

## Aplicación del algoritmo de Borichansky-Mijailov modificado para el cálculo de la interacción aguas terrestres-marinas en las zonas costeras carsicas. I. Ecuaciones de gobierno.

*Application of the Borichansky-Mijailov modified algorithm to the computation of the interaction terrestrial water-sea water in karst coastal areas. I: Governing equations*

L.F. Molerio León<sup>1</sup> y E.J. Balado Piedra<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Inversiones GAMMA, S.A., PO Box 6219, CP 10600, Habana 6, La Habana, Cuba; [especialistaprincipal@gmail.com](mailto:especialistaprincipal@gmail.com); <sup>2</sup>Inversiones GAMMA, S.A., La Habana, Cuba: [nuriba@inder.cu](mailto:nuriba@inder.cu)

### RESUMEN

Este es el primero de dos artículos que examina la aproximación de Borichansky-Mijailov a la solución del problema de la distribución de la velocidad de descarga y de la salinidad en un acuatorio marino que recibe una fuente de agua dulce proveniente de un emisor de flujo concentrado (río o manantial) bajo diferentes condiciones de morfología lateral y del fondo del sistema de flujo y en ausencia de marea. Las fuerzas de fricción lateral y de fondo, así como el parámetro B, que relaciona el ancho de la corriente que llega al acuatorio y las variables de dispersión, difusión y velocidad de la corriente se derivaron de estudios independientes en más de un centenar de cuevas cubanas de tipo transcurrente emisivo activas o fósiles. Los efectos del ascenso del nivel del mar sobre la distribución del campo de salinidad y el eventual reflujos de las aguas subterráneas tierra adentro con la consiguiente propagación de la intrusión marina, la localización de nuevas zonas de descarga del acuífero y el deterioro esperado de la calidad de las aguas terrestres y los suelos deberán producirse, no obstante, de manera diferenciada en correspondencia con la distribución del campo de velocidad de descarga de las aguas subterráneas a los acuatorios. Esta información es imprescindible para sectorializar las medidas de adaptación y mitigación al cambio climático.

**PALABRAS CLAVE:** Modelación matemática, karst, cuevas, manantiales, acuatorios, cambio climático, intrusión marina, ascenso del nivel del mar

### ABSTRACT

This is the first of two papers examining the Borichansky-Mijailov approach to the solution of the problem of velocity and salinity distribution in a marine water body receiving a concentrated (river or spring) source of fresh water under different conditions of lateral and bottom morphology of the flow system and without the effect of tides. The lateral and bottom friction forces and the corresponding coefficients as well as the parameter B which relates influent current width with the dispersion, diffusion and flow velocity were derived from independent studies in almost a hundred active or fossil discharging caves. The effects of sea level increase on the distribution of the salinity field and the eventual backflow of ground waters and the corresponding inland propagation of sea water intrusion, the relocation of new zones of aquifer discharge and the expected deterioration of soils and water quality will be produced selectively according to the distribution of the discharge velocity potential of ground waters. This information is basic to regionalize the mitigation and adaptation measures to climate change

**KEY WORDS:** Mathematical model, karst, caves, springs, water bodies, climate change, sea water intrusion, sea level change

### INTRODUCCIÓN

Al desembocar en el mar o un lago, los caudales de los ríos y manantiales decrecen de manera gradual a medida que las aguas se van mezclando y son asimiladas por el cuerpo de agua receptor. Este proceso de propagación está controlado por un numeroso grupo de factores físicos

que, a su vez, inducen cambios sustanciales en la hidrodinámica geoquímica en la zona de la interfaz y, al final, en la de la mezcla resultante de ambos tipos de agua. Lo contrario también ocurre cuando los caudales fluviales (superficiales y subterráneos) decrecen durante el estiaje y se produce el fenómeno inverso en zonas costeras marinas de manera que aguas de mayor salinidad avanzan corriente arriba incrementando la mineralización de las aguas dulces y contribuyendo al avance de la intrusión marina tierra adentro. Asociado al efecto de mareas, las aguas marinas llegan a penetrar, diariamente, decenas de kilómetros tierra adentro a lo largo de los cauces fluviales o de los cursos subterráneos de ríos y manantiales cársicos.

