
Geotermometría de las aguas termales del sector noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay)

A. Pedro
E. Morales

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. En este trabajo, se realizó una estimación de la temperatura en subsuelo de la zona mencionada, mediante el uso de geotermómetros químicos, y del gradiente geotérmico del área. Para tal fin, se utilizaron geotermómetros basados en las concentraciones de sílice, sodio, potasio y calcio, las cuales fueron obtenidas de análisis hidroquímicos de pozos con profundidades comprendidas entre 550 y 2,200 m, realizados entre los años 2001 y 2016. El mejor ajuste lo presentaron los geotermómetros de Sílice Q3 y Calcedonia, al devolver temperaturas próximas a los valores obtenidos en el campo. El gradiente

geotérmico medio determinado fue 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, resultaron consistentes con los antecedentes para el sector sur de la Cuenca Paraná.

Palabras clave: geotermómetros, gradiente geotérmico, geotermia de baja entalpía.

Abstract: Thermal waters in the northwestern sector of the North Basin (Uruguay) are found in Mesozoic and Paleozoic aquifers, which are covered by Cretaceous basalts that can exceed 1,000 m in thickness. We have estimated the expected temperature for groundwater reservoirs, applying chemical geothermometers and the geothermal gradient of the studied area. Several geothermometers based on the concentrations of silica, sodium, potassium and calcium were used. Those concentrations values were obtained from hydrochemical analysis of groundwater, from 2001 to 2016, from wells whose depths are around 550 and 2,200 m. The most accurate results are for Q3 and chalcedony silica geothermometers, whose temperature values are quite similar to those measured on field (wells). The average geothermal gradient determined is 24°C/Km from silica Q3 and is 30°C/Km from chalcedony geothermometers. Both the temperature values in the groundwater reservoirs, the geothermometers that best fit the measurements obtained in field, and the

Recibido: Marzo 24, 2020 /Aceptado: Agosto 15, 2020
Publicado en línea: Octubre, 2020
© 2020

A. Pedro



Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias,
Universidad de la República (UDELAR), Uruguay.
E-mail de correspondencia: apedro@fcien.edu.uy

E. Morales

Instituto de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias,
UDELAR, Uruguay.
Programa de Desarrollo de las Ciencias
Básicas (PEDECIBA), Área Geociencias, Uruguay.

calculated geothermal gradient are consistent with the existing information of the southern sector of the Paraná Basin.

Keywords: geothermometers, geothermal gradient, low enthalpy geothermal.

INTRODUCCIÓN

El alumbramiento de aguas termales en el territorio uruguayo se remonta a 1941, cuando el antiguo Instituto de Geología y Perforaciones del Uruguay (IGU) realizó la perforación Arapey (figura 2) 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 ésta de un paquete de areniscas que integran la Formación Tacuarembó (Bossi, 1966), unidad geológica que forma parte del Sistema Acuífero Guaraní (SAG). En nuestro país, el SAG se ubica a profundidades crecientes hacia el Oeste, por debajo de una cobertura de basaltos que, próxima 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 (figura 1) 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 profundos de aguas subterráneas.

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°C/km y 40°C/km (Uyeda, & Watanabe, 1970; Meister, 1973; Hamza et al., 1978; Gomes, & Hamza, 2004; Gomes, 2009). Los valores estimados para la región uruguayana se presentan en el entorno de los 27°C/km (Gomes, & Gomes, 2018; Oleaga, 2002; Gomes, 2009).

