

CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO KÁRSTICO COSTERO DEL SECTOR GÜIRA-QUIVICÁN (CUENCA SUR HABANA). III: IDENTIFICACIÓN DE LOS PROCESOS DE MEZCLA Y FENÓMENOS MODIFICADORES DE LAS FACIES HIDROQUÍMICAS

González^{1*}, A.; J.R. Fagundo²; P. González²; E. Romero¹; S. Jiménez³; G. Benítez⁴;
D. Orihuela¹; V. Ferrera³; J. Ramírez² & M. Suárez²

Resumen - Se identifican los principales procesos modificadores de la calidad de las aguas subterráneas del acuífero kárstico costero del sector Güira-Quivicán debidos al fenómeno de intrusión marina. Entre ellos cabe mencionar la precipitación y disolución de carbonatos, que trae consigo la dolomitización, el intercambio iónico directo e inverso y los procesos de oxidación-reducción. La parte baja de la zona de mezcla, próxima al agua salada subyacente, es la más reactiva, ocurriendo en ella procesos de reducción de sulfatos y de intercambio iónico inverso de gran intensidad que modifican significativamente la composición química de las aguas subterráneas, lo que hace que aparezcan facies hidroquímicas del tipo Cl-Na:Ca.

Palabras clave - acuífero costero, karst, mezcla agua dulce-agua salada, interacción mezcla-roca, procesos modificadores, intrusión marina.

INTRODUCCIÓN

La composición química del agua subterránea depende de su interacción con el medio por el que discurre y es reflejo de su origen e historia evolutiva. En acuíferos costeros se dan cambios en la calidad del agua como resultado de la mezcla con agua de mar (intrusión marina) y de la interacción mezcla-roca.

* Escuela Politécnica Superior. Campus de La Rábida. 21819-Palos de la Frontera. Huelva. España. E-mail: arsenio@uhu.es.

1. Grupo de Hidrogeología y Medio Ambiente. Universidad de Huelva. España.
2. Centro Nacional de Termalismo "Víctor Santamarina". La Habana. Cuba.
3. Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos (INRH). La Habana. Cuba.
4. Centro Nacional de Investigaciones Científicas (CNIC). La Habana. Cuba.

El proceso de intrusión marina en acuíferos costeros es bien conocido en lo que se refiere a sus orígenes y consecuencias. Sin embargo su adecuada caracterización se ve dificultada por la complejidad hidrodinámica e hidroquímica del proceso (Giménez, 1994).

Desde el punto de vista hidroquímico el fenómeno de intrusión marina implica dos procesos fundamentales:

- a) Mezcla entre el agua dulce y el agua de mar. Trae consigo el incremento de la salinidad de las aguas, en función del porcentaje de agua de mar en la mezcla, como consecuencia del aporte de sales por el agua de mar.
- b) Fenómenos modificadores derivados de la interacción mezcla-roca. Se refiere a que la mezcla de dos fases físico-químicas diferentes origina un agua en desequilibrio que debe recuperar su equilibrio interactuando con el acuífero. Esto produce reacciones mezcla-roca que son de mayor o menor intensidad de acuerdo al porcentaje de agua de mar en la mezcla y a la litología del acuífero.

Los aspectos cinéticos y geoquímicos del sistema agua dulce-agua de mar han sido estudiados en diferentes regiones, particularmente en el caso de los acuíferos kársticos, bajo diferentes condiciones climáticas: Florida y Yucatán (Back y Hanshaw, 1971; Back et al., 1986), Ampulí, Italia (Cotecchia et al., 1975) y Cuba (Arellano y Fagundo, 1985, 1991). En España hay un gran número de trabajos de índole geoquímica e hidrogeológica: Mallorca y Menorca (Herman, Back y Pomar, 1986), Almería (Pulido Bosch, 1989) y otras regiones.

En los acuíferos kársticos costeros afectados por la intrusión marina, la hidroquímica es de naturaleza dinámica con grandes y rápidas variaciones. Back y Hanshaw (1981) señalan que los acuíferos kársticos costeros son sistemas geoquímicos dinámicos en los que ocurren interacciones agua-roca en forma continua, siendo la parte más activa del sistema la zona de mezcla más cercana al agua salada subyacente, a pesar de que es la zona menos estudiada y conocida. En estos acuíferos tienen lugar procesos de disolución y precipitación de minerales en una gran variedad de escalas de tiempo y espacio. Según estos investigadores, en estos acuíferos impera un ambiente geoquímico extraordinariamente sensible en el cual, sutiles cambios en los parámetros físico-químicos dan lugar o frenan la ocurrencia de ciertos procesos. Como consecuencia, plantean la hipótesis de que las zonas de alta porosidad y permeabilidad secundaria en acuíferos kársticos costeros son el resultado de los procesos de disolución y precipitación en la

zona de mezcla que han acompañado las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno (Back y Hanshaw, op. cit.).

Desde el punto de vista cualitativo el aporte iónico por la intrusión del agua de mar es siempre similar y depende de la mayor o menor difusión de los iones. Esto nos permite tomar como índice de intrusión marina el incremento progresivo, total o relativo, de las concentraciones de ciertos iones (iones conservativos). Sin embargo en el proceso interviene de manera determinante la naturaleza del acuífero, ya que la interacción mezcla-roca es capaz de modificar de forma drástica la concentración de ciertos iones (iones no conservativos) y por tanto algunas relaciones iónicas debido a fenómenos de disolución, precipitación e intercambio iónico (Morell et al., 1986, 1988).

Entre los cambios más significativos que se originan cuando se mezclan aguas diferentes se pueden citar los siguientes: disolución incongruente de minerales por efecto de ión común, precipitación de minerales de hierro (férico) por formación de una mezcla más oxidada, aumento o disminución de la solubilidad por cambios de pH, incremento de la solubilidad por efecto salino o de fuerza iónica, incremento de la corrosión de las calizas debido al denominado efecto de mezcla de agua (mixing-corrosión). En las zonas kársticas litorales el efecto de la mezcla agua dulce-agua de mar y la interacción mezcla-roca dan lugar a los siguientes procesos modificadores de la calidad de las aguas naturales (Appelo y Postma, 1993; Fagundo, 1996; Morell et al., 1986; González et al., 1996, 1998):

1. Precipitación y disolución de carbonatos.
2. Intercambio iónico.
3. Oxidación-reducción.

En las partes I y II de esta serie de tres artículos que presentamos a este Congreso, se han identificado las diferentes zonas hidrogeoquímicas que conforman el acuífero kárstico costero del sector Güira-Quivicán, Cuenca Sur de La Habana, y las distintas facies hidrogeoquímicas que se pueden encontrar en el mismas, producto de la mezcla agua dulce-agua de mar y de su interacción con el medio geológico que la contiene. Esta tercera parte tiene como objetivo la identificación de los diferentes procesos hidrogeoquímicos presentes en este acuífero, que modifican la calidad de las aguas subterráneas.

MATERIALES Y MÉTODOS

Los criterios químicos suelen ser una de las herramientas más eficaces en el estudio de los procesos de intrusión marina. El estudio de índices hidrogeoquímicos nos proporciona información de las características del acuífero y de los procesos físico-químicos que tienen lugar durante la interacción mezcla-roca.

