

Análisis hidrodinámico, geoquímico e isotópico de base para la evaluación de sistemas hidrotermales de baja temperatura en la llanura cordobesa (Argentina)

A. Cabrera, M. Blarasin y E. Matteoda

Dpto. de Geología. Fac. de Cs. Ex., Fco.-Ocas. y Nat. Universidad Nacional de Río Cuarto. Ruta Nacional 36, Km 601 (5800) Río Cuarto, Córdoba, Argentina.

acabrera@exa.unrc.edu.ar; mblarasin@exa.unrc.edu.ar; ematteoda@exa.unrc.edu.ar

RESUMEN

Se presenta el modelo hidrogeológico con énfasis en la dinámica, geoquímica e isotopía del sistema de acuíferos termales de baja temperatura del Sur de la llanura pampeana cordobesa. Se emplearon estudios isotópicos (^{18}O , ^2H y ^3H) y geotermómetros (SiO_2 , Na/K , Na/K/Ca , Na/Li y Mg/Li). El área forma parte de un megabloque hundido, asociado a estructuras regionales N-S. El sistema de acuíferos confinados es multicapa asociado a distintos estadios de un paleosistema fluvial terciario. Se definen, por sus comportamientos hidráulicos, profundidades y calidades de agua, tres niveles acuíferos. Los dos más someros y menos confinados presentaron mayores salinidades y composición isotópica similar al freático ($\delta^{18}\text{O} \approx -4,8\text{‰}$; $\delta^2\text{H} \approx -30\text{‰}$) sugiriendo conexión hidráulica entre ellos. El nivel más profundo y confinado con aguas más dulces e isotópicamente más empobrecido ($\delta^{18}\text{O} \approx -6,6\text{‰}$; $\delta^2\text{H} \approx -43\text{‰}$), indica recarga alóctona (piedemonte occidental). El carácter sulfatado y los cálculos hidráulicos, sugieren mayor envejecimiento por un mayor tiempo de residencia del agua, apoyado por los muy pequeños valores de ^3H ($\approx 1,5 \pm 0,4$ UT). Las aguas poseen temperaturas ($\leq 35,8$ °C) que superan hasta en 10 °C las esperadas por sus profundidades. La anomalía geotérmica acorde al modelo geotectónico regional, se debería a un posible adelgazamiento cortical, a la probable presencia en profundidad de rocas graníticas (U, Th y K) productoras de calor interno radiogénico en largos períodos de tiempo y a fallas geológicas que facilitan la circulación del agua a diversas profundidades.

Palabras clave: acuíferos termales, Argentina, geotermia, hidrogeología, isótopos

Hydrodynamic, geochemical and isotopic analysis for the assessment of low temperature hydrothermal systems in the Argentine plain

ABSTRACT

A hydrogeological model of the low temperature aquifer system in the South of the pampean plain is presented, with emphasis on dynamic, geochemical and isotopic groundwater studies. Isotopic analysis (^{18}O , ^2H and ^3H) and geothermometers (SiO_2 , Na/K , Na/K/Ca , Na/Li and Mg/Li) were used. The area is part of the lower megablock associated to a geological regional fault system (N-S). The deep aquifers are related to a multilayer sedimentary system associated with different stages of a Tertiary fluvial network. Three deep multilayer aquifers were defined taking into account hydraulic behaviors, depths and groundwater quality. The two shallower and less confined aquifers had higher salinities and similar isotopic composition to the unconfined aquifer ($-4.8 \text{‰} \delta^{18}\text{O}$; $\delta^2\text{H} \approx -30 \text{‰}$) suggesting hydraulic connection between them. The deepest and more confined level, showed water more fresh and a more impoverished isotopic composition ($-6.6 \text{‰} \delta^{18}\text{O}$; $\delta^2\text{H} \approx -43 \text{‰}$), suggesting allochthonous recharge. In this deepest level, the sulphate water type and hydraulic estimations suggest aging from recharge areas, which is supported by very low ^3H values ($\approx 1.5 \pm 0.4$ UT). The groundwater has temperatures (≤ 35.8 °C) exceeding up to 10 °C those expected by the laying depths. The geothermal anomaly, according to the regional tectonic model, is due to a possible cortical thinning, the probable presence of deep granitic rocks (U, Th, K) which would have capacity to produce high internal radiogenic heat and the geological faults that facilitate the circulation of water at different depths.

Key words: Argentine, geothermics, hydrogeology, isotopes, thermal aquifers

Introducción

Según varios autores (Llambías, 2008; McLennan y Taylor, 1996), la Tierra aún no se ha equilibrado térmicamente, por lo cual presenta un gradiente térmico

entre el núcleo y la superficie que provoca el flujo de calor desde el interior hacia el exterior del planeta. Además estos autores manifiestan que la mayor parte del calor que posee la Tierra se debe principalmente al calor original producido durante la forma-

ción del planeta y en segundo lugar, al calor generado por los procesos de descomposición radioactiva principalmente de los isótopos de larga vida (Th, U y K), cuya mayor incidencia se halla en la corteza, principalmente en su tercio superior en donde se concentran las rocas más diferenciadas.

Las áreas de la corteza terrestre con un gradiente geotérmico elevado, que implican temperaturas altas en profundidad, y en los que domina la fase líquida sobre la gaseosa, son sistemas hidrotermales que implican al conjunto de materiales fluidos en movimiento, fracturas, focos calientes, etc. que intervienen en el área y se localizan en zonas con fracturas recientes o bien anormalmente delgadas en relación con la tectónica de placas, principalmente en las dorsales y áreas de subducción. Asociada a estas zonas, existe formación de aguas termales, donde el calor es transferido a través de flujos convectivos de agua fría descendentes y flujos de conducción que liberan el calor hacia la atmósfera.

El establecimiento de un modelo geotérmico para un área dada, implica el estudio del ciclo mediante el cual las aguas de lluvia penetran dentro de la corteza terrestre, descendiendo mediante la acción de la fuerza de gravedad hasta un acuífero profundo y caliente y allí son recalentadas, provocando el posterior ascenso del fluido hidrotermal por las grietas o fracturas asociadas a sistemas de fallas. Tales fluidos en su ascenso pueden o no mezclarse con otras aguas, presentes en acuíferos menos profundos. En dicho estudio es imprescindible determinar o al menos, elaborar hipótesis con respecto a los siguientes parámetros: profundidad máxima alcanzada por el agua y temperatura del agua a dicha profundidad.

El uso de la termometría hidroquímica debe ser razonablemente crítico, ya que su aplicación procura el conocimiento de la temperatura a la que se encuentra el fluido termal en profundidad. Es decir, lo que se mide es la temperatura del último equilibrio termodinámico entre agua y roca (si es que se hubiera producido) el cual suele tener lugar en el tramo distal del acuífero que actúa como almacén geotérmico. El principio básico de los geotermómetros es aplicar una reacción entre el agua y una o varias fases minerales, que sea sólo función de la temperatura y cuya termodinámica sea perfectamente conocida hasta la temperatura en la que el agua alcanza su punto crítico. En este caso, la solubilidad o la relación de solubilidades entre las referidas fases minerales, reflejada en el análisis del agua, permite determinar las condiciones térmicas en las que se ha producido la reacción de equilibrio.

Si bien la zona elegida para la investigación cuenta con antecedentes de estudios geológicos-geomor-

fológicos e hidrogeológicos generales (Cabrera y Blarasin, 1997; Blarasin *et al.*, 2005), es necesario, por la relevancia del agua subterránea en todas las actividades, desarrollar una investigación de detalle que complemente las técnicas tradicionales con otras más nuevas y específicas que permitan arribar a un modelo geohidrológico integral más detallado, que se irá mejorando gradualmente a medida que surjan nuevas hipótesis. Al respecto, el análisis de isótopos y de la geotermia de la región son herramientas de gran utilidad en el diseño del funcionamiento geohidrológico del área y por primera vez se emplearon estudios de este tipo al Sur de la provincia de Córdoba.

Objetivos

El objetivo general del presente trabajo es presentar el modelo hidrogeológico conceptual del sistema de acuíferos termales de baja temperatura del Sur de la llanura pampeana cordobesa, con el fin de aportar al conocimiento de la geotermia de la región y generar pautas para la planificación y gestión de estos recursos hídricos. Para lograrlo, se establecieron objetivos específicos tales como la caracterización dinámica, geoquímica e isotópica del agua de este complejo sistema.

Zona de estudio

La zona elegida para la investigación se encuentra ubicada en la llanura Chaco-Pampeana Argentina, al Sur de la provincia de Córdoba entre las coordenadas geográficas: 33° 14' y 33° 38' latitud Sur y 64° 22' y 64° 00' longitud Oeste. Es una extensa área rural destinada principalmente a la agricultura y en forma subordinada a la ganadería, e incluye como centros poblacionales más importantes, a las localidades de San Basilio y La Brianza (Figura 1). El clima en la zona es mesotermal subhúmedo con valores medios anuales de precipitación, temperatura y evapotranspiración potencial de 809 mm, 16,5 °C y 822 mm respectivamente.