Básicamente, factores como la velocidad de descarga, las mareas, la distribución de las corrientes, el relieve de fondo del cuerpo receptor, la morfología del cuerpo emisor, entre otros, son los que controlan los procesos de dispersión – difusión que tienen lugar en el acuatorio. Estos son los que condicionan, entonces, las variaciones en la temperatura, salinidad, turbidez, composición físico-química, bacteriológica e isotópica de las aguas, controlan la capacidad de autodepuración de los cuerpos receptores y, al ejercer un fuerte control sobre los ciclos biogeoquímicos locales, intervienen decisivamente en la distribución de la biota en el ecotono y en la regulación del ecosistema costero. Especialmente importantes resultan para el cálculo adecuado de los caudales ecológicos en ríos y manantiales regulados artificialmente.

Tales implicaciones ecohidrológicas trascienden del puro enfoque físico-matemático del proceso de intercambio por su importancia para la estructuración de las medidas ingenieras ambientales y la formulación de las políticas adecuadas de ordenamiento territorial y uso de la tierra y el agua. El tema adquiere la mayor actualidad en tanto se hace necesario identificar los escenarios de peligro asociados al avance de la intrusión marina tierra adentro como consecuencia del ascenso del nivel del mar vinculados al cambio climático, la salinización de las aguas y los suelos y el incremento de la pérdida de tierras agrícolas y aguas dulces en las próximas décadas.

En 1988 uno de los autores aplicó parte del algoritmo de Borichansky – Mijailov para el cálculo de la velocidad de descarga de ríos subterráneos al mar, aplicándolos a un caso típico de descarga concentrada de un manantial cársico en la Ciénaga de Zapata, al sur de Cuba (Molerio, 1988). Estudios independientes desarrollados por el coautor Balado en el mismo escenario (Balado, 1992a, 1992b, 2007) produjeron información complementaria respecto a la distribución de la salinidad, turbidez y composición química en algunos de estos sitios que permitieron extender la aplicación del mencionado algoritmo a ciertos casos de estudio en la misma región cársica.

### **ESTRUCTURA DEL ALGORITMO DE BORICHANSKY-MIJAILOV**

Los elementos conceptuales básicos fueron descritos en 1964 por estos autores (Borichansky y Mijailov, 1964) basados en dos trabajos independientes sobre la dinámica de la interacción entre los ríos y acuatorios costeros (Mijailov, 1959; Borichansky, 1961). Resultados posteriores de Mijailov (1971) y Mijailov et al., (1986) fueron aplicados a un caso particular de manantial cársico en Cuba (Molerio, 1988) en la que se modificaron los coeficientes de fricción a partir de los resultados de algunos estudios en cuevas cubanas de tipo transcurrente emisorio (Molerio et al., 1984). Ulteriores modificaciones del algoritmo se resumen, para diferentes condiciones de borde, en la síntesis de Van der Tuin (1991). Casos particulares se encuentran en Alberic (2004).

Los factores siguientes afectan la propagación de la velocidad de las aguas en la desembocadura de los ríos y manantiales:

- Fuerzas de fricción laterales a la corriente.
- Fricción en el fondo del acuatorio y del canal.
- Fuerzas de inercia.

Como la superficie del agua es cercana a la horizontal en el cuerpo receptor –no así en el elemento de descarga- y así será considerada en esta contribución, el balance de la descarga será resultado del equilibrio entre las fuerzas de fricción y las de inercia.

