

Cambios de porosidad debidos a las Reacciones Diagenéticas de Transferencia de Masa, en Acuíferos Cársicos Costeros. Caso de estudio Sector de Hidrogeológico Güira-Quivicán, Cuenca Sur de La Habana.

Patricia González Hernández¹, Juan R. Fagundo Castillo¹, Rosa María Valcarce Ortega².

¹Centro Nacional de Medicina Natural y Tradicional. Avenida 243 #19815 Reparto Fontanar Boyeros, Ciudad Habana, Cuba. C. P 19250. Tel. FAX: 453599. E-mail: patricia@fctn.isctn.edu.cu,

¹Centro Nacional de Medicina Natural y Tradicional. Avenida 243 #19815 Reparto Fontanar Boyeros, Ciudad Habana, Cuba. C. P 19250. juanrfag@infomed.sld.cu

²Instituto Superior Politécnico "José Antonio Echeverría". rosy@tesla.cujae.edu.cu

RESUMEN: La porosidad cambia drásticamente con la disolución y precipitación de los minerales carbonatados durante la diagénesis. Desde el punto de vista hidrogeológico, los cambios diagenéticos de la porosidad determinan las capacidades finales de almacenamiento de las rocas carbonatadas. De esto resulta la importancia de esclarecer el efecto de los procesos diagenéticos que acompañan a la *intrusión marina* en la porosidad de las rocas carbonatadas en los acuíferos cársicos costeros. Los resultados obtenidos muestran la intensidad y velocidad con que se afecta la porosidad de las rocas carbonatadas (aumenta o disminuye), debido a los procesos diagenéticos de disolución y precipitación que se ponen de manifiesto en cada una de las zonas hidrogeoquímicas que conforman un acuífero costero. Los mismos corroboran que es la zona hidrogeoquímica de dispersión de la mezcla, parte baja, la más reactiva, los procesos diagenéticos son tan intensos y rápidos como en la zona freática de agua dulce, aunque en sentido contrario. Mientras que en la zona freática de agua dulce la porosidad aumenta debido al proceso diagenético de disolución (1.36 % cada 10 000 años), en la zona hidrogeoquímica de mezcla, parte baja, la porosidad disminuye debido a la precipitación (1.9 % cada 10 000 años). Por otra parte, resulta de gran interés el resultado obtenido para la zona hidrogeoquímica de interfase mezcla-agua de mar, donde se obtiene que los procesos de dolomitización inciden con gran intensidad en los cambios de porosidad (1.4 % en 10 000 años) y por tanto en los procesos de carsificación.

ABSTRACT: The porosity changes drastically with the dissolution and precipitation of the carbonated minerals during the diagenetic processes. From hydrogeological point of view, the diagenetic changes of the porosity determine the final capacities of storage of the carbonated rocks. A hydrogeochemical study was carried out on groundwater in shallow-marine Miocene limestone on Güira-Quivicán Hydrogeological sector, Southern Basin of Havana. Carbonate diagenetic processes and porosity changes within phreatic freshwater and dispersive mixing zone, were determined on the basis of hydrogeochemical analyses. Dissolution of limestone occurs mainly in the phreatic freshwater and lower part of mixing zones, near seawater interface, where dissolution results in an increase in porosity of 1.36% and 1.40% per 10 k.y., respectively. Calcite precipitation occurs in the upper part of mixing zone, near phreatic freshwater zone, to the middle part of mixing zone, causing a decrease in porosity of 0.02% and 1.95% per 10 k.y., respectively.

Palabras clave: Diagénesis, carsificación, porosidad, hidrogeoquímica.

Key word: diagenetic processes, porosity, hydrogeochemistry.

INTRODUCCIÓN

Los acuíferos carbonatados son sistemas geoquímicos donde la interacción agua-roca tiene lugar continuamente. Las propiedades de las rocas carbonatadas tales como porosidad y permeabilidad están determinadas por las facies de la sedimentación primaria de los carbonatos, las cuales reflejan el ambiente y los componentes de sedimentación.¹ Estas propiedades son subsecuentemente modificadas por la diagénesis, que no es más que la suma total de una serie de procesos físicos y químicos que afectan al sedimento o roca sedimentaria inmediatamente después de su depósito.

