

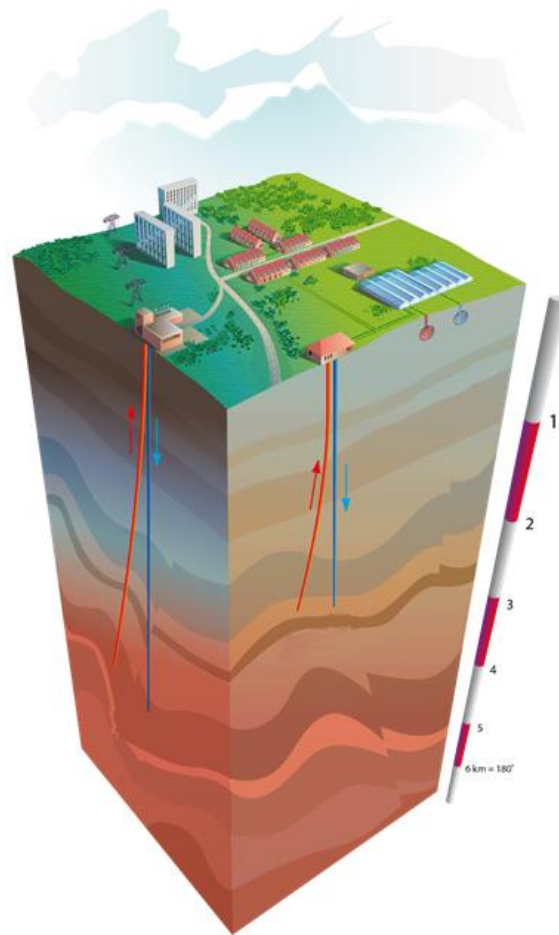


UNIVERSIDAD
DE LA REPÚBLICA
URUGUAY



FACULTAD DE
CIENCIAS
UDELAR | fcien.edu.uy

ESTIMACIÓN DEL GRADIENTE GEOTÉRMICO EN EL SECTOR NOROESTE DE LA CUENCA NORTE (URUGUAY)



Agostina Pedro

Tutora: Dra. Ethel Morales

Trabajo final de la Licenciatura en Geología
Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Uruguay

2021

AGRADECIMIENTOS

Quiero comenzar agradeciendo en primer lugar a mi orientadora, Ethel, que sin lugar a duda fue un pilar importantísimo para que yo haya concretado esta etapa. No solo por su calidad de docente e investigadora, sino y sobre todo por su calidad humana. Por la motivación permanente, por la ayuda, el apoyo, las correcciones, y sobre todo por la paciencia. Gracias también por brindarme mi primera experiencia laboral dentro de la academia.

A mi madre por haberme incentivado a realizar esta carrera, por ser mi guía y compañera, por ayudarme en todo momento, por estar siempre presente.

A mi padre por su apoyo incondicional, y por no dejarme bajar los brazos.

A mi pareja, Facundo, y a mi hijo Tomás, por ser otro pilar fundamental, por su amor y apoyo, por bancarme mis locuras, mi cansancio, y mi humor (que no siempre es el mejor), por las horas de familia “robadas” para que pueda cumplir todas y cada una de mis metas.

A mi hermana, mi madre, mi suegra y mis cuñadas por cuidar de Tomás para que yo pudiera ir a trabajar, a estudiar, o a rendir un examen. Gracias por brindarme esos espacios.

A mis amigas, por las largas charlas, las risas, por acompañarme en esta etapa casi “eterna” de formación académica. En especial a Leti por ser mi confidente y mi soporte en mis momentos de caos.

A mis compañeros de estudio, donde cada uno puso su granito de arena a lo largo de este camino para que yo hoy me encuentre al final de esta etapa. Quiero agradecer en especial a mi “geoamicompañera”, o como yo le digo: “mi Geo-Gurú personal”, Anahí Curbelo, por estar siempre, en las buenas y en las no tanto, por una ayuda, un consejo, una guía, por sacarme dudas y por generarme otras, que son tan importante en este camino del aprender. ¡Y por no abandonarme en el campo lleno de sorgo! Jajaja.

A Lucía Samaniego por su disposición, ayuda y motivación.

A Facultad de Ciencias y a todos los maravillosos docentes que a lo largo de estos años me transmitieron sus conocimientos y me hicieron enamorarme de esta profesión. En especial quiero agradecer a Gerardo Veroslavsky por brindarme su apoyo en este tramo final.

A todos y cada uno: ¡Gracias!

RESUMEN

El Noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay) presenta aguas termales provenientes de acuíferos mesozoicos y paleozoicos ubicados debajo de una cobertura de basaltos cretácicos que, en algunos sectores, superan los 1.000 m de espesor. En este trabajo se realizó una estimación de la temperatura en subsuelo, mediante el uso de geotermómetros químicos, y del gradiente geotérmico del sector noroeste de la Cuenca Norte. Para realizarlo se utilizaron geotermómetros basados en las concentraciones de sílice, sodio, potasio y calcio, obtenidas de análisis hidroquímicos realizados entre los años 2001 y 2016, de pozos termales con profundidades comprendidas entre 550 y 2.200 m. El mejor ajuste lo presentaron los geotermómetros de Sílice Q3 y Calcedonia, devolviendo temperaturas próximas a los valores obtenidos en mediciones de campo. El gradiente geotérmico medio determinado es de 24 °C/Km, a partir del geotermómetro sílice Q3, y de 30 °C/Km, a partir del geotermómetro de Calcedonia. Tanto los valores de temperatura del subsuelo, los geotermómetros que mejor se ajustan a las condiciones de campo, como el gradiente geotérmico calculado son consistentes con los antecedentes para el sector sur de la Cuenca Paraná, en territorio brasileño.

ÍNDICE DE FIGURAS Y GRÁFICOS

Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.....	11
Figura 2: Cuencas sedimentarias de Uruguay.....	13
Figura 3: Columna litoestratigráfica de la Cuenca Norte.....	14
Figura 4: Distribución en superficie de las tectosecuencias depositacionales de la Cuenca Norte.....	15
Figura 5: Mapa estructural del “Corredor Salto-Tambores.....	17
Figura 6: Limite del Sistema Acuífero Guaraní (SAG).....	18
Figura 7: Corte geológico NE del sector profundo de la Cuenca Norte.....	20
Figura 8: Limites del SAG en la Cuenca Norte mostrando su área de afloramiento.....	24
Figura 9: Ubicación de pozos en el área de estudio.....	26
Figura 10: Mapa de extensión del SAG en la Cuenca Norte.....	27
Figura 11: Esquema del equipamiento utilizado para realizar perfiles térmicos.....	29
Figura 12: Ejemplo de perfil térmico en un pozo en Rio Grande do Sul.....	30
Figura 13: Diagrama de flujo para seleccionar el método para el cálculo del gradiente geotérmico.....	34
Figura 14: Mapa de contorno estructural del basamento cristalino en el área de trabajo.....	46
Figura 15: Mapa de espesores estimados de unidades infra SAG.....	47
Figura 16: Espesor estimado del Sistema Acuífero Guaraní (SAG).....	48
Figura 17: Mapa de contorno estructural de la base del Sistema Acuífero Guaraní.....	49
Figura 18: Mapa de contorno estructural de la Fm. Arapey.....	50
Figura 19: Geotermómetros de sílice vs temperatura in situ.....	58
Figura 20: Geotermómetros de cationes vs temperatura in situ.....	60

Figura 21: Mapa de temperatura superficial.....	63
Figura 22: Mapa de gradiente geotérmico del área de estudio.....	74
Figura 23: Grafica de profundidad vs temperatura de temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia con ajuste lineal de datos.....	75
Figura 24: Grafica de profundidad vs temperatura de temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia con ajuste polinómico de datos.....	75
Figura 25: Grafica de profundidad vs temperatura de temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia con ajuste lineal de datos.....	76
Figura 26: Grafica de profundidad vs temperatura de temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia con ajuste polinómico de datos.....	77
Figura 27: Grafica de profundidad vs temperatura de temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia con ajuste polinómico de datos y condiciones iniciales fijas.....	78
Figura 28: Grafica de profundidad vs temperatura de temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia con ajuste lineal de datos.....	79
Figura 29: Grafica de profundidad vs temperatura de temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia con ajuste polinómico de datos.....	79

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Referencia de pozos existentes en la Cuenca Norte.....	25
Tabla 2: Datos hidroquímicos.....	36
Tabla 3: Geotermómetros utilizados en el presente trabajo.....	41
Tabla 4: Temperatura media mínima del aire registrada en el periodo comprendido entre los años 1961 y 2017.....	43
Tabla 5: Temperatura media del aire máxima registradas en el periodo comprendido entre los años 1961 y 2017.....	44
Tabla 6: Balance iónico de cargas para cada pozo.....	51
Tabla 7: Valores de concentración de SiO ₂ en mg/L.....	53
Tabla 8: Pozos seleccionados.....	54
Tabla 9: Temperaturas obtenidas a partir de los geotermómetros de sílice.....	56
Tabla 10: Temperaturas obtenidas a partir de los geotermómetros de intercambio de cationes...59	
Tabla 11: Promedios anuales de temperaturas medias máximas, medias mínimas y promedio del período 1961-2017 al final de la tabla.....	62
Tabla 12: Estaciones meteorológicas con sus respectivos valores de temperatura del aire y temperatura superficial.....	63
Tabla 13: Gradientes geotérmicos estimados.....	64
Tabla 14: Pozos seleccionados para realizar el mapa de gradiente geotérmico.....	73
Tabla 15: Datos generales de pozos utilizados para el presente trabajo.....	88
Tabla 16: Pozos que cuentan con perfiles	91
Tabla 17: Datos estratigráficos de pozos en función de los espesores.....	94

ÍNDICE

1. INTRODUCCION.....	8
2. OBJETIVOS.....	10
2.1. Objetivo general.....	10
2.2. Objetivos específicos.....	10
3. ÁREA DE ESTUDIO.....	11
4. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS.....	13
4.1. Cuenca Norte.....	13
4.2. Sistema Acuífero Guaraní (SAG).....	17
4.2.1. Unidades litoestratigráficas.....	20
5. ANTECEDENTES DE GEOTERMIA PROFUNDA EN URUGUAY.....	22
6. MATERIALES Y MÉTODOS.....	24
6.1. Caracterización geológica.....	25
6.2. Selección del método para el cálculo del gradiente geotérmico.....	28
6.2.1. Métodos Directos.....	29
6.2.1.1 Método convencional.....	31
6.2.1.2 Temperatura estable de fondo de pozo.....	31
6.2.2. Métodos Indirectos.....	32
6.2.2.1 Método de temperatura del Acuífero.....	32
6.2.2.2 Método Geoquímico.....	33
6.2.2.3 Otros métodos indirectos.....	33
6.3. Selección del método.....	33
6.4. Depuración de datos.....	35
i) Balance Iónico.....	35
ii) Concentración de SiO ₂	37
6.5. Estimación de la temperatura en el reservorio geotermal.....	37
6.5.1. Métodos indirectos – Geotermometría química.....	37
6.5.1.1. Geotermómetros de sílice.....	39
6.5.1.2. Geotermómetros de intercambio catiónico.....	40
6.6. Estimación de la temperatura en superficie.....	42
6.7. Gradiente Geotérmico.....	45
6.8. Actividades desarrolladas.....	45
7. RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	46
7.1. Caracterización geológica del área de estudio.....	46
7.2. Selección de pozos.....	50

7.3.	Estimación de la temperatura en el reservorio geotermal	55
7.3.1.	Geotermómetros de sílice	55
7.3.2.	Geotermómetros de intercambio catiónico	59
7.4.	Estimación de la temperatura en superficie	61
7.5.	Gradiente Geotérmico.....	64
7.5.1.	Mapa del gradiente geotérmico en el área	65
7.5.2.	Ajuste y relación entre datos	74
8.	CONCLUSIONES	81
9.	BIBLIOGRAFÍA.....	82
	ANEXO 1 – Tabla con datos generales de pozos utilizados	90
	ANEXO 2 – Tabla con datos estratigráficos de pozo.....	93
	ANEXO 3 – Datos de pozos proporcionados por DINAGUA	96

1. INTRODUCCION

El presente trabajo constituye el último requisito curricular de la Licenciatura en Geología de la Facultad de Ciencias - Universidad de la República y tiene el propósito último de contribuir al conocimiento del sistema geotérmico presente en el sector noroeste de la Cuenca Norte.

Dicha cuenca ha sido objeto de diversos estudios orientados a la exploración de recursos energéticos debido a su gran extensión y a las características de su potente relleno vulcano-sedimentario. El alumbramiento de aguas termales en el territorio uruguayo se remonta al año 1941, cuando el antiguo Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay (IGU) realiza la perforación Arapey, en el departamento de Salto. El resultado de esta perforación fue la salida de enormes caudales de agua (> 100.000 l/h) caliente (40°C) proveniente de un paquete de areniscas que integran la Formación Tacuarembó (Bossi, 1966), unidad geológica que forma parte del Sistema Acuífero Guaraní (en adelante SAG).

En nuestro país, el SAG se ubica a profundidades crecientes hacia el Oeste, por debajo de una cobertura de basaltos que, próximas al río Uruguay, alcanza espesores de 1.000 m. Debido a ese confinamiento y a la profundidad a la que se encuentran las areniscas, el SAG muestra como característica saliente en el sector noroeste de la Cuenca Norte condiciones de termalismo y surgencia. Dadas las características referidas y que se trata de un área tectónicamente estable, el sistema geotérmico es el resultado de un gradiente geotérmico normal en una cuenca sedimentaria con reservorios de aguas subterráneas profundos (Montaño et al. 2006; Morales et al. 2020).

La explotación del recurso geotérmico de baja temperatura, asociado al SAG, ha permitido el desarrollo del turismo termal de recreación y salud en el denominado "Corredor Termal del Río Uruguay", mediante la utilización de pozos profundos que ponen en superficie enormes caudales y aguas a temperaturas entre 35°C y 48°C .

En la Cuenca Paraná los gradientes geotérmicos estimados se encuentran entre $10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ y $40^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Uyeda y Watanabe, 1970; Meister, 1973; Hamza et al., 1978; de Lima Gomes y Hamza, 2004; de Lima Gomes y dos Santos Gomes, 2018). Los valores estimados para la región uruguayana presentan un promedio en el entorno de los $27^{\circ}\text{C}/\text{Km}$

(Oleaga, 2002; de Lima Gomes, 2009; de Lima Gomes y dos Santos Gomes, 2018; Morales *et al.*, 2020).

El presente trabajo tiene el objetivo de estimar la temperatura de las aguas en el reservorio geotermal para el sector noroeste de la Cuenca Norte, mediante la aplicación de geotermómetros químicos y la subsiguiente estimación del gradiente geotérmico. Para alcanzar ese objetivo se utilizaron análisis químicos de las aguas captadas por pozos situados en el área de estudio, la mayoría de los cuales extraen aguas provenientes del SAG.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivo general

- ✓ Estimar el gradiente geotérmico en el sector noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay).

2.2. Objetivos específicos

- ✓ Seleccionar de un método para la estimación del gradiente geotérmico, acorde a los datos disponibles.
- ✓ Estimar de la temperatura del subsuelo.
- ✓ Estimar de la temperatura de superficie.
- ✓ Estimar del gradiente geotérmico.
- ✓ Elaborar de un proyecto georreferenciado incluyendo los pozos utilizados con su correspondiente estratigrafía.

3. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se ubica en el sector noroeste de nuestro país, extendiéndose por los departamentos de Paysandú y Salto (Fig. 1). La misma se centra fundamentalmente en el departamento de Salto, ya que allí se encuentra la mayor densidad de pozos profundos de la cuenca.

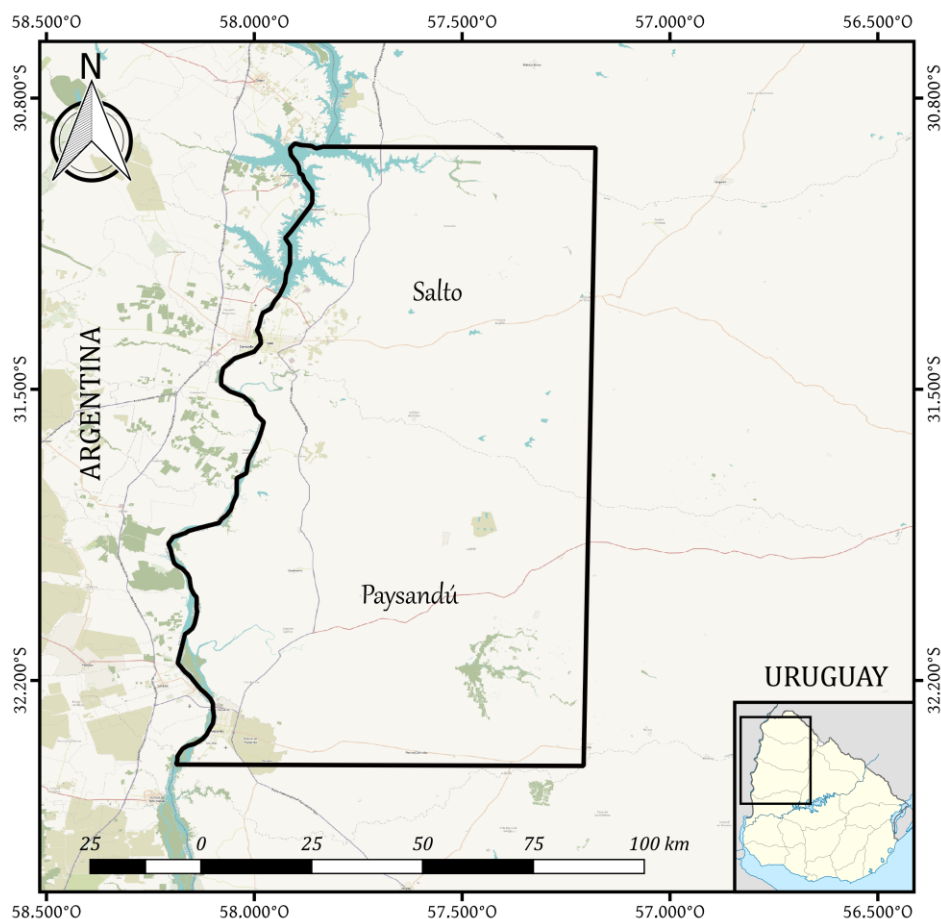


Figura 1: Mapa de ubicación del área de estudio.

El departamento de Salto, ubicado en el litoral del río Uruguay al Noroeste del país, es el segundo departamento más extenso del país y el cuarto más poblado, siendo la ciudad de Salto la tercera más poblada del país. Se accede a la misma desde el sur por la ruta nacional N° 3, distando 498 km de la ciudad de Montevideo.

Las principales actividades económicas, según las Estadísticas Agropecuarias DIEA del Ministerio de Ganadería, Agricultura y Pesca (MGAP) publicadas en 2020, son la

cría de ganado vacuno y ovino, así como la producción citrícola y hortícola. Salto y Paysandú abastecen el 90% de la exportación de cítricos del país, exportando fruta fresca de las distintas variedades de naranjas, mandarinas, pomelos, limones y kinotos.

4. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

4.1. Cuenca Norte

La Cuenca Norte (Uruguay) forma parte de un extenso ámbito de sedimentación gondwánico, conocido como Cuenca Paraná en Brasil y Paraguay y Cuenca Chaco-Paraná en Argentina, con una extensión total de aproximadamente 1.400.000 km² (Milani, 1997; de Santa Ana y Veroslavsky, 2004; Milani, 2004; de Santa Ana *et al.*, 2006; Milani *et al.*, 2007).

Se desarrolla en la región centro - norte de nuestro país abarcando una superficie aproximada de 90.000 Km², comprendiendo a los departamentos de Artigas, Salto, Tacuarembó, Rivera, Paysandú y parcialmente a los de Cerro Largo, Durazno y Río Negro (Fig. 2). Presenta un espesor máximo de 2.336 m, registrado en el pozo “Belén” (Departamento de Salto), aunque se estima que en algunos sectores el espesor del relleno +podría superar los 3.000 m (de Santa Ana *et al.*, 2006; Marmisolle, 2015).

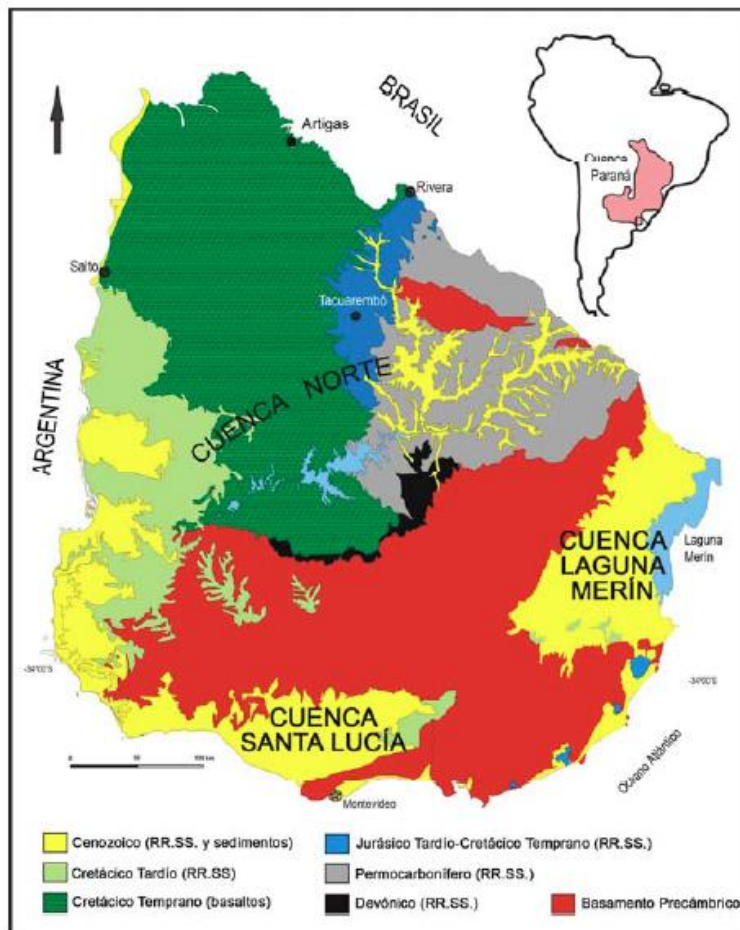


Figura 2: Cuencas sedimentarias de Uruguay. Tomado de Soto (2014). (*RR.SS.: Rocas sedimentarias)

Según de Santa Ana *et al.* (2006) la cuenca se encuentra actualmente delimitada por bordes erosivos y/o estructurales y su registro estratigráfico está asociado a un contexto intracratónico, de naturaleza policíclica.

La Cuenca Norte presenta un relleno volcano-sedimentario de edades comprendidas entre el Devónico Temprano y el Cretácico Superior compuesto por cuatro secuencias depositacionales, denominadas: secuencia devónica, secuencia permocarbonífera, secuencia juro-eocretácica y secuencia neocretácica (de Santa Ana, 2004) (Fig. 3 y Fig. 4).

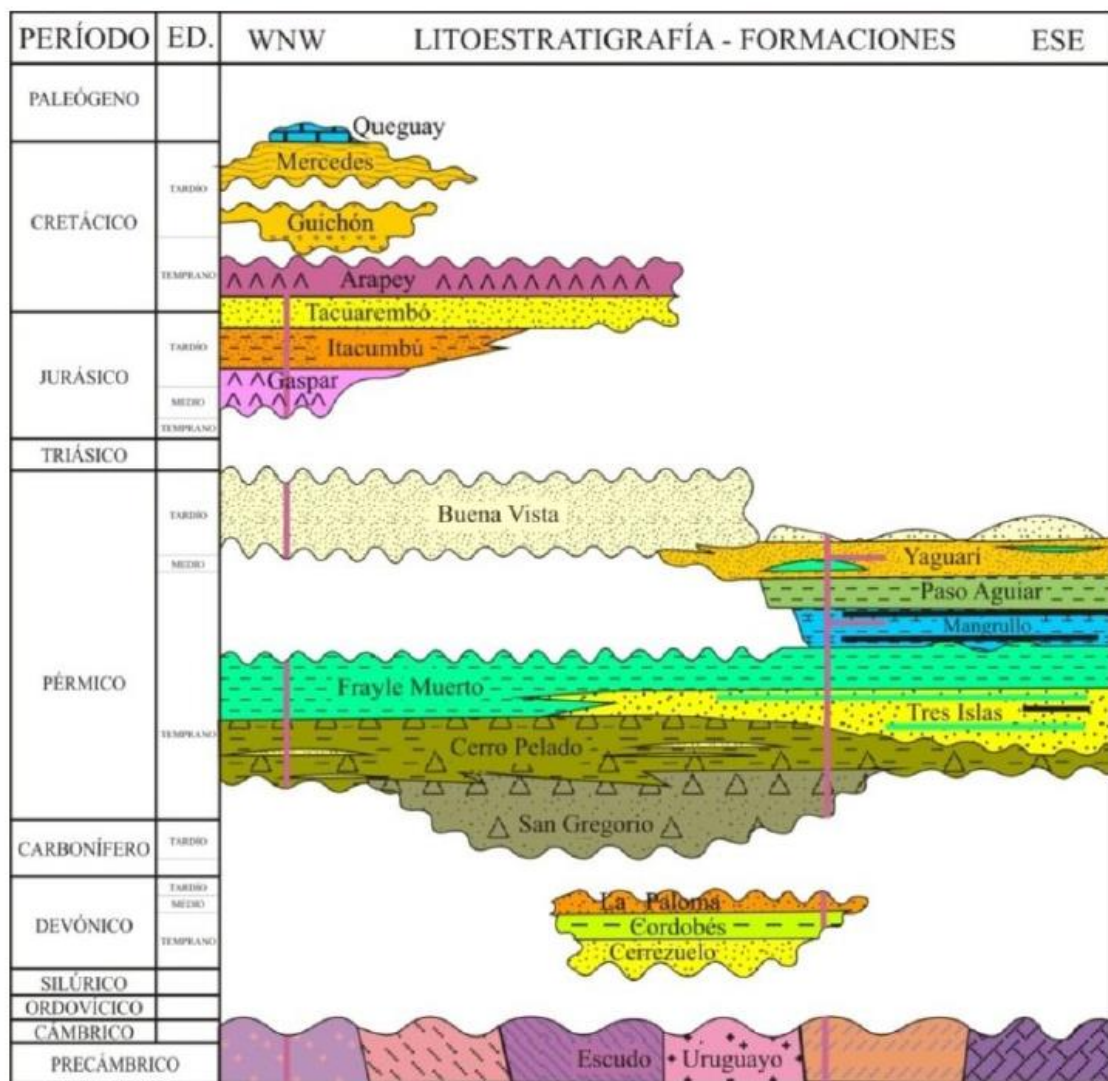


Figura 3: Columna litoestratigráfica de la Cuenca Norte. Tomado de Santa Ana (2004).

La secuencia devónica, aflorante en el sector sur de la cuenca (Fig. 4A), incluye de base a techo a las formaciones Cerrezuelo, Cordobés y La Paloma, las cuales integran el

Grupo Durazno (Bossi, 1966). En rasgos generales, está constituida por sucesiones sedimentarias de depósitos transicionales a marinos platformales que en conjunto no superan los 300 m de potencia (Veroslavsky *et al.*, 2006).

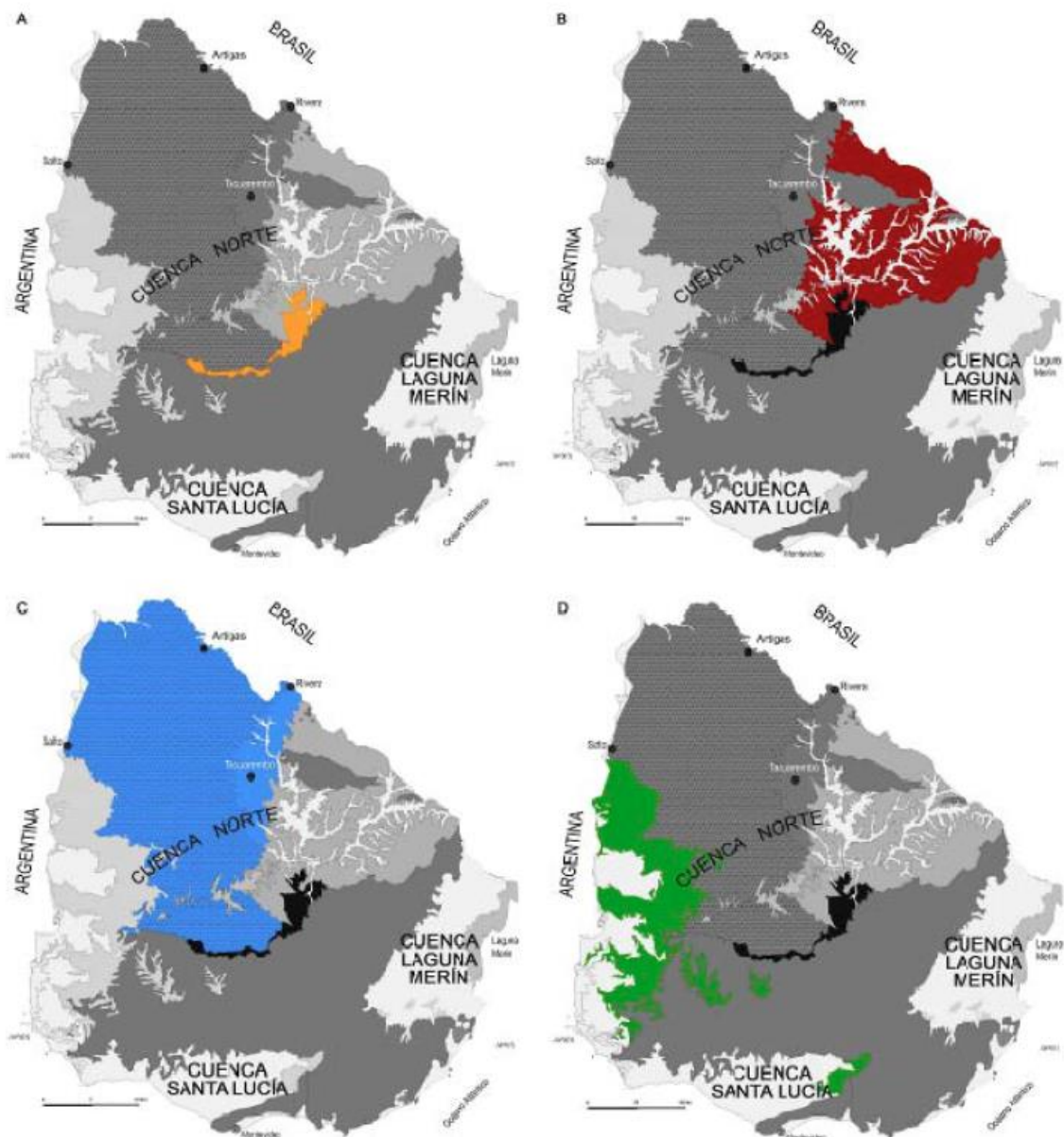


Figura 4: Distribución en superficie de las secuencias devónica (A), permo-carbonífera (B), juro-eocretácica (C) y neocretácica (D). Tomado de Soto (2014).