La ecuación que describe el movimiento de una corriente fluvial (superficial o subterránea) en un acuatorio costero se escribe así:

$$V \frac{\partial v}{\partial S} = -\frac{2f_1 v^2}{b} - \frac{f_2 v^2}{h}$$

Donde  $V$ , es la velocidad media de la corriente;  $S$ , la distancia desde la sección inicial;  $b$  y  $h$ , ancho y profundidad de la corriente,  $f_1$  y  $f_2$ , los coeficientes de resistencia en la superficie lateral y en el fondo, donde puede expresarse en términos del Coeficiente de Chezy  $f_2 = g/C^2$ , respectivamente. Asumiendo que se cumple la Ley de la Conservación del Momento en la corriente y  $QV = constante$  y despreciando las **fuerzas de fricción en el fondo**, se obtiene:

$$V = V_0 \sqrt{\frac{b_0 h_0}{4f_m h_s m + b_0 h_0}}$$

En la que los subíndices 0 y s m indican respectivamente los valores iniciales y promedio. Si se consideran despreciables las **fuerzas de fricción laterales**, de manera que  $f_1 = 0$ , entonces se obtiene:

$$V = V_0 \exp\left(-f_{2m} \frac{S_m}{h_m}\right)$$

Ambas ecuaciones muestran que la velocidad de la corriente que ingresa en el acuatorio disminuye a medida que se incrementa la distancia recorrida desde la desembocadura o desde el punto de contacto tierra adentro.

El ancho de la corriente para los casos anteriores se obtiene sustituyendo  $V^2 b h = V_0^2 b_0 h_0$ , de manera que:

$$b = \frac{4f_{1m} h_m S + b_0 h_0}{h}$$

$$b = b_0 \frac{h_0}{h} \exp\left(-f_{2m} \frac{S_m}{h_m}\right)$$

Los cuatro modelos tipo para el cálculo se presentan en la Fig. 1. De la aplicación del modelo de cálculo a estos cuatro casos se obtienen los siguientes resultados.

- A mayor profundidad del acuatorio receptor disminuye el ancho de la corriente (incluyendo la zona de transición);
- Las barreras provocan un brusco incremento del ancho de la corriente influente;
- El incremento de la rugosidad del fondo del cuerpo receptor hace que la corriente se ensanche con mayor rapidez ya que aumenta la dispersión del fondo.

La distribución de la mineralización del agua dulce desde un punto de descarga constante hacia un acuatorio de mayor salinidad satisface la ecuación general de Borichansky (1964):

$$u_m \frac{\partial C}{\partial x} = K_y \frac{\partial^2 C}{\partial y^2}$$

Donde  $C(x,y)$  es la concentración de agua dulce o de menor mineralización en las coordenadas  $x,y$ ;  $K_y$ , el coeficiente de difusión turbulenta en la dirección del eje  $y$ ;  $u_m$ , la velocidad media de la corriente influente.

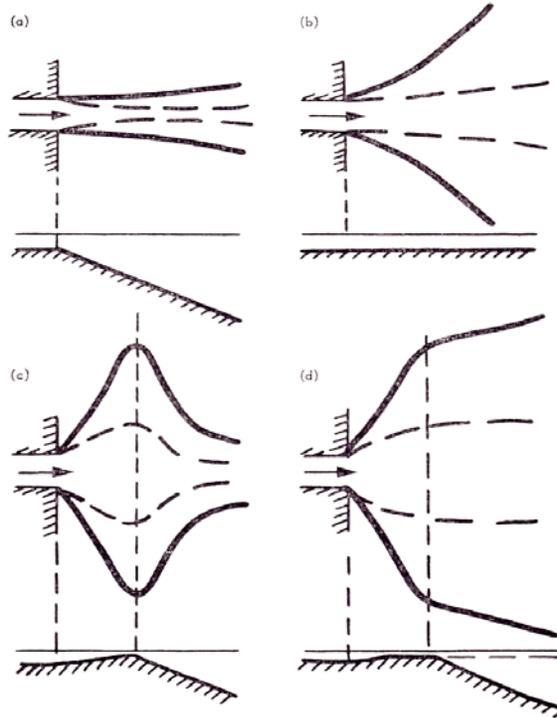
La velocidad media de la corriente influente a cierta distancia  $x$  de la desembocadura tal que  $x > 0$  equivale a:

$$u = u_1 \frac{x_1}{x}$$

Donde  $u_1$ , es la velocidad real a una distancia  $x_1$  de la desembocadura. Las condiciones de borde son:

- $C \rightarrow 0$  para  $x,y \rightarrow \infty$ ;
- $C \rightarrow \infty$  para  $x=y=0$ ;

$hu_m \int_{-\infty}^{+\infty} C(x, y) dy = Q$  para todo  $x > 0$ . En esta condición,  $h$  es la profundidad y  $Q$ , el caudal de descarga del río o manantial.