Los índices hidrogeoquímicos tradicionalmente utilizados son las relaciones iónicas $rCl^-/rHCO_3^-$, rMg^{2+}/rCa^{2+} , rSO_4^{2-}/rCl^- , $r(Ca^{2+}+Mg^{2+})/rCl^-$, rNa^+/rCl^- , rCl^-/rBr^- . El rápido incremento de la relación $rCl^-/rHCO_3^-$ es un excelente trazador de la intrusión marina, ya que si la contaminación salina tuviese otro origen el incremento paralelo de la concentración de los iones HCO_3^- provocaría variaciones de esta relación menos marcadas. En el agua de mar sus valores oscilan entre 200 y 500, mientras que en las aguas dulces varían entre 0.1 y 5.

Cuando existen fenómenos de reducción de sulfatos la relación rSO_4^{2-}/rCl^- toma una gran importancia. La misma posee un valor característico en el agua de mar (0.1) por lo que un acercamiento a este valor de la relación rSO_4^{2-}/rCl^- en las muestras sería un indicio de contaminación por agua de mar.

Por su parte la relación rMg^{2+}/rCa^{2+} puede también considerarse indicativa de contaminación marina, especialmente cuando su incremento va acompañado del aumento de la relación $rCl^-/rHCO_3^-$. En el agua de mar alcanza valores entorno a 5, mientras que en las aguas dulces es de 0.3 a 0.5. Sin embargo puede verse afectada por los procesos de reducción de sulfatos, disolución-precipitación de carbonatos e intercambio iónico.

En presencia de intercambio iónico muchas de las relaciones anteriores se modifican, cosa esta que hay que tener en cuenta. La relación más simple para identificar un proceso de intercambio iónico durante la intrusión marina es rNa^+/rCl^- .

Otro de los índices geoquímicos que se utiliza con frecuencia en la caracterización del fenómeno de intrusión marina es el índice de saturación (IS), que expresa el estado de saturación de un agua con respecto a un mineral determinado. El IS responde a la relación entre el producto de la actividad iónica (producto iónico) de los iones involucrados (PI) y el producto de solubilidad del mineral (Kps) (Lloyd and Heathcote, 1985):

$$IS = \log \left[\frac{PI}{Kps} \right]$$

IS=0: condición de equilibrio,

IS>0: condición de sobresaturación,

IS<0: condición de insaturación o subsaturación,

Por otra parte se tiene que el reconocimiento del ión cloruro como elemento indicador de intrusión marina permite su uso en la determinación del porcentaje de agua de mar en la mezcla y también para establecer la que en términos hidroquímicos se conoce como mezcla conservativa, es decir la mezcla binaria teórica que indica la concentración de cada ión en función de la proporción en que interviene cada uno de los miembros, agua dulce-agua de mar, en la mezcla.

La situación de las muestras respecto a esta línea conservativa de mezcla indica el enriquecimiento o pérdida preferencial de un ión respecto al otro, lo cual puede estar controlado por los diferentes procesos modificadores (gráficos de dilución) (Lloyd and Heathcote, op. cit.; Pascual and Custodio, 1990, in Giménez, 1994). El cálculo de las diferencias entre la concentración del ión calculada teóricamente a partir de esta mezcla conservativa y la concentración real del ión en la muestra (deltas iónicos), permite cuantificar las desviaciones identificadas en los gráficos de dilución y los fenómenos modificadores relacionados con la reactividad entre la mezcla y el material acuífero.

Las concentraciones teóricas de mezcla se calculan sobre la base de suponer al ión cloruro como indicador absoluto de la intrusión marina (Giménez, 1994):

$$[\text{i3n}]_{\text{te3rica}} = A [\text{Cl}^-]_{\text{real}} + B$$

donde A y B son, respectivamente, la pendiente de la recta de dilución o de mezcla agua dulce-agua de mar y la ordenada en el origen de dicha funci3n. Se calculan a partir de las concentraciones de i3n cloruro [Cl⁻] y del i3n que deseamos [i3n] en el agua dulce y en el agua de mar.

$$A = \frac{([\text{i3n}]_{\text{a.m.}} - [\text{i3n}]_{\text{a.d.}})}{([\text{Cl}^-]_{\text{a.m.}} - [\text{Cl}^-]_{\text{a.d.}})}$$

$$B = ([\text{i3n}]_{\text{a.m.}} - A [\text{Cl}^-]_{\text{a.m.}})$$

La diferencia entre los valores reales y te3ricos, constituyen los denominados Δ i3nicos:

$$? \text{ i3n} = [\text{i3n}]_{\text{real}} - [\text{i3n}]_{\text{te3rica}}$$

Es muy importante elegir correctamente el miembro de agua dulce que interviene en la mezcla, ya que su composici3n ser3 determinante en los valores de los deltas i3nicos.

En la Tabla 1 se muestra la concentración del agua que se ha tomado como miembro dulce y salino, así como las ecuaciones de mezcla utilizadas para el cálculo de los) iónicos.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Las aguas subterráneas del acuífero Güira-Quivicán están modificando profundamente su composición química como resultado de la mezcla con agua salada procedente del mar y de la interacción mezcla-roca.

En las Tablas 2, 3 y 4 se indican los valores mínimos, máximos y medios de los índices geoquímicos que se han utilizado para la identificación de los procesos modificadores de la calidad del agua (relaciones iónicas,) iónico, índice de saturación).

La zona II (agua dulce muy poco salinizada) se caracteriza por presentar porcentajes de mezcla entre el 0.2 y el 2.1 %, y valores medios de los) iónicos pequeños, cercanos a cero (Tabla 3). No obstante, puntualmente los) iónicos varían durante el período de observación (enero de 1997-julio de 1998) presentándose para los iones Ca^{2+} y Na^+ las mayores variaciones (Figura 1a), con valores tanto positivos como negativos. En el caso del ión Mg^{2+} los) iónicos son siempre positivos, para el ión HCO_3^- son, en su mayoría, negativos, y para el ión SO_4^{2-} son, en su mayoría, positivos.

En la Figura 1b se observa que las aguas de esta zona se encuentran siempre sobresaturadas con respecto a la calcita y a la dolomita y subsaturadas con respecto al yeso. Por su parte las relaciones iónicas (Tabla 2) muestran que la $r\text{Cl}^-/r\text{HCO}_3^-$ toma un valor medio (1.03) mayor que en el agua dulce (0.19) pero menor que en el agua de mar (170), y lo mismo sucede con $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$, lo cual es indicativo de salinización por intrusión marina.

El análisis en componentes principales, obtenido a partir de la matriz de correlación de los) iónicos, sirve para dilucidar con mayor facilidad los procesos hidroquímicos presentes en esta zona (Tabla 5). Se observa que los ΔCa^{2+} y ΔNa^+ se agrupan en el factor 1, con signo positivo y negativo respectivamente, lo que podría indicar que mientras el primero aumenta el segundo disminuye, y viceversa, y explicar por tanto la ocurrencia de intercambio iónico directo e inverso. Por su parte el ΔMg^{2+} no queda explicado por ninguno de los dos factores. En el caso de los aniones, los ΔSO_4^{2-} y ΔHCO_3^- se agrupan en el factor 2, también con signo negativo y positivo respectivamente. Esto podría explicar la ocurrencia de procesos redox, que influyen en el comportamiento de estos iones (Giménez, 1994).