Según de Santa Ana (2004) la secuencia permo-carbonífera está comprendida, de base a tope, por las formaciones San Gregorio, Cerro Pelado, Tres Islas, Frayle Muerto, Mangrullo, Paso Aguiar, Yaguarí y Buena Vista denominadas en su conjunto como Grupo

Cerro Largo (Goso, 1995; Goso et al., 1996; de Santa Ana et al., 2006). Aflora en el sector centro-sur y este de la Cuenca Norte y registra una potencia máxima de 1.300 m (Fig. 4B). En la misma han sido identificados 4 ciclos sedimentarios, de base a techo: ciclo glaciogénico, ciclo marino a deltaico, ciclo marino a transicional y ciclo fluvio-eólico (Haq et al., 1988; de Santa Ana et al., 2006).

La secuencia juro-eocretácica (Fig. 4C), tuvo lugar durante un marco de extensión cortical regional, integrada en nuestro país por las formaciones Gaspar, Itacumbú, Tacuarembó y Arapey (Bossi, 1966; de Santa Ana y Veroslavsky, 2004); corresponde a un conjunto de rocas de naturaleza ígnea y sedimentaria limitados en base y techo por discordancias erosivas, con una potencia superior a 1.400 m (de Santa Ana y Veroslavsky, 2004).

La secuencia neocretácica está integrada por las formaciones Guichón, Mercedes y Asencio, las que en su conjunto conforman el denominado Grupo Paysandú (Bossi y Navarro, 1991; Goso, 1999; Goso y Perea, 2004). Representa sedimentos detríticos de ambientes continentales, de climas áridos, y aflora al Suroeste de la Cuenca Norte (Fig. 4D), presentando una potencia máxima de 250 m (Preciozzi et al., 1985).

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 *et al.* (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 (Fig. 5).

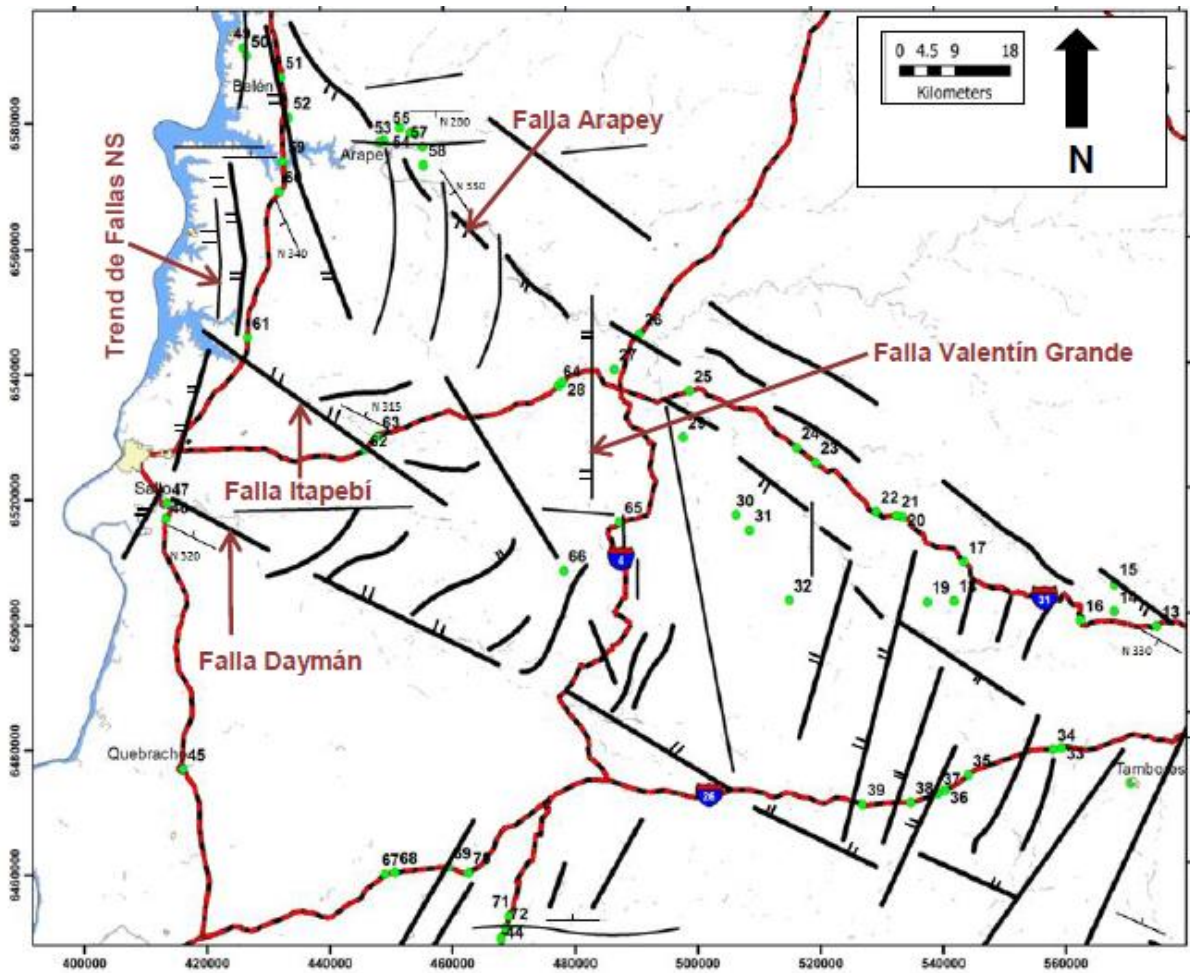


Figura 5: Mapa estructural del "Corredor Salto-Tambores". Tomado de Marmisolle (2015).

4.2. Sistema Acuífero Guaraní (SAG)

El SAG es un extenso reservorio natural de agua dulce localizado en parte de los territorios de Brasil, Argentina, Paraguay y Uruguay (Fig. 6), tratándose de una de las mayores reservas de agua dulce conocidas del planeta Tierra (Montaño et al., 2004; Lebac 2008; CeReGAS, 2016).

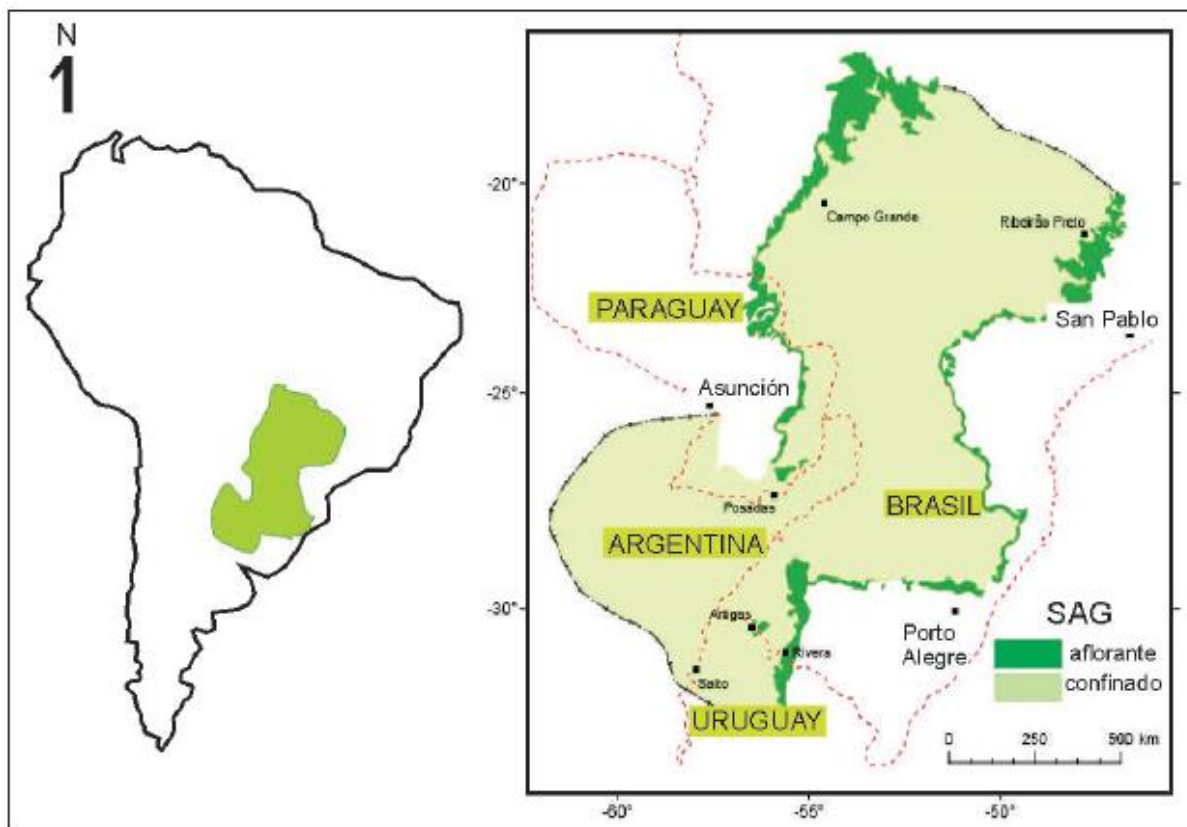


Figura 6: Límites del Sistema Acuífero Guaraní (SAG), tomado de Veroslavsky y Manganelli (2018).

El SAG se encuentra constituido por un conjunto de rocas sedimentarias continentales siliciclásticas de edades mesozoicas que están presentes en las cuencas Paraná (Brasil y Paraguay), Chaco Paraná (Argentina) y Norte (Uruguay), integrando la secuencia juró-eocretácica definida anteriormente. 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 comprendidas entre 145- 130 millones de años (Lebac, 2008).

En Uruguay, el SAG abarca una superficie de 36.170 km² y está conformado por las formaciones Tacuarembó, Rivera e Itacumbú, estando en gran parte de su superficie cubierto por los basaltos de la Formación Arapey y unidades más nuevas, mientras que se apoya en discordancia, en casi toda la Cuenca Norte, sobre las areniscas de las formaciones Buena Vista y Yaguarí con las que tiene interconexión hidráulica. La inclusión de la Formación Itacumbú en el SAG, la cual tiene una presencia limitada en el contexto regional, responde a la inclusión de la misma en la bibliografía del “Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní” (en

adelante PSAG), el cual generó un conjunto de documentos aceptados por los cuatro países que comparten el SAG.

El límite Este del SAG está dado por la base de la Formación Tacuarembó. Hacia el Sur el límite está dado por los afloramientos de los alrededores de la localidad de Curtina y se asume que no se extiende más allá del Alto del Queguay (Techera *et al.*, 2017). Al Suroeste y Oeste se encuentra cubierto por los basaltos de la Formación Arapey, por lo cual su desarrollo se controla mediante pozos, datos geofísicos y elementos estructurales existentes en la cuenca. Hacia el Norte y el Noroeste también está cubierto por basaltos y se extiende más allá de los límites geográficos de nuestro país (Lebac, 2008; Veroslavsky y Manganelli, 2018).

La recarga regional del SAG ocurre por infiltración directa del agua de lluvia en la zona aflorante al Este (formaciones Tacuarembó y Rivera), fluyendo hacia la zona confinada localizada al Oeste. A su vez presenta otra área de recarga local asociada a las “ventanas” (zona erosionadas de los basaltos de la Fm. Arapey, dejando aflorante las unidades conformantes del SAG) ocurrentes en la cuenca siendo una de las más destacadas la de la ciudad de Artigas. También se recarga en forma indirecta por infiltración vertical a lo largo de zonas de fallas que afectan a la Formación Arapey (Techera *et al.*, 2017, Veroslavsky y Manganelli 2018).

En líneas generales las areniscas que conforman el SAG se ubican en profundidades crecientes hacia el Oeste, alcanzando la máxima profundidad en la zona de Salto, donde se encuentran cubiertas por potentes coladas basálticas de más de 1.000 m de potencia correspondientes a la Formación Arapey. Este grado de soterramiento genera que en algunas regiones presente surgencia y termalismo, como el área que comprende las ciudades de Concordia (Argentina) y Salto (Uruguay) (Montaño *et al.* 2004). Los caudales de surgencia en la zona son ampliamente variables teniendo valores que fluctúan de 90 a 500 m³/h. En cuanto a los valores de temperatura del agua, estas varían de 39°C a 48°C en las diferentes perforaciones. Los espesores del acuífero, considerando a las formaciones Tacuarembó y Rivera, son variables en la extensión del mismo, teniendo un promedio de 250 m y un máximo en el entorno de los 400 m (CeReGas, 2016) (Fig. 7).

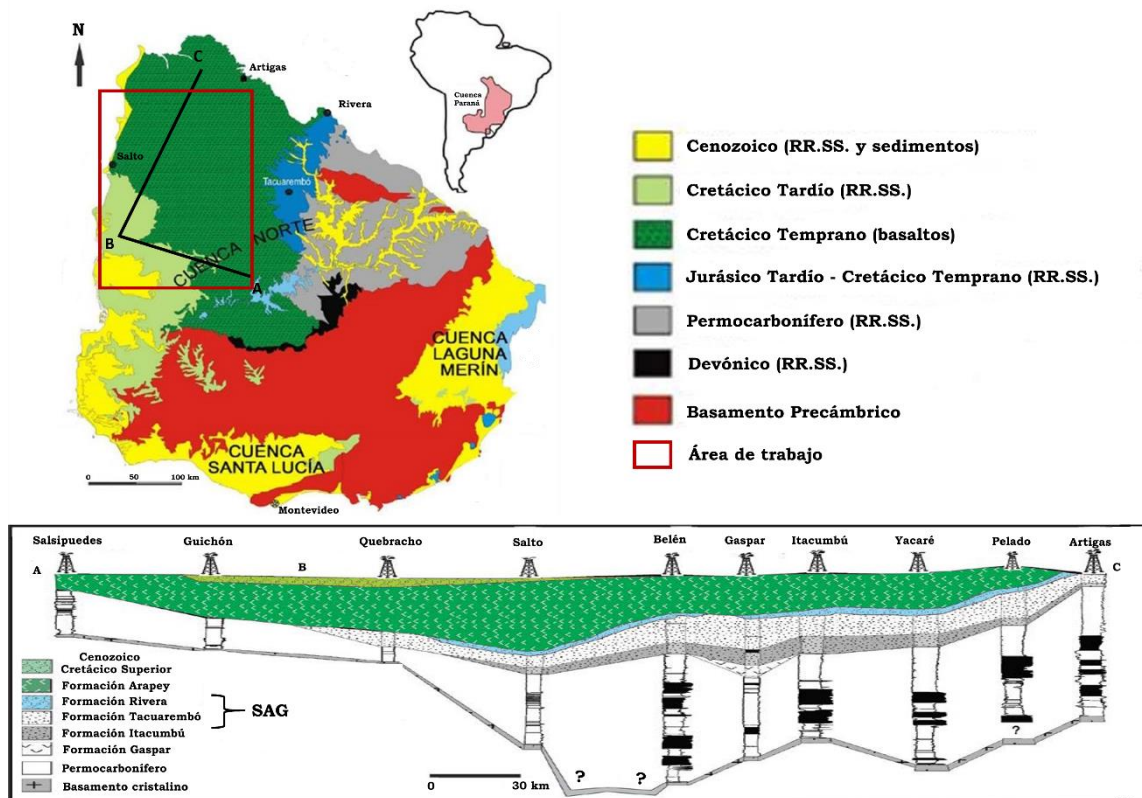


Figura 7: Corte geológico de la Cuenca Norte mostrando la distribución espacial y relaciones estratigráficas de las unidades mesozoicas (modificado de Santa Ana et al., 2006).

4.2.1. Unidades litoestratigráficas

Bajo este ítem se describen las unidades geológicas que integran el SAG ordenadas de techo a base.

Formación Rivera (Cretácico Inferior)

Definida por Ferrando *et al.* (1987), corresponde litológicamente a los términos que reúne el miembro superior de la Formación Tacuarembó definida por Bossi & Umpierrez (1975) y Preciozzi *et al.* (1985). Está caracterizada por areniscas finas a medias, marrones a rojizas, de selección buena a moderada, de composición cuarzo a cuarzo-feldespáticas y potencias que rondan los 30-40m, con variaciones extremas debido a las dificultades para diferenciarla de la Formación Tacuarembó. Como estructura sedimentaria principal presenta estratificación cruzada de gran porte y alto ángulo. Estratigráficamente en su base se encuentra en contacto con la Formación Tacuarembó mediante contactos erosivos suavemente ondulados y otras veces netos horizontales a sub-horizontales. Al techo están recubiertas por los primeros derrames

basálticos de la Formación Arapey, a excepción de la zona aflorante del SAG, donde se encuentra recubierta también por sedimentos cuaternarios (Veroslavsky y Manganelli 2018).

Formación Tacuarembó (Jurásico Superior – Cretácico Inferior)

Corresponde litológicamente a los términos que reúne el miembro inferior de la Formación Tacuarembó definida por Bossi & Umpierrez (1975) y Preciozzi *et al.* (1985). Se encuentra caracterizada por arenitas muy finas a finas, cuarzo a cuarzo – feldespáticas, blanquecinas, de buena selección y escasa matriz, con un espesor medio que alcanza los 200-250 m, con buena continuidad lateral. Ocasionalmente se ven intercaladas por bancos de areniscas masivas, finas a medias, y niveles pelíticos de tonalidades variadas (Veroslavsky y Manganelli 2018). Presenta estratificación horizontal paralela a sub-horizontal como estructura principal, aunque es común observar estratificaciones cruzadas planares y niveles de areniscas masivas. Las relaciones estratigráficas son a su base con contactos discordantes con las formaciones Buena Vista y Yaguarí, y concordante con la Formación Itacumbú. Hacia el techo muestra relaciones de discontinuidad estratigráfica con la Formación Rivera. La Formación Tacuarembó, en buena parte de la cuenca, infrayace a los basaltos de la Formación Arapey (Veroslavsky y Manganelli, 2018). Su edad está dada por su posicionamiento estratigráfico y su contenido fosilífero (Soto y Perea, 2008).

Formación Itacumbú (Jurásico)

Definida por De Santa Ana y Veroslavsky (2004), conforman una sucesión de estratos de arenitas finas a muy finas, subfeldespáticas a feldespáticas, blanquecinas a grisáceas, aunque también se observan niveles en tonalidades de naranjas y marrones, algo silicificadas, con intercalaciones de niveles pelíticos. Alcanza una potencia de 220 m en el pozo Itacumbú, ubicado al Oeste del departamento de Artigas. Estratigráficamente se apoya sobre los basaltos de la Formación Gaspar, evidenciado solo en el pozo Gaspar, y en discordancia con la Formación Buena Vista, constatado en el resto de los pozos profundos de la Cuenca Norte donde se encuentra presente. Hacia el techo se muestra concordante con la Formación Tacuarembó que la suprayace en toda la cuenca (Veroslavsky y Manganelli, 2018)

5. ANTECEDENTES DE GEOTERMIA PROFUNDA EN URUGUAY

En Uruguay, gradientes geotérmicos elevados relacionados a procesos magmáticos están extintos desde el Cretácico, limitando así el potencial geotérmico en el país.

El recurso geotérmico disponible en Uruguay, clasificado en función de la Plataforma Tecnológica Española de Geotermia (GEOPLAT), es de baja entalpía (T: 30-100 °C), y se corresponde con el área donde se desarrolla el SAG, al noroeste del país. No obstante, otras áreas del país pueden poseer el potencial suficiente para desarrollarla. Tal es el caso de la Cuenca Santa Lucía o áreas del basamento cristalino precámbrico con grandes intrusiones graníticas y cubiertas por sedimentos, las que también podrían ser de interés en un futuro, al disponer de mayor información geológica (Cernuschi, 2014).

El noroeste de la Cuenca Norte es la zona del país que por sus características geológicas ofrece el mayor potencial para desarrollar aplicaciones de energía geotérmica. En ese sector, el gradiente geotérmico promedio estimado es de aproximadamente 27 °C/km y está relacionado al aislamiento térmico producido por basaltos cretácicos que confinan acuíferos en rocas sedimentarias carboníferas a jurásicas en la Cuenca Paraná (Montaño y Peel, 2003; Cernuschi, 2014; Ramos *et al.*, 2017; Morales *et al.* 2020).

Debido al alumbramiento de aguas termales en la década de 1940 y hallazgos posteriores en pozos de la región litoral oeste, se fueron desarrollando centros y complejos termales que se han consolidado como una marca turística de relevancia para nuestro país. Estos emprendimientos comprenden tanto a la gestión pública como a la privada, y se encuentran ubicados en los departamentos de Salto y Paysandú, siendo el primero el que cuenta con más infraestructura asociada al recurso. A esta región se le denomina “Corredor Termal del Río Uruguay”.

La mayoría de las perforaciones realizadas hasta el momento en los departamentos de Salto, Paysandú y Artigas presentan flujo artesiano dado su confinamiento, los caudales varían entre 50 y 800 m³/h (Montaño y Peel, 2003), siendo expuesto por CeReGas (2016) un rango más acotado de 90 a 500 m³/h. En tanto, las temperaturas medidas en superficie varían entre 35 y 48 °C, en su mayoría, a profundidades en el entorno de 800 a 1.200 m (Montaño y Peel, 2003; CeReGas, 2016).

Hoy, el recurso geotermal en el Noroeste del país solo tiene aplicaciones recreativas y de balneoterapia. Estas actividades producen un efluente que es vertido a los ríos cercanos, tras un recorrido variable para su enfriamiento. Previo al enfriamiento se constata que la temperatura del agua se encuentra entre 30 y 40 °C (Ramos et al. 2017).

Autores como Montaña *et al.* (2004), el Consorcio Guaraní (2008) y Cernuschi (2014) han sugerido que las aguas explotadas en *resorts* podrían ser reutilizadas en cascada previo a su descarte, para calefacción de viviendas, invernáculos o cultivo de peces y finalmente ser utilizadas para riego al bajar su temperatura. El agua también podría ser utilizada directamente para fines de calefacción a través de un circuito cerrado, de manera de no contaminarla y tal vez reinyectada en el acuífero luego de su uso, o para el suministro de agua potable luego de haber utilizado su calor. Es de importancia aclarar que no todas las aguas del SAG son potables, dado que han sido reportados niveles de arsénico elevados por sobre los 10 µg/litro recomendados por la OMS (Gastmans et al., 2010).

Un ejemplo de estas posibilidades de reuso del agua termal está dado por un proyecto financiado por Fondo Sectorial de Energía de la Agencia Nacional de investigación e Innovación (ANII), iniciado en el año 2014, en el que se utilizaron los efluentes descartados diariamente de los parques termales para calefaccionar invernáculos de plantaciones de tomates (Ramos *et al.*, 2017).

En esa instancia se construyeron 2 invernáculos, y en cada uno de ellos se sembraron tomates, siguiendo los procedimientos y protocolos utilizados por los productores de la zona. A uno de los invernáculos se lo calefaccionó con los efluentes vertidos de las Termas del Daymán, y al otro se lo utilizó como referencia. Como resultados se observó un incremento en calidad y cantidad en la producción de tomates en el invernáculo de tomate con calefacción respecto del invernáculo sin calefacción (tradicional), pese a lo reducido que fue el período de investigación (de abril a octubre) (Ramos *et al.*, 2017).

6. MATERIALES Y MÉTODOS

La primera etapa estuvo representada por la recopilación y análisis de toda la información geológica, geofísica e hidroquímica, disponible para el área de estudio que pudiera ser relevante para los objetivos propuestos. Dicha información se encontraba dispersa en diversos organismos e instituciones nacionales, artículos científicos, documentos técnicos y académicos. Posteriormente, se elaboró un proyecto georreferenciado en el *software* QGIS con toda la información recopilada (Fig. 8).

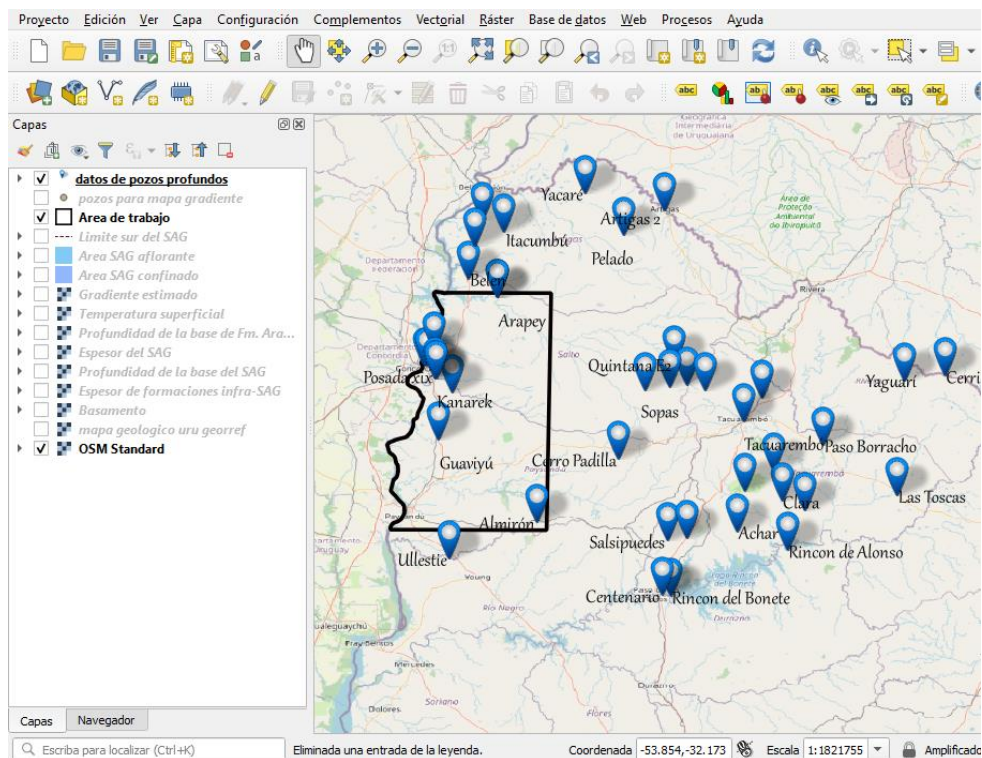


Figura 8: Captura de la interfaz de QGIS con los datos ingresados.

El mismo constó de cartas geológicas y temáticas (gravimétrica, geomorfológica), secciones sísmicas y magnetoteléuricas, y toda la información de pozos de la Cuenca Norte, incluyendo los profundos realizados con fines de exploración de hidrocarburos o termales y pozos estratigráficos.

Con relación a las perforaciones, existen 24 pozos profundos (próximos o excediendo los 1.000 m) en la Cuenca Norte, los cuales fueron perforados entre los años 1925 y 2017 y para los que se elaboró una base de datos, estandarizando la información existente. Dicha base de datos incluye año de perforación, propietario, coordenadas,

estado actual, profundidad total, estratigrafía, temperatura medida en boca de pozo (*in situ*), estudios hidroquímicos e hidrogeológicos y diagráffas (Anexo 1).

Con la información recopilada y estandarizada, se procedió a realizar las actividades conducentes a: i) la contextualización geológica del área de estudio, ii) selección del método iii) estimación de la temperatura en el reservorio geotermal, iv) estimación de la temperatura en superficie y v) estimación del gradiente geoquímico. A continuación, se detalla la metodología aplicada en cada actividad.

6.1. Contextualización geológica

La contextualización geológica del área fue realizada básicamente en función de la información recopilada, no sólo la correspondiente al área de estudio, sino también a la región norte y este de la Cuenca Norte, a efectos de obtener resultados más consistentes.

La densidad de datos es variable, totalizando 41 pozos profundos con información estratigráfica. Siendo muy escasa o casi inexistente la información en la zona central, entre el área aflorante de la Formación Tacuarembó y el litoral del río Uruguay (Fig. 9 y Tabla 1).

Tabla 1: Pozos con perfil estratigráfico utilizados para generar mapas de isópacos y mapas de contorno estructural de las diferentes unidades geológicas.