Para sustentar las actividades que se desarrollan en el área, los habitantes se abastecen del recurso hídrico subterráneo. El acuífero freático, que conlleva menores costos de explotación y por lo tanto es el más utilizado en la región, es en general de mala calidad mientras que los sistemas profundos, al ser de buena calidad y contenedores de aguas termales, se convierten en un recurso muy valioso para la zona. Sin embargo, en numerosas ocasiones, la gente por

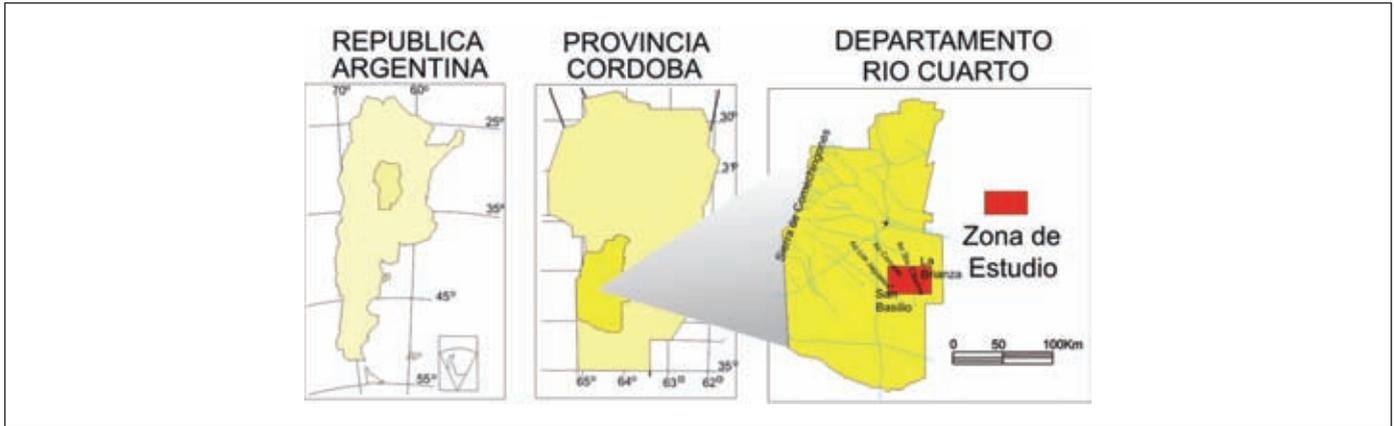


Figura 1. Mapa de ubicación
Figure 1. Location map

motivos netamente culturales o “hidromitos” los mantiene permanentemente abiertos (alimentando lagunas artificiales durante más de 15 años), derrochando un recurso muy valioso (Figura 2).

Metodología

Se realizó el análisis geológico-geomorfológico (Escala 1:100.000), sobre la base de cartas planialtimétricas e imágenes satelitales. Se recabó información sobre materiales los aflorantes y perfiles litológicos profundos de hasta 350 m, lo cual permitió elaborar la correlación estratigráfica del área, de manera de poder mejorar la interpretación de la geometría de los distintos niveles acuíferos. Las muestras de sedimentos obtenidas de perforaciones fueron analizadas texturalmente lo que permitió realizar inferencias paleoambientales y la asignación de valores de conductividad hidráulica (K) a los distintos niveles presentes. Para ello se utilizaron métodos empíricos seleccionados en función de las características del medio (Perez, 2007), comparados con valores de K obtenidos a partir de tablas (Fetter, 1994) y posteriormente corroborados con K obtenidas por ensayos de bombeo realizados por otros autores (Blarasin, 2003) en materiales similares en la región. Se recogió agua de lluvia con frecuencia mensual para la realización de los análisis químicos e isotópicos correspondientes, y poder evaluar la función de entrada principal en el área estudiada. La caracterización hidrogeológica incluyó el estudio y análisis de los distintos cuerpos de agua. El acuífero freático se censó con una densidad de muestreo acorde a las dimensiones del área y a la escala de trabajo utilizada, mientras que los sistemas confinados fueron censados en función de la información preexistente y del grado de acceso a los mismos. Durante el censo se midieron cargas hidráulicas, por medio de sondas piezométricas o con manómetros según el nivel piezométrico alcanzado en cada perforación. Además, se determinaron *in situ* parámetros físico-químicos



Foto 1. Pozos artesianos termales (permanentemente abiertos)
Photo 1. Artesian thermal wells (permanently open)

(Conductividad eléctrica, pH y temperatura), con toma de muestras en boca de pozo para su posterior análisis de elementos mayoritarios (CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2}), minoritarios y trazas de interés (F, As, NO_3^- , SiO_2 , Li, Be, Al, Ti, V, I, W, U, Co, Cu, Zn, Pb, Th, Cd, Cr, Mn, Fe, entre otros), y de isótopos ambientales (^{18}O , ^2H y ^3H). Las determinaciones isotópicas fueron realizadas en el laboratorio de isótopos estables y de tritio del Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-CONICET-UBA). Se realizó además, el análisis de potencial geotérmico de los sistemas de acuíferos profundos para poder definir el modelo geotérmico del área. Para ello, se clasificaron las muestras en función de las temperaturas de surgencia medidas, se calcularon los gradientes geotérmicos y anómalos y se analizó la distribución areal de los mismos, vinculando al modelo geotectónico descrito para la región (Chebli, *et al.*, 1999; Degiovanni *et al.*, 2005). Se determinaron también, los índices de saturación respecto a la fase silicio y los geotermómetros ambientales basados en silicio (Fournier, *et al.* 1974) y cationes Na/K y Na/K/Ca (Fournier y Truesdell, 1973), Na/Li (Fouillac y Michard, 1981) y Mg/Li (Kharaka y Mariner, 1989), de manera de poder calcular las temperaturas máximas del último equilibrio termodinámico alcanzado y las profundidades máximas logradas por los fluidos hidrotermales. Finalmente, el análisis conjunto de toda la información obtenida permitió elaborar el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeoquímico, isotópico y geotérmico del área estudiada.

Resultados y discusión

Geología-geomorfología

La zona estudiada, ubicada en la llanura Chaco-Pampeana, a 100 km al Este de la Sierras Comechingones (Sierras Pampeanas) forma parte de una cuenca sedimentaria cuyas variaciones de relieve se relacionan a la presencia de bloques estructurales, diferencialmente basculados y descendentes hacia el Este. La zona ha sufrido una inversión tectónica pasando de un régimen de esfuerzos distensivos a finales del Mesozoico, a uno compresivo en el Terciario (Chebli *et al.*, 1999). En el marco de este modelo geotectónico, el área estudiada forma parte de uno de estos megabloques, hundido y buzante al S-SE, asociado a las estructuras de carácter regional N-S, del "Tigre Muerto" y "San Basilio". Estas fallas exceden los límites del área de estudio y generan una incidencia notoria en el relieve, lo que ha condicionado además, la deposición de los distintos niveles

sedimentarios en los diferentes períodos geológicos y el funcionamiento hidrológico regional (Blarasin *et al.*, 2005; Cabrera, 2009). Este megabloque incluye depósitos aluviales de las antiguas y modernas llanuras de inundación de los arroyos Corralito y Los Jagüeles. Se caracteriza por presentar, en general, un relieve suavemente ondulado a plano con pendientes topográficas largas y gradientes del orden de 0,3 %. Se observa el predominio, en las columnas litológicas, de materiales finos eólicos (arenas muy finas limosas) con intercalaciones de limos cementados y en forma subordinada y asociado a las fajas fluviales, arenas finas y medias y arenas muy finas arcillosas. Es característica en este bloque la presencia de numerosos rasgos de procesos hidrohalomórficos condicionados por la presencia del nivel freático muy próximo a la superficie y por lo tanto fluctuante en el perfil del suelo, lo que determina la formación de grandes áreas anegables (cuya superficie es variable en el tiempo) y de numerosas lagunas de carácter permanente. Los rasgos de erosión hídrica están representados por pequeñas cárcavas y por la profundización de los caminos vecinales de tierra, principalmente los de dirección N-S. En menor grado se observan algunos médanos resultado de movilizaciones modernas de depósitos eólicos más antiguos, fijados en gran parte por vegetación natural.

Aspectos hidroestratigráficos de los acuíferos del área

La interpretación conjunta de perfiles litológicos y esquemas geológicos, permitió la elaboración de la columna hidroestratigráfica general, típica para la zona (Figura 2).