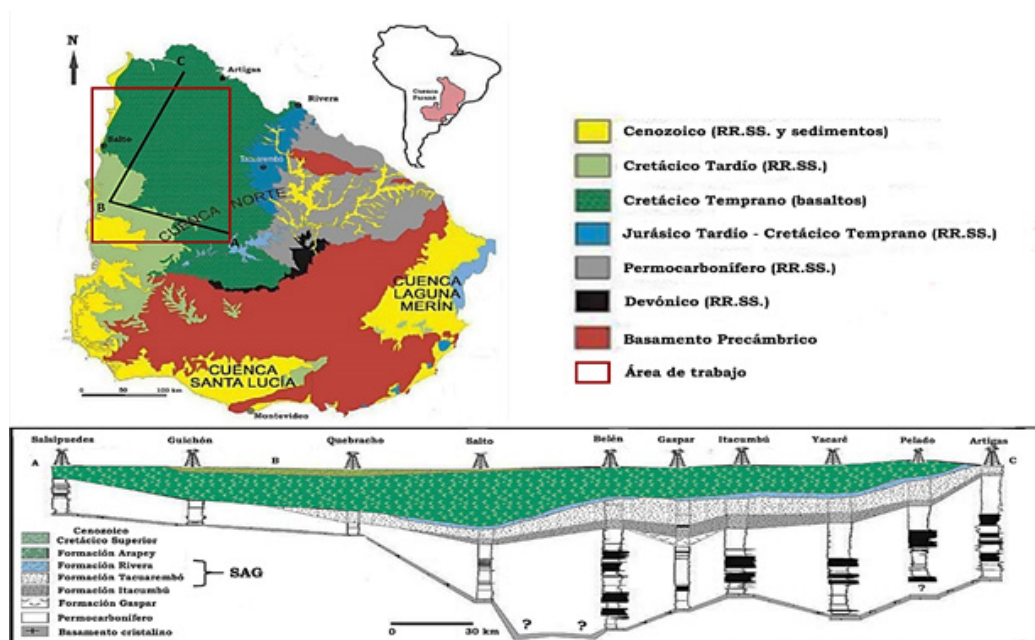


Figura 1. Mapa geológico del Uruguay (arriba) y sección de la parte profunda de la Cuenca Norte (abajo), muestra la distribución espacial y relaciones estratigráficas de las unidades mesozoicas (modificado De Santa Ana, 2004) y la ubicación del área de trabajo.

En este trabajo se realiza una estimación del gradiente geotérmico en el sector noroeste de la Cuenca Norte (Uruguay), mediante la aplicación de geotermómetros químicos para el cálculo de la temperatura de las aguas termales en el reservorio.

DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

Cuenca Norte

La Cuenca Norte en Uruguay se extiende por una superficie cercana a los 90,000 km², y constituye la porción más austral de una extensa región geográfica de más de 1 400,000 km², que se desarrolla en parte de los territorios de Argentina (donde recibe el nombre de Cuenca Chacoparanaense), y de Brasil y Paraguay (donde se denomina Cuenca Paraná) (figura 1).

Se trata de un extenso ámbito de sedimentación, en el que se han superpuesto, a lo largo del tiempo, varias cuencas sedimentarias Paleozoicas y Mesozoicas con estilos estructurales y rellenos de diferente naturaleza (Zalán et al., 1990).



Figura 2. Ubicación de los pozos utilizados en este trabajo.

La Cuenca Norte presenta un relleno constituido por registros sedimentarios y volcánicos con edades comprendidas entre el Devónico Inferior y el Cretácico

Superior, cuya evolución geológica, con excepción de los registros sedimentarios continentales del Cretácico Superior, está asociada al Supercontinente Gondwana Occidental (Zalán et al., 1990; De Santa Ana, 2004; Milani, 1997). De acuerdo a De Santa Ana (2004), la estratigrafía de la Cuenca Norte está constituida por cuatro secuencias de primer orden, separadas por discordancias regionales, denominadas: a) Secuencia Devónica, b) Secuencia Permo-Carbonífera, c) Secuencia Juro-Eocretácica y d) Secuencia Neocretácica.