Nº	Pozo	Nº	Pozo	Nº	Pozo
1	Ose Salto	15	Cerro Padilla	29	Bañado de Rocha
2	Club remeros	16	Yacaré	30	Cerro Ombú
3	Posada del Siglo XIX	17	Itacumbú	31	Clara
4	Daymán	18	Ullestie	32	Cuchilla Zamora
5	Horacio Quiroga	19	Carumbé	33	Las Toscas
6	Kanarek	20	Pelado	34	Paso Borracho
7	San Nicanor	21	Cardozo Chico	35	Rincon del Bonete
8	Guaviyú	22	Salsipuedes	36	Artigas 2
9	Arapey	23	Centenario	37	Cerrillada
10	Colonia Viñar	24	Sopas	38	Los Cuadrado

11	Arapey2	25	Achar	39	Rincon de Alonso
12	Gaspar	26	Tacuarembó Chico	40	Tacuarembó
13	Belén	27	Quintana E2	41	Yaguarí
14	Almirón	28	Cañada del Charrua E1		

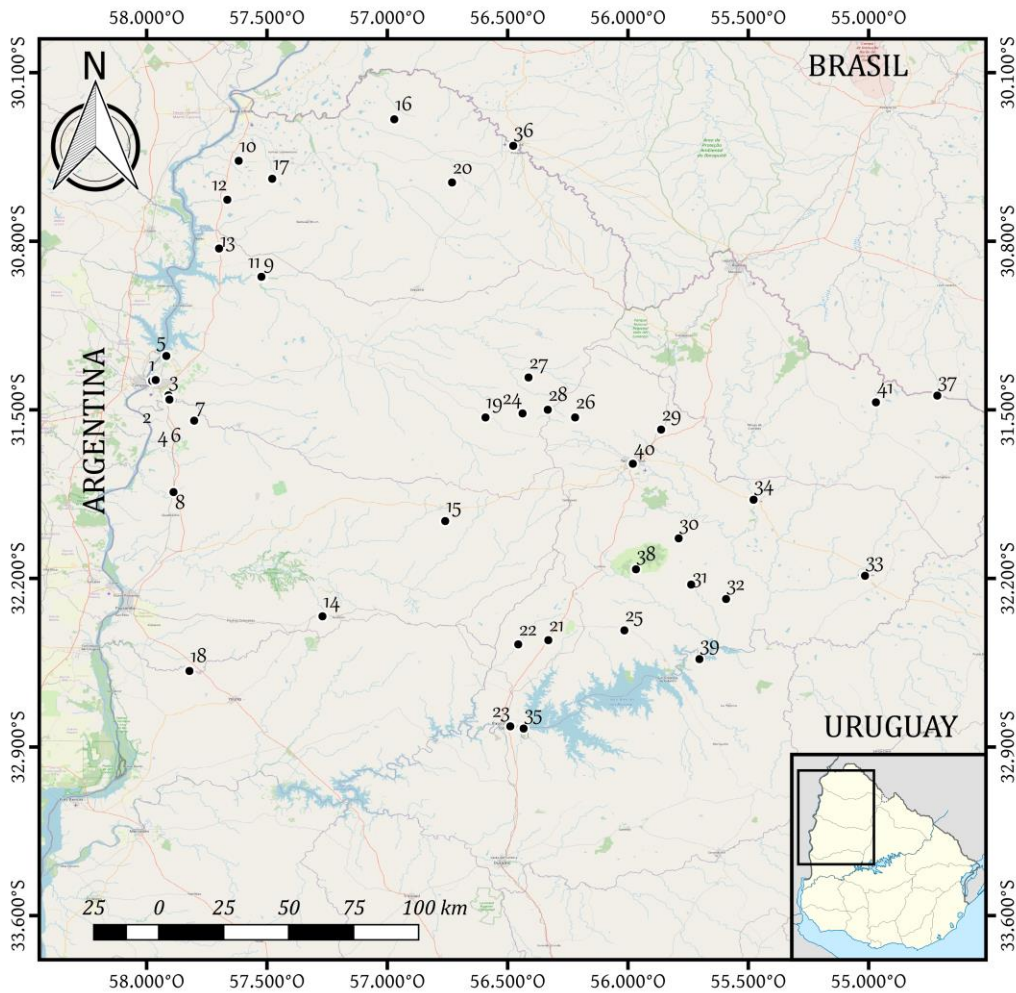


Figura 9: Ubicación de pozos utilizados.

Haciendo uso de la herramienta de *software* libre de sistemas de información geográfica QGIS, se cargaron todos los pozos en la Cuenca Norte de los cuales se tenían datos de interés para este trabajo: atributos de coordenadas, espesores por unidad, profundidad de techo y base de las formaciones Arapey, Tacuarembó/Rivera e Itacumbú,

espesor conjunto de las formaciones infra SAG, y profundidad a la cual se alcanza el basamento cristalino. También se anexaron datos de temperaturas medidas en boca de pozo, correspondientes a diferentes campañas hidroquímicas en los pozos profundos localizados en la porción N- NW de la cuenca.

Asimismo, se delimitaron dominios de trabajo, entre ellos el abarcado por el SAG confinado y libre (Fig. 10). El SAG subyace a los basaltos de la Formación Arapey en la cuenca y su zona de ocurrencia se encuentra limitada al sur por una línea arbitraria de rumbo aproximado N120 (Lebac, 2008). Dicho límite es supuesto y en el mapa se observa de trazo punteado. Su límite hacia el E está asociado al área aflorante de la Formación Tacuarembó (SAG aflorante). También se delimitó la extensión de los basaltos de la Formación Arapey y la ocurrencia de otras unidades geológicas, en función de la Carta Geológica del Uruguay (Preciozzi *et al.*, 1985).

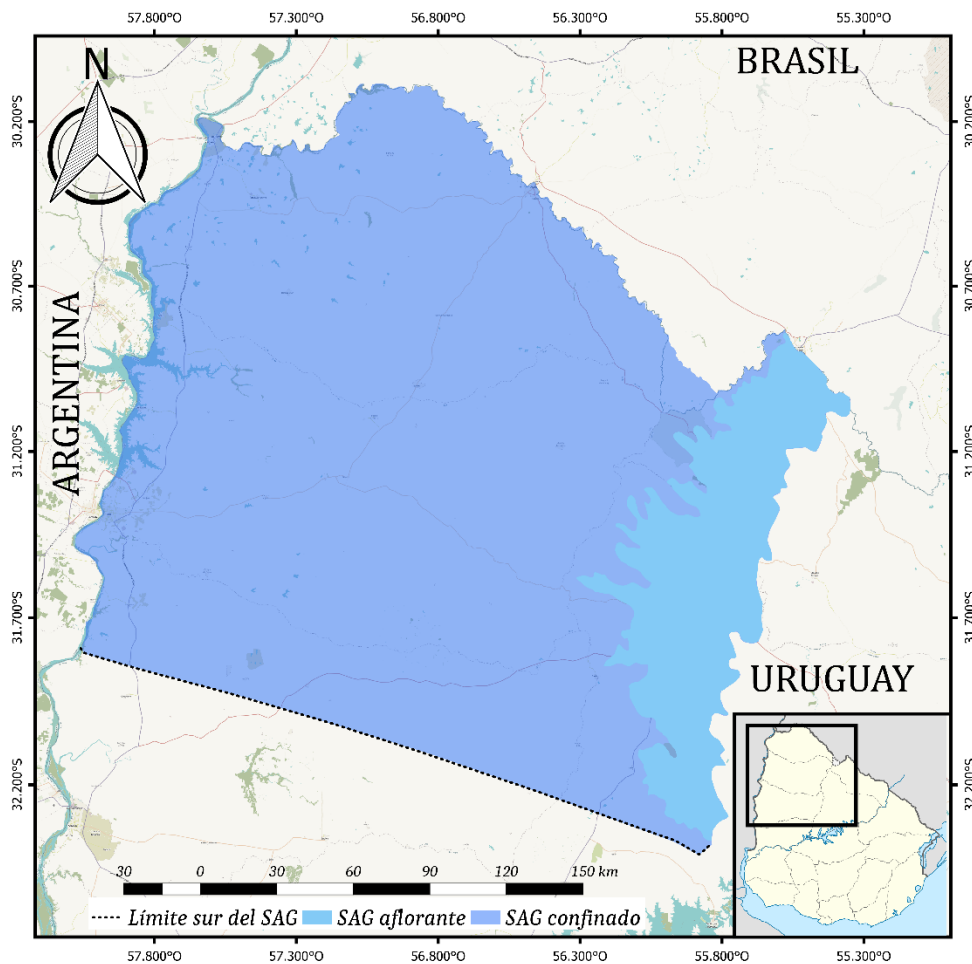


Figura 10: Mapa de extensión del SAG en la Cuenca Norte (extraído y modificado del Proyecto PSAG 2008).

Posteriormente, se utilizó la herramienta TIN (interpolación triangular) para generar mapas de isópacas de la Formación Arapey, del SAG (formaciones Rivera, Tacuarembó e Itacumbú) y de las unidades infra SAG; como asimismo mapas de contorno estructural del basamento cristalino y del tope y base de las unidades mencionadas previamente.

6.2. Selección del método para el cálculo del gradiente geotérmico

El gradiente geotérmico es la variación de la temperatura conforme aumenta la profundidad en la corteza terrestre, registrándose grandes cambios laterales dependientes del contenido de isótopos radioactivos de las rocas, la tectónica y del régimen hidrológico (Clauser, 2009). En áreas tectónicamente estables es esperable que el mismo se incremente en promedio 30 °C/Km. Sin embargo, en varias regiones del planeta, se encuentran fuentes potenciales de energía geotérmica a pequeñas profundidades, asociadas con entornos y procesos geológicos específicos, generando gradientes anómalos (Gastmans *et al.*, 2012).

Existen varios métodos para poder calcular el gradiente geotérmico en una región de interés, y como se vio en el párrafo anterior, las variables de peso que se necesitan conocer son la temperatura y la profundidad a la cual ésta es estimada.

Para determinar la variación de la temperatura en profundidad existen métodos directos, los cuales requieren de mediciones *in situ*, e indirectos, los cuales se utilizan cuando las mediciones directas no pueden llevarse a cabo. De un modo general, según Breadsmore y Cull (2001) estos métodos pueden resumirse en:

- Método convencional,
 - Método de temperatura estable de fondo de pozo,
 - Método de temperatura del acuífero,
 - Método Geoquímico
 - Temperatura de Curie, Xenolitos, resistividad eléctrica
- } DIRECTOS
} INDIRECTOS

A continuación, se presenta una breve descripción de los diferentes métodos.

6.2.1. Métodos Directos

Estos métodos requieren la medida de la temperatura del subsuelo introduciendo un dispositivo específico dentro del pozo. Dicha medida equivale a la temperatura del fluido, no de la roca caja. El dispositivo va tomando mediciones sucesivas de temperatura a diferentes profundidades, generando un perfil del estado térmico del pozo. Para realizar este perfil de temperatura, se sugiere que el pozo se encuentre en equilibrio térmico con las rocas circundantes para que la medición sea representativa de su entorno, para lo cual se necesita que haya transcurrido un tiempo suficiente entre el momento de la perforación y el momento de la medida de la temperatura (Beardsmore y Cull, 2001).

Los datos se obtienen introduciendo una sonda en el pozo (Fig. 11), que contiene un sensor semiconductor en su extremo, el cual tiene la propiedad de que la resistencia eléctrica disminuye al aumentar la temperatura. El mismo permite tomar mediciones en el orden de segundos. El dispositivo está programado para bajar la sonda y permanecer unos segundos cada "X" metros, según las características y profundidad del pozo. Las mediciones suelen realizarse a partir de la boca del pozo.

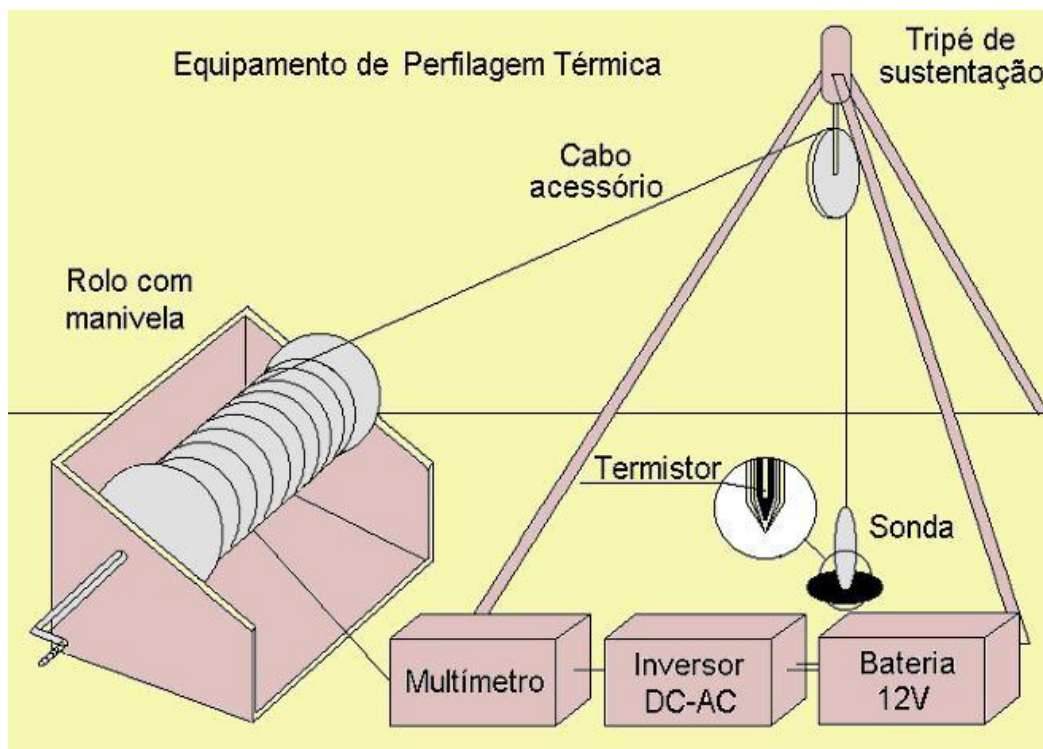


Figura 11: Esquema del equipamiento utilizado para realizar perfiles térmicos. Tomado de Lima Gomes (2009).

Luego de realizada esta operación se obtiene un conjunto de pares de datos de profundidad – temperatura. Cuando los mismos muestran un aumento gradual en la temperatura a medida que se va ganando profundidad, se considera que esos valores no presentan perturbación térmica y se ajustan mediante una recta, donde la pendiente es el gradiente geotérmico (Fig. 12).

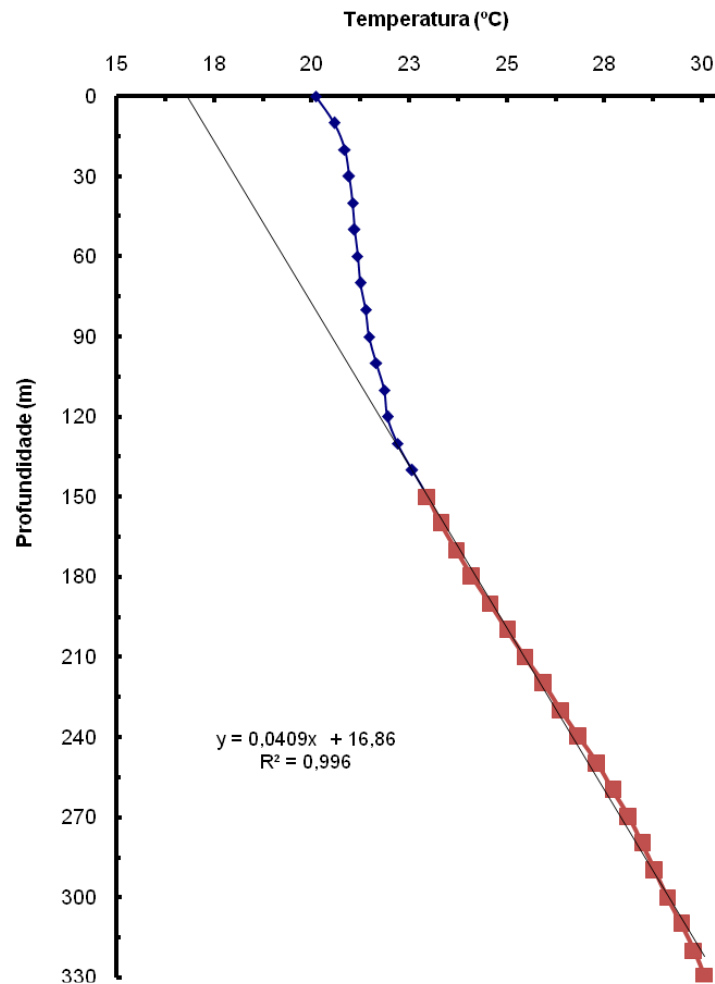


Figura 12: Ejemplo de perfil térmico en un pozo en Rio Grande do Sul, tomado de Lima Gomes (2009). En azul valores de temperatura con perturbación térmica, en rojo valores en equilibrio térmico con la roca.

En función de las características de los pares de datos recolectados en el paso anterior, se seleccionará el método más indicado para su procesamiento. Como ya se mencionó, las medidas directas pueden procesarse mediante el método convencional o por la temperatura estable de fondo de pozo. Las diferencias entre ambos se explicarán a continuación.

6.2.1.1 Método convencional

Este método es utilizado para el cálculo del gradiente geotérmico a través del ajuste de datos de perfiles térmicos para un intervalo seleccionado. Para poder aplicarse los estratos geológicos deben considerarse lateralmente homogéneos, con propiedades térmicas constantes y tener dimensiones físicas bien definidas en relación a los intervalos de medida. El intervalo de profundidad se selecciona en función del perfil litológico del pozo.

Asimismo, se requiere haber obtenido perfiles térmicos similares al ejemplificado en la figura 12. Posteriormente, se realiza un ajuste lineal de los datos mediante el método de mínimos cuadrados. Es importante destacar que solo se consideran aquellos pares de medida a partir del cual se evidencia el equilibrio térmico del pozo.

6.2.1.2 Temperatura estable de fondo de pozo

Este método se utiliza para los casos en los cuales los fluidos en el interior del pozo perturban el régimen térmico, imposibilitando utilizar el método descrito anteriormente. Este método se basa en que las perturbaciones térmicas generadas por los movimientos de fluidos inducidos por la propia perforación se tornan prácticamente nulos en la parte inferior de la misma (Carvalho y Vacquiers, 1977; Carvalho, 1981), por lo cual la llamada “Temperatura de fondo de pozo” (BHT) es considerada como la temperatura máxima que se registra en el mismo.

Esta temperatura no representa la temperatura real de la roca caja (*Virgin Rock Temperatura-VRT*). Para obtener esta última se pueden utilizar diferentes métodos que corrigen la BHT como el propuesto por Cooper y Jones (1959), el de Horner (1951) adaptado para temperatura de pozos por Lanchenbruch & Brewer (1959), o el de la *American Association of Petroleum Geologists* (AAPG) (Breadsmore y Cull, 2001).

Obtenida la VRT se realiza el siguiente cálculo para obtener el gradiente:

$$\Gamma = \frac{T_{VRT} - T_0}{Z_{VRT} - Z_0}$$

Dónde:

- Γ = Gradiente geotérmico
- T_{VRT} = Temperatura real de la roca
- T_0 = Temperatura en superficie
- z_{VRT} = profundidad del pozo

Una variante de este método se utiliza cuando se realiza un perfil térmico y como resultado se obtiene una gráfica que nunca se estabilizó, por lo cual no se puede aproximar linealmente. Para estos casos, solo se considera confiable el último valor de temperatura medido y la profundidad a la que se alcanza. Con dichos valores se realiza el cálculo previamente introducido.

6.2.2. Métodos Indirectos

Estos métodos se desarrollaron para estimar la temperatura en profundidad; en general como una segunda opción, en los casos en que las mediciones directas no pueden realizarse. Los mismos se basan fundamentalmente en las concentraciones químicas de elementos en el agua subterránea, la profundidad de Curie para minerales magnéticos, las condiciones de equilibrio presión-temperatura en xenolitos y la resistividad eléctrica del manto superior (Beardsmore y Cull, 2001).

A continuación, se exponen sucintamente cada uno de los métodos sugeridos para la estimación de temperatura del subsuelo.

6.2.2.1 Método de temperatura del Acuífero

Aquellos pozos que presentan equipo de bombeo en su interior, imposibilitan la ejecución de perfilajes térmicos. En estos casos se recurre a este método presentado por Santos et al. (1986), el que se basa en un modelo de pérdida de calor radial durante el movimiento ascendente del agua en el pozo, propuesto inicialmente por Boldizar (1958).

Si el agua extraída por la bomba es proveniente de un único acuífero confinado, es posible utilizar las medidas de temperatura del agua bombeada para obtener las del acuífero.

6.2.2.2 Método Geoquímico

La solubilidad de muchos compuestos aumenta a medida que aumenta la temperatura; por lo tanto, se puede suponer que la temperatura de una formación sedimentaria a determinada profundidad puede ser estimada mediante la cantidad de material disuelto en el agua que circula a través de ella. Esta relación se basa en la concentración de ciertas moléculas e iones disueltos en el agua subterránea, los cuales han mostrado un vínculo con la temperatura. Se ha desarrollado una variedad importante de ecuaciones empíricas, donde a partir de dichas concentraciones se calcula la temperatura, y se han clasificado según las características de la región de estudio (Breadsmore y Cull, 2001).

6.2.2.3 Otros métodos indirectos

La **profundidad de Curie** es la profundidad a la cual una roca alcanza la temperatura de Curie, en la que un mineral ferromagnético pierde sus propiedades magnéticas; y la misma puede ser utilizada como un punto de datos de temperatura para restringir gradientes geotermales profundos.

Un **xenolito** es un fragmento de roca que es arrastrado dentro del magma cuando éste asciende a través de la corteza. La asamblea mineral que presentan los xenolitos indica condiciones estables de presión y temperatura correspondientes a su lugar de origen, por lo que los xenolitos pueden proporcionar una estimación de temperatura a profundidades de hasta cientos de kilómetros.

La **resistividad eléctrica** del manto está fuertemente relacionada a la temperatura de las rocas que lo componen, es por ello que ofrece otro medio para estimar la temperatura en la corteza inferior y manto superior. Para poder realizar estas mediciones es necesario aplicar métodos magnetoteléuticos.

6.3. Selección del método

En función de los datos disponibles en la cuenca se siguió el siguiente diagrama de flujo propuesto para la determinación de la temperatura en profundidad (Fig. 13).

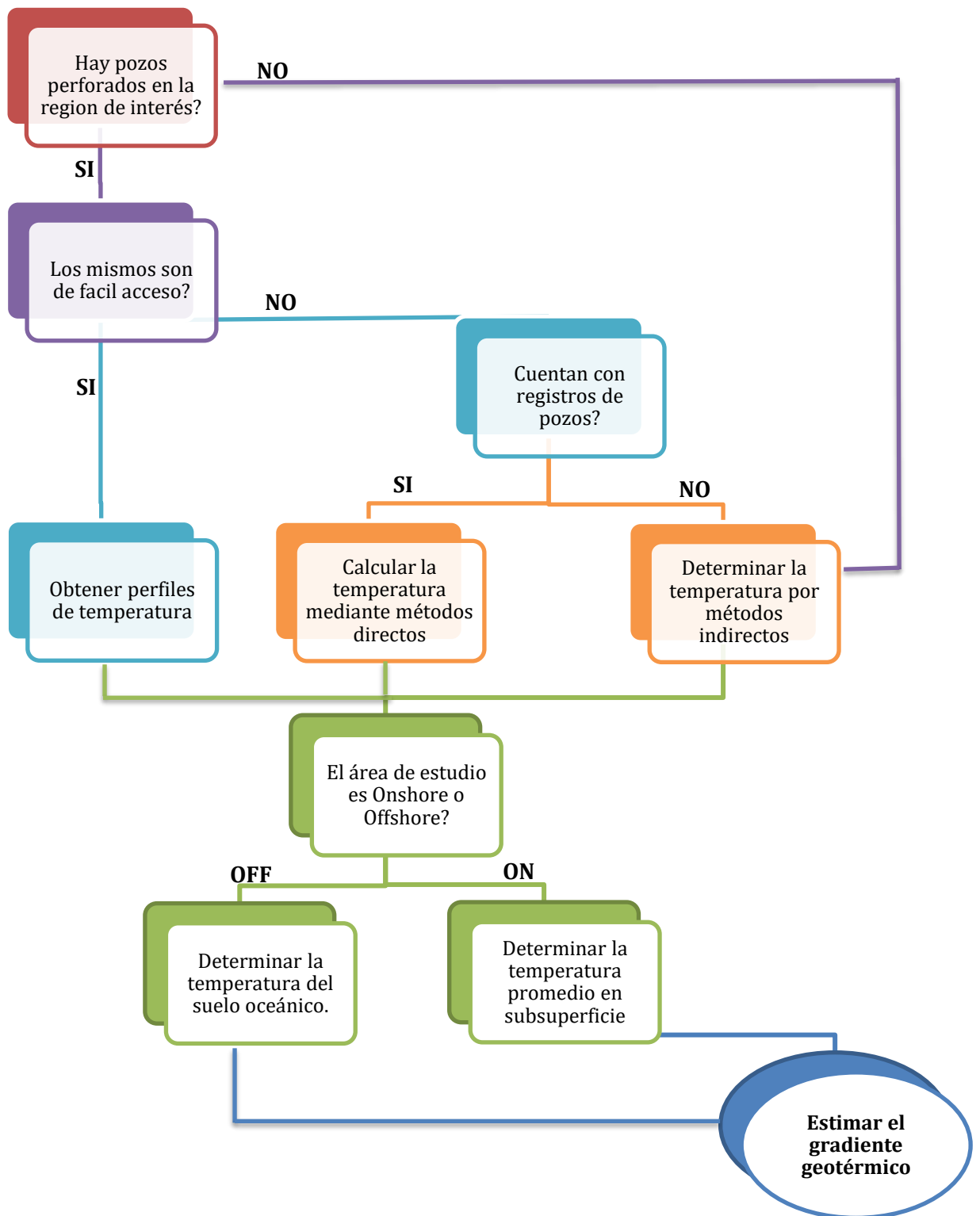


Figura 13: Diagrama de flujo para facilitar la selección del método a utilizar para el cálculo del gradiente geotérmico (modificado de Breadsmore y Cull, 2001).

De las metodologías mencionadas, la geotermometría química es una de las más atractivas, ya que es de fácil aplicación, proporciona información muy valiosa sobre las condiciones reinantes en el área de estudio, a bajo costo, si se las compara con las otras metodologías. Asimismo, para el área de estudio y tal como fuera mencionado, se cuenta con datos de 24 perforaciones profundas, de las cuales solo 4 presentan perfiles térmicos con temperatura final de fondo de pozo acotadas al sector norte de la cuenca; por otro lado, 14 pozos cuentan con análisis hidroquímicos y se distribuyen abarcando una extensión más representativa del área de trabajo. En función de esto se decidió optar por aplicar el método geoquímico para estimar la temperatura en el reservorio. Dicho método se explicará en profundidad en la sección 5.5.

No obstante, es importante tener en cuenta que a pesar de las ventajas que ofrece esta metodología, su utilización e interpretación puede llegar a ser conflictiva, ya que está sujeta a una serie de condicionantes que deben tenerse presentes para evitar interpretaciones erróneas. Es por esto que muchas veces se sugiere utilizar este método en paralelo con otros de los métodos mencionados, para así poder entrecruzar resultados y obtener un grado mayor de confiabilidad (Instituto Geológico Minero de España (IGME), 1985).

6.4. Depuración de datos

Una vez seleccionado el método se procedió a hacer una depuración de los datos de manera tal de trabajar solo con los de mayor confianza. La misma se realizó en dos etapas: i) la primera por balance iónico de análisis hidroquímicos, ii) y la segunda por concentración de SiO₂.

i) Balance Iónico

Del total de pozos profundos existentes en la Cuenca Norte, 14 presentan información proveniente de análisis hidroquímicos, correspondiente a campañas realizadas por diferentes laboratorios en los años 2001 (Oleaga, 2002; laboratorio Actlabs), 2006 (PSAG, 2008; laboratorio Proinsa) y 2016 (CeReGAS, 2016; laboratorio Ecotech). Algunos pozos tales como Club Remeros, Daymán, San Nicanor y Guaviyú disponen de datos de las 3 campañas. Por su parte, los pozos Posada del siglo XIX, Horacio

Quiroga, Arapey, Ose Salto y Almirón cuentan con datos de 2 campañas y el resto de los pozos solo con datos de 1 campaña.

Inicialmente se abstraieron del análisis original los cationes y aniones comúnmente utilizados para la obtención del balance iónico de cargas para cada una de las diferentes campañas hidroquímicas (Tabla 2).

Tabla 2: Datos hidroquímicos.

	Pozo	Cationes				Aniones					
		Ca ²⁺ meq/L	Na ⁺ meq/L	K ⁺ meq/ L	Mg ²⁺ meq/L	Cl ⁻ meq/L	SO ₄ ²⁻ meq/L	HCO ₃ ⁻ meq/L	NO ₃ ⁻ meq/L	PO ₄ ²⁻ meq/ L	F ⁻ meq /L
Actlabs	Almirón	12,974	91,301	0,141	0,559	101,26	3,985	0,567			
	Arapey	1,200	3,299	0,159	1,199	0,65	1,601	4,262			
	Colonia Viñar	0,200	4,659	0,601	0,197	1,00	0,480	4,202			
	Guaviyú	0,090	11,827	0,026	0,033	3,72	1,802	8,558			
	San Nicanor	0,284	6,912	0,061	0,181	1,52	1,059	5,725			
	Kanarek	0,080	7,434	0,023	0,016	2,09	0,849	4,722			
	Dayman	0,289	7,782	0,064	0,181	1,52	1,059	5,902			
	H. Quiroga	0,409	7,825	0,087	0,304	3,05	0,300	5,253			
	Club Remeros	0,584	12,170	0,084	0,230	5,75	4,651	5,853			
OSE Salto	0,464	9,130	0,074	0,230	3,95	1,993	5,725				
PROINSA	Paso Ullestie	1,647	34,232	0,13	1,07	20,95	19,35	1,69	0,08	0,03	0,01
	Almirón	10,379	101,435	0,16	0,80	90,66	44,79	0,35	0,00	0,01	0,01
	Arapey	0,948	2,305	0,15	1,97	1,47	0,22	4,17		0,00	0,01
	Guaviyú	0,060	11,918	0,03	0,04	2,90	1,55	6,04	0,03	0,00	0,01
	San Nicanor	0,225	6,960	0,07	0,41	1,61	0,74	4,21		0,10	0,56
	Kanarek	0,427	6,655	0,07	0,77	1,81	0,59	4,17		0,10	0,40
	Dayman	0,235	7,090	0,08	0,57	1,77	0,88	4,26		0,07	0,43
	H. Quiroga	0,429	8,525	0,09	0,37	2,43	1,36	3,72		0,10	0,47
	Posada del Siglo XIX	0,259	4,785	0,07	0,63	0,41	0,44	4,35	0,05	0,11	0,33
	Club Remeros 1	0,599	10,048	0,09	0,39	6,31	3,99	4,35		0,00	0,06
	Club Remeros 2	0,414	8,395	0,08	0,31	5,11	1,45	4,30		0,00	0,05
	Club Remeros 3	0,554	10,265	0,09	0,44	6,74	2,21	4,20		0,00	0,05
	Club Remeros 4	0,560	6,655	0,10	0,89	0,43	1,08	4,23	0,03	0,00	0,02
OSE Salto	2,495	33,058	0,31	1,44	25,22	8,58	3,53	0,023	0,082	0,09	
ECOTECH	Salsipuedes	0,080	13,96	0,02	0,28	4,99	3,85	4,76		0,00	0,06
	Almirón	9,810	99,30	0,13	0,98	90,07	26,69		0,02		0,07
	Arapey 2	1,259	3,83	0,17	0,38	0,39	0,10	4,44	0,09		0,01
	Guaviyú	0,040	14,05	0,03	0,36	5,61	1,75	7,20	0,02	0,00	0,01

San Nicanor	0,240	8,13	0,36	0,28	1,04	1,29	5,60	0,04	0,00	0,03
Dayman	0,240	7,87	0,07	0,28	1,13	1,37	5,60	0,03	0,00	0,04
Club Remeros	0,519	9,61	0,08	0,28	3,44	1,77	5,80	0,02	0,37	0,04
Cerro Padilla	1,398	0,43	0,01	1,12	0,06	0,06	2,66	0,06	0,00	

Luego de recopilar la información hidroquímica de las 3 campañas mencionadas se realizó el balance iónico de los análisis químicos de cada laboratorio mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} \times 100\%$$

En función de los resultados se seleccionaron aquellos pozos con error menor o igual a $\pm 10\%$ según la recomendación de Custodio y Llamas (1976).

ii) Concentración de SiO₂

Los geotermómetros de sílice solo dependen de la concentración de SiO₂, por lo que una estimación incorrecta de ese valor redundará en un error en la estimación de la temperatura de subsuelo.