**Fig. 1. Esquemas de aplicación del algoritmo simplificado de Borichansky-Mijailov. (a) profundidad creciente; (b) profundidad constante; (c) barrera y profundidad decreciente; (d) barrera con profundidad constante y post barrera con profundidad decreciente.**

Tales condiciones de borde se satisfacen por la siguiente ecuación (Borichansky y Mijailov, 1964):

$$C(x, y) = \frac{Q\sqrt{x_1}}{hx\sqrt{2\pi u_1 K_y}} \exp\left[-\frac{u_1 x_1 y^2}{2K_y x^2}\right]$$

El sistema de coordenadas se define en el centro del punto de contacto de la desembocadura. Denotando el ancho del elemento influente (río, cueva, manantial) por  $2a$  y por  $\delta$  el ángulo entre la dirección real del escurrimiento y el borde del acuatorio en el punto de contacto entre los dos elementos, la salinidad en el punto efluente en el punto  $x, y$  se iguala a:

$$C(x, y) = -\frac{Q\sqrt{x_1}}{2ah \sin \delta x \sqrt{2\pi u_1 K_y}} \int_{-a \sin \delta}^{+a \sin \delta} \exp\left[-\frac{u_1 x_1 (y - y')^2}{2K_y x^2}\right] dy' - \frac{Q}{4ah \sin \delta u_{1m}} \left[ \Phi\left(\frac{a \sin \delta - y}{2} \sqrt{\frac{2u_{1m} x^{-1}}{K_y}}\right) + \Phi\left(\frac{a \sin \delta + y}{2} \sqrt{\frac{2u_{1m} x^{-1}}{K_y}}\right) \right]$$

Donde  $\Phi(t)$  es la Función de Kramp. Esta expresión permite determinar la concentración de la mineralización total del agua de río o manantial en la zona predesebocadura al acuatorio marino. En términos de la usual medida de salinidad, la expresión anterior se transforma en:

$$S(x, y) = S(x_1, y_1) \frac{1 + C(x_1, y_1)}{1 + C(x, y)} =$$

$$= S(x_1, y_1) \frac{1 + \frac{C_0}{2} \left[ \Phi \left( \frac{a \sin \delta - y_1}{2} \beta x_1^{-1} \right) + \Phi \left( \frac{a \sin \delta + y_1}{2} \beta x_1^{-1} \right) \right]}{1 + \frac{C_0}{2} \left[ \Phi \left( \frac{a \sin \delta - y}{2} \beta x^{-1} \right) + \Phi \left( \frac{a \sin \delta + y}{2} \beta x^{-1} \right) \right]}$$

Donde,

$$C_0 = \frac{Q}{2ahu_m \sin \delta} ; \beta = \sqrt{\frac{2u_1 x_1}{K_y}}$$

Para el caso en que los puntos de observación en un Modelo Euleriano están distribuidos a lo largo de la corriente, con lo que  $y=0$  y asumiendo que la corriente es perpendicular al borde del acuatorio en el punto de contacto, con lo que  $\delta=90^\circ$ , la expresión para  $S$  adquiere la forma siguiente:

$$S(x,0) = S(x_1,0) \frac{1 + C_0 \Phi(Bx_1^{-1})}{1 + C_0 \Phi(Bx^{-1})}; \text{ siendo } B = \frac{a\beta}{2}. \text{ Asumiendo } K_y = ku_{1m} \text{ y } k \text{ sigue la Ley de Obukov-}$$

