

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LOS ACUÍFEROS CARBONATADOS DE LA REGIÓN DE DOBRICH (BULGARIA)

A. Pulido Bosch¹, M. López Chicano¹, M.L. Calvache¹, J.M. Calaforra², M. Machkova³, D. Dimitrov³, B. Velikov⁴, P. Pentchev⁴

¹ Dpto. Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada

² Dpto. Hidrogeología y Química Analítica, Universidad de Almería

³ Institute of Meteorology and Hydrology, Sofia (Bulgaria)

⁴ Lab. of Hydrochemistry, University of Mining and Geology, Sofia (Bulgaria)

Resumen: En el área de estudio, que ocupa una extensión de 4600 km² en el sector de Dobrich, se diferencian dos grandes acuíferos separados por un tramo impermeable: el Acuífero Superior, constituido por calizas miocenas de elevada porosidad y de funcionamiento kárstico muy poco acusado, y el Acuífero Profundo, de carácter confinado, formado por calizas y dolomías del Malm-Valanginiense, de comportamiento típicamente kárstico. Aunque ambos acuíferos se encuentran teóricamente individualizados, se deduce que existe una interconexión a través de sondeos mal terminados. El Acuífero Superior muestra indicios de contaminación, mientras que el Profundo no. En este último existen numerosos sondeos artesianos, de aguas termales, carentes de uso salvo en balneoterapia en un sector reducido. Además, las aguas de elevado contenido salino que localmente se detectan parecen tener su origen en aguas «fósiles».

Palabras clave: Acuíferos kársticos, hidrogeoquímica, focos de contaminación.

Abstract: In the study area, occupying 4600 km² in the sector of Dobrich, two large aquifers have been differentiated, these separated by an impermeable layer. The Upper Aquifer, composed of highly porous Miocene limestones, with minor karstic behaviour, and the confined Deep Aquifer, made up of limestones and dolomites from the Malm-Valanginian, bearing typical karstic characteristics. Although the two aquifers are in theory separate, interconnection through poorly insulated wells can be deduced. The Upper Aquifer betrays signs of pollution, while the Deep Aquifer does not, the latter having numerous artesian wells of thermal water, largely abandoned except used in some spas. The highly saline waters detected locally must be «fossil» waters.

Key words: Karstic aquifers, hydrochemistry, pollution sources.

Pulido Bosch, A., López Chicano, M., Calvache, M.L., Calaforra, J.M., Machkova, M., Dimitrov, D., Velikov, B. y Pentchev, P. (1996): Principales características de los acuíferos carbonatados de la región de Dobrich (Bulgaria). *Rev. Soc. Geol. España*, 9 (3-4): 143-156

El área de estudio, que hemos denominado Región de Dobrich, ocupa una superficie de unos 4600 km². Se localiza en el NE de Bulgaria y sus límites son: la frontera con Rumania, por el Norte; el Mar Negro, al Este y Sureste; el valle del río Batova, al Sur; y el valle del río Suha, al Oeste (Fig. 1). Las ciudades más importantes que se encuentran dentro del área son, además de Dobrich, Balchik, Kavarna, General Toshevo y Shabla. Es una región predominantemente agrícola, la principal productora de trigo y maíz de Bulgaria; la superficie en regadío es relativamente escasa. Asimismo, las instalaciones ganaderas son numerosas, predominando las granjas de cerdos. La principal actividad industrial se concentra en la ciudad de Dobrich, aunque también existen instalaciones de este tipo en Balchik y Kavarna. El sector costero registra una actividad turística relati-

vamente intensa, favorecida por la existencia de numerosos balnearios abastecidos por aguas termales procedentes de sondeos profundos y artesianos.

La temperatura media anual del aire en la ciudad de Dobrich, para los últimos 50 años, es de 11 °C (Bulgarian Hydrometeorological Service, 1983), mientras que las medias mensuales oscilan entre -2 °C y 23 °C a lo largo del año. Los valores medios de este parámetro observados en la costa son sólo un grado más altos, mientras que la amplitud anual se reduce significativamente a 16-17 °C. La precipitación anual varía entre 380-460 mm, aumentando desde la zona costera hacia el interior del continente. En la figura 2, correspondiente a la estación de Shumen, situada unos 60 km al Suroeste del área de estudio, se observa una tendencia a la disminución. En la curva que representa las diferencias acumu-

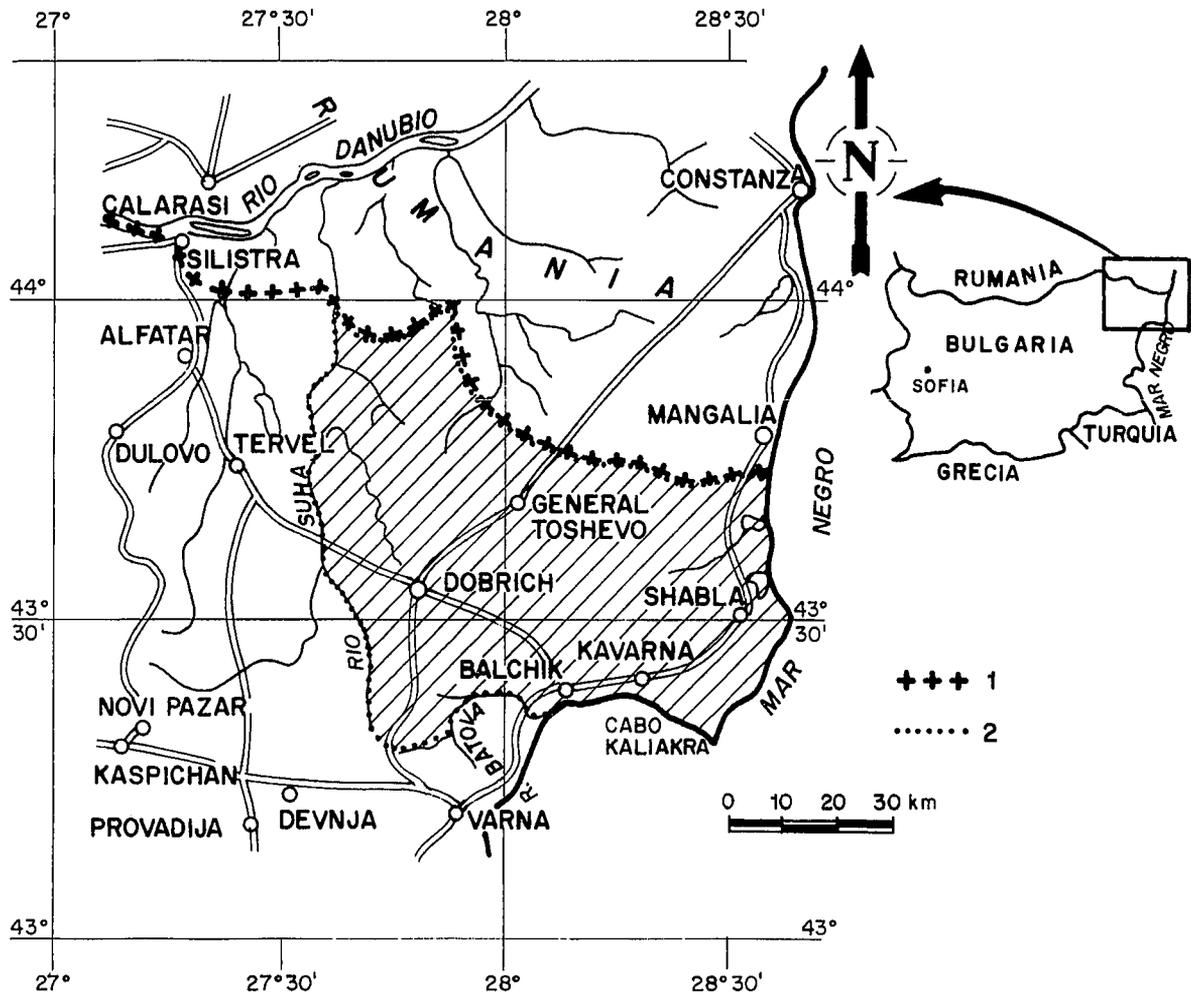


Figura 1.- Localización geográfica del sector estudiado. 1: frontera búlgaro-rumana; 2: límite del área estudiada.

