

Procesos hidrogeoquímicos en las aguas subterráneas de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires

Melisa Glok Galli^{1,2,3}, Daniel E. Martínez^{1,2,3}, Eduardo E. Kruse^{1,4} y Ma. Lourdes Lima^{1,2,3}

¹ CONICET.

² Instituto de Investigaciones Marinas y Costeras CONICET-UNMDP.

³ Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario (UNMDP), Funes 3350, (7600) Mar del Plata, Buenos Aires, Argentina.

⁴ Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), Av. 60 y 122, (1900) La Plata, Buenos Aires, Argentina.

Mail de contacto: glokgalli@mdp.edu.ar

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es caracterizar los procesos hidrogeoquímicos presentes en las aguas subterráneas de la cuenca de la laguna Mar Chiquita. Se eligieron tres transectas de tres muestras cada una, correspondientes a la zonas de recarga, tránsito y descarga. Alcalinidad, pH y conductividad eléctrica (CE) fueron determinados "in situ", y los niveles freáticos (nf) medidos con sonda eléctrica bipolar. Los análisis químicos se realizaron empleando métodos estándar de laboratorio. Se interpretaron los datos utilizando el programa AQUACHEM y la modelación hidrogeoquímica fue efectuada mediante software PHREEQC. Como resultado general, se manifiesta un incremento en la salinidad correspondiente con la dirección de flujo de evolución del agua. Al graficar nf vs. CE, se observa que a menor valor de nf, mayor CE. El origen para las muestras cercanas a la laguna costera es por recarga local a partir de la precipitación, no evidenciándose una mezcla con agua de mar.

Palabras clave: cuenca laguna Mar Chiquita, modelación hidrogeoquímica, procesos hidrogeoquímicos.

ABSTRACT

The aim of the present paper is to characterize hydrogeochemical processes present in Mar Chiquita lagoon Catchment's groundwater. Three transects of three samples each were chosen, corresponding to the recharge, transit and discharge zones. Alkalinity, pH and electrical conductivity (EC) were determined "in situ" and phreatic levels (pl) were measured with bipolar electric probe. Chemical analyses were carried out using laboratory standard methods. AQUACHEM program was used for data interpretation and hydrogeochemical modeling was performed through PHREEQC software. As general result, a salinity increase corresponding to the flow direction of water evolution is manifests. By plotting the pl vs. EC, it can be observed that the lower the pl value, the higher the EC value. The local recharge source of the samples located near the lagoon is from rainfall, and a mix with seawater was not evidenced.

Keywords: Mar Chiquita lagoon Catchment, hydrogeochemical modeling, hydrogeochemical processes.

Introducción

La cuenca de la laguna Mar Chiquita está situada al sudeste de la llanura Pampeana Bonaerense y cubre un área aproximada de 10.000 km² (Fasano, 1980). Se caracteriza por la presencia de la laguna costera Mar Chiquita, declarada por UNESCO, en abril de 1996, como una de sus Reservas MAB (Man and the Biosphere) Mundiales. A su vez, este cuerpo principal de agua recibe la descarga de arroyos como el Grande, Dulce y Vivoratá, entre otros (Fig. 1). Estos cursos nacen en las sierras del Sistema de Tandilia, localizado en el sector

occidental de la zona de estudio, y recorren la mayor parte de su trayectoria a lo largo del ambiente de muy bajos gradientes, conocido por Tricart (1973) como Pampa Deprimida.

El objetivo del presente trabajo es caracterizar los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en las aguas subterráneas de la cuenca de la laguna Mar Chiquita, con el fin de profundizar en el conocimiento de la dinámica de las mismas a lo largo de su flujo, desde la zona de recarga hacia el área de descarga del acuífero. Existe como antecedente de la temática el trabajo de Levin et al. (1988).