Se ha señalado que los acuíferos carbonatados costeros son sistemas geoquímicos dinámicos en los cuales ocurren interacciones agua-roca en forma continua, siendo la parte más activa del sistema la zona de mezcla dispersiva cercana a la interfase de agua salada. En esos acuíferos se producen procesos disolución y precipitación de minerales en una gran variedad de escalas de tiempo y espacio. Según estos investigadores, en los mismos, prima un ambiente geoquímico extraordinariamente sensible en el cual, sutiles cambios en los parámetros químicos o físicos dan lugar o evitan la formación de ciertos procesos en diferentes sitios del mismo medio geoquímico regional. Así mismo, plantean que la zona de alta porosidad secundaria y permeabilidad de los acuíferos carbonatados de las llanuras cársicas costeras está asociada a los procesos de disolución ocurridos como resultado de las oscilaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno

Del punto de vista del hidrogeoquímico, la intrusión de agua de mar implica dos procesos fundamentales: primero, la mezcla agua dulce agua de mar que origina un incremento de la salinidad de agua, y segundo, los procesos del modificadores derivados de la interacción agua-roca, como es la precipitación y disolución de carbonatos, el intercambio iónico y los procesos de oxidación-reducción.

Este trabajo presenta los resultados obtenidos en el Sector del Hidrogeológico Güira-Quivicán de la Cuenca Sur de La Habana donde mediante un muestreo sistemático de campo, análisis químicos de campo y laboratorio, y el uso de modelos hidrogeoquímicos, fue posible determinar los procesos diagenéticos de las rocas carbonatadas y los cambios de porosidad en las zonas de agua dulce y de mezcla.

MATERIALES Y METODOS:

En el área de estudio se estableció una red de observaciones sistemáticas para el monitoreo de los niveles piezométricos y la calidad de las aguas. Fue seleccionado un perfil de pozos orientados en dirección N-S

(Fig. 1). Las muestras fueron tomadas mensualmente a partir del mes de enero de 1997, en tres niveles de profundidad, representativos de las zonas de agua dulce, de mezcla y de contacto entre el agua dulce y el agua de mar. Los pozos seleccionados fueron: Playa Cajío (0.20 km de la costa, cota topográfica 0.91 m, muestreo a los niveles de 2, 17-18 y 19-23 m); Alvaro Barba (2.5 km de la costa, cota topográfica 1.87 m, muestreo a los niveles de 3, 23-25 y 34 m); Cala 10 (4.5 km de la costa, cota topográfica 1.97 m, muestreo a los niveles de 2-10, 20.5 y 25 m); Santa Ana (4.9 km de la costa, cota topográfica 4.73 m, muestreo a los niveles de 5 y 20-30 y 38 m); Seguí (6.6 km de la costa, cota topográfica 7.49 m, muestreo a los niveles de 10, 39.50 y 43 m); Liliana Dimitrova (8.6 km de la costa, cota topográfica 8.96 m, muestreo a los niveles de 4-44.5 y 46-50 m); Sotolongo Díaz (9.0 km de la costa, cota topográfica 10.86 m, muestreo a los niveles de 10-11, 40-43 y 50 m).

Las mediciones de los parámetros geoquímicos se realizaron "in situ" mediante pHmetro y medidor de temperatura y potencial redox (Eh), modelo HI-8424 marca HANNA y oxímetro HANNA modelo HI 914. Los contenidos de CO₂ y H₂S, así como la alcalinidad total (HCO₃⁻ y CO₃²⁻) fueron también determinados en el campo, mientras que los restantes macroconstituyentes (Cl⁻, SO₄²⁻, Ca²⁺ y Mg²⁺) y componentes trazas se analizaron en el laboratorio antes de las 24 horas de tomada la muestra. Las marchas analíticas se efectuaron mediante las técnicas analíticas estándar² modificadas por Krawczyk³ para muestras procedentes de terrenos cársicos. Los iones Na⁺ y K⁺ fueron determinados por fotometría de llamas (fotómetro marca SOLAR 919 de la UNCAM). Para el análisis de SO₄²⁻, Na⁺ y K⁺ en muestras altamente mineralizadas se prepararon patrones idóneos y se tomaron en cuenta las recomendaciones de Capitán⁴, que consideran el efecto de matriz sobre las determinaciones⁵.

