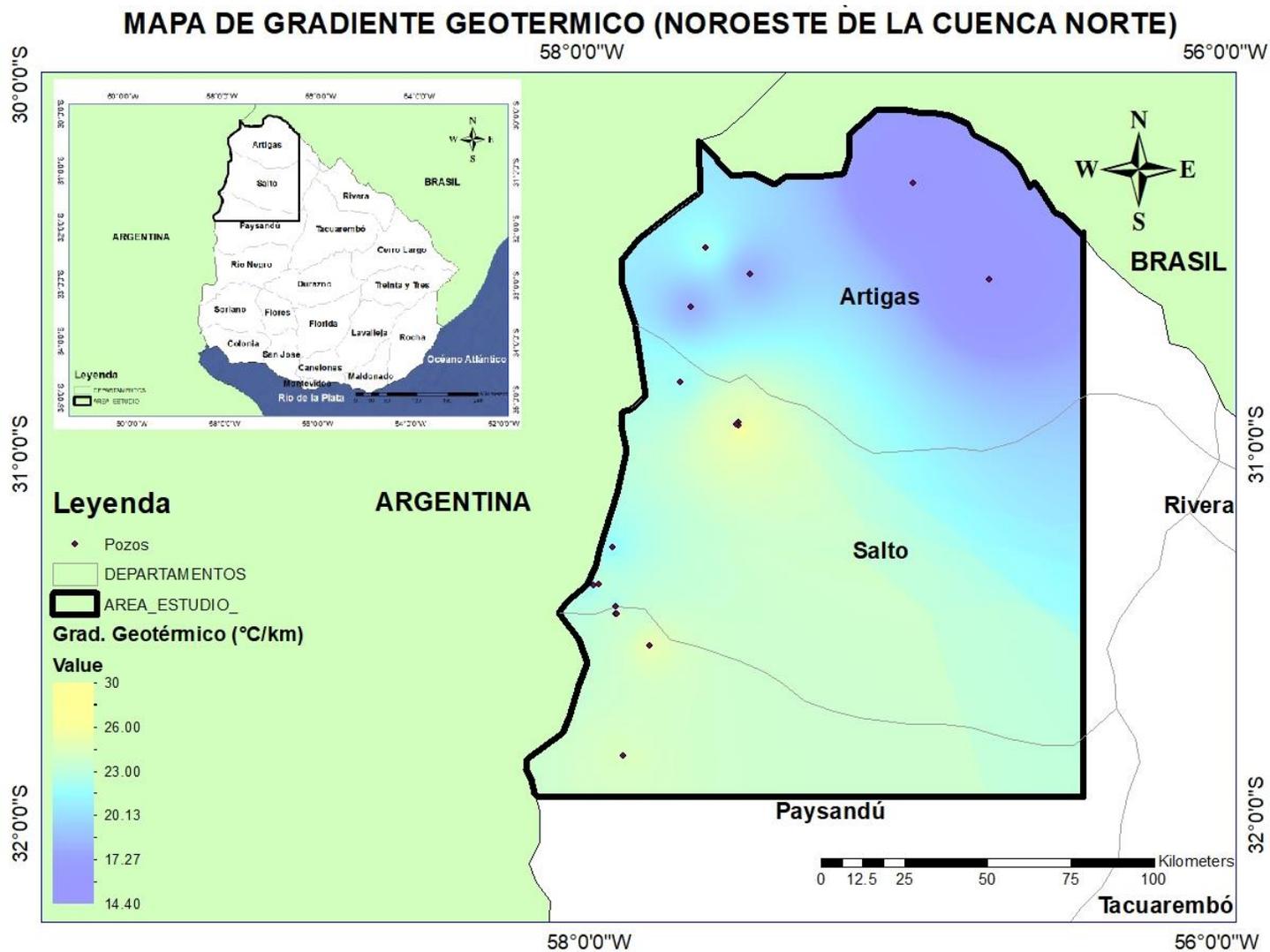
**Figura 7.10:** Comparación entre perfiles de temperaturas registrados (negro) y calculados (azul) para los pozos Itacumbú, Belén y Yacaré.

Seguidamente, el flujo de calor fue calculado con los valores de conductividad térmica y gradiente geotérmico determinados previamente. Usando la Ecuación 15 fue posible realizar estos cálculos y se obtuvieron los valores mostrados en la Tabla 7.15.

**Tabla 7.15.** Flujo de calor estimado para los pozos del área de estudio.

Pozo	Conductividad promedio, W/(m·°C)	Gradiente geotérmico, °C/km	q, mW/m <sup>2</sup>
Altos del Arapey	2,7	23,7	64
Arapey	3.0	29,5	89
Arapey 2	2,6	22,3	58
Belén	2,7	22,1	60
Club Remeros	2,2	21,1	46
Colonia Viñar	2,2	22,3	49
Daymán	2,7	23,0	62
Gaspar	2,7	18,3	49
H. Quiroga	2,3	21,7	50
Itacumbú	2,7	18,3	49
Kanarek	2,3	25,5	59
Ose Salto	2,2	24,0	53
Pelado	2,9	14,9	43
Posada Siglo XXI	2,2	21,9	48
Quebracho	2,5	24,4	61
San Nicanor	2,3	25,1	58
Yacaré	2,8	14,4	40
<b>Desviación estándar (<math>\sigma</math>)</b>	<b>0,3</b>	<b>3,7</b>	<b>10,9</b>

Los valores obtenidos fueron en promedio cercanos a los 60 mW/m<sup>2</sup>, los cuales pueden considerarse típicos de plataformas continentales, donde el promedio es del mismo orden de 60 mW/m<sup>2</sup> (*Platte River Associates*, 2003). Salvo algunos pozos como el Arapey, Altos de Arapey, Quebracho y Daymán que presentaron valores por encima de la media. En la Figura 7.11 y 7.12 se observan la distribución del gradiente geotérmico y el flujo de calor para el área de estudio, respectivamente.