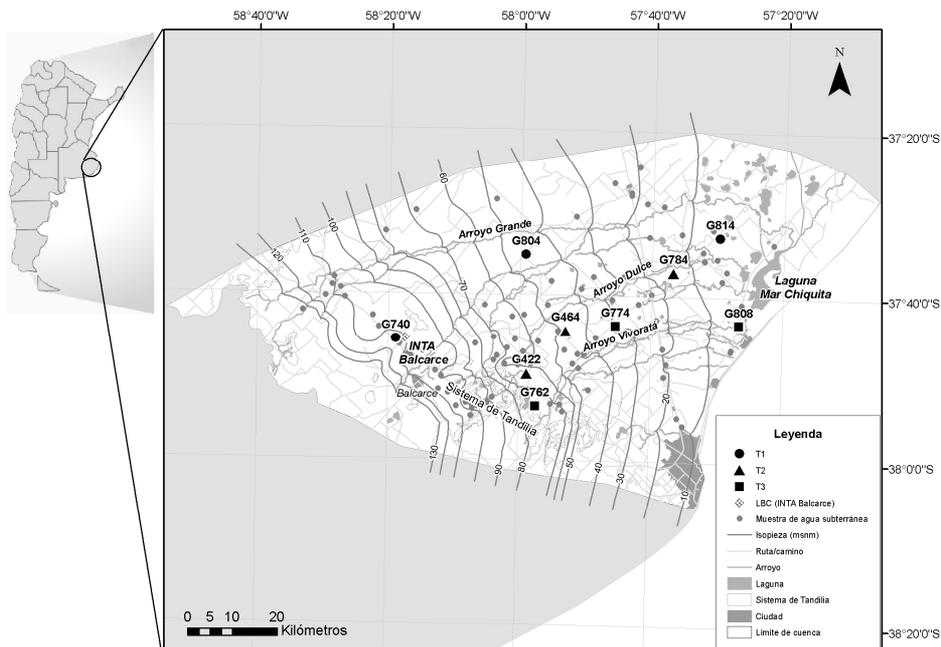


Figura 1. Mapa de localización del área de estudio, transectas 1 (T1), 2 (T2) y 3 (T3), y muestra de agua de lluvia LBC (INTA Balcarce).

Caracterización del área de estudio

Según sus rasgos topográficos dominantes, en el área de estudio se pueden reconocer tres zonas bien definidas con un comportamiento hidrogeológico asociado, que de oeste a este son: 1) Sierras del Sistema de Tandilia (rocas acuífugas), 2) Zona de lomadas periserranas (zona de recarga del acuífero), y 3) Llanura fluvio-eólica (zonas de tránsito y descarga), que culmina en un frente marítimo de aproximadamente 50 km de extensión. El relieve es poco marcado, variando la altura desde 2,34 a 360 msnm (Lima et al., 2008).

El área tiene un clima de tipo “templado-húmedo” según la clasificación de Köppen, o de tipo “subhúmedo-húmedo, mesotermal, sin deficiencia de agua” de acuerdo con el método de Thornthwaite (Kruse, 1986). La precipitación media anual para los últimos 40 años fue de 936,6 mm, siendo los meses de diciembre y enero los más lluviosos, mientras que agosto y junio se corresponden con los menores valores encontrados. En cuanto a la temperatura en los últimos 15 años, la media anual fue de 13,6 °C,

con julio como el mes más frío y enero como el mes más cálido (Glok Galli et al., 2011).

La distribución de isopiezas para el área en estudio revela la existencia de un flujo regional originado en el sector sudoeste, y cuya zona de descarga es la laguna costera Mar Chiquita, al noreste (Lima, 2012). El análisis de isopiezas en la llanura Pampeana Bonaerense manifiesta que en general los cursos de agua son efluentes (Sala, 1975; Lima, 2012).

Es posible reconocer en la zona de estudio la presencia de un acuífero de tipo “libre y multicapa” (Acuífero Pampeano). El mismo comprende a los sedimentos Pampeanos “sensu stricto” (Pleistoceno-Holoceno), así como también a los sedimentos Post-Pampeanos loésicos (Holoceno) (Fidalgo et al., 1975, 1991). Yace algunas veces directamente sobre las ortocuarcitas muy compactas, aunque fracturadas, de la Formación Balcarce (Eopaleozoico) (Dalla Salda e Iñiguez, 1979), y otras sobre el depósito marino de arenas y arcillas verdes de la Formación Paraná (Mioceno) (Sala, 1975). El espesor del acuífero varía desde unos pocos metros a más de 100

m, y su granulometría es variable, entre arenas y limos, y con intercalaciones arcillosas (Massone et al., 2005; Martínez y Bocanegra, 2002). Ocasionalmente aparecen niveles de tosca o bien CaCO_3 pulverulento y de ceniza volcánica (Teruggi, 1954). Por último, la recarga del sistema se genera a expensas de los excedentes de lluvias del ciclo hidrológico de la región y la descarga natural se produce en la laguna costera Mar Chiquita, ya sea a través de los arroyos o por descarga directa (Lima et al., 2008).