La calidad de los datos fue validada mediante el balance iónico y el cálculo de las conductividades eléctricas teóricas basado en el modelo de Miller, implementado en el sistema informático SAPHIQ⁶ y su versión sobre WINDOWS (HIDROGEOWIN), con el cual se calcularon además los índices de saturación y otros indicadores geoquímicos.⁷ El resto del procesamiento se efectuó mediante Access, Rockware, Grapherwin, Surfer y EXCEL.

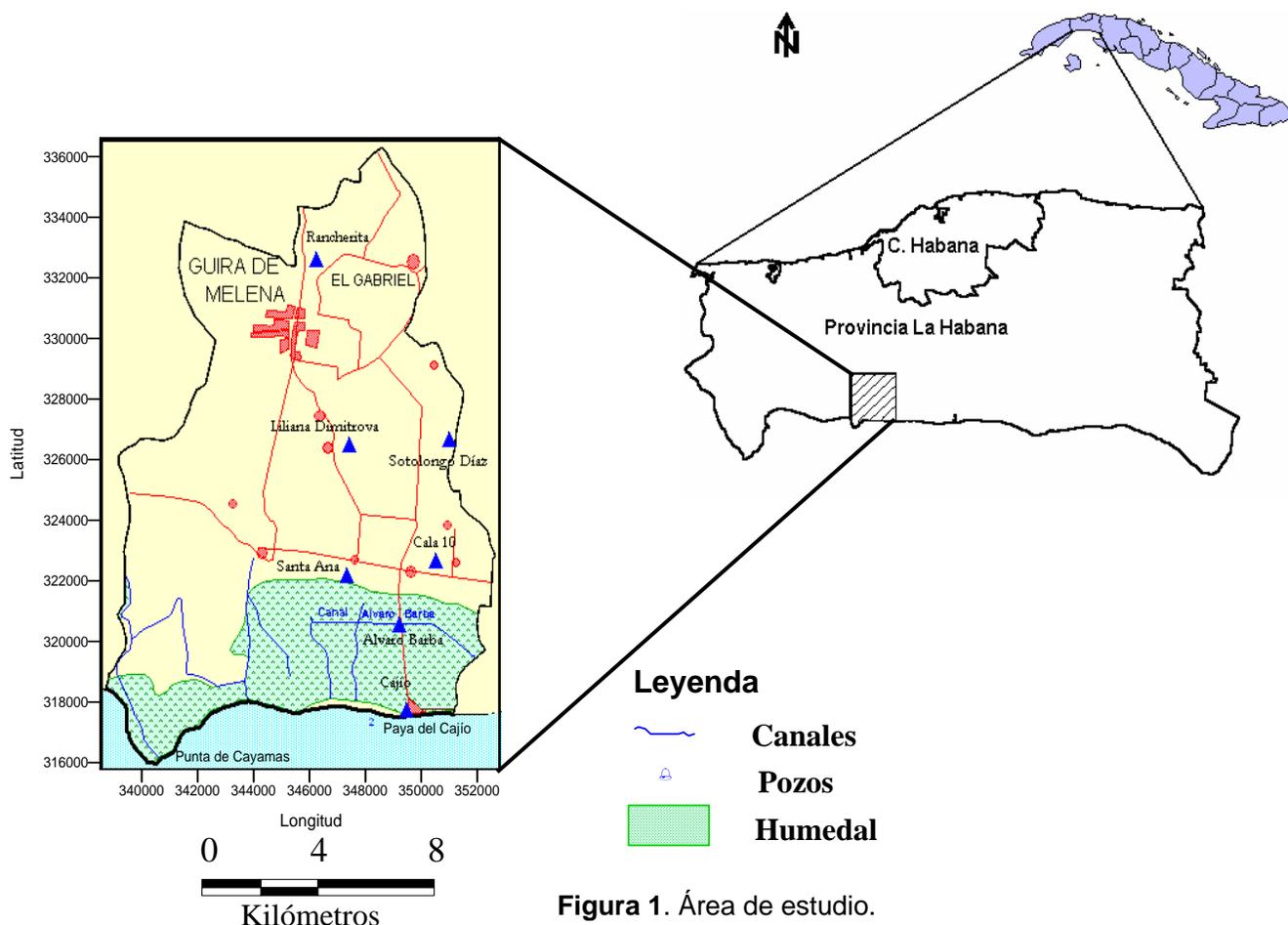


Figura 1. Área de estudio.