La zona III (agua dulce ligeramente salinizada, con porcentaje de mezcla entre 0.8 y 5.0 %) presenta anomalías en los valores medios de los Δ iónicos para Ca^{2+} y Na^+ , pues son negativos y positivos, respectivamente, aunque el valor absoluto es muy semejante, lo que puede indicar la ocurrencia de intercambio iónico directo. Para el resto de los iones, los valores medios de los Δ iónicos son pequeños, próximos a cero (Tabla 3). En la Figura 2a se puede observar que las mayores variaciones en los valores puntuales de los Δ iónicos corresponden a los iones Ca^{2+} y Na^+ , con valores negativos para el primero y positivos para el segundo. Los Δ iónicos para el resto de los iones están muy cercanos al cero, aunque en el caso del SO_4^{2-} puede alcanzar valores de hasta 9 meq/l, aún cuando el valor medio de $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ sea igual al del agua de mar (Tabla 2), anomalía que puede ser debida a procesos de oxidación de sulfuros de gran intensidad. Si, por otra parte, se compara el valor medio de la relación $r\text{Na}^+_{\text{teórico}}/r\text{Cl}^-$ (0.82) con el valor medio de la relación $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ de las muestras (0.85), se observa que el primer valor es menor que el segundo, lo que se debe a la existencia de un intercambio iónico directo (Pascual, 1990). Cabe señalar que aunque en esta zona se obtiene un valor medio de la relación $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$ igual a la unidad (Tabla 2) y aguas sobresaturadas con respecto a la dolomita (Tabla 4 y Figura 2b), la dolomitización no tiene lugar, puesto que las aguas también se encuentran sobresaturadas con respecto a la calcita (Plummer, 1975). De aquí que los ΔMg^{2+} sean muy pequeños, pudiéndose considerar como cero, y, por lo tanto, que el ión Mg^{2+} se comporte según la mezcla conservativa agua dulce-agua de mar.

El análisis en componentes principales (Tabla 6) muestra que los ΔCa^{2+} y ΔNa^+ se agrupan en el factor 1, con signos negativo y positivo respectivamente, lo que podría explicar el intercambio iónico directo. El ΔMg^{2+} , al igual que ΔHCO_3^- , no queda explicado por ninguno de los dos factores, mientras que el ΔSO_4^{2-} se agrupa en el factor 2, lo que explicaría los procesos redox anteriormente comentados.

La parte alta de la zona de mezcla (zona IVa, con porcentaje de mezcla entre 2.0 y 23.7 %) presenta anomalías en los valores medios de los ΔMg^{2+} y ΔNa^+ , con valores negativos y positivos respectivamente (Tabla 3). En el caso del ΔCa^{2+} el valor medio es pequeño, cercano a cero, aunque los valores puntuales son grandes y alcanzan hasta 18 meq/l (Figura 3a). Estas variaciones se deben a un proceso de dolomitización, al que acompaña un exceso de iones Ca^{2+} y un déficit de iones Mg^{2+} , lo que justificaría que estas aguas se encuentren sobresaturadas con respecto a la dolomita y, en parte, subsaturadas en calcita (Figura 3b). Las variaciones también se explicarían por valores de la relación $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$ mayores que la unidad y de hasta 5.34 (Plummer, 1975), por valores de

concentración de Cl^- mayores de 1 g/l (Plummer, op. cit.; Margaritz et al., 1980, in Giménez, 1994), y, a la vez, por la existencia de un intercambio iónico directo entre el Ca^{2+} y el Na^+ , lo que traería consigo un déficit de iones calcio ($\Delta\text{Ca}^{2+} < 0$) y un exceso de iones sodio ($\Delta\text{Na}^+ > 0$). Por otra parte el valor medio de la relación $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ en las muestras se iguala al del agua de mar, indicando la invasión marina, aun cuando se observan valores de ΔSO_4^{2-} altos, del orden de los 19 meq/l, que indican procesos de oxidación de sulfuros (Tabla 2).

El análisis en componentes principales (Tabla 7) muestra que el ΔMg^{2+} y ΔHCO_3^- se agrupan en el factor 1, ambos con signo negativo, lo que explicaría el proceso de dolomitización. El ΔNa^+ y ΔSO_4^{2-} se agrupan en el factor 2, lo que indicaría la relación entre el intercambio iónico y los procesos redox. El ΔCa^{2+} no se explica por ninguno de los dos factores ya que está influenciado por dos procesos diferentes, la dolomitización y el intercambio iónico directo.

La parte baja de la zona de mezcla (zona IVb, con porcentaje de mezcla entre 20.3 y 61.08 %) es la más reactiva de todas. En las Tablas 2, 3 y 4 se puede observar la gran variabilidad de los índices geoquímicos empleados. En esta zona se alcanzan los valores absolutos más grandes de los) iónicos y todos los iones mayoritarios se encuentran afectados, en mayor o menor medida, por intensos procesos modificadores.

En la mayoría de las ocasiones las aguas de esta zona se encuentran subsaturadas con respecto a la calcita y siempre con respecto a la dolomita y al yeso (Figura 4b), cosa que no ocurre en las zonas anteriores donde las aguas se encuentran sobresaturadas tanto en calcita como en dolomita pero no así para el yeso, respecto al cual siempre están subsaturadas. Las relaciones iónicas se ven muy afectadas. Los mayores cambios se dan en la relación $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$, que adquiere un valor mínimo de 0.01, diez veces menor que el del agua de mar (0.1), lo cual está acompañado por un gran déficit de iones sulfato ($\Delta\text{SO}_4^{2-} = -16.41$), lo que es indicativo de un intenso proceso de reducción de sulfatos en esta zona. La relación $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$, que hasta ahora en las zonas anteriores había sido igual o mayor a la unidad, disminuye por debajo de este valor (0.66) y la relación $r\text{Na}^+/r\text{Cl}^-$ también se ve disminuida, y a todo ello acompaña un gran déficit de iones Mg^{2+} y Na^+ ($\Delta\text{Mg}^{2+} = -9.47$ y $\Delta\text{Na}^+ = -53.6$) y un gran incremento de iones Ca^{2+} ($\Delta\text{Ca}^{2+} = 41.4$). En cuanto a la relación $r\text{HCO}_3^-/r\text{Cl}^-$, que como se puede observar en la Tabla 2 aumenta progresivamente a medida que aumenta el porcentaje de agua de mar en la mezcla, aumenta mucho en esta zona y alcanza su máximo valor (397.5), mayor que el correspondiente al agua de mar (170), lo que se debe al déficit de los iones HCO_3^-

($\Delta\text{HCO}_3^- = -3.31$). Estas anomalías muestran la complejidad de esta zona en cuanto a la diversidad de procesos modificadores que en ella están ocurriendo y a la influencia de los mismos sobre el comportamiento de los iones mayoritarios.

El déficit de iones Mg^{2+} en esta zona no puede ser explicado por procesos de dolomitización, pues estas aguas se encuentran siempre subsaturadas con respecto a la dolomita (Figura 4a), por lo que se puede esperar que los iones Mg^{2+} acompañen a los iones Na^+ en un intercambio iónico inverso con los iones Ca^{2+} , lo que implica un incremento de iones Ca^{2+} . En los casos donde las aguas se encuentran sobresaturadas con respecto a la calcita (Figura 4b) puede ocurrir precipitación de carbonato de calcio, lo cual justificaría el déficit de iones HCO_3^- y el hecho de que el déficit de sodio y magnesio no estén compensados con el incremento de iones Ca^{2+} .