En cuanto a las características hidrogeoquímicas, el agua subterránea presenta cierta variabilidad en la composición iónica y es en general de tipo bicarbonatada sódica. Algunas muestras ubicadas en la zona de recarga presentan un desplazamiento hacia el vértice del magnesio, mientras que otras localizadas en el área de descarga se desplazan hacia una composición más clorurada. El valor promedio de conductividad eléctrica (CE) es de $1.111,3 \mu\text{S}/\text{cm}$, con un pH y temperatura promedios de $7,5$ y $17,1^\circ\text{C}$, respectivamente. Los arroyos, en cambio, tienen una composición iónica homogénea, siendo también de tipo bicarbonatada sódica. La CE presenta un valor promedio de $1.039,7 \mu\text{S}/\text{cm}$, la temperatura media es de $21,7^\circ\text{C}$ y el valor promedio de pH es de $8,4$, evidenciando una mayor alcalinidad (Glok Galli et al., 2011).

Finalmente, la composición isotópica (^{18}O y ^2H) del agua subterránea demuestra que la recarga del acuífero ocurre a partir de la precipitación, ya que la misma se aproxima a la composición media isotópica de la lluvia de la región ($-5,48\%$ para el $\delta^{18}\text{O}$ y -32% para el $\delta^2\text{H}$). A su vez, la composición isotópica de los arroyos es similar a la del agua subterránea, evidenciando un importante aporte del acuífero al caudal del agua superficial (Glok Galli et al., 2011).

Materiales y métodos

Para la realización del trabajo hidrogeológico, se llevaron a cabo tareas de campo entre los meses de octubre de 2010 y noviembre de 2012. A partir de los 151 pozos muestreados por bombeo directo en las principales captaciones de agua subterránea (Fig. 1), se eligieron tres transectas (T) conformadas por tres muestras cada una, correspondientes a las zonas de recarga, tránsito y descarga de la cuenca. De norte a sur del área de estudio, las mismas son: T1) G740-G804-G814, T2) G422-G464-G784, y T3) G762-G774-G808 (Fig. 1). Los valores de alcalinidad, pH y conductividad eléctrica fueron

determinados "in situ" y los niveles freáticos (nf), medidos con una sonda eléctrica bipolar.

Los análisis químicos se realizaron a partir de métodos estándar, en el laboratorio de Hidroquímica e Hidrología Isotópica del Instituto de Geología de Costas y del Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata, Argentina. Los iones mayoritarios calcio y magnesio fueron determinados por titulación complejométrica con EDTA, sodio y potasio por espectrometría de llama, cloruro por el método de Mohr, y sulfato por turbidimetría. Las determinaciones químicas se hicieron siguiendo la metodología detallada en APHA (1992).

Se utilizó el programa AQUACHEM (Calmbach y Waterloo Hydrogeologic Inc., 2003) para llevar a cabo la organización de la base de datos y la interpretación de los mismos a través de diagramas de Schoeller y Piper (Hem, 1992).

La modelación hidrogeoquímica se efectuó utilizando el software PHREEQC (Parkhurst y Appelo, 1999). Se realizaron en total nueve modelos inversos, tres por cada transecta (Tabla 1). Para cada primer modelo llevado a cabo en las T, se tomó como solución inicial (SI) a una misma muestra de agua de lluvia (LBC), correspondiente a la estación pluviométrica localizada en INTA Balcarce (al noroeste de la ciudad de Balcarce) (Fig. 1). Para dicha muestra, se simuló un proceso de evaporación, hasta obtenerse un contenido de cloruro que se acerque al contenido de este mismo ion en la muestra de agua subterránea situada en la zona de recarga y tomada como solución final (SF) (G740, G422 y G762 en T1, T2 y T3, respectivamente) (Tabla 1). Así, la solución resultante a partir de la simulación de evaporación, es la tomada como la composición efectiva del agua de recarga que se infiltra en el acuífero a través de la zona no saturada.

La segunda modelación inversa para cada transecta, fue realizada tomando como soluciones iniciales a los puntos de muestreo del área de recarga (G740 en T1, G422 en T2 y G762 en T3), y como soluciones finales a las muestras situadas en la zona de tránsito (G804, G464 y G774 en T1, T2 y T3, respectivamente) (Tabla 1). En la tercer y última modelación, estos puntos de muestreo situados en el área de tránsito fueron tomados como soluciones iniciales, mientras que las muestras localizadas en la zona de descarga de la cuenca se utilizaron como soluciones finales (G814 en T1, G784 en T2 y G808 en T3) (Tabla 1).

Por último, para los nueve modelos inversos se aceptó un error analítico variable entre el 5 y el 15%. Las fases minerales: calcita, $\text{CO}_{2(g)}$, yeso, halita, sílice ($\text{SiO}_{2(a)}$), fluorita, hematita, y

el intercambio iónico de Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ y Fe^{++} , se tuvieron en cuenta para la realización de la modelación.