RESULTADOS

• Cambios de la porosidad en la zona de agua dulce.

Para cuantificar los cambios de porosidad producido por la diagénesis de las rocas carbonatadas en el área no afectada por la *intrusión marina*, se utiliza la composición química de la muestra tomada en el pozo Rancherita a 20 m de profundidad. En este caso el modelo hidrogeoquímico de balance de masa da como resultado un exceso de 2.23 moles/m³ de iones Ca²⁺, producto de la disolución de los carbonatos por el agua de lluvia que se infiltra en el acuífero.

El flujo total de agua que pasa por esta zona puede ser estimado de la Recarga Total Media Anual (RTMA). Teniendo en cuenta que la Recarga Media Anual (RMA) del acuífero, en el sector hidrogeológico de Güira-Quivicán, es de 0.47 m y tomando un área de 6.0 x 10⁷ m², que abarca 6 448 m de largo, distancia entre el pozo Rancherita y Liliána Dimitrova y 9 315 m de ancho, se calcula la RTMA como:

$$RTMA = (6.0 \times 10^7 \text{ m}^2) \times (0.47 \text{ m/año}) = 2.82 \times 10^7 \text{ m}^3/\text{año}.$$

El valor de la RTMA multiplicado por el exceso de iones Ca²⁺ (2.23 moles/m³) muestra que la cantidad de calcita disuelta en el área, en un año, es de 6.29 x 10⁷ moles; los cuales, si se toma la densidad de la calcita como 2.7 x 10⁴ moles/m³, representan un volumen de CaCO₃ disuelto anual de 2.33 x 10³ m³.

Por otra parte, el volumen total de roca carbonatada que representa la zona de agua dulce se calcula tomando como profundidad 28.5 m, que representa la media de las profundidades de los pozos Rancherita (20 m) y Liliána Dimitrova (37 m), donde se pueden encontrar los mayores espesores de agua dulce. De esta forma, el volumen total de roca carbonatada que se obtiene es de 1.71 x 10⁹ m³, a partir del cual se calcula la velocidad con que aumenta la porosidad en las rocas por la acción del proceso diagenético de disolución, que es de **1.36 % en 10 000 años**. Este valor es similar al reportado por Matsuda⁸, en la Isla Irabu donde las rocas carbonatadas están constituidas casi enteramente por Mg-calcitas bajas.

• **Cambios de la porosidad en las diferentes zonas hidrogeoquímicas.**

Mediante modelación matemática,⁹ obtienen en el Sector Güira-Quivicán una descarga de 47 hm³/año para una línea de costa de 36 km de longitud. A partir de estos resultados y tomando como longitud de costa para el área de estudio 9 290 m y un espesor medio de la interfase abrupta de 20 m, se determina la descarga específica (q= 65.27 m³/m²año). Suponiendo que el comportamiento hidrodinámico del acuífero sea el mismo en todas las zonas hidrogeoquímicas, se utiliza esta descarga específica para calcular la descarga en cada una de estas zonas, partiendo del área de una sección transversal paralela a la costa (Tab. 4.5). Esta descarga multiplicada por la suma de las concentraciones de Ca²⁺, involucradas tanto en la precipitación (valores negativos), como en la disolución (valores positivos) de los carbonatos, permite cuantificar la cantidad de sustancia en moles de CaCO₃ extraída o depositada en un período de tiempo dado. A partir de la densidad de la calcita se puede determinar que volumen de roca significa esta cantidad de sustancia el cual dividido entre el volumen total de roca presente en cada una de las zonas hidrogeoquímicas y multiplicado por 100 representa el porcentaje en que varía la porosidad de ese volumen de roca en un periodo de tiempo dado (Tab. 1, signo positivo aumento de la porosidad, signo negativo disminución de la porosidad y se toma como distancia a la costa 9 680 m).