**Figura 7.11:** Mapa de Gradiente geotérmico (°C/km) para el área de estudio.

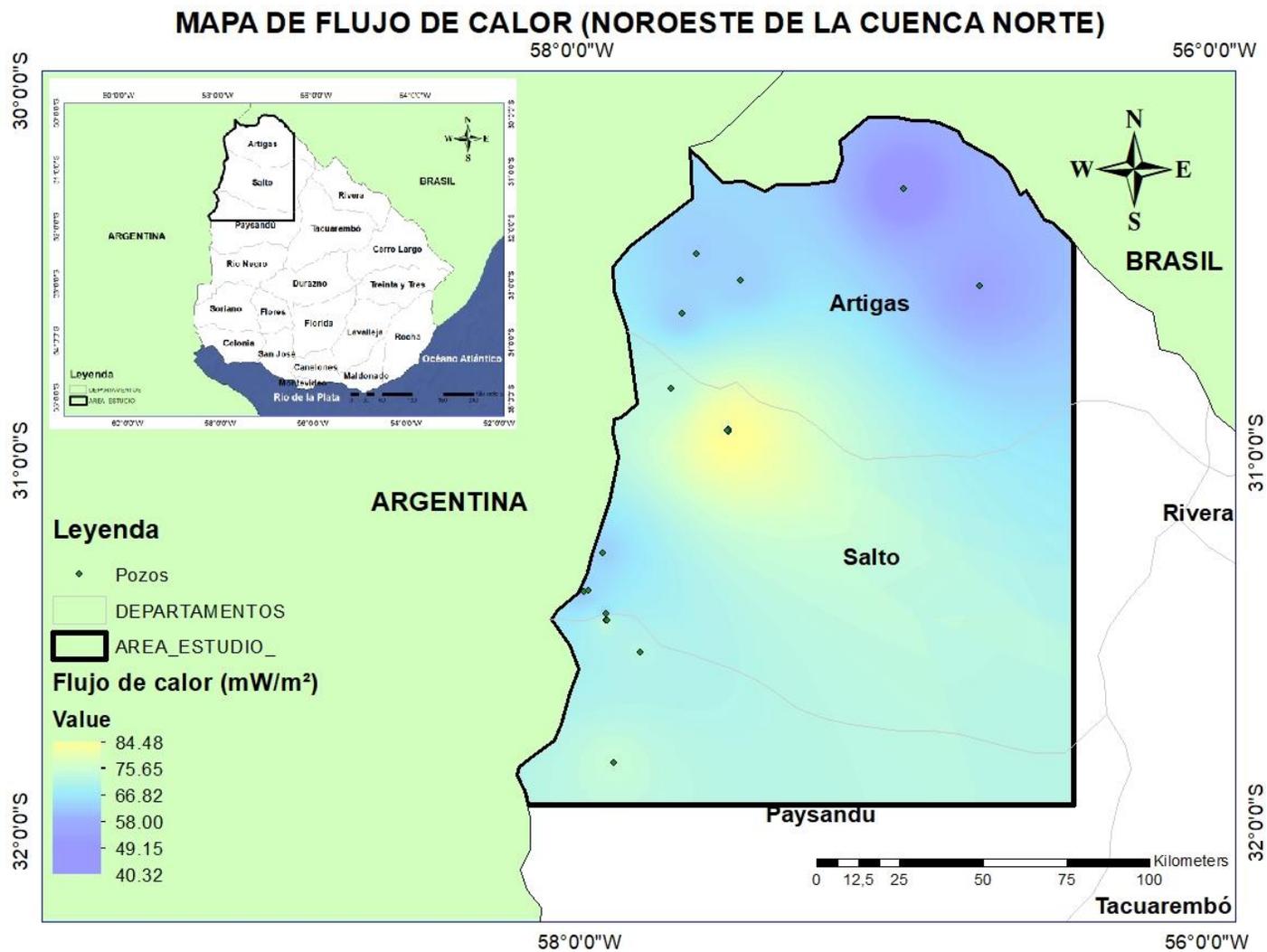


Figura 7.12: Mapa de Flujo de calor (mW/m<sup>2</sup>) para el área de estudio.

Los mayores gradientes de temperatura se encontraron en el Noroeste del departamento de Salto y el Noroeste del departamento de Paysandú. Mientras que en las demás regiones los valores permanecieron similares, a excepción del Noreste del departamento de Artigas donde se presentaron los valores más bajos del gradiente geotérmico. En promedio los valores de gradiente geotérmico que se obtuvieron son típicos de zonas del interior continental de acuerdo a los datos publicados por *Plate River Associates, Inc.* (2003), por lo cual no se consideraron en ningún caso como anomalías térmicas.

Además, se puede observar que la mayor concentración de calor se obtuvo cerca de los pozos Arapey y Altos de Arapey situados en el Noroeste del departamento de Salto con valores que oscilaron entre los 64 y 89 mW/m<sup>2</sup>. No obstante, aun así, los resultados no se considerados como valores asociados a anomalías térmicas. En el Norte los valores de flujo de calor presentaron bajos valores; sin embargo, esto podría deberse a la calidad de los datos de estos pozos, por medio de los cuales se realizaron las estimaciones, por lo que se sugiere tomar nuevas mediciones de temperatura en los pozos vinculados a esa región. En cuanto a las otras regiones, las mismas presentaron distribuciones del flujo de calor muy similares.

## **7.2 Estimar la pérdida de calor promedio de los fluidos desde los reservorios geotérmicos hasta superficie en función del flujo de calor calculado**

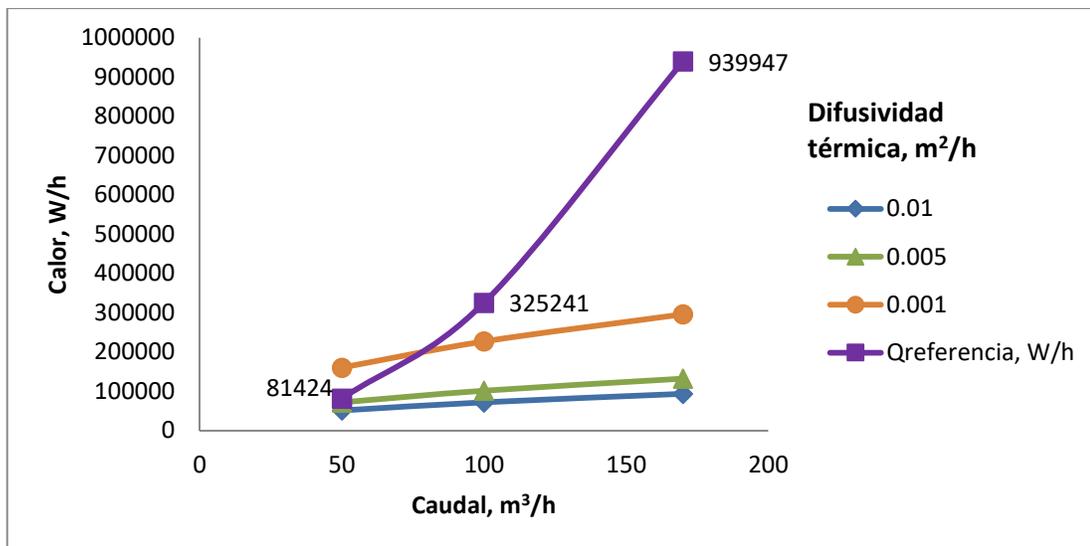
Bajo las propiedades físicas de presión y temperatura, el agua encontrada en el SAG de la Cuenca Norte se sitúa en la región de líquido comprimido en un diagrama de fase termodinámico. De esa manera, se puede afirmar que las pérdidas de calor que ocurren en los pozos durante el ascenso del agua son en forma de calor sensible, ya que no cambia la estructura molecular ni cambia de fase (sólido, líquido, gaseoso), a pesar de que puedan observarse cambios de temperaturas.

Las pérdidas en calor en cada pozo fueron estimadas mediante el modelo planteado previamente, el cual involucraba el Método de Willhite, (1967) bajo ciertas suposiciones y con el propósito de observar si las temperaturas de los fluidos obtenidas

en cada uno de ellos cambian como consecuencia de la pérdida de calor que tienen durante su producción.

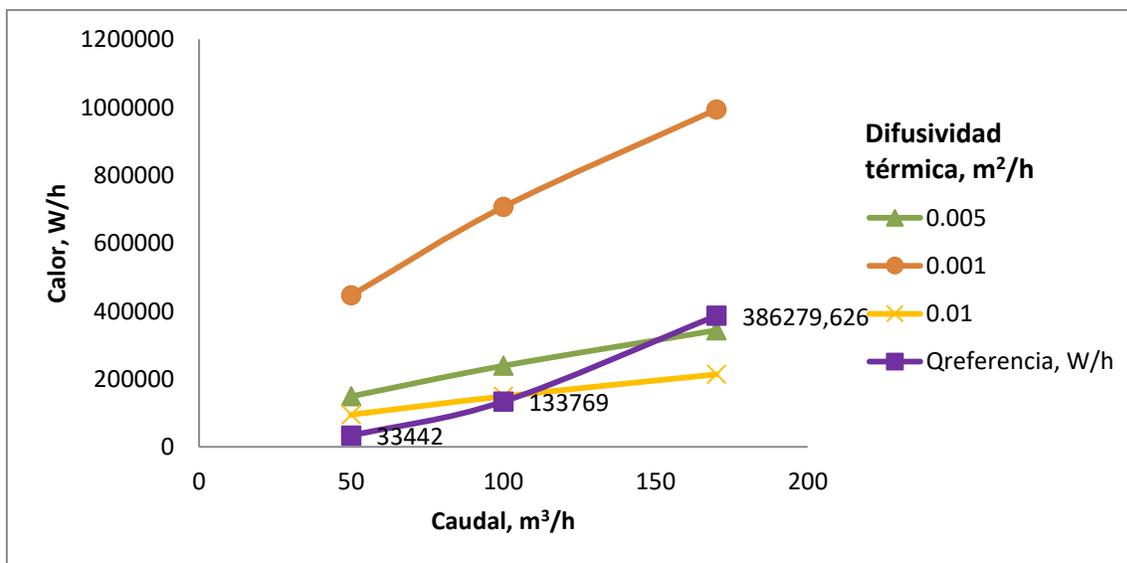
En varios pozos no se contó con información sobre la completación del mismo (tamaño nominal del *tubing* y *casing*) y tampoco con la difusividad térmica de la formación por lo cual fue necesario, en esas ocasiones, asumir valores razonables. En el caso de la completación del pozo, los radios de las tuberías fueron obtenidos en función de las secuencias usuales de los diámetros de los revestidores, *tubing* y hoyos. Para el caso de la difusividad térmica se asumieron 3 valores ( $0.01 \text{ m}^2/\text{h}$ ,  $0.005 \text{ m}^2/\text{h}$ ,  $0.001 \text{ m}^2/\text{h}$ ), empezando con el mayor valor que puede alcanzarse en rocas saturadas de agua como la caliza (Alvarado Douglas, 2002). La cual puede alcanzar valores aún mayores. A continuación, se presentan los resultados obtenidos.