Tabla 1. Muestras utilizadas en la modelación hidrogeoquímica inversa realizada mediante software PHREEQC para cada transecta (T). SI: solución inicial, SF: solución final.

T	1° modelo		2° modelo		3° modelo		
	SI	SF	SI	SF	SI	SF	
1	LBC		G740		G804		G814
2			G422		G464		G784
3			G762		G774		G808

Resultados

Al realizar la modelación hidrogeoquímica mediante PHREEQC, las tasas de evaporación obtenidas en el primer modelo inverso efectuado en cada transecta, a partir de la relación $\text{Cl}_{\text{muestra}}/\text{Cl}_{\text{LBC}}$, fueron de 4 para T1, 7,5 para T2 y 14,7 para T3.

En cada modelación, se obtuvieron como máximo de 1 a 4 resultados, de los cuales fue tenido en cuenta, para el análisis final de cada transecta, el que incluye más fases. Los mismos se muestran en las tablas 2, 3 y 4, que se corresponden con las transectas 1, 2 y 3, respectivamente.

En las tablas 2 y 3, se observan como principales procesos para T1 y T2, respectivamente; la disolución de calcita y halita, y el intercambio iónico, en donde el ión calcio es adsorbido por las superficies de intercambio, mientras que el ión sodio es liberado a la solución. En el caso de T3 (Tabla 4), por el contrario, ocurre precipitación de calcita hacia la muestra situada en la zona de descarga (G808); y al igual que en las demás transectas, se produce disolución de halita, pero en una proporción más notoria. En esta transecta situada al sur de la zona de estudio, también se evidencia un importante proceso de intercambio catiónico, pero ocurriendo hacia el punto de muestreo G808 la liberación a la solución de calcio y magnesio, y la adsorción de sodio en una importante proporción.

Como procesos secundarios producidos a lo largo del flujo de evolución del agua subterránea, se observa un valor próximo al equilibrio para la sílice, con una pequeña transferencia de milimoles a la fase sólida en T1 (Tabla 2). La fluorita se incluye en la modelación como fuente de flúor en la solución, manifestándose disolución de la misma en T2

(Tabla 3). La concentración de hierro prácticamente no se modifica a lo largo del flujo, observándose en T3 la adsorción de este ión dentro del proceso de intercambio catiónico, y la precipitación de óxido de hierro (Tabla 4).

Tabla 2. Valores (mmol) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 1 (T1).

Fase mineral	1° modelo	2° modelo	3° modelo
Calcita	4.98	1.83	1.98
$\text{CO}_{2(\text{g})}$	3.28	2.10	2.34
Yeso	-0.20	1.49	1.23
Halita		3.57	4.91
$\text{SiO}_{2(\text{a})}$		-0.18	-0.40
Fluorita		0.03	-0.06
Hematita		-2.39×10^{-3}	
CaX2	-4.84	-2.59	-2.53
MgX2	0.91	-0.15	2.39
NaX	7.67	5.02	0.38
KX	0.19	0.49	-0.10
FeX2		-9.56×10^{-3}	

Tabla 3. Valores (mmol) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 2 (T2).

Fase mineral	1° modelo	2° modelo	3° modelo
Calcita	4.26	1.02	3.99
$\text{CO}_{2(\text{g})}$	0.43	0.82	5.91
Yeso	-0.43	0.16	3.87
Halita		2.69	24.62
$\text{SiO}_{2(\text{a})}$			0.99
Fluorita		8.70×10^{-3}	0.05
Hematita			9.05×10^{-5}
CaX2	-3.96	-1.27	-7.19
MgX2	3.24	-0.76	-0.44
NaX	1.51	3.97	15.03
KX	-0.05	0.08	0.22
FeX2			2.16×10^{-3}

Tabla 4. Valores (mmol) obtenidos a partir de las modelaciones inversas realizadas mediante software PHREEQC para la Transecta 3 (T3).