El análisis en componentes principales (Tabla 8), a partir de la matriz de correlación de los) iónicos, muestra que los ΔCa^{2+} , ΔMg^{2+} , ΔNa^+ y ΔSO_4^{2-} se agrupan en el factor 1, con signo negativo para el primero y positivo para los restantes, lo cual explicaría el intercambio iónico inverso entre el calcio, el sodio y el magnesio, relacionados con los procesos redox que involucran al ión sulfato. El ΔHCO_3^- se agrupa en el factor 2, lo que podría explicar la precipitación de carbonatos.

En la zona V (agua salada, con porcentaje de mezcla entre 43.5 y 100 %) las aguas suelen encontrarse sobresaturadas en dolomita, mientras que para la calcita existe gran variación en los índices de saturación (a veces sobresaturadas y en otras ocasiones subsaturadas, Figura 5b). Las anomalías en los valores medios de los) iónicos se presentan de forma general en todos los iones, con valor negativo para el ΔMg^{2+} y positivo para el resto de los iones (Ca^{2+} , Na^+ , HCO_3^- y SO_4^{2-}). Aunque para el ión Na^+ el valor medio de los) iónicos es pequeño, cercano a cero, en la Figura 5a se puede observar que los valores puntuales presentan grandes variaciones, llegando a alcanzar los ± 53 meq/l lo cual debe estar ligado a intercambio iónico directo e inverso. Esto mismo sucede en el caso de los ΔSO_4^{2-} (Tabla 3), afectado por procesos redox. En el resto de los iones también se observa variabilidad de los valores puntuales de los) iónicos, tomando para el ΔCa^{2+} y el ΔHCO_3^- valores positivos en la mayoría de las ocasiones.

El valor medio de la relación $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ es igual al del agua de mar (0.1) y la $r\text{Mg}^{2+}/r\text{Ca}^{2+}$ siempre es mayor que la unidad llegando a alcanzar valores de hasta 5.50, lo cual, junto a la saturación respecto a la dolomita y a la subsaturación respecto a la calcita en que se encuentran estas aguas, sustenta la existencia de dolomitización, proceso que puede justificar el déficit de Mg^{2+} y también el incremento de Ca^{2+} (Tabla 6 y Figura 5a).

El análisis en componentes principales (Tabla 9), a partir de la matriz de correlación de los) iónicos, muestra que los ΔMg^{2+} y ΔHCO_3^- se agrupan en el factor 2 con signo positivo para ambos, lo que explicaría el proceso de dolomitización. Por su parte el ΔCa^{2+} no queda incluido en ninguno de los dos factores, lo que indicaría que además de la dolomitización este ión se ve afectado por el intercambio iónico, ya sea directo o inverso. El ΔSO_4^{2-} y el ΔNa^+ se agrupan en el factor 1, que relaciona el proceso de intercambio iónico con los procesos redox.

CONCLUSIONES

Lo expuesto en este artículo demuestra la complejidad de los fenómenos modificadores de la calidad del agua subterránea en los acuíferos kársticos costeros afectados por intrusión marina. La metodología de estudio empleada ha permitido poner de manifiesto que en el acuífero Güira-Quivicán, Cuenca Sur de La Habana, actúan tanto la precipitación y solubilización de carbonatos como los procesos de intercambio iónico directo e inverso y de oxidación-reducción.

La zona del acuífero más afectada por estos procesos es la de mezcla, fundamentalmente la parte baja (zona IVb) que es la más cercana al agua salada subyacente, lo que la convierte en la zona de mayor reactividad del acuífero desde el punto de vista hidroquímico (Back y Hanshaw, 1981). En ella están ocurriendo intensos procesos de reducción de sulfatos y de intercambio iónico inverso, acompañados también de la precipitación de carbonato de calcio. Estas son las causas de que en dicha zona predominen facies hidroquímicas del tipo Cl-Na:Ca (véase el artículo II de esta serie).

Es interesante señalar que en las aguas ligeramente salinizadas (zonas II y III) y en la parte alta de la zona de mezcla (zona IVa) están ocurriendo procesos de intercambio iónico directo, lo cual es una muestra de recuperación del acuífero al ser lavado por agua dulce (Giménez et. al., 1995). Este proceso creemos que es consecuencia de la construcción del Dique Sur, obra hidráulica de contención de gran trascendencia en el sector.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte de los resultados obtenidos en las actividades hispano-cubanas desarrolladas durante los años 1997 a 1999 en el proyecto conjunto Evaluación Automatizada de los Acuíferos Cársicos Costeros ante el Impacto del Hombre y los Cambios Globales, en el marco del convenio entre la Dirección General de Universidades de la Junta de Andalucía y la Agencia Española de Cooperación Internacional para

ayudas en materia de Cooperación Universitaria Andaluza con los Países de Lengua Hispana de Centroamérica y Caribe Insular, y se ha llevado a cabo a través de la Universidad Internacional de Andalucía (Sede Iberoamericana de La Rábida, Huelva, España).

REFERENCIAS

- Appelo, C.A.J., D. Postma (1993). *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. Balkema, Rotterdam, 536 pp.
- Arellano, M., J. R. Fagundo (1985). Criterio acerca de la zonación geoquímica de un acuífero cársico mediante índices químicos, físicos, parámetros hidroquímicos y relaciones iónicas. *Voluntad Hidráulica*, 66: 2-13. La Habana.
- Back, W., B.B. Hanshaw (1971). Comparison of Chemical Hydrology of the Carbonate Peninsula of Florida and Yucatan. *J. Hydrol.*, 10: 330.
- Back, W., B.B. Hanshaw (1981). Chemical characterization of cave, cove, caleta and karst creation in Quintana Roo. *Geological Society of America Abstracts.*, 94 th Annual Meeting: 23 (7): 400.
- Back, W., B.B. Hanshaw, J.S. Herman, J.N. van Driel (1986). Differential dissolution of a Pleistocene reef in the ground-water mixing zone of coastal Yucatan, Mexico. *Geology*, 14 (2): 97-192.
- Cotecchia, T., G. S. Tazioli, P. Tittozzi (1975). *Geochimica delle acque sotterranee della Penisola Salentina in relazione al rapporto tra le acque di falda, le acque marine sotterranee e il mare*. *Geologia Applicata e Idrogeologia*, 10 (1): 205-224. Bari.
- Fagundo, J.R. (1996). Química del Agua Kárstica. In: *Hidroquímica del Karst*. J.R. Fagundo, J.E. Rodríguez, J.J. Valdés, eds., Universidad de Granada, 13-124.
- Fagundo J.R., D.M. Arellano (1991). Hydrogeochemical impacts of coastal karst aquifer overdrafts. *Studia Carsologica*, 5: 37-47.
- Giménez, E. (1994). *Caracterización hidrogeoquímica de los procesos de salinización en el acuífero detrítico costero de la Plana de Castellón (España)*. Tes. Doct., Univ. Jaume I. 469 pp. Castellón.
- Giménez, E., M.D. Fidelibus, I. Morell (1995). Metodología de análisis de facies hidroquímicas aplicada al estudio de la intrusión marina en acuíferos detríticos costeros: aplicación a la Plana de Oropesa (Castellón). *Hidrogeología*, 11: 55-72.
- González, P., G. Benítez, M. Suárez, J.R. Fagundo (1998). Corrosión química por mezcla de aguas de diferente naturaleza. In: *Contribución a la Educación y la Protección Ambiental*. *Hombre y Medio Ambiente*. Edit. Academia, 64-68. La Habana.