El acuífero freático (AFH) queda definido hasta los 75 - 100 m de profundidad, por materiales limosos y arenosos muy finos y finos con diferente grado de cementación carbonática. A estos materiales se les asignaron valores de K del orden de 1 a 5 m/d, máximos de 10 - 40 m/d vinculados a paleocauces y mínimos de 10^{-2} m/d asociados a los bajos hidrohalomórficos. Este sistema representa la alternancia de ciclos húmedos y secos que determinan la actividad fluvial y eólica cuaternaria de la región. La base de este acuífero está constituido por materiales acuitardos (limosos y limo-arenosos muy finos altamente compactados) y en los bajos tectónicos, por materiales acuícludos (limo-arcillosos y arcillas).

A mayor profundidad (120 a 350 m) se encuentran diferentes niveles acuíferos multicapas, localizados en lentes de granulometrías, profundidades, desarrollo lateral y espesores variables. Este sistema se asocia a la acción de un paleosistema fluvial Terciario, de

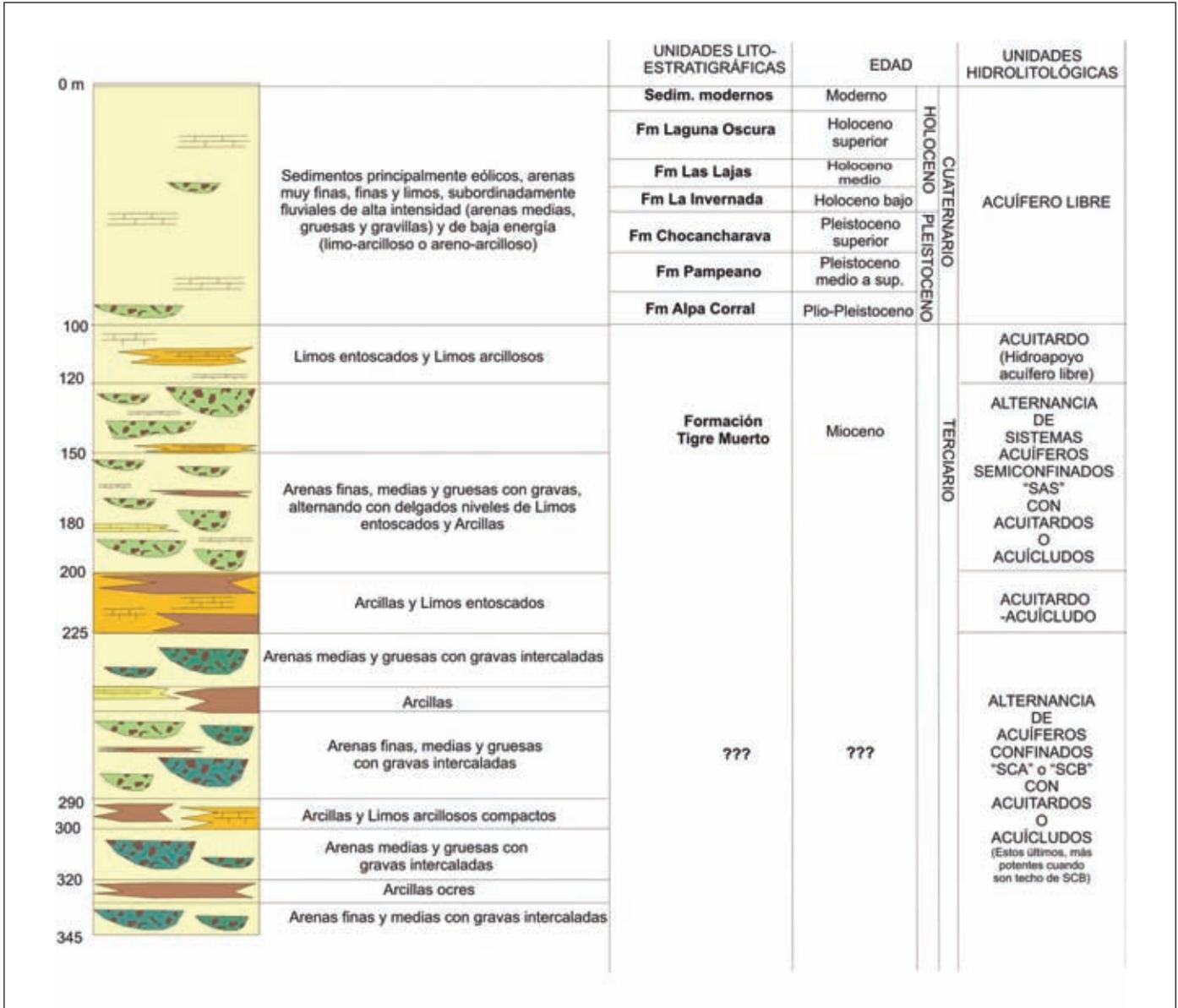


Figura 2. Columna hidroestratigráfica
Figure 2. Hydrostratigraphic column

mayor extensión areal y energía de transporte que el actual, dada la gran actividad orogénica en ese período de las sierras ubicadas al Oeste (Chebli *et al.*, 1999). A estos materiales se le asignaron valores de conductividad hidráulica (K) superiores al freático, del orden de entre 2 y 80 m/d y de porosidad efectiva (ρ_e) del 20% para el sistema profundo más somero, y K entre 10 y 200 m/d y ρ_e del 35% para los sistemas más profundos (arenas y gravas). Los sedimentos más finos (arcillas, limos arcillosos y limos altamente

cementados) que constituyen los techos y bases de estos sistemas acuíferos son también variables en granulometrías y espesor, lo que le confiere, junto con las distintas profundidades a las que yacen los acuíferos, distintos grados de confinamiento. Estos materiales confinantes se asocian a facies fluviales de baja energía, lacustres y eólicos.

Sobre la base de las características anteriormente citadas, se distinguieron tres sistemas acuíferos profundos, que presentan niveles piezométricos superior-

res al freático. Uno más somero (120-200 m) al que se le asignó carácter de semiconfinado (SAS) dado que su techo no está bien definido, sino que es una sucesión de materiales finos (limos y limos arcillosos) no muy impermeables (Figura 3). La mayoría de las captaciones de este acuífero son surgentes. En los otros dos sistemas acuíferos (SCA y SCB) más profundos (225-320 m) se detecta con más claridad un techo arcilloso entre 200-225 m, especialmente para SCB. En éstos, los pozos poseen niveles piezométricos superiores al SAS, y la gran mayoría de las captaciones son surgentes.

En relación a la dinámica del agua, el acuífero freático presenta una dirección de circulación Norte – Sur, con gradientes hidráulicos de 0,2 %. El área estudiada es receptora del flujo regional procedente del Noroeste desde las áreas periserranas y llanuras onduladas, encontrándose el nivel freático muy somero (hasta 5 m), aflorante en numerosos sitios, generando numerosos humedales y lagunas permanentes (áreas de descarga). La recarga efectiva del acuífero freático es del orden del 9 al 12 % de las pre-

cipitaciones en las áreas periserranas y llanuras onduladas (Blarasin *et al.*, 2005), mientras que en la zona de estudio con zona no saturada más potente, se han obtenido con el método del ion cloruro y fluctuaciones del nivel freático, valores del orden de 5 % (Cabrera, 2009).

En cuanto a los acuíferos profundos, en general se puede establecer, en función de las cargas hidráulicas medidas, una dirección de circulación NNW-SSE y gradientes hidráulicos del orden de 0,25% y 0,3% para los sistemas SAS y SCA respectivamente, y NW-SE y gradientes hidráulicos más altos (0,2%-0,5%) para SCB. Se calcularon además, velocidades de circulación del orden de 0,03 m/d a 1,0 m/d, para el sistema SAS, mientras que para los sistemas más profundos SCA y SCB, se estimaron velocidades del orden de 0,05 m/d y 1,0 m/d.

Hidrogeoquímica y composición isotópica del sistema de acuíferos profundos

Los tres sistemas acuíferos profundos SAS, SCA y SCB, también muestran calidades de agua diferentes (Tabla 1). Se observa que, en general (Figura 4), todos los niveles profundos presentan aguas con valores de conductividad eléctrica notoriamente más bajos (CE promedio para todos los sistemas del orden de 1.769 $\mu\text{S/cm}$, mín. = 944 $\mu\text{S/cm}$ y máx. = 3.050 $\mu\text{S/cm}$) que el sistema freático (CE promedio = 3.429 $\mu\text{S/cm}$, mín. = 1.642 $\mu\text{S/cm}$, máx. = 8.040 $\mu\text{S/cm}$), siendo el nivel SCB el que posee las aguas más dulces (CE promedio = 1.369 $\mu\text{S/cm}$, mín. = 944 $\mu\text{S/cm}$ y máx. = 1.850 $\mu\text{S/cm}$). Cabe aclarar que, a pesar de estas diferencias, todos estos sistemas profundos presentan aguas de tipo geoquímico sulfatado sódico, lo que permite suponer que el agua contenida en los mismos ha alcanzado cierto grado de madurez ya que lleva mucho tiempo de permanencia en estos sistemas, aportando a la hipótesis de la recarga en sectores alejados.