Richardson, de manera tal que  $k = Cl^{4/3}$ , donde  $C$  es un coeficiente y  $l$  un valor característico de las dimensiones del dominio de flujo, puede suponerse  $k$  constante en el tiempo para el mismo dominio. Como  $x_1$  es constante,  $B$  no varía en función del tiempo y la relación  $\Phi = \frac{\beta}{x}$  no varía de

una medición a otra. El valor de  $C_0 = \frac{Q}{2ahu_{1m}}$  es una función del caudal  $Q$  y de la velocidad de la

corriente, por lo que varía entre mediciones y estaciones por lo que, en rigor, debe ser determinado propiamente en cada caso. De este modo, entre dos puntos  $x_1,0$  y  $x_2,0$ ,  $C_0$  puede obtenerse mediante:

$$C_0 = \frac{S_2 - S_1}{S_1 \Phi\left(\frac{B}{x_1}\right) - S_2 \Phi\left(\frac{B}{x_2}\right)}, \text{ donde } S_1, S_2 \text{ son las salinidades en los puntos } x_1,0 \text{ y } x_2,0.$$

### ZONAS DE SALINIDAD

Gran parte de la zona de mezcla de aguas (dulces-saladas) está situada en la parte costera de la desembocadura. El borde exterior de esta parte, incluyendo la desembocadura abarca la zona más activa de mezcla de aguas y alcanza valores entre el 90-95% de la salinidad media del mar. El límite aguas arriba está usualmente determinado por una salinidad del orden del 1‰. Van der Tuin (1991) define tres zonas

1. La zona donde ocurren variaciones del nivel del agua debido a las mareas y al oleaje, en cuyo caso, mientras menor es la descarga ( $Q_r$ ) y el gradiente hidráulico ( $l$ ) y mayor el rango de fluctuación de mareas y el oleaje ( $\Delta H_s$ ) mayor será la distancia que recorren éstos hacia el interior del país ( $L_H$ )
2. Una zona donde ocurren corrientes inversas (verticales y, a veces longitudinales) relacionadas también con las mareas. La relación entre la longitud de esta zona ( $L_{v=0}$ ) y los factores  $Q_r$ ,  $l$  y  $\Delta H_s$  es, cualitativamente, la misma que para HWS. El valor  $L_{v=0}$  es el mayor al momento de la máxima pleamar (HWS) con la menor descarga del acuífero.
3. La zona de agua salobre donde mientras mayor sea la salinidad del agua de mar ( $S_s$ ) la profundidad del canal de descarga ( $h$ ) y el rango de fluctuación de marea y oleaje, y menor la descarga ( $Q_r$ ), mayor será la penetración tierra adentro de las aguas salobres. Aquí se distinguen dos subzonas: a/ aquella donde siempre está presente el agua salobre y b/ aquella que ocurre durante la marea alta o el oleaje.

Esto hace que, bajo cualquier condición, se cumpla que  $L_{\Delta H} > L_{v=0} > L_s$  y la misma relación puede atribuirse a los valores extremos de penetración de las variaciones de nivel debidas a las mareas, corrientes inversas y aguas salobres, tal que  $L'_{\Delta H} > L'_{v=0} > L'_s$ . Este mismo autor distingue tres tipos de mezcla: 1) buena o completa, 2) parcial o moderada y 3) cuña de intrusión, caracterizada

por los indicadores de la Tabla 1. En el primer caso, la densidad del agua cambia ligeramente en profundidad y provoca una estratificación suave; en el segundo caso, la densidad del agua se incrementa continuamente desde la superficie hasta el fondo y el flujo se presenta moderadamente estratificado; en el tercer caso, la densidad del agua cambia bruscamente en la interfaz entre el estrato superior de agua dulce y el inferior de agua salada, con lo que la estratificación del flujo se define perfectamente. Los indicadores numéricos se resumen en la Tabla 2.

**Tabla 1. Tipos de mezcla y estratificación de las aguas en las desembocaduras de ríos (ligeramente modificado de Van der Tuin, 1991)**

Tipo de mezcla	Tipo de estratificación de la densidad	Caudal	Mareas	n	$\alpha$	$\beta$	E	$E_p$	$Ri_E$
Completa	Débil	Bajo	Grandes	0-0.1	0-0.1	>1.0	>0.2	> 8	<0.08
Parcial	Moderada	Medio	Medianas	0.1-1.0	0.1-1.0	1.0-0.1	0.2-0.005	8-0.2	0.08-0.8
Intrusión	Fuerte	Alto	Pequeñas	>1.0	>1.0	0.1-0	<0.005	<0.2	>0.8