En la figura 7.13 se observan los resultados obtenidos para el pozo Altos de Arapey, donde la curva de  $Q_{\text{referencia}}$  representa la pérdida de calor sensible necesaria para que el fluido disminuya su temperatura en al menos  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ , mientras que las otras curvas corresponden a las pérdidas de calor dentro del pozo bajo distintos caudales y difusividades térmicas. En la misma (Figura 7.13) se puede observar que prácticamente en todo el rango de estudio considerado, el fluido no alcanza a tener una pérdida de calor considerable como para disminuir en al menos  $1^\circ\text{C}$  su temperatura, tomando en cuenta la profundidad total del pozo. Solo entre los  $50$  y  $70 \text{ m}^3/\text{h}$ , el fluido puede llegar a perder calor hasta el punto de poder descender su temperatura en  $1^\circ\text{C}$ , por encontrarse los valores por encima del calor sensible necesario para bajar su temperatura; sin embargo, a mayores caudales las pérdidas de calor no se consideran apreciables. Se debe señalar que se consideró la profundidad total del pozo, a efectos de observar las máximas pérdidas de calor que podría tener un fluido desde el fondo del mismo hasta la superficie. Sin embargo, las formaciones productoras al estar situadas a profundidades más someras, menores pérdidas de calor tendrán, ya que se necesitarán valores más altos de transferencia de calor para que pueda disminuir la temperatura del fluido, al ser menor la distancia a recorrer para llegar a superficie. A difusividades mayores a  $0.005 \text{ m}^2/\text{h}$ , no se hallaron valores de pérdida de calor por debajo del calor sensible en el Pozo Altos de Arapey.



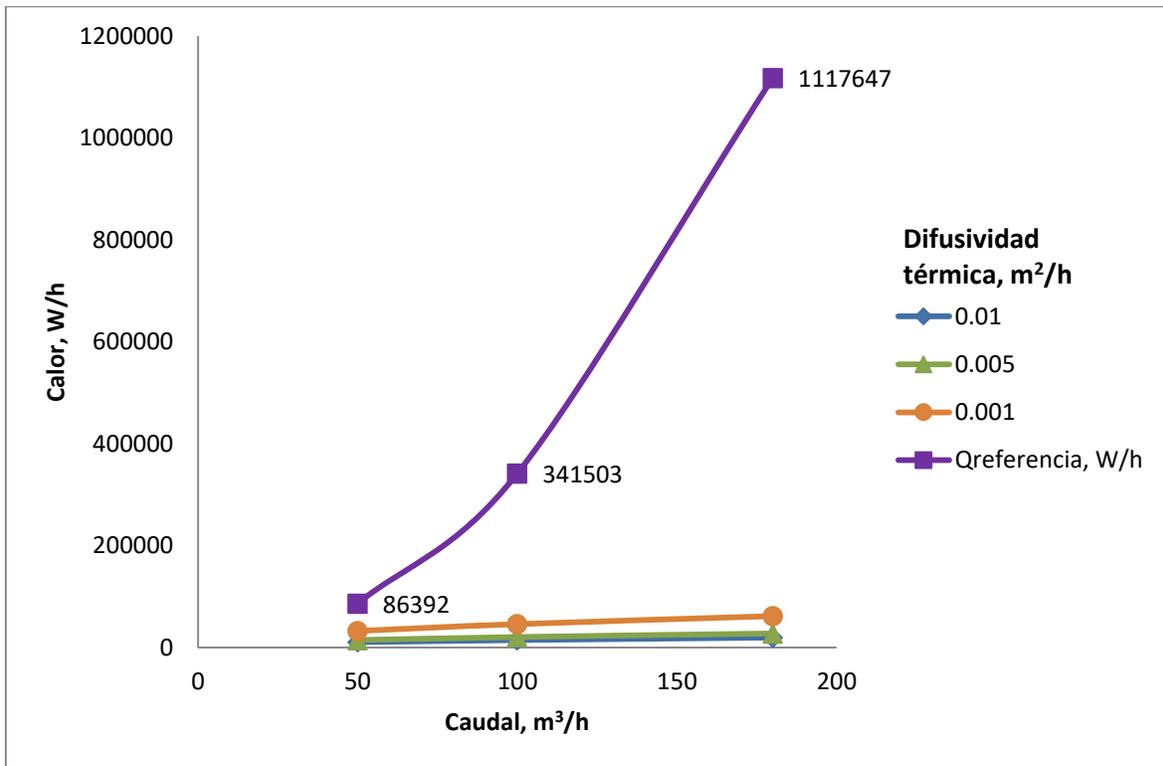
**Figura 7.13:** Pérdida de calor calculada para el pozo Altos de Arapey.

El pozo Arapey (Fig. 7.14) presentó un caso singular en comparación a los demás debido a que bajo todos los caudales los valores de pérdida de calor se mantuvieron por encima del calor sensible en el rango de la difusividad entre 0.001 y 0.005 m²/h, mientras que, a difusividades más altas, solo a caudales mayores a 100 m³/h las pérdidas de calor resultaron menores al calor sensible. Este comportamiento pudo ser debido al radio interno del pozo, el cual resultó ser mayor en comparación a los demás pozos.



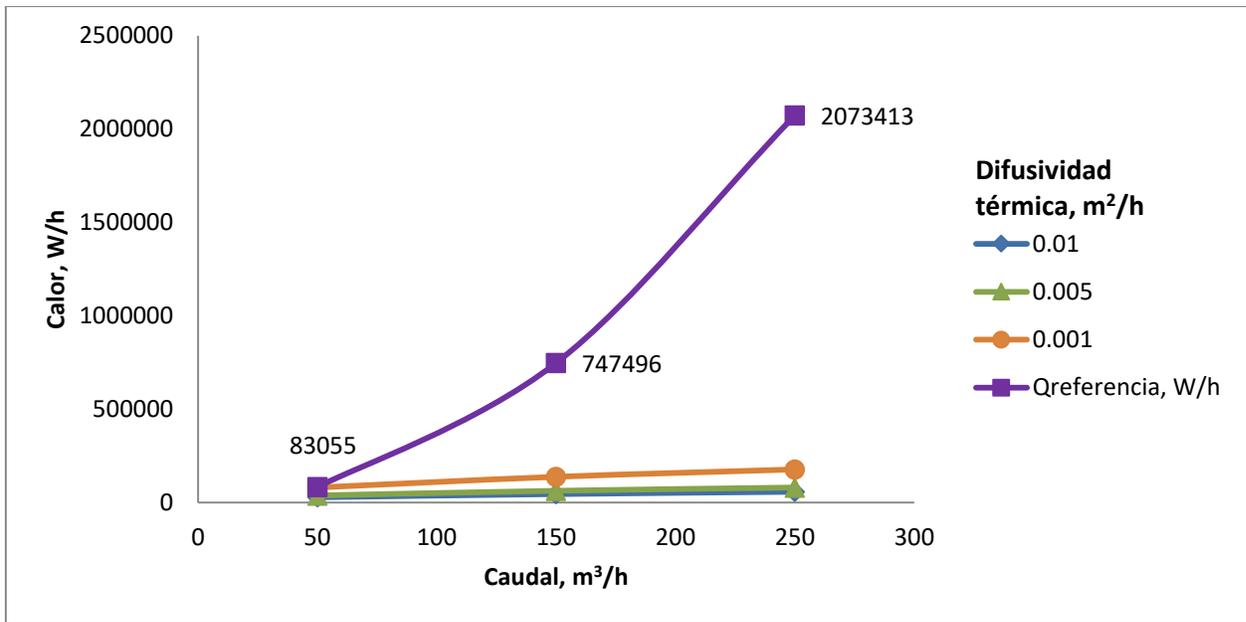
**Figura 7.14:** Pérdida de calor calculada para el pozo Arapey.

El Pozo Arapey 2 (Fig. 7.15) presentó pérdidas de calor muy por debajo del calor sensible calculado, manteniéndose por debajo de los 86.392 W/h, considerándose así, despreciables. La diferencia entre la transferencia de calor obtenida en este pozo y el Pozo Arapey se debe a la diferencia de profundidades, siendo este último más profundo y, asimismo, debido a la configuración de la completación, la cual resultó ser distinta en ambos pozos.