Fase mineral	1° modelo	2° modelo	3° modelo
Calcita	3.07	1.15	-1.52
CO _{2(g)}	-6.29	0.82	-0.73
Yeso	-0.96	1.10	7.66
Halita		2.38	81.86
SiO _{2(a)}		-0.08	-0.87
Fluorita		-5.21x10 ⁻⁴	0.04
Hematita		-0.07	-5.49x10 ⁻³
CaX2	-3.94	-2.21	5.60
MgX2	-0.42	1.37	21.94
NaX	8.95	1.61	-57.19
KX	-0.23	0.20	2.11
FeX2		-0.07	-6.77x10 ⁻⁴

A través de la realización de diagramas de Schoeller para cada transecta (Fig. 2), es posible observar los cambios en las concentraciones de los iones mayoritarios, debido a los procesos expuestos en las tablas 2, 3 y 4. Para T1, en la Figura 2A, se observa un mayor aumento en el sentido del flujo de evolución del agua, en las concentraciones (miligramos/litro; mg/l) de los aniones cloruro y sulfato, mientras que para el calcio, magnesio, sodio y potasio, este acrecentamiento ocurre en una menor proporción. La concentración del anión bicarbonato se mantiene bastante constante, como es de esperarse en acuíferos freáticos y/o en áreas donde prevalece el equilibrio con calcita en un sistema abierto, siendo éste el caso del Acuífero Pampeano. En la Figura 2B, para T2, se evidencia un mayor aumento en las concentraciones de sodio, cloruro y sulfato; siendo éste menor para el potasio, y manteniéndose constantes los valores en mg/l para el calcio, magnesio y bicarbonato. En el caso de T3 (Fig. 2C), las concentraciones de los iones calcio, magnesio, cloruro y sulfato son las que aumentan en mayor proporción a lo largo del flujo de evolución; las de sodio y potasio son las que menos se acrecientan, y la concentración de bicarbonato se mantiene constante.

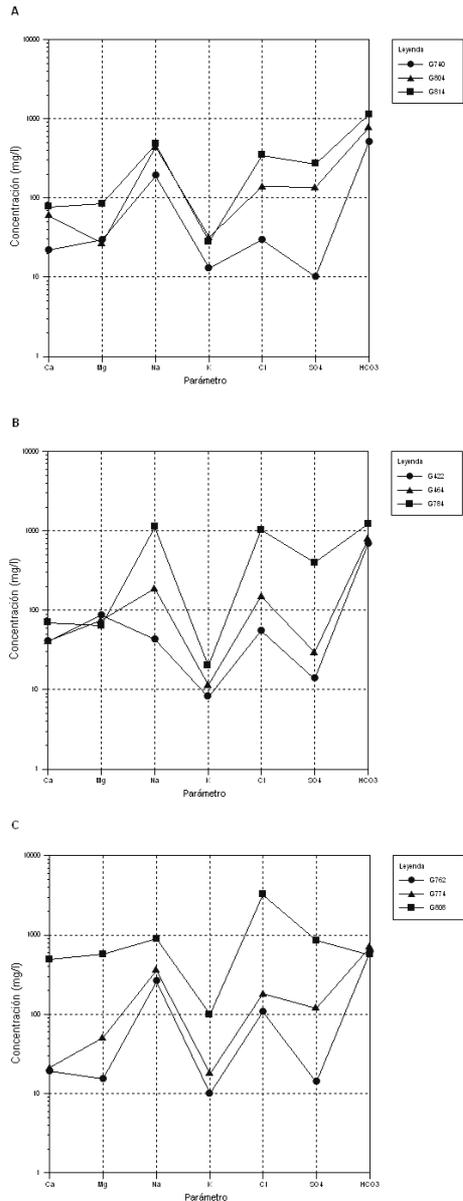


Figura 2. Diagramas de Schoeller. A) Transecta 1 (T1), B) Transecta 2 (T2); C) Transecta 3 (T3). Concentraciones expresadas en mg/l.

Finalmente, al graficar la relación entre nivel freático (msnm) y conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) para 86 muestras (de los 151 puntos de muestreo) que cuentan con ambos valores

medidos (Fig. 3), se observa un mejor ajuste a una línea de tendencia potencial, cuyo valor aproximado de $R^2=0.51$. En general, son mayores los valores de conductividad eléctrica a medida que los valores de nivel freático decrecen.

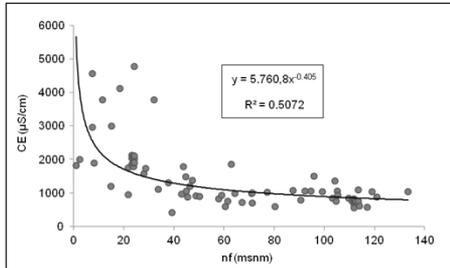


Figura 3. Gráfico de CE ($\mu\text{S/cm}$) vs. nf (msnm).