Fournier (1977) indica que para reservorios siliciclásticos con temperaturas superiores a 30°C deben ser descartadas las concentraciones de SiO₂ inferiores a 15 ppm, ya que en caso de ser consideradas la temperatura del acuífero resultará subestimada.

6.5. Estimación de la temperatura en el reservorio geotermal

6.5.1. Métodos indirectos – Geotermometría química

Como fuera mencionado, en el presente trabajo se utilizó la geotermometría química, como método indirecto, para determinar la temperatura en el reservorio geotermal.

La geotermometría, en el contexto de estudios geotérmicos, refiere al uso de la química para evaluar la temperatura en los reservorios geotermiales. La composición de las soluciones hidrotermales es, en gran medida, controlada por equilibrios químicos

locales y parciales entre el fluido y la roca huésped. Estos equilibrios químicos son en muchos casos sensibles a las variaciones de temperatura, y por consiguiente, la composición química de la solución, en ese sistema agua-roca, también depende de esta variable. La geotermometría química hace uso de este principio para inferir las temperaturas del subsuelo a partir de la química observada (Fridriksson y Armannsson, 2007).

Una de las suposiciones fundamentales en el uso de geotermómetros es que se alcanza un equilibrio químico parcial en el depósito geotérmico (o acuífero). Los componentes químicos disueltos en soluciones geotérmicas se denominan componentes conservativos o trazadores, y generalmente no están controlados por equilibrios agua-roca, pero su concentración está determinada por su concentración inicial en el fluido original. Corresponden a los elementos que, una vez incluidos en los fluidos, no interactúan con otras fases por ser químicamente inertes bajo ciertos rangos de condiciones termodinámicas. Suelen mantener constantes sus proporciones al sufrir dilución o ebullición por lo que se presentan como una signatura que puede ser seguida hasta el origen de las mismas. Algunos de estos elementos corresponden a los gases nobles (He, Ar, Ne, etc.), seguidos por constituyentes como Cl, Li, B, Rb, Cs y N₂ (Giggenbach, 1991).

Por otro lado, las concentraciones de los componentes no conservativos o geoindicadores, corresponden a especies químicamente reactivas, que responden a cambios del ambiente en que se encuentran, de ahí su nombre. Las reacciones que controlan la presencia de estos elementos presentan dependencia respecto a parámetros intensivos como la composición, temperatura y presión por lo que, utilizados de la manera adecuada, pueden proveer información de gran calidad respecto a las características de los fluidos geotérmicos en profundidad y los procesos que los han afectado (Giggenbach, 1991).

A lo largo de las últimas cuatro décadas han sido desarrollados una serie de geotermómetros con la finalidad de posibilitar una estimación rápida y precisa de las temperaturas en reservorios geotermales (acuíferos) (Gastmans *et al.*, 2012). La aplicación de estos geotermómetros está basada en las condiciones de equilibrio,

dependientes de las temperaturas, establecidas entre uno o más componentes de la fase mineral y del fluido almacenado en el reservorio (Pirlo 2004).

Swanberg y Morgan (1985) sugieren que para aplicar esta metodología la profundidad a la que se encuentra el reservorio geotermal debe superar los 1.000 m en cuencas sedimentarias, y ser mayor a 2.000 m en áreas de rocas ígneas y metamórficas.

Los geotermómetros más utilizados en la estimación de temperatura en el reservorio son los basados en la disolución de sílice (cuarzo y pseudomorfos) y los de intercambio iónico de cationes (sodio, potasio y calcio) (Fournier y Truesdell, 1973; Fournier, 1977; Fournier, 1979; Pirlo, 2004; Gastmans et al., 2012).

6.5.1.1. Geotermómetros de sílice

En 1966, Fournier & Rowe proponen por primera vez el uso de geotermómetros de sílice, basados en la solubilidad del cuarzo, debido a que el contenido de sílice de una fuente termal está directamente relacionado a la última temperatura de equilibrio del cuarzo. Estos geotermómetros funcionan muy satisfactoriamente para altas temperaturas, entre 150°C y 200°C (Fournier, 1977); sin embargo, para condiciones más frías, los pseudomorfos calcedonia, cristobalita o sílice amorfa pueden controlar mejor esa disolución (Fournier y Rowe, 1966; Fournier y Truesdell, 1970; Fournier, 1977; Arnórsson, 1970; Arnórsson, 1975; Gastmans et al., 2012).

Otra variable a tener en cuenta en los geotermómetros de sílice es el pH de la solución, ya que el mismo influye en la solubilidad de la sílice. Al aumentar el pH también aumenta ligeramente la solubilidad de SiO₂. Para valores de pH igual o superiores a 7,6 y a temperaturas superiores de 175°C, la solubilidad de la sílice aumentaría un 10% y sobreestimaría la temperatura del reservorio. Sin embargo, la mayoría de los fluidos geotermales presentan pH inferiores a 7,5 (Nilgün Güleç, 2003).

Por otro lado, debido a que la solubilidad de la sílice aumenta al aumentar la temperatura, es de esperarse que la concentración de SiO₂ sea mayor en aguas que se encuentren a mayores temperaturas. Si durante el ascenso del agua geotermal ocurre una mezcla de aguas con una que se encuentre a menor temperatura, esto haría descender la

temperatura total lo que implicaría una precipitación de sílice, y por lo tanto implicaría un descenso en la concentración generando una subestimación de la temperatura del reservorio (Nilgün Güleç, 2003).

6.5.1.2. Geotermómetros de intercambio catiónico

Las constantes de equilibrio para reacciones de intercambio iónico de cationes por alteración mineral también están controladas por la temperatura en el reservorio (Fournier, 1977). Las razones Na/K son especialmente utilizadas para aguas subterráneas naturales con temperaturas superiores a 200°C, en tanto Na -K- Ca posibilita cálculos más adecuados para aguas más frías (Fournier y Truesdell, 1973).

El geotermómetro Na/K se basa en el fraccionamiento del sodio y el potasio el cual depende de la temperatura a la cual se encuentra el fluido. Estos geotermómetros se encuentran menos afectados por procesos de mezcla de soluciones que los geotermómetros de sílice, esto se debe a que en este caso se utilizan fracciones y no abundancias absolutas (Nilgün Güleç, 2003).

Estos geotermómetros, en general, predicen estimaciones erróneas para aguas con temperaturas inferiores a 175°C, esto se debe a que el equilibrio del intercambio de álcalis no se alcanza a bajas temperaturas y por lo tanto la relación Na/K estaría regida por lixiviación y no por equilibrio químico. Por otro lado, produce estimaciones extremadamente altas para aguas con altos contenidos de calcio. Debido a esto es que se desarrolló el geotermómetro Na/K/Ca (Nilgün Güleç, 2003).

El geotermómetro Na/K/Ca refleja las relaciones de equilibrio entre feldespatos (sódicos o potásicos) y la calcita u otros minerales que contengan calcio en solución, en los fluidos geotermales. Por lo tanto, el mismo tiene un buen desempeño para soluciones con alto contenido de Ca, siempre y cuando la misma no se haya precipitado al haber extraído la muestra, ya que si eso sucede se estaría realizando el cálculo con un valor de concentración de Ca inferior al real, y esto produciría una sobreestimación de la temperatura del reservorio. Es importante destacar que este geotermómetro brinda estimaciones erróneas en aguas con alto contenido de Mg. En esos casos debe utilizarse el geotermómetro Na/K/Ca/Mg, el cual es una variación del geotermómetro anterior, pero realiza una corrección del Mg (Nilgün Güleç, 2003).

Cada geotermómetro devuelve información respecto a las temperaturas mínimas esperables en el reservorio geotermal (Fournier, 1977). En la Tabla 3 se presentan los 14 geotermómetros utilizados en el presente trabajo. Los cálculos fueron realizados a partir de las concentraciones químicas obtenidas de las diferentes campañas hidroquímicas, mediante una hoja de cálculos de Excel.

Tabla 3: Geotermómetros utilizados en el presente trabajo. Todas las concentraciones son expresadas en mg/kg. * $\beta=4/3$ si $T < 100^\circ\text{C}$ o $\beta=1/3$ si $T > 100^\circ\text{C}$.

Código	Ecuación	Bibliografía
<i>Cuarzo - Q1</i>	$T_{SiO_2} = \frac{1315}{5,205 - \log(SiO_2)} - 273,15$	Truesdell [1976]
<i>Cuarzo - Q2</i>	$T_{SiO_2} = \frac{1309}{5,19 - \log(SiO_2)} - 273,15$	Fournier [1977]
<i>Cuarzo - Q3</i>	$T_{SiO_2} = \left[\frac{-1107}{\log(SiO_2/100000)} \right] + 0,0254 - 273,15$	Rimstidt [1997]
<i>Cuarzo - Q4</i>	$T_{SiO_2} = -44,119 + (0,24469SiO_2) + \left((-1,7414 \times 10^{-4})SiO_2^2 \right) + 79,305 \times \log(SiO_2)$	Verma & Santoyo [1997]
<i>Calcedonia - Q5</i>	$T_{SiO_2} = \frac{1032}{4,69 - \log(SiO_2)} - 273,15$	Fournier [1977]
<i>α - Cristobalita</i>	$T_{SiO_2} = \frac{1000}{4,78 - \log(SiO_2)} - 273,15$	Fournier [1977]
<i>β - Cristobalita</i>	$T_{SiO_2} = \frac{781}{4,51 - \log(SiO_2)} - 273,15$	Fournier [1977]
<i>Sílice Amorfa</i>	$T_{SiO_2} = \frac{1000}{4,78 - \log(SiO_2)} - 273,15$	Fournier [1977]
<i>SP1</i>	$T_{Na/K} = \frac{856}{0,857 + \log(Na/K)} - 273,15$	Truesdell [1976]
<i>SP2</i>	$T_{Na/K} = \frac{1217}{1,483 + \log(Na/K)} - 273,15$	Fournier [1979]
<i>SP3</i>	$T_{Na/K} = \frac{933}{0,993 + \log(Na/K)} - 273,15$	Arnórsson [1983]
<i>SP4</i>	$T_{Na/K} = \frac{1390}{1,750 + \log(Na/K)} - 273,15$	Giggenbach [1988]
<i>SP5</i>	$T_{Na/K} = \frac{1289}{1,615 + \log(Na/K)} - 273,15$	Verma & Santoyo [1997]
<i>Na/Ca/K</i>	$T_{Na/K/Ca} = \frac{1647}{\log(Na/K) + \beta \left[\log\left(\frac{\sqrt{K}}{Na}\right) + 2,06 \right] + 2,47} - 273,15$	Fournier & Truesdell [1973]

6.6. Estimación de la temperatura en superficie

Se define como temperatura en superficie o temperatura superficial la que adquiere la capa superior de tierra o roca en el continente, la cual difiere en exceso de pocos grados con respecto a la temperatura del aire. La misma varía con la latitud, la altitud, la topografía y el clima, así como también se ve influenciada por los patrones de calentamiento cíclicos generados por los días y las estaciones (Breadsmore y Cull 2001).

El cálculo de temperatura en superficie o superficial se realizó mediante la siguiente ecuación, definida en Breadsmore y Cull (2001):

$$T_0 = 3 + (T_{prom.min} + T_{prom.max})/2$$

Dónde:

- T_0 = Temperatura media anual en la superficie
- $T_{prom.min}$ = Promedio de temperatura media mínima del aire
- $T_{prom.max}$ = Promedio de temperatura media máxima del aire

Para este cálculo se utilizaron los datos diarios de la temperatura media del aire registrada en las estaciones meteorológicas de las ciudades de Mercedes, Young, Paysandú, Salto, Bella Unión, Artigas, Rivera, Tacuarembó y Paso de los Toros, entre los años 1961 y 2019, brindados por el Instituto Nacional de Meteorología (INUMET). Es importante destacar que no todas las estaciones contaban con datos para el mismo período de tiempo, algunas contaban con datos de todo el período y otras con datos de los últimos 10 a 15 años.

Debido a la enorme cantidad de datos de dichas estaciones los mismos no se expondrán en el presente trabajo. Sólo se presentarán los datos meteorológicos de la estación Salto, con el fin de explicar el procedimiento utilizado en este apartado (Tablas 4 y 5).

Tabla 4: Temperatura media del aire máxima registradas en el período comprendido entre los años 1961 y 2017.

TEMPERATURA MAXIMA MEDIA EN °C												
AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1961-1990	31,5	30,3	27,8	23,9	20,6	17,1	17,3	19	20,8	24,2	26,9	30,2
1991	30,9	32,1	30,4	25,1	23,1	18,3	18,1	21,0	23,6	24,5	27,7	30,7
1992	32,8	30,8	29,7	24,1	20,8	19,6	15,0	21,0	21,9	25,1	27,9	31,0
1993	32,5	29,2	30,4	25,8	19,7	18,5	16,6	21,2	21,9	25,5	26,6	29,4
1994	32,5	30,8	29,2	25,2	23,2	19,9	18,9	19,3	23,6	24,1	28,9	33,5
1995	32,8	30,3	29,2	25,7	20,8	18,1	18,5	20,5	22,3	24,8	29,1	33,8
1996	32,0	31,1	29,6	25,3	22,0	17,5	18,5	24,1	22,6	26,3	29,8	32,2
1997	34,2	29,5	30,2	26,2	23,2	17,9	20,7	21,5	22,4	25,0	27,5	29,7
1998	29,1	28,2	25,6	22,3	21,1	18,3	18,6	19,1	20,7	26,3	28,2	29,5
1999	30,6	31,3	30,4	22,0	20,4	18,0	16,9	21,0	23,6	24,8	29,1	32,2
2000	33,9	31,4	28,0	24,9	19,4	17,9	15,1	19,7	21,4	23,9	25,9	30,1
2001	30,5	31,5	29,8	24,3	19,8	18,4	19,0	23,7	21,0	24,0	27,0	29,9
2002	32,1	30,2	29,3	22,9	22,7	17,6	17,3	21,3	21,7	25,6	27,4	28,7
2003	32,8	30,3	27,7	23,3	21,5	19,3	18,2	18,3	23,0	26,5	28,1	28,2
2004	33,1	30,3	30,6	26,6	18,8	19,1	18,3	21,0	23,5	25,8	26,8	31,5
2005	34,5	30,3	28,3	23,4	21,3	20,3	19,3	20,9	19,8	23,0	28,9	30,4
2006	33,7	31,5	29,5	26,5	19,8	18,9	20,9	19,4	22,5	27,1	27,0	30,6
2007	31,2	30,6	27,0	25,4	18,3	17,2	15,7	16,3	22,8	24,5	27,2	31,0
2008	31,9	31,6	28,8	26,1	21,8	16,2	19,6	19,6	21,1	24,5	30,6	32,2
2009	33,1	30,5	29,0	26,5	21,9	16,9	16,5	22,9	19,3	25,6	27,5	28,4
2010	31,3	29,6	29,3	24,6	20,5	17,7	17,3	18,3	22,0	24,3	29,0	32,6
2011	34,2	31,1	29,1	26,5	20,7	17,3	17,9	17,7	23,7	23,2	29,6	30,5
2012	34,4	31,2	28,5	24,7	24,4	19,6	18,1	22,1	23,7	24,8	29,9	31,2
2013	31,3	30,7	26,6	26,3	20,1	19,5	18,9	19,3	23,4	25,9	27,5	33,6
2014	34,0	30,1	27,0	24,8	20,5	18,3	18,7	22,4	23,0	26,9	28,4	23,2
2015	*	*	29,5	29,1	23,8	20,2	19,5	22,6	21,9	22,6	26,0	29,4
2016	33,5	32,2	27,8	24,0	18,4	16,7	16,9	20,9	24,0	24,6	28,4	31,4
2017	31,9	31,3	29,2	25,5	21,8	19,7	22,3	22,2	23,3	24,8	27,7	32,0

Tabla 5: Temperatura media mínima del aire registrada en el período comprendido entre los años 1961 y 2017.

TEMPERATURA MINIMA MEDIA EN °C												
AÑO	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SET	OCT	NOV	DIC
1961-1990	18,7	17,9	16	12,7	10	7,2	7,3	8	9,1	11,9	14,2	17,1
1991	18,1	17,6	18,3	14,1	13,4	9,0	7,1	9,9	12,8	12,4	14,9	19,1
1992	18,7	18,9	18,1	13,9	11,0	12,3	5,6	6,9	9,9	12,2	13,6	18,2
1993	20,6	18,0	17,8	15,2	10,8	8,2	6,8	7,9	9,0	14,9	16,1	17,9
1994	18,1	18,3	16,8	13,1	13,6	10,4	8,7	8,6	11,5	14,1	15,5	20,3
1995	19,8	17,7	17,4	13,0	10,8	7,9	8,7	8,3	11,3	12,1	16,6	18,9
1996	19,7	18,6	17,6	15,3	9,3	5,0	4,2	10,7	10,9	15,0	16,5	19,6
1997	21,3	19,2	16,0	21,0	16,3	8,8	10,3	10,3	10,3	14,1	16,9	18,3
1998	18,5	18,9	15,4	14,1	10,7	7,7	9,1	8,3	8,4	12,6	14,4	16,6
1999	17,5	17,9	18,9	11,7	8,1	7,1	7,2	8,0	10,8	12,5	14,3	17,4
2000	19,7	18,7	15,7	15,4	10,8	9,8	4,9	7,9	9,7	14,2	14,2	17,3
2001	18,3	17,7	18,6	12,0	10,7	9,3	6,8	11,1	9,4	14,3	12,7	13,7
2002	18,3	17,6	20,6	13,9	12,5	6,4	7,3	9,8	9,7	15,8	16,6	17,7
2003	18,8	19,0	17,4	12,5	10,9	10,7	6,8	6,8	9,6	13,0	14,1	15,7
2004	19,0	16,8	15,2	15,7	9,0	9,5	7,4	8,5	11,1	11,0	15,0	17,7
2005	19,9	18,8	16,3	12,1	12,2	13,5	8,6	9,7	8,3	11,2	14,8	16,1
2006	20,5	18,6	16,2	13,5	7,6	10,1	10,8	7,0	8,0	14,4	15,7	18,3
2007	19,8	18,7	18,3	15,7	7,1	5,8	3,4	6,5	12,7	14,7	13,2	16,9
2008	19,5	19,2	16,7	11,9	9,4	5,6	11,3	6,6	8,1	13,0	16,1	17,2
2009	18,5	18,1	17,0	12,3	10,6	4,5	3,3	8,9	9,1	12,2	18,0	17,7
2010	18,6	19,1	16,5	10,2	9,5	6,0	5,2	5,1	10,2	8,8	12,4	14,9
2011	19,6	18,1	15,2	11,1	7,5	5,6	4,5	6,2	8,2	10,6	15,4	15,3
2012	17,8	18,8	15,1	11,4	10,0	6,0	1,6	8,5	9,8	13,0	14,7	16,3
2013	15,6	16,0	12,8	10,5	9,4	5,8	7,1	4,4	9,8	11,5	16,5	19,1
2014	21,0	19,6	14,1	12,6	10,1	6,1	7,7	7,9	10,8	14,9	14,8	15,0
2015	*	*	13,2	10,4	*	13,0	7,1	11,6	8,9	12,0	14,3	17,5
2016	19,2	19,1	14,9	15,3	7,2	3,5	5,9	5,7	6,1	11,4	12,9	16,7
2017	19,1	19,5	15,9	12,5	11,0	8,6	10,3	9,8	11,9	12,7	13,0	17,1

A partir del promedio de las temperaturas medias máximas y mínimas, de cada estación, se cargaron e interpolaron los datos en el software QGIS, para generar un mapa de temperatura de superficie de la región de interés.

6.7. Gradiente Geotérmico

En este trabajo el gradiente se calculó a partir de la temperatura en el reservorio estimada mediante los geotermómetros, la profundidad del reservorio en ese sector de la cuenca (considerada como la profundidad del tope del acuífero), y la temperatura superficial calculada con datos de la temperatura media del aire, según la siguiente ecuación definida en Breadsmore y Cull (2001):

$$\Gamma = \frac{T_G - T_0}{Z}$$

Dónde:

- Γ = Gradiente Geotérmico
- T_G = Temperatura estimada por los geotermómetros
- T_0 = Temperatura superficial
- z = Profundidad del tope del acuífero

6.8. Actividades desarrolladas

1. Revisión bibliográfica.
2. Recopilación de la información disponible.
3. Creación de una base de datos.
4. Delimitación del área y métodos de trabajo en función de los datos disponibles.
5. Estimación de la temperatura en el reservorio a partir de geotermómetros químicos.
6. Cálculo de la temperatura superficial.
7. Cálculo del gradiente geotérmico a partir de los puntos 5 y 6.
8. Generación de mapas de isópacas, mapas de contorno estructural, mapas de isotermas y de gradiente geotérmico para el área de estudio.
9. Análisis e interpretación de resultados.
10. Redacción del presente trabajo final de grado.

7. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

7.1. Contextualización geológica del área de estudio

El basamento cristalino en la cuenca alcanza profundidades mayores hacia el sector NW de la cuenca. El máximo valor registrado es de 2.336 m, medido en el pozo Belén. Las menores profundidades se ubican hacia el SE y E de la cuenca, donde se registran valores de 541 m en el pozo Salsipuedes, y 234 m en el pozo Cerrillada en la porción más oriental de la misma (Fig. 14). Este último pozo no se observa en la figura 14 debido a que la misma se encuentra restringida al sector norte y oeste de la cuenca, pero sí fue utilizado en la interpolación de datos para la realización de los mapas.

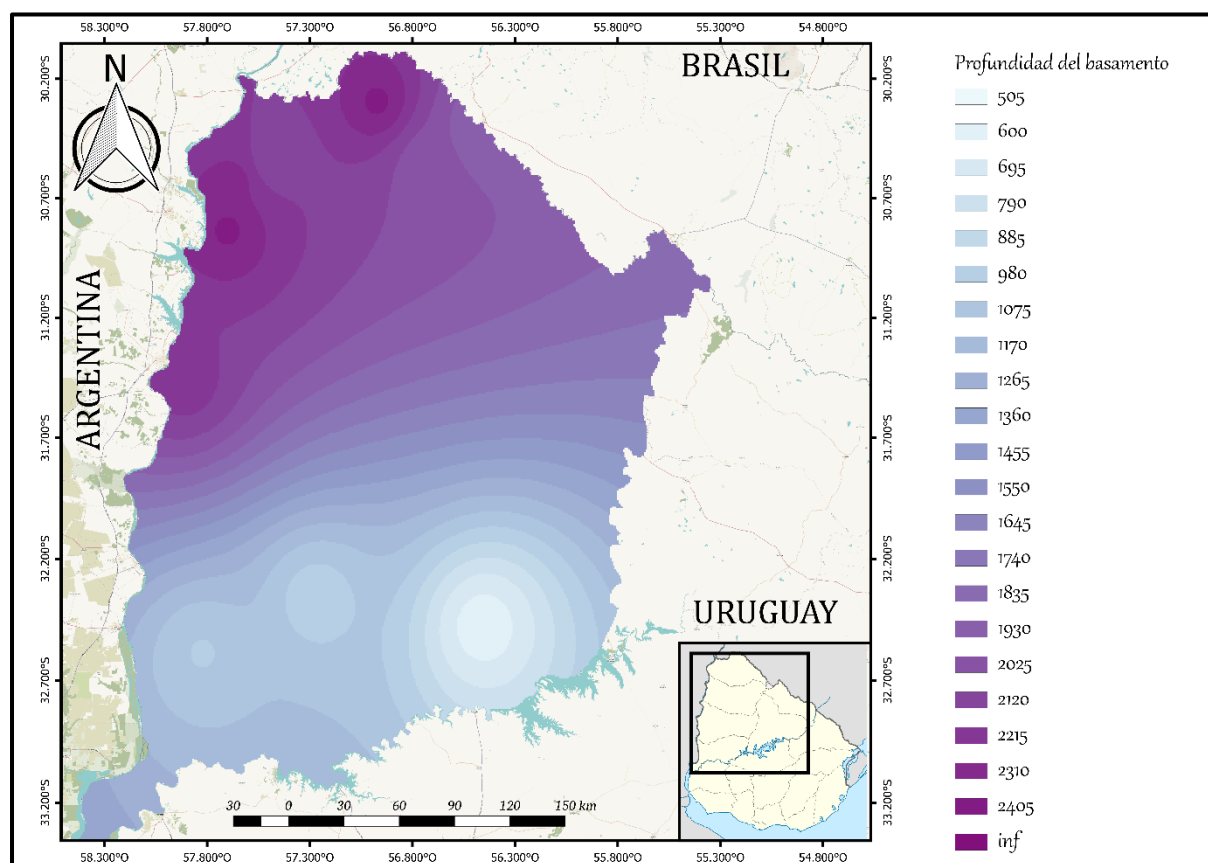


Figura 14: Mapa de contorno estructural del basamento cristalino en el área de trabajo realizado mediante la interpolación de datos de pozos existentes en la cuenca.

Los pozos que presentan más información son los que se encuentran al Oeste y Norte de la cuenca, lo cual mejora el grado de densidad de datos para la interpolación.

Hacia el Sur y el Este, los datos son puntuales, generando incertidumbres mayores, y por consiguiente un grado de confianza menor.

El relleno de la cuenca, conformado por depósitos volcano-sedimentarios de edades que abarcan desde el Devónico Temprano al Cretácico Superior, descansa sobre el basamento. Debido a que este trabajo se centra fundamentalmente en el Sistema Acuífero Guaraní, se agruparon las formaciones en relación al mismo, en función de aquellas conformantes del SAG, las que se encuentran por encima (supra SAG) y las que están por debajo del mismo (infra SAG).

El espesor de las formaciones ubicadas estratigráficamente por debajo del SAG, tienen su mayor expresión en el Norte de la cuenca, alcanzando valores máximos de 1.849 m, específicamente en el pozo Artigas, hacia el Oeste y Noroeste de la cuenca se cuenta con espesores que rondan los 900 a 1.200 m de espesor (pozos Daymán, Yacaré, Belén, Pelado, Gaspar e Itacumbú), mientras que hacia el Sur los datos evidencian espesores ampliamente menores en el entorno de 200 a 350 m, los menores espesores conjuntos se observan en la región sur, descritos en la estratigrafía de los pozos Tacuarembó y Guaviyú (Fig. 15)

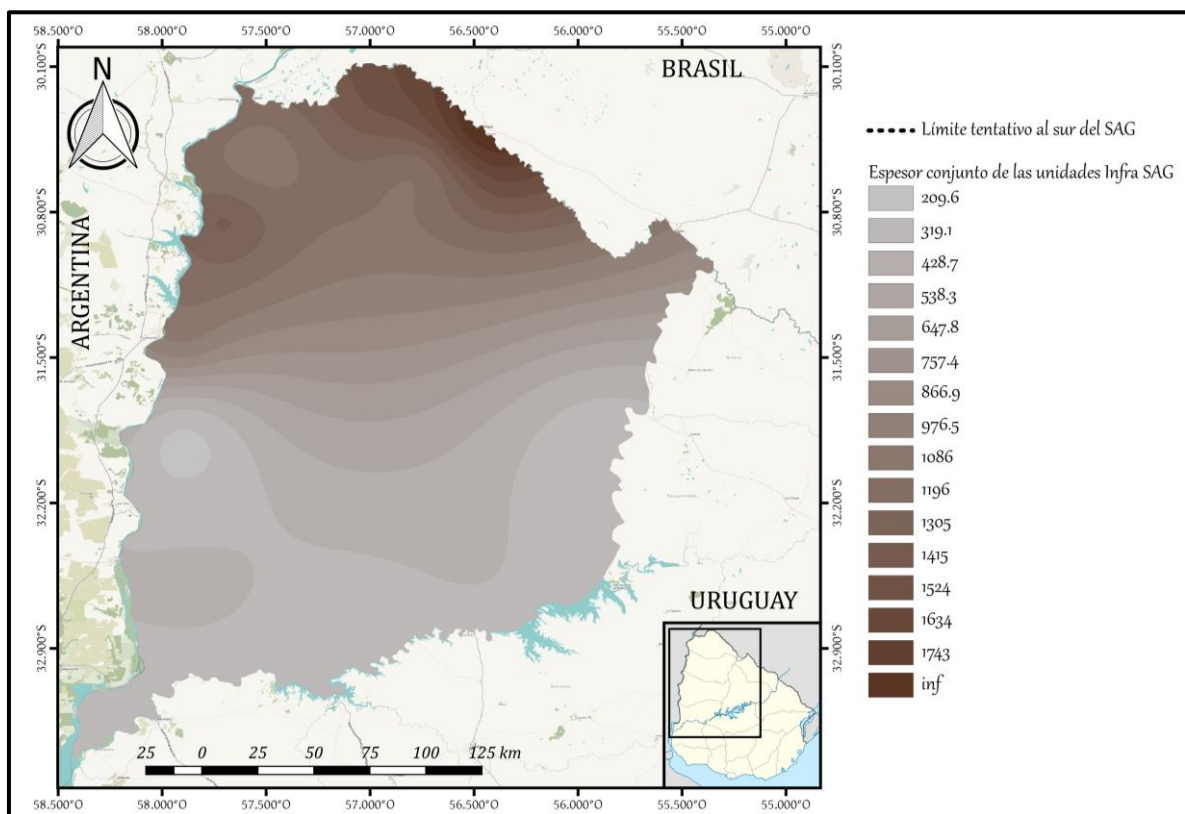


Figura 15: Mapa de espesores estimados de unidades infra SAG.