El análisis de metales pesados y otros elementos traza fueron importantes para definir el fondo natural de la calidad del agua ("baseline") y establecer diferencias entre los distintos niveles acuíferos (Edmunds y Shand, 2008). Las mayores diferencias radican en los elementos arsénico, flúor, vanadio, yodo, wolframio y uranio, para los que se observan concentraciones mayores en el acuífero freático que en los sistemas confinados, aspectos que se encuentran fundamentalmente controlados por la litología (Nicolli *et al.*, 2005; Cabrera, 2009). Respecto a arsénico y flúor, los bajos contenidos de los sistemas confinados, definen además una gran aptitud de uso,

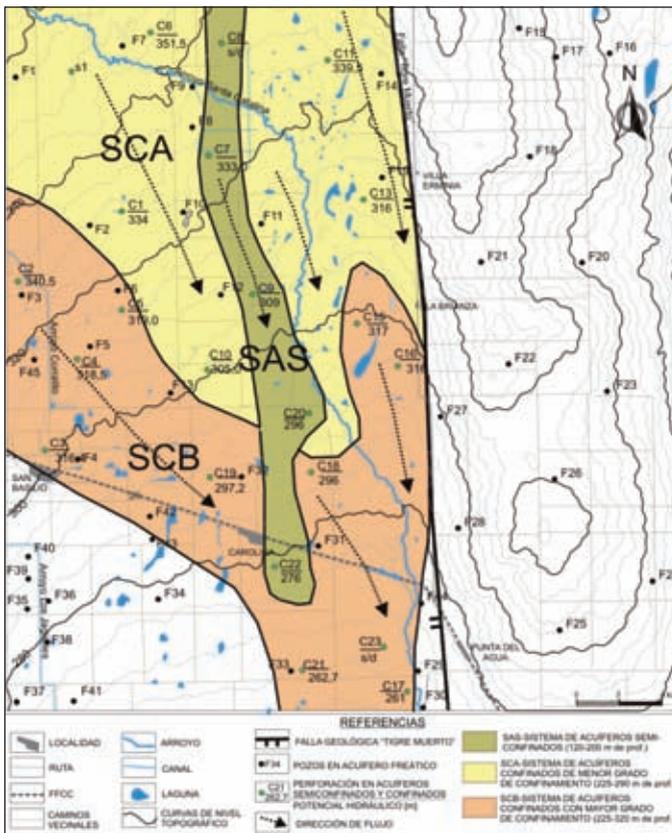


Figura 3. Distribución areal de acuíferos profundos
Figure 3. Areal distribution of deep aquifers

Nivel	Estadístico	pH	CE [μS/cm]	HCO ₃ ⁻ [mg/L]	SO ₄ ²⁻ [mg/L]	Cl ⁻ [mg/L]	Na ⁺ [mg/L]	K ⁺ [mg/L]	Ca ²⁺ [mg/L]	Mg ²⁺ [mg/L]	As [μg/L]	F [mg/L]	NO ₃ ⁻ [mg/L]	T° [°C]
Acuífero freático (n=35)	Media	7,79	3429	620,0	775,3	290,5	794,5	30,8	45,3	40,3	233,6	3,3	64,8	20,2
	Mínimo	0,31	1642	129,5	533,7	209,0	408,9	25,9	37,5	33,3	148,0	1,8	92,1	12,3
	Máximo	8,46	8040	937,5	2092,5	905,7	1890,8	109,2	150,0	136,1	600,0	7,9	360,0	25,6
	Desv. tip.	7,29	1572	457,5	219,3	57,1	308,4	9,3	5,6	5,4	60,0	1,1	2,0	2,1
SAS (n=5)	Media	7,74	2256	417,5	718,7	146,3	439,3	18,2	86,4	26,6	4,2	1,01	6,00	28,5
	Mínimo	7,58	1960	310,0	476,2	131,4	386,8	16,4	64,8	21,0	1,0	0,50	5,00	23,3
	Máximo	7,95	2510	520,0	878,6	157,1	503,5	19,9	114,8	32,2	9,0	1,40	8,00	30,9
	Desv. tip.	0,15	230,6	75,9	163,8	9,8	52,1	1,4	18,6	5,0	3,6	0,34	1,00	3,5
SCA (n=5)	Media	7,75	2163	329,3	606,0	120,9	381,6	16,2	76,9	20,7	4,7	0,60	5,70	31,8
	Mínimo	7,50	1786	253,3	414,3	95,7	257,8	12,9	48,0	7,1	0,5	0,42	3,50	29,2
	Máximo	7,87	3050	440,0	806,2	164,3	580,4	23,0	98,0	45,4	17,0	0,87	9,00	35,3
	Desv. tip.	0,14	525,7	68,4	144,6	27,5	118,3	3,6	17,9	13,4	6,3	0,16	2,20	2,4
SCB (n=11)	Media	7,89	1369	238,0	406,8	110,9	261,6	10,7	43,7	5,3	1,5	0,69	7,20	32,7
	Mínimo	7,41	944	200,0	253,6	57,1	190,1	6,9	24,0	1,5	0,5	0,40	2,80	30,6
	Máximo	8,16	1850	317,5	624,5	211,4	390,3	13,5	55,2	8,8	4,0	0,94	12,00	35,8
	Desv. tip.	0,24	253,2	34,6	111,5	52,5	58,3	1,8	11,2	2,5	1,0	0,17	2,08	1,6
Total (n=21)	Media	7,81	1769	306,8	538,0	122,2	338,2	14,0	63,3	14,8	3,0	0,74	6,65	31,5
	Mínimo	7,41	944	200,0	253,6	57,1	190,1	6,9	24,0	1,5	0,5	0,40	2,80	23,3
	Máximo	8,16	3050	520,0	878,6	211,4	580,4	23,0	114,8	45,4	17,0	1,40	12,00	35,8
	Desv. tip.	0,21	532,9	91,9	185,4	40,7	107,8	4,1	24,1	11,9	3,9	0,26	2,30	2,8

Tabla 1. Estadísticos más importantes calculados para los distintos sistemas acuíferos
 Table 1. Most important statistics calculated for the different aquifer for systems

aspecto vital para la región. La concentración promedio para todos los sistemas confinados resultó en 3,0

μg/L (mín. = 0,5 μg/L y máx. = 17,0 μg/L) para As, y en 0,74 mg/L (mín. = 0,40 mg/L y máx. = 1,40 mg/L) para F, siendo el sistema SAS el que posee las aguas con los más altos contenidos (promedio del orden de 4,2 μg/L para As y de 1,01 mg/L para F). Los bajos contenidos y la baja correlación estadística entre F y As (0,05) en los acuíferos confinados de granulometrías gruesas, sugieren fuentes de aporte distintas para ambos elementos y diferentes a las del acuífero freático (Cabrera, 2009).

De los tres sistemas confinados, el que presenta las muestras más empobrecidas isotópicamente (media de ¹⁸O y ²H de -5,9‰ y -36,7‰, respectivamente) y la mayor variabilidad en ambos isótopos (^{δ18}O: mín. = -6,6‰ y máx. = -4,8‰ y ^{δ2}H: mín. = -43‰ y máx. = -30‰) es el nivel SCB (Figura 5).

Los niveles SAS y SCA presentan una composición isotópica (^{δ18}O ≈ -4,98‰; ^{δ2}H ≈ -28,6‰ y ^{δ18}O ≈ -5,32‰; ^{δ2}H ≈ -29,5‰, respectivamente) similar a la del acuífero freático (^{δ18}O entre -5,0‰ y -3,6‰ y ^{δ2}H entre -33‰ y -23‰). Por el contrario, el sistema SCB presenta una composición isotópica más empobrecida que la del acuífero freático y la de las precipitaciones (promedio ponderado: ^{δ18}O = -4,8‰ y ^{δ2}H = -27,8‰), especialmente de aquellas más importantes en la recarga del acuífero (primavera-verano) en la zona estudiada. Además, SCB presenta composición similar a los sistemas hidrológicos del área periserrana (arroyos y acuífero freático) más empobrecidos isotópicamente (Figura 6).