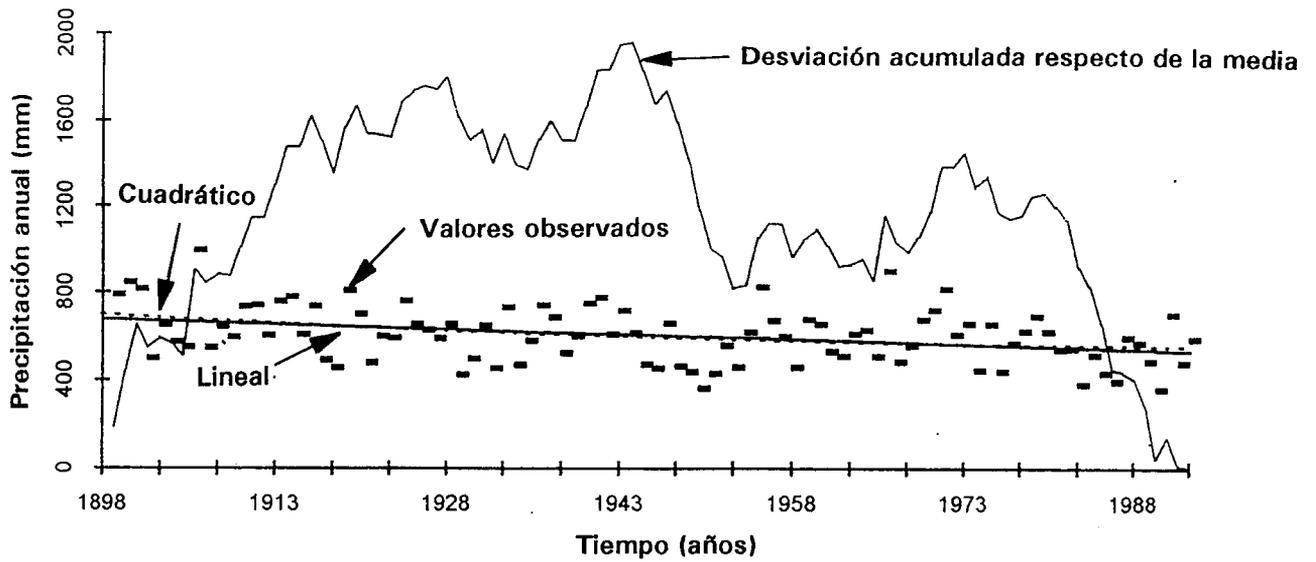


Figura 2.- Análisis de tendencias en las precipitaciones (estación de Shumen; ver texto).

NIVEL ESTRUCTURAL	EDAD	SERIE ESTRATIGRAFICA	PRINCIPALES FORMACIONES	LITOLOGIAS	SENTIDO DE AUMENTO DEL ESPESOR Y RANGO DE VARIACION	OBSERVACIONES
COBERTERA TABULAR	Cuaternario			Loess (arcillosos hacia el techo y arenosos hacia la base) y sedimentos aluviales y/o de playa	10-70 m N↑	
	Mioceno superior		Karvuna	Calizas organógenas	10-50 m SE↘	Acuífero Superior
			Topolovo	Margas y arcillas laminadas	45-80 m SSE↘	
			Odar	Calizas organógenas, oolíticas y calcarenitas de tonos rojizos	30-120 m SSE↘	
	Mioceno inferior y medio		Frangja	Arenas blanco-amarillentas	3-25 m	
			Evksinograd	Arcillas margas y diatomitas	30-110 m SSO↘	
			Galata	Arenas y arcillas alternantes	50-70 m 10-200 m	
			Karapelit	Calizas organógenas	7-8 m	
	Paleógeno			Alternancia de arcillas y margas, margocalizas, areniscas y calizas organógenas	40-740 m SE↘	
		Cretácico medio y superior		Ruse	Calizas organógenas y oolíticas	30-100 m NO↘
	Razgrad		Margocalizas y calizas margosas	30-400 m ONO↘		
Jurásico superior a Cretácico inferior			Kaspichan	Calizas, calizas dolomíticas y dolomías	400-900 m SE↘	Acuífero Profundo
	Jurásico medio			Alternancia de arcillas, margas, margocalizas y areniscas	6-150 m SE↘	
	Permo-Triásico			Alternancia de materiales detríticos y carbonatados. Complejo vulcano-sedimentario en el Pérmico	50-4000 m S↓	
BASAMENTO CALEDÓNICO-HERCÍNICO	Carbonífero			Argilitas y areniscas, sedimentos vulcano-sedimentarios y carbón		
	Devónico			Materiales carbonatados		

Cuadro 1.- Síntesis estratigráfica del área estudiada.

ladas respecto a la media es visible un primer período húmedo que afecta a los primeros cincuenta años, para posteriormente mostrar un claro descenso. Sharov y Koleva (1994) ponen de manifiesto la existencia de notables descensos en las precipitaciones durante los últimos 10 años en Bulgaria. La distribución anual de la precipitación es bastante uniforme, con totales mensuales comprendidos entre 30-60 mm. Los máximos mensuales en el área litoral se producen entre Octubre y Enero, con un máximo secundario en Mayo-Julio. En el sector central

de la región, alejado del mar, los valores máximos se obtienen en Mayo-Julio, con un máximo secundario en Octubre (Miklanek y Dimitrov, 1995).

Los cálculos de la evapotranspiración potencial y real, a nivel mensual, para el período 1976-1988, muestran que sólo durante Noviembre-Febrero no hay suficiente energía para evaporar el agua disponible. La evapotranspiración real anual es del orden del 23-37 % de la precipitación total, siendo la media espacial unos 130 mm/año (Miklanek y Dimitrov, 1995).

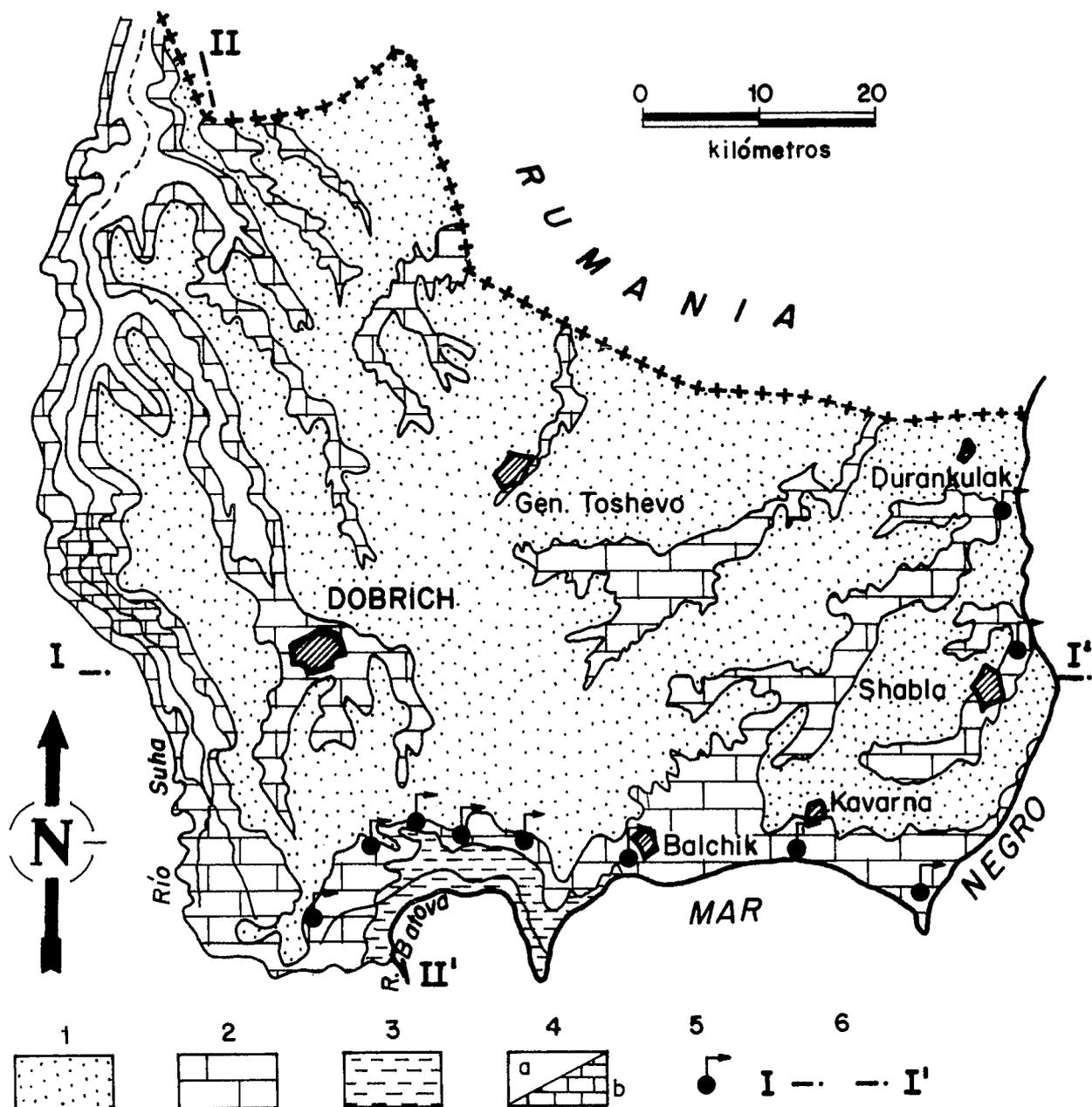


Figura 3.- Mapa hidrogeológico (sobre la base geológica de Cheshitev y Kânchev, 1989). 1: materiales cuaternarios; 2: calizas y calcarenitas del Mioceno superior (Acuífero Superior); 3: arenas y arcillas del Mioceno inferior y medio; 4: a. calizas margosas y margocalizas cretácicas; b. calizas y dolomías del Jurásico medio-Cretácico inferior (Acuífero Profundo); 5: manantial representativo (>20 l/s); 6: cortes representativos (ver Fig. 4).