Sistema Acuífero Guaraní (SAG)

El SAG se encuentra constituido por rocas sedimentarias continentales siliciclásticas, de edades Mesozoicas, pertenecientes a la Secuencia Juro-Eocretácica definida anteriormente. Está limitado estratigráficamente, en su base, por una discordancia regional Permo-Eotriásica y, al tope, por los basaltos de la Formación Arapey en Uruguay y Formación Serra Geral en Brasil, de edades aproximadas 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 y Rivera, en gran parte 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 (De Santa Ana, 2004), con las que tiene interconexión hidráulica (CeReGAS, 2016).

El área de estudio se ubica en el sector noroeste de la Cuenca Norte (figura 1). Los pozos, en su mayoría, extraen agua del SAG; la mayor densidad de pozos profundos se ubica en las proximidades de la ciudad de Salto (figura 2). La excepción la constituyen los pozos Almirón y Salsipuedes, los cuales extraen agua termal salobre de acuíferos más profundos constituidos por rocas paleozoicas.

METODOLOGÍA

La primera etapa estuvo representada por la recopilación y análisis de toda la información disponible para el área de estudio, que pudiera tener interés para los objetivos propuestos. Dicha información se encuentra dispersa en diversos organismos e instituciones nacionales, artículos científicos y documentos técnicos y académicos.

Posteriormente, se elaboró una base de datos con información estandarizada para 24 pozos profundos, perforados entre 1925 y 2017. La base de datos incluye año

de perforación, propietario, coordenadas, estado actual, profundidad total, estratigrafía, temperatura in situ, estudios hidroquímicos e hidrogeológicos y diagráfias. Catorce de los pozos presentan información hidroquímica, la que puede agruparse en forma general en 3 conjuntos, correspondientes a los años 2001 (Actlabs), 2006 (Proinsa) y 2016 (Ecotech) (Oleaga, 2002; CeReGAS, 2016; Proinsa, 2008). En la figura 2 y en la tabla 1 se presentan los 14 pozos que cuentan con datos hidroquímicos, los cuales fueron procesados en este trabajo.

Tabla 1. Pozos utilizados en este trabajo

Pozo	Coordenadas		Prof. total (m)	Año de perforación/ recondicionamiento
	Latitud	Longitud		
<i>Salsipuedes</i>	-32,473870	-56,455755	550	1958
<i>Colonia Viñar</i>	-30,467250	-57,616100	681	1988
<i>Arapey 2</i>	-30,947294	-57,522879	900	2012
<i>Almirón</i>	-32,357673	-57,269091	923	1991/1997
<i>Paso Ullestie</i>	-32,584409	-57,821990	973	1927
<i>San Nicanor</i>	-31,545290	-57,801650	1.104	2001
<i>Guaviyú</i>	-31,841650	-57,886920	1.109	1957/1992
<i>Posada del Siglo XIX</i>	-31,439481	-57,908783	1.209	2002
<i>Kanarek</i>	-31,457500	-57,904950	1.280	2001
<i>H. Quiroga</i>	-31,276944	-57,917475	1.295	1995
<i>Club Remeros</i>	-31,379722	-57,975958	1.322	2001
<i>Ose Salto</i>	-31,376640	-57,961960	1.368	1992
<i>Arapey</i>	-30,949320	-57,517960	1.494	1941
<i>Dayman</i>	-31,458330	-57,908620	2.204	1957/2000

Para la determinación de la temperatura en el reservorio se aplicaron diferentes geotermómetros químicos cuantitativos, los cuales ofrecen informaciones respecto a las temperaturas mínimas esperadas en el subsuelo (Fournier, 1977). La aplicación de estos geotermómetros está basada en las condiciones de equilibrio que se establecen entre uno o más componentes de la fase mineral del reservorio y el fluido contenido en el mismo, las cuales son dependientes de la temperatura (Pirlo, 2004).

Los principales tipos de geotermómetros empleados son los basados en la solubilidad de la sílice (cuarzo y pseudomorfos) y en la capacidad de intercambio iónico entre diversos cationes (K, Na y Ca) (Fournier, 1977; Fournier, & Rowe, 1966; Fournier, & Truesdell, 1973; Fournier et al., 1974; Rimstidt, 1977; Verma, & Satoyo, 1997). La tabla 2 muestra los geotermómetros utilizados en este trabajo.