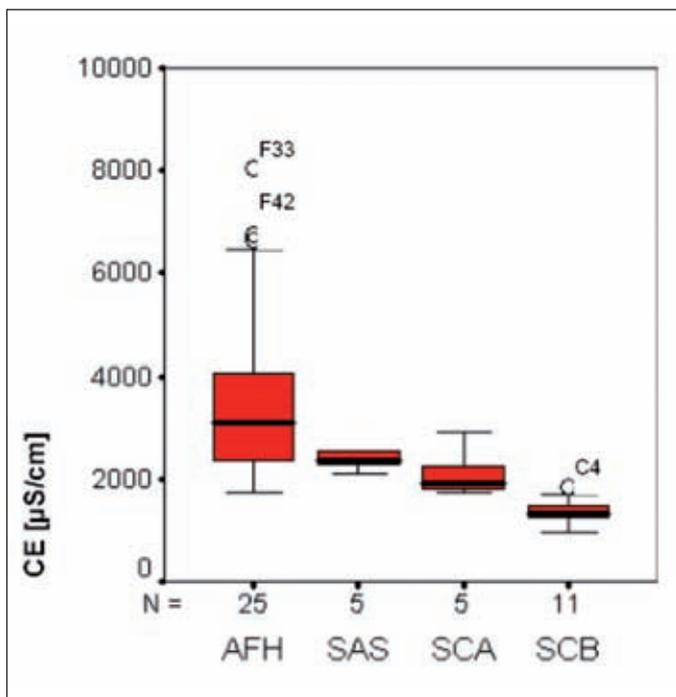


Figura 4. Box Plot para conductividad eléctrica
 Figure 4. Box Plot of electrical conductivity

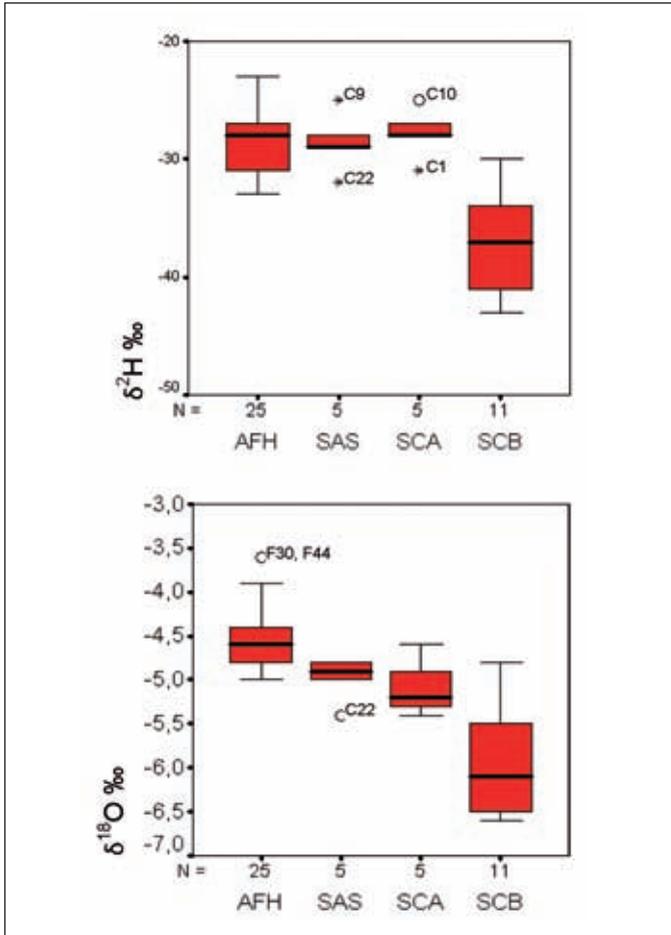


Figura 5. Box Plot para ^{18}O y ^2H
 Figure 5. Box Plot of ^{18}O y ^2H

La similitud en la composición isotópica entre los sistemas SAS y SCA y el acuífero freático permite suponer una conexión hidráulica entre estos sistemas. Dado los niveles piezométricos alcanzados por los acuíferos profundos en el área de estudio (carga hidráulica superior al freático), el aporte es desde los acuíferos profundos hacia el freático. La composición isotópica del sistema más profundo SCB indica que la recarga sería también alóctona procedente del área periserrana occidental (sierra de Comechingones), tal como lo muestran los resultados isotópicos de los arroyos allí muestreados.

Análisis sobre la presencia de tritio y estimaciones de la edad del agua subterránea

Los contenidos de ^3H fueron medidos en algunas muestras seleccionadas en todos los sistemas hidro-

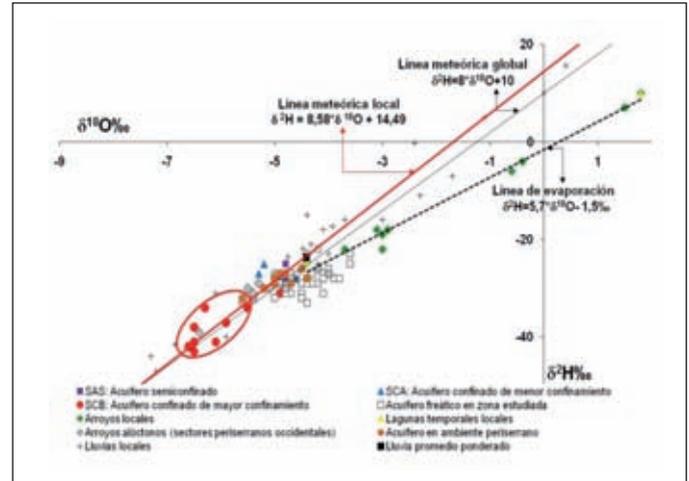


Figura 6. $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$
 Figure 6. $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$

lógicos (lluvias y arroyos locales, acuíferos freático y confinados, arroyos y acuífero en ambiente periserrano). Los resultados se muestran en la figura 7.

Para los sistemas acuíferos confinados profundos, si bien destaca la escasa información con la que se cuenta, llama la atención que, a pesar de la profundidad, se percibe cierta actividad de ^3H ($1,5 \pm 0,4$ UT - $2,5 \pm 0,2$ UT), principalmente en el sistema SCB ($1,5 \pm 0,4$ - $1,8 \pm 0,4$ UT) para el cual se sostiene la hipótesis de un mayor tiempo de residencia del agua, dada la convergencia de evidencias resultantes de la profundidad y la edad del agua subterránea calculada por métodos hidráulicos (Kazemi *et al.*, 2006) e indirectos por iones conservativos (Kazemi *et al.*, 2006). La muy baja actividad de ^3H medida indica aguas recargadas con anterioridad a la década del '50, es decir aguas viejas con edades mayores a 50 - 60 años. Por su parte, el método hidráulico indicaría edades del orden de 3.700 años (entre 180 y 7.300 años) para el sistema SAS y en el orden de 3.900 años (entre 300 y 7.700 años) para los sistemas más profundos SCA y SCB. Además, el carácter sulfatado de todos los sistemas acuíferos profundos sugiere el envejecimiento por mayor tiempo de residencia desde las áreas netas de recarga. Por otro lado, podría suponerse la presencia de ^3H por aporte de aguas más jóvenes procedentes del acuífero freático en sectores en donde la relación hidráulica lo permita, es decir en donde posea carga hidráulica mayor que la de los acuíferos profundos, lo que podría estar ocurriendo aguas abajo de la zona pedemontana, pero aguas arriba del área estudiada. Según Andrews y Kay (1982), si bien

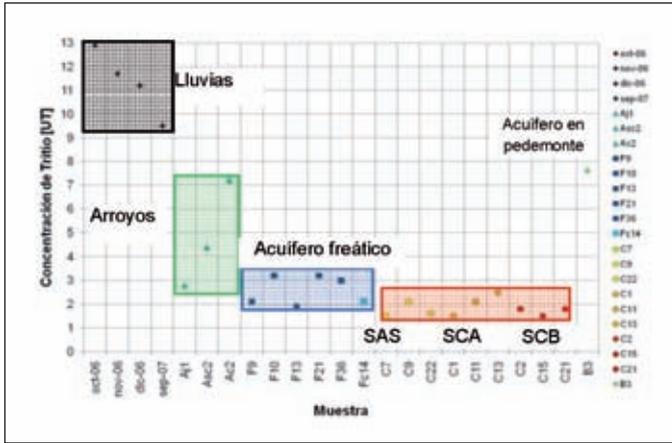


Figura 7. ^3H en distintos sistemas hidrológicos
 Figure 7. ^3H in different hydrological systems

se asume que generalmente las aguas subterráneas con contenidos de ^3H mayores a 0,5 UT tienen una proporción de recarga actual post-1954, esto puede no ser siempre una conclusión válida. En rocas graníticas la producción de ^3H puede llevar a valores de hasta 2,5 UT en los fluidos de fracturas (Andrews y Kay, 1982). Así, no se descarta la posibilidad de que el ^3H medido en estos sistemas sea de origen natural, es decir procedente de la radiación neutrónica del litio generado por la desintegración radiactiva de torio y uranio, contenidos en altas concentraciones en rocas graníticas (Andrews y Kay, 1982) que, dada la geología de las sierras pampeanas, se encuentran presentes en profundidad en estas posiciones de la llanura.

Nivel acuífero	SAS	SCA	SCB
Profundidad [m]	120 - 200	225 - 290	225 - 320
CE [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	1.960 - 2.510	1.786 - 3.050	944 - 1.850
Temperatura surgencia [°C]	25,0 - 30,9	29,0 - 35,3	33,8 - 35,8
Excesos de temperatura respecto a la profundidad [°C]	5,5 - 9,4	4,2 - 10,0	7,7 - 9,9
Clasificación por temperatura	Hipotermiales	Hipotermiales a Mesotermiales	Hipotermiales a Mesotermiales

Tabla 2. Características más importantes de los sistemas de acuíferos profundos
 Table 2. Most important features of deep aquifer systems

Estas rocas actuarían como base de estos sistemas y, además, podrían aportar al calentamiento de los mismos, como se verá más adelante.