- González, P., V. Ferrera, G. Benítez, J.R. Fagundo, L. Sánchez (1996). Estudios experimentales de disolución de roca carbonatada en condiciones de mezcla agua dulce-agua de mar. In: Contribuciones a la Hidrogeología y Medio Ambiente en Cuba. J.R. Fagundo, J.M. García, A. Álvarez-Nodarse, I. Morell, eds. Univ. Jaume I, 357-366. Castellón.
- Herman J.S., W. Back, L. Pomar (1986). Speleogenesis in groundwater mixing zone. The coastal carbonate aquifers of Mallorca and Menorca, Spain. 9 th Congreso Internacional de Espeleología, Barcelona, 1: 13-1.
- Lloyd, W.J., J.A. Heathcote (1985). Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater, An introduction. Ed. Claredon Press, Oxford, 296 pp.
- Morell, I., J. Medina, A. Pulido-Bosch, R. Fernández-Rubio (1986). Caracterización de la intrusión marina en el acuífero costero de Oropesa-Torreblanca (prov. de Castellón) en base al estudio de relaciones iónicas. Hidrogeología, 1:15-31.
- Morell, I., E. Giménez, M. V. Esteller (1988). Comportamiento iónico y procesos físico-químicos en acuíferos detríticos costeros de las Planas de Oropesa, Castellón y Gandía (Com. Valencia). Hidrogeología, 3:21-33.
- Pascual, J. M. (1990). Hidrogeoquímica del macizo de Garraf: análisis de los procesos relacionados con la mezcla de aguas subterráneas, dulces y saladas en el litoral de Calafel-Bellevei (Tarragona). Tes. Doct., Univ. Politécnica de Cataluña, 241p.
- Plummer, L.N. (1975). Mixing of seawater with CaCO₃ groundwaters. Geol. Soc. Am. Mem., 142: 19-236.
- Pulido-Bosch, A. (1989). Caracterización hidroquímica del Campo de Dalías (Almería), Ed. Inst. Andaluz de Reforma Agraria, España. 265 pp.

Ión	Concentración agua dulce (meq/l)	Concentración agua de mar (meq/l)	Ecuación de mezcla (X: concentración de Cl ⁻ en meq/l)
Cl ⁻	1.10	550.00	
SO ₄ ²⁻	0.30	45.00	Y = 0.08143 X - 0.2100
HCO ₃ ⁻	5.50	2.40	Y = - 0.00564 X + 5.5062
Ca ²⁺	6.10	22.00	Y = 0.02897 X + 6.0681
Mg ²⁺	0.30	104.00	Y = 0.18890 + 0.0922
Na ⁺ +K ⁺	0.40	477.40	Y = 0.85789 X - 0.4437

Tabla 1. Ecuaciones de mezcla utilizadas para la determinación de los) iónicos en el acuífero Güira-Quivicán, Cuenca Sur de La Habana (período enero de 1997 a julio de 1998)

Zona hidrogeoquímica (número) (% de mezcla)	Nombre del pozo (profundidad en m)	Relaciones iónicas				
		rCl ⁻ /rHCO ₃ ⁻	rSO ₄ ²⁻ /rCl ⁻	rMg ²⁺ /rCa ²⁺	rNa ⁺ /rCl ⁻	
Agua dulce (I)	Rancherita (20m)	Min.	0.18	0.18	0.03	0.13
		Máx.	0.22	0.60	0.07	0.61
		Media	0.19	0.36	0.04	0.40
Agua dulce muy poco salinizada (II) (0.2-2.1 %)	Sotolongo Díaz (10-11 m)	Min.	0.37	0.00	0.15	0.52
	Liliana Dimitrova (8-37-40 m)	Máx.	3.25	0.38	0.53	1.54
	Cala 10 (2-10 m)	Media	1.03	0.13	0.25	0.80
Agua dulce ligeramente salinizada (III) (0.8-5.0 %)	Sotolongo Díaz (40-41 m)	Min.	1.08	0.00	0.27	0.66
	Santa Ana (5-12 m)	Máx.	5.54	0.21	14.4	1.05
	Cala 10 (5 m)					
Álvaro Barba (3-10-15-20 m)	Media	3.15	0.10	1.00	0.85	
Playa Cajío (2-15 m)						
Zona de mezcla agua dulce-agua salada, parte alta (IVa) (2 – 23.7 %)	Sotolongo Díaz (43-46 m)	Min.	1.24	0.00	0.30	0.53
	Liliana Dimitrova (44.5 m)	Máx.	105	0.48	5.34	1.16
	Santa Ana (20-30 m)					
Cala 10 (15-20.5 m)	Media	23.4	0.10	1.50	0.85	
Álvaro Barba (21.5 m)						
Playa Cajío (17 m)						
Zona de mezcla agua dulce-agua salada, parte baja (IVb) (20.3 – 61.8 %)	Liliana Dimitrova (46 m)	Min.	34.1	0.00	0.42	0.52
	Santa Ana (30.7 m)	Máx.	780	0.11	1.78	0.79
	Cala 10 (21 m)					
Álvaro Barba (23 m)	Media	397	0.01	0.66	0.61	
Playa Cajío (17.5 m)						
Agua salada (V) (43.5-100 %)	Sotolongo Díaz (50.5 m)	Min.	12.9	0.03	1.14	0.70
	Liliana Dimitrova (47 m)	Máx.	456	0.21	5.50	1.02
	Santa Ana (38 m)					
Cala 10 (25 m)	Media	117	0.10	3.05	0.84	
Álvaro Barba (25-34 m)						
Playa Cajío (19-23 m)						
Agua de mar (VI) 100 %	Costa Sur (Playa Cajío)	Min.	160	0.06	4.95	0.83
		Máx.	180	0.11	5.50	0.86
		Media	170	0.10	5.23	0.84

Tabla 2. Relaciones iónicas (r = meq/l). Acuífero Güira-Quivicán, Cuenca Sur de La Habana (período enero de 1997 a julio de 1998)

Zona hidrogeoquímica (número)(% de mezcla)	Nombre del pozo (profundidad en m)) iónico				
			ΔSO_4^{2-}	ΔHCO_3^-	ΔCa^{2+}	ΔMg^{2+}	ΔNa^+
Agua dulce muy poco salinizada (II) (0.2-2.1 %)	Sotolongo Díaz (10-11 m)	Min.	-0.85	-1.43	-3.8	-0.01	-3.16
	Liliana Dimitrova (8-37-40 m)	Máx.	1.23	0.51	0.94	1.39	2.86
	Cala 10 (2-10 m)	Media	0.43	-0.32	-0.70	0.42	-0.09
Agua dulce ligeramente salinizada (III) (0.8-5.0 %)	Sotolongo Díaz (40-41 m)	Min.	-1.54	-2.96	-6.00	-1.11	-1.64
	Santa Ana (5-12 m)	Máx.	9.95	1.12	1.28	3.14	9.24
	Cala 10 (5 m)						
	Álvaro Barba (3-10-15-20 m)	Media	0.30	-0.26	-1.74	-0.01	1.31
Playa Cajío (2-15 m)							
Zona de mezcla agua dulce-agua salada, parte alta (IVa) (2 – 23.7 %)	Sotolongo Díaz (43-46 m)	Min.	-6.46	-4.31	-5.72	-8.82	-24.7
	Liliana Dimitrova (44.5 m)	Máx.	19.3	1.21	18.0	4.29	28.4
	Santa Ana (20-30 m)						
	Cala 10 (15-20.5 m)	Media	1.16	-0.72	-0.18	-1.80	2.07
Álvaro Barba (21.5 m)							
Zona de mezcla agua dulce-agua salada, parte baja (IVb) (20.3 – 61.8 %)	Liliana Dimitrova (46 m)	Min.	-27.2	-4.18	5.20	-13.6	-74.4
	Santa Ana (30.7 m)	Máx.	4.94	1.05	60.9	4.48	-5.21
	Cala 10 (21 m)						
	Álvaro Barba (23 m)	Media	-16.4	-3.35	41.4	-9.47	-53.6
Playa Cajío (17.5 m)							
Agua salada (V) (43.5-100 %)	Sotolongo Díaz (50.5 m)	Min.	-26.2	-3.22	-2.00	-19.7	-53.7
	Liliana Dimitrova (47 m)	Máx.	32.7	3.63	32.5	12.4	52.5
	Santa Ana (38 m)						
	Cala 10 (25 m)	Media	2.62	1.49	6.30	-3.33	0.57
	Álvaro Barba (25-34 m)						
Playa Cajío (19-23 m)							