**Tabla 2. Indicadores numéricos de la Tabla 2.**

Indicador	Descripción matemática	Definiciones
Parámetro de estratificación (n)	$n = \frac{\Delta S}{\Delta S_m}; \Delta S = S_{fondo} - S_{sup};$ $\Delta S_m = 0.5(S_{fondo} - S_{sup})$	S, salinidad; fondo, en el fondo de la película de agua; sup, en la superficie.
Parámetro de inundación ( $\alpha, \alpha_1$ )	$\alpha = \frac{Q_r T}{V_{fl}}; \alpha_1 = \frac{Q_r T_{llen}}{V_{llen}}$	$Q_r$ , caudal promedio descargado durante el período de marea; T, duración del ciclo de marea (período); $V_{llen}$ , volumen de agua marina que ingresa durante el llenante; $T_{llen}$ , duración de la fase de llenante.
Parámetro de inundación modificado en ausencia de mareas ( $\beta$ )	$\beta = \frac{V_{llen}}{Q_r T}$	
Número de Estuario de Harleman-Abraham (E)	$E = \frac{V_{llen} Fr_0^2}{Q_r T} = \frac{Fr_0^2}{\alpha}; Fr = \frac{v_0}{\sqrt{gh}}$	$Fr_0$ , Número de Froude; $v_0$ , velocidad máxima promediada sobre la sección de cálculo durante el llenante; h, la profundidad promedio del canal durante ese período de tiempo; g, aceleración de la gravedad. $v_0$ y h se definen en la línea de costa del canal fluvial.
Número de Estuario Internacional de Thatcher-Harleman ( $E_p$ )	$E_p = \frac{V_{llen} Fr^2}{Q_r T} \rho_0 = \frac{Fr}{\alpha} \rho_0 = \frac{E}{\frac{\Delta \rho}{\rho_m}};$ $Fr \rho_0 = \frac{v_0}{\sqrt{\frac{\Delta \rho}{\rho_m} gh}}; \Delta \rho = \rho_s - \rho_r;$ $\rho_m = 0.5(\rho_s + \rho_r)$	$Fr_0$ es el Número de Froude disimétrico interno; $\Delta \rho$ , es la diferencia de densidad entre el agua de mar (subíndice s) y la terrestre (r)
Número de Estuario de Richardson-Fischer ( $Ri_E$ )	$Ri_E = \frac{\Delta \rho}{\rho_m} \frac{g Q_r}{B \bar{v}_t^3}; \bar{v}_t = \left[ \frac{1}{T} \int_0^T v_t^2 dt \right]^{0.5}$	B, es el ancho del canal; $v_t$ , la raíz cuadrada media de la velocidad de marea promediada sobre la sección de cálculo.

El caso más completo de mezcla usualmente corresponde a la descarga de caudales bajos y grandes mareas. En estos casos, la cuña de intrusión es completamente inversa a la que se observa en el caso de altos caudales y pequeñas mareas. El proceso de mezcla es auxiliado por otros factores, como el viento y el oleaje.

Un fenómeno importante a tener en cuenta en la gestión ambiental de estos ecotonos es el hecho de que el tipo de mezcla está controlado por factores que, como los caudales fluviales, el rango y la fase de la marea, la morfología del río, del conducto subterráneo, de la desembocadura y del cuerpo receptor, el oleaje y el viento (en lo que influyen las condiciones sinópticas y meteorológicas como huracanes, lluvias intensas, sequías), cambian en tiempo y en espacio y en toda el área del ecotono. Por ello, la tipificación de la mezcla y la estratificación puede variar y, de hecho varía, en dependencia de la distribución –también en tiempo y espacio- de los mencionados elementos.

### NOTA FINAL

Los karsts litorales, tal como los definió Llopis (1982) son básicamente de tres tipos: conformes, contrarios y transversales. Particularmente en Cuba dominan los primeros asociados, además, a una descarga predominantemente difusa. Pero aún así, los caudales de descarga se producen de manera diferenciada según estén vinculados a zonas transmisivas o capacitivas. En las primeras se presentan fenómenos de alta concentración de caudales casi siempre asociados a la descarga de cavernas emisivas sumergidas o parcialmente inundadas.