El SAG en nuestro país está conformado por las formaciones Tacuarembó, Rivera e Itacumbú (Lebac, 2008). Ésta última formación solo se expresa en los pozos ubicados hacia el N-NW, y es evidenciada por un mayor espesor del acuífero en dicho sector (tonos azulados en Fig. 16).

El espesor máximo registrado es de 450 m en el pozo Pelado, decreciendo hacia el sector S de la cuenca. Por debajo del límite sur, se tienen datos de 5 pozos que en su descripción litológica no cuentan con las unidades conformantes del SAG.

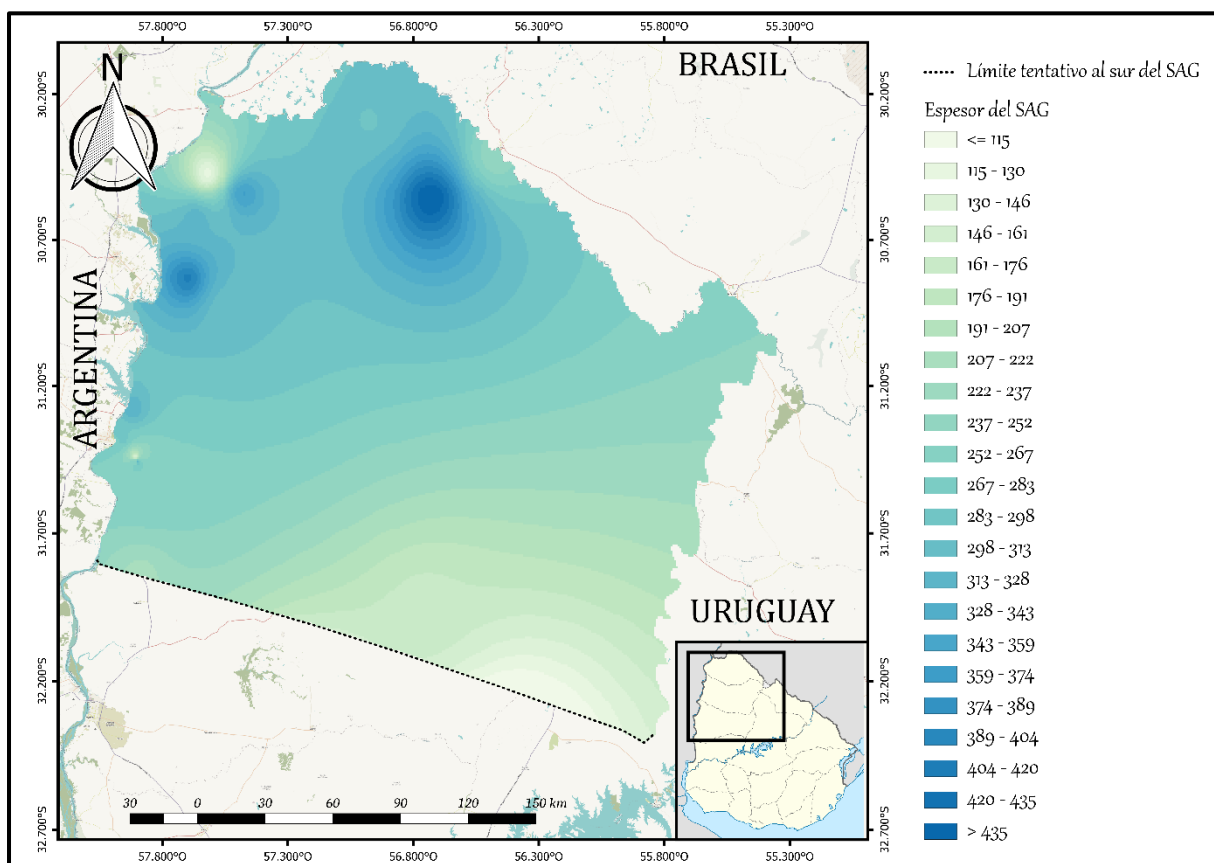


Figura 16: Espesor estimado del Sistema Acuífero Guaraní (SAG).

A diferencia del espesor, la profundidad de la base de este reservorio es máxima hacia el W de la cuenca, donde registra su base, medida en el pozo OSE Salto, a 1.368 m. En el entorno al mismo las profundidades son similares. Hacia el N-NE, el espesor del reservorio es mayor, pero su base se encuentra más próxima a la superficie,

encontrándose su profundidad entre 800 y 600 m. Hacia el E, el SAG es aflorante, y su profundidad de base rondan los 60 y 90 m (Fig. 17).

Es importante notar la diferencia entre el área que se encuentra hacia el Norte y hacia el Sur, sobre el lado Oeste de la cuenca, ya que la profundidad de la base del reservorio pasa de valores que rondan los 1.000 m (al S) a encontrarse a 500 m (al N). Esto se explica a causa de las estructuras presentes en la cuenca. El corredor de fallas Salto- Tambores genera una profundización de la cuenca hacia el sur de la Falla Arapey.

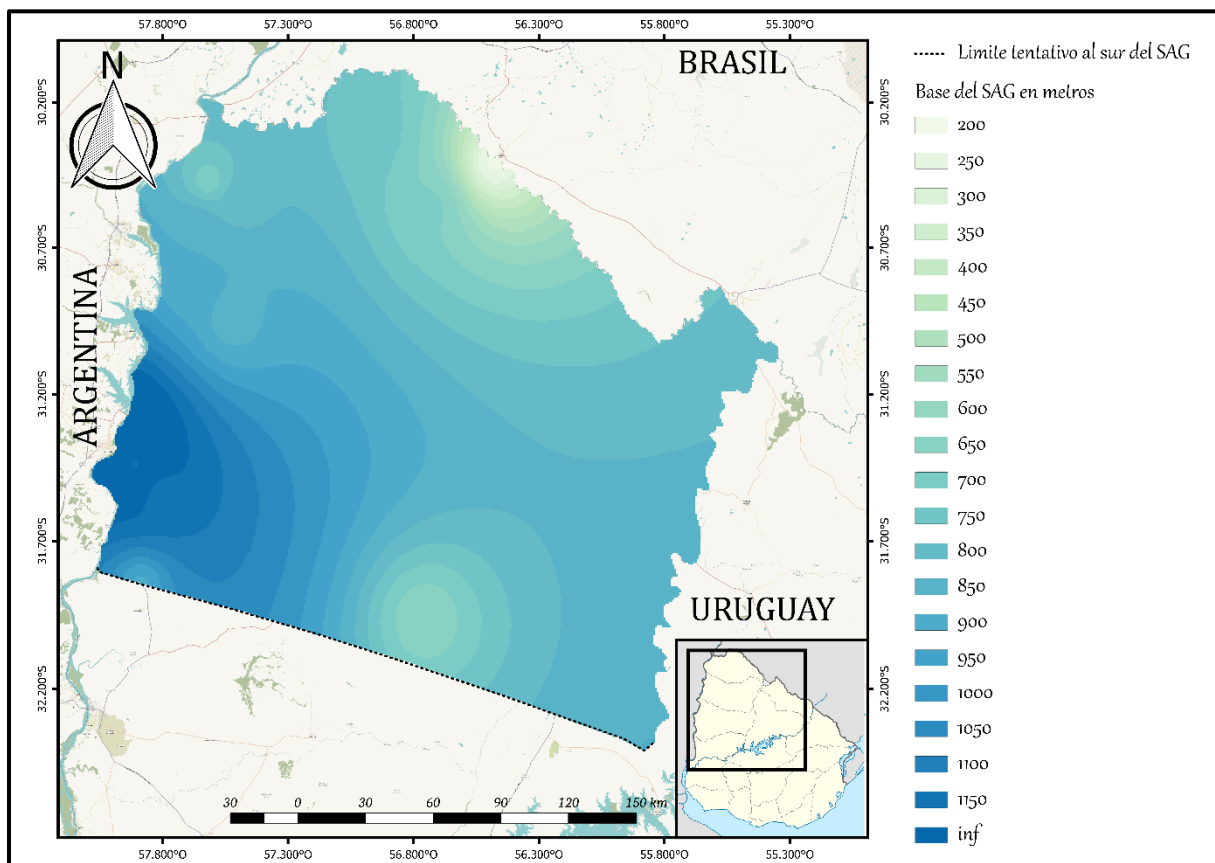


Figura 17: Mapa de contorno estructural de la base del Sistema Acuífero Guaraní.

Hacia el sector W el acuífero se encuentra confinado por los basaltos de la Formación Arapey. El techo del acuífero coincide en este sector con la base de los basaltos. Los mismos denotan una profundidad mayor hacia el W de la cuenca, donde alcanzan los 1.070 m, registrada en el pozo OSE Salto, decreciendo de forma cuasi radial, hacia el N, E y S. Hacia el N se registran profundidades en el entorno de los 500 m, nuevamente

remarcando ese salto considerable, debido a las fallas anteriormente mencionadas. Hacia el Sur, la densidad de datos es baja, pero se registran profundidades del entorno de 400 m - 500m. Hacia el SE y E decrece aún más, registrando profundidades de 210 m en el pozo Salsipuedes. En los departamentos de Tacuarembó y Artigas se registran valores por debajo de los 70 m de profundidad (Fig. 18).

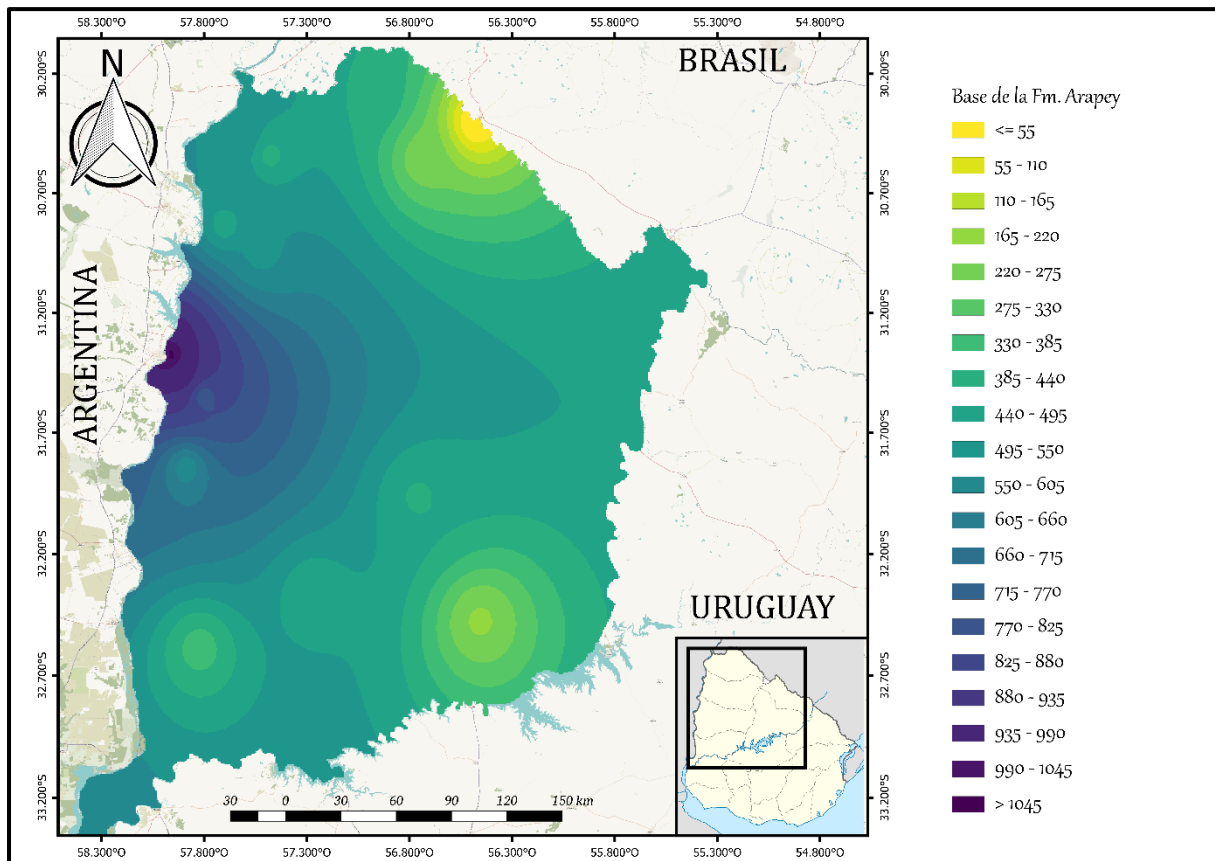


Figura 18: Mapa de contorno estructural de la base de la Formación Arapey (Techo del SAG).

7.2. Selección de pozos

En la Tabla 6 se presentan los resultados obtenidos por el balance iónico de cargas realizado para cada pozo y cada campaña hidrogeoquímica, utilizando la ecuación sugerida en Custodio y Llamas (1976). Se eligió discriminar según 2 rangos de valores: de 0% a $\pm 10\%$, y valores mayores de $\pm 10\%$.

Tabla 6: Balance iónico de cargas para cada pozo.

	Pozo	Σ cationes	Σ aniones	%Error
Actlabs	Almirón	104,97	105,81	-0,40
	Arapey	5,86	6,51	-5,30
	Colonia Viñar	5,66	5,68	-0,23
	Guaviyú	11,98	14,08	-8,09
	San Nicanor	7,44	8,31	-5,51
	Kanarek	7,55	7,66	-0,69
	Daymán	8,32	8,48	-1,00
	H. Quiroga	8,63	8,60	0,15
	Club Remeros	13,07	16,25	-10,87
	OSE Salto	9,90	11,67	-8,20
Proinsa	Paso Ullestie	37,08	42,10	-6,35
	Almirón	112,77	135,82	-9,27
	Arapey	5,38	5,87	-4,33
	Guaviyú	12,05	10,52	6,74
	San Nicanor	7,67	7,23	2,94
	Kanarek	7,93	7,07	5,74
	Daymán	7,97	7,43	3,50
	H. Quiroga	9,42	8,09	7,62
	Posada del Siglo XIX	5,74	5,67	0,61
	Club Remeros muestra 1	11,14	14,70	-13,79
	Club Remeros muestra 2	9,21	10,92	-8,50
	Club Remeros muestra 3	11,35	13,20	-7,55
	Club Remeros muestra 4	8,20	5,79	17,27
	OSE Salto	37,30	37,54	-0,32
ECOTECH	Salsipuedes	14,34	13,66	2,43
	Almirón	110,22	116,85	-2,92
	Arapey 2	5,64	5,03	5,71
	Guaviyú	14,48	14,59	-0,37
	San Nicanor	9,01	8,00	5,94
	Daymán	8,46	8,17	1,75
	Club Remeros	10,49	11,44	-4,33
	Cerro Padilla	2,96	2,84	2,02
Referencia de colores		Entre 0 y ± 10	> ± 10	

Como se mencionó en la metodología, se seleccionaron aquellos pozos en los que el error se encontró por debajo de $\pm 10\%$, lo cual es sugerido por Custodio y Llamas (1976) para tener un grado de confiabilidad de los datos aceptable.

Se descartaron aquellos pozos en los que el error fue mayor a $\pm 10\%$, evidenciados por tonalidades rojas en la Tabla 6, y se mantuvieron para este trabajo los que su valor

de error no superó el valor mencionado anteriormente, identificados en la tabla en colores verdes.

Analizando los datos por campaña, para el caso del laboratorio Actlabs, todos los pozos, con excepción pozo Club Remeros, presentan un error dentro de los márgenes aceptables. En los cálculos presentados por Oleaga (2002) el error para este pozo presenta un valor de -9.15, por lo tanto, sería una muestra aceptable. Al no tener la hidroquímica completa de esta campaña, y solo trabajar con los valores publicados en su tesis de maestría, suponemos que no contamos con la concentración de algún ion menor. Considerando esta situación y la proximidad del error calculado con el límite aceptable, este pozo no fue descartado en el presente trabajo.

Para la campaña de Proinsa realizada para el PSAG, se obtuvo que todos los pozos se encontraron dentro de los márgenes de error aceptable. Nuevamente una excepción la constituye el pozo Club Remeros que, a diferencia de los otros pozos, tiene 4 muestras y 4 análisis, de los cuales 2 de ellos son aceptables, mientras que las otras 2 se encuentran por fuera del rango admitido.

Por último, en la campaña realizada por el laboratorio Ecotech, todos los pozos presentaron un error dentro del margen aceptable, por lo cual todos serán considerados para el presente estudio.

Posteriormente, se realizó una revisión del valor de concentración de SiO_2 , el cual debe ser igual o superior a 15 mg/L para reservorios siliciclásticos con temperaturas superiores a 30°C (Fournier, 1977). En el caso particular de este estudio, las campañas presentaron valores de sílice entre 11,81 mg/L y 43,80 mg/L (Tabla 7).

Tabla 7: Valores de concentración de SiO₂ en mg/L.

	Pozo	SiO ₂ (mg/L)
Actlabs	Almirón	15,83
	Arapey	25,24
	Colonia Viñar	19,25
	Guaviyú	34,65
	San Nicanor	32,30
	Kanarek	22,03
	Dayman	32,72
	H. Quiroga	33,15
	Club Remeros	24,38
	OSE Salto	35,50
PSAG	Paso Ullestie	43,80
	Almirón	15,20
	Arapey	20,20
	Guaviyú	24,20
	San Nicanor	33,40
	Kanarek	36,70
	Dayman	34,30
	H. Quiroga	30,21
	Posada del Siglo XIX	32,30
	Club Remeros 1	11,85
	Club Remeros 2	12,41
	Club Remeros 3	34,22
	Club Remeros 4	27,38
OSE Salto	11,81	
ECOTECH	Salsipuedes	19,68
	Almirón	21,39
	Arapey 2 (nuevo)	21,39
	Guaviyú	29,95
	San Nicanor	27,81
	Dayman	29,95
	Club Remeros	32,09
	Cerro Padilla	32,09

En función de ésta última tabla se descartaron los pozos OSE Salto y Club Remeros muestreos 1, 2 y 4 (todos realizados en marco de la campaña de Proinsa), por poseer valores bajos respecto a lo expuesto en el párrafo anterior.

Finalmente, en la Tabla 8 se presentan los pozos seleccionados en cada campaña junto a las concentraciones de los iones y compuestos que se utilizaron en este trabajo.

Tabla 8: Pozos seleccionados.

	Pozo	Base Fm. Arapey	T(°C) in situ	Concentraciones			
				SiO ₂ meq/L	Ca ²⁺ meq/L	Na ⁺ meq/L	K ⁺ meq/L
ACTLABS	Almirón	0,505	---	15,83	2099,00	5,50	260,00
	Arapey	0,543	38,4	25,24	75,90	6,30	37,00
	Colonia Viñar	0,556	35,1	19,25	107,10	23,50	4,00
	Guaviyú	0,665	39,2	34,65	271,90	1,00	1,80
	San Nicanor	0,838	43,6	32,30	158,90	2,40	5,70
	Kanarek	0,940	45,5	22,03	146,90	2,60	7,30
	Dayman	0,955	45,5	32,72	178,90	2,50	5,80
	H. Quiroga	0,968	41,3	33,15	179,90	3,40	8,20
	Club Remeros	1,045	---	24,38	279,90	3,30	11,70
	OSE Salto	1,070	48,3	35,50	209,90	2,90	9,30
PROINSA	Paso Ullestie	0,360	26,0	43,80	787,00	5,00	33,00
	Almirón	0,505	34,0	15,20	2332,00	6,10	208,00
	Arapey	0,543	38,0	20,20	53,00	5,90	19,00
	Guaviyú	0,665	40,0	24,20	274,00	1,10	2,00
	San Nicanor	0,838	43,5	33,40	160,00	2,80	4,50
	Kanarek	0,940	45,5	36,70	153,00	2,86	5,30
	Dayman	0,955	46,0	34,30	163,00	3,00	4,70
	H. Quiroga	0,968	44,0	30,21	196,00	3,70	8,60
	Posada del Siglo XIX	1,004	46,5	32,30	110,00	2,70	5,20
	Club Remeros	1,045	45,0	34,22	193,00	3,30	8,30
OSE Salto	1,070	47,0	5,17	760,00	12,00	50,00	
ECOTECH	Salsipuedes	0,210	23,20	19,68	321,00	0,90	1,60
	Almirón	0,505	31,00	21,39	2283,00	5,10	196,62
	Arapey 2	0,530	34,70	21,39	88,00	6,70	25,23
	Guaviyú	0,665	36,70	29,95	323,00	1,00	0,80
	San Nicanor	0,838	40,70	27,81	187,00	2,70	4,81
	Dayman	0,955	40,80	29,95	181,00	2,60	4,81
	Club Remeros	1,045	43,30	32,09	221,00	3,10	10,41
	Cerro Padilla	0,434	21,00	32,09	10,00	0,40	28,03

7.3. Estimación de la temperatura en el reservorio geotermal

Las temperaturas en el reservorio geotermal obtenidas mediante los geotermómetros de sílice, para cada una de las campañas hidroquímicas son presentadas en la tabla 9 y en la figura 19. En tanto, que las obtenidas mediante los geotermómetros catiónicos son presentadas en la tabla 10 y en la figura 20. En todos los casos se presenta conjuntamente la temperatura *in situ*.

A efectos de seleccionar el geotermómetro que mejor se adecua a las condiciones de campo, las temperaturas del reservorio estimadas con los diferentes geotermómetros fueron cotejadas con las temperaturas *in situ*. Según Santos et al. (1986) cuando los caudales de bombeo de un pozo son altos, los efectos de escape lateral de flujo de calor son considerados despreciables y, por tanto, las temperaturas *in situ* son comparables a las presentes en el reservorio. Esta situación se ajusta al área de estudio, donde los caudales de bombeo de los pozos se ubican entre 100 y 450 m³/h (datos oficiales de la Dirección Nacional de Agua -DINAGUA-) (Anexo 2). Esta afirmación es sustentada además por De León (2021), quien estimó que las pérdidas de calor del flujo geotermal desde la base a la boca de los pozos son en su gran mayoría despreciables, por lo que la temperatura medida en boca de pozo, en condiciones adiabáticas, puede considerarse comparable a la temperatura en el reservorio geotermal.

7.3.1. Geotermómetros de sílice

La temperatura estimada en el reservorio mediante la aplicación de 8 geotermómetros de sílice evidenció un tipo de respuesta en modo de patrón, generando valores que se muestran cuasi equidistantes entre los diferentes geotermómetros, visible al colocar los datos de forma gráfica (Fig. 19). Esta misma característica fue observada en el trabajo de Gastmans *et al.* (2012), en el cual los geotermómetros presentaron una respuesta similar.

Los geotermómetros de sílice muestran una relación directa entre la concentración de SiO₂ y la temperatura del reservorio geotermal, esto conlleva que, a mayor concentración mayor va a ser la temperatura estimada por cada geotermómetro en comparación con concentraciones menores respectivamente a cada uno de ellos.

En este trabajo se observó que si los valores de sílice son inferiores a 19 meq/L y 23 meq/L (en los geotermómetros de Calcedonia y Q3 respectivamente), las temperaturas son subestimadas respecto a las medidas en boca de pozo. A su vez, si los valores superan los 33 meq/L, los geotermómetros comienzan a sobrestimar la temperatura en el reservorio geotermal.

Tabla 9: Temperaturas obtenidas a partir de los geotermómetros de sílice.

Pozo	T(°C) <i>in situ</i>	Temperatura estimada por Geotermómetros de Sílice (°C)							
		Q1	Q2	Q3	Q4	Calcedonia	α - Cristobalita	β - Cristobalita	Sílice Amorfa
Almirón		55,14	54,87	18,15	54,83	22,50	6,13	-37,24	-53,01
Colonia Viñar	35,1	62,26	62,01	24,81	62,39	29,88	12,92	-31,02	-47,23
Arapey	38,4	72,63	72,42	34,55	73,14	40,72	22,89	-21,86	-38,70
Guaviyú	39,2	85,62	85,45	46,79	86,25	54,44	35,46	-10,22	-27,87
H. Quiroga	41,3	83,75	83,57	45,02	84,38	52,45	33,65	-11,90	-29,44
San Nicanor	43,6	82,65	82,47	43,99	83,28	51,29	32,58	-12,89	-30,36
Club Remeros		71,27	71,05	33,27	71,74	39,30	21,58	-23,07	-39,82
Kanarek	45,5	67,35	67,12	29,58	67,69	35,19	17,80	-26,54	-43,06
Dayman	45,5	83,21	83,03	44,51	83,84	51,88	33,12	-12,39	-29,90
Ose Salto	48,3	86,66	86,49	47,77	87,29	55,54	36,47	-9,27	-27,00
Paso Ullestie	26,0	95,87	95,74	56,48	96,44	65,37	45,47	-0,89	-19,20
Almirón	34,0	53,71	53,44	16,81	53,29	21,02	4,77	-38,48	-54,16
Arapey	38,0	64,06	63,81	26,50	64,27	31,75	14,65	-29,44	-45,76
Guaviyú	40,0	70,98	70,76	33,00	71,44	38,99	21,30	-23,33	-40,06
San Nicanor	43,5	84,06	83,89	45,32	84,70	52,79	33,95	-11,62	-29,18
Kanarek	45,5	88,08	87,92	49,11	88,71	57,05	37,86	-7,99	-25,80
Dayman	46,0	85,19	85,02	46,38	85,83	53,98	35,05	-10,60	-28,23
H. Quiroga	44,0	79,88	79,69	41,37	80,49	48,36	29,89	-15,39	-32,68
Posada del Siglo XIX	46,5	82,66	82,48	44,00	83,29	51,30	32,59	-12,89	-30,36
Club Remeros	45,0	47,75	47,46	11,24	46,79	14,89	-0,88	-43,64	-58,96
Cerro Padilla	21,00	82,39	82,21	43,74	83,02	51,01	32,32	-13,13	-30,59
Salsipuedes	23,20	63,08	62,84	25,58	63,25	30,74	13,71	-30,30	-46,55
Almirón	31,00	66,22	65,99	28,53	66,53	34,01	16,72	-27,54	-43,98
Arapey 2	34,70	66,22	65,99	28,53	66,53	34,01	16,72	-27,54	-43,98
Guaviyú	36,70	79,53	79,34	41,04	80,14	47,98	29,55	-15,70	-32,97
San Nicanor	40,70	76,51	76,31	38,20	77,08	44,80	26,63	-18,40	-35,49
Dayman	40,80	79,53	79,34	41,04	80,14	47,98	29,55	-15,70	-32,97
Club Remeros	43,30	82,39	82,21	43,74	83,02	51,01	32,32	-13,13	-30,59

ACTLABS (2001)
 PROINSA (2006)
 ECOTECH (2016)

De la tabla 9, junto con su representación gráfica en la figura 19, se puede observar que todos los geotermómetros muestran un comportamiento similar para las 3 hidroquímicas analizadas.

Los geotermómetros Q1, Q2 y Q4 devuelven valores casi idénticos entre sí (con diferencias que nunca superan 1°C), estimando temperaturas entre 20°C y 50 °C por

encima de las medidas *in situ*, debido a esto concluimos que los mismos no se ajustan a las condiciones reinantes en el área de estudio, y por lo tanto fueron desestimados.

Los geotermómetros de sílice Q3 y Calcedonia son los que presentan el mejor ajuste, estimando temperaturas próximas a las medidas en el campo. Este resultado es coherente con lo expresado por diferentes autores respecto a los geotermómetros que presentan el mejor desempeño en sistemas geotermales de baja entalpía (*e.g.* Fournier, 1977; Pirlo 2004; Gastmans *et al.*, 2012). En ambos casos se presenta un margen de error que rara vez supera los 10 °C, aunque hay excepciones como los pozos Paso Ullestie, Club Remeros (laboratorio Proinsa) y Cerro Padilla (Laboratorio Ecotech), en los cuales la diferencia ronda en los 30°C. Comparando estos geotermómetros entre sí se obtiene que difieren en valores que oscilan entre 4 y 7°C.

Por otro lado, el geotermómetro α -cristobalita presenta temperaturas entre 10 y 25°C inferior a las medidas *in situ* por lo cual fue desestimado en este trabajo. De igual manera, los geotermómetros de beta-cristobalita y de sílice amorfa muestran temperaturas inferiores y negativas, por lo cual resultan no aplicables a nuestra área de trabajo y deben ser descartados. Estos dos últimos no fueron representados en la figura 19.

En función de lo descrito anteriormente solo se considerarán los geotermómetros de sílice Q3 y Calcedonia para futuros cálculos.