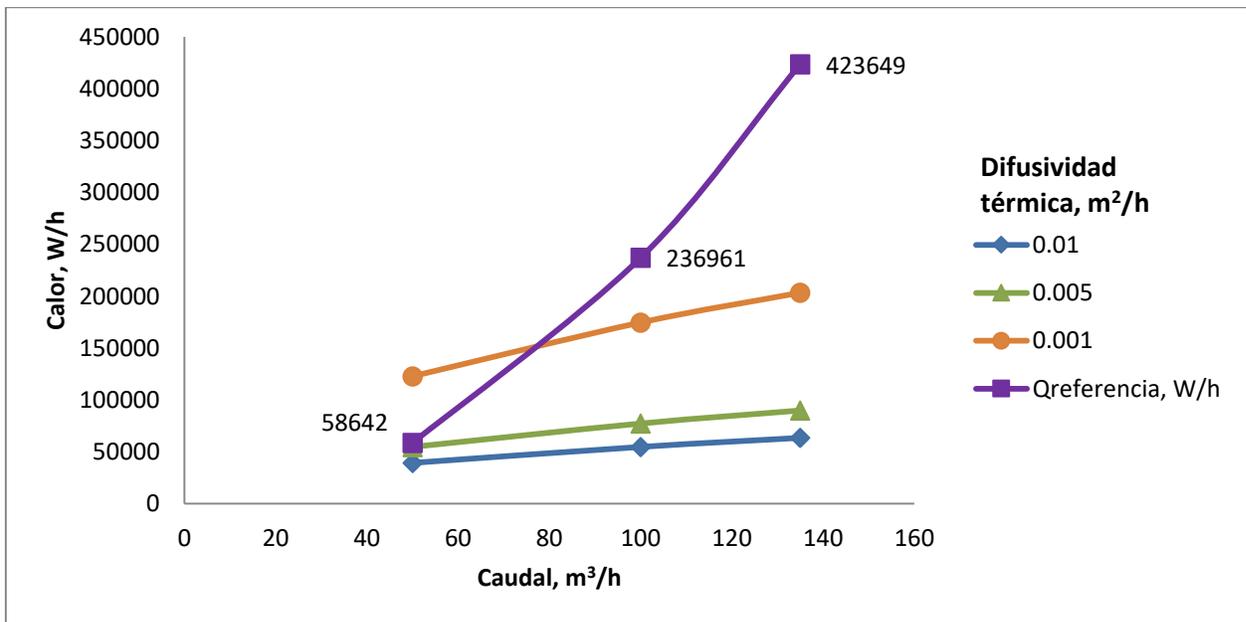
**Figura 7.15:** Pérdida de calor calculada para el pozo Arapey 2.

En la figura 7.16 se pueden visualizar las pérdidas de calor calculadas en el pozo Belén, las cuales a pesar de tratarse de un pozo profundo resultaron ser más bajas que las necesarias para que ocurra una disminución de temperatura de al menos 1° C. Así, sin importar las tasas de producción que se tengan las pérdidas de calor se mantendrán despreciables. Los valores del calor sensible tomados como referencia son independientes de las propiedades térmicas de la formación, tales como la conductividad térmica, la difusividad y capacidad calorífica de la misma, pero es sensible a la magnitud de flujo que se tenga, mientras mayor es el caudal, mayor es la transferencia que debe ocurrir en el tiempo para que exista una disminución de la temperatura y viceversa.



**Figura 7.16:** Pérdida de calor calculada para el pozo Belén.

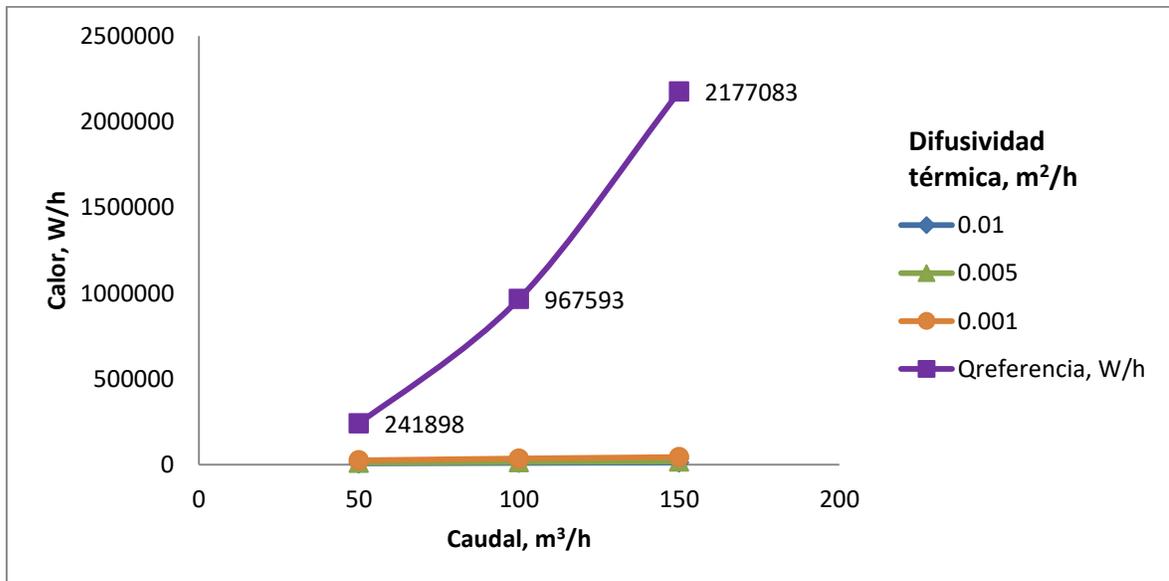
El pozo Club Remeros mostró valores por encima del calor sensible mínimo requerido para que disminuya la temperatura a tasas menores a 70 m³/h y solo a difusividades próximas a 0.001 m²/h (Fig. 7.17).



**Figura 7.17:** Pérdida de calor calculada para el pozo Club Remeros.

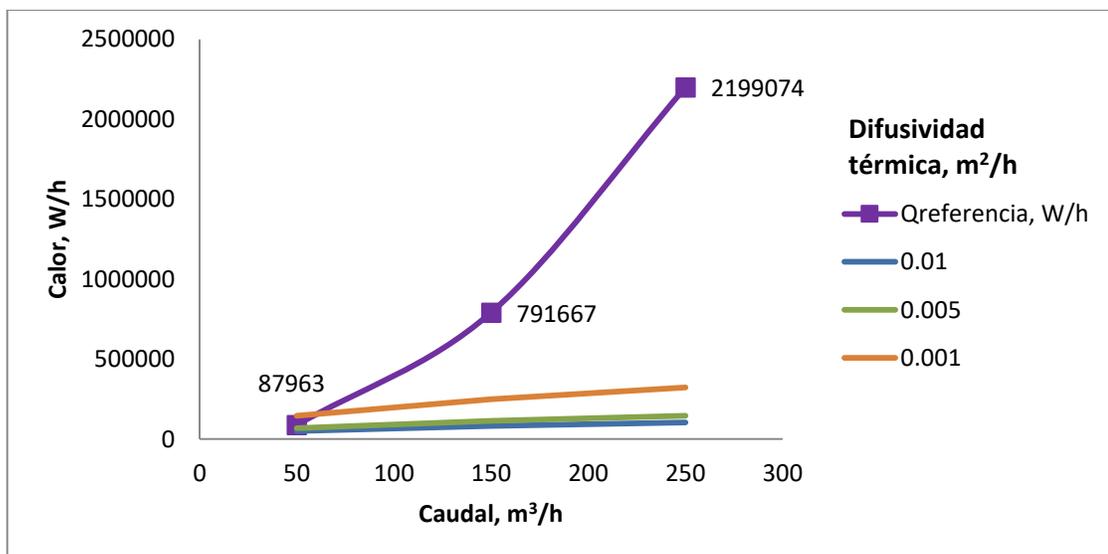
La siguiente gráfica (Fig. 7.18) muestra los resultados obtenidos para el pozo Colonia Viñar, donde los cálculos arrojaron valores muy bajos de pérdidas de calor en

comparación al calor de referencia ( $Q_{\text{referencia}}$ ). Por lo tanto, refleja que no es apreciable considerar la pérdida de calor del fluido en este pozo.