El cálculo del gradiente geotérmico se realizó a partir de la temperatura en

el reservorio, estimada mediante los geotermómetros; la profundidad del reservorio, considerada como el tope del SAG; y la temperatura superficial calculada con datos de la temperatura media del aire, registrada en la estación meteorológica de Salto, entre 1961 y 2017, tales datos fueron proporcionados por el Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET), según la ecuación definida en Breadsmore & Cull (2001).

$$\Gamma = \frac{T_G - T_o}{z}$$

Donde:

Γ = Gradiente geotérmico

T_G = Temperatura estimada por los geotermómetros

T_o = Temperatura superficial

z = Profundidad del tope del acuífero (SAG)

Tabla 2. 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
Cuarzo – Q1	$T_{\text{SiO}_2} = \frac{1315}{5,205 - \log(\text{SiO}_2)} - 273,15$	Truesdell [23]
Cuarzo – Q2	$T_{\text{SiO}_2} = \frac{1309}{5,19 - \log(\text{SiO}_2)} - 273,15$	Fournier [15]
Cuarzo – Q3	$T_{\text{SiO}_2} = \left[\frac{-1107}{\log(\text{SiO}_2/100000)} \right] + 0,0254 - 273,15$	Rimstidt [20]
Cuarzo – Q4	$T_{\text{SiO}_2} = -44,119 + (0,244695\text{SiO}_2) + ((-1,7414 \times 10^{-4})\text{SiO}_2^2) + 79,305 \times \log(\text{SiO}_2)$	Verma & Santoyo [21]
Calcedonia – Q5	$T_{\text{SiO}_2} = \frac{1092}{4,69 - \log(\text{SiO}_2)} - 273,15$	Fournier [15]
α - Cristobalita	$T_{\text{SiO}_2} = \frac{1000}{4,78 - \log(\text{SiO}_2)} - 273,15$	Fournier [15]
β - Cristobalita	$T_{\text{SiO}_2} = \frac{781}{4,51 - \log(\text{SiO}_2)} - 273,15$	Fournier [15]
Sílice Amorfa	$T_{\text{SiO}_2} = \frac{1000}{4,78 - \log(\text{SiO}_2)} - 273,15$	Fournier [15]
SP1	$T_{\text{Na}/\text{K}} = \frac{856}{0,857 + \log(\text{Na}/\text{K})} - 273,15$	Truesdell [23]
SP2	$T_{\text{Na}/\text{K}} = \frac{1217}{1,483 + \log(\text{Na}/\text{K})} - 273,15$	Fournier [24]
SP3	$T_{\text{Na}/\text{K}} = \frac{933}{0,993 + \log(\text{Na}/\text{K})} - 273,15$	Arnórsson [25]
SP4	$T_{\text{Na}/\text{K}} = \frac{1390}{1,750 + \log(\text{Na}/\text{K})} - 273,15$	Giggenbach [26]
SP5	$T_{\text{Na}/\text{K}} = \frac{1289}{1,615 + \log(\text{Na}/\text{K})} - 273,15$	Verma & Santoyo [21]
Na/Ca/K	$T_{\text{Na}/\text{K}/\text{Ca}} = \frac{1647}{\log(\text{Na}/\text{K}) + \beta \left[\log\left(\frac{\sqrt{\text{K}}}{\text{Na}}\right) + 2,0 \right]} - 273,15$	Fournier & Truesdell [18]

RESULTADOS

Las temperaturas en el reservorio, obtenidas mediante los geotermómetros, para cada una de las campañas hidroquímicas, y las

temperaturas *in situ*, son presentadas en la tabla 3 y en las figuras 3 (geotermómetros de sílice) y 4 (geotermómetros catiónicos) para cada una de las perforaciones.