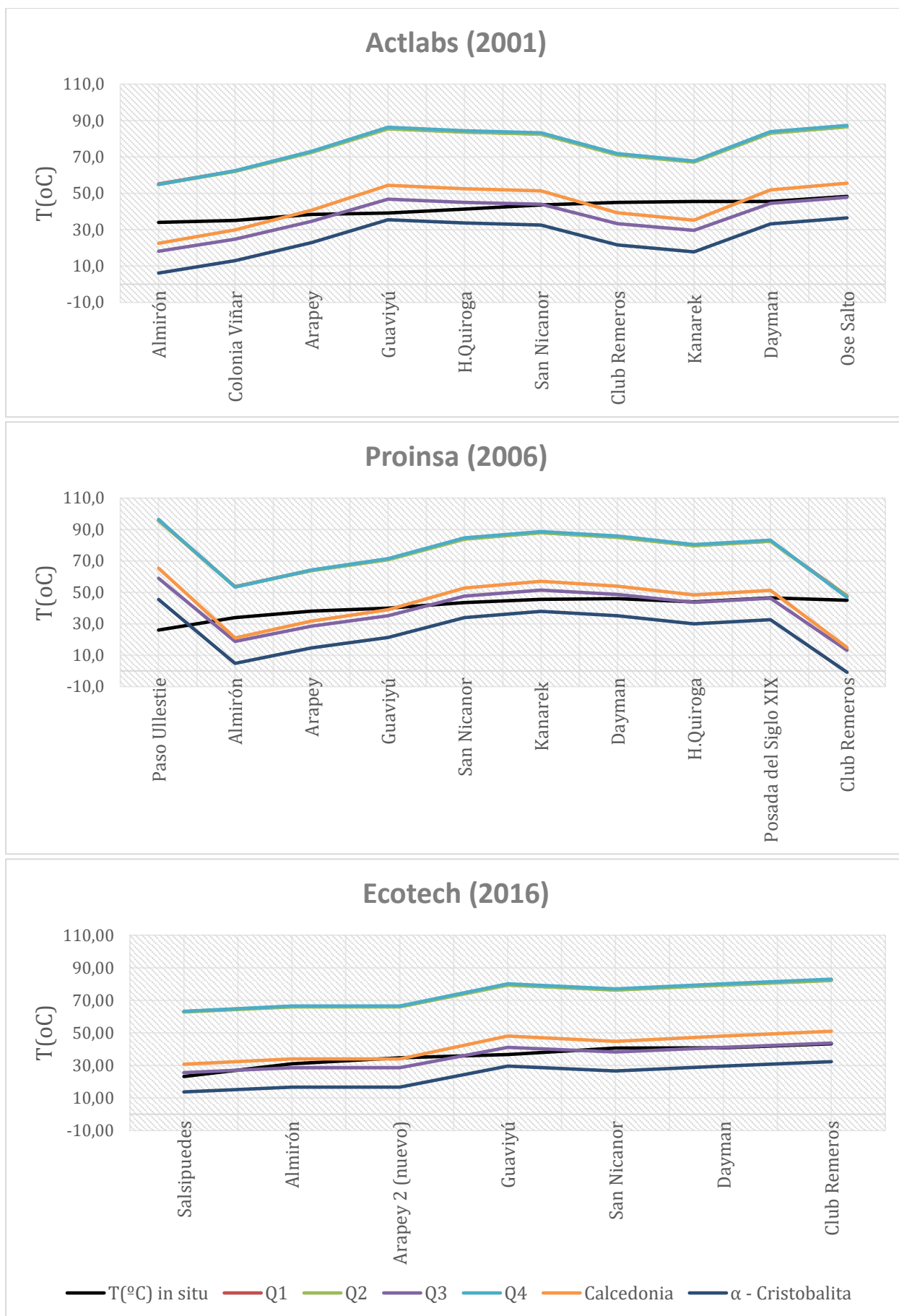


Figura 19: Geotermómetros de sílice vs temperatura *in situ* según los laboratorios correspondientes.

7.3.2. Geotermómetros de intercambio catiónico

Se estimaron las temperaturas del reservorio mediante 6 geotermómetros de intercambio catiónico de los cuales 5 toman la concentración del sodio y el potasio y el restante también agrega a la relación la cantidad de calcio disuelta en el agua muestreada. Los resultados de dichos cálculos se presentan en la tabla 10 y en la figura 20.

Tabla 10: Temperaturas obtenidas a partir de los geotermómetros de intercambio de cationes.

Pozo	T(°C) <i>in situ</i>	Temperatura estimada por Geotermómetros de cationes (°C)					
		Na/K/Ca	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5
Almirón		57,64	-24,22	26,26	-12,15	47,74	34,00
Colonia Viñar	35,1	188,15	291,60	295,08	291,72	303,92	293,76
Arapey	38,4	67,42	168,56	201,52	176,73	217,86	204,98
Guaviyú	39,2	86,82	-13,08	37,51	-0,93	59,04	45,17
H. Quiroga	41,3	89,41	58,56	106,39	70,30	127,02	112,95
San Nicanor	43,6	84,38	46,50	95,20	58,42	116,11	102,01
Club Remeros		85,31	34,16	83,59	46,21	104,72	90,62
Kanarek	45,5	80,67	54,94	103,04	66,73	123,76	109,68
Dayman	45,5	86,71	42,52	91,48	54,49	112,46	98,36
OSE Salto	48,3	82,89	41,95	90,94	53,92	111,93	97,83
Paso Ullestie	26,0	87,66	7,14	57,56	19,33	79,02	64,99
Almirón	34,0	66,15	-24,27	26,21	-12,20	47,69	33,94
Arapey	38,0	75,53	199,67	226,35	206,19	241,01	228,71
Guaviyú	40,0	87,77	-10,04	40,56	2,12	62,08	48,19
San Nicanor	43,5	95,28	54,32	102,47	66,13	123,20	109,12
Kanarek	45,5	91,64	57,95	105,82	69,70	126,47	112,39
Dayman	46,0	96,94	57,09	105,03	68,85	125,69	111,62
H. Quiroga	44,0	92,25	58,50	106,33	70,24	126,96	112,89
Posada del Siglo XIX	46,5	86,29	73,83	120,32	85,28	140,54	126,54
Club Remeros	45,0	88,48	48,45	97,02	60,34	117,88	103,78
Cerro Padilla	21,00	-9,48	106,46	149,28	117,07	168,41	154,67
Salsipuedes	23,20	87,80	-22,07	28,44	-9,98	49,94	36,17
Almirón	31,00	61,70	-29,13	21,24	-17,11	42,69	29,01
Arapey 2	34,70	79,00	160,18	194,67	168,74	211,44	198,42
Guaviyú	36,70	108,48	-18,86	31,69	-6,75	53,20	39,40
San Nicanor	40,70	94,26	44,18	93,03	56,13	113,99	99,88
Dayman	40,80	92,53	43,92	92,79	55,87	113,75	99,64
Club Remeros	43,30	83,18	42,71	91,65	54,68	112,64	98,53

 ACTLABS (2001)	 PROINSA (2006)	 ECOTECH (2016)
--	--	--

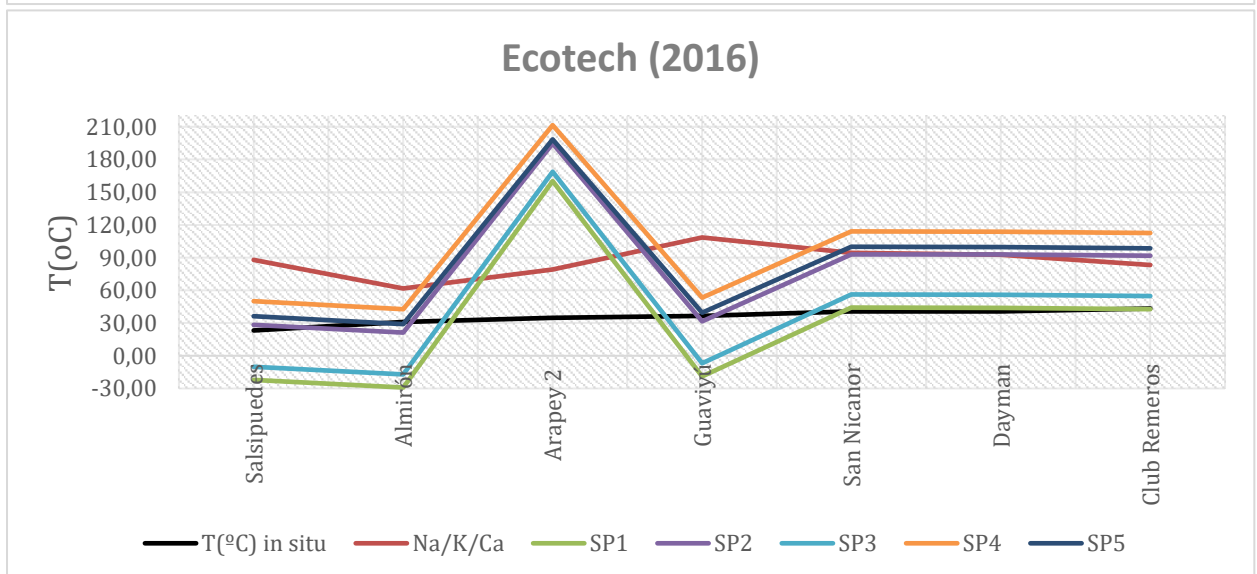
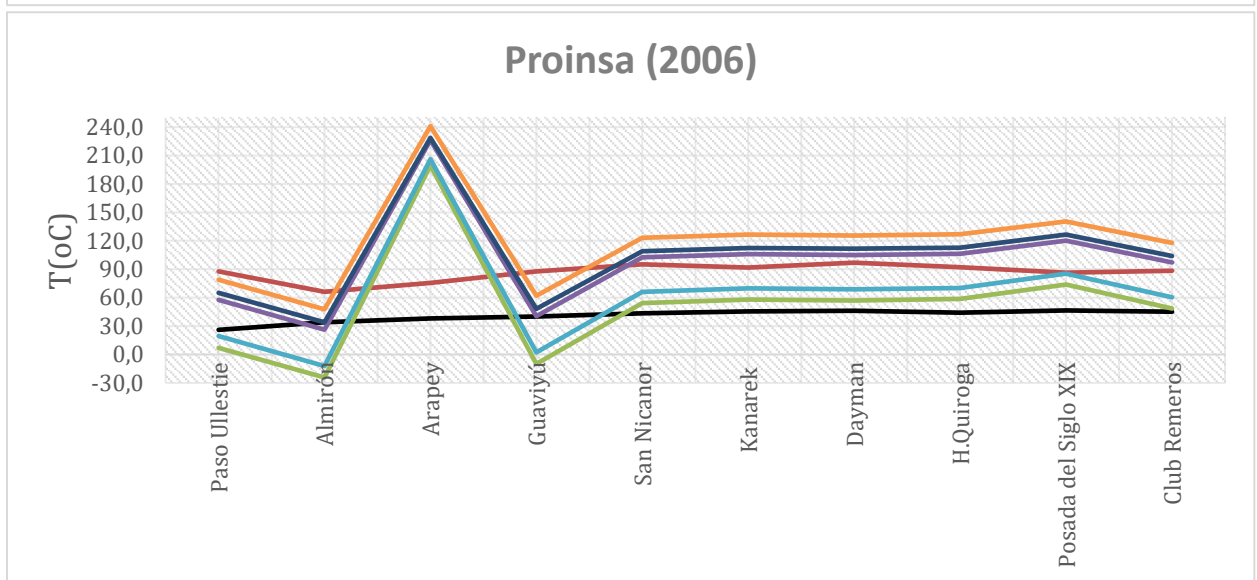
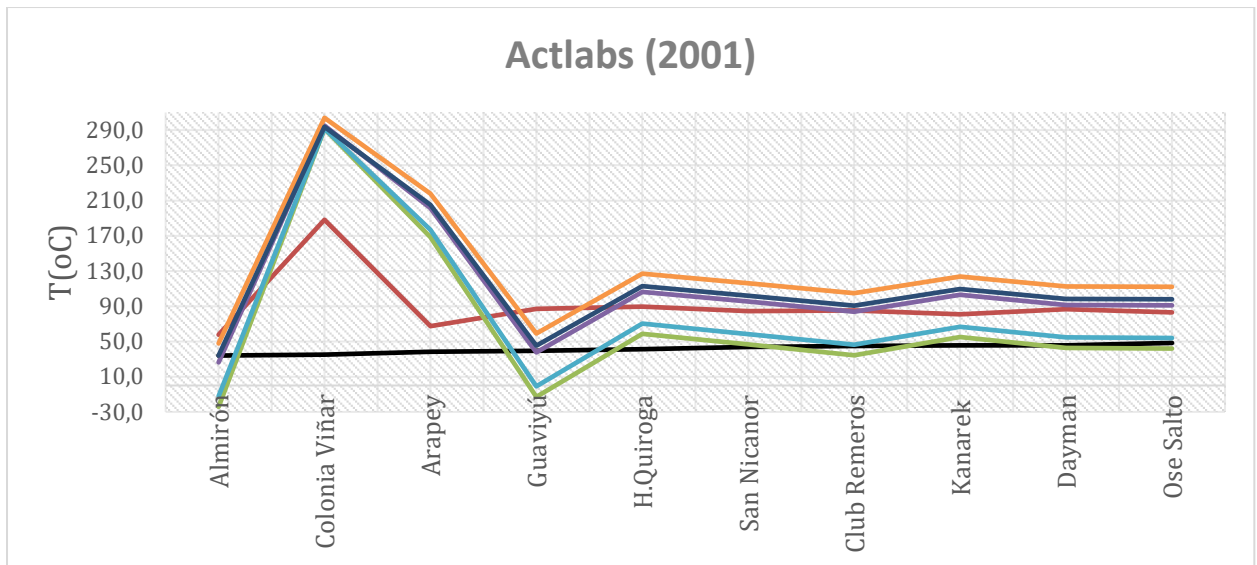


Figura 20: Geotermómetros de cationes vs temperatura *in situ* según los laboratorios correspondientes.

Los geotermómetros de Na/K presentan, en general, valores superiores a los obtenidos en las medidas tomadas *in situ*, lo cual es referido por Fournier (1977) para sistemas geotérmicos de baja entalpía.

Los geotermómetros catiónicos que “mejor” se ajustan son el SP1 y el SP3, únicamente en los pozos ubicados en la porción central del área de trabajo, cuando las relaciones Na/K varían entre 50 mg/l y 100 mg/l aproximadamente. En los pozos ubicados hacia el Norte esta relación se ve deprimida, lo que genera una sobrestimación de temperatura evidenciada en los pozos Colonia Viñar, Arapey y Arapey 2. En contraposición, los pozos ubicados hacia el Sur, los pozos Almirón y Guaviyú, presentan valores de temperatura extremos y negativos en respuesta a las altas relaciones Na/K.

El cálculo de temperatura mediante el geotermómetro de Na/K/Ca genera valores entre 20 y 50°C por encima de las medidas *in situ* con excepción de pozo Colonia Viñar en los análisis de Actlabs y Ecotech, que sobrestima temperaturas en el orden de los 190°C. Según Gastmans *et al.* (2012), el geotermómetro de Na/K/Ca es el que mejor debería de ajustarse a sistemas de baja temperatura, pero como se observó en la gráfica y su posterior análisis, eso no se aplica para los pozos estudiados.

En resumen, los resultados obtenidos mediante los geotermómetros de intercambio catiónico no se ajustaron debidamente a las condiciones de campo, sobrestimando o subestimando temperaturas en varios pozos, y es por esto que se descartaron en su totalidad para cálculos y estimaciones posteriores del presente trabajo.

7.4. Estimación de la temperatura en superficie

Como se mencionó en los antecedentes, la extensa planilla de datos no será cargada en este proyecto. Se expondrán solo los datos procesados de la estación Salto, con sus cálculos correspondientes, a modo de ejemplo, y una tabla general con los promedios totales calculados para cada estación (Tablas 10 y 11, respectivamente).

En la estación Salto, el promedio anual de la temperatura media máxima del aire registró un rango de valores comprendidos entre 24,1°C y 26,1°C, con una media de 25°C, mientras que la temperatura media mínima anual arrojó valores entre los 11,4°C y 15,2°C, con una media de 12,9°C (Tabla 11).

Tabla 11: Promedios anuales de temperaturas medias máximas, medias mínimas y promedio del período 1961-2017 al final de la tabla.

AÑO	PROMEDIO ANUAL	
	TEMP. MAX	TEMP. MIN
1961-1990	24,1	12,5
1991	25,5	13,9
1992	25,0	13,3
1993	24,8	13,6
1994	25,8	14,1
1995	25,5	13,5
1996	25,9	13,5
1997	25,7	15,2
1998	23,9	12,9
1999	25,0	12,6
2000	24,3	13,2
2001	24,9	12,9
2002	24,7	13,9
2003	24,8	12,9
2004	25,5	13,0
2005	25,0	13,5
2006	25,6	13,4
2007	23,9	12,7
2008	25,3	12,9
2009	24,8	12,5
2010	24,7	11,4
2011	25,1	11,4
2012	26,1	11,9
2013	25,3	11,5
2014	24,8	12,9
2015	24,5	12,0
2016	24,9	11,5
2017	26,0	13,4
PROM. PERÍODO 1961-2017	25,0	12,9
PROM. TOTAL	18,9	

La temperatura superficial calculada para ese sector en función de la base de datos histórica arrojó un valor aproximado de 22°C según la ecuación sugerida en Breadsmore y Cull (2001). Dicho valor es superior en el entorno de 3°C al promedio entre la temperatura media mínima y la máxima, de 18,9°C.

Se realizó el mismo procedimiento para las otras estaciones meteorológicas consideradas, obteniendo como promedio temperaturas superficiales que oscilan entre los 21 °C y los 23 °C (Tabla 12).

Tabla 12: Valores de temperatura del aire y temperatura superficial calculados para cada estación.

Estaciones Meteorológicas	Ubicación		Promedios	
	Latitud (S)	Longitud (W)	Temp. del Aire (°C)	Temp. Superficie (°C)
Artigas	30° 23,9'	56° 30,6'	19,50	22,50
Bella Unión	30° 16,6'	57° 35,7'	20,03	23,03
Durazno	33° 21,1'	56° 30,1'	18,84	21,84
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
Rivera	30° 53,8'	55° 32,6'	18,39	21,39
Salto	31° 23,8'	57° 57,9'	18,90	21,90
Tacuarembó	31° 42,7'	55° 59,05'	16,53	19,53
Young	32° 41,2'	57° 38,8'	18,11	21,11

Las temperaturas más bajas se encuentran hacia el Sureste del área, tomando valores de 21°C aproximadamente, y sus valores máximos se ubican hacia el Oeste del área estimando temperaturas de 22,9°C (Estación meteorológica Paysandú) y de 23,03°C (Estación meteorológica Bella Unión) (Fig. 21).

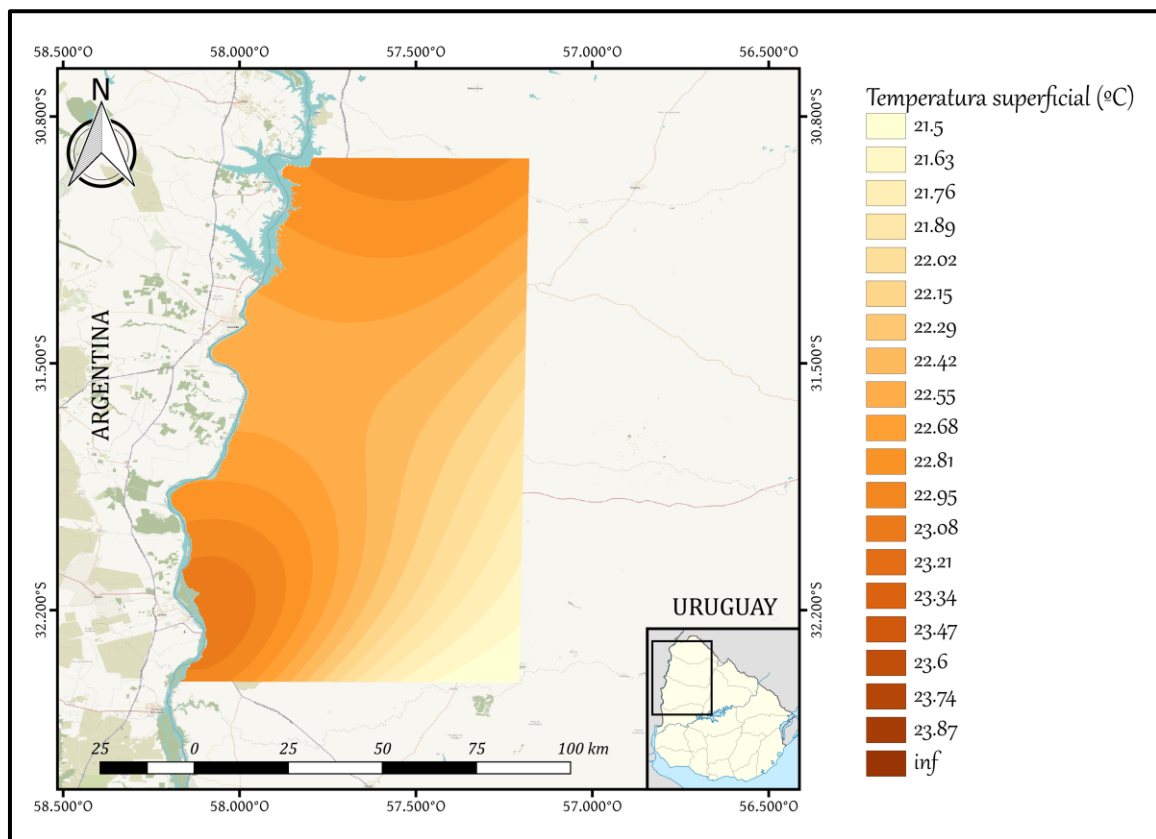


Figura 21: Mapa de la temperatura superficial en el área de estudio.

7.5. Gradiente Geotérmico

Teniendo en cuenta la temperatura media superficial estimada, las temperaturas estimadas mediante los geotermómetros de sílice Q3 y el de calcedonia, los cuales presentaron el mejor ajuste con las temperaturas *in situ*, y la profundidad del tope del acuífero para cada perforación, se calculó el gradiente geotérmico (Tabla 13).

Tabla 13: Gradientes geotérmicos obtenidos en función a los geotermómetros que mejor se ajustan a las condiciones reinantes en el área de trabajo. Los valores indicados en color rojo se presentan inconsistentes.

Pozo	Profundidad del tope del SAG (Km)	Temperatura estimada (°C)		Gradiente geotérmico (°C/Km)	
		Q3	Calcedonia	Q3	Calcedonia
Almirón	0,505	18,15	22,50	-7,63	0,99
Colonia Viñar	0,556	24,81	29,88	5,05	14,17
Arapey	0,543	34,55	40,72	23,11	34,48
Guaviyú	0,665	46,79	54,44	37,28	48,78
H. Quiroga	0,968	45,02	52,45	23,79	31,46
San Nicanor	0,838	43,99	51,29	26,24	34,95
Club Remeros	1,045	33,27	39,30	10,79	16,55
Kanarek	0,940	29,58	35,19	8,07	14,03
Dayman	0,955	44,51	51,88	23,57	31,28
Ose Salto	1,070	47,77	55,54	24,08	31,35
Paso Ullestie	0,360	56,48	65,37	95,79	120,48
Almirón	0,505	16,81	21,02	-10,28	-1,93
Arapey	0,543	26,50	31,75	8,28	17,96
Guaviyú	0,665	33,00	38,99	16,54	25,55
San Nicanor	0,838	45,32	52,79	27,83	36,74
Kanarek	0,940	49,11	57,05	28,84	37,29
Dayman	0,955	46,38	53,98	25,53	33,49
H. Quiroga	0,968	41,37	48,36	20,01	27,23
Posada del Siglo XIX	1,004	44,00	51,30	21,91	29,18
Club Remeros	1,045	11,24	14,89	-10,29	-6,80
Salsipuedes	0,210	25,58	30,74	17,06	41,62
Almirón	0,505	28,53	34,01	12,93	23,79
Arapey 2	0,530	28,53	34,01	12,32	22,66
Guaviyú	0,665	41,04	47,98	28,64	39,07
San Nicanor	0,838	38,20	44,80	19,33	27,21
Dayman	0,955	41,04	47,98	19,94	27,21
Club Remeros	1,045	43,74	51,01	20,80	27,76

ACTLABS (2001)

PROINSA (2006)

ECOTECH (2016)

El gradiente geotérmico para cada perforación, determinado en base al geotermómetro de Sílice Q3 se encuentra entre los valores extremos de 13 °C/km

(Almirón) y 37 °C/km (Guaviyú), siendo la media aritmética 24 °C/km. Por su parte, el gradiente geotérmico determinado en base al geotermómetro de Calcedonia presenta un mínimo de 14 °C/km (Colonia Viñar) y un máximo de 48 °C/km (Guaviyú), siendo la media aritmética 30 °C/km.

Esta variabilidad del gradiente geotérmico calculado también se observa en otras regiones de la Cuenca Paraná (Gastmans et al., 2012, de Lima Gomes, 2008), habiendo sido explicadas por Morales et al. (2020) para la Cuenca Norte por procesos de transferencia de calor diferentes a la conducción en estado sólido.

7.5.1. Mapa del gradiente geotérmico en el área

En función de los cálculos teóricamente obtenidos de temperatura se seleccionaron pozos para generar un mapa de gradiente geotérmico en el área de estudio.

Se discutirá pozo a pozo cotejando los resultados obtenidos para cada laboratorio involucrado, con su respectivo dato de concentración de sílice, en función de las características constructivas de cada pozo:

Pozo Almirón

Perforado en 1991 y rehabilitado en 1997, este pozo se encuentra revestido en su totalidad hasta los 470 m, y presenta filtros en las formaciones de Buena Vista, Yaguarí y San Gregorio. Los filtros se encuentran distanciados unos 60 m entre sí. Entre el primer filtro y el último hay unos 300 m de distancia. Al estar captando agua de distintas formaciones podría existir una mezcla de aguas, posiblemente de temperaturas disimiles, donde las captadas a mayor profundidad se encuentren a mayor temperatura.

Para 2 de las campañas (Actlabs y Proinsa), las temperaturas calculadas en función de los geotermómetros de sílice, son considerablemente inferiores (aproximadamente 10°C) respecto a las medidas en campo (32°C). Podría estar indicando mezclas con aguas de menor temperatura, logrando precipitar parte de la sílice disuelta, dando como resultado una concentración de sílice inferior a la original, generando que las estimaciones se encuentren por debajo de la medida *in situ*. La otra posibilidad es que al

momento de la extracción de la muestra se haya perdido temperatura, nuevamente generando una precipitación de la sílice.

Las estimaciones realizadas mediante los datos de Ecotech, aproximan mejor a la temperatura medida en boca de pozo. El geotermómetro Q3 estima una temperatura de 28,53 °C mientras que el de calcedonia devuelve un valor de 34°C. Por lo tanto, se selecciona este último valor, debido a que se ajusta con menor error al valor de campo.

Pozo Arapey

Perforado entre 1936 y 1946 por el Instituto Geológico del Uruguay (IGU), cuenta con una profundidad total de 1.494 m de los cuales los primeros 112 m están entubados y revestidos.

Utilizando el análisis hidroquímico de Proinsa las temperaturas estimadas por ambos geotermómetros dan por debajo de la temperatura de campo, la cual ronda los 38°C. Por otra parte, la concentración de sílice reportada por Actlabs es mayor, estimando por consiguiente temperaturas mayores comparativamente con el laboratorio anterior, y del orden de la medida en boca de pozo. Es por esto que se seleccionan los datos proporcionados por la campaña de Actlabs, específicamente la estimación devuelta por el geotermómetro de calcedonia, de valor 40,72°C, debido a que la misma se aproxima más al valor medido en campo.

Pozo Colonia Viñar

Este pozo fue perforado en 1957, con fines exploratorios, quedando su utilización para abastecimiento de agua a la Escuela Rural N°42. En 1986 fue intervenido, para aumentar su profundidad hasta 698 m. Se encuentra entubado sólo hasta los 43 m de profundidad, luego está sin revestir, y no cuenta con filtros. Dicho esto, se puede considerar que el mismo puede estar captando aguas, tanto de la Formación Arapey como de la Formación Tacuarembó, por lo que allí podrían ocurrir mezclas de aguas. La hidroquímica por su parte no sería 100% característica del SAG, sino de la mezcla.

La temperatura medida en boca de pozo es del entorno de los 35°C y la calculada se encuentra entre los 27 y los 29°C por uno y por otro geotermómetro (Q3 y Calcedonia respectivamente).

Analizado esto, y visto que tiene una diferencia de 6 °C o más entre los estimados y el valor *in situ*, se decide excluir este pozo para la generación del mapa de gradiente geotérmico en el área.

Pozo Club Remeros

Fue perforado en el año 2001, a pesar de ser un pozo relativamente “nuevo”, solo se cuenta con la información de que se encuentra entubado hasta los 1.070 m, no se logró obtener mayor información, por lo cual no sabemos si cuenta con filtros, ni a que profundidades se ubicarían.

Por otro lado, el entubado cubre todos los basaltos de la Formación Arapey, evitando así captar agua de la misma. El sector no entubado, desde los 1.070 a los 1.322 m, corresponde a la Formación Tacuarembó, por lo cual este pozo capta agua específicamente del SAG.

Cuenta con hidroquímicas provenientes de las 3 campañas. En 2 de ellas (Actlabs y Ecotech), las temperaturas estimadas rondan los 33 y 39°C, y 43 y 51°C, respectivamente para cada geotermómetro y para cada laboratorio. Alejado de estos valores se encuentran los estimados en base a la hidroquímica de Proinsa, que devuelve temperaturas del orden de los 13°C, mientras que la temperatura *in situ* es de 45°C. Esto podría estar relacionado a como fue extraída la muestra, posiblemente se haya enfriado generando la precipitación de la sílice, obteniéndose luego una concentración muy inferior a la original.

Discutido esto, se considerará para el cálculo de gradiente, el valor estimado por el geotermómetro Q3 (Ecotech), que estima temperaturas de 43 °C.

Pozo Daymán

Originalmente conocido como el pozo Salto, perforado en 1957 e intervenido en el año 2000, donde se lo entubó hasta los 960 m, sellando así todo el posible aporte de la Formación Arapey. No se tienen datos de si cuenta o no con filtros y a que profundidades estarían colocados, más allá de esto, se encuentra captando agua del SAG a una

profundidad de 1.150 m aproximadamente, las temperaturas medidas en boca de pozo son del orden de los 45,5°C.

En cuanto a las temperaturas estimadas, utilizando las diferentes hidroquímicas, las mismas se muestran dentro de una misma línea de coherencia, rondando los 44°C en promedio para el geotermómetro Q3, y los 50 °C para el de Calcedonia. Las diferencias entre ellos pueden ser originadas al momento de la toma de la muestra, según el mes del año en el que fueron realizados, pudiendo nuevamente haber existido una pérdida de temperatura, que aunque sea insignificante, modifica la concentración de la sílice en solución.

Se opta en este caso por seleccionar el dato brindado por Proinsa, estimando una temperatura de 46,38°C para el geotermómetro Q3. Valor que se encuentra aproximadamente cerca de la media de las 3 estimaciones y más próximo a la temperatura medida *in situ*.