Los efectos del ascenso del nivel del mar sobre la distribución del campo de salinidad y el eventual reflujos de las aguas subterráneas tierra adentro con la consiguiente propagación de la intrusión marina, la localización de nuevas zonas de descarga del acuífero y el deterioro esperado de la calidad de las aguas terrestres y los suelos deberán producirse, no obstante, de manera diferenciada en correspondencia con la distribución del campo de velocidad de descarga de las aguas subterráneas a los acuíferos. Esta información es imprescindible para sectorializar las medidas de adaptación y mitigación al cambio climático.

Como las posiciones previstas de ascenso del nivel del mar ya fueron alcanzadas más de una vez durante las glaciaciones del Cuaternario, los paleocauces y paleosurgencias identificados en las terrazas marinas abandonadas proveen la evidencia necesaria para el cálculo de las antiguas velocidades de circulación y la estimación de los parámetros del modelo dispersivo. Esta es una vía para aproximarse al conocimiento de la estructura de la velocidad de descarga y los parámetros de resistencia, así como al paleorelieve de las cuencas receptoras y poder contrastar los efectos sobre los ambientes costeros preactuales.

### BIBLIOGRAFÍA

Alberic, P. (2004): River backflooding into a karst resurgence (Loiret, France) *Journal of Hydrology* 286 (2004) pp194–202

Balado Piedra E. 1992a. Estudio comparativo de las depresiones kársticas y cavernas reinundadas de Cuba y Yucatán. Segundo Congreso de la FEALC, Viñales, Pinar del Río.

Balado Piedra E. 1992b. El curso de la costa Este de la Bahía de Cochinos. Trabajo en opción del título de Espeleólogo de Nivel Superior, SEC, La Habana,

Balado Piedra E. 2007. Características del desarrollo genético, hidrológico, morfológico y espeleométrico del karst de la Ciénaga de Zapata. 2<sup>da</sup> Convención Cubana de Ciencias de la Tierra, Palacio de las Convenciones, La Habana,

Borichansky, L.S. 1961. Método de cálculo de la distribución de la salinidad del agua en la pre-desembocadura de los ríos en aguas costeras. Trabajos de la Academia de Ciencias de la URSS, 10, 1 (en ruso)

Borichansky, L.S.; V.N. Mikhailov. 1966. Interaction of river and sea water in the absence of tides. Scientific Problems of the Humid Tropical Zone Deltas and their Implications. Proc. Dacca Symp., UNESCO, Paris, pp 175-180

Llopis Lladó, N. (1982): Fundamentos de Hidrogeología Cárstica. Introducción a la Geoespeleología. Edit. Pueblo y Educación, La Habana, 269 pp

Mijailov, V.N. 1959. Dinámica de las corrientes fluviales que descargan en acuatorios. Trabajos del Instituto Oceanográfico Estatal de la URSS, 45 (en ruso)

Mijailov, V.N. 1971. Dinámica del flujo y el canal en las desembocaduras de ríos sin efecto de marea. Edit. Hidrometeorológica, Moscú 155 pp (en ruso)

Mijailov, V.N., M.M. Rogov, A.A. Chisttjakov 1986. Deltas fluviales (procesos hidrológicos y morfológicos) Edit. Hidrometeorológica, Leningrado, 367 pp (en ruso)

Molerio León, Leslie F. 1988. Modelo Matemático para la Simulación de la Distribución de Velocidades de Descarga al Mar de Ríos Cársticos Subterráneos. Taller Internac. Hidrol Cárstica de la Región del Caribe, UNESCO, La Habana, pp 24

Molerio León, Leslie F.; M. Guerra Oliva & E. Flores Valdés. 1984. Patrones y Regímenes de Flujo en Cavidades Directas del Sur de la Provincia de Matanzas. Voluntad Hidráulica, La Habana, (63):37-52

Van der Tuin, H. 1991. Guidelines on the study of sea water intrusion into rivers. UNESCO. Studies and Reports in Hydrology 50, Paris, 138 pp