Tabla 1. Variación de la porosidad producto de la diagénesis de las rocas carbonatadas.

| Zona | Espesor medio (m) | Q (m ³ /años) | Cantidad de sustancia (moles) | Volumen de roca lixiviada (m ³) | Volumen total de roca (m ³) | Variación de la porosidad (% en 10 000 años) |
|-------|-------------------|--------------------------|-------------------------------|---|---|--|
| II | 17 | 1.04 x 10 ⁷ | -0.073 x 10 ⁷ | 0.030 x 10 ³ | 1.53 x 10 ⁹ | -0.02 |
| III a | 8 | 0.50 x 10 ⁷ | -0.090 x 10 ⁷ | 0.033 x 10 ³ | 0.72 x 10 ⁹ | -0.05 |
| III b | 2 | 0.12 x 10 ⁷ | -0.786 x 10 ⁷ | 0.292 x 10 ³ | 0.18 x 10 ⁹ | -1.62 |
| IV | 3 | 0.18 x 10 ⁷ | 0.369 x 10 ⁷ | 0.136 x 10 ³ | 0.27 x 10 ⁹ | 0.50 |

Estos resultados corroboran que es la zona hidrogeoquímica de dispersión de la mezcla, parte baja (III b), la más reactiva y donde los procesos diagenéticos son tan intensos y rápidos que en la zona freática de agua dulce, aunque en sentido contrario. Por otra parte, resulta de gran interés el resultado obtenido para la zona hidrogeoquímica de interfase mezcla-agua de mar, donde se obtiene que los procesos de dolomitización inciden con gran intensidad en los cambios de porosidad (0.5 % en 10 000 años) y por tanto en los procesos de carsificación. Todo esto, una vez más, pone de manifiesto el significado geoquímico del proceso de **intrusión marina**, no solo en la calidad del agua subterránea, sino en la diagénesis de las rocas carbonatadas y por tanto en sus propiedades hidrodinámicas e hidrogeológicas.

CONCLUSIONES

Los procesos diagenéticos que acompañan a la intrusión marina, muestra la intensidad y velocidad, con que se afecta la porosidad de las rocas carbonatadas (aumenta o disminuye), debido a los procesos diagenéticos de disolución y precipitación que se ponen de manifiesto en cada una de las zonas hidrogeoquímicas, corroborando que es la zona hidrogeoquímica de dispersión de la mezcla, parte baja, la más reactiva, donde los procesos diagenéticos son tan intensos y rápidos como en la zona freática de agua dulce, aunque en sentido contrario. Todo esto, una vez más, pone de manifiesto la significación geoquímica del proceso de intrusión marina, no solo en la calidad de las aguas, sino en la diagénesis de los carbonatos y por tanto en sus propiedades hidrodinámicas e hidrogeológicas.

BIBLIOGRAFIA

1. STRAHLER A. (1992). Geología Física. Edición Omega, Barcelona. 450 pág.
2. APHA, AWWA, WPCF (1989). Standards Methods for the Examination of Water and Waste Water.
3. Krawcyk, W. (1992). Methods of field analytics of karst water. In: Hydrochemical methods in dynamic geomorphology. Scientific Works of Silesian University in Katowice, Katowice (1254), 65-83.
4. Capitán, L.F. et al. (1987). II Curso Técnicas de análisis de Aguas. Programa de formación ocupacional para universitario. Dpto. Química Analítica. Universidad de Granada.

5. Suárez, M. Estudio de las propiedades químico físicas y terapéuticas de algunas aguas mineromedicinales. Tesis de Diploma Universitario, Facultad de Farmacia, Universidad de La Habana, 72 p., 1998.
6. Alvarez, E. y J.R. Fagundo. SAPHIQ. Un sistema para el procesamiento de datos hidroquímicos. **Revista CENIC Ciencias Químicas**, **22**, 59-69, 1991.
7. Alvarez, E, J.R. Fagundo e I. Vinardell. Automatización del control de los parámetro químico físicos y la calidad de las aguas. En : Contribución a la Educación y la Protección Ambiental. Hombre y Medio Ambiente. Editorial Academia, La Habana, 164-167, 1998.
8. Matsuda H., Yoshihiro T., Nabuyuki H., y S. Jun-ichi. Early Diagenesis of Pleistocene Carbonates from a Hydrogeochemical Point of View, Irapu Island, Ryukyu Islads: Porosity Changes Related to Early Carbonate. Unconformities and Porosity in Carbonate Strata. Published by The American Association of Petroleum Geologist. Tulsa, Oklahoma, USA, 1995.
9. Llanusa H. y J.C. Collazo. Efecto del Dique Sur en la cuenca subterránea del sur de La Habana. **Revista Ingeniería Hidráulica**, **XIV**, No. 1, 1993.