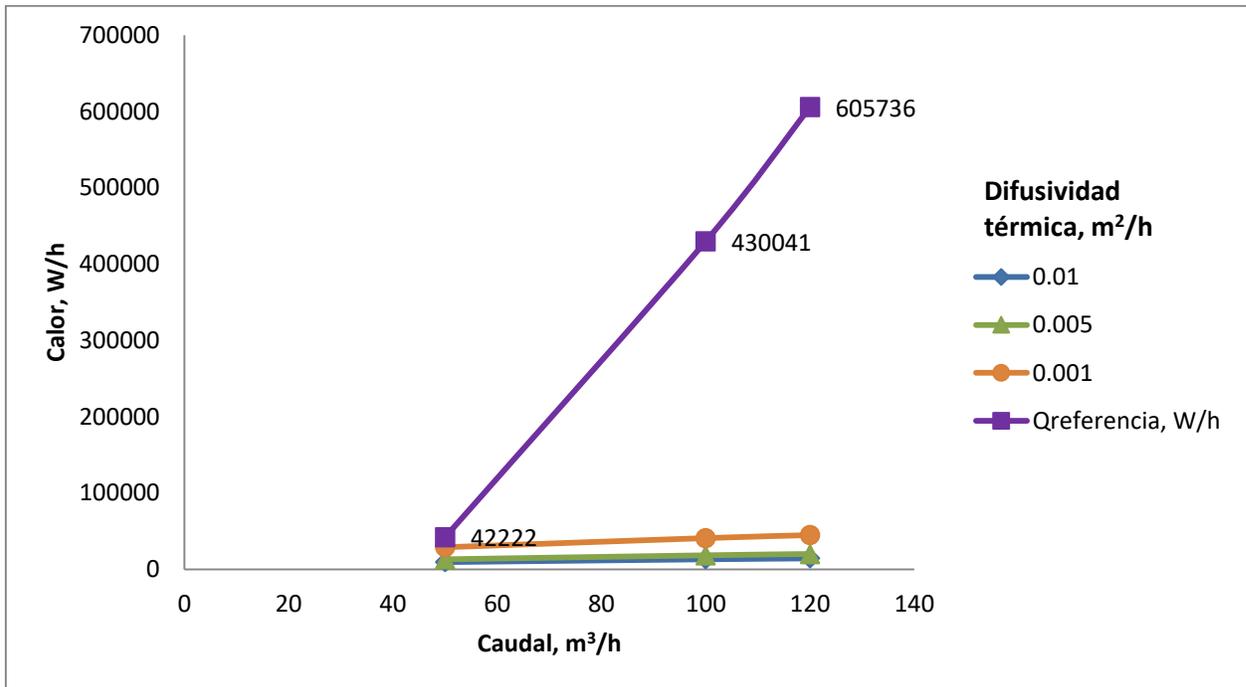
**Figura 7.18:** Pérdida de calor calculada para el pozo Colonia Viñar.

El Pozo Daymán presentó en todo el rango de difusividades y tasas de producción considerados (Fig. 7.19), pérdidas de calor poco importantes, pudiéndose así asumir que la temperatura del agua en toda la columna del pozo puede considerarse constante.



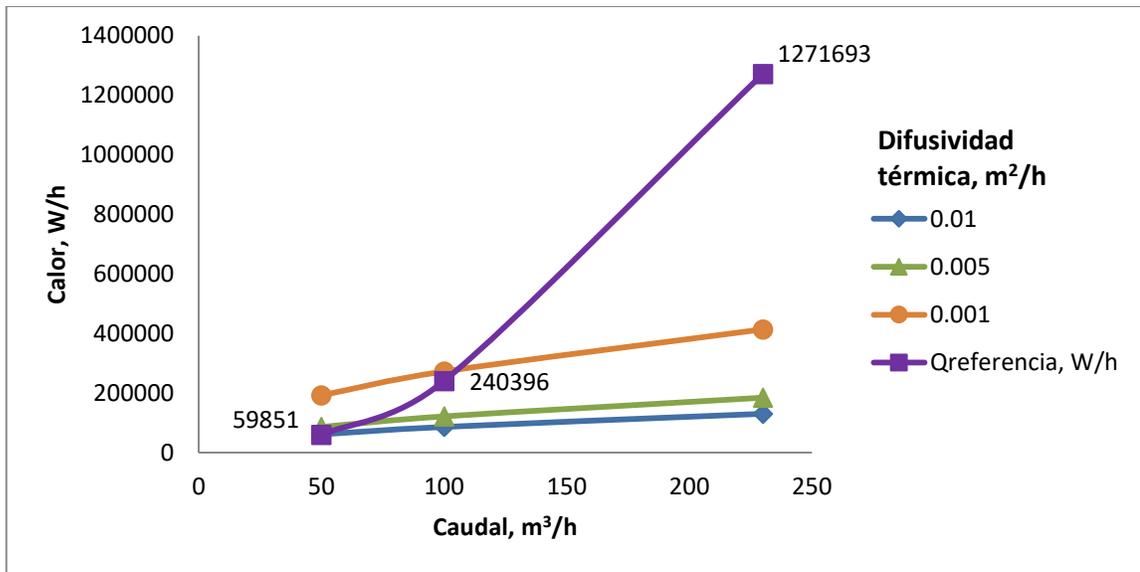
**Figura 7.19:** Pérdida de calor calculada para el pozo Daymán.

El Pozo Quebracho presentó una situación similar a la anterior, manteniéndose el calor sensible muy por encima de los valores de transferencia de calor que se pueden encontrar en este pozo (Fig. 7.20).



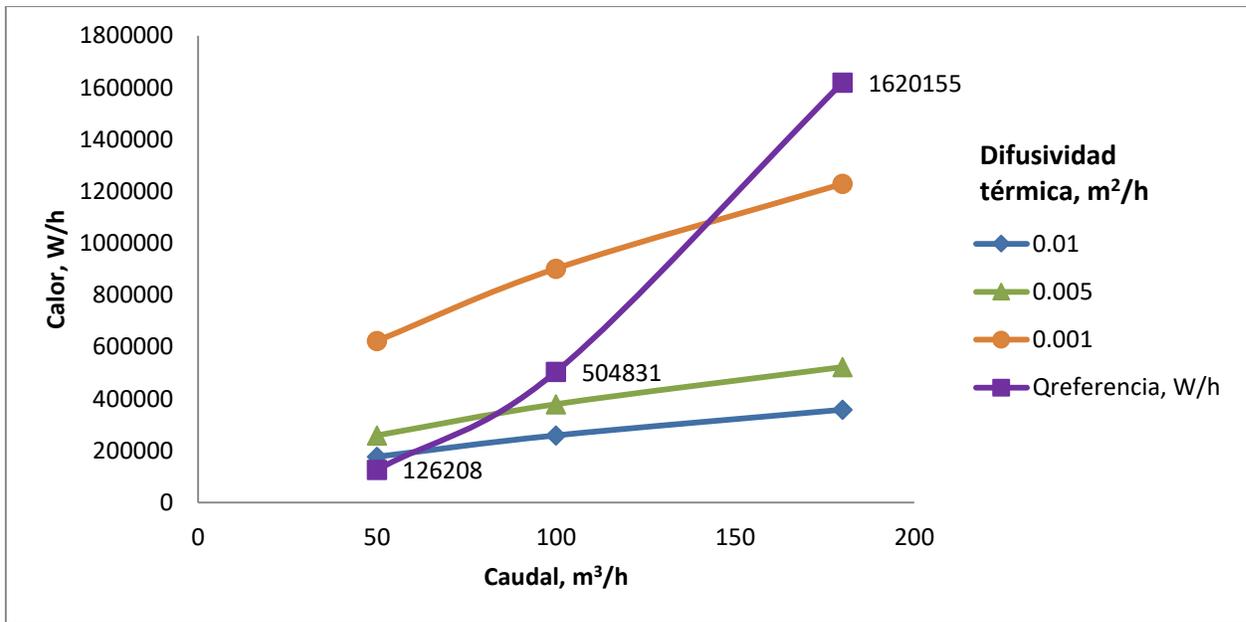
**Figura 7.20:** Pérdida de calor calculada para el pozo Quebracho.

Solo a caudales menores a 100 m³/h el pozo Horacio Quiroga (Fig. 7.21) mantuvo pérdidas de calores mayores al  $Q_{referencia}$ , a difusividades superiores a 0.005 m²/h, a su vez se puede apreciar que a medida que aumenta la difusividad térmica, la perdida de calor tiende a mantenerse entre un rango de valores cada vez menor.