Geología

El área de estudio se localiza en la Plataforma Moesian (Iovtchev, 1976), que ocupa todo el tercio septentrional del país. Esta plataforma presenta un basamento paleozoico plegado y fracturado (complejo Caledónico - Hercínico) y una cobertera no plegada - aunque sí puede estar algo fracturada - con materiales de edades comprendidas entre el Pérmico-Triásico y el Cuaternario. Con el fin de evitar descripciones litoestratigráficas prolijas, hemos elaborado el Cuadro 1 que sintetiza los principales aspectos de interés. Para

su confección, nos hemos basado, esencialmente, en los trabajos de Iovtchev (1976) y Cheshitev y Kânchev (1989), en nuestras observaciones de campo y en los datos de numerosos sondeos de investigación. Debido a la existencia de acuñamientos laterales y a la disposición tectónica, en el área de estudio sólo afloran algunas de las formaciones que constituyen la cobertera tabular. Estos afloramientos se muestran de forma esquemática en la figura 3.

Esta parte búlgara de la Plataforma Moesian ha permanecido bastante estable desde el plegamiento hercínico. Los materiales del basamento hercínico se en-

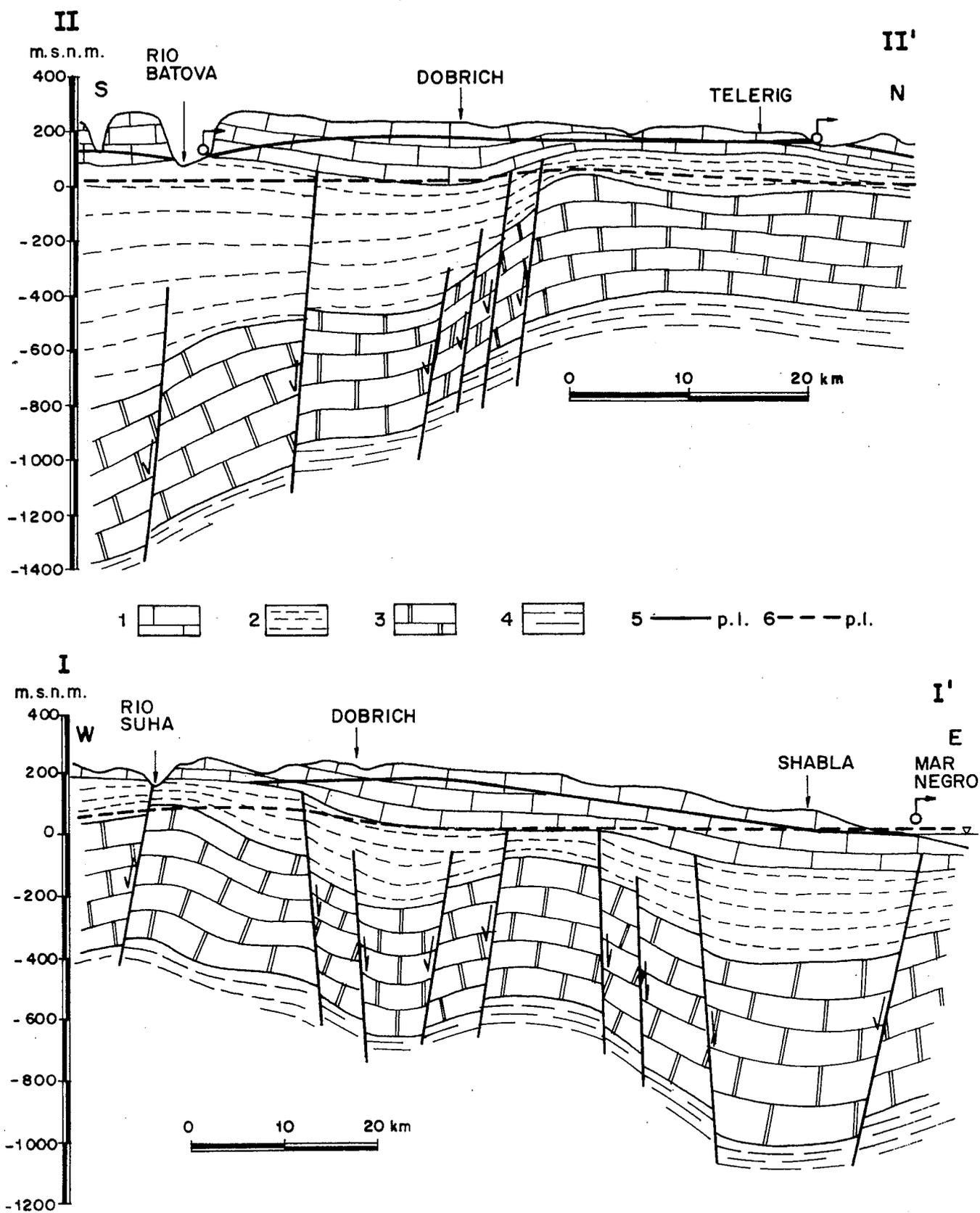


Figura 4.- Cortes hidrogeológicos. 1: Acuífero Superior; 2: materiales de baja permeabilidad miocenos, paleógenos, cretácicos y jurásicos; 3: Acuífero Profundo; 4: sustrato impermeable; 5 y 6: nivel piezométrico del Acuífero Superior y del Profundo, respectivamente (ver situación en Fig. 3).

cuentran plegados y fracturados, siendo difícil -por el hecho de estar cubiertos enteramente- establecer sus directrices estructurales. Los materiales posteriores (Pérmico-Triásico hasta el tránsito Cretácico inferior-medio, al menos) se hallan afectados de una tectónica de fractura que ha actuado probablemente en diversos períodos, aunque con directrices bastante constantes. Así, el techo del Valanginiense (Formación Kaspichan), que constituye un excelente reflector para las ondas sísmicas, delata la existencia de una serie de horst y grabens, según dos juegos principales de fallas normales escalonadas (NNO-SSE y NNE-SSO) que hacen que esta superficie se sitúe desde cotas de +200 hasta -1000 m s.n.m. (Fig. 4).

Especial significación tiene la zona de fractura de Dobrich, el sector Oeste de Balchik, donde parece dibujarse una falla o flexura normal de dirección Este-Oeste; y la zona de fractura de Shabla-Bulgarevo. Algunas de estas fracturas han rejugado probablemente en episodios posteriores pudiendo afectar incluso al Paleógeno, no siendo tan aparente para el Mioceno. La distribución lateral y vertical de las distintas formaciones estratigráficas se ve fuertemente condicionada por esta tectónica de bloques, especialmente para el Cretácico medio-superior y el Paleógeno.

Hidrogeología

Geometría, límites y piezometría

El Acuífero Superior está constituido por los materiales calizos o calcareníticos de las formaciones Karvuna y Odar (Cuadro 1); en determinados sectores ambas formaciones pueden estar aisladas localmente por un paquete de baja permeabilidad (formación Topolovo). Se trata de un acuífero esencialmente libre, tabular, o con una ligera inclinación hacia el E. Su espesor oscila entre 30 y 250 m. Los espesores más bajos se observan hacia el Oeste, hacia el valle del río Suha. En este último aflora el muro y el substrato del acuífero, gracias al intenso excavado vertical del valle. A la altura de Dobrich y General Toshevo, el acuífero gana espesor rápidamente hacia el SE, alcanzándose los máximos valores al Norte de Balchik y Kavarna. Hacia el E, vuelve a disminuir el espesor hasta valores de unos 50 m ya cerca de la costa.

En gran parte del límite oriental (Fig. 3), el acuífero penetra hacia el Mar Negro, aunque no siempre existe contacto con el agua salada en todo su espesor, como es el caso de la zona de acantilados meridional. El límite Sur viene definido por el mar entre el Cabo de Kaliakra y Kavarna (costa acantilada), mientras que más al Oeste, hacia Balchik, el límite es el contacto con los materiales arcillo-arenosos del Mioceno inferior y medio. Este contacto va ganando cota hacia el Oeste, adentrándose en el valle profundo del río Batova, el cual contribuye también a la conformación del límite Sur del acuífero.

El límite occidental viene definido por el río Suha. En este valle aflora, gracias al excavado realizado por

el río, el muro del acuífero. Esto mismo ocurre en el barranco que corre desde Dobrich hacia el NO, tributario del Suha. El límite septentrional está constituido por la frontera de Bulgaria con Rumania, siendo un límite permeable de potencial variable. El acuífero reposa sobre el substrato impermeable formado por los materiales del Mioceno inferior y medio hacia el Sur y Sureste; por materiales paleógenos al NE y por materiales del Cretácico medio y superior al SE, esencialmente margosos y margocalizos.

El Acuífero Profundo está constituido por las calizas y dolomías de la Formación Kaspichan (Cuadro 1). Su permeabilidad es debida, esencialmente, a fracturación y karstificación, siendo casi nula la porosidad primaria. Se trata de una de las unidades hidrogeológicas más importantes de la región, con numerosas captaciones profundas (Danchev *et al.*, 1981). Entre el Acuífero Superior y el Profundo se intercalan materiales de edad Cretácico medio-superior, Paleógeno y Mioceno inferior y medio cuyo comportamiento hidrogeológico es considerado -para la mayor parte de la región de estudio- como acuífero-acuitardo.

El comportamiento hidrogeológico de los materiales del Jurásico medio es de acuífero-acuitardo, en general. Estos materiales pueden faltar en el sector noroeste del área, aunque, por lo común, constituyen el substrato impermeable del Acuífero Profundo. El resto de los materiales geológicos presentes en profundidad (Permo-Trías y basamento hercínico) incluyen formaciones permeables o impermeables, indistintamente. El comportamiento de estas formaciones es poco conocido. Los datos de sondeos petrolíferos ponen de manifiesto que los materiales del Permo-Trías pueden presentar aguas fósiles muy salinas. Cabe señalar que el Triásico es explotado en la zona sur de Shabla y en el Mar Negro como nivel productivo de petróleo.