Pozo Horacio Quiroga

Fue perforado en 1995, y se encuentra cementado y entubado hasta los 201 m de profundidad, a partir de dónde queda expuesto. Desde los 725 hasta los 1.295 m tiene prefiltro continuo, y filtros intermitentes colocados desde Formación Arapey a la Formación Tacuarembó que la subyace, aparentemente distribuidos uniformemente según esquema. Esto indicaría que puede estar captando agua de ambas formaciones, pudiéndose dar la mezcla de aguas de menor y mayor temperatura.

En relación a los resultados, este pozo tiene una temperatura medida *in situ* de aproximadamente 44°C y posee análisis hidroquímicos realizados por 2 de los 3 laboratorios, Actlabs y Proinsa, mediante los cuales se estimaron temperaturas de 45 y 41 °C para el geotermómetro Q3, y de 52 y 48 °C para el de calcedonia, respectivamente a cada laboratorio.

Por consiguiente, ambas estimaciones son consecuentes a lo que se viene dando para el resto de los pozos cercanos. Se seleccionó el valor más próximo al valor medido en campo, el cual corresponde al calculado mediante el geotermómetro Q3 a partir de los análisis de Actlabs, estimado en 45,02°C.

Pozo Guaviyú

Este pozo fue perforado en 1957 e intervenido en 1992. Solo se encuentra cementado y entubado hasta los 100 m de profundidad, luego no se menciona nada más, por lo que se supone que de ahí en más el pozo está desnudo. Al igual que se ha mencionado para otros pozos, este caso también se podría estar sucediendo una mezcla de aguas.

Cuenta con análisis provenientes de los 3 laboratorios considerados en este trabajo, los cuales estiman temperaturas para el geotermómetro Q3 de 46,79, 33 y 41,44°C respectivamente, y 54,44, 38,99 y 47,98°C para el geotermómetro de calcedonia. Debido a que posee una temperatura medida en boca de pozo de aproximadamente 39°C, se observa que las temperaturas estimadas en general se encuentran por encima de la de campo.

Se consideró el valor devuelto por el geotermómetro de calcedonia en base a los datos proporcionados por Proinsa, el cual estimó una temperatura de 38,99°C, muy similar a la medida *in situ*.

Pozo Ose Salto

Perforado en 1992 para abastecimiento de agua a la ciudad de Salto, el cual hoy por hoy se encuentra en desuso. En cuanto a su perfil constructivo, está revestido y cementado hasta los 1.070 m de profundidad, recubriendo así todos los basaltos de la Formación Arapey, por lo cual, en el momento de la toma de muestras para analizar, las mismas corresponden a aguas del SAG.

Este pozo cuenta con dos análisis hidroquímicos, realizados por Actlabs y Proinsa, éste último fue descartado debido a que el balance de cargas dio por fuera del 10%. Las temperaturas estimadas por los geotermómetros (utilizando los datos de Actlabs) resultaron de 47,77°C para el geotermómetro Q3 y 55,54°C para el de calcedonia, siendo la temperatura en boca de pozo 48,3 °C.

El geotermómetro Q3 se ajusta mejor, por lo cual se considera los resultados obtenidos por éste para la elaboración del mapa del gradiente geotérmico.

Pozo Paso Ullestie

Fue perforado en 1927 con fines exploratorios de carbón. Al ser tan antiguo, no se conoce nada de su perfil constructivo, pero se estima que se encuentra sin revestir, pudiendo entonces captar agua de las formaciones permeables de las unidades conformantes de su perfil estratigráfico. Es importante destacar que este pozo no atraviesa las unidades acuíferas conformantes al SAG.

Este pozo solo cuenta con análisis hidroquímicos realizados por Proinsa, por lo cual no se tienen otros datos para contrastar. La estimación de temperatura, para ambos geotermómetros, dio muy por encima de la temperatura en boca de pozo (26°C), del orden de los 56°C y 65°C respectivamente. La muestra presenta un valor de pH que ronda los 7,8. Como se mencionó en la metodología, en ocasiones, los valores de pH superiores a 7,5 pueden interferir en las estimaciones, sobrestimando las temperaturas.

Debido a que los valores obtenidos no muestran un ajuste coherente a los datos de campo, este pozo no será considerado.

Pozo Posada del Siglo XIX

Fue perforado en 2002, y se encuentra entubado y cementado sólo hasta la profundidad de 100 m. Al igual que en otros casos, consta entonces de aproximadamente 860 m de basaltos sin revestir antes de entrar en la Formación Tacuarembó.

Sólo presenta muestreo y análisis de datos realizados por Proinsa, de los cuales se conoce la temperatura medida *in situ* que ronda los 46,5°C; por otro lado, las temperaturas estimadas mediante el geotermómetro Q3 y calcedonia fueron de 44°C y 51°C respectivamente. Se consideró que ambos geotermómetros se ajustaron bastante bien.

En este caso se optó por considerar el resultado brindado por el geotermómetro Q3 (44°C).

Pozo Salsipuedes

Perforado en 1958, no se cuenta con información sobre el perfil constructivo del pozo, por lo cual lo consideramos sin revestir.

Este pozo solo cuenta con análisis realizados por Ecotech, de los cuales, al hacer uso de los geotermómetros, ambos superan medida *in situ* de 23,5°C, estimando temperaturas de 25,78°C (Q3) y 30,75°C (Calcedonia).

Se considera entonces la temperatura calculada en base al geotermómetro Q3 la cual se aproxima mejor a la medida de campo.

Pozo San Nicanor

Fue perforado en 2002 y se encuentra cementado hasta los 105 m de profundidad, y desde ahí en más el pozo se encuentra desnudo, por lo cual puede estar captando agua de cualquier nivel permeable además del SAG.

Cuenta con datos de las 3 campañas mencionadas, y estimó temperaturas que oscilan entre 38°C a 45°C para el geotermómetro Q3, y de 45°C a 51°C para el geotermómetro de calcedonia, mientras que su temperatura *in situ* es de 43,5°C. Se observa que el geotermómetro Q3 se aproxima mejor al valor de campo, en tanto que el de calcedonia devuelve valores un tanto por encima.

Se seleccionó el valor estimado por el geotermómetro Q3 con los datos de Actlabs (43,99°C), el cual se aproxima mejor a la temperatura medida en boca de pozo.

Pozo Kanarek

Este pozo fue perforado en 2001. Hasta los 1.070 m se encuentra cementado y entubado, por lo cual toda la Formación Arapey se encuentra aislada, y capta solo agua del SAG.

Fue muestreado por Actlabs y Proinsa, de los cuales, la estimación para el primer conjunto de datos subestimó la temperatura medida en campo, de 45,5 °C, acá nuevamente podría haber sucedido un enfriamiento de la muestra al momento de la toma, descendiendo levemente la concentración de sílice. Para los datos de Proinsa se obtuvo una mejor aproximación, aunque ambos valores se encuentran por encima de los valores medidos en campo, siendo que el geotermómetro Q3 devolvió una temperatura de 49,11°C y el de calcedonia 57,05°C.

Se consideró el valor estimado más próximo a la medida *in situ*, el cual es de 49.11°C.

En líneas generales, se observó que normalmente la temperatura medida en boca de pozo suele encontrarse cercana a la media de las temperaturas estimadas por los geotermómetros que mejor se ajustan. Generalmente, el geotermómetro Q3 devuelve valores que se encuentran un poco por debajo de la medida de campo; en tanto, los de calcedonia se ubican unos grados por encima.

Los procesos que pueden generar que se subestimen las temperaturas pueden estar vinculados a las características constructivas del pozo, pero también juega un rol muy importante como fue realizado el muestreo previo y posterior análisis químico.

En cuanto a las sobrestimaciones, cuando éstas tienen lugar, podrían estar indicando que otra variable debe ser considerada, como lo puede ser el pH de la muestra, el cual se observó que su comportamiento se asemeja al sugerido por Nilgün Güleç (2003) para valores de pH en muestra que superan los 7,6, así como también la dilución de otros minerales como el Mg, que si su concentración es alta, debe ser tomado en cuenta.

Estadísticamente, en solo 3 de los pozos mencionados se optó por el geotermómetro de Calcedonia, siendo Q3 seleccionado para el restante de los pozos. En cuanto a las campañas, fue bastante similar, siendo 4 de ellos tomados de Actlabs, otros 4 de Proinsa, y 3 de Ecotech (Tabla 14).

Tabla 14: Pozos seleccionados para realizar el mapa de gradiente geotérmico.

Pozos seleccionados	Prof. base Basaltos (Km)	T(°C) estimada	T(°C) in situ
Almirón	0,505	34,01	34,0
Arapey	0,543	40,72	38,0
Club Remeros	1,045	43,00	45,0
Dayman	0,955	46,38	46,0
Guaviyú	0,665	38,99	40,0
H.Quiroga	0,968	45,02	44,0
Kanarek	0,940	49,11	45,5
Ose Salto	1,070	47,77	47,8
Posada del Siglo XIX	1,004	44,00	46,5
Salsipuedes	0,210	25,58	23,2
San Nicanor	0,838	43,99	43,5

En función de la tabla anterior se generó el mapa de gradiente geotérmico para el área de estudio (Fig. 22), con el objetivo de visualizar su variación en planta.

En base a los datos estimados se estima que el gradiente geotérmico en el área de trabajo varía de 21°C/Km (ubicados mayormente hacia el Sur) a 32°C/Km (hacia el Norte).

En los alrededores de la ciudad de Salto es donde se encuentra la mayor densidad de los pozos utilizados en el presente trabajo. Como se observa en el mapa, se puede apreciar allí una variación de gradientes de 21°C/Km (hacia el Oeste), incrementándose el mismo hacia el Este, rondando los 26°C/Km.

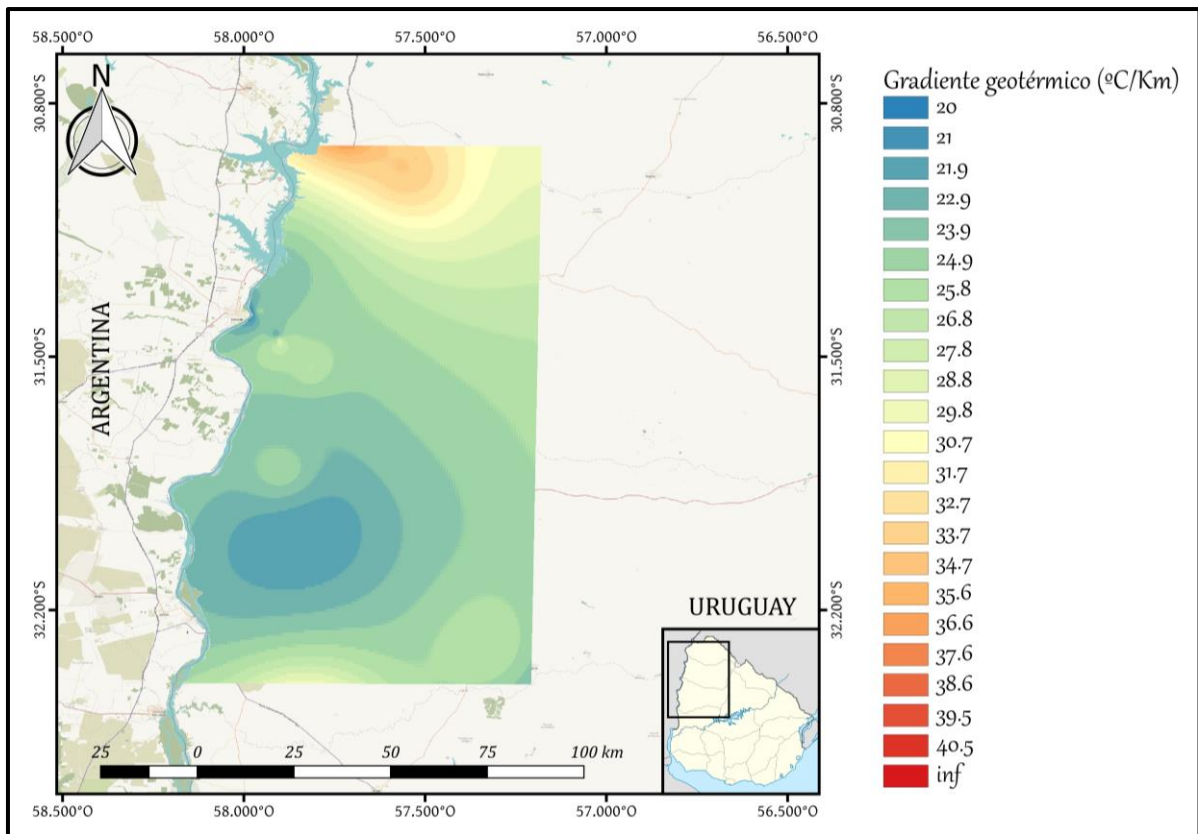


Figura 22: Gradiente geotérmico generado para el área de estudio basado en rasters interpolados de temperatura estimada en el reservorio, temperatura superficial, y techo del SAG.

7.5.2. Ajuste y relación entre datos

Se graficaron los datos de temperatura *in situ* y estimadas mediante los geotermómetros mencionados en la Tabla 13 en función de la profundidad a efectos de observar que tipo de relación presentan. Vale la pena mencionar que se continúa usando el mismo código de colores para identificar cada campaña.

En todas las campañas se observó que el ajuste de los datos no es lineal, sino que el ajuste es mejor (con un coeficiente de determinación “R²” que se acerca a valores de 1) cuando la función es del tipo polinómica.

Cada conjunto de datos se discutirá a continuación:

En la campaña de Actlabs, con excepción de las medidas de temperatura *in situ* (la cual presenta un R² muy similar en ambas curvas), las medidas estimadas por los

geotermómetros mejoran el grado de ajuste, incrementando el valor de correlación entre las variables de datos cuando el ajuste es del tipo polinómico (Figs. 23 y 24).

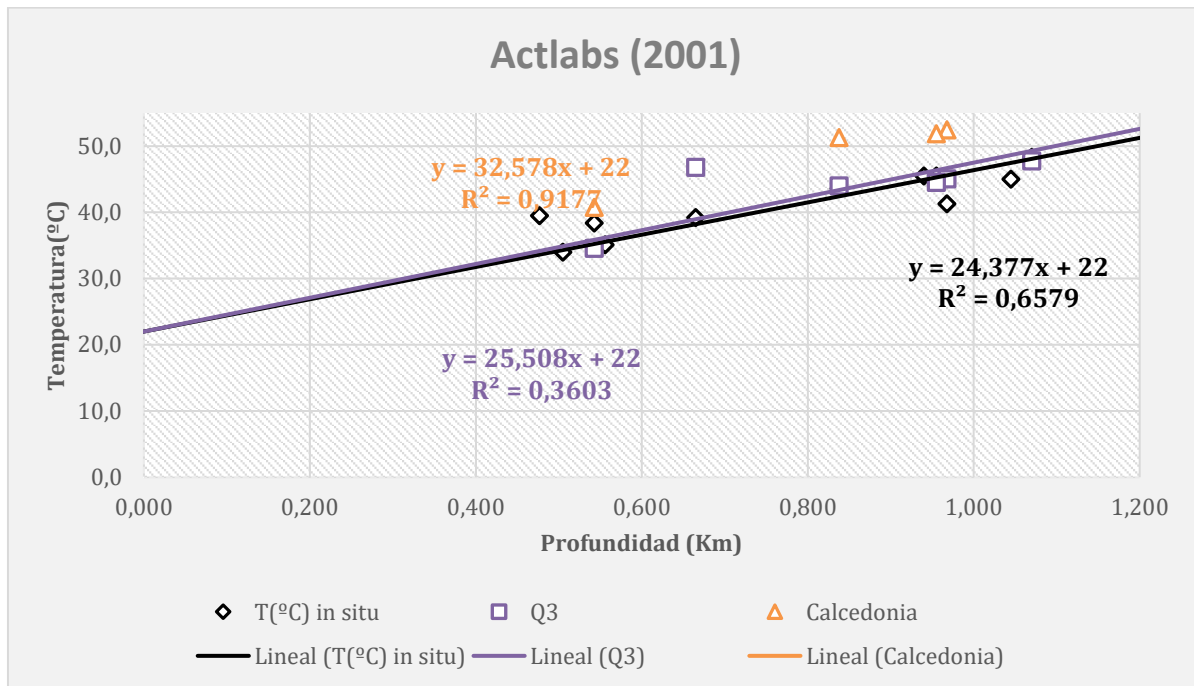


Figura 23: Grafica de profundidad vs temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia **con ajuste lineal** de datos.

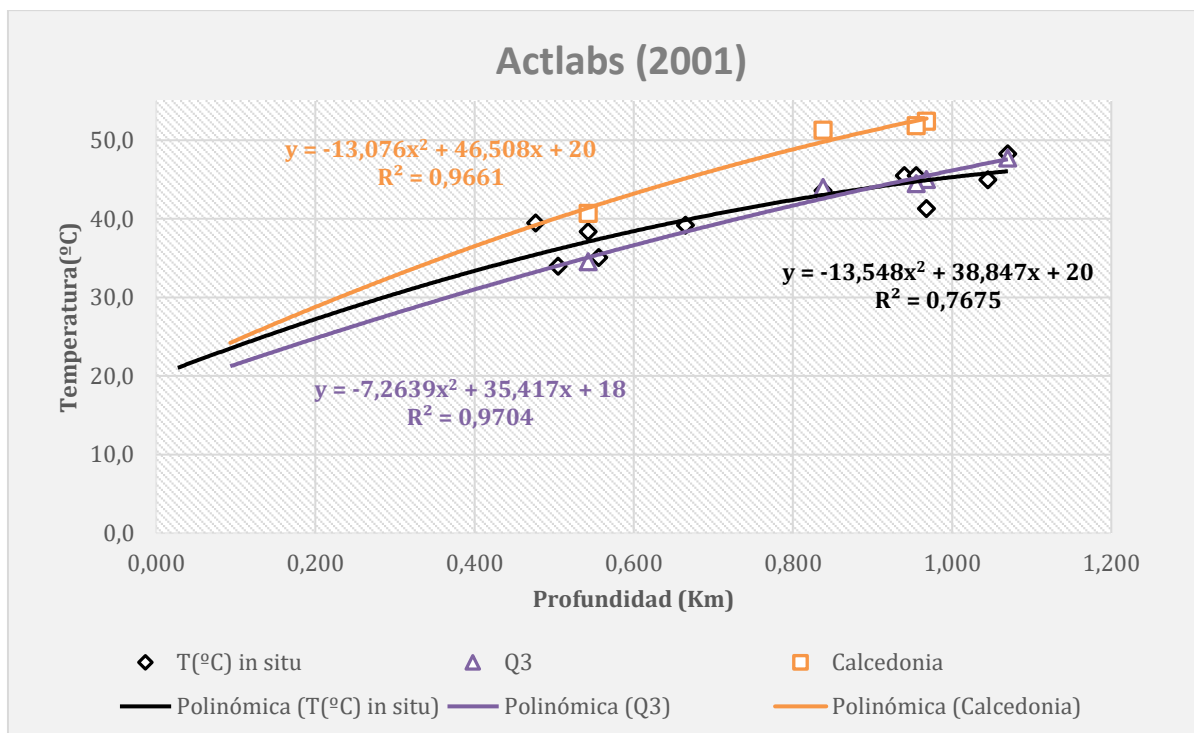


Figura 24: Grafica de profundidad vs temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia **con ajuste polinómico** de datos.

Los datos de Proinsa evidencian un aumento del coeficiente de determinación al comparar la regresión lineal contra la polinómica, pasando de un R^2 de 0,85 en promedio a valores cercanos a 0,94 (Figs. 25 y 26).

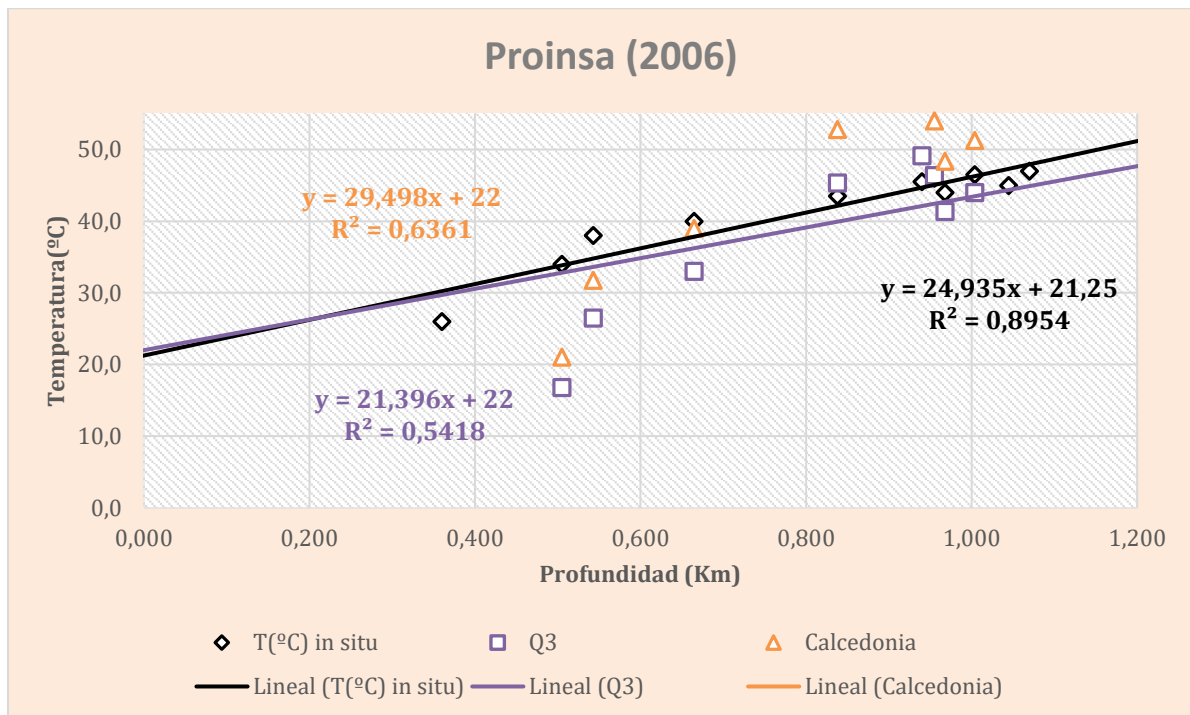


Figura 25: Grafica de profundidad vs temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia **con ajuste lineal** de datos.

A pesar de que el coeficiente de determinación es mejor con ajuste polinómico, ya que sus valores se acercan a 1, la expresión de la parábola no se ajustaría a las condiciones iniciales existentes en el área. Esto es debido a que la misma implicaría valores iniciales de temperatura en superficie negativos (Fig. 26).

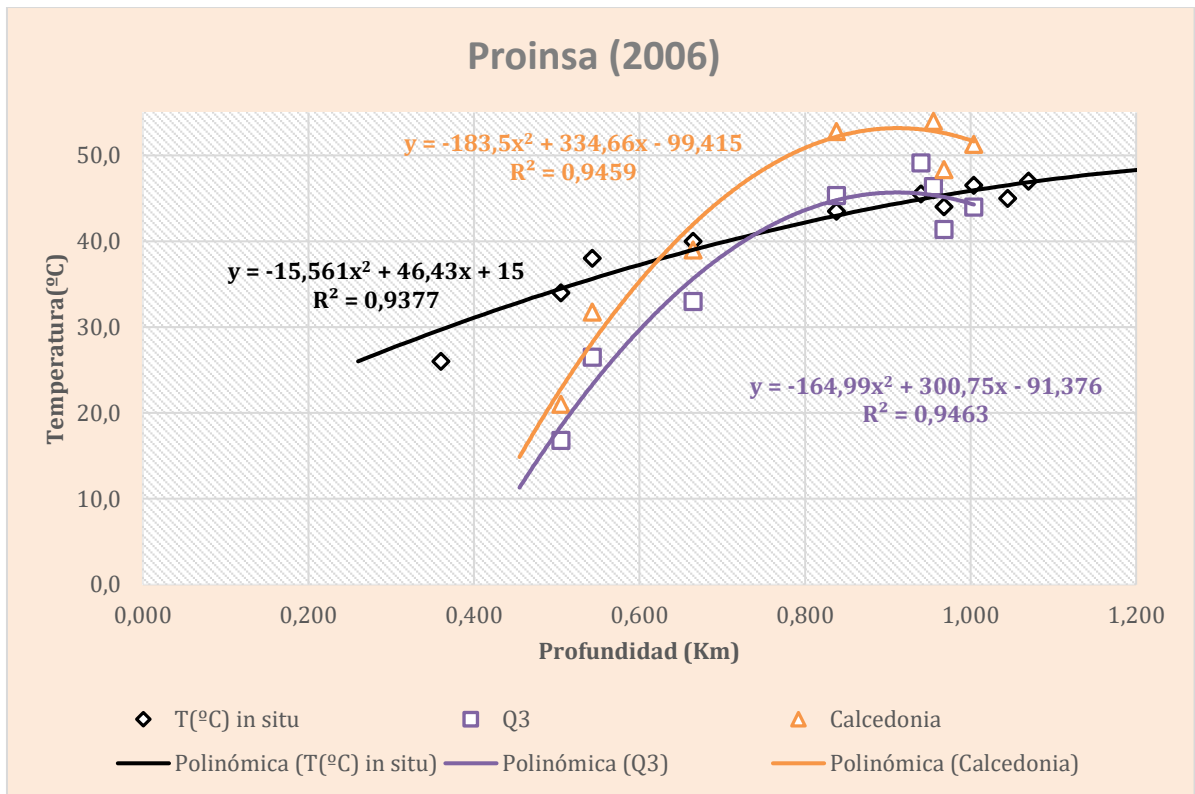


Figura 26: Grafica de profundidad vs temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia con ajuste polinómico de datos.

Fijando los valores iniciales en el entorno de los 20 °C, el coeficiente de determinación vuelve a descender al entorno de los 0,80 para las temperaturas estimadas por los geotermómetros, y 0,89 para la medida *in situ* (Fig. 27).

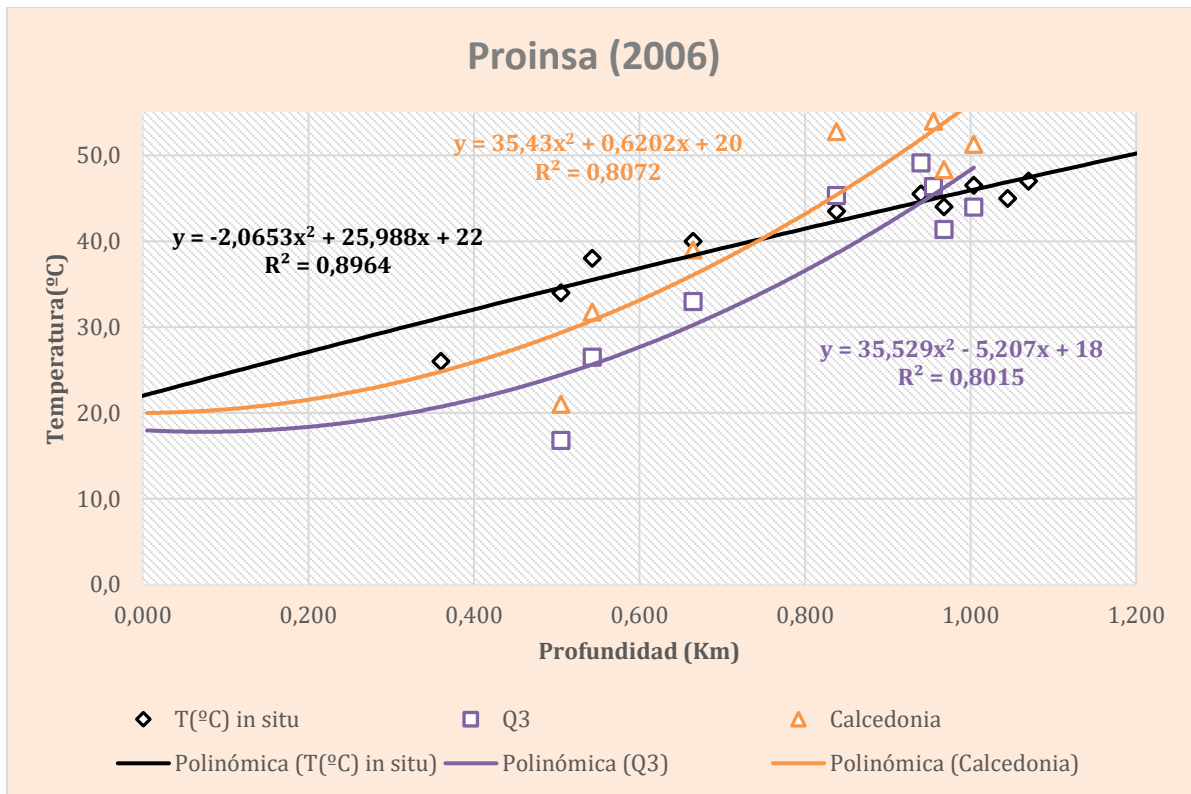


Figura 27: Grafica de profundidad vs temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia **con ajuste polinómico** de datos y condiciones iniciales fijas.