Tabla 3. Temperaturas obtenidas a partir de los geotermómetros de sílice (arriba) y catiónicos (abajo)

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	34,0	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	45,0	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
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

Pozo	T(°C) <i>in situ</i>	Temperatura estimada por Geotermómetros de cationes (°C)					
		Na/K/Ca	SP1	SP2	SP3	SP4	SP5
Almirón	34,0	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	0,00	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	45,4	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
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)

En el área de trabajo, los caudales de bombeo de los pozos se ubican entre 100 y 450 m³/h (datos oficiales de DINAGUA), por lo que los efectos de escape lateral de flujo de calor son considerados despreciables (Santos, 1986) y, por tanto, las temperaturas *in situ* deberían ser comparables a las presentes en el reservorio.

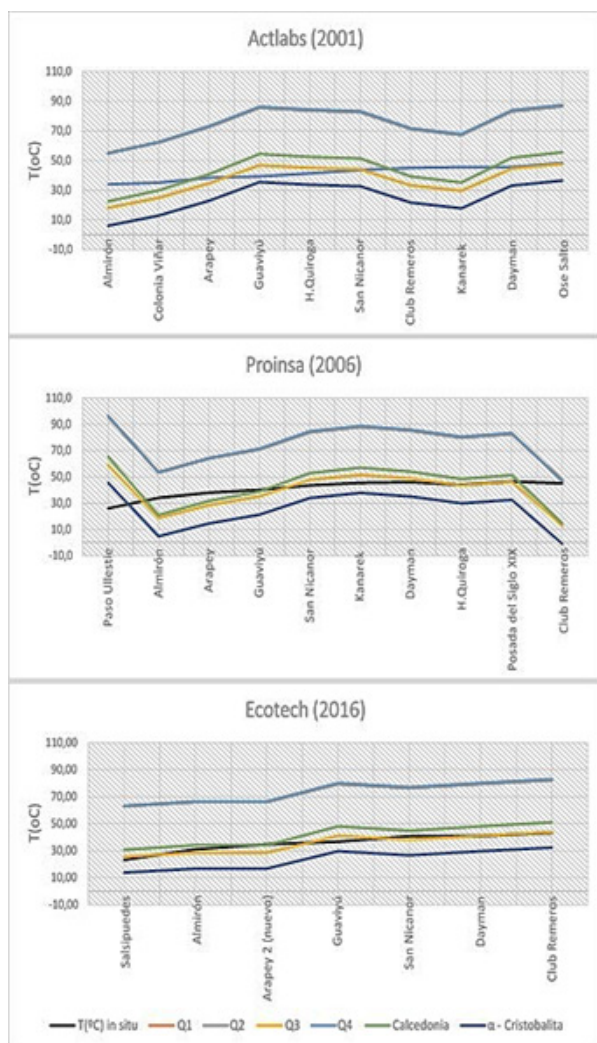


Figura 3. Geotermómetros de sílice vs temperatura *in situ*.

Los geotermómetros de sílice (Q1, Q2, Q4) devuelven valores idénticos entre sí y estiman temperaturas entre 20 y 50 °C por encima de las medidas *in situ*. Los geotermómetros Q3 y el de Calcedonia son los que presentan el mejor ajuste, estimando temperaturas próximas a las medidas en el campo. Esto es coherente con lo expresado por diferentes autores respecto a los geotermómetros que

presentan el mejor desempeño en sistemas geotermales de baja entalpía (Fournier, 1977; Pirlo, 2004; Gastmans et al., 2012). Los geotermómetros de beta-cristobalita y de sílice amorfa muestran temperaturas inferiores y negativas, por lo cual resultan inconsistentes en nuestra área de trabajo y deben ser descartados.