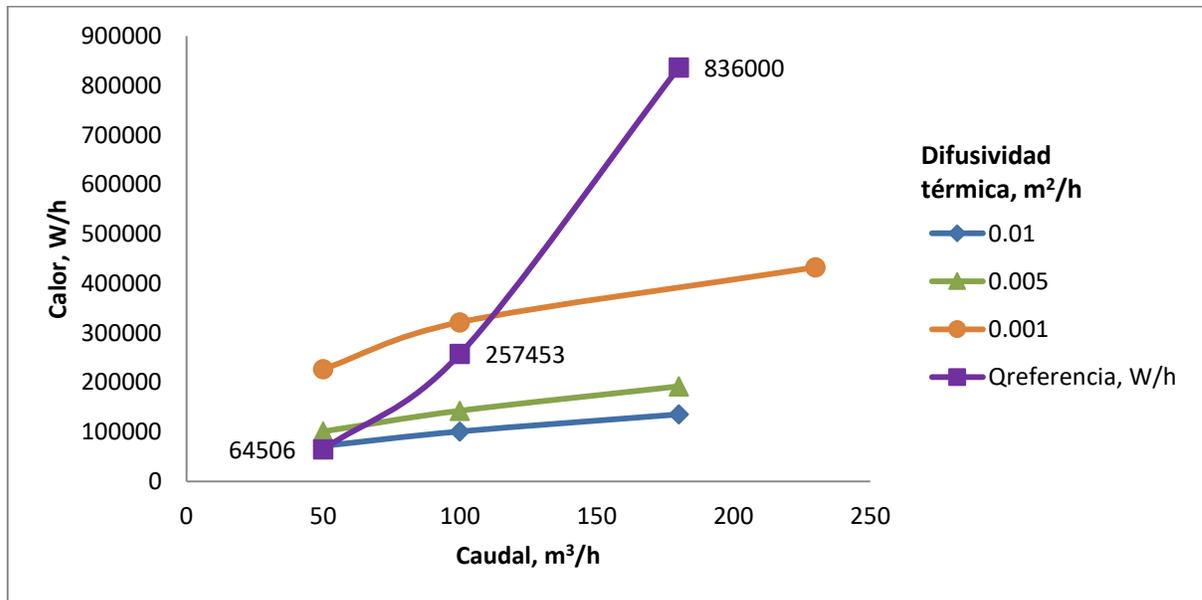
**Figura 7.21:** Pérdida de calor calculada para el pozo Horacio Quiroga.

En la figura 7.22 se observan 2 comportamientos distintos de las pérdidas de calor en el Pozo Kanarek, donde a tasas de producción mayores a 100 m³/h, las pérdidas de calor se mantienen por debajo del calor mínimo sensible, mientras que a menores caudales, las pérdidas de calor se sitúan por encima, incidiendo en posibles disminuciones de temperatura. Este último comportamiento se mantuvo entre difusividades de 0.005 y 0.001 m²/h. En este pozo a menos que se conozca con certeza los valores de la difusividad (para saber en qué punto de estos dos se encuentra), no es conveniente asumir que la temperatura permanece constante en toda la columna.



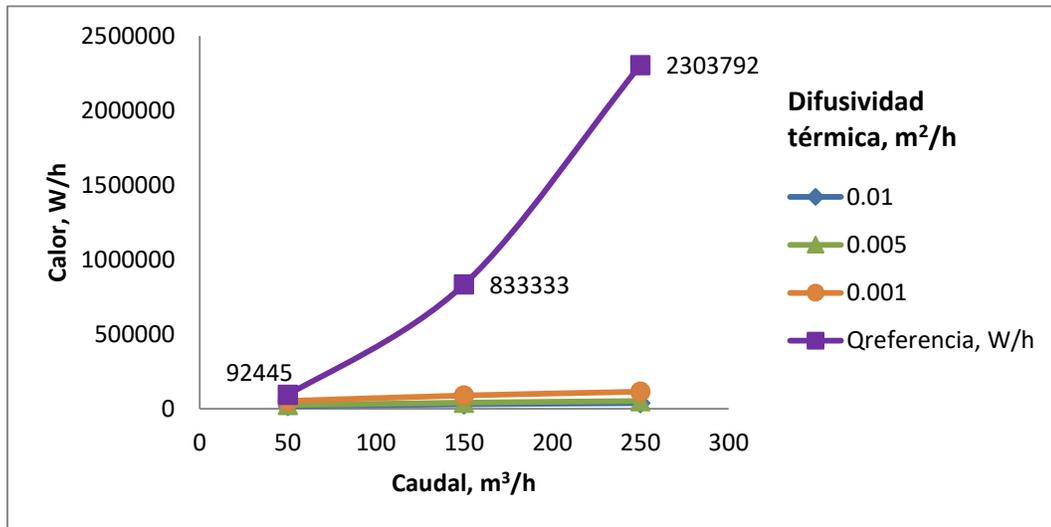
**Figura 7.22:** Pérdida de calor calculada para el pozo Kanarek.

El pozo Posada del Siglo XXI mostró un caso parecido (Fig. 7.23) al anterior, solo que se observa una mayor área donde las pérdidas de calor permanecen despreciables. Por lo tanto, este pozo se acerca un poco más a un comportamiento isotérmico en comparación al caso previo.

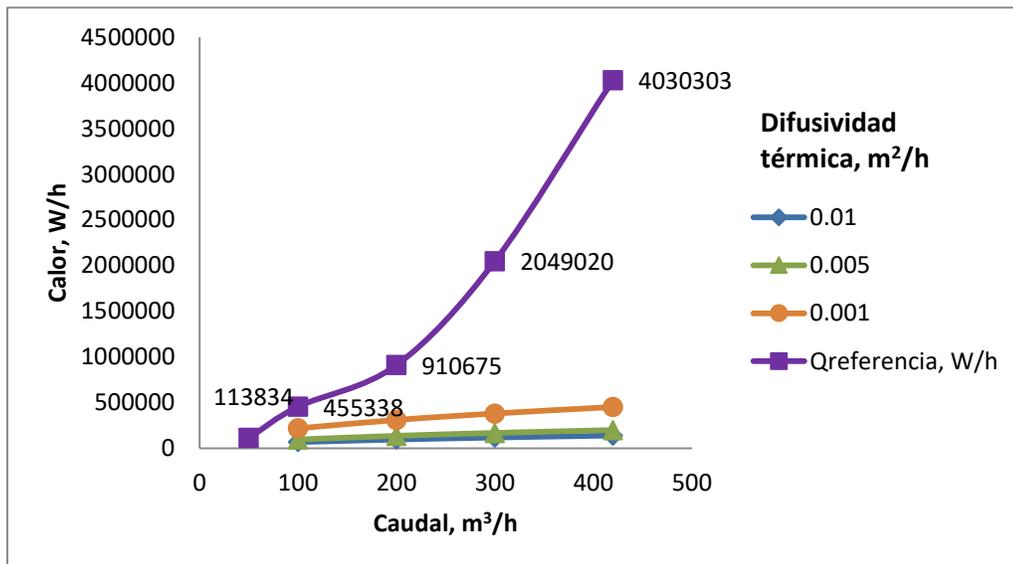


**Figura 7.23:** Pérdida de calor calculada para el pozo Posada del Siglo XXI.

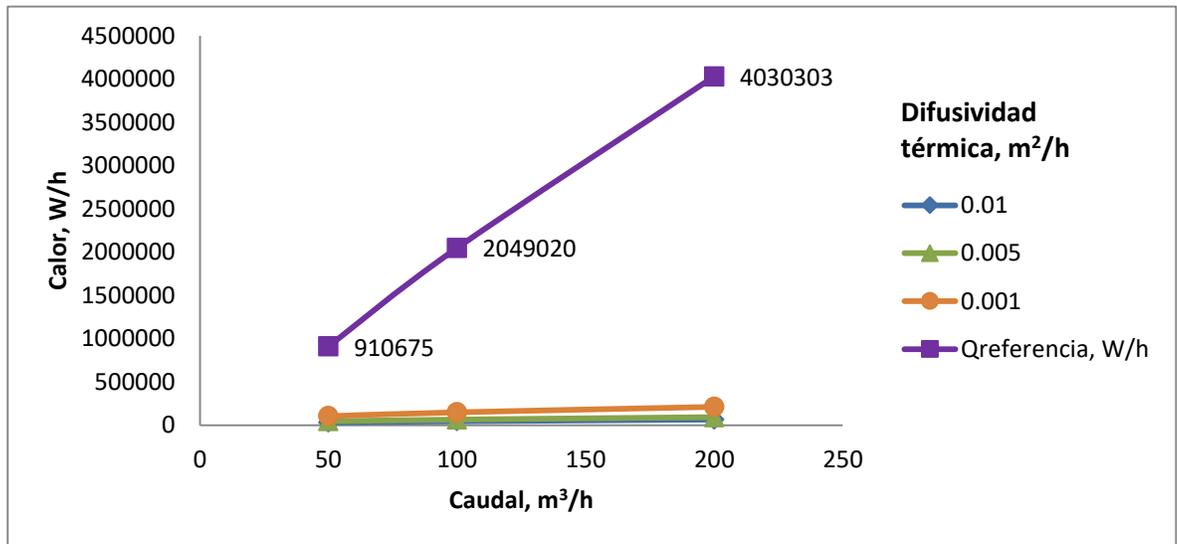
En las figura 7.24 a 7.29 se observa en promedio un mismo comportamiento con variadas pérdidas de calor, pero siempre despreciables en comparación al calor sensible calculado en cada caso.