Por su parte, los datos de Ecotech muestran una variación en el coeficiente R^2 poco perceptibles, del orden de los centésimos y milésimos en las temperaturas estimadas, y una variación de 0,03 en las medidas *in situ*; todas a favor del ajuste polinómico (Figs. 28 y 29)

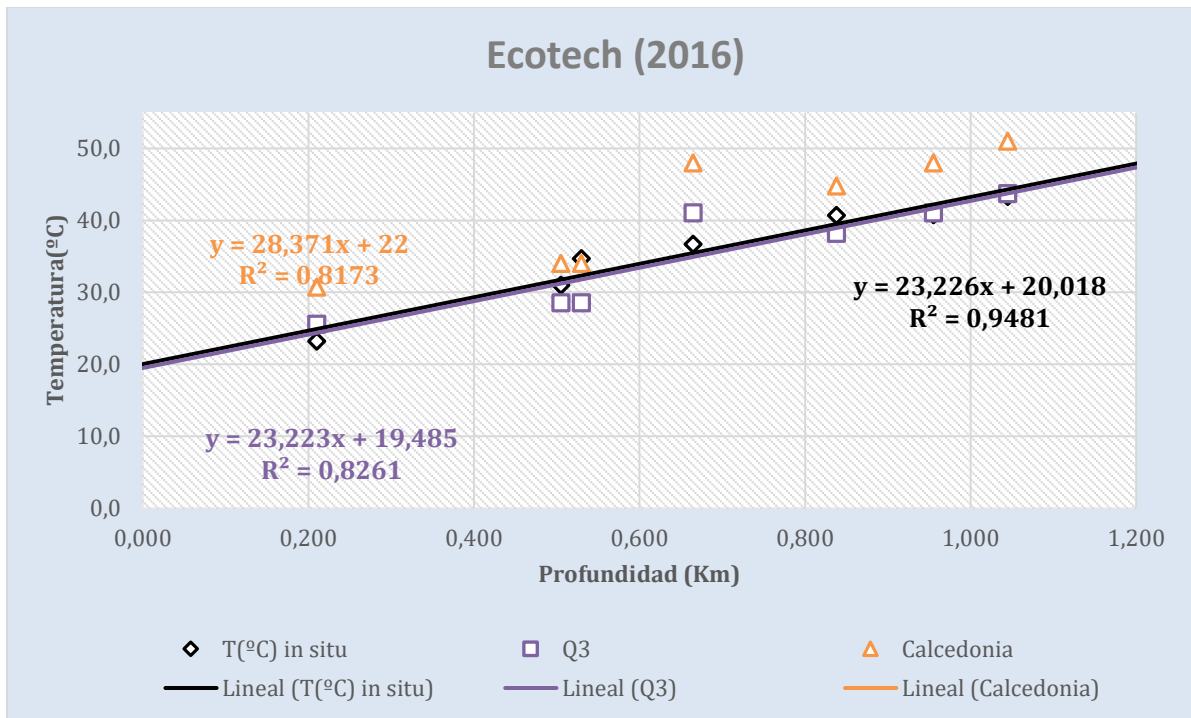


Figura 28: Grafica de profundidad vs temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia **con ajuste lineal** de datos.

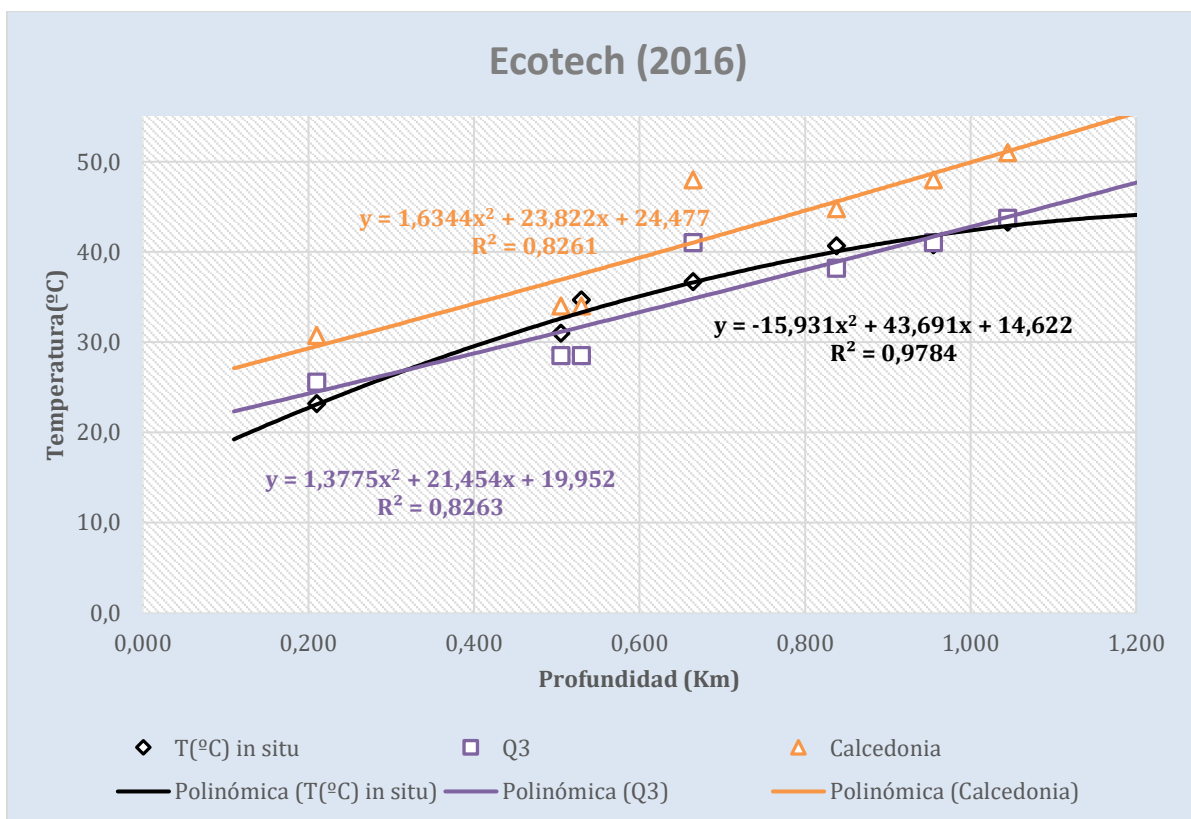


Figura 29: Grafica de profundidad vs temperatura medida in situ y estimada mediante los geotermómetros Q3 y Calcedonia **con ajuste polinómico** de datos.

Este análisis muestra un contraste con el ajuste propuesto por Oleaga (2002) donde se realizó un ajuste lineal de los datos (campaña Actlabs 2001), y de esta forma obtuvo una relación directa entre la profundidad y la temperatura.

Las gráficas para las 3 campañas hidroquímicas evidenciarían una tendencia hacia el comportamiento polinómico de los datos, generando ajustes con un grado de confianza del orden de 0,8 - 0,9. Este resultado es coincidente con lo propuesto por Morales *et al.* (2020), quienes también obtuvieron un ajuste de tipo polinomio de segundo grado para las temperaturas medidas *in situ* en pozos de la Cuenca Norte.

8. CONCLUSIONES

Los resultados alcanzados en el presente trabajo muestran que la geotermometría química constituye una aproximación razonable a la temperatura del subsuelo, aportando al entendimiento del sistema geotérmico presente en el área de estudio. No obstante, y tal como es referido en la literatura, es deseable que sea utilizado en paralelo con otras metodologías, a efectos de entrecruzar resultados y obtener un mayor grado de confiabilidad.

Los geotermómetros que mejor se ajustan a las condiciones del área de estudio, estimando valores de temperatura similares a las medidas *in situ*, están comprendidos dentro del grupo de la sílice, correspondiéndose con los denominados Q3 y Calcedonia. Las temperaturas estimadas por estos geotermómetros presentan diferencias que rara vez superan los 10°C con las medidas *in situ*, con excepción de los pozos Paso Ullestie, Club Remeros (campaña Proinsa) y Cerro Padilla (campaña Ecotech) en los cuales esa diferencia se ubica en el entorno de los 30°C.

Los gradientes geotérmicos calculados a partir de los valores de temperatura del subsuelo estimados por los geotermómetros químicos varían entre 21°C/Km y 32°C/Km. Los gradientes más elevados, con valores superiores a los 30°C/Km, se encuentran en el sector norte del área de estudio. En la franja central del área de estudio, abarcando la ciudad de Salto, el gradiente geotérmico calculado presenta valores que varían entre 22°C/Km y 26°C/Km. Hacia el Sur del área se presentan los valores de gradiente geotérmico más bajos, en el entorno de 21°C/Km.

La correlación entre la profundidad del tope del acuífero y la temperatura en el subsuelo presenta una tendencia al comportamiento predominantemente polinómico de segundo grado, siendo la distribución del gradiente geotérmico en el área de estudio no homogénea.

9. BIBLIOGRAFÍA

- Arnórsson S. Underground temperatures in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal water. Geothermics, 2(1):536-541. (1970)*
- Arnórsson S. Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. American Journal of Science, 275:763-784. (1975)*
- Arnórsson S. Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems – implications for chemical geothermometry investigations. Geothermics, 12(2- 3):119-128. (1983)*
- Beardsmore, G. R., Cull, J. P., & Cull, J. P. Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling. Cambridge University Press. (2001)*
- Bolditzar, T. The distribution of temperature in flowing wells. Am. J. Sci., 256, 294-298. (1958)*
- Bossi, J. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 411 pp. (1966)*
- Bossi, J.; Carballo, E.; Ledesma, J. & Navarro, R. Resumen de los conocimientos actuales sobre los basaltos de la Fm. Arapey, XXVIII Congreso Brasileiro de Geologia. Vol. 1; 51-60. Porto Alegre, Brasil. (1974)*
- Bossi, J. & Umpierrez, M. Magmatismo Mesozoico de Uruguay y Rio Grande del Sur: Sus recursos minerales asociados y potenciales. In: Congreso Ibero-Americano de geología económica. Buenos Aires, Actas, II: pp. 119 -140. (1975)*
- Bossi, J. & Navarro, R. Geología del Uruguay. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República, Montevideo, 966 pp. (1991)*
- Carvalho, H.S. Métodos para determinação de fluxo geotérmico com aplicação às bacias sedimentares petrolíferas do Recôncavo baiano (Brasil) e Sumatra (Indonésia). Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador (BA). (1981)*
- Carvalho, H. S., Vacquiers, V. Method for determining terrestrial heat flow in oil fields, Geophysics, v. 42, no. 3, p. 584-593. (1977)*

- Centro Regional para la Gestión del Agua Subterránea (CeReGAS) & Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO). El Sistema Acuífero Guaraní en Uruguay. (2016)*
- Cernuschi, F. Energía Geotérmica: Potenciales aplicaciones para la diversificación de la matriz energética de Uruguay. Revista SUG N°19, 01 – 14, pp. 14. (2014)*
- Custodio, E., & Llamas, M. R. Hidrología subterránea (Vol. 2). Barcelona: Omega. (1976)*
- Clauser, C., 2009. Heat Transport Processes in the Earth's Crust. Surveys in Geophysics, 30(3), pp.163–191. (2009)*
- de Lima Gomes, J. Avaliação de Recursos geotermiais da Bacia do Paraná. Tese de doutorado. Observatório Nacional/MCT. Rio de Janeiro (Brasil). 187pp. (2009)*
- de Lima Gomes J. & Hamza V.M. Mapeamento de gradientes geotérmicos no estado de São Paulo. In: SBGf, I Simp. Reg. Soc. Bras. Geofísica, Atas, 4 p. (2004)*
- de Lima Gomes, A. J., & Hamza, V. M. Gradiente e Fluxo Geotérmico da Bacia do Paraná. In 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (pp. cp-195). European Association of Geoscientists & Engineers. (2009)*
- de Lima Gomes, A. J., & dos Santos Gomes, J. L. Deep-seated Geothermal Resources of the Parana Basin. International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applications, 1(1), 52-58. (2018)*
- de Santa Ana, H. Análise tectono-estratigráfica das seqüências permotriássica e jurocretácea Bacia Chacoparanense uruguaia ("Cuenca Norte"). Tese de Doutorado, Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências y Ciências Exatas, Rio Claro, pp: 274. (2004)*
- de Santa Ana, H. & Veroslavsky, G. La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico Cretácico Temprano. In Veroslavsky, G.; Ubilla, M. & Martínez, S. (eds.), Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico. 2ª Edición. DIRAC – Facultad de Ciencias, pp. 53-75. (2004)*

- de Santa Ana, H., Veroslavsky, G., Fulfaro, V., & Rossello, E. Cuenca Norte: evolución tectónica y sedimentaria del Carbonífero-Pérmico. Cuencas Sedimentarias de Uruguay. Geología, Paleontología y Recursos Naturales. Paleozoico. Montevideo, DIRAC-Facultad de Ciencias, 209-244. (2006)*
- de León, R. 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. 109pp.*
- Ferrando, L., Andreis, R.R. y Montaña, J. Estratigrafía del Triásico-Jurásico uruguayo en la Cuenca de Paraná. Actas III Simposio Sul-Brasileiro de Geología, Curitiba. SBG, 1: 373-378. (1987)*
- Fournier, R.O. & Rowe, J.J. Estimation of underground temperatures from silica content of water from hot springs and wet-steam wells. American Journal of Sciences, 264(9):685-697. (1966)*
- Fournier R.O. & Truesdell A.H. Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot spring waters of Yellowstone National Park, Wyoming, USA. Geothermics, 2:529-535. (1970)*
- Fournier, R.O. & Truesdell, A.H. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37(5):1255-1275. (1973)*
- Fournier, R.O. A revised equation for the Na/K geothermometer. Geothermal Resources Council Transaction, 3:221-224. (1979)*
- Fournier, R.O. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. Geothermics, 5(1-4):41-50. (1977)*
- Fournier, R.O., White, D.E., Truesdell, A.H. Geochemical indicators of subsurface temperature – part 1, basic assumptions. Journal Research U.S. Geological Survey, 2(3):259-262. (1974)*
- Fridriksson, T. & Ármannsson, H. Application of geochemistry in geothermal resource assessments. Short course on geothermal development in Central America resource assessment and environmental management, El-Salvador. (2007)*

- Gastmans, D.; Reis, M.M. & Kiang, C.H. *Geotermometría das águas hipertermais do Sistema Aquífero Guarani no estado de São Paulo. (2012)*
- Gastmans, D., Veroslavsky, G., Chang, H.K., Marmisole, J. y Oleaga, A. *Influência do Arcabouço Hidroestratigráfico nas Ocorrências de Arsênio em Águas Subterrâneas ao Longo do Corredor Termal do Rio Uruguai (Argentina-BrasilUruguai). Geociências, 29: 105-120. (2010)*
- Giggenbach, W.F. *Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(12):2749-2765. (1988)*
- Giggenbach, W.F. *Chemical techniques in geothermal exploration. Application of geochemistry in geothermal reservoir development, 119-144. (1991)*
- Güleç, N. *Applications of geothermometry. (2003). Disponible en: https://www.geothermalenergy.org/pdf/IGAstandard/ISS/2003Turkey/n_lgun_g.pdf*
- Goso, C. *Análise estratigráfica da Formação São Gregorio na borda leste da Bacia Norte uruguiaia. Dissertação de Mestrado. UNESP, Rio Claro, 214 pp. [inédito] (1995)*
- Goso, C.; Veroslavsky, G. y de Santa Ana, H. *Modelo estratigráfico seqüencial da Bacia Norte Uruguiaia. XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, Salvador, pp. 159-161. (1996)*
- Goso, C. *Análise estratigráfica do Grupo Paysandú (Cretáceo) na bacia do Litoral Uruguai. Tese de Doutorado. UNESP, Rio Claro, 184 pp. [inédito] (1999)*
- Gosso, C y Perea, D. *El Cretácico post-basáltico de la Cuenca litoral del río Uruguay: geología y paleontología. En: Veroslavsky, G.; Ubilla, M. y Martinez, S. (eds.), Cuencas sedimentarias del Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico. DIRAC, Montevideo, pp. 143-171. (2004)*
- Hamza V.M.; Eston S.M. y Araújo R.L.C. *Geothermal energy prospects in Brazil: a preliminary analysis. Pure and Applied Geophysics, 117:180-195. (1978).*

- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. *Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change*. (1988)
- Instituto Geológico Minero de España (IGME). *Análisis metodológico de las técnicas geoquímicas empleadas en prospección geotérmica*. (1985).
- INUMET – <https://www.inumet.gub.uy/clima/estadisticas-climatologicas/tablas-estadisticas>
- Lebac. *Informe Final de Hidrogeología do Projeto Aquífero Guarani*. Coord.: Gastmans, D. y Chang, H.K. Equipe: Paula e Silva, F., Correa, S.F., *Informe Técnico – Consórcio Guarani*. Rio Claro, 172 p. (2008)
- Marmisolle, J. *Análisis tectonosedimentario de depocentros en el sector noroeste de la Cuenca Norte: estudio de relictos precarboníferos*. Tesis de Maestría, PEDECIBA – Facultad de Ciencias, Montevideo, 139p. (2015)
- Meister E.M. *Gradientes geotérmicos nas bacias sedimentares brasileiras*. *Boletim Técnico da Petrobras*, 16:221-232. (1973)
- Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca (MGAP). *Anuario estadístico agropecuario (2020)*. Disponible en <https://descargas.mgap.gub.uy/DIEA/Anuarios/Anuario2020/ANUARIO2020.pdf>
- Milani E.J. *Evolução tectono–estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental*. Tese de Doutorado, IG–Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 255 pp. (1997)
- Milani, E. J. *Comentarios sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná*. Capítulo XVI, *Petróleo Brasileiro, PETROBRAS*, Rio de Janeiro, pp: 15. (2004)
- Milani, E. J., Rangel, H. D., Bueno, G. V., Stica, J. M., Winter, W. R., Caixeta, J. M., & Neto, O. P. *Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas*. Anexo ao *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 15(1), 183-205. (2007).

- Montaño, J. & Peel, E. *Geothermalism in the Guaraní Aquifer System, Uruguay. Geothermal Resources Council Transactions*, 27, 623-627. (2003)
- Montaño, J. *Recursos hídricos subterráneos. El sistema acuífero Guaraní. En: Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales. Mesozoico. Veroslavsky, G., Ubilla, M. & Martínez, S. Eds., 191-212. Dirac - Facultad de Ciencias. (2004)*
- Montaño, J.; Gagliardi, S. y Montaño, J. *Recursos Hídricos del Uruguay. Boletín Geológico y Minero. Vol 117. 201-222pp. (2006)*
- Morales, E.; Pedro, A. y De León, R. *Geothermal Gradients and Heat Flow in the Norte Basin of Uruguay. International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applied Geothermics. Vol. 3, 1. 20-25pp. DOI: <https://doi.org/10.31214/ijthfa.v3i1>. (2020)*
- Oleaga, A. *Contribución a la hidrogeología del Acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral. Disertación de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, pp. 105-114. (2002)*
- Pirlo M.C. *Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal groundwaters from the Birdsville Track Ridge, Great Artesian Basin, South Australia. Geothermics, 33(6):743-774. (2004)*
- Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. y Rossi, P. *Memoria Explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000. DINAMIGE, Montevideo, 90 p. (1985)*
- Proinsa. *Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní (PSAG). Informe Final de Inventario y Muestreo. (2008)*
- Popelka, G. *Geotermia para arquitectos. Conferencia realizada en la Universidad ORT-Uruguay, Montevideo. (2016) Disponible en <https://www.youtube.com/watch?v=sfTLxU-Cr2c>.*

- Ramos, J. A., Blanco, C. N., Gamazo, P., Saravia, C., de Souza, R., de los Santos, J., ... & Ferreira, Á. *Potencial del efluente de los parques geotermales del Sistema Acuífero Guaraní para la calefacción de invernáculos. Innotec, (14). (2017)*
- Rimstidt J.D. *Quartz solubility at low temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61(13):2553-2558. (1997)*
- Santos, J., Hamza, V.M., Shen, P.Y. *A method for measurement of terrestrial heat flow density in water wells. Brazilian Geophysical Journal. 4. 45-53. (1986)*
- Soto, M. *Geología, geofísica y geoquímica de la región de Pepe Núñez, Cuenca Norte (Uruguay). (2014)*
- Soto, M. y Perea, D. *A CERATOSAURID (DINOSAURIA, THEROPODA) FROM THE LATE JURASSIC–EARLYCRETACEOUS OF URUGUAY. Journal of Vertebrate Paleontology 28(2):439–444. (2008)*
- Swanberg, C. A., & Morgan, P. *Silica heat flow estimates and heat flow in the Colorado Plateau and adjacent areas. Journal of geodynamics, pp. 65-85. (1985)*
- Truesdell A.H. *Summary of section III, Geochemical techniques in exploration. In: Proceedings of the Second United Nations Symposium on the development and use of geothermal resources. San Francisco, p. LIII-LXIII. (1976)*
- Techera, J., Massa, E., Izquierdo, D. y Pérez, S. *Mapa del Sistema Acuífero Guaraní en Uruguay. Dirección Nacional de Minería y Geología, Montevideo, (disponible: <http://www.dinamige.gub.uy>). (2017)*
- Uyeda S. & Watanabe T. 1970. *Preliminary report of terrestrial heat flow study in the South American continent, distribution of geothermal gradients. Tectonophysics, 10(1-3):235-242. (1970)*
- Verma S.P. & Satoyo E. *New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection. Journal of Volcanology and Geothermal Resources, 79(1):9-23. (1997)*

Veroslavsky, G., Martinez, S., & Ubilla, M. El Paleozoico. Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales: Paleozoico. Montevideo, Uruguay, DIRAC (División Relaciones y Actividades Culturales). (2006)

Veroslavsky, G., & Manganelli, A. Zonificación del sistema acuífero guaraní en Uruguay: una guía orientativa para su gestión y protección ambiental. Aqua-LAC, 10(2), 61-80. (2018)

Zalán P.V., Wolff S., Astolfi M.M., Vieira I.S., Conceição J.C., Appi V.T., Neto E.V., Cerqueira J. & Marques A. The Paraná Basin, Brazil, pp. 681-708 de Leighton MW, Kolata DR, Oltz DF & Eidell JJ (eds): Interior cratonic basins. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 51. (1990)

ANEXO 1 – Tabla con datos generales de pozos utilizados

Pozo	Fecha	Dueño	Control Geológico	UTM		Surgencia	Estado	Cota topográfica (m)	Prof. base Basaltos (m)	Prof. Total (m)
				m E	m S					
Club Remeros	2001	Club Remeros Salto	Didier Gastmans	407198.27	6527902.48	Si	Activo	14,30	1045	1322
Kanarek	01/01/2001	Agua Clara	De Souza/Oleaga	414024.77	6519315.94	SI/BOMBEO	Activo	20,00	940	1280
Posada del Siglo XIX	09/04/2002	Oceanir S.A.	De Souza/Oleaga	413640.84	6521333.62	Si	Activo	25,90	1004	1209
Dayman	1957/2000	Termas del Dayman - Intendencia	OSE	413673.61	6519244.54	SI/BOMBEO	Activo	18,20	955	2206
San Nicanor	2001	Termas de San Nicanor S.A.	S.D.	423913.69	6509695.81	SI/BOMBEO	Activo	63,29	838	1104
Guaviyú	1957/92	Intendencia de Paysandú	Jorge Montaña	416080.51	6476773.30	SI/BOMBEO	Activo	28,40	677	1109
Horacio Quiroga	01/03/1995	HHQ-Rondilcor S.A.	Decoud	412664.69	6539342.00	SI/BOMBEO	Activo	40,90	968	1295
Altos de Arapey	2013	S.D.	S.D.	450480.53	6576683.11	*	*	48,00	539	956
Arapey	de 1936 a 1946	Intendencia De Salto	IGU	450525.95	6575899.65	Si	Activo	48,50	543	1494
Arapey 2	2012	Intendencia De Salto	OSE/Manganeli?	450055,00	6576122,00	Si	Inactivo	49,00	530	900

Colonia Viñar	1956/1986	Escuela N° 42	S.D.	440858.36	6629276.49	NO	S.D.	S.D.	556	681
Ose Salto	1992	OSE-Intendencia de Salto	OSE	408526.41	6528255.84	Si	Inactivo 1998	47,00	1070	1368
Almirón	1991/1997	S.D.	OSE	474682.76	6419886.72	SI/BOMBEO	Activo	62,41	505	923
Cerro Padilla	2017	SCHUEPBACH-ANCAP	S.D	522758.00	6463772.00	NO	S.D.	S.D.	434	850
Yacaré	16/07/1986	ANCAP	S.D.	502905.02	6648488.01	S.D.	S.D.	90,10	420	2387
Pelado	26/03/1986	ANCAP	S.D.	525849.02	6619548.99	S.D.	S.D.	199,40	234	1996
Artigas 2 (ANCAP)	31/08/1956	ANCAP	S.D.	552178.98	6633320.05	S.D.	S.D.	101,00	0	1858
Salto(DAYMAN)	22/01/1957	ANCAP-Intendencia de Salto	OSE	413690,00	6519193,00	SI/BOMBEO	S.D.	18,20	955	2206
Gaspar	18/02/1956	ANCAP	S.D.	436397.99	6611369.00	S.D.	S.D.	56,00	523	2297
Paso Ullestie	1927-1925	ANCAP	S.D.	422854.03	6394485.95	Apenas Surgente	Abandonado	32,50	658	973
Guichón	14/11/1957	ANCAP	S.D.	474751.03	6419875.99	S.D.	S.D.	68,50	504	929
Belén	05/11/1986	ANCAP	S.D.	433265.02	6588952.01	cerrado	S.D.	79,80	477	2364

Itacumbú	05/05/1987	ANCAP	S.D.	454196.96	6621212.00	S.D.	S.D.	108,10	421	2097
Quebracho (GUAVIYU)	29/07/1957	ANCAP	S.D.	416092.96	6476790.03	SI/BOMBE O	Activo	28,40	677	1109
Salsipuedes	03/19/1958	ANCAP	S.D.	551141.69	6406907.73	Apenas Surgente	S.D.	97,18	210	546

Pozo	Diagrafías								
	SP	Resistividad	GR	Caliper	Dipmeter	DT	Mud Log	Neutron Porosidad	Temp
Club Remeros	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Kanarek									
Posada del Siglo XIX									
Dayman									
San Nicanor				X					
Guaviyú									
H.Quiroga									
Altos de Arapey			X						
Arapey									
Arapey 2									
Colonia Viñar									
Ose Salto									
Almirón									
Cerro Padilla									X
Yacaré	X	X	X		X	X		X	X
Pelado	X	X	X			X		X	
Artigas 2 (ANCAP)	X	X							
Salto(DAYMAN)									
Gaspar	X	X							
Paso Ullestie									
Guichón									
Belén	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Itacumbú	X	X	X		X	X	X	X	X
Quebracho (GUAVIYU)									
Salsipuedes									

Guichón	Belén	Itacumbú	Quebracho/ Guaviyú	San Nicanor	Almirón	Arapey 2	Aaltos del Arapey	H. Quiroga	Posada
68,5	79,8	108,1	28,4	63,29	62,41	49	48	40,9	25,9
72	83,7	112,2	36,6						
	18			43				12	
								9	
58			102		60				
446	459	421	575	795	445	530	539	947	1004
	52	34	55	266		300	241	327	186
	359	327	160						
	127	205							
129	459	337	75		135	70	176		19
	59	96							
	41	45							
	15	15							
	230	94							
		6							
241	52	57	138		281				
49									
0	459	403	0	0	0	0	0	0	0
923	2330	2040	1105		921				
929	2364	2097	1109	1104	923	900	956	1295	1209

			Pozos	Yacaré	Pelado	Gaspar	Guichón
			cota	90,1	199,4	56	68,5
			Z_KB	93,4	202,4	59,5	72
Espesor por unidad (m)	Mezosoico + Cenozoico	Supra SAG	Fm. Salto				
			Fm. Fray Bentos				
			Fm. Guichón				58
			Fm. Arapey	420	234	523	446
			Fm. Rivera		36	35	
			Fm. Tacuarembó	305	414	277	
			Fm. Itacumbú	170	86	259	
			Fm. Gaspar			148	
			Fm. Buena Vista	545	406	567	129
			Fm. Yaguairí				
			Fm. Paso Aguiar		135		
			Fm. Mangrullo	467	68	92	
			Fm. Fraile Muerto		99		
Fm. Tres Islas		30					
			Fm. Cerro Pelado	124	129	166	241
			Fm. San Gregorio				
			Fm. La Paloma				
			Fm. Córdoba				
			Fm. Cerrezuelo				49
			INTRUSIVOS TOTALES	299	327	179	0
	Precámbrico		Basamento	2330	1964	2246	923
			Prof. total perforada	2387	1996	2297	929

ANEXO 3 – Datos de pozos proporcionados por DINAGUA

Destino	Latitud	Longitud	Depto.- Padrón	Sección Judicial	Tipo de acuifero	profundida d	Diámetro	Caudal Ensayado	Nivel Estático	Nivel Dinámico
Termal	-30,9422492	-57,5183973	SALTO- 10565			819	218	160	18,5	5,15
Termal	-30,9473198	-57,5229452	SALTO- 12815		AMBOS	900	508	180	20	
Termal	-31,4399101	-57,911713	SALTO- 10097			1209	250	180	32	32
Termal	-31,4577117	-57,9049181	SALTO- 29817			1280	311	180	55	4
Termal	-31,2769368	-57,9174465	SALTO-9294	1		1295	0,44	150	0	
Termal	-31,3798623	-57,9758615	SALTO-2173	2		1322	15	130	6,6	0
Termal	-31,3764721	-57,9620168	SALTO-4168		SEDIMENTARIO	1370	812,8	420	54	150
Termal	-31,4581014	-57,9086292	SALTO- 21322	1	SEDIMENTARIO	1405	340	120	58	16,5
Termal	-30,949322	-57,5181786	SALTO- 12815		AMBOS	1494	285	245	22,5	7

Nro. GEX	Fecha Vencimiento	Estado	Solicitantes	Fecha de Solicitud	Fecha de Resolución	Cadual	Uso
SGRH-2012-10-004-0510-1-449	30/Oct/2028	Registrada	Oderlux S.A.		30/Oct/2018	150	Otros usos
SGRH-2018-10-004-0510-1-47	12/Sep/2028	Registrada	Intendencia De Salto		12/Sep/2018	100	Otros usos
SGRH-2012-10-004-0510-1-127	20/Jun/2024	Registrada	Oceanir S.A.	02/May/2012	20/Jun/2014	100	Otros usos
SGRH-2011-10-004-0510-1-286	23/May/2022	Registrada	A. C. Serv. Mutuo Bienestar Social Func. I.M	14/Sep/2011	23/May/2012	150	Otros usos
SGRH-2010-10-004-0510-1-81	23/Jul/2025	Registrada	Rondilcor S.A.	21/May/2010	23/Jul/2015	150	Otros usos
SGRH-2013-10-004-0510-1-185	28/Apr/2024	Registrada	Club Remeros Salto	11/Jun/2013	28/Apr/2014	60	Otros usos
SGRH-2018-10-004-0510-1-51	04/Jun/2028	Registrada	Intendencia De Salto		04/Jun/2018	40	Otros usos
SGRH-2018-10-004-0510-1-59	13/Jun/2028	Registrada	Intendencia De Salto		05/Jun/2018	95	Otros usos
SGRH-2018-10-004-0510-1-58	05/Jun/2028	Registrada	Intendencia De Salto		05/Jun/2018	210	Otros usos