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

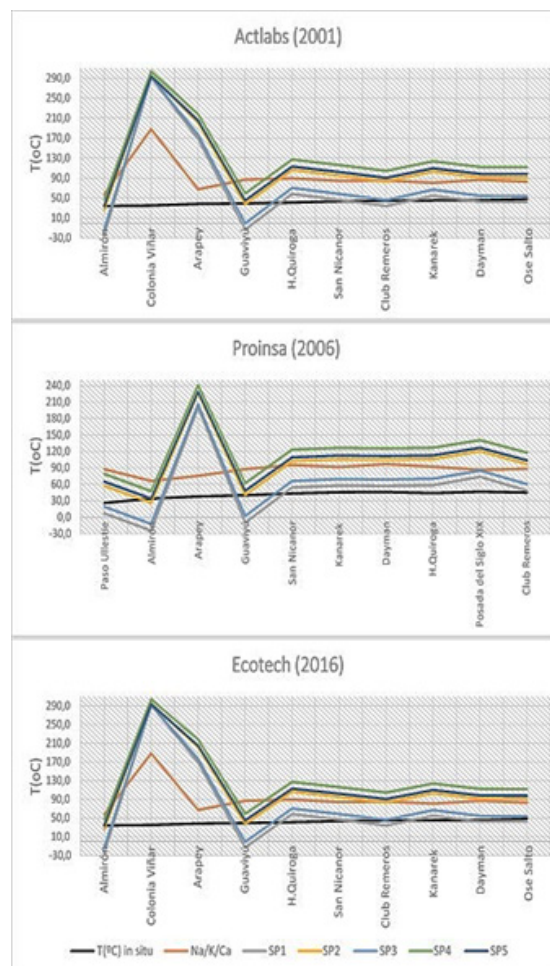


Figura 4. Geotermómetros de cationes vs temperatura *in situ*.

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 cual genera una sobrestimación de temperatura, evidenciada en los pozos Colonia Viñar, Arapey y Arapey 2. En contraposición, los pozos ubicados hacia el sur, 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*.

En la tabla 4 se presentan los gradientes geotérmicos calculados aplicando la eqn. (1) en función a las temperaturas estimadas por los geotermómetros de sílice que presentaron el mejor ajuste, considerando la temperatura media superficial de 22°C, y la profundidad del tope del acuífero para cada perforación.

Tabla 4. *Gradientes geotérmicos obtenidos en función de 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
Saltpuedes	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 con base en el 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 con base en el 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.

CONCLUSIONES

La comparación entre las temperaturas medidas y las obtenidas a partir de diversos geotermómetros permite evaluar la precisión y aplicabilidad de los geotermómetros seleccionados.

La distribución del gradiente geotérmico en el área de estudio no es homogénea; se observan importantes variaciones laterales. Las perforaciones con gradientes más elevados, que alcanzan valores superiores a 30 °C/Km, se encuentran situadas al N-NO del área de estudio.

Los geotermómetros que mejor se ajustan a las condiciones de campo se corresponden con el de Calcedonia y el de Sílice Q3, los cuales determinan, para la mayoría de las perforaciones, temperaturas comparables a las medidas en campo.

El gradiente geotérmico medio calculado con base en las temperaturas calculadas mediante los geotermómetros de Sílice Q3 y Calcedonia es de 24°C/km y 30°C/km, respectivamente.

Tanto los valores de temperatura en el reservorio, los geotermómetros que mejor se ajustan a las condiciones de campo, como el gradiente geotérmico calculado por esta metodología, son consistentes con los antecedentes para el sector sur de la Cuenca Paraná.