Análisis de la temperatura de los acuíferos profundos

Las aguas poseen temperaturas (mín. = 23,3 °C; máx.= 35,8 °C; promedio = 31,5 °C) que superan entre 1,3 °C y 10 °C las esperadas por sus profundidades, si se consideran gradientes geotérmicos normales (3 °C/100m), lo que permite clasificarlas como aguas desde hipotermiales a mesotermiales (Tabla 2).

Las temperaturas esperadas se calcularon según la ecuación (1), basada en el equilibrio térmico existente entre la temperatura del agua y la del terreno a la profundidad en la que yace, ya que el agua circula muy lentamente por el medio poroso, permitiendo que las temperaturas de ambas fases se igualen (Custodio y Llamas, 1983).

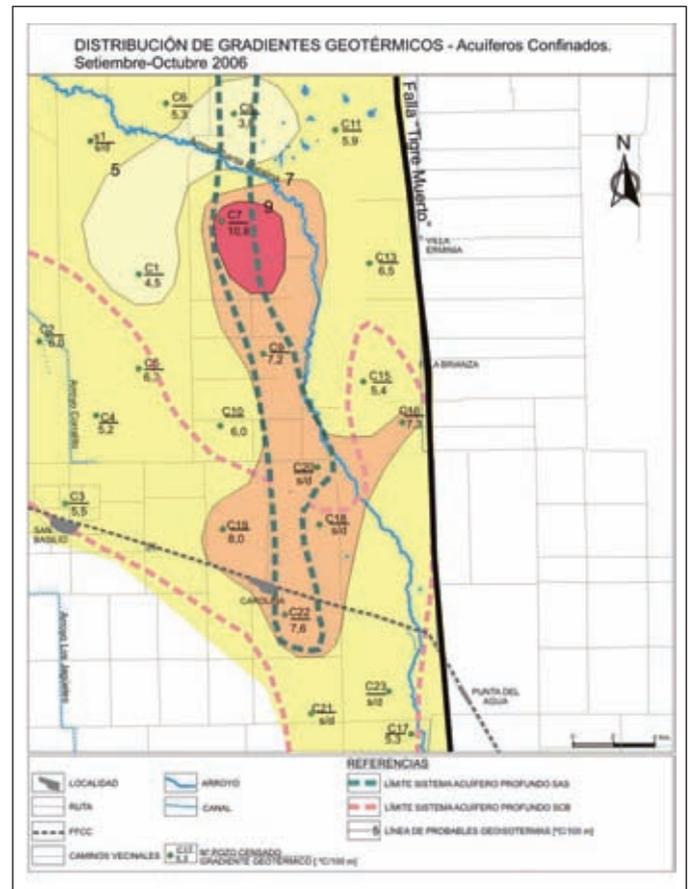


Figura 8. Distribución de gradientes geotérmicos
 Figure 8. Geothermal gradient distribution

$$T_e = T_{maa} + (P \times G) \quad (1)$$

Donde:

T_e = Temperatura esperada

T_{maa} = Temperatura media anual del lugar

P = Profundidad

G = Gradiente geotérmico

En base a los valores de temperatura medidos y profundidad se calcularon los gradientes geotérmicos para cada pozo (Figura 8). Se observa que, prácticamente toda la zona, los gradientes resultaron del orden de 5,2 a 6,5 °C cada 100 m de profundidad (muy localmente 3,8 - 4,5 °C/100 m) aumentando a 10,8 °C/100 m, hacia el centro del bloque hundido.

El estudio de los estados de equilibrio termodinámico en las condiciones de surgencia, realizado por medio del programa computacional WATEQF (Plummer *et al.*, 1976), permitió conocer los índices de saturación (IS) del fluido respecto a las fases minerales de SiO₂. Al respecto, se interpreta que todas las perforaciones se encuentran subsaturadas en las fases SiO₂ amorfa, levemente subsaturadas a saturadas respecto a calcedonia y levemente sobresaturadas en cuarzo. Esto permite inferir que en el reservorio las aguas están próximas al equilibrio termodinámico con calcedonia y en equilibrio respecto a cuarzo.

Los cálculos para estimar las temperaturas a las que se encuentran los fluidos termales en profundidad, es decir, la del último equilibrio termodinámico alcanzado, se realizaron mediante la aplicación de los geotermómetros SiO₂, Na-K, Na-K-Ca, Na-Li y Mg-Li (Tabla 3). Los geotermómetros a base de SiO₂ amorfa y Na-Li fueron desestimados ya que resultaron inadecuados por proporcionar temperaturas del reservorio profundo inferiores a las de la fuente de agua e incluso inferiores a 0 °C. Del mismo modo, se desestimó también el geotermómetro a base de SiO₂ calcedonia ya que en tres ocasiones (perforaciones C11, C13 y C15) los valores calculados resultaron también inferiores. Por el contrario, y teniendo en cuenta el criterio antes planteado, los geotermómetros a base SiO₂ cuarzo, Na-K, Na-K-Ca y Mg-Li resultaron adecuados. Na-K-Ca da en general los valores más altos (del orden de 98,8 °C, máx.= 110,4 °C y mín.= 88,6 °C), mientras que Na-K (promedio = 62,9 °C, máx.= 84,7 °C y mín.= 39,8 °C), SiO₂ cuarzo (promedio= 68,1 °C, máx.= 85,0 °C y mín.=59,7 °C) y Mg-Li (promedio= 68,5 °C, máx.= 88,6 °C y mín.= 54,8 °C) dan valores intermedios. Por otro lado, los que mejor correlacionan son los geotermómetros Na-K-Ca vs Na-K (R = 0,98) y Na-K-Ca vs SiO₂ cuarzo (R = 0,5).

La temperatura del último equilibrio termodinámico alcanzado entre el sistema hidrológico y los sedi-

mentos permitió estimar además, por medio de la ecuación (2), las profundidades máximas alcanzadas (profundidad de equilibrio) por estos fluidos hidrotermales.

$$P_e = ((T_g - T_{ma}) \times 100) / G \quad (2)$$

Donde:

P_e = Profundidad máxima en donde se alcanza el último equilibrio termodinámico.

T_g = Temperatura del último equilibrio termodinámico (estimada con geotermómetro).

T_{ma} = Temperatura media anual del lugar.

G = Gradiente geotérmico.

Se emplearon para el cálculo las temperaturas de equilibrio estimadas por medio del geotermómetro SiO₂ cuarzo y, para aquellas muestras en las que no se cuenta con análisis de sílice, se emplearon las estimadas por Na-K, de manera de obtener, en esta primera aproximación, valores intermedios. Si se comparan los resultados obtenidos con las profundidades de las perforaciones (Figura 9) se observa que en todos los casos, las profundidades máximas alcanzadas por los fluidos hidrotermales son muy superiores (promedio= 840 m, máx.= 1.288 m y mín.= 465 m para el geotermómetro SiO₂; y promedio= 797 m, máx.= 1.368 m y mín.= 395 m para Na-K).

Con los resultados alcanzados, se estima que el modelo geotérmico y la anomalía térmica poseen un fuerte condicionamiento estructural dado por el modelo geotectónico definido por diversos autores para la región. Según Kostadinoff y Reartes (1993), las anomalías en el campo magnético en una de las cuencas de la llanura pampeana argentina (Cuenca del Colorado), indican flujo de calor debido a adelgazamiento cortical, y las fracturas de distensión, relicto de la formación de la cuenca (sistema distensivo cretácico) serían los canales más adecuados de transferencia de calor. Este adelgazamiento cortical sería uno de los responsables del calentamiento anormal que sufren

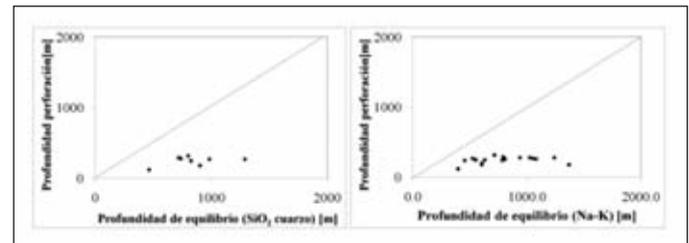


Figura 9. Profundidad de la perforación vs profundidad de equilibrio (SiO₂ cuarzo y Na-K)
Figure 9. Drilling depth vs equilibrium depth (SiO₂ quartz and Na-K)

las aguas de los sistemas profundos en la llanura (Bonorino, 1988), y dada la similitud geotectónica (dinámica distensiva en el cretácico y luego compresiva en el terciario) puede incluirse la zona bajo estudio.