Discusión y conclusiones

El modelo de evolución hidrogeoquímica planteado para la cuenca de la laguna Mar Chiquita, el cual toma al agua de lluvia como punto de partida, permite explicar la evolución en el contenido iónico del agua subterránea, teniendo en cuenta un equilibrio con calcita en un sistema abierto y procesos de intercambio catiónico. Esto mismo fue considerado también en otros estudios realizados para el Acuífero Pampeano (Bonorino et al., 2001; Martínez y Bocanegra, 2002; Quiroz Londoño et al., 2008). La presencia de concreciones compactas de calcita diseminadas en la totalidad de la llanura, tiene un impacto significativo en la calidad química del agua.

En la zona de recarga (área de lomadas periserranas), y posteriormente a la infiltración del agua de lluvia, se producen importantes reacciones hacia la zona de descarga (llanura fluvio-eólica), que modifican la composición química del agua subterránea, y que son atribuidas al proceso de evolución geoquímica normal (Chebotarev, 1955). Por otra parte, puede existir cierta dependencia entre las facies hidrogeoquímicas presentes dentro de un área y los valores de pendiente del paisaje de la misma.

En la cuenca de la laguna Mar Chiquita, la presencia en la zona de lomadas de agua subterránea de tipo bicarbonatada magnésica (Fig 4B: G422), es producto de la infiltración del agua de lluvia en equilibrio con carbonatos y de la disolución de los silicatos menos solubles presentes en el loess pampeano. El proceso de intercambio catiónico determina la evolución hacia aguas de tipo bicarbonatada sódicas (Fig. 4A: G740, G804 y G814; Fig. 4B: G464; Fig. 4C:

G762 y G774), o cloruradas sódicas (Fig. 4B: G784).

La composición aniónica del agua subterránea es modificada por el control del equilibrio del carbonato en el carbono inorgánico disuelto, y por otra parte, mediante la incorporación de sales solubles presentes en forma pulverulenta en la matriz del loess pampeano (especialmente NaCl , CaSO_4 y Na_2SO_4), que son producto de la evaporación del agua en la zona no saturada. Así, se presentan composiciones cloruradas sódicas en algunos puntos de la zona de descarga (Massone et al., 2005). La disolución de halita obtenida como resultado en la modelación hidrogeoquímica para las tres transectas (tablas 2, 3 y 4), es el proceso que se introduce para explicar ese aporte de NaCl y el incremento en la concentración de cloruro en el sentido del flujo. De este modo, los valores de conductividad eléctrica aumentan en el pasaje hacia el ambiente de llanura, en dirección noreste (Lima, 2012; Glok Galli et al., 2011). Esto se corrobora al graficar los valores de conductividad eléctrica vs. los de nivel freático para el área en estudio (Fig. 3). En general, se observa un aumento en la CE a medida que el valor de nf decrece, localizándose hacia la zona de la llanura fluvio-eólica los valores de nivel freático más cercanos a la superficie (Fig. 1).

La Figura 4 muestra, a través de diagramas de Piper, cómo es la evolución en la composición química del agua subterránea para cada transecta, desde la zona de recarga hacia el área de descarga; incluyéndose además la composición del agua de mar. Se observa una evolución geoquímica normal, con un incremento en la salinidad hacia el ambiente de llanura (al noreste), tanto para T1 (Fig. 4A) como para T2 (Fig. 4B). En el caso de T3 (Fig. 4C), se manifiesta un proceso de endurecimiento del agua subterránea hacia la zona de descarga, ya que existe un aumento en las concentraciones de calcio y magnesio. Este incremento, dado por el proceso de intercambio catiónico, se produce por la liberación a la solución de 5.60 mmol de Ca^{++} y 21.94 mmol de Mg^{++} , y la adsorción de 57.19 mmol de Na^+ . A su vez, la disolución de calcio genera una sobresaturación del mismo en la solución, precipitando 1.52 mmol de calcita (Tabla 4).

El análisis isotópico realizado previamente en la zona de estudio (Glok Galli et al., 2011), permite inferir que la recarga del acuífero se produce localmente a partir del agua de lluvia, no comprobándose una mezcla con agua de mar para las muestras situadas cerca de la laguna costera Mar Chiquita, como es el caso

del punto de muestreo G808 (T3, Fig.1). Esta muestra de composición clorurada magnésica cálcica (Fig. 4C), presenta concentraciones de magnesio (570,40 mg/l) y cloruro (3.235,4 mg/l) y, en consecuencia, una CE (8.180 $\mu\text{S}/\text{cm}$), relativamente cercanas a las del agua de mar (1.350 mg/l, 19.000 mg/l y 50.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente); e incluso un contenido de calcio (490 mg/l) un poco mayor (410 mg/l para el agua de mar). En cambio, la composición isotópica de G808 (-4,91 ‰ y -28,05 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respectivamente) se aproxima a la composición promedio del agua de lluvia de la región (-5,48 ‰ para el $\delta^{18}\text{O}$ y -32 ‰ para el $\delta^2\text{H}$) (Glok Galli et al., 2011).