El sistema hidrogeológico Profundo es un acuífero esencialmente confinado bajo todos los materiales de edad posterior. Sólo aflora en un punto localizado en el río Suha y con algo más de extensión en un afluente por la margen izquierda del Suha (Fig. 3). En sentido SE el acuífero se hunde cada vez más, extendiéndose -también de forma confinada- bajo el mar, coincidiendo con la inclinación regional del acuífero en este área. Las profundidades mayores se alcanzan en dos surcos profundos: en el sector del río Batova y Balchik es próxima a los 1000 m bajo el nivel del mar; en el surco Shabla-Bulgarevo es de más de 700 m bajo el nivel del mar (Fig. 4). Su espesor medio ronda los 400 m, no siendo excesivamente variable para todo el área (300-600 metros).

Existe un amplio rango de variación del nivel piezométrico en el Acuífero Superior, con máximos de 200 m s.n.m. al NE de Dobrich, hasta mínimos de 0 m, en la zona costera del Mar Negro (Fig. 5). El nivel piezométrico disminuye hacia el Oeste -en donde el río Suha actúa de línea de drenaje- y hacia el Este, con pequeñas irregularidades, como es el caso de la zona de Dobrich-General Toshevo. Aquí existe una depresión del nivel

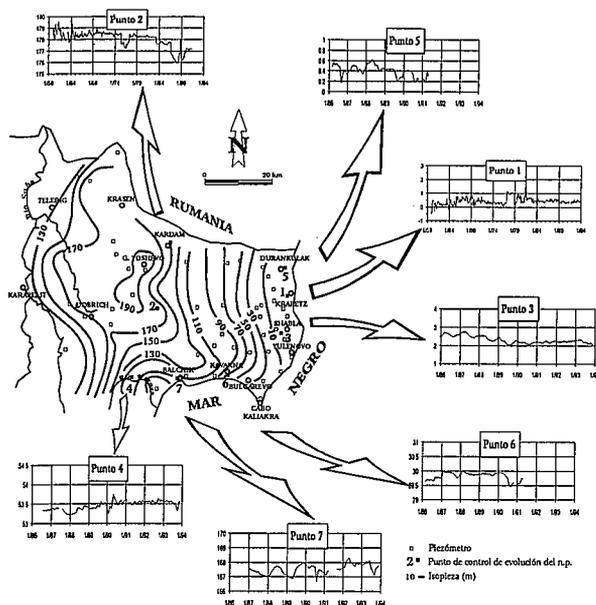


Figura 5.- Superficie piezométrica del Acuífero Superior correspondiente a Junio de 1988 y evolución de los niveles piezométricos en 7 puntos acuíferos cuya situación se indica en el mapa.

piezométrico de unos 10 m que probablemente se deba a la explotación que sufre el acuífero con objeto de cubrir las necesidades hídricas por parte de la agricultura y el abastecimiento a los núcleos urbanos existentes en la zona.

En lo referente a la relación entre bordes del acuífero e isopiezias, se puede decir que hay tres límites -Este, Oeste y Sur- por los que se produce descarga, como así lo atestigua la existencia de diversos manantiales próximos a la costa entre Balchik y Bulgarevo y a lo largo del río Suha. En el borde oriental, igualmente, existe algún manantial, aunque la mayor parte de la descarga se produce de forma difusa y/o oculta hacia el mar. Las isopiezias son perpendiculares al borde septentrional desde Kardan hacia el Este (Fig. 5). Dado que la formación acuífera prosigue al otro lado de la frontera rumana, se trataría de un borde permeable de potencial variable, coincidente sensiblemente con una línea de flujo (intercambio hídrico prácticamente nulo en ese sector).

Respecto a la evolución en el tiempo de los niveles piezométricos, no se observa una tendencia generalizada en la totalidad del acuífero, pues en unos sectores el nivel piezométrico ha ascendido en los últimos años y en otros, en cambio, ha descendido. En general, se puede decir que las variaciones son de pequeña magnitud en un período de 8 años, con máximos que raramente superan los 2 m. En la mayor parte de los puntos controlados el nivel piezométrico no varía más de 1 m en este lapso de tiempo (Fig. 5).

En el sector Dobrich-General Toshevo, el nivel ha sufrido un descenso de 2 m desde 1986 (Punto 2). Esta misma tendencia al descenso se observa en la costa oriental del área estudiada, aunque con menores variaciones del nivel (1 m en el punto 3 y 0,4 m en el punto 5). En el resto del acuífero el nivel permanece más o

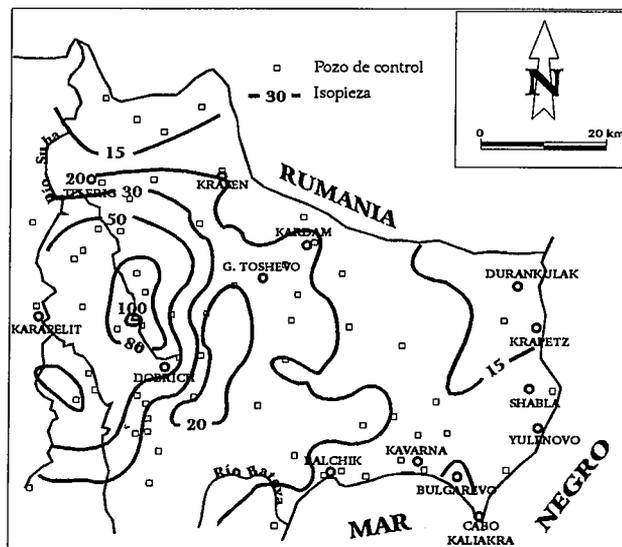


Figura 6.- Mapa de isopiezias esquemáticas del Acuífero Profundo.

menos invariable o muestra una ligera recuperación (0,5 m en el punto 4 y hasta 1 m en el punto 7). Aunque este incremento sea de poca entidad, tiene importancia ya que se produce en la zona de mayor descarga del acuífero.

En cuanto al Acuífero Profundo, en la Figura 6 se representa un mapa esquemático de la superficie piezométrica obtenido a partir de datos medios de varias campañas de registro. El primer rasgo a destacar es que existe una clara diferenciación del acuífero en dos sectores. Por un lado, en la parte más occidental existe un alto piezométrico con niveles que alcanzan los 100 m s.n.m. y, por otro, en la parte más oriental, los niveles presentan una cota bastante homogénea y mucho más baja que en el sector occidental, que varía entre 15 y 20 m s.n.m. La zona más elevada coincide con un sector de alimentación del acuífero ya que éste aflora a lo largo del cauce del río Suha (Fig. 3). El hecho de que haya una diferencia tan neta entre ambos sectores indicaría que existe una cierta desconexión hidráulica entre ellos, motivada por la existencia de una serie de fallas (zona de fractura de Dobrich) que desplazan bloques que reducirían la sección permeable de contacto entre ellos (Fig. 4).

Es de destacar también que a lo largo del borde costero el nivel piezométrico del Acuífero Profundo queda por encima del nivel del mar, como lo demuestra la existencia de una serie de sondeos surgentes que carecen de sistema de cierre, por lo que el agua fluye continuamente (con frecuencia directamente al mar) sin ninguna regulación. Este proceder está conduciendo a un progresivo «sangrado» del acuífero, a la vez que se despilfarran los recursos en grandes cantidades. En algunos sondeos perforados en la zona de Krapetz, originalmente surgentes, el nivel piezométrico ha descendido más de 4 metros en los últimos 20 años.

Parámetros hidráulicos

Los materiales cuaternarios que cubren gran parte del área de estudio presentan porosidad intergranular. Deben ser considerados como un acuífero libre, cuyos valores de transmisividad oscilan entre 43 y 136 m²/d, y su coeficiente de almacenamiento entre 2 y 5 %, para el caso del loess pleistoceno. Los materiales aluviales, poco representados en la región, tienen valores de permeabilidad comprendidos entre 70 y 90 m/d y un coeficiente de almacenamiento del orden del 23 % (Velikov *et al.*, 1989). No obstante, dado que bajo estos materiales con frecuencia existen otros permeables (Acuífero Superior, sobre todo), en numerosas localidades aparecen secos, o con un nivel piezométrico que puede corresponder al del acuífero infrayacente.

La transmisividad de los materiales carbonatados que constituyen el Acuífero Superior depende de su grado de karstificación. Por lo tanto, los valores más elevados de este parámetro se localizan en el borde costero, donde las calizas están en contacto con el Mar Negro. Numerosos autores (Wigley y Plummer, 1976; Back *et al.*, 1979; Sanford y Konikow, 1989; Pascual, 1990) han puesto de manifiesto que en la zona de mezcla agua dulce-agua salada se dan unas condiciones favorables para la disolución de carbonatos. Por esa razón, en el área costera, los valores de transmisividad superan frecuentemente los 1000 m²/d, con valores máximos de 6500 m²/d. Es de destacar que en la costa Sur, al no estar en contacto directo el acuífero con el mar, las calizas no presentan valores elevados de este parámetro. Las cifras más bajas, con mínimos de unos 20 m²/d, se tienen tierra adentro coincidiendo con sectores poco o nada karstificados.