La dinámica compresiva terciaria y la reactivación y levantamiento de las sierras Pampeanas, es la respuesta a una horizontalización de la placa oceánica de Nazca, evidenciada por un menor engrosamiento cortical y acortamiento de los orógenos (Jordan y Almendinger, 1986). Según Chebli *et al.* (2006), y apoyado con estudios exploratorios sísmicos, en la llanura existen manifestaciones de la inversión tectónica cenozoica en subsuelo. De esta forma, el área estudiada, a pesar de que en la topografía se manifiesta como un bloque hundido, se corresponde con un alto del basamento en el subsuelo. Según Llambías (2008) las rocas graníticas con alto contenido de U, Th y K tienen capacidad propia de producir localmente alto calor interno de origen radiogénico a través de largos períodos de tiempo. Si se asume la existencia en profundidad de rocas de este tipo en el área estudiada, como ya se indicara, ésta podría ser otra hipótesis del posible calentamiento del agua subterránea profunda. La transferencia de calor se daría en estos sistemas por conducción a través de los sedimentos que sirven de sustrato a los materiales permeables del acuífero y la distribución de calor en el propio sistema acuífero se produciría por libre convección hidrotérmal (Donaldson, 1962).

Además, los geotermómetros empleados muestran que estas aguas hidrotermales, en su movimien-

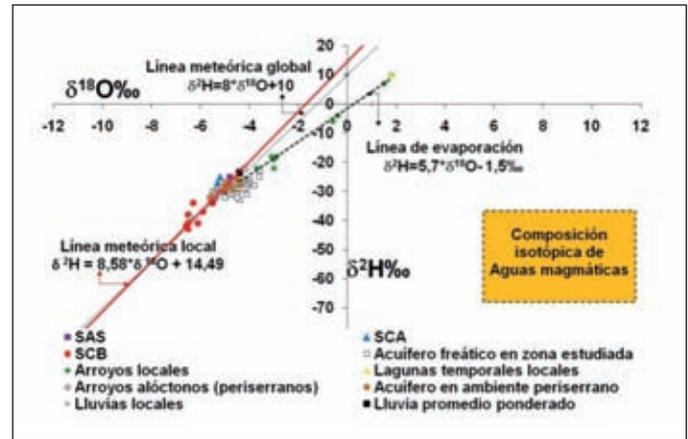


Figura 10. Composición isotópica de las aguas de los sistemas confinados profundos y de las aguas magmáticas

Figure 10. Isotopic composition of confined deep aquifers and magmatic water

to desde las áreas de recarga (sectores serranos) beneficiados por el sistema de estructuras propios de la región, han alcanzado profundidades y temperaturas más elevadas que las medidas en boca de pozo. Esto también queda evidenciado con la leve sobrecarga en las fases silíceas (principalmente cuarzo) que alcanza el agua al encontrarse con temperaturas más bajas al llegar a superficie. Las temperaturas que debieron alcanzar estos fluidos hidrotermales para lograr el equilibrio termodinámico que define su

N ° Perforación	Temperatura boca pozo [°C]	SiO ₂ amorfa	SiO ₂ calcedonia	SiO ₂ cuarzo	Na/K	Na-K-Ca	Na-Li	Mg-Li
C1	29,2	—	—	—	62,6	99,2	—	—
C2	32,4	—	—	—	81,2	107,6	—	—
C3	32,0	—	—	—	84,7	110,4	—	—
C4	30,6	-42,7	35,7	67,6	43,7	88,9	-0,5	69,0
C5	32,2	—	—	—	51,1	93,2	—	—
C6	30,2	—	—	—	59,3	97,3	—	—
C7	29,5	-43,4	34,8	66,7	59,2	97,3	-8,5	54,8
C8	23,3	—	—	—	68,5	99,1	—	—
C9	30,9	—	—	—	60,0	97,3	—	—
C10	31,3	-44,0	34,0	66,0	54,2	93,5	-0,2	62,7
C11	33,0	-48,9	27,7	59,9	71,8	101,8	0,4	58,6
C13	35,3	-46,2	31,2	63,3	67,9	99,4	13,2	67,4
C15	33,8	-49,1	27,5	59,7	55,0	94,3	3,3	75,0
C16	34,1	—	—	—	73,7	103,5	—	—
C17	30,9	-28,4	53,7	84,8	72,3	105,3	18,0	79,9
C18	—	-48,7	27,9	60,1	39,8	88,6	9,2	88,6
C19	35,8	—	—	—	52,9	95,3	—	—
C20	—	—	—	—	60,7	97,4	—	—
C21	—	—	—	—	74,3	105,3	—	—
C22	30,2	-28,2	54,0	85,0	62,3	99,2	4,2	61
C23	32,8	—	—	—	66,7	101,3	—	—

Tabla 3. Temperaturas del último equilibrio termodinámico alcanzado calculadas por geotermómetros [°C]
Table 3. The last reached thermodynamic equilibrium temperatures calculated by geothermometers [°C]

composición actual, permiten definir además que estos fluidos debieron descender entre 465 m y 1.288 m (promedio = 840 m) de profundidad y luego ascender a su posición actual.

Se descarta la posibilidad de la transferencia de aguas magmáticas provenientes del manto superior que pudieran generar también el calentamiento, ya que el análisis isotópico permite observar que la composición de las aguas termales profundas no guardan relación alguna con la de las aguas magmáticas (Figura 10) sino que su origen se vincula a la recarga de aguas meteóricas en áreas serranas, más empobrecidas isotópicamente que las lluvias locales, como se ha demostrado.

El modelo preliminar hidrogeológico y geotérmico alcanzado en la presente investigación se presenta en la figura 11.

Conclusiones

El área se destaca por el fuerte control morfotectónico dado por una megaestructura N-S, que genera una incidencia notoria en el relieve y consecuentemente en la hidrología regional.

El sistema de acuíferos confinados es multicapa, conformados por lentes de arenas (granulometrías, profundidades, desarrollo lateral y espesores variables), confinadas por materiales de granulometría muy fina, también variable y con diferente grado de compactación, lo que le otorga distintos grados de confinamiento. La secuencia sedimentaria estaría asociada a distintos estadios de un paleosistema fluvial terciario.

Los tres sistemas de acuíferos profundos (SAS, SCA y SCB) poseen comportamientos hidráulicos,

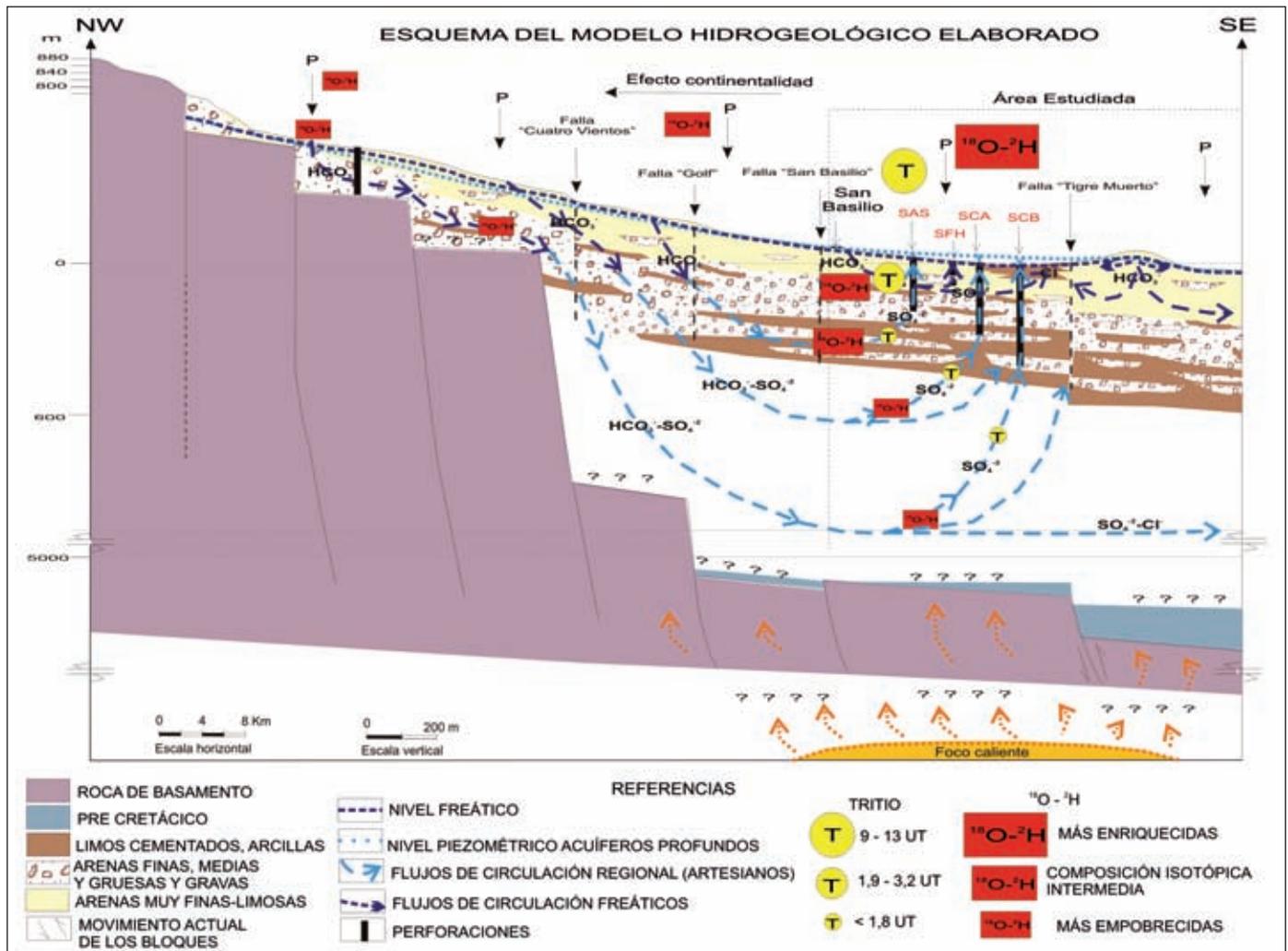


Figura 11. Esquema del modelo hidrogeoquímico y geotérmico
 Figure 11. Scheme of the hydrogeological and geothermal model