Tabla 3.) iónicos de los iones mayoritarios (meq/l). Acuífero Güira-Quivicán, Cuenca Sur de La Habana (período enero de 1997 a julio de 1998)

Zona hidrogeoquímica (número)(% de mezcla)	Nombre del pozo (profundidad en m)	Índice de saturación			
		ISCa	ISDo	ISY	
Agua dulce (I)	Rancherita (20m)	Min.	0.13	-1.17	-2.37
		Máx.	1.43	1.79	-1.83
		Media	0.1	-0.04	-2.08
Agua dulce muy poco salinizada (II) (0.2-2.1 %)	Sotolongo Díaz (10-11 m)	Min.	-0.03	-0.41	-2.76
	Liliana Dimitrova (8-37-40 m)	Máx.	1.03	1.45	-1.24
	Cala 10 (2-10 m)	Media	0.49	0.46	-2.04
Agua dulce ligeramente salinizada (III) (0.8-5.0 %)	Sotolongo Díaz (40-41 m)	Min.	-0.99	-0.70	-2.97
	Santa Ana (5-12 m)	Máx.	1.34	2.45	-0.94
	Cala 10 (5 m)				
Álvaro Barba (3-10-15-20 m)	Media	0.60	1.12	-1.87	
Playa Cajío (2-15 m)					
Zona de mezcla agua dulce-agua salada, parte alta (IVa) (2 – 23.7 %)	Sotolongo Díaz (43-46 m)	Min.	-0.86	-1.71	-3.33
	Liliana Dimitrova (44.5 m)	Máx.	0.95	2.25	-0.64
	Santa Ana (20-30 m)				
Cala 10 (15-20.5 m)	Media	0.22	0.66	-1.48	
Álvaro Barba (21.5 m)					
Zona de mezcla agua dulce-agua salada, parte baja (IVb) (20.3 – 61.8 %)	Liliana Dimitrova (46 m)	Min.	-1.54	-3.30	-2.30
	Santa Ana (30.7 m)	Máx.	0.48	1.32	-0.62
	Cala 10 (21 m)				
Alvaro Barba (23 m)	Media	-0.67	-1.46	-1.57	
Playa Cajío (17.5 m)					
Agua salada (V) (43.5-100 %)	Sotolongo Díaz (50.5 m)	Min.	-0.26	0.07	-1.15
	Liliana Dimitrova (47 m)	Máx.	1.17	2.97	-0.33
	Santa Ana (38 m)				
Cala 10 (25 m)	Media	0.57	1.69	-0.62	
Álvaro Barba (25-34 m)					
Agua de mar (VI) 100 %	Costa Sur (Playa Cajío)	Min.	-2.39	-5.35	-3.70
		Máx.	1.44	3.55	-0.75
		Media	-0.76	-1.60	-2.53

Tabla 4. Índice de saturación respecto a la calcita, dolomita y yeso. Acuífero Güira-Quivicán, Cuenca Sur de La Habana (período enero de 1997 a julio de 1998). Ca: calcita; Do: dolomita; Y: yeso

Δ iónico	Factor 1	Factor 2
ΔSO_4^{2-}		-0.75
ΔHCO_3^-		0.76
ΔCa^{2+}	0.86	
ΔMg^{2+}		
ΔNa^+	-0.97	

Tabla 5. Componentes principales para los) iónicos en la zona II del acuífero Güira-Quivicán (agua dulce muy poco salinizada, con porcentaje de mezcla entre 0.2 y 2.1%)

Δ iónico	Factor 1	Factor 2
ΔSO_4^{2-}		0.93
ΔHCO_3^-		
ΔCa^{2+}	-0.86	
ΔMg^{2+}		
ΔNa^+	0.78	

Tabla 6. Componentes principales para los) iónicos en la zona III del acuífero Güira-Quivicán (agua dulce ligeramente salinizada, con porcentaje de mezcla entre 0.8 y 5.0 %)

Δ iónico	Factor 1	Factor 2
ΔSO_4^{2-}		-0.88
ΔHCO_3^-	-0.76	
ΔCa^{2+}		
ΔMg^{2+}	-0.83	
ΔNa^+		-0.74

Tabla 7. Componentes principales para los) iónicos en la zona IVa del acuífero Güira-Quivicán (parte alta de la zona de mezcla; agua salobre con porcentaje de mezcla entre 2.0 y 23.7%)

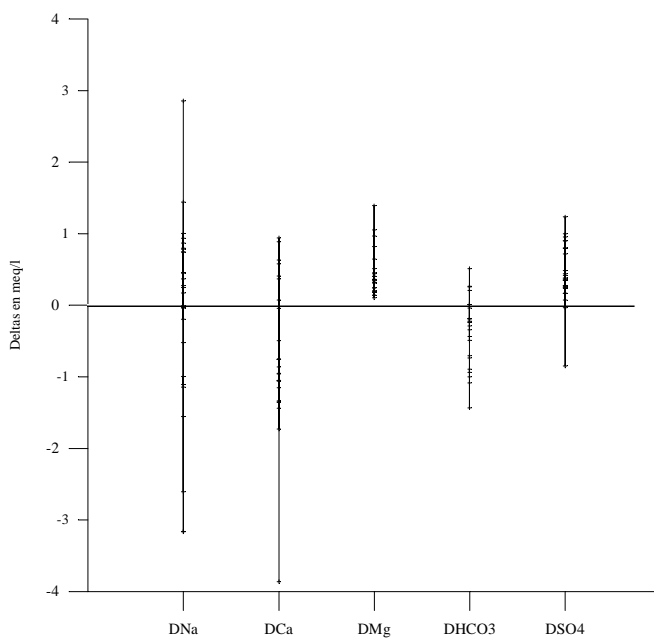
Δ iónico	Factor 1	Factor 2
ΔSO_4^{2-}	0.95	
ΔHCO_3^-		0.76
ΔCa^{2+}	-0.87	
ΔMg^{2+}	0.81	
ΔNa^+	0.91	

Tabla 8. Componentes principales para los) iónicos en la zona IVb del acuífero Güira-Quivicán (parte baja de la zona de mezcla; agua salobre con porcentaje de mezcla entre 20.3 y 61.08%)

Δ iónico	Factor 1	Factor 2
ΔSO_4^{2-}	-0.83	
ΔHCO_3^-		0.79
ΔCa^{2+}		
ΔMg^{2+}		0.89
ΔNa^+	-0.98	