Al igual que ocurre con la transmisividad, los valores más elevados del caudal específico se miden en la franja costera, con un máximo de 100 l/s/m y con valores más frecuentes de 25 l/s/m. El caudal específico más bajo es de unos 0,2 l/s/m. El gradiente hidráulico varía desde 0,04 % en la zona costera de Krapetz-Durankulak a valores medios de 0,6 % en el resto del acuífero.

Los valores de transmisividad del Acuífero Profundo parecen estar muy relacionados con el espesor del acuífero, ya que coinciden los valores máximos (2000 m²/d) con la zona de mayor espesor del acuífero en el sector meridional. De igual forma, en la parte occidental se encuentran los mínimos valores de transmisividad (100-200 m²/d) coincidiendo con la zona de menores espesores del acuífero. La permeabilidad varía entre 6 y 0,5 m/d para potencias que oscilan entre 650 y 230 m. Los valores de caudal específico varían entre 18 y 0,2 l/s/m. Esta notable variación entre los datos puntuales constituye un argumento más en favor de la consideración de este acuífero como kárstico. Por otro lado, los bajos gradientes hidráulicos del borde cercano al mar pueden reflejar la influencia del contacto agua dulce-agua salada a lo largo de la historia geológica (actualmente no está en contacto con el mar), traducida por una mayor karstificación.

Respecto al gradiente hidráulico, existe una gran diferencia entre los valores correspondientes al sector oriental, con cifras muy bajas (0,02 %), y los encontrados en la zona occidental con valores 35 veces más elevados (0,75 %). Este hecho indica la existencia de una zona de baja transmisividad que dificultaría el flujo subterráneo, debido al adelgazamiento del acuífero en la zona de fractura de Dobrich.

Características fisicoquímicas de las aguas

La hidrofacies predominante en el Acuífero Superior es bicarbonatada magnésica y, en menor medida, bicarbonatada cálcica; ésta viene determinada por la litología del acuífero y de la cobertera detrítica cuaternaria (Raykova y Danchev, 1972), esta última rica en minerales magnesianos y hasta con un 3,6 % de MgO. Sólo en la franja costera oriental, donde existe un amplio contacto con el mar, la hidrofacies cambia a clorurada sódica en muchos de los puntos muestreados. La evolución espacial de la temperatura de las aguas subterráneas presenta el mismo patrón de distribución que la temperatura media del aire, oscilando entre 12 °C en el área de recarga (sector de Dobrich) y 15-17 °C en las áreas de descarga (sector costero oriental y meridional); no se descarta la influencia de las aguas del acuífero profundo en este aumento de temperatura en el área costera.

Por regla general, en el sector central de la región - principal área de recarga- se registran los valores más altos de concentración en CO₂ (63 mg/l), HCO₃⁻ (500 mg/l), Ca²⁺ (100 mg/l) y Mg²⁺ (100 mg/l). El valor de estas especies iónicas decrece hacia las zonas de descarga; asimismo se ha detectado una tendencia a la subsaturación en especies carbonatadas en el mismo sentido tal y como muestran los índices de saturación calculados mediante el programa WATROCK (Velikov, 1985). Hay que tener en cuenta que el Ca²⁺ y el Mg²⁺ están sometidos a procesos modificadores de intercambio iónico y absorción y a la influencia de la cobertera de loess, lo que hace que sus concentraciones no se correlacionen excesivamente bien con las de los bicarbonatos. La relación rMg/rCa alcanza un valor medio en torno a 1,68 en el acuífero; ambos iones presentan una distribución espacial muy similar.

El contenido en sulfatos de las aguas subterráneas es en general muy bajo en toda la región (inferior a 80 mg/l). Sólo en el muestreo de 1986, en las proximidades del Cabo Kaliakra se registran valores superiores, en torno a 110 mg/l (Velikov *et al.*, 1989; Dimitrov *et al.*, 1993). Ello se interpreta como debido a la influencia de las aguas marinas como consecuencia de los bombeos.

En relación con la contaminación y el deterioro de la calidad de las aguas subterráneas de este acuífero, los principales focos potenciales son: las aguas residuales de los núcleos de población pequeños vertidas directamente en el acuífero por falta de alcantarillado; las aguas residuales depuradas de los grandes asentamientos urbanos, como Dobrich, que se vierten en los ríos -

como el río Suha- que corren secos la mayor parte del año. Estas aguas tienen concentraciones relativamente elevadas en cloruros, sulfatos y sulfuros, componentes orgánicos y biogénicos y, a menudo, metales pesados originados en la pequeña industria que vierte sus aguas residuales al sistema de evacuación de aguas urbanas; las aguas residuales de las granjas con ganado vacuno que son vertidas en arroyos donde afloran predominantemente las calizas; vertederos de residuos sólidos procedentes de los principales núcleos urbanos del área de estudio; el exceso de fertilizantes aplicados en la agricultura es también una fuente de contaminación no puntual; y, por último, la explotación incontrolada de las aguas subterráneas en la zona costera que puede provocar la intrusión del agua del mar en el acuífero.

De esta manera, la distribución espacial en el acuífero de las concentraciones de nitratos y cloruros (Figs.

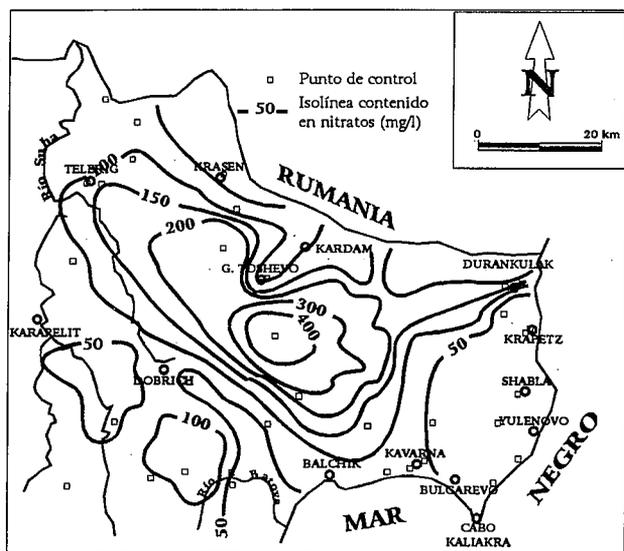


Figura 7.- Mapa de isocontornos en ion nitrato de las aguas del Acuífero Superior correspondiente a Septiembre de 1984.

7 y 8, respectivamente) responde esencialmente a la existencia de tres procesos principales de contaminación: vertidos puntuales de residuos líquidos y sólidos urbanos y ganaderos sin depuración, exceso de abono en las áreas cultivadas, e intrusión marina incipiente en la franja costera oriental.

El contenido en nitratos supera los 200 mg/l en extensas áreas del Acuífero Superior, pero con máximos puntuales como los del sector central (sur de General Toshevo) donde se registran valores superiores a 600 mg/l. En general, los valores máximos se sitúan en el área de infiltración principal de todo el acuífero, coincidiendo con sectores agrícolas bien desarrollados y con la posición de algunos de los principales núcleos de población. En el sector costero meridional y oriental, salvo en las proximidades del área de descarga del lago Durankulak, los valores de concentración son inferiores en general a 30 mg/l (Fig. 7).

Las concentraciones más elevadas en cloruros están en estrecha relación con los procesos de intrusión marina locales, en las proximidades del borde marino

oriental. Los valores medios en la mayor parte del acuífero rondan los 50 mg/l; en una franja de unos 5 km paralela a la línea costera oriental se superan los 500 mg/l e incluso los 1000 mg/l (Fig. 8), indicativo del inicio de procesos de intrusión localizados en las áreas de mayor extracción y facilidad de conexión con el mar (áreas más transmisivas).

La variación espacial de la conductividad de las aguas del Acuífero Superior (Fig. 9) reproduce con bastante fidelidad los sectores afectados por alguno de los procesos de contaminación antes referidos, estableciéndose máximos de mineralización de las aguas coincidentes con los máximos de nitratos y cloruros. La conductividad es del orden de 600-700 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en las áreas de descarga de los ríos Suha y Batova, aumentando en la zona de contacto del acuífero con el Mar Negro hasta valores de más de 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (al norte del

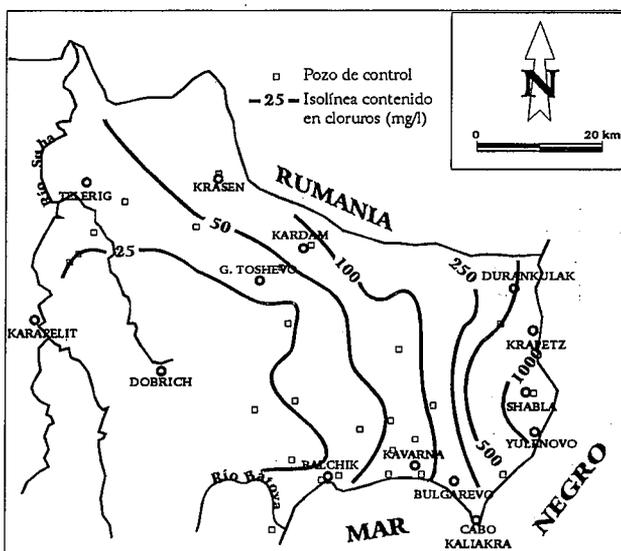


Figura 8.- Mapa de isocontornos en cloruros de las aguas del Acuífero Superior correspondiente a Agosto de 1986.