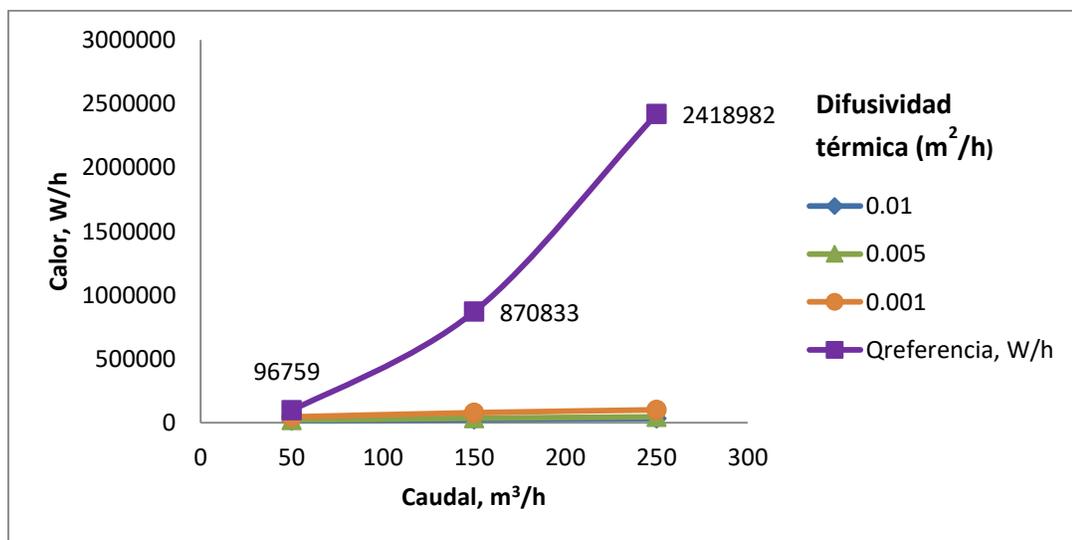
**Figura 7.24:** Pérdida de calor calculada para el pozo Itacumbú.



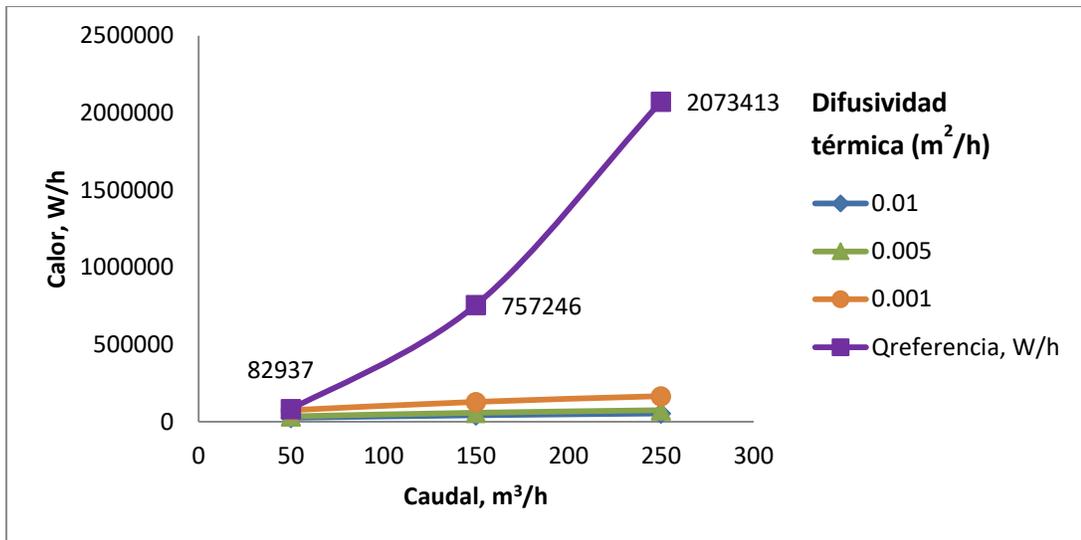
**Figura 7.25:** Pérdida de calor calculada para el pozo Ose Salto.



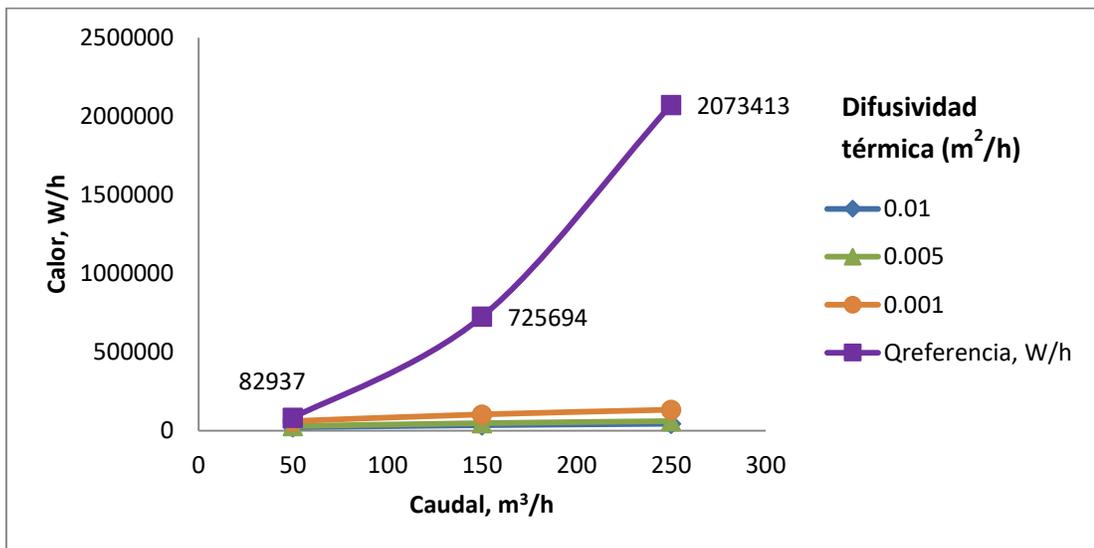
**Figura 7.26:** Pérdida de calor calculada para el pozo San Nicanor.



**Figura 7.27:** Pérdida de calor calculada para el pozo Pelado.



**Figura 7.28:** Pérdida de calor calculada para el pozo Gaspar.



**Figura 7.29:** Pérdida de calor calculada para el pozo Yacaré.

Para todos los casos presentados se puede concluir que casi en su totalidad los pozos evaluados en el área de estudio presentaron pérdidas de calor despreciables, siendo una excepción los pozos Arapey, Club Remeros y Kanarek. De esta manera, las condiciones estables de temperatura interna de los pozos bajo las configuraciones de completación, propiedades térmicas de la Tierra, tasas de producción, profundidad perforada y gradiente geotérmico encontrados, pueden considerarse isotérmicas, permitiendo realizar procedimientos prácticos importantes como la medición de temperatura en superficie. Como se mencionó anteriormente, los cálculos fueron

obtenidos considerando las profundidades totales, por lo cual, a menores profundidades, las pérdidas de calor son aún menos relevantes.

## 8. Conclusiones

Los resultados presentados en esta tesis representan un avance en la valoración cuantitativa del campo térmico en el sector noroeste de Cuenca Norte (Uruguay), contribuyendo a una mejor comprensión del comportamiento geotérmico en la región de estudio.

La estimación de la distribución de la temperatura en subsuelo se realizó a partir de una base de datos dispar para los pozos del área de estudio. De un modo general, se cuenta con datos antiguos y muy escasos de mediciones directas de Temperatura (BHT y perfiles), concentrados en el sector norte y noreste del área de estudio. Mientras que la mayoría de los pozos cuentan con análisis químicos y mediciones de temperatura del agua en boca de pozo.