Tabla 9. Componentes principales para los) iónicos en la zona V del acuífero Güira-Quivicán (agua salada con porcentaje de mezcla entre 43.5 y 100%)

a)) iónico



b) Índice de saturación

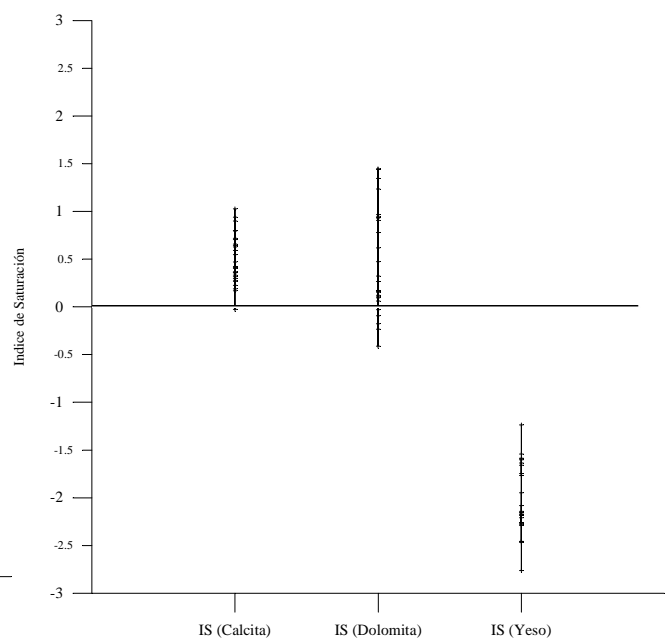


Figura 1. Comportamiento de los) iónicos de los iones mayoritarios y de los índices de saturación respecto a la calcita, dolomita y yeso en la zona II (agua dulce muy poco salinizada, mezcla 0.2-2.1%) del acuífero Güira-Quivicán (período enero de 1997 a julio de 1998)

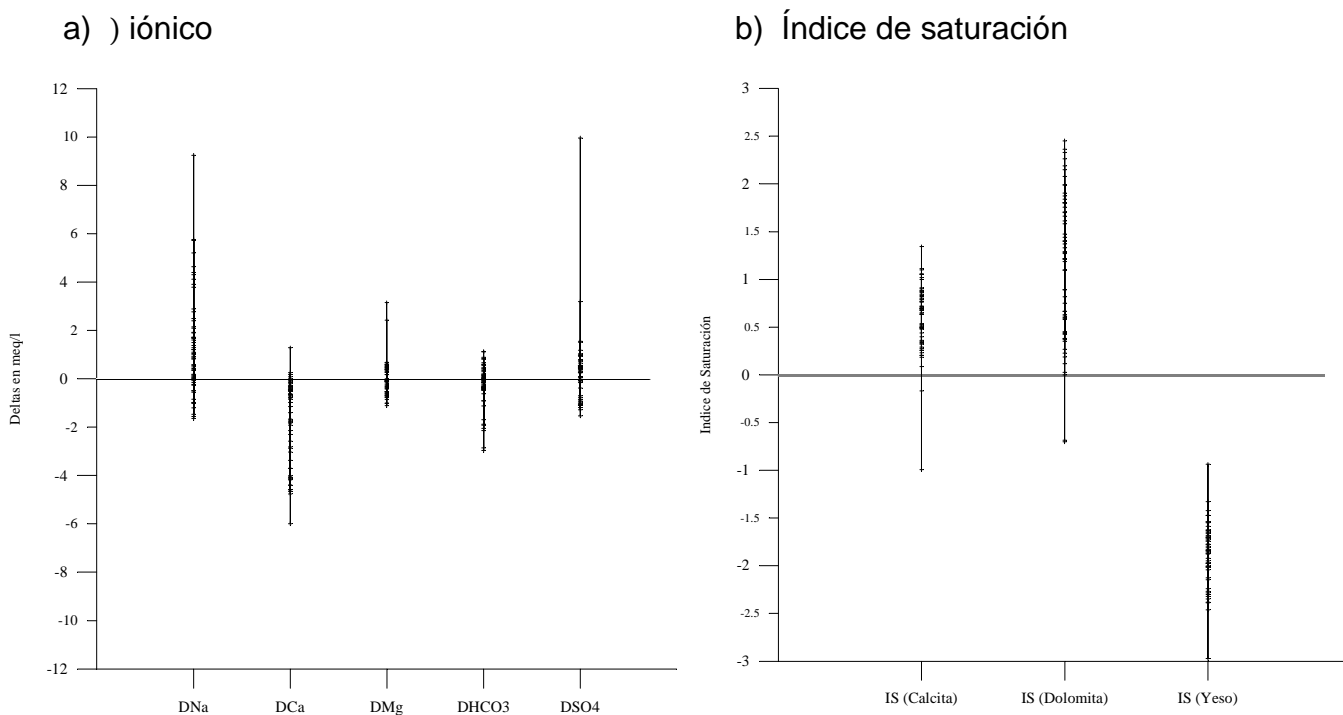


Figura 2. Comportamiento de los) iónicos de los iones mayoritarios y de los índices de saturación respecto a la calcita, dolomita y yeso en la zona III (agua dulce ligeramente salinizada, mezcla 0.8-5.0 %) del acuífero Güira-Quivicán (período enero de 1997 a julio de 1998)