Cabo Kaliakra) o incluso más de 2000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en la zona costera de Shabla-Krapetz-Durankulak. Todo ello se interpreta como una consecuencia del incipiente proceso de intrusión marina, al coincidir con altos contenidos en cloruros. Existe otra anomalía en la distribución natural de los valores de conductividad en el sector central, al sur de General Toshevo, donde la conductividad alcanza valores de hasta 1300 $\mu\text{S}/\text{cm}$, probablemente debido a la contaminación de origen agrícola de las aguas subterráneas, al coincidir con altos valores de nitratos.

Apenas un centenar de puntos acuíferos registran datos fisicoquímicos suficientemente representativos del Acuífero Profundo. La temperatura de sus aguas muestra una distribución espacial acorde con la estructura geológica del área que condiciona la profundidad de circulación; en efecto, en los sectores occidental y central la temperatura oscila entre 14 y 17 $^{\circ}\text{C}$, muy similar a la del Acuífero Superior. Los valores de la temperatura aumentan hacia el Este, alcanzando 32 $^{\circ}\text{C}$ cerca de Balchik, 38 $^{\circ}\text{C}$ junto al cabo Kaliakra y 41 $^{\circ}\text{C}$ en

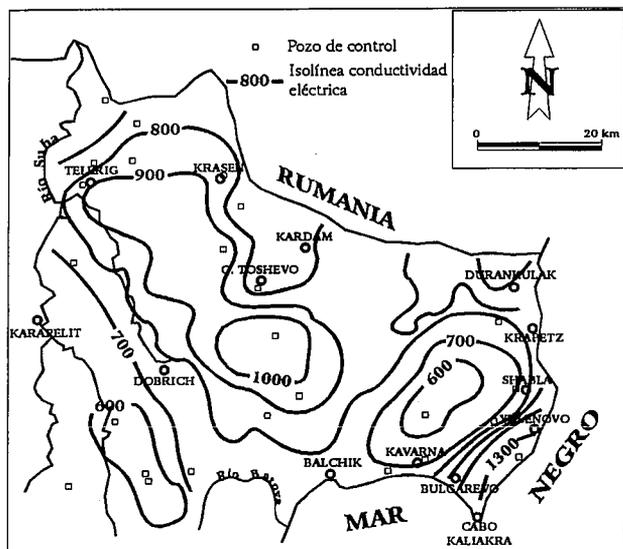


Figura 9.- Variación espacial de la conductividad eléctrica (25°C) de las aguas del Acuífero Superior.

Shabla. Los cambios de la tendencia general están ligados sin duda a perturbaciones inducidas por los ascensos y descensos de bloques limitados por fallas. No hay variación significativa de valores de pH en la zona estudiada; sin embargo, se nota una ligera tendencia al aumento hacia la zona costera (7,1-7,4).

En lo relativo a la conductividad de las aguas -de evolución prácticamente idéntica al TDS-, algo más de la mitad occidental del acuífero registra valores inferiores a 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, indicativos de un contenido salino de las aguas de medio a bajo. Hacia el Este se registra un aumento continuado en el valor de este parámetro, llegando a superarse los 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en algunos puntos del borde costero.

Los contenidos en CO_2 libre para el Acuífero Profundo son en general bajos, mostrando la mayor parte del área valores inferiores a 3 mg/l; no obstante, localmente se llegan a superar los 70 mg/l en el borde occidental. Las concentraciones en HCO_3 varían entre unos 500 mg/l, en el borde occidental, hasta 300 mg/l en el oriental con algunos valores locales que superan los 600 mg/l. Esta disminución continuada en el sentido del flujo subterráneo podría estar relacionada con la propia distribución del CO_2 , unido a procesos de precipitación de calcita; la menor solubilidad del CO_2 con el aumento de la temperatura -en ausencia de un aporte profundo continuado- puede favorecer dicho descenso, aunque también pueden contribuir los procesos de reducción. En este sentido, la concentración de sulfatos de las aguas -comprendida en la mayor parte del acuífero entre 20 y 45 mg/l- decrece paulatinamente hacia el borde oriental con valores inferiores a 10 mg/l, debido sin duda a la existencia de los citados procesos de reducción; el olor a SH_2 es evidente en las proximidades de los sondeos surgentes costeros.

Los contenidos en cloruros son inferiores a 50 mg/l en el tercio occidental del acuífero, pero aumentan de forma notable en las cercanías del Mar Negro hasta superarse los 1500 mg/l; procesos de mezcla de agua dul-

ce-agua salada -actuales y/o «fósiles»- se encontrarían en el origen de esta distribución espacial de las concentraciones. Como corresponde a un acuífero confinado en la práctica totalidad del área de estudio, los contenidos en NO_3^- quedan comprendidos entre 4 y 12 mg/l. Algunos valores superiores a 200 mg/l, localmente medidos, tendrían su origen en un proceso de mezcla con aguas del Acuífero Superior y/o a posibles procesos de contaminación a través del espacio anular de la propia columna del sondeo.

El estudio de los equilibrios químicos de las aguas del Acuífero Profundo, mediante el programa WATROCK (Velikov, 1985), pone de manifiesto que en muchos pozos existe saturación e incluso sobresaturación con respecto a la calcita y a la dolomita, lo cual es indicativo del largo tiempo de contacto agua-roca y consecuente con la distribución espacial de los contenidos en CO_2 y HCO_3 , así como con los progresivos aumentos de la temperatura del agua en el sentido del flujo.

Funcionamiento general

La fuente principal de recarga al Acuífero Superior procede de la infiltración directa del agua de lluvia. Como ya ha sido indicado, la mayor parte del acuífero se encuentra cubierta por materiales cuaternarios, muchos de ellos escasamente permeables -loess-. Así pues, una fracción percolará muy lentamente; otra fracción, al caer sobre materiales más permeables accede al acuífero de manera mucho más rápida; asimismo, diversas cuencas cerradas existentes actúan de lugares privilegiados de acumulación del agua de lluvia y escorrentía. Por último, hay que reseñar la existencia de una infiltración rápida en aquellos sectores en donde afloran las calizas y a lo largo de los lechos fluviales que se excavan en ellas; evidencia de esto último es la ausencia de un caudal de base en la práctica totalidad de los cauces del área de estudio.

Asimismo contribuyen a alimentar al acuífero el retorno de parte del agua aplicada en regadío y parte de las aguas residuales, como ya ha sido indicado. Con los datos actualmente existentes es muy difícil acotar los valores medios de la infiltración, aunque un orden de magnitud puede ser 50-100 mm de valor medio anual, lo cual supondría del orden de 350 $\text{hm}^3/\text{año}$, equivalentes a un caudal continuo de 11 m^3/s . Los otros elementos del balance deben constituir una fracción mucho menor con respecto al total.

La principal descarga natural visible del Acuífero Superior se produce por el borde Sur, tanto a lo largo de la costa como tierra adentro siguiendo el río Batova, sector donde se localizan numerosos manantiales (Fig. 3). Existe igualmente descarga a través del borde oriental, aunque estos manantiales presentan un caudal bastante inferior. Las surgencias más grandes, con caudales de 50 y 150 l/s (Fig. 10), se localizan en el río Batova. Una de ellas presenta la cota más baja (55 m) de todos los manantiales del acuífero, por lo que se puede decir que constituye la descarga visible principal del sistema.