Los gradientes geotérmicos estimados se ubican entre 15 °C/km y 30 °C/km. Destacándose el sector oeste del departamento de Salto (pozos Arapey, Altos de Arapey y Arapey 2) con los valores más elevados y los sectores Norte y Noreste del área de estudio con los valores más bajos (pozos Yacaré, Pelado, Gaspar e Itacumbú). Los valores bajos pueden deberse a la calidad de los datos a partir de los cuales se realizaron las estimaciones de la temperatura. Se considera muy importante la obtención de nuevas medidas directas de Temperatura en pozo (perfiles de Temperatura), a efectos de confirmar o no los valores bajos registrados en el norte y noreste del área de estudio; como asimismo, la variabilidad en los valores de gradiente geotérmico obtenidos.

Debido a que los valores de gradiente geotérmico obtenidos se mantienen por debajo de 30 °C/km, el sistema geotérmico es de baja entalpía, no pudiendo utilizarse de forma convencional para generar electricidad, pero sí para la climatización en general de edificios, instalaciones deportivas y recreativas como piscinas, y para algunos procesos industriales y agrícolas que requieran temperatura (ej. Acuicultura, piscicultura, secado de productos agrícolas, maderas, pescados, calefacción de invernaderos, entre otros).

La conductividad térmica promedio de las unidades geológicas que conforman el relleno de la Cuenca Norte en el área de estudio, para todos los pozos, osciló entre 2.2 y 2.8 W/m-K, en respuesta a la homogeneidad estratigráfica presente en los mismos.

El flujo de calor promedio obtenido se ubicó en torno a los 60 mW/m<sup>2</sup>, los cuales están asociados efectivamente con ambientes continentales, tales como el representado por el área de estudio. Este aspecto fue evaluado teniendo en consideración un régimen estacionario, ya que debido a los importantes espesores de las unidades geológicas que conforman el relleno de la Cuenca Norte en el área de estudio, un análisis en régimen transitorio podría inducir a un margen de error apreciable en las estimaciones.

Las pérdidas de calor obtenidas durante el ascenso del agua desde el reservorio geotermal, bajo las configuraciones encontradas (flujo de agua, completación, propiedades térmicas de las rocas) para los pozos del área de estudio, se consideran despreciables, en la mayoría de los casos, al ser en promedio menores al calor sensible mínimo requerido para que ocurra una disminución de al menos 1 °C. Valores despreciables de pérdidas de calor dentro del pozo implican que pueden obtenerse mediciones representativas de la temperatura en el reservorio geotermal en superficie (cabezal del pozo), siempre que sean utilizados equipos adiabáticos, que a su vez eviten importantes caídas de presión.

La región oeste del departamento de Salto se constituye en el área de mayor interés para futuros estudios y proyectos geotérmicos debido a que presentó los valores de gradiente de temperatura y flujo de calor más elevados (a pesar de no constituir en ningún caso anomalías geotérmicas) del área de estudio.

## 9. Referencias bibliográficas

1. Alvarado, D. y Banzér, C., 2002, Recuperación térmica de Petróleo.
2. Beardsmore, G. y Cull, P. 2001, *Crustal Heat Flow, A Guide to Measurement and Modelling*, Cambridge University Press (ed.).
3. Beardsmore, G. y Sass, J., 2011 *Heat Flow Measurements*, Continental, Monash University, Melbourne, Australia.
4. Benevides, A., 2016, *Inversão de Temperaturas de Fundo de Poço para Determinação de Gradiente Geotérmico*, Universidade Federal Da Bahia.
5. Cernuschi, F. 2014, Energía Geotérmica: potenciales aplicaciones para la diversificación de la matriz energética de Uruguay, Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología.
6. Colín, W., Marshall, R. y Arlene, A. 2011, *Updating the Classification of Geothermal Resources*, Stanford University.
7. Gomes, A. y Hamza, V., 2003, *Avaliação de Recursos Geotermiais do Estado do Rio de Janeiro*, Coordenação de Pós-Graduação do Observatório Nacional/MCT.
8. Hamza, V., 2009, *Avaliação de Recursos Geotermiais da Bacia do Paraná*, Coordenação de Pós-Graduação do Observatório Nacional/MCT.
9. Inga S., Moeck, *Catalog of geothermal play types based on geologic controls*, University of Alberta, Edmonton, Alberta, Canada.
10. Marmisolle, J. 2015, Análisis tectonosedimentario de depocentros en el sector noroeste de Cuenca Norte, Universidad de la República.
11. Milani, E. J. 1997. Orogenias paleozoicas no dominio sul-occidental do Gondwana e os ciclos de subsidencia da Bacia do Paraná, Revista Brasileira de Geociencias
12. Moradi, B., Ayoub, M., Bataee, M., y Mohammadian, E., 2019, *Calculation of temperature profile in injection wells*, *Journal of Petroleum Exploration and Production Technology*.
13. Morales, E. 2015, Evaluación del potencial geotérmico del Departamento de Artigas (Uruguay), Facultad de Ciencias, Universidad de la República.
14. Rodrigo, V. y Llopis, G., 2002, Guía de la Energía Geotérmica, Dirección General de Industria, Energía y Minas.

15. Santoyo, E. y Barragán-Reyes, R., 2009, Energía geotérmica, Centro de Investigación en Energía de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
16. Stein, C., 1995, *Heat Flow of the Earth*, American Geophysical Union, *University of Illinois at Chicago*.
17. Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S., 2006, Cuencas Sedimentarias de Uruguay (Cenozoico), DIRAC, Montevideo, Uruguay.
18. Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S., 2004, Cuencas Sedimentarias de Uruguay (Mesozoico), DIRAC, Montevideo, Uruguay.
19. Veroslavsky, G., Ubilla, M. y Martínez, S., 2004, Cuencas Sedimentarias de Uruguay (Paleozoico), DIRAC, Montevideo, Uruguay.
20. Yunus, A. y Afshin J. 2011, Transferencia de calor y masa, The McGraw-Hill (ed.).
21. Yunus, C. y Boles, M., 2012, Termodinámica, The McGraw-Hill Companies (ed.)

## Apéndice A

**Algoritmo 1.** Cálculo empleado en *Visual Basic* para estimar la pérdida de calor  
(Q)

Function Q(tasa, Prof, Ts, Gg, rw, rti, rto, rci, Ke, Difu)

Tco = 20

Do

Tci = Tco

'Determinación del tiempo fondo arriba (FA) considerando la profundidad total de pozo y el caudal aproximado probado en ese pozo. M: Capacidad calorífica, Difu: Difusividad térmica

A = 3.1416 \* rti \* rti

FA = (Prof / tasa) \* A

M = (Ke / Difu)

'Cálculo de la temperatura adimensional Tadi a partir del tiempo adimension tD

tD = (FA \* Ke) / (M \* rw \* rw)

If tD <= 1.5 Then

Tadi = (1.1281 \* ((tD) ^ 0.5) \* (1 - 0.3 \* ((tD) ^ (0.5))))

Else

Tadi = (0.4063 + 0.5 \* Log(tD) \* (1 + (0.6 / tD)))

End If

'Cálculo de la temperatura promedio de la tierra

Tf = Ts + (Gg / 1000) \* (Prof)

Te = Ts + (Gg / 1000) \* (Prof / 2)

'Cálculo de la temperatura promedio y conductividad térmica del aire en el anular

Tprom = (Tci + Tf) / 2

Kha = (0.01328 + (0.00002471) \* Tprom - (0.000000004247) \* Tprom ^ 2) \* 1.7307

hc = Kha / (rto \* Log((rci / rto)))

'Cálculo del coeficiente de transferencia de calor total (Uto) tomando en cuenta el radio externo del tubing

$$hr = (0.0000000567) * (((Tci + 273) ^ 2) + ((Tf + 273) ^ 2)) * ((Tci + 273) + (Tf + 273))$$

$$Uto = hc + hr$$

'Cálculo de la temperatura del cemento y temperatura del casing en el radio externo (Tco)

$$Tcem = (rto * Uto * Tadi * Tf + Ke * Te) / (rto * Uto * Tadi + Ke)$$

$$Tco = Tcem + (rto * Uto * (\text{Log}((rw / rci))) * (Tf - Tcem)) / Ke$$

'Iteración hasta que la temperatura interna del casing y la temperatura externa del mismo sean similares (Tci = Tco)

Loop Until Tci = Tco

'Cálculo de la pérdida de calor

$$Q = (2 * 3.1416 * Ke * (Tcem - Tci) * Prof) / Tadi$$

End Function