Así, la similitud entre la composición química de la muestra G808 y el agua de mar, y su aproximación en cuanto a composición isotópica con el agua de lluvia, podrían deberse a la presencia del fenómeno de mareas altas. El mismo, genera la ocurrencia de desbordes en la laguna Mar Chiquita (con influencia marina) y/o en el arroyo Vivoratá, en la zona cercana a su desembocadura en la laguna costera (Fig. 1). El agua desbordada y acumulada en la planicie de inundación del cuerpo de agua superficial se evapora, y las sales de composición marina precipitan, luego de un prolongado tiempo de residencia en el área de menor relieve de la zona bajo estudio. Posteriormente, ocurre la

infiltración del agua en el acuífero, el cual se recarga localmente mediante precipitación. Esta situación es comparable con la estudiada por Carol et al. (2009) para la planicie costera de la Bahía de Samborombón. En este trabajo, las relaciones hidroclorídicas y los valores isotópicos obtenidos, indican en general una contribución despreciable del agua de mar al agua subterránea, y un origen de la recarga del acuífero a partir del agua de lluvia.

Con respecto a los procesos secundarios que tienen lugar a lo largo del flujo de evolución del agua subterránea, la sílice amorfa, que tendría su origen en la disolución del vidrio volcánico presente en el loess pampeano (Teruggi, 1954), alcanza su saturación en T1 (Tabla 2). El incremento de flúor en T2 (Tabla 3) simulado como disolución de fluorita, en realidad podría también derivar de la disolución de los vitroclastos de la ceniza volcánica distribuida en los sedimentos del Acuífero Pampeano (Kruse y Ainchil, 2003), o de la disolución de fluorapatita (Borgnino et al., 2013). Por último, los bajos valores observados en la Tabla 4 para T3, en referencia a los procesos de adsorción de hierro y precipitación de óxido de hierro, indican que prácticamente la concentración de este ión a lo largo del flujo de evolución del agua subterránea no se modifica.

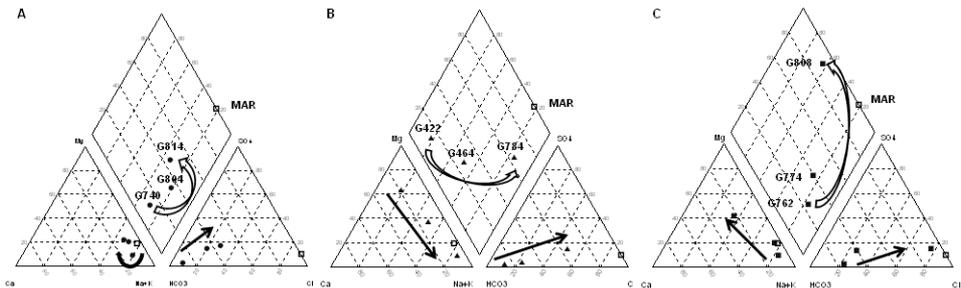


Figura 4. Diagramas de Piper mostrando la composición de las muestras de agua subterránea y del agua de mar. A) Transecta 1 (T1), B) Transecta 2 (T2); C) Transecta 3 (T3).

Agradecimientos

Estos estudios fueron financiados por el CONICET a través del PIP 112 200801 01318 KE1 y por el FONCyT mediante el PICT 11 0768.

Referencias

APHA. 1992. Standard methods for the examination of water and wastewater. 18th ed. American Public Health Association, Washington, DC, 1100 pp.

Bonorino, G., Albouy, R. y Rossi, S. 2001. La influencia del sistema carbonatado sobre el quimismo del agua subterránea (Cuenca Superior del Arroyo Chasicó). *Geoacta*, 26, 1-11.

Borgnino, L., Garcia, M.G., Bia, G., Stupar, Y.V., Le Coustumer, Ph. y Depetris, P.J. 2013. Mechanisms of fluoride release in sediments of Argentina's central region. *Sci. of the Total Environ.*, 443, 245-255.