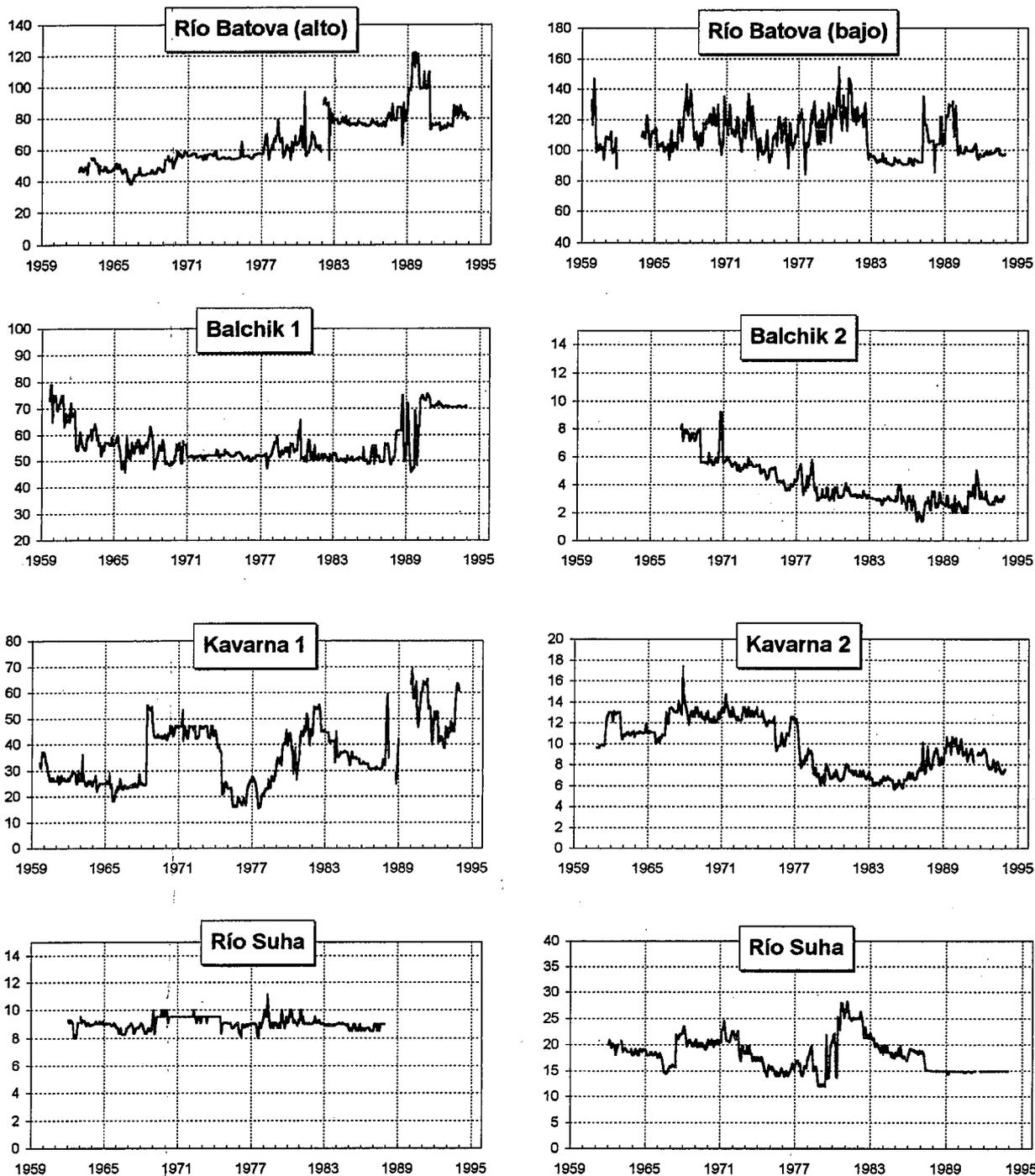


Figura 10.- Hidrogramas de las surgencias principales (valores en l/s).

Los manantiales de la costa sur se localizan en las proximidades de las ciudades de Kavarna y Balchik, alcanzando los caudales más elevados 70 l/s (Balchik 1) y los de menor cuantía 4 l/s (Balchik 2). En el borde oeste se han controlado dos manantiales cuyos caudales corresponden a 9 y 20 l/s (Río Suha, Fig. 10). Respecto a la evolución que han sufrido los caudales de los manantiales durante los últimos años, hay que tener en cuenta que existen varias actuaciones que han afectado la descarga de estos puntos. Por ejemplo, en uno de los

manantiales de Batova se instaló una estación de bombeo con un caudal de unos 25-30 l/s a partir de 1982. En Balchik se observa que a partir de 1990 se deja de captar el manantial incrementándose el caudal de éste. A pesar de ello y teniendo en cuenta estas consideraciones, se puede establecer una tendencia general en el caudal de los principales manantiales. Las surgencias situadas a lo largo del río Batova (área principal de descarga) registran un suave incremento durante los últimos 20 años. Igual tendencia se observa en la costa,

exceptuando un manantial en Balchik, cuyo caudal ha permanecido más o menos constante durante los últimos 20 años. Los manantiales del borde occidental tampoco presentan variación apreciable (Río Suha, Fig. 10). La escasa variación de los caudales de los manantiales, al margen de la influencia climática -lluvias muy homogéneamente distribuidas a lo largo del año- así como la escasa fluctuación piezométrica, la relativa homogeneidad en los rendimientos de las captaciones y la propia naturaleza litológica, nos conducen a considerar al Acuífero Superior como de flujo disperso, siendo muy poco acusada la influencia de las discontinuidades kársticas que puedan existir.

Además de estas salidas naturales habría que contabilizar las descargas directas a los humedales costeros de Durankulak y Shabla, que se acercan al millar de l/s. Otra salida importante, y posiblemente la más cuantiosa, sería la salida oculta a través del borde costero oriental y, en menor cuantía, del borde costero meridional. También podrían existir salidas ocultas a través del borde Norte en la continuación rumana del acuífero, cuyas surgencias visibles más importantes se sitúan en la franja costera al sur de Constanza.

Aplicando la ley de Darcy al borde oriental, para $T = 2000 \text{ m}^2/\text{día}$ y un gradiente hidráulico medio de 0,5-1 ‰, y 70 km de costa, se obtienen 25-50 $\text{hm}^3/\text{año}$. Igual razonamiento se podría seguir para los bordes restantes. Por último, los bombeos constituyen otra fracción considerable de las salidas. Su cuantificación detallada es algo compleja; se sabe que las extracciones mayores se ubican en el entorno de Dobrich y Shabla-Krapetz (área costera) con unos 300 l/s cada una de ellas.

El área de alimentación del Acuífero Profundo, como ya ha sido indicado, se sitúa principalmente fuera del área de estudio y al Oeste de la misma. No obstante, los pequeños afloramientos de calizas del Jurásico superior-Cretácico inferior existentes en la cuenca del río Suha deben contribuir a la alimentación del acuífero en la época de lluvias, que es cuando únicamente los cauces llevan agua. La escasa porosidad de la roca acuífera y el hecho de que los sondeos atraviesen tramos de la formación acuífera prácticamente sin huecos, unido a la existencia de conductos, permite incluir a este acuífero dentro de los kársticos típicos, aunque no se tienen datos sobre velocidades de tránsito, respuesta a las excitaciones externas, etc. La existencia de numerosos sondeos surgentes, especialmente a lo largo del borde oriental, con caudales que se mantienen desde hace muchos años, presupone la existencia de una alimentación continuada, y un volumen considerable de las reservas. Si se tiene en cuenta su gran extensión, lo segundo parece garantizado; la alimentación continuada tendría esencialmente su origen en la franja aflorante al Oeste de la zona de estudio, de gran superficie (Cheshitev y Kanchev, 1989) y pluviosidad superior.

Debido a la estructura de la formación acuífera que hace que los carbonatos alcancen profundidades notables, superiores en algunos sectores a los 700 m, sin dejar de perder la continuidad hidráulica, las aguas au-

mentan su temperatura como consecuencia del gradiente geotérmico, sin tener que invocar por ello anomalías térmicas positivas. La existencia de bloques desigualmente profundos, unido a la variación de la posición del nivel del mar entre el Cretácico y la actualidad ha podido favorecer el «entrapamiento» de aguas salobres en algunos sectores del acuífero, de una forma similar a como ha sido descrito en otras áreas mediterráneas (Pulido Bosch *et al.*, 1991).

Las salidas del sistema se producen esencialmente por cuatro procedimientos distintos; mediante salidas laterales ocultas hacia el Mar Negro; mediante bombeos en los sondeos de captación; a través de los sondeos surgentes carentes de sistema de cierre; y por alimentación vertical ascendente hacia el Acuífero Superior.

La cuantificación de cada uno de los mecanismos de salida no es fácil. Aplicando la ley de Darcy al borde oriental se puede obtener un orden de magnitud de la cuantía de la descarga subterránea hacia el mar Negro, asumiendo unos valores orientativos de la transmisividad y del gradiente hidráulico. Para 2500-3000 $\text{m}^2/\text{día}$ de T , 0,02-0,04 ‰ para el gradiente hidráulico y los 70 km de borde se obtienen entre 10 y 30 $\text{hm}^3/\text{año}$. Los bombeos para riego, abastecimiento y usos ganaderos, de acuerdo con los datos de encuestas directas realizadas en 1989 se estiman en más de 60 $\text{hm}^3/\text{año}$. La cuantía del caudal surgente de forma natural por los sondeos usada en balnearios no es conocida, aunque posiblemente un orden de magnitud aproximado sea 5 m^3/s .

Relación entre los Acuíferos

Salvo en la franja costera comprendida entre Yulenov y Durankulak, donde se llegan a medir cargas hidráulicas de 10 m del Acuífero Profundo sobre el Superior, en el resto el Acuífero Superior tiene mayor carga hidráulica que el Profundo. Ahora bien el espesor del nivel confinante en el sector costero está comprendido entre 200 y 400 m, por lo que no es probable que pueda existir esa alimentación vertical, salvo de manera muy localizada, como puede ser a lo largo de fracturas que permitan el flujo.

No obstante, sí que parece más factible la interconexión a través de los propios sondeos, teóricamente bien aislados pero no tan seguros en la realidad. Esta suposición es igualmente válida para la alimentación vertical descendente, teóricamente posible en el resto del área, en donde el Acuífero Superior llega a tener 170 m de carga sobre el Profundo, aunque el tramo confinante raramente tiene menos de 100 m de espesor; de este segundo caso existen evidencias más claras, especialmente a través de las concentraciones en nitratos detectadas en algunos sondeos profundos. En efecto, como ya hemos indicado, las aguas del Acuífero Profundo no alcanzan los 15 mg/l en ese ion, mientras que las del Superior pueden superar localmente 500 mg/l. Asimismo, en varios sondeos que captan -en teoría- únicamente el Acuífero Profundo se ha llegado a medir más de 200 mg/l, lo cual parece interpretable únicamente como debido a la existencia de alimentación ver-

tical descendente; dicha alimentación debe ser notable, dado que para obtener más de 200 mg/l en la mezcla, con la dilución consiguiente, es preciso un caudal de intercambio considerable.

Consideraciones finales

Desde el punto de vista climático parece deducirse la existencia de una tendencia hacia una disminución de la pluviosidad, manifiestamente notable durante los últimos 10 años, aunque el descenso afecta a un período mucho mayor (50 años), en el contexto de un ciclo de 95 años, de los que los primeros 45 años corresponden a un período húmedo. No obstante, los datos hidrogeológicos existentes no manifiestan de forma fehaciente un descenso generalizado ni en los niveles piezométricos ni en los caudales de las surgencias controladas.

En lo concerniente al Acuífero Superior, desde el punto de vista hidrogeoquímico el anión dominante, con diferencia, es el bicarbonato, como corresponde a la naturaleza carbonatada de la roca almacén; en cuanto al catión dominante, puede llegar a ser el sodio en el sector oriental, mientras que en el resto es el magnesio y/o el calcio. El origen del magnesio estaría relacionado con la constitución mineralógica del recubrimiento cuaternario, que tiene una abundante concentración en MgO (3,6 %).

El modelo conceptual de este acuífero carbonatado estaría más cercano al de flujo difuso (Shuster y White, 1971; Atkinson, 1977) que el kárstico sentido estricto, sin que ello quiera decir que no pueda existir circulación por conductos más transmisivos, al menos localmente. Lo primero se explicaría por la elevada porosidad de la roca acuífera, mientras que la eventual karstificación quedaría patente en la dispersión en los valores de los caudales específicos de las captaciones (de 0,5 a 100 l/s/m). La evolución temporal de los caudales de las surgencias muestran una variación muy pequeña, indicativa de la gran inercia del sistema.

En lo relativo al funcionamiento del acuífero, hay que resaltar la gran variación espacial de la alimentación, dependiendo de la ausencia o existencia de recubrimiento detrítico y de su naturaleza. En las áreas cubiertas por loess, la alimentación será muy escasa y retardada; en aquellas otras recubiertas por loess arenosos y aluviales altamente permeables, la alimentación será mucho mayor y más rápida. En las cuencas cerradas existentes y a lo largo de los lechos de los ríos se llega a producir infiltración rápida; finalmente, a lo largo de los afloramientos carbonatados, la infiltración también será importante y rápida. Todo ello ha de tener, lógicamente, una incidencia en la hidrogeoquímica del área y su variación espacial y temporal.

Los elevados contenidos en nitratos registrados en amplios sectores del acuífero ponen de manifiesto la existencia de contaminación ligada esencialmente a las actividades agrícolas en el área, aunque también juegan un papel las estabulaciones ganaderas existentes, así como las aguas residuales urbanas vertidas al medio

sin depurar y/o tan sólo parcialmente depuradas; los vertederos de residuos sólidos urbanos constituyen otros focos potenciales de contaminación.

En cuanto al Acuífero Profundo los desiguales valores obtenidos para la transmisividad y caudal específico, unido al hecho de conocerse la existencia de conductos transmisivos junto a franjas de calizas prácticamente desprovistas de huecos, permiten considerar a esta formación carbonatada como un acuífero kárstico, aunque los datos existentes no permiten conocer con detalle el grado de funcionalidad (Bakalowicz, 1979; Crampon y Bakalowicz, 1994) de la red kárstica existente. El mantenimiento de los caudales surgentes en numerosos sondeos apunta hacia la existencia de reservas considerables y una alimentación cuantitativamente notable y continuada.

El Acuífero Profundo se puede considerar como un acuífero kárstico de gran potencialidad y que admite un mayor y mejor aprovechamiento. En efecto, además de la existencia de numerosos sondeos carentes de aprovechamiento, existen aguas termales susceptibles de ser utilizadas para calentar y regar invernaderos con lo que se conseguiría aprovechar la energía geotérmica y tener una producción agrícola en períodos en los que la climatología normal del área no permite su cultivo.

La existencia de un aumento notable del contenido en cloruros de las aguas en el tercio oriental se interpreta como debido a una influencia marina actual y/o pretérita, relacionada con procesos de paleokarstificación y a favor de fracturas que permiten el bloqueo de aguas «fósiles» en los grabens. Aunque no hemos hecho énfasis en ello, es conocido que algunos sondeos captaron aguas de contenidos salinos superiores a los del mar. La realización de futuros muestreos junto a determinaciones isotópicas permitirá identificar estas aguas (Gofiantini y Araguás, 1988; Price y Herman, 1991), determinar su origen y conocer los procesos que tienen lugar en profundidad y a lo largo de, al menos, dos perfiles paralelos entre sí y perpendiculares al mar.

Los estudios realizados han permitido poner de manifiesto que existe una alimentación vertical descendente que procede del Acuífero Superior, evidenciada por la detección de valores anómalamente elevados en los contenidos en nitratos de las aguas del Acuífero Profundo; la conexión tendría lugar a través de la propia entubación del sondeo.

El presente trabajo ha sido realizado en el marco del Programa COPERNICUS, Proyecto ERB-CIPA-0139, financiado por la Unión Europea. Agradecemos a los Dres. Antigüedad y Sanz Pérez sus críticas constructivas que han contribuido a mejorar el manuscrito original.

Bibliografía

- Atkinson, T.C. (1977): Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain). *J. Hydrol.*, 35: 93-110.
- Back, W., Hanshaw, B.B., Pyle, T.E., Plummer, L.N. y Weidie, A.E. (1979): Geochemical significance of ground-

- water discharge and carbonate solution to the formation of Caleta Xel Ha, Quintana Roo, Mexico. *Water Resour. Res.*, 15: 1521-1535.
- Bakalowicz, M. (1979): *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. Thèse Univ. Paris VI. Lab. Sout. CNRS. Moulis. 269 p.
- Crampon, N. y Bakalowicz, M. (1994): *Basic and applied hydrogeological research in french karstic areas*. EU, Action COST-65: 161 p.
- Bulgarian Hydrometeorological Service. (1983): *Meteorological Yearbook of Bulgaria*. IMH, Sofia.
- Cheshitev, G. y Kânchev, I. (eds.) (1989): *Geological Map of P.R. Bulgaria 1:500,000*. WTS, Sofia.
- Danchev, D., Damyaniv, A., Nicolov, E., Benderev, A. y Gushkov, I. (1981): Regularities in the distribution of groundwater in the southeast of Dobrudza and Ludogoriето región. *Annals of ISMG*, 21: 140-153. (en búlgaro).
- Dimitrov, D., Velikov, B. y Machkova, M. (1993): Processing of Groundwater Hydrochemical Data by Means of Cluster and Discriminant Analyses. *Hidrogeología*, 8: 25-39.
- Gofiantini, R. y Araguás, L. (1988): Los isótopos ambientales en el estudio de la intrusión marina. *TIAC'88*, I: 135-190.
- Iovtchev, I. (ed.) (1976): *Tectonic Map of P.R. Bulgaria 1:500,000*. GUGK, Sofia.
- Miklanek, P. y Dimitrov, D. (1995): Evaluation of the Evapotranspiration on the North-East Bulgaria using the complex methods. *Bulgarian Journal of Meteorology and Hydrology*, 5: 26-33.
- Pascual, M. (1990): *Hidrogeoquímica del macizo carbonatado del Garraf: Análisis de los procesos relacionados con la mezcla de aguas subterráneas dulces y saladas en el litoral de Calafell-Bellvei (Tarragona)*. Tesis Univ. Pol. Cataluña: 241 p.
- Price, R.M. y Herman, J.S. (1991): Geochemical investigation of salt-water intrusion into a coastal carbonate aquifer: Mallorca, Spain. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 103 (10): 1270-1279.
- Pulido Bosch, A., Navarrete, F., Molina, L. y Martínez Vidal, J.L. (1991): Quantity and quality of groundwater in the Campo de Dalías (Almería, SE Spain). *Wat. Sci. Tech.* 4, 11: 87-96.
- Raykova, B. y Danchev, D. (1972): Hydrogeological and Hydrochemical characterization of the groundwaters in the southeast of Dobrudza región (in Bulgarian). *Bull. IMH*, 20: 137-161.
- Sanford, W.E. y Konikow, L.F. (1989): Simulation of calcite dissolution and porosity changes in saltwater mixing zones in coastal aquifers. *Water Res. Research*, 25 (4): 655-667.
- Sharov, V. y Koleva, K. (1994): *Droughts in Bulgaria*. Final Project Report, VI-19/91, NIMH. Sofia (in Bulgarian).
- Shuster, E.T. y White, W.B. (1971): Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible mean for characterizing carbonate aquifers. *J. Hydrol.*, 14: 93-128.
- Velikov, B. (1985): Estimation hydrochimique des interactions eau-roches carbonatées. *XXI Congrès Int. Tech. Hydrothermale*. Varna, 2: 170-179.
- Velikov, B., Machkova, M. y Dimitrov, D. (1989): Estudio hidroquímico de las aguas subterráneas de la región noroeste de Bulgaria. *Hidrogeología*, 4: 13-24.
- Wigley, T.M.L. y Plummer, L.N. (1976): Mixing of carbonate waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 989-995.

*Manuscrito recibido el 7 de Diciembre de 1995
Aceptado el manuscrito revisado el 13 de Marzo de 1996*