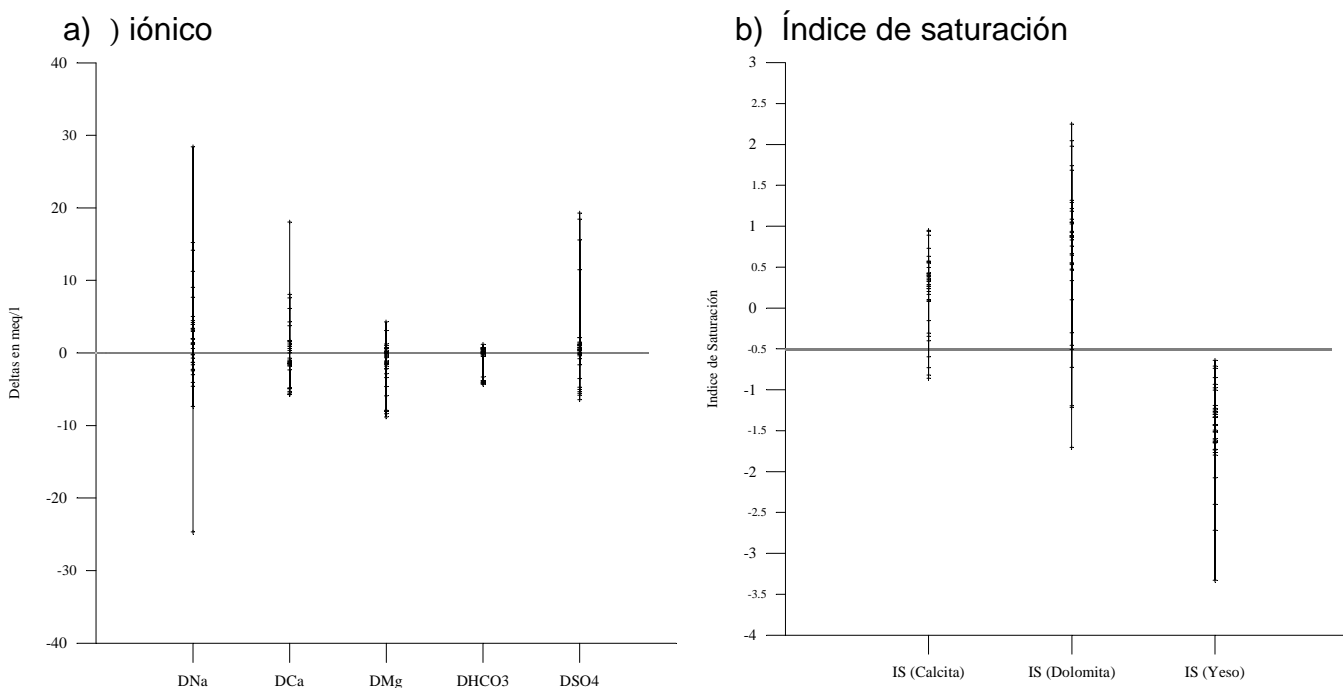
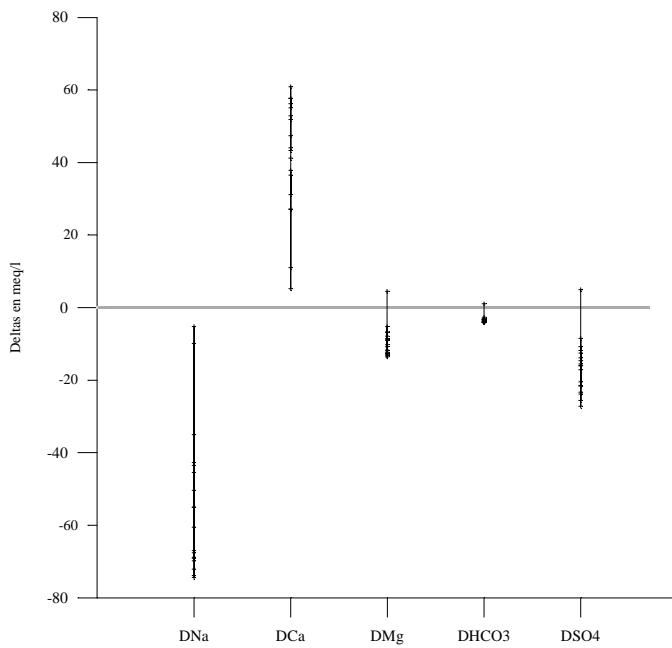


Figura 3. Comportamiento de los) iónicos de los iones mayoritarios y de los índices de saturación respecto a la calcita, dolomita y yeso en la zona IVa (parte alta de la zona de mezcla; agua salobre, mezcla 2.0-23.7 %) del acuífero Güira-Quivicán (período enero de 1997 a julio de 1998)

a)) iónico



b) Índice de saturación

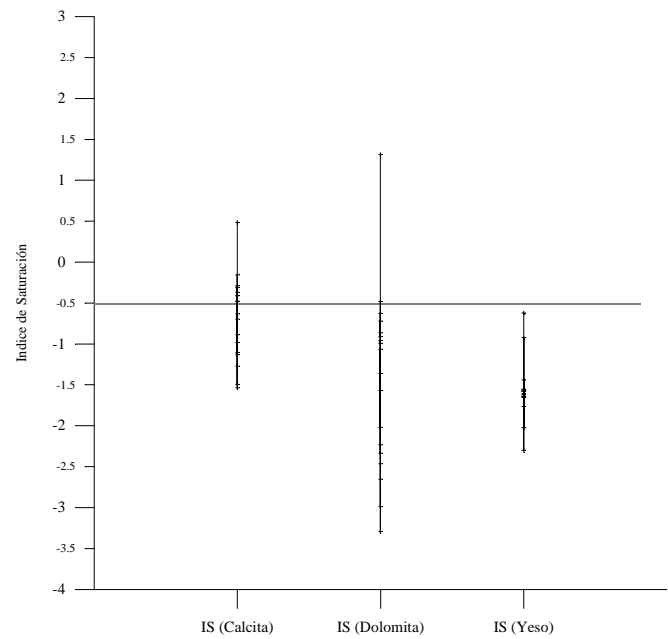
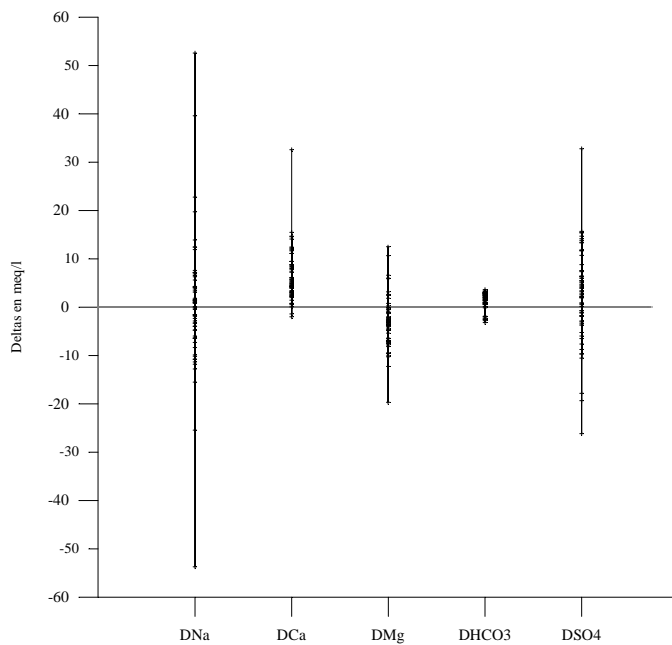


Figura 4. Comportamiento de los) iónicos de los iones mayoritarios y de los índices de saturación respecto a la calcita, dolomita y yeso en la zona IVb (parte baja de la zona de mezcla; agua salobre, mezcla 20.3-61.08 %) del acuífero Güira-Quivicán (período enero de 1997 a julio de 1998)

a)) iónico



b) Índice de saturación

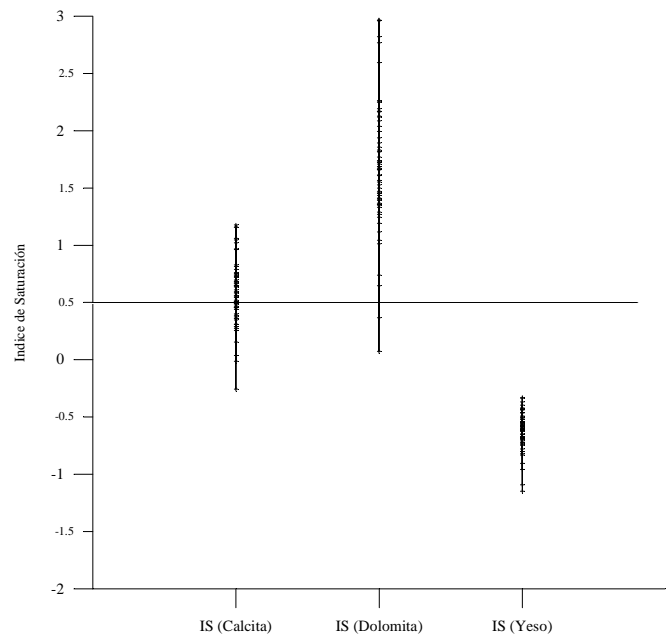


Figura 5. Comportamiento de los) iónicos de los iones mayoritarios y de los índices de saturación respecto a la calcita, dolomita y yeso en la zona V (agua salada, mezcla 43.5-100 %) del acuífero Güira-Quivicán (período enero de 1997 a julio de 1998)