REFERENCIAS

- Arnórsson, S. (1983). Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems – implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, 12(2- 3), 119-128.
- Beardmore, G. R., & Cull, J. P. *Crustal Heat Flow*.
- Bossi, J. (1966). *Geología del Uruguay*. Montevideo: Edit. Departamento de Publicaciones, Universidad de la República.
- CeReGAS. (2016).
- De Lima-Gomes, A. J., & Dos Santos-Gomes, J. L. (2018). Deep-seated Geothermal Resources of the Parana Basin. *International Journal of Terrestrial Heat Flow and Applications*, 1(1), 52-58.
- De Santa Ana, H., & Veroslavsky, G. (2004). La tectosecuencia volcanosedimentaria de la Cuenca Norte de Uruguay. Edad Jurásico Cretácico Temprano. En G. Veroslavsky, M. Ubilla, & S. Martínez (Eds.), *Cuencas sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales – Mesozoico* (2ª Edición, pp. 53-75). DIRAC-Facultad de Ciencias.
- Fournier, R. O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4), 41-50.
- _____ (1979). A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transaction*, 3, 221-224.
- Fournier, R. O., & Rowe, J. J. (1966). Estimation of underground temperatures from silica content of water from hot springs and wet-steam wells. *American Journal of Sciences*, 264(9), 685-697.
- Fournier, R. O., & Truesdell, A. H. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5), 1255-1275.
- Fournier, R. O., White, D. E., & Truesdell, A. H. (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature – part 1, basic assumptions. *Journal Research U.S. Geological Survey*, 2(3), 259-262.
- Gastmans, D., Reis, M. M., & Kiang, C. H. (2012). Geotermometría das águas hipertermais do Sistema Aquífero Guarani no estado de São Paulo. Didier Gastmans, Marcelo Martins Reis, Chang Hung Texto completo PDF:
- Gomes A.J.L. & Hanza V.M. 2004. Mapeamento de gradientes geotérmicos no estado de São Paulo. In: SBGf, I Simp. Reg. Soc. Bras. Geofísica, Atas, 4 p.
- Gomes, J. (2009). *Avaliação de Recursos geotermiais da Bacia do Paraná* (Tese de doutorado). Rio de Janeiro, Brasil: Observatório Nacional/MCT.
- Hamza, V. M., Eston, S. M., & Araujo, R. L. C. (1978). Geothermal energy prospects in Brazil: a preliminary analysis. *Pure and Applied Geophysics*, 117, 180-195.
- Kiang. <http://dx.doi.org/10.5327/Z0375-75362012000500017>
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), 2749-2765.
- Lebac,. (2008). Informe Final de Hidrogeologia do Projeto Aquífero Guarani. En D. Gastmans, & H. K. Chang (Coord.),. Informe Técnico – Consórcio Guarani. Río Claro.
- Meister, E. M. (1973). Gradientes geotérmicos nas bacias sedimentares brasileiras. *Boletim Técnico da Petrobras*, 16, 221-232.
- Milani, E. J. (1997). *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental* (Tese de Doutorado). Porto Alegre: IG–Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Oleaga, A. (2002). *Contribución a la hidrogeología del Acuífero Guaraní en el sector Uruguay. Un enfoque integral* (Disertación de Maestría). Ciudad de México: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pirlo, M. C. (2004). *Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal groundwaters*

- from the Birdsville Track Ridge, Great Artesian Basin, South Australia. *Geothermics*, 33(6), 743-774.
- Proinsa. Proyecto para la Protección Ambiental y Desarrollo Sostenible del Sistema Acuífero Guaraní (PSAG). (2008). Informe Final de Inventario y Muestreo bacteriológico en Termas. por FL SG-SAG - 2008
- Rimstidt, J. D. (1977). Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(13), 2553-2558.
- Santos, J., Hamza, V. M., & Shen, P. Y. (1986). A method for measurement of terrestrial heat flow density in water wells. *Brazilian Geophysical Journal*, 4, 45-53.
- Truesdell, A. H. (1976). 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.
- 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.
- Verma, S. P., & Satoyo, E. (1997). 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.
- Zalán, P. V., Wolff, S., Astolfi, M. M., Vieira, I. S., Conceição, J. C., Appi, V. T., Neto, E. V., Cerqueira, J., & Marques, A. (1990). The Paraná Basin, Brazil. En M. W. Leighton, D. R. Kolata, D. F. Oltz, & J. J. Eidell (Eds.), *Interior cratonic basins*. American Association of Petroleum Geologist Memoir, 51.