Calmbach y Waterloo Hydrogeologic. 2003. Water Quality Data Analysis, Plotting, &

- Modeling; *Aquachem User's Manual v.4.0.*, Co-Developed by Lukas Calmbach and Waterloo Hydro-geologic, Inc., United States of America, 276 pp.
- Carol, E., Kruse, E. y Mas Pla, J. 2009. Hydrochemical and isotopical evidence of ground water salinization processes on the coastal plain of Samborombón Bay, Argentina. *Journal of Hydrology* 365, 335–345.
- Chebotarev, I.I. 1955. Metamorphism of Natural Waters in the Crust of Weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 8, 22-48.
- Dalla Salda, L. e Iñiguez Rodríguez, A. 1979. La Tinta. Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires. *VII Congreso Geológico Argentino*, 1: 539-550, Neuquén.
- Fasano, J.L. 1980. Geohidrología de la laguna Mar Chiquita y alrededores, provincia de Buenos Aires. *Simp. sobre Probl. Geol. del Lit. Atl. Bonaer.* Resúmenes. Mar del Plata, 1980.
- Fidalgo, F., De Francesco, F.O. y Pascual, R. 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense (Argentina). *6° Congreso Geológico Argentino*. Relatorio, 103-138. Bahía Blanca.
- Fidalgo, F., Riggi, J.C., Gentile, R., Correa, H. y Porro, N. 1991. Los "Sedimentos Postpampeanos" continentales en el ámbito sur bonaerense. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XLVI* (3-4): 239-256.
- Glok Galli, M., Martínez, D.E., Kruse, E.E., Lima, L. y Grondona, S.I. 2011. Caracterización hidrogeoquímica e isotópica de las nacientes de la Cuenca de la laguna Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. *VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea. Calidad y Contaminación de Agua Subterránea*: 76-83. Salta, Argentina.
- Hem, J.D. 1992. Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Waters. U.S.G.S. *Water-Supply Paper*, 2254, fourth printing, 263 pp.
- Kruse, E.E., 1986. Aspectos geohidrológicos de la región sudoriental de Tandilla. Cuencas de los Aos. Vivoratá, las Brusquitas y el Durazno. *Asoc. Geol. Arg., Rev. XLI* (3-4): 367-374. Buenos Aires.
- Kruse, E. y Ainchil, J. 2003. Fluoride variations in groundwater of an area in Buenos Aires Province, Argentina. *Environ. Geol.*; 44:86–9.
- Levin, M., Fasano, J., Ospital, C., Panarello, H.O., Albero, M.C. y Bocanegra, E.M. 1988. Aplicaciones isotópicas e hidroquímicas en estudios hidrogeológicos del área de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires. *II Jornadas Geológicas Bonaerenses*, Bahía Blanca. Actas, 631-640.
- Lima, M.L. 2012. Dinámica del uso de la tierra y cambios de vulnerabilidad del acuífero a la contaminación en la cuenca del Arroyo Dulce, provincia de Buenos Aires. *Tesis Doctoral*. UNR, 227 pp.
- Lima, M.L., Massone, H.E. y Ferrante, A. 2008. Caracterización hidrológica-ambiental de la Cuenca del Arroyo Dulce, Provincia de Buenos Aires. *IV Congreso Iberoamericano de Ambiente y Calidad de Vida*, Catamarca, línea científica, 22 al 24 de septiembre de 2008.
- Martínez, D.E. y Bocanegra, E.M. 2002. Hydrochemistry and cationic exchange processes in the coastal aquifer of Mar del Plata, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 10 (3), 393-408.
- Massone, H.E., Martínez, D.E. y Tomás, M. 2005. Caracterización hidroquímica superficial y subterránea en la Cuenca Superior del Arroyo Grande (Prov. de Buenos Aires). *II Seminario Hispano Latinoamericano sobre temas de Hidrología Subterránea: relación aguas superficiales-aguas subterráneas*, Actas, 47-55. Río Cuarto. Córdoba.
- Sala, J.M. 1975. Recursos Hídricos. *Relatorio VI, Congreso Geológico Argentino*. 169-194. Bs. As.
- Parkhurst, D.L. y Appelo, C.A. 1999. User's guide to PHREEQC, a computer program for speciation, reaction path, advective-transport, and inverse geochemical calculations. *Water Resources Investigation Report* 99-4259. US Geological Survey.
- Quiroz Londoño, O. M., Martínez, D.E., Dapeña, C. y Massone, H.E. 2008. Hydrogeochemistry and isotope analyses used to determine groundwater recharge and flow in low-gradient catchments of the province of Buenos Aires, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 16 (6), 1113–1127.
- Teruggi, M. 1954. El mineral volcánico-piroclástico en la sedimentación cuaternaria argentina. *Asoc. Geol. Arg., Rev. IX*: 3, 184-191. Buenos Aires.
- Tricart, J.L. 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. *INTA. Colección Científica N XII*. 197 págs.