profundidades y calidades de agua diferentes. Si bien todos presentaron aguas dulces, con contenidos en As y F⁻ bajos y facies sulfatadas sódicas, los sistemas de menor grado de confinamiento SAS y SCA, si bien se ubican a profundidades diferentes, presentaron las aguas más saladas, los mayores contenidos en As y F⁻ y una composición isotópica similar a la del agua freática ($\delta^{18}\text{O}$ entre -5,0‰ y -4,6‰ y $\delta^2\text{H}$ entre -32‰ y -28‰), sugiriendo conexión hidráulica entre niveles. Sin embargo, y dada la relación de cargas hidráulicas en el área, el aporte es desde los acuíferos profundos hacia el freático. Por el contrario, el sistema más confinado SCB presenta las aguas más dulces (CE < 1.800 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y más empobrecidas isotópicamente ($\delta^{18}\text{O}\approx -6,6\%$, $\delta^2\text{H}\approx -43\%$) indicando menor conexión hidráulica con los superiores y una recarga alóctona, procedente del área periserrana occidental (Sierra de Comechingones), tal como lo muestran los resultados isotópicos de los arroyos allí muestreados.

El carácter sulfatado de estos acuíferos y los cálculos hidráulicos realizados, también sugieren recarga alóctona y mayor envejecimiento por mayor tiempo de residencia del agua desde áreas de recarga (decenas a miles de años). Los valores de ^3H muy bajos ($1,5 \pm 0,4$ UT a $1,8 \pm 0,4$ UT) medidos en estos sistemas profundos indican aguas muy viejas. No se descarta la hipótesis de que estos pequeños valores pudieran tener origen natural, es decir procedentes de la radiación neutrónica del litio generado por la desintegración radiactiva de torio y uranio, contenidos en altas concentraciones en rocas graníticas de la región. Es necesario contar con más información vinculada al ^3H , así como de suplementarla con mediciones de ^{14}C de manera de ajustar mejor la edad del agua en los distintos sistemas hidrológicos analizados.

La temperatura de surgencia de los tres niveles acuíferos profundos supera hasta en 10 °C las esperadas por la profundidad de estos sistemas. La distribución de los gradientes geotérmicos calculados indican una anomalía que muestra concordancia con el modelo geotectónico de la región y que se debería al calor remanente de un posible adelgazamiento cortical, a la probable presencia en profundidad de rocas de basamento granítico (U, Th y K) con capacidad propia de producir alto calor interno radiogénico en largos períodos de tiempo y a las fallas geológicas presentes que facilitan la circulación del agua a diversas profundidades. En relación al rol que desempeñan las estructuras, no debe descartarse la posibilidad de que los fluidos hidrotermales, en su movimiento desde las áreas de recarga (sectores serranos) y favorecidos por las estructuras de bloques descendentes, hayan alcanzado temperaturas más elevadas que las definidas por las geoisotermas,

ya que para explicar la composición geoquímica actual (leve sobresaturación en las fases silícicas) debieron haber alcanzado temperaturas máximas de hasta 85 °C (lo que implica profundidades máximas de descenso de hasta 1.288 m), que expliquen el equilibrio termodinámico con estas fases mineralógicas.

Agradecimientos

El trabajo fue financiado por FONCYT PICT 562/06 y por SECyT-UNRC. Se agradece especialmente al Dr. Panarello y a la Dra. Dapeña del INGEIS por la realización de los análisis isotópicos.

Referencias

- Andrews, J. y Kay, R. 1982. Natural production of tritium in permeable rocks. *Nature*, 298, 361-363.
- Blarasin, M., Degiovanni, S., Villegas, M. y Cabrera, A. 2005. *Aguas superficiales y subterráneas en el Sur de Córdoba: una perspectiva geambiental*. UNRC, Río Cuarto, Córdoba, 320 pp.
- Bonorino, A. G., 1988. *Geohidrología del sistema hidrotermal profundo de la región de Bahía Blanca*. Tesis Doctoral Inédita. Biblioteca Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca. 400 pág.+20 págs. (anexos).
- Cabrera, A. y Blarasin, M. 1997. Información de base para la planificación del uso de los recursos hídricos subterráneos en una zona con fuerte control estructural en la Llanura Argentina. *Investigación Hidrogeológica en Cuba. TAHICU '96*, 283-301.
- Cabrera, A. 2009. *Evolución hidrogeoquímica e isótopos ambientales del sistema acuífero asociado a los ambientes morfotectónicos de la falla regional Tigre Muerto. Córdoba. Argentina*. Tesis Doctoral Inédita. Biblioteca Universidad Nacional de Río Cuarto, Río Cuarto, 330 págs.+24 págs. (anexos).
- Chebli, G., Mozetic, M., Rossello, C. y Bühler, M. 1999. Cuencas Sedimentarias de la Llanura Chacopampeana. *Geología Argentina, Anales*, 29 (20), 627-644.
- Chebli, G., Spalletti, L., Rivarola, D., Elorriaga, E. y Webster, R. 2006. Cuencas cretácicas de la región central de la Argentina. *Simposio Geología Hidrocarburos*, 193-215.
- Custodio, E. y Llamas, M. 1983. *Hidrología subterránea*. Omega, Barcelona, 2.350 pp.
- Degiovanni, S., Villegas, M., Blarasin, M. y Sagripanti, G. 2005. *Hoja Geológica 3363-III Río Cuarto. Provincia de Córdoba*. Esc. 1:250.000. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Boletín N ° 349. SEGEMAR. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Donaldson, I. 1962. Temperature gradients in the upper layers of the Earth's crust due to convective water flows. *Journal of Geophysical Research*, 67, 3.449-3.459.
- Edmunds, M. y P. Shand, 2008. *Natural Groundwater Quality*. Blackwell Publishing, 469 pp.
- Fournier, R. O., White, D. E. y Truesdell, A. H. 1974.

- Geochemical indicators of subsurface temperature. Part I, basic assumptions. *Journal Research U.S Geological Survey*, 2, 3, 259-262.
- Fournier, R. O. y Truesdell, A. H. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer of natural water. *Geochim. Cosmochim.*, 37, 1255-1275.
- Fouillac, C. y Michard, G., 1981. Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs. *Geothermics*, 10, 55-70.
- Jordan, T. y Allmendinger, R. W. 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina; a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal Science*, 286, 737-764.
- Kazemi, G. A., Lehr, J. H. y Perrochet, P. 2006. *Groundwater Age*. Wiley, New Jersey, 325 pp.
- Kharaka, Y. K. y Mariner, R. H. 1989. *Thermal history of sedimentary basins. Methods and case histories*. Springer-Verlag, New York, 99-117.
- Kostadinoff, J. y Reartes, W. 1993. Medición e interpretaciones del flujo de calor terrestre en el Sur de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 48 (2), 147-153.
- Llambías, E. 2008. Geología de los cuerpos ígneos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina. Serie B. Didáctica y complementaria*, 29.
- McLennan, S. M. y S. R. Taylor, 1996. Heat flow and the chemical composition of continental crust. *Journal of Geology*, 104, 369-377.
- Nicolli, H., Tineo, A., Falcón, C. y García, J. 2005. Distribución del As y otros elementos asociados en aguas subterráneas de la región de los Pereyra. Tucumán, Argentina. *I Taller sobre As en aguas: origen, movilidad y tratamiento*, Río Cuarto, 83-91.
- Plummer L., Jones, B. y Truesdell, A. 1976. WATEQ4F- A Fortran. IV version of WATEQ, a Computer Program for Calculating Chemical Equilibrium of Natural Water. *U.S.G.S. Techniques of Water Resources Investigations. Report 76*, 13-70.

Recibido:
Revisado:
Aceptado:
Publicado: