

SISTEMA DE BÚSQUEDA, RECONOCIMIENTO Y VALORACIÓN DE LOS RECURSOS Y RESERVAS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS MEDIANTE RESONANCIA MAGNÉTICA NUCLEAR

PRINCIPIOS FÍSICOS. APLICACIÓN PRÁCTICA

Aníbal Carral Pérez.

Dr. Ingeniero de Caminos, Canales y Puertos.

Consejero Delegado, Técnicas de Investigación Hidrogeológica, S.A. (TIHGSA).

Carlos M. Ordóñez Pérez.

Ingeniero en Centrales y Redes del ICAI.

Presidente, Técnicas de Investigación Hidrogeológica, S.A. (TIHGSA).

RESUMEN

La aplicación del principio físico de Resonancia Magnética Nuclear en la investigación hidrogeológica se inició a comienzos de la década de los años ochenta. Los nuevos instrumentos geofísicos de campo, representados por el tomógrafo HYDROSCOPE permiten la visualización de las aguas subterráneas en los estratos portadores sin necesidad de los trabajos de perforación.

El análisis de la señal procedente de los protones de hidrógeno del agua, permite obtener información sobre la distribución del agua libre en cualquier composición litológica, caracterizando la profundidad y espesor de la ocurrencia así como otras propiedades hidrogeológicas.

El proceso e interpolación de los datos así obtenidos reduce drásticamente el tiempo y la inversión requeridos en las investigaciones hidrogeológicas.

ABSTRACT

The application of Nuclear Magnetic Resonance (NMR) in hydrogeological investigation dates from 1982. The new instruments for field geophysical work, particularly the tomograph HYDROSCOPE, "visualise" layers of groundwater and make drilling unnecessary.

The recording and processing by the HYDROSCOPE of the hydrogen protons in the water provides data of the distribution of free water in any rock structure: the depth and thickness of the water table and other hydrogeological features.

On-site processing of the NMR tomograph data means a considerable reduction of cost and time in exploration.

Comentarios a este artículo, que deberán ser remitidos a la Redacción de la ROP antes del 30 de febrero de 1998.

Recibido en ROP:
julio de 1997

PRINCIPIOS FÍSICOS

APLICACIÓN DE LA RESONANCIA MAGNÉTICA NUCLEAR A LA INVESTIGACIÓN DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

INTRODUCCIÓN

La preguntas fundamentales sobre las aguas subterráneas, con técnicas geofísicas, que pueden ayudar a responder las promulgadas por Fitterman y Stewart (1986) se resumen como sigue:

- 1.- ¿ Donde está ?
- 2.- ¿ Cuánta hay ?
- 3.- ¿ Cual es su calidad?
- 4.- ¿ A que ritmo se puede utilizar sin efectos adversos?

Las técnicas geoelectricas, (eléctricas y electromagnéticas) pueden contestar razonablemente las dos últimas preguntas, ya que existe una alta correlación entre la conductividad medida mediante métodos geoelectricos y la salinidad de las aguas subterráneas que determina la calidad de ésta. En referencia a las dos primeras preguntas la fiabilidad del método geofísico es cuestionable, ya que la conductividad eléctrica de los acuíferos portadores de agua subterránea no difiere, en gran medida, de la de muchas unidades litológicas secas (Palacky, 1987). Por lo tanto la investigación de las aguas subterráneas, siempre ha sido indirecta. No existe duda que la exploración cuando se realiza bajo condiciones favorables alcanza éxito en la solución de los problemas. No obstante la experiencia ha demostrado que cuando se intenta responder a las dos últimas preguntas, los resultados alcanzados están lejos de considerarse satisfactorios.

La idea de como se puede aumentar de forma drástica la eficiencia en la exploración de las aguas subterráneas es clara: Mediante técnicas geofísicas que deberán ser sensible a un parámetro físico el cual pueda distinguir el agua de otros materiales en el subsuelo.

El método que en un principio es capaz de satisfacer esta condición se denomina Resonancia Magnética Nuclear (RMN) y el parámetro apropiado es la frecuencia de resonancia de los protones de hidrógeno (H^+) contenidos en el agua (H_2O) en presencia de un campo magnético, por ejemplo el campo magnético geoestacionario de la Tierra.

La fortaleza del método proviene del hecho de que núcleos de algunas especies en diferentes entornos químicos (por ejemplo: hidrógeno en el agua, benceno o ciclohexano) poseen frecuencias de resonancia diferentes (Emsley et al., 1967), por lo que el método es el único que en la actualidad facilita una investigación directa no únicamente sobre el agua, sino también sobre hidrocarburos y algunos depósitos minerales.

Teóricamente la única condición para la aplicación de la tecnología RMN es la existencia de un momento magnético no-cero para el núcleo atómico del material en cuestión.

La señal RMN se observa en la frecuencia $f_0 = \gamma H_0$; donde H_0 es el campo magnético estático aplicado a la muestra y γ es el radio giromagnético el cual toma valores específicos para cada tipo de núcleo. Por lo tanto la existencia de señal en la frecuencia dada, denominada frecuencia de resonancia, testimonia la presencia del material en la muestra que contiene el tipo específico de núcleo.

Las primeras referencias que aludían a la posibilidad de utilizar el fenómeno RMN en las exploraciones geofísicas se encuentran en una patente americana concedida a R.H. Varian en 1962 (Varian, 1962). Desde esta fecha hasta finales de los años 70 no se realizaron intentos para la aplicación de esta idea. En 1978 se desarrolló y testificó el primer instrumento geofísico RMN, denominado HYDROSCOPE por un grupo de físicos rusos pertenecientes al Instituto de Dinámica Química y Combustión en Novosibirsk, instituto dependiente de la Academia de Ciencias de la Federación Rusa (Semenov et al., 1982). Después de los estudios de fiabilidad, HYDROSCOPE se utilizó con gran éxito en numerosas investigaciones hidrogeológicas a lo largo y ancho de la antigua Unión Soviética. Asimismo se realizaron investigaciones en Estados Unidos conjuntamente con Environmental Protection Agency (EPA), en Francia con Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), en Australia con BHP Melbourne Research Laboratories, en Israel con The Institute for Petroleum Research and Geophysics y The Hydrological Service.

El principio de operación de HYDROSCOPE está basado en la excitación de los protones del agua subterránea en el campo magnético de la Tierra. El instrumento consiste en una unidad receptora-emisora. El transmisor conduce una corriente alterna en la frecuencia de resonancia a través de una antena extendida sobre el terreno, cuando la corriente se interrumpe la señal RMN se recoge a través de la misma antena receptora. Este proceso se repite desde unas decenas a centenares de veces, durante el cual la señal RMN se registra y promedia para mejorar el índice señal/ruido. Esta señal se interpreta en términos de parámetros hidrogeológicos como una función de la profundidad utilizando un programa especial de inversión.

La señal RMN depende directamente de la cantidad de protones de agua y por lo tanto para interpretar la calidad de las aguas subterráneas, cualquiera de las medidas RMN deben integrarse con mediciones geoelectricas convencionales

de la salinidad, o puede ser indirectamente determinada utilizando el sistema RMN (Semenov et al., 1989)

EL MÉTODO RMN

DESCRIPCIÓN GENERAL

El fenómeno de resonancia magnética nuclear es una extensión de la espectroscopia óptica de las microondas en la zona de 10^3 a 10^5 MHz y de las radiofrecuencias en la región de 10 MHz a 100 MHz (Emsley et al., 1967). En estas regiones la radiación es absorbida y emitida por un mismo proceso básico, fenómeno que no acontece en ninguna otra región del espectro electromagnético.

El concepto del método RMN está basado en el hecho que muchos núclidos atómicos, incluyendo los protones de hidrógeno del agua, poseen un momento dipolar magnético no-cero. El modelo clásico describe la presencia del momento como un spin cargado en una partícula, si esta partícula de momento magnético μ , se la coloca en un campo magnético de dirección H_0 , el momento magnético experimenta un par que tiende a alinearlos con el campo. Como resultado el momento magnético precesita alrededor del campo aplicado con una frecuencia de precesión definida por las ecuaciones de Larmor (Emsley et al., 1967):

$$\nu_0 = \gamma H_0 / 2\pi \quad (1a)$$

donde γ es el radio giromagnético definido por

$$\gamma = g\beta/h \quad (1b)$$

donde g es el factor explicativo espectroscópico, es una medida del spin y del movimiento orbital de una partícula en relación con el momento angular total. Para un electrón completamente libre $g = 2,0023$ y para un núcleo de hidrógeno $g = 5,58490$. El magnetón de Bohr adquiere los valores $9,2712 \times 10^{-21}$ para los electrones libres y $5,0493 \times 10^{-24}$ erg/gauss protones del agua. La constante de Planck, $h = 6,625 \times 10^{-27}$ erg.s. Sustituyendo estos valores en las ecuaciones anteriores, y unidades del SI, se obtiene que la frecuencia de precesión de los protones en el agua es:

$$f_0 \text{ (Hz)} = 0,04258 H_0 \text{ (nT)} \quad (1c)$$

una ventaja importante de esta ecuación es que la frecuencia de precesión es independiente del ángulo inicial de inclinación del momento magnético de la partícula con la dirección del campo.

Si al campo principal H_0 se le aplica, con ángulos a la derecha, un campo magnético pequeño H_1 , con objeto de modificar la orientación y de este modo la energía magnética de la

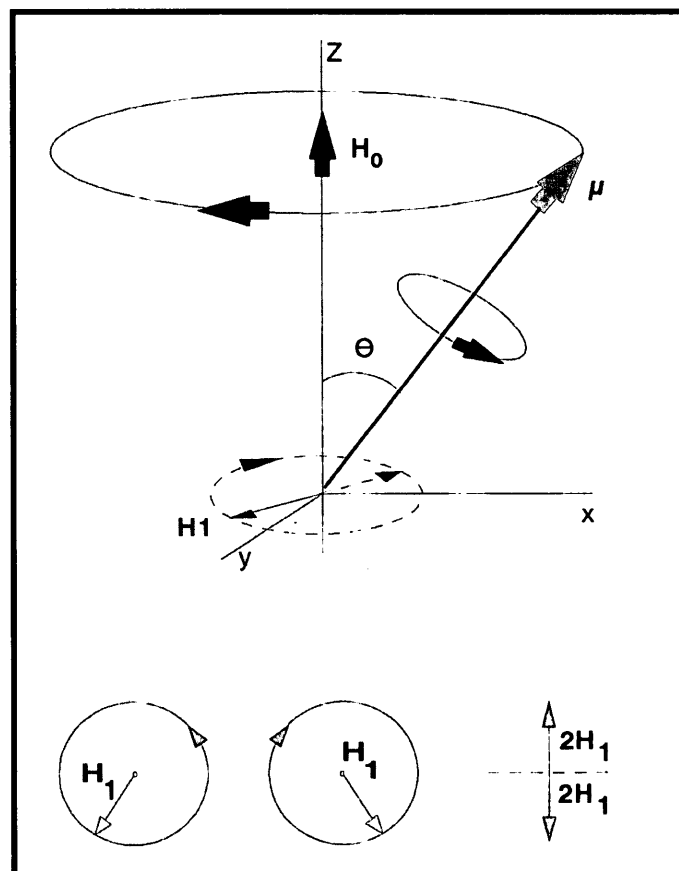


Figura 1.
Representación
vectorial de la
precesión clásica
de Larmor.

partícula, el campo secundario H_1 rota en sincronización con la precesión del momento magnético entorno a H_0 , lo que significa que la carga total en el ángulo (θ) es cero; (ver figura nº 1). En otras palabras, la rotación de H_1 está en resonancia con la precesión de Larmor sobre H_0 . Un campo magnético rotatorio de este tipo se asocia con una radiación polarizada circularmente de frecuencia f_0 . El sentido de la precesión de Larmor depende del signo del momento magnético, un momento positivo requiere una circulación polarizada a la derecha H_1 . A fin de mantener una polarización lineal adecuada, el campo lineal oscilatorio puede verse como la superposición de dos campos rotando en sentidos opuestos. Únicamente la componente con sentido correcto sincronizará con el momento magnético, la otra componente no tendrá ningún efecto.

En la práctica una corriente alterna circula a través de una bobina montada perpendicularmente a H_0 lo que produce una oscilación del campo magnético a lo largo del eje de la bobina, o sea del eje x. La tensión aplicada en la bobina en la frecuencia f_0 produce el equivalente a los dos campos rotatorios de vectores representados por: $(H_1 \cos \omega_0 t + H_1 \sin \omega_0 t)$ y $(H_1 \cos \omega_0 t - H_1 \sin \omega_0 t)$, en donde $\omega_0 = 2\pi f_0$. Cuando ω_0 corresponde a la frecuencia de resonancia, el dipolo magnético absorbe la energía de la bobina causando la inclinación del vec-

tor momento magnético hacia el plano x-y. Cuando se elimina el campo de resonancia, el vector momento magnético regresa a su posición de equilibrio precediendo alrededor del campo magnético H_0 .

Esta complicada precesión genera un campo variable en el tiempo que puede ser medido por la bobina receptora. La precesión se amortigua en el momento de regreso a la posición de equilibrio, lo que induce una amortiguación senoidal en la precesión de la frecuencia de resonancia en la bobina receptora.

APLICACIÓN A LA INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA

El método RMN se aplicó con pleno éxito como una técnica de investigación geofísica a finales de los años 70 por un grupo de físicos pertenecientes al Instituto de Dinámica Química y Combustión de la Academia de Ciencias -Dpto. de Siberia- de la antigua Unión Soviética (Sirov et al., 1991)

Se demostró, por investigaciones teóricas y experimentales, la dependencia de la amplitud inicial de la señal RMN en el área del impulso de corriente de excitación (producto de la corriente por el tiempo de duración del impulso) y es el factor crucial en la determinación de la profundidad y espesor de los acuíferos portadores de agua. Siguiendo a Pusep et al., (1991) veamos este punto en mayor detalle:

El campo magnético de radiofrecuencia, H_1 se excita por una corriente alterna $I = I_0 \cos \omega_0 t$, la cual se conduce a través de un lazo extendido sobre la superficie de la Tierra. Por lo dicho anteriormente sólo la componente perpendicular del campo magnético alterno al campo estacionario H_0 , tendrá una resultante en el cambio del momento magnético μ , mediante la pseudo-nutación del momento alrededor del campo estático. La frecuencia de nutación es proporcional a la intensidad del campo magnético alterno. Si este último se polariza linealmente y tiene una amplitud de $2H_1$, y definimos la frecuencia de nutación como $\omega_1 = \gamma H_1$, de este modo el ángulo θ (comprendido entre el eje H_0 y el momento magnético μ) cambia en función del tiempo según la ecuación:

$$\omega = \omega_1 = \gamma H_1 t \quad (2)$$

lo que indica que el momento magnético de equilibrio es paralelo al campo magnético estático H_0 . Las componentes del momento magnético en el sistema de coordenadas están determinadas por:

$$\begin{aligned} \mu_x(t) &= \mu_0 \sin \theta \sin \omega_0 t, \\ \mu_y(t) &= \mu_0 \sin \theta \cos \omega_0 t, \\ \mu_z(t) &= \mu_0 \cos \theta = \mu_0 \cos [\gamma H_1(0)t] \end{aligned} \quad (3)$$

donde μ_0 es el momento magnético de equilibrio para $t = 0$, el cual está dirigido a lo largo del eje z y el campo de excitación

polarizado linealmente $H_1(t) = H_1(0) \cos \omega_0 t$ se sitúa sobre el plano x-z. De este modo, debido a la acción de estos dos campos magnéticos, el momento magnético está sometido a un movimiento complicado en cual incluye un movimiento de precesión con frecuencia ω_0 y otro movimiento de nutación con frecuencia ω_1 .

Si el momento magnético se concentra en un volumen pequeño (momento puntual), la fuerza electromotriz (fem) inducida en la bobina receptora es proporcional a la derivada del tiempo sobre μ , lo que realmente representa el momento μ de un dipolo magnético como:

$$\mu = I.S \quad (4)$$

donde I es la corriente y S es un vector perpendicular al plano del dipolo con valor igual al área del dipolo. Por lo tanto y de acuerdo con las leyes de Faraday, la fem inducida en la bobina receptora se define como:

$$fem = \partial \Phi(t) / \partial t = -((L_{12} I) / \partial t \quad (5)$$

donde L_{12} es el coeficiente de inductancia mutua entre el dipolo magnético y la bobina receptora.

Recíprocamente, el coeficiente de inducción mutua se puede determinar a través del flujo magnético inducido en el dipolo por la corriente I en la bobina receptora:

$$L_{12} = L_{21} = B.S/I \quad (6)$$

en donde B es el vector inducción magnética creado por la bobina receptora en la posición del momento magnético. Dado que B es proporcional, en cualquier punto, a la corriente I en la bobina, es razonable considerar el vector inducción:

$$\beta = B/I \quad (7)$$

Se debe hacer notar que el vector específico de inducción β depende únicamente de las coordenadas del punto y el valor decrece en función del incremento de la distancia entre la bobina y el punto.

Sustituyendo el valor de (7) en las ecuaciones que facilitan los valores L_{12} y fem se obtiene:

$$fem(t) = -\beta \partial \mu / \partial t \quad (8)$$

Dado que la inducción magnética de la bobina receptora es esencialmente no uniforme dentro de los límites de una lámina real de agua, la anterior ecuación debe ser integrada a lo largo del volumen del depósito:

$$fem = -\int_V \beta(r) \partial M(r,t) dv / \partial t \quad (9)$$

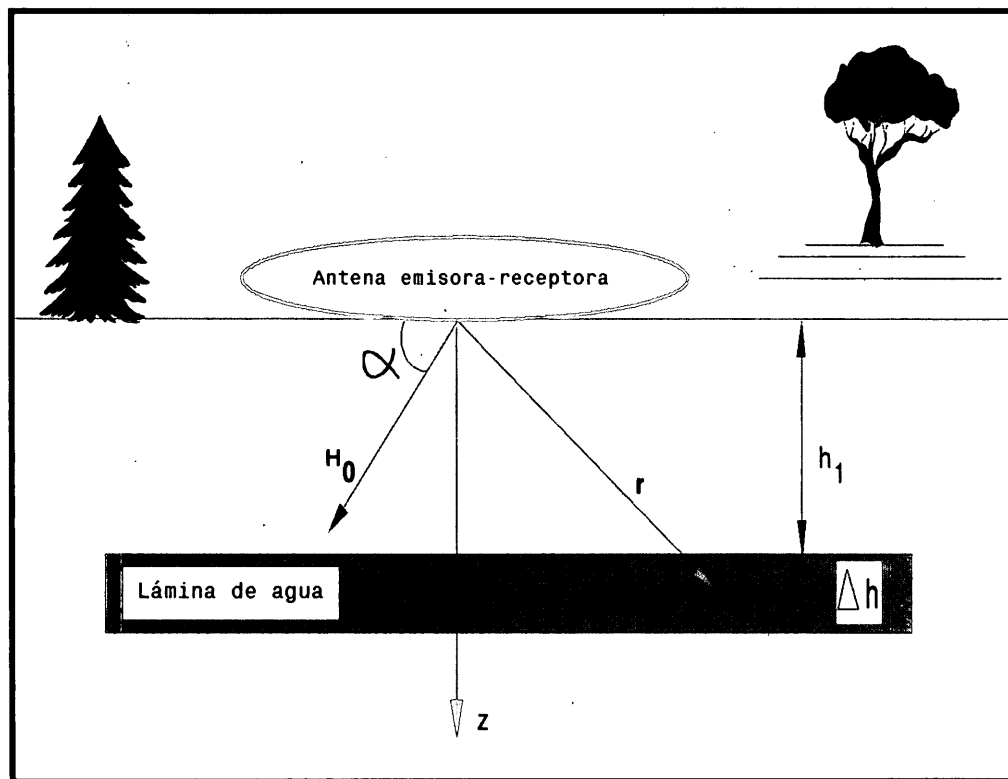


Figura 2. Modelo geométrico de medida de Hydroscope.

en donde $M(r,t)$ es el momento magnético de la unidad de volumen y $\beta(r)$ es el vector inducción magnética específica de la bobina receptora en el punto r en el interior de la lámina de agua (Figura 2)

Si la nutación se excita mediante la corriente alterna

$$I(t) = I_0 \cos \omega_0 t \quad (10)$$

utilizando las ecuaciones (3) y (9) obtenemos para la fem medida en la bobina receptora:

$$fem(t) = -fem^0(t) \sin \omega_0 t \quad (11)$$

donde

$$fem^0(t) = \omega_0 M_0 \int \beta_{\perp}(r) \sin[\gamma \beta_{\perp}(r) I_0 t] dv \quad (12)$$

en donde M_0 , denominada magnetización nuclear, es el momento magnético de la unidad de volumen en condiciones de equilibrio ($t = 0$); $\beta(r)$ es una componente del vector inducción específico perpendicular al campo magnético de la Tierra. Esta ecuación es válida únicamente para aquellos puntos en los cuales la frecuencia de nutación ω_1 es mucho más pequeña que la frecuencia de precesión ω_0 (en otras palabras $H_1 \ll H_0$).

En orden a incrementar la relación señal/ruido, la corriente de excitación en el lazo transmisor se interrumpe y la señal RMN se registra únicamente durante este período de desconexión.

Este proceso se repite automáticamente muchas veces (desde algunas decenas hasta cientos de veces) a fin de suministrar el stacking del registro de la señal.

La amplitud de esta señal, denominada precesión libre o señal de inducción libre, se determina por:

$$fem^0(q) = \omega_0 M_0 \int \beta_{\perp}(r) \sin[\gamma \beta_{\perp}(r) q] dv \quad (13)$$

donde: $q = I_0 \tau_p$

τ_p es la duración del impulso de corriente.

El parámetro q es igual al área comprendida por la envolvente del impulso y se denomina área de impulso o parámetro de excitación. Juega un papel crucial en el sondeo RMN dado que éste determina la amplitud resultante de la señal RMN. Si el campo magnético alterno

es en la práctica uniforme dentro de los límites del objetivo, y dado que se conoce la relación sinusoidal entre la señal y el parámetro de excitación se obtienen de la ecuación (13) la función:

$$fem^0(q) = \omega_0 M_0 v \beta_{\perp} (\sin(\gamma \beta_{\perp} q)) \quad (14)$$

que expresa la relación entre la señal y el parámetro de excitación, es válida para pequeñas muestras y generalmente se utiliza para calcular la señal de inducción libre en experimentos de laboratorio.

Si la nutación está excitada por un campo alterno esencialmente no-uniforme, como es el caso de las muestras muy grandes (láminas de agua en el subsuelo), la ecuación (13) sólo se podría solucionar por métodos numéricos.

El valor límite del parámetro de excitación es $q=2.000$ A.ms, debido a la limitación técnica $I_0 \leq 40$ A y la limitación de la ecuación (13) válida únicamente en el tiempo de duración del impulso que debe ser menor que el tiempo de relajación spin-spin de los protones de agua $\tau_p \leq 50$ ms.

Otro parámetro con similares efectos vinculado a la amplitud inicial de la señal RMN es la potencia del acuífero, por lo tanto el factor principal que determina el valor del primer máximo de la fem^0 es la cantidad de agua contenida debajo de la antena.

La profundidad del acuífero está claramente asociada con la posición del máximo a lo largo del eje $q(x)$. Esto se ilustra en

la figura 3 que muestra la respuesta RMN para diferentes profundidades y espesores de láminas de agua.

En realidad el equipo mide la amplitud de la $fem^0(q)$ a través de la señal de inducción libre, que se define para una lámina de agua delgada y homogénea por:

$$fem(t, q) = fem^0(q) \exp(-t/T_2) \sin \omega_0 t \quad (15)$$

Esta expresión se obtiene de las ecuaciones de Bloch (Abragam, 1961) para $t > \tau_p$; donde:

T_2 es el tiempo de relajación espín-espín de los protones del agua, que está íntimamente relacionado con el tamaño del poro del acuífero (Schirov et al, 1991).

fem^0 es función del número de moléculas de agua en precesión y los parámetros de los instrumentos.

t es el tiempo desde que se eliminó el campo de excitación.

Medidas de la señal anterior determina la ausencia o presencia de agua subterránea. Para obtener una distribución cuantitativa en función de la profundidad se propuso (Semenov et al., 1988) el registro de la amplitud de la señal fem^0 como una función del parámetro de excitación $q = I_0 \tau_p$.

$$fem^0(q) \propto \int dv n(z) \sin[1/2 \gamma q \beta_{\perp}(r)] \quad (16)$$

γ = radio giromagnético del protón

$\beta_{\perp}(r)$ = vector inducción específico de la bobina, ángulos a derecha, al campo estático en el punto (x,y,z)

$n(z)$ = distribución del agua en función de la profundidad z para la estructura laminar

VARIACIÓN DE $fem^0(q)$ EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD DEL ACUÍFERO

Para una lámina delgada aislada de gran extensión lateral, $fem^0(q)$ posee un decaimiento oscilatorio con un primer máximo muy pronunciado, el cual varía directamente con el volumen de agua del acuífero (fig. 4). Aumentando la profundidad del acuífero los valores máximos se desplazan hacia mayores valores de q . Como se ha dicho, en la práctica el valor máximo de q está limitado por el generador del tren de impulsos. En la actualidad no es posible medir completamente la dependencia entre $fem^0(q)$ en acuíferos profundos.

Para diversos acuíferos en diferentes profundidades la resultante $fem^0(q)$ se obtiene como suma de las contribuciones de las láminas elementales:

$$fem^0(q) = \sum fem^0_i(q)$$

Curvas experimentales de $E_0(q)$ obtenidas en diferentes lugares de la Unión Soviética, demuestra que el perfil de la curva

depende simultáneamente de la profundidad del acuífero y del contenido de agua (fig. 4).

Como se ha dicho anteriormente la señal RMN, de valor $f_0 = 0,04258 H_0$, decae con el tiempo de relajación espín-espín de los protones del hidrógeno en el agua (T_2), únicamente cuando los poros que contienen agua son homogéneos. En la naturaleza el tamaño del poro facilita una señal RMN que es suma de los exponentes del rango del tamaño de los poros. La curva T_2 que se registra, en un campo magnético homogéneo, es función del tamaño de los poros en el lecho y entre lechos en diferentes profundidades. A través de pruebas en campo se ha determinado la correlación entre los tiempos de relajación y la naturaleza del estrato.

CORRELACIÓN ENTRE LOS TIEMPOS DE RELAJACIÓN Y EL TIPO DE ESTRATO PORTADOR DE AGUA

TIEMPO DE RELAJACIÓN (ms)	ESTRATO PORTADOR DE AGUA
< 30	Arcillas arenosas
30 - 60	Arenas arcillosas, arenas muy finas
60 - 120	Arenas finas
120 - 80	Arenas de grano medio
180 - 300	Arenas gruesas y gravas
300 - 600	Depósitos de gravas
600 - 1500	Superficie de agua libre

Como el circuito receptor de HYDROSCOPE tiene un tiempo de registro de 30-40 ms, el agua de retención y el agua capilar, al tener tiempos de relajación menores que el indicado no se registran, por lo que únicamente el agua gravitacional o libre que posee tiempos de relajación más largos puede ser detectada por el sistema.

El modelo matemático ha demostrado su seguridad en la detección y evaluación de los recursos de las aguas subterráneas, siempre que la señal sea al menos veinte veces superior al ruido eléctrico ambiental.

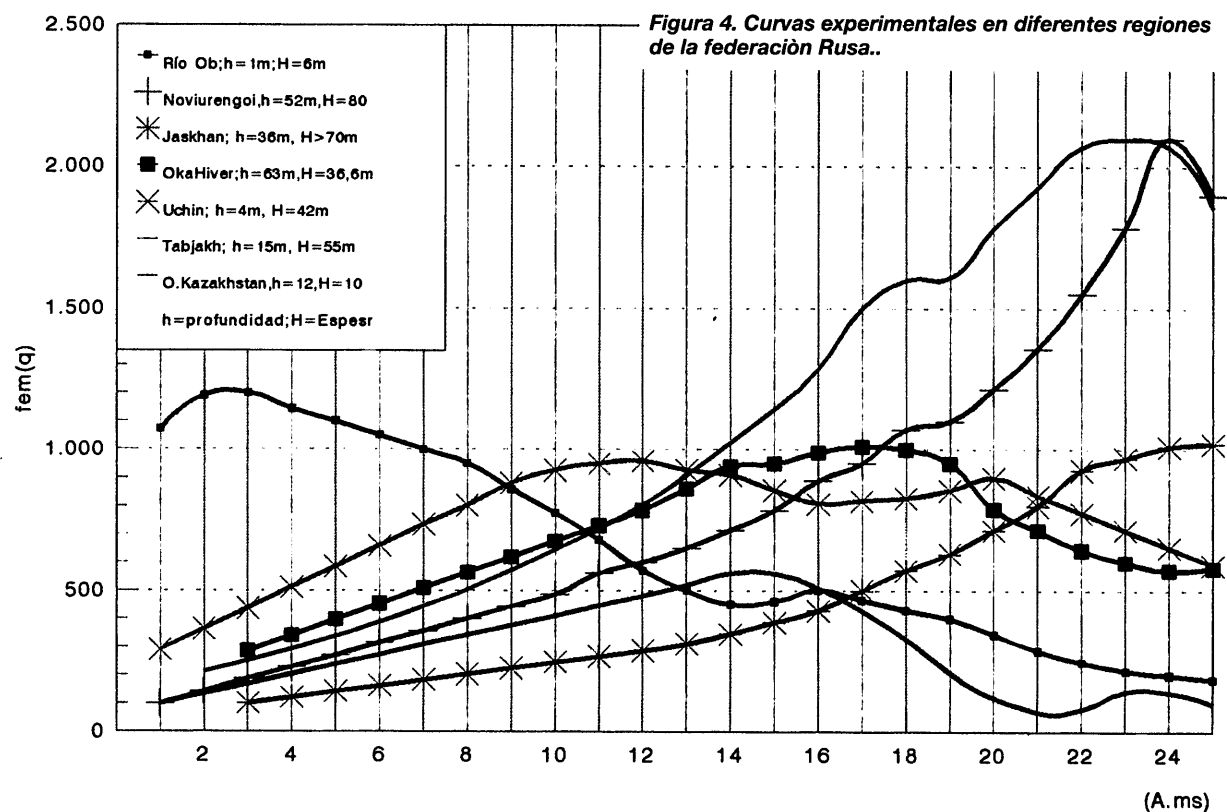
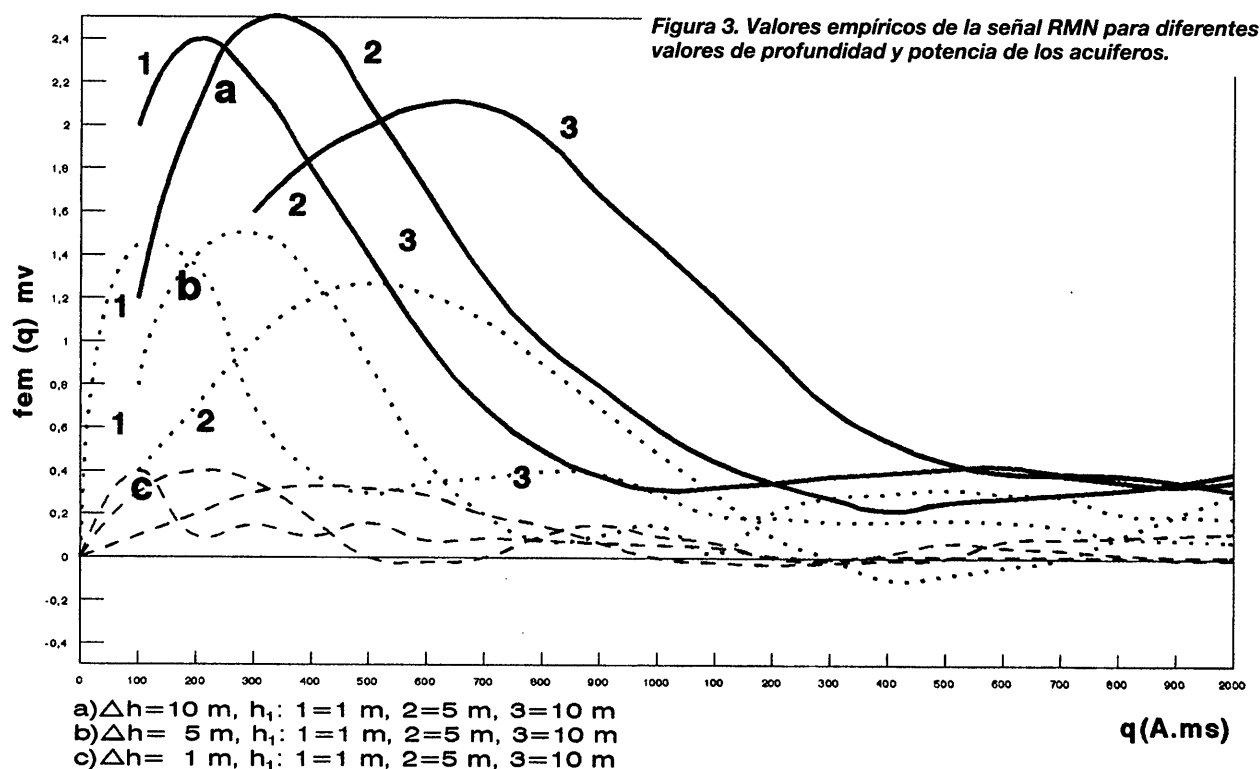
Como resumen de la interpretación de datos provenientes de la señal RMN se obtiene para cada acuífero:

$fem^0(q) \Rightarrow$ Concentración y volumen de agua, profundidad y espesor de los acuíferos.

$T_2(q) \Rightarrow$ Tamaño promedio de los poros de las rocas saturadas. Descripción de la naturaleza de los estratos portadores de agua.

INFORMACIÓN DEL TOMÓGRAFO HYDROSCOPE

La figura 5 muestra una información típica del tomógrafo HYDROSCOPE. Consiste en dos partes principales, el encabezamiento incluye la información identificativa del punto de observación y el histograma que consiste de izquierda a derecha:



- 1) Diámetro de la antena emisora-receptora, fecha y hora de la observación
- 2) Identificación del lugar geográfico
- 3) Altura sobre el nivel del mar del lugar
- 4) Frecuencia de resonancia y número de stacks
- 5) Inclinação del campo magnético geostacionario en grados

El histograma es de hecho un corte hidrológico del lugar geográfico del sondeo virtual y consiste, de izquierda a derecha, en la siguiente información:

- 1) Transmisividad acumulada de una columna desde la superficie hasta el fondo de cada lámina ($\text{m}^2/\text{día}$)
- 2) Volumen acumulado de agua libre (m^3) desde la superficie hasta el fondo de cada lámina en una columna de 1m^2 de base.
- 3) Profundidad de la parte superior de cada lámina (m)
- 4) Profundidad del fondo de cada lámina (m)
- 5) Porcentaje de agua contenida en baja porosidad para cada lámina.
- 6) Porcentaje de agua contenida en media porosidad para cada lámina
- 7) Porcentaje de agua contenida en alta porosidad para cada lámina
- 8) Porcentaje total de agua para cada lámina

A la derecha de estas columnas se suministra una concreción del agua para cada lámina imprimiendo "X" por cada 2% de agua libre (por ejemplo un 16 % de concentración de agua se representa como XXXXXXXX)

La distribución de agua en sección transversal, cantidad de agua por cada lámina, y profundidad y espesor de cada lámina, es el resultado substancialmente de la forma de la curva $\text{fem}^0(q)$. Obviamente una alta relación señal/ruido puede ser una razón para la distorsión de la curva $\text{fem}^0(q)$, y consecuentemente, pue-

DEPARTAMENTO DE SIBERIA DE LA ACADEMIA DE CIENCIAS DE RUSIA CENTRO CIENTÍFICO-INDUSTRIAL "HYDROSCOPE"

LUGAR: P.O. N°33

COTA: 225M

X= 274950

Y= 4064200

FECHA: 22.07.96

HORA: 08.30

DIÁMETRO DEL LAZO: 150M

FORMA DEL LAZO: CIRCUNFERENCIA

FRECUENCIA: 1818 Hz

NUM. MEDICIONES: 16

NIVEL DE RUIDO: 0 nV

SISTEMA: 200 ms

KM ($\text{m}^2/\text{día}$)	V (m^3/m^2)	PROFUNDIDAD (m)		POROSIDAD				CONTENIDO DE AGUA EN %						
		de	hasta	K	S	D	T	0	10	20	30	40	50	
2	0.01	0.0-	1.5	0.0	0.0	0.6	1.0	X						
2	0.01	1.5-	3.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
2	0.01	3.0-	4.5	0.0	0.0	0.0	0.0							
2	0.01	4.5-	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
10	0.04	6.0-	7.5	0.0	0.0	2.0	2.0	X						
10	0.04	7.5-	9.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
19	0.07	9.0-	10.5	0.0	0.0	2.2	2.0	X						
30	0.18	10.5-	12.0	0.8	1.5	5.0	7.0	XXXX						
33	0.27	12.0-	13.5	0.0	5.7	0.0	6.0	XXX						
37	0.30	13.5-	15.0	0.0	0.0	1.7	2.0	X						
37	0.30	15.0-	18.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
37	0.30	18.0-	21.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
37	0.30	21.0-	24.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
37	0.30	24.0-	27.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
41	1.05	27.0-	30.0	23.2	1.8	0.0	25.0	XXXXXXXXXXXXXX						
41	1.05	30.0-	33.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
41	1.05	33.0-	36.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
41	1.05	36.0-	42.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
42	1.29	42.0-	48.0	3.9	0.0	0.0	4.0	XX						
43	1.53	48.0-	54.0	3.9	0.0	0.0	4.0	XX						
50	1.65	54.0-	60.0	1.1	1.0	0.4	2.0	X						
50	1.65	60.0-	69.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
50	1.65	69.0-	81.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
50	1.65	81.0-	93.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
50	1.65	93.0-	111.0	0.0	0.0	0.0	0.0							
50	1.65	111.0-	207.0	0.0	0.0	0.0	0.0							

Inclinación del campo magnético terrestre 60 grad

KM = transmitividad
V = almacenamiento
K = porosidad baja
S = porosidad media
D = porosidad alta
T = porosidad total

Figura 5.

de ser causa de inseguridades en los resultados. Como se ha mencionado previamente la textura del acuífero (tamaño del poro) se determina mediante el tiempo de relajación de T_2 , decaimiento de la señal de inducción libre, la cual se mide en campo y de igual manera depende del nivel de ruido. Los valores de transmisividad se calculan partiendo de los valores previamente obtenidos del volumen de agua y del tamaño de los poros para cada lámina.

SISTEMA DE BÚSQUEDA, RECONOCIMIENTO Y VALORACIÓN DE LOS RECURSOS Y RESERVAS DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS MEDIANTE RESONANCIA MAGNÉTICA NUCLEAR

APLICACIÓN PRÁCTICA

1.- ANTECEDENTES ADMINISTRATIVOS

Con fecha 3 de Octubre de 1995, el Ministerio de Medio Ambiente autorizaba ejecutar las obras del Presupuesto 09/95 de aprovechamiento hidrogeológico de Grazalema (Cádiz), en aplicación del artículo 73 de la Ley 13/1995, de 18 de Mayo, de Contratos de las Administraciones Públicas.

Con fecha 7 de Marzo de 1996, la Presidencia de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir autoriza llevar a cabo dentro de las obras de emergencia del epígrafe, la Actuación N°2 para lo cual se firma contrato de colaboración el 6 de Mayo 1996 con TÉCNICAS DE INVESTIGACIÓN HIDROGEOLÓGICA, S.A. (TIHGSA)

2.- INTRODUCCIÓN

Los objetivos de la colaboración antes aludida a realizar en el área de estudio, Parque Nacional de Grazalema, fueron los siguientes:

1. Estudio de la situación hidrogeológica existente en el territorio
2. Definición de las condiciones y características de las formaciones hidrogeológicas hasta una profundidad no inferior a 200 metros. Definición de la configuración hidrogeológica de las formaciones y condiciones de distribución espacial de los acuíferos y capas separadoras.
3. Evaluación de los parámetros hidrogeológicos de los acuíferos y de las capas separadoras, permeabilidad, espesor, profundidad de localización, perspectividad de explotación.
4. Evaluación de las condiciones de intercomunicación horizontal y vertical de agua entre diferentes subunidades hidrogeológicas y entre las aguas superficiales y las formaciones acuíferas. Cálculo del balance hidrológico.
5. Evaluación de los recursos de las aguas subterráneas.

Para la resolución de estos objetivos se realizaron los siguientes trabajos:

1. Cartografía tomográfica del área de estudio.
2. Reconocimiento hidrogeológico de los manantiales, ríos y embalses.
3. Investigaciones isotópicas.
4. Modelación numérica de las condiciones hidrogeológicas.

Los trabajos se llevaron a cabo de Junio a Septiembre de 1996 por el grupo de trabajo formado por especialistas de HYDROGEOTOM perteneciente al Instituto de Dinámica Química y Combustión de la Academia de Ciencias de la Federación Rusa y personal técnico de la empresa española TIHGSA.

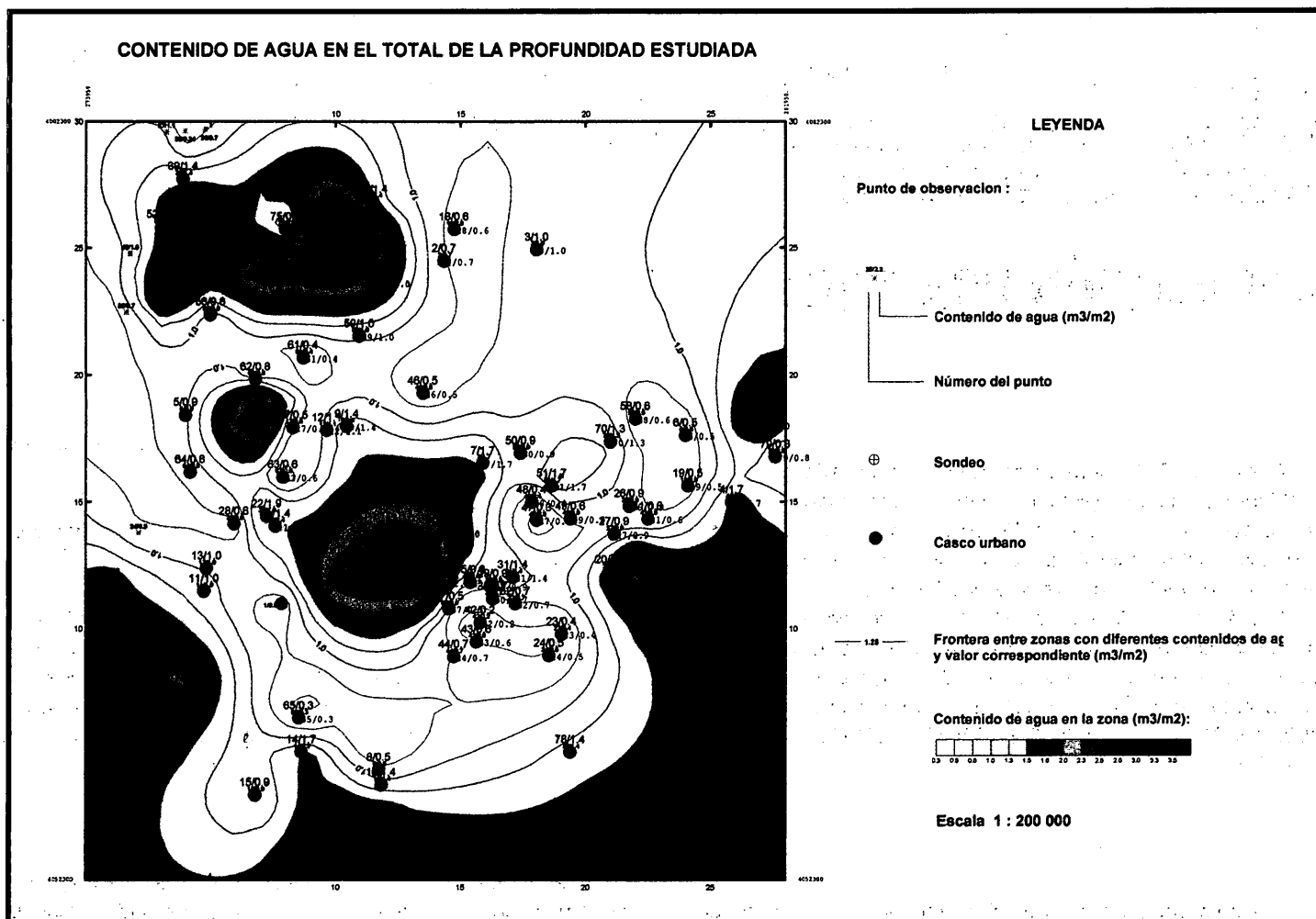
3.- DESCRIPCIÓN GENERAL DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de trabajo, el Parque Nacional de Grazalema, tiene sus límites administrativos en las provincias de Cádiz y Málaga y engloba los macizos montañosos de Grazalema y Libar, con un área total aproximada de 550 km².

La morfología de la zona, unida a sus características particulares litológicas y climáticas, ha favorecido los procesos de disolución de las rocas carbonatadas, dando lugar a un complejo kárstico en el que se encuentran representadas prácticamente la totalidad de formas endo y exocársticas: cuevas, simas, poljés, cañones, dolinas, uvalas, etc. Las formaciones carbonatadas permeables del jurásico, existentes en las tres zonas subbéticas forman un sistema de aguas kársticas y de fracturación. El substrato de estas formaciones está constituido por rocas impermeables del triásico. Según las características geólogo-litológicas y tectónico-estructurales del área se han definido dos grandes unidades hidrogeológicas: Grazalema y Libar.

4. EJECUCIÓN Y RESULTADO DE LOS TRABAJOS REALIZADOS

En el marco de los objetivos a cubrir se realizaron las siguientes investigaciones:



4.1 CARTOGRAFÍA TOMOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Se aplicó el sistema de Resonancia Magnética Nuclear HYDROSCOPE a fin de obtener información primaria y objetiva sobre las condiciones del contenido de agua en las capas portadoras; definición del valor relativo de los parámetros hidrogeológicos y evaluación de su variación en profundidad.

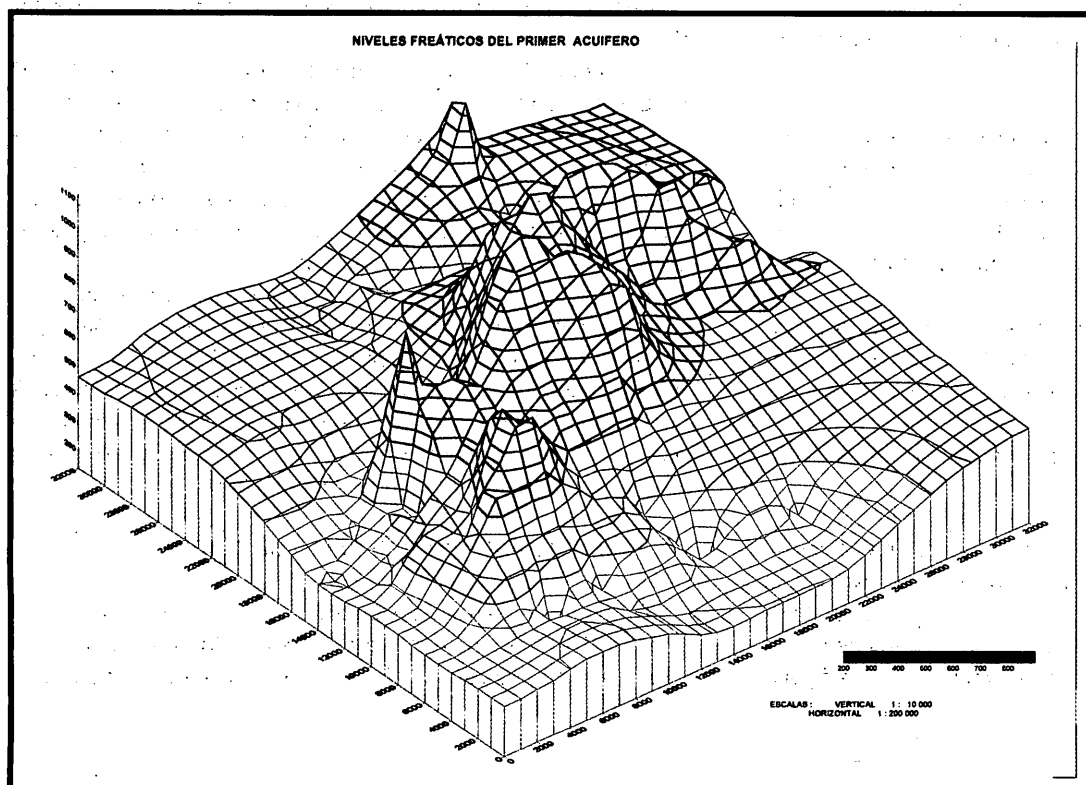
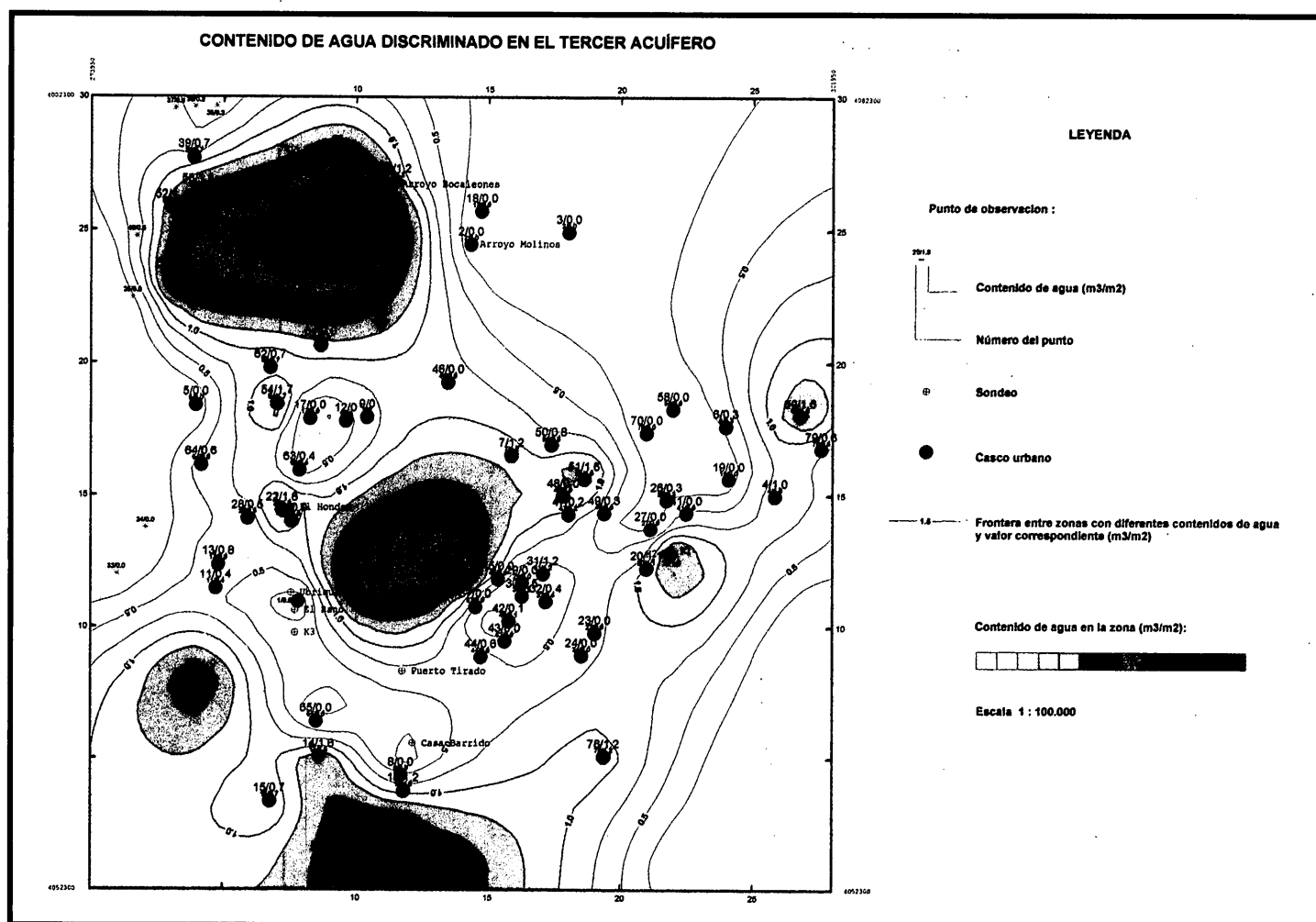
Una de las características cuantificadas fue el contenido de agua libre por unidad de superficie (m^3/m^2), equivalente a la cantidad de agua en la profundidad de investigación y su distribución en profundidad, reflejando la capacidad de almacenamiento. Esto significa el conocimiento del volumen medio de agua existente en la profundidad del punto de observación en intervalos definidos. Los histogramas de distribución de contenido de agua libre reflejan este hecho y también indican su distribución en los diferentes tipos de poros, fisuras y fracturas.

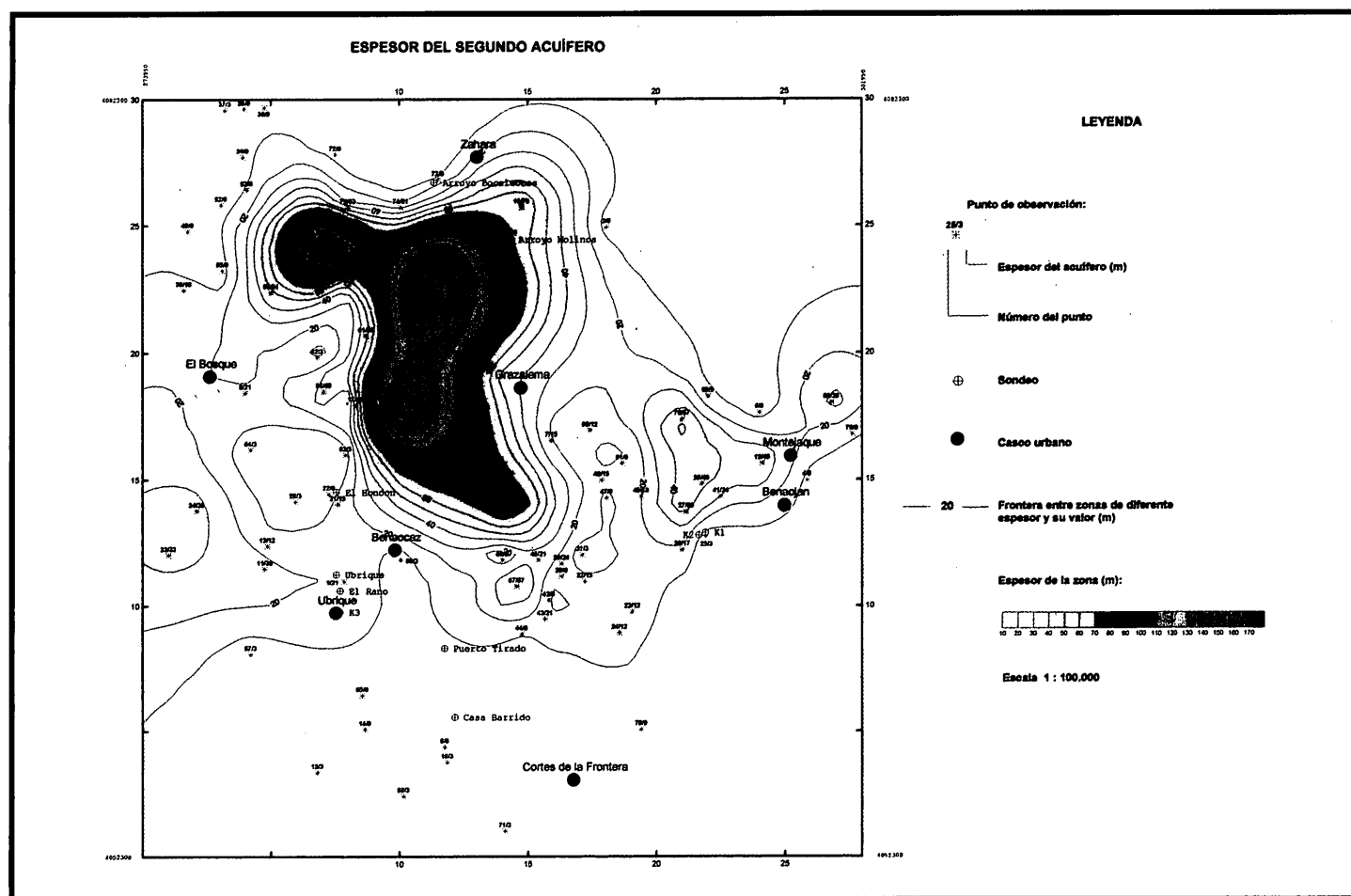
Los trabajos de campo incluyeron la realización de mediciones en los puntos de observación, la determinación de los límites verticales y horizontales de las capas portadoras de agua y la cuantificación de sus características de filtración. Así se define el Punto de Observación, "PO", como un cilindro de

área horizontal igual al de un círculo cuyo diámetro es aproximadamente el doble de la antena utilizada en las investigaciones. En este caso se utilizó una antena con 150 - 180 metros de diámetro. La profundidad de investigación alcanzada por el método es aproximadamente igual a la del diámetro de la antena (150 - 207 m).

Después de conciliar los datos sobre el contenido de agua libre en los puntos de observación, y teniendo en cuenta las características de fracturación y la litología de las formaciones acuíferas, se determinaron a través de modelación numérica los valores de permeabilidad de los acuíferos, de transmisividad de las capas separadoras y se determinaron las características del balance hídrico entre todas las capas y acuíferos, evaluándose los recursos de las aguas subterráneas mediante métodos de modelación. Este procedimiento fue el resultado de:

- ▼ La evaluación de los parámetros hidrogeológicos y determinación de sus valores numéricos, según los resultados de la modelación.
- ▼ Determinación de la permeabilidad vertical de las capas separadoras.





- ▼ Determinación de los caudales de las captaciones.
- ▼ Determinación de los flujos entre acuíferos, capas separadoras y las aguas superficiales.

Con la resolución de los problemas de pronóstico, se determinaron los cambios en los valores de estos parámetros. Basándose en las soluciones obtenidas en el análisis complejo de los resultados y en los trabajos efectuados, se efectuaron recomendaciones sobre la perspectiva de explotación de los acuíferos.

Por perspectiva de explotación de un acuífero, o de un sistema de acuíferos, mediante una red de captaciones se toma el parámetro complejo normalizado entre 0 y 1, de tipo:

$$II = f(Q \text{ red}, Q \text{ esquema}, \dots) + f(M \text{ contenido de agua libre}) + f(T, M_0, n, h) + \dots$$

Se realizaron en el área de trabajo 80 puntos de observación RMN en un área aproximada de 550 km², equivalente a una densidad de observación de 0,15 PO/km². El área total corresponde al dominio interno de un polígono de vértices en los cuales se disponen los puntos de observación del tomógrafo

HYDROSCOPE localizados en las zonas fronterizas del territorio de trabajo.

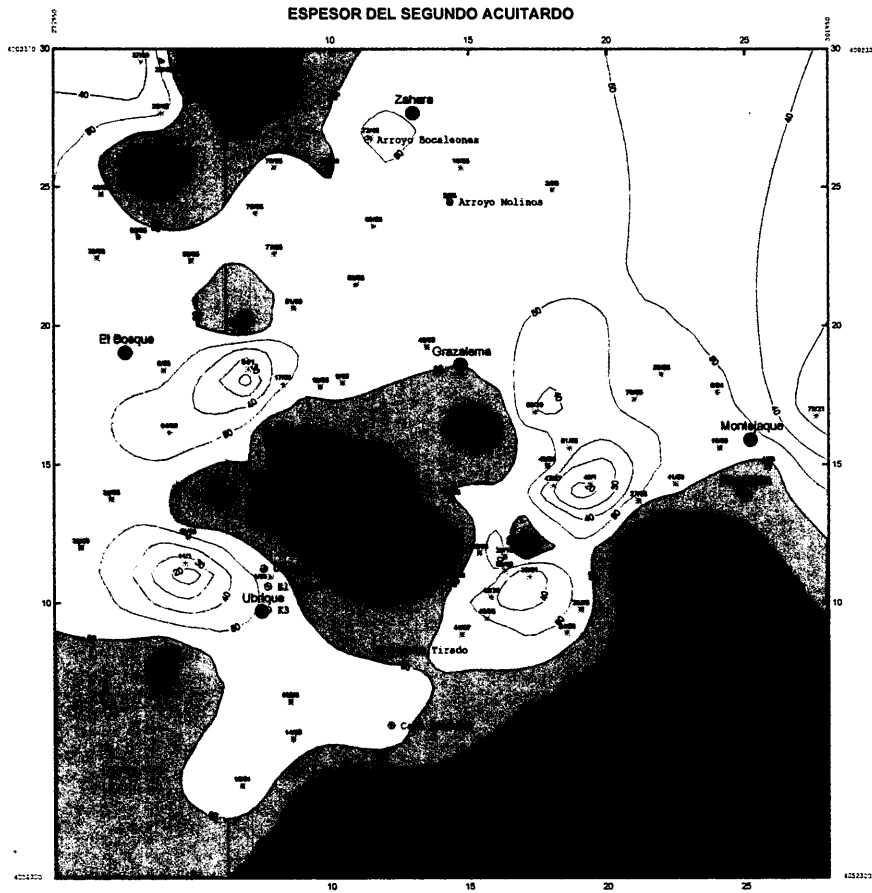
La profundidad máxima de estudio alcanzada fue de 207 m. Las interpolaciones gráficas realizadas para cada capa separadora y para toda el área a partir de los puntos de observación tuvieron en cuenta las características estratigráfico-litológicas de los intervalos saturados. Para cada uno de los intervalos contenedores de agua se elaboraron tablas y esquemas con sus parámetros y características.

Observamos que el tercer acuífero en muchos casos, debido a las particularidades del procesamiento de las señales del agua libre en el intervalo de profundidad 111-207m, no se puede considerar como un acuífero homogéneo dentro de estos límites. La evaluación de los parámetros y características permiten considerar el punto de vista de un manto acuífero que se localiza en el intervalo de profundidades 140-160 m.

4.2. ESTUDIO HIDROMÉTRICO DEL TERRITORIO

Durante el desarrollo de los trabajos se llevaron a cabo mediciones hidrométricas en las cuencas de los ríos Guadiaro y Guadalete. En total se instalaron 14 aforos en ocho ríos y arro-

ESPOSOR DEL SEGUNDO ACUITARDO

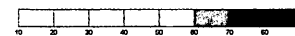


LEYENDA

Punto de observación:

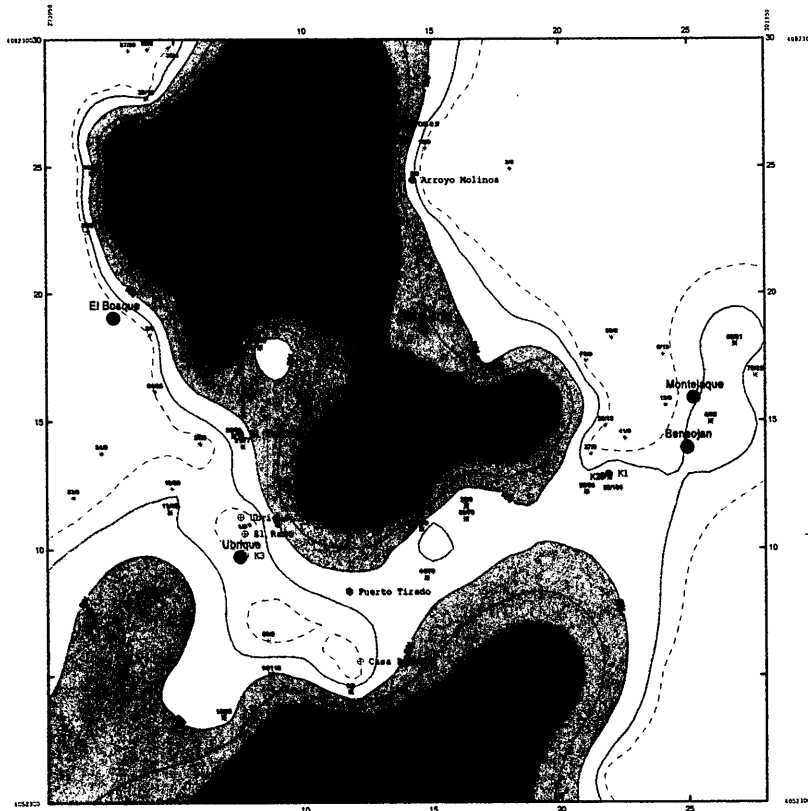
- Espesor del acuífero (m)
- Número del punto
- Sondeo
- Casco urbano
- Frontera entre zonas de diferente espesor y su valor (m)

Espeor de la zona (m):



Escala 1 : 100.000

TRANSMISIVIDAD DEL TERCER ACUIFERO



LEYENDA

Punto de observación :

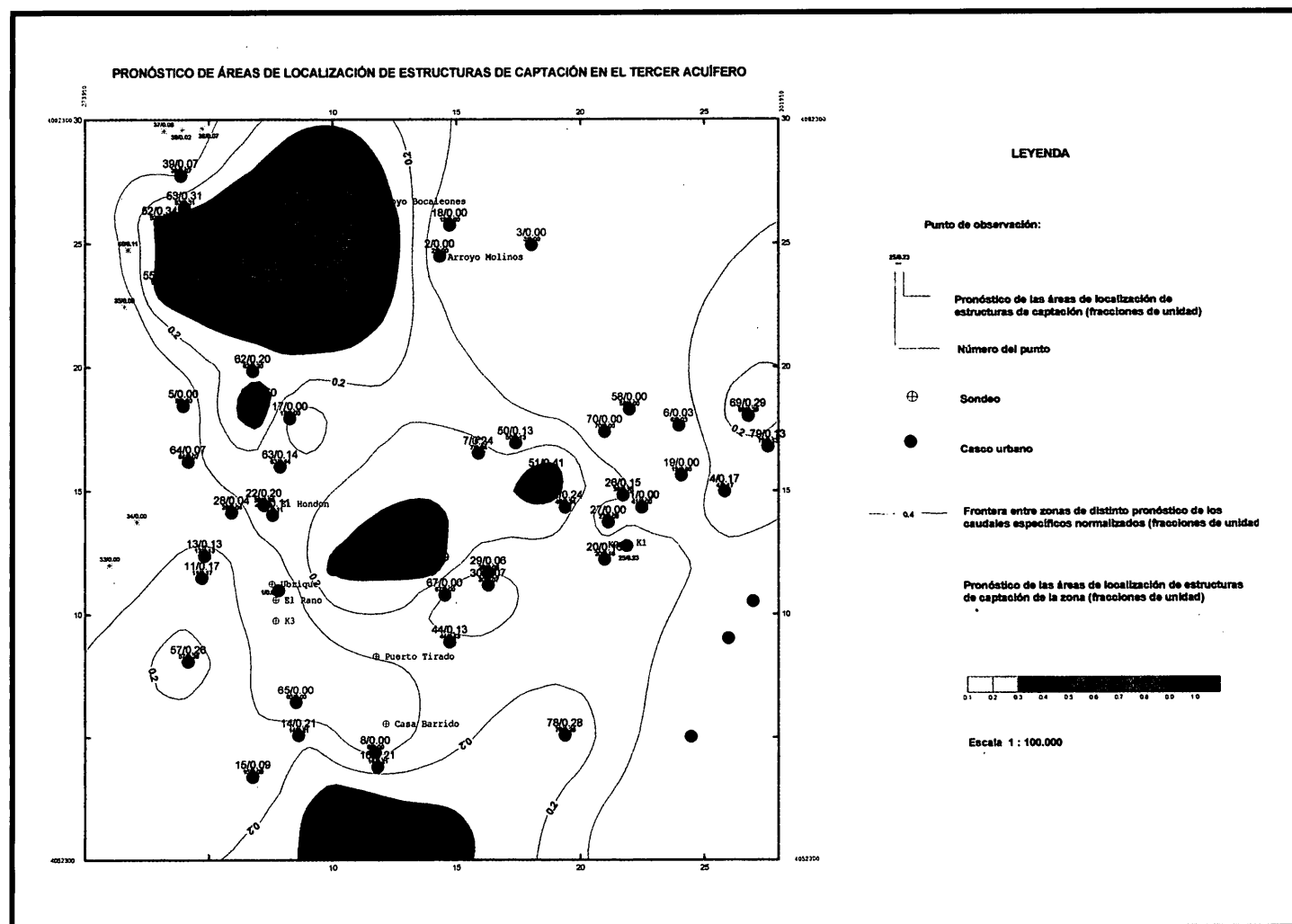
- Transmisividad (m2/día)
- Número del punto
- Sondeo
- Casco urbano
- Frontera entre zonas de distinta transmisividad (m2/día)

Zona de contacto entre las formaciones carbonatadas y arcillosas con valores bajos de transmisividad (hasta 10 m2/día)

Transmisividad de la zona (m2/día):



Escala 1 : 100.000



yos: cuatro aforos en el río Guadiaro, tres aforos en el río El Bosque, dos aforos en el río Guadalete, un aforo en los ríos Ubrique, Tavizna y en los arroyos Molinos, Bocaleones y Chorreadero, respectivamente. En los aforos hidrométricos instalados se llevaron a cabo mediciones de los caudales, niveles, mineralización y temperatura de las aguas. En el período de las mediciones, del 25 de Julio hasta el 2 de Septiembre de 1996 el nivel en el embalse de Zahara ha disminuido en 0,13 m. y en el embalse de Hurones ha disminuido 1,05 m.

4.3. ESTUDIO ISOTÓPICO

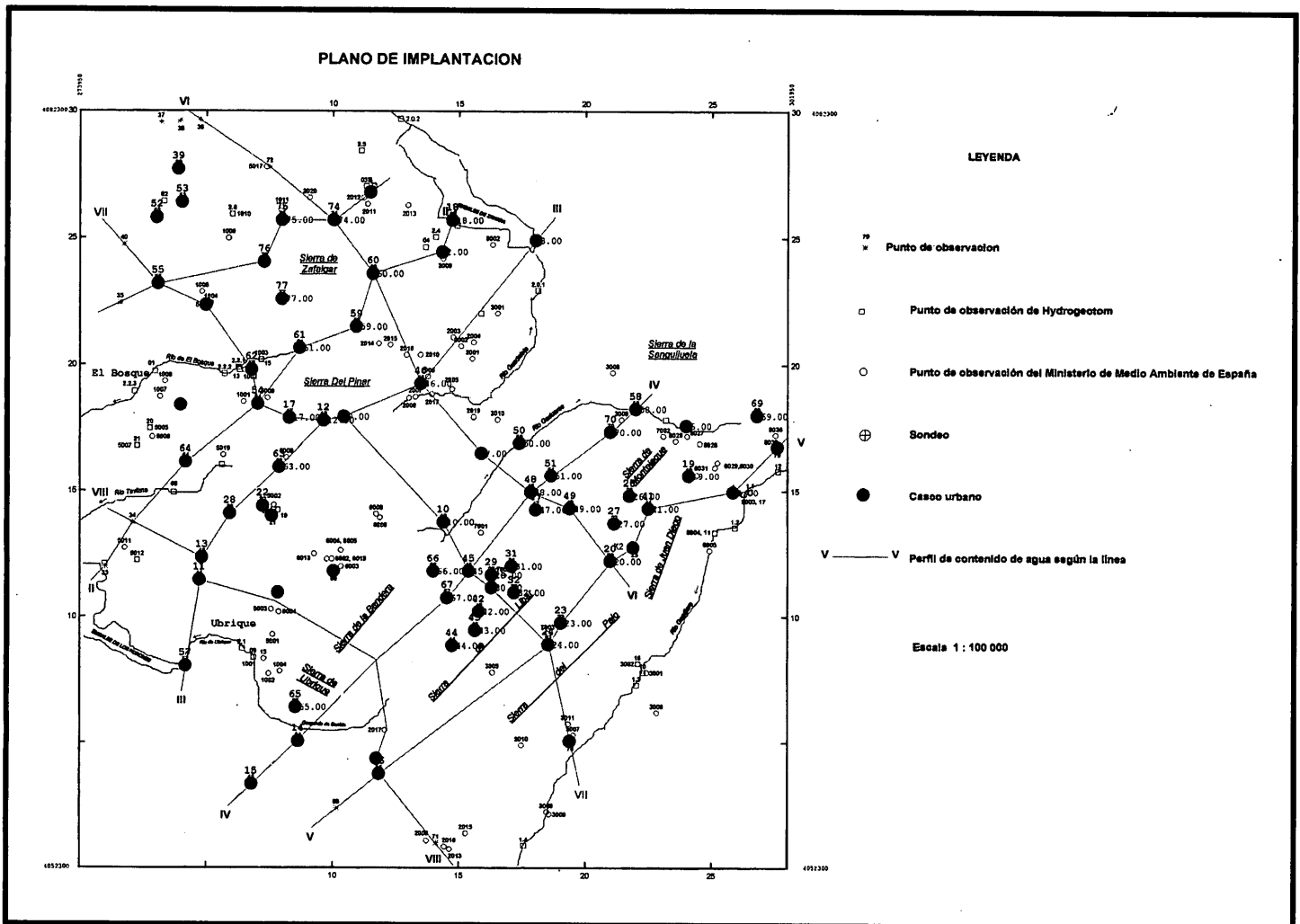
Los objetivos de los estudios isotópicos fueron los siguientes:

1. Estudio del contenido isotópico de las aguas naturales.
2. Definición del tiempo medio de permanencia de las aguas subterráneas en los acuíferos drenados por manantiales.

3. Valoración de la relación existente entre la altitud y la zona de recarga de las aguas subterráneas.
4. Valor aproximado de los recursos hídricos subterráneos, abastecedores de los caudales de los manantiales.

Se determinó el componente isotópico del hidrógeno (tritio, ^3H - T; deuterio, ^2H - D) y oxígeno (oxígeno-18, ^{18}O) de las aguas subterráneas drenadas por manantiales y ríos.

Las concentraciones de tritio de las aguas subterráneas utilizadas provienen de los datos sobre la actividad específica del tritio obtenidos a partir de las mediciones sistemáticas efectuadas en las estaciones del Organismo Internacional de Energía Atómica de Gibraltar, Madrid y Barcelona entre 1954 y 1996. Con las concentraciones de tritio se han evaluado los tiempos medios de permanencia de las aguas subterráneas en los acuíferos, que son drenados por manantiales. Fueron utilizados dos modelos: exponencial (ME) o "modelo suponiendo mezcla completa de la muestra" y "modelo suponiendo flujo de pistón".



El valor promedio de los tiempos de permanencia de las aguas subterráneas de los tres acuíferos estudiados se puede tomar igual a siete años.

Según los datos de δD y de $\delta^{18}O$ se puede determinar la posición relativa de las zonas de recarga de los manantiales teniendo en cuenta el gradiente de altitud de los parámetros δD y $\delta^{18}O$, que según fuentes bibliográficas, es el mismo para todo el territorio y es igual a: $(0,20\%)/100\text{ m}$ ($\delta^{18}O$) y $(2\text{‰})/100\text{ m}$ (δD).

A través de las concentraciones de tritio y de los valores de las características δD y $\delta^{18}O$, se llega a la conclusión de que en el período de la toma de datos, el caudal de todos los ríos tenía su origen en la alimentación a partir de las aguas subterráneas. El tiempo medio de permanencia del flujo de las aguas subterráneas bajo el lecho de los ríos es igual a 1÷3 años.

Además, según las características δD y $\delta^{18}O$ se puede afirmar, que la recarga de las aguas subterráneas y de los ríos tiene su origen en la precipitación caída en las estaciones frías del año. En verano, como resultado del "Efecto de estación", el valor de δD y $\delta^{18}O$ en la precipitación aumenta, llegando a

valores cercanos de -9,5% y de -1,6 % respectivamente (estación de Gibraltar). Según A. Plata, E. Baonza, A. Silgado, 1983, en el territorio de Andalucía aproximadamente el 90% de la precipitación cae en las estaciones frías del año (octubre-abril). La precipitación de Verano se pierde prácticamente en su totalidad por la evapotranspiración, que en el área de estudio es de 1.050 mm/año (A. Plata et al, 1983). La evaporación es significativa en el embalse de Zahara, este hecho se comprueba por la subida de los valores de δD y $\delta^{18}O$ (-33 % y -4,9 %) en comparación de estas mismas características para las aguas de los ríos que alimentan el embalse (δD = -39 % y (180 = -6 %, ver tabla 6).

4.4 MODELACIÓN DE LAS CONDICIONES HIDROGEOLÓGICAS, ESTÍO 1996.

4.4.1. Planteamiento del problema.

El problema de calibración del modelo del régimen existente de las aguas subterráneas se solucionó mediante modela-

ción numérica del régimen de las condiciones hidrogeológicas existente a fin de obtener:

▼ Cálculo de los parámetros hidrogeológicos de los acuíferos y acuitardos: permeabilidad - Km ($m^2/día$), y transmisividad del acuitardo - $1/A_0$ ($1/día$).

▼ Paridad de los parámetros hidrogeológicos de las formaciones y las características de los recursos del territorio contemplado por el modelo como infiltración en la superficie freática del primer acuífero.

▼ Evaluación de los intercambios de agua entre los acuíferos.

▼ Evaluación cuantitativa de los componentes del balance hídrico y pronóstico de la alteración de sus valores en resultado de la implantación de diferentes instalaciones de captación en el territorio.

▼ Evaluación del volumen de reservas aprovechables y de los recursos hídricos subterráneos.

▼ Precisión de las condiciones hidrogeológicas presentes.

▼ Recomendaciones para la optimización del sistema de captación existente.

Se modeló una red tridimensional de 40x40x3 bloques (en las direcciones X, Y, Z, respectivamente) con un total de 4.800 bloques. El territorio se delimitó a partir de los datos tomados durante los trabajos de campo, con una superficie de 1.024 km².

Para la resolución de los problemas de cálculo cuantitativo del flujo de aguas subterráneas y del balance hídrico en sistemas hidrogeológicos multicapa, se utilizó el programa TOPAZ HC utilizado frecuentemente por la Comisión Estatal de Reservas del Consejo de Ministros de la URSS, de Rusia y de otras repúblicas de la antigua URSS. Los resultados de fueron satisfactorios dado que el error de cálculo nunca superó el 1%.

COMPONENTES DEL BALANCE (GRAZALEMA) СОСТАВЛЯЮЩИЕ БАЛАНСА МОДЕЛЕЙ (GRAZALEMA)

PRIMER ACUÍFERO ПЕРВЫЙ ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ	
A. Componentes de las Entradas: Приходные составляющие:	Régimen existente($\times 1000 m^3/día$) Сущ.режим
1. Infiltración Инфильтрация	479,1
2. Componente del almacenamiento Сработка емкости	0,1
3. Flujo proveniente de las aguas superficiales Переток из поверх.водотоков	7,9
4. Flujo proveniente del segundo acuífero Переток из второго горизонта	118,2
5. Flujo proveniente de las fronteras del modelo Приток с границ модели	2,8
TOTAL ИТОГО	608,1
B. Componentes de las Salidas Расходные составляющие:	Régimen existente($\times 1000 m^3/día$) Сущ.режим
1. Infiltración Инфильтрация	0
2. Componente del almacenamiento Сработка емкости	0
3. Flujo de salida a las aguas superficiales Отток в поверхностные водотоки	167,9
4. Flujo de salida al segundo acuífero Переток во второй горизонт	429,3
5. Flujo proveniente de las fronteras del modelo Отток с границ модели	10,7
6. Flujo de las captaciones Водоотбор	0
TOTAL ИТОГО	607,9
B. Error Absoluto (de las salidas) Абсолютная ошибка	0,20
Error relativo (%) Относительная ошибка(к расходнойасти)	0,03

4.4.2. Esquematización de las condiciones hidrogeológicas.

Esta basado en las principales particularidades y características geológicas e hidrogeológicas del territorio entre las que cabe señalar:

1. El territorio se caracteriza por una construcción morfológica compleja con desniveles de altitud muy acentuados (más de 1.000 metros).

2. Las particularidades geológicas y estructurales del relieve, la litología de las rocas, la estructura de la red hidrográfica, determinan las condiciones de disposición y las características hidrogeológicas de la zona de aireación, de los acuíferos y de las capas separadoras. Así, la zona de aireación que, se nos presenta como zona de tránsito de la precipitación alcanza algunos cientos de metros de espesor, en las zonas más elevadas. Son estas áreas de mayor altitud las responsables de la mayor parte de la recarga de los acuíferos de todo el sistema por infiltración de las precipitaciones. El análisis de las conclusiones referidas anteriormente y de los resultados del proyecto de investigación hidrológica, nos permite definir en los límites del territorio, por un lado un complejo de formaciones areno - carbonatadas del Cretácico y Jurásico altamente permeables (macizos de Grazalema y Libar) y por otro lado las formaciones arcillosas del Triásico y las formaciones paleogénicas y neogénicas.

3. Teniendo en cuenta la compleja configuración del relieve, con cotas absolutas que varían entre 200 y 1.600 metros, las dificultades de acceso, las limitaciones de profundidad de estudio del sistema HYDROSCOPE, aproximadamente 200 metros y el hecho de que 5 de los 7 sondeos existentes no alcanzaran los 250 metros, uno de ellos llegó hasta 296,3 metros y el más profundo, Casa Barrida, llegó a los 341 metros, los valores de los parámetros hidrogeológicos determinados directamente, fueron interpolados considerando los resultados de los trabajos de campo, sus tendencias generales de mutabilidad en el espacio y las características litológico - estratigráficas de las formaciones. Particularmente, el sondeo más profundo (Casa Barrida) registró, en las formaciones carbonatadas Cretácico-jurásicas, durante su perforación, la presencia de cuatro acuíferos, en las profundidades de 27, 90, 200 y 300 metros, respectivamente, que se caracterizaban por un carácter de intercambio de agua vertical descendente, los acuíferos localizados a mayor profundidad tenían posiciones del nivel piezométrico inferior a los acuíferos suprayacentes.

4. La mutabilidad de las características hidrológicas e hidrogeológicas refleja la complejidad de las particularidades morfológicas, estructurales y geólogo-hidrogeológicas del territorio. Esto se refleja especialmente en la evaluación de los principales parámetros hidrogeológicos del territorio, en primer lugar en los valores de contenido de agua hasta la profundidad de 200 metros. Las generalizaciones cartográficas obtenidas confirman con claridad la concordancia de los criterios escogidos para la división hidrogeológica del territorio. Los contornos de los macizos hidrogeológicos de Grazalema y Libar se demarcan claramente en los planos. De esta misma forma las formaciones al sur hacia Cortés de la Frontera, aguas abajo del río Guadiaro, también se presentan con valores de contenido de agua elevados. También son importantes los valores y el

diapasón de mutabilidad de los niveles y gradientes de las aguas superficiales y subterráneas.

Los valores máximos del nivel freático registrados por el tomógrafo HYDROSCOPE fueron del orden de los 950 metros (P.O. n° 25, 27, 46 y otros), los valores mínimos se registraron en el embalse de Hurones y eran del orden de los 220 metros (P.O. n° 33): Según los resultados de la investigación, la amplitud entre los valores extremos del nivel freático es de 700 m. El diapasón de variación del nivel de las aguas subterráneas es elevado. Concretamente en el aforo n° 6 del río Guadares el valor del nivel del agua es de 600 m, en el embalse de Hurones de 216 m, así la amplitud es de 500 m.

Otro parámetro bajo la influencia directa del valor de la precipitación es el caudal de los flujos de superficie, que varían entre 50.000 l/s hasta 2.600 l/s, el máximo es veinte veces mayor que el mínimo. Igualmente sujetos a grandes cambios de valor están los caudales de las captaciones y, por consiguiente la transmisividad de los acuíferos carbonatados. En concreto, los ensayos de bombeo en Ubrique, Molino y el Hondón alcanzaron caudales de 0 a 2 l/s, por otro lado en Bocaleones se han alcanzado caudales de 100 l/s.

Las grandes variaciones en los valores de transmisividad fueron confirmados por los resultados de las investigaciones del tomógrafo RMN. En el tercer acuífero el valor de transmisividad varía desde unos pocos $\text{m}^2/\text{día}$, en las zonas menos permeables, hasta los 1.000 $\text{m}^2/\text{día}$, cerca de Zafalgar y Labradillo.

5. Analizando la intensidad de las precipitaciones obtenidas de 5 estaciones localizadas en el área de trabajo en el período 1960-1985, se puede comprobar la interdependencia existente entre los valores de precipitación y la altitud. Concretamente, en Grazalema, el valor medio anual de la precipitación es de 1.950 mm lo cual supera en tres veces el de la estación de Ronda. La extrapolación del gráfico hasta los 1.400 m presenta valores de, aproximadamente 2.300 mm/año

La resolución del problema de calibración se rigió por las siguientes condiciones:

- 1.- Los tres acuíferos fueron modelados con redes horizontales de bloques para caracterizar sus parámetros hidrogeológicos.
- 2.- La transmisividad vertical de los acuitardos y de las formaciones de lecho de río fueron caracterizadas con redes de bloques.
- 3.- La influencia del cuarto acuífero (descubierto por el sondeo de Casa Barrida), fue caracterizada con condiciones de frontera del tercer tipo, $Q = f(H, t)$.
- 4.- La influencia de los flujos laterales externos al modelo fueron caracterizados por condiciones de frontera del primer tipo $H = f(t) = \text{const}$.
- 5.- La infiltración de las aguas superficiales y de precipitación en el primer acuífero se ha caracterizado con condi-

ciones de frontera del segundo tipo, $Q = f(t) = \text{const.}$

4.4.3. Modelación de los problemas de las condiciones hidrogeológicas

Para la resolución de los problemas de calibración se evaluaron las siguientes características del territorio:

1.- La estructura hidrogeológica del sistema de Grazalema - Libar;

2.- Se precisó una serie de parámetros hidrogeológicos, tales como:

2.1.- Infiltración de aguas superficiales y precipitación en el primer acuífero;

2.2.- Peculiaridades estructurales de transmisividad;

3. Balance hídrico del sistema hidrogeológico y de los acuíferos. Se puede decir que en las variantes iniciales la influencia del cuarto acuífero, descubierto por el sondeo de Casa Barrida era insignificante y el esquema estaba compuesto por tres acuíferos dispuestos horizontalmente en un sistema cerrado impermeable. En el proceso de resolución la influencia del cuarto acuífero se clasificó como significativa especialmente en la parte sur del territorio ya que sin tener en cuenta el intercambio vertical de agua a través de la frontera inferior del modelo era imposible obtener soluciones satisfactorias.

La precipitación de verano prácticamente en su totalidad se pierde en evapotranspiración, esto implica que:

▼ Para los territorios de altitud inferior a 400 metros la infiltración es nula.

▼ Para los territorios de altitud entre 400 y 600 metros (Zahara, Benaocaz y Cortes de la Frontera), el valor de infiltración no supera los 100-200 mm/año.

▼ Los territorios localizados a mayor altitud (región de Grazalema), teniendo en consideración la escasa probabilidad de aumento de los valores de la evapotranspiración, la infil-

SEGUNDO ACUÍFERO

ВТОРОЙ ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ

A. Componentes de las Entradas: Приходные составляющие:	Régimen existente(x1000 m ³ /día) Сущ.режим
1. Infiltración Инфильтрация	0
2. Componente del almacenamiento Сработка емкости	0
3. Flujo proveniente del primer acuífero. Переток из первого горизонта	429,3
4. Flujo proveniente del segundo acuífero Переток из второго горизонта	80,2
5. Flujo proveniente de fronteras del modelo Приток с границ модели	4,6
TOTAL ИТОГО	514,1
B. Componentes de las Salidas Расходные составляющие:	Régimen existente(x1000 m ³ /día) Сущ.режим
1. Infiltración Инфильтрация	0
2. Componente del almacenamiento Сработка емкости	0
3. Flujo de salida al primer acuífero Отток в первый горизонт	118,2
4. Flujo de salida al tercer acuífero Переток в третий горизонт	366,6
5. Flujo proveniente de las fronteras del modelo Отток с границ модели	8,6
6. Manantiales Родники	16,8
TOTAL ИТОГО	510,2
B. Error Absoluto(de las salidas) Абсолютная ошибка	3,90
Error relativo (%) Относительная ошибка(к расходнойасти)	0,76

tración puede llegar a los 1.000-1.500 mm/año, para un valor total de precipitación de 2.000-2.500 mm/año.

En el interface entre los macizos montañosos y las planicies se originó una zona de frontera hacia bajos valores de transmisividad. En esta zona de contacto entre altas y bajas permeabilidades, frecuentemente se originan manantiales. Esta zona tiene el papel de una presa, localizada alrededor de los macizos montañosos con valores de transmisividad inferiores a 1m²/día.

Señalemos que se ha tenido en cuenta la "pertenencia" de los manantiales a uno u otro acuífero en el modelo de acuerdo con los resultados del análisis isotópico. En concreto, los manantiales cuyas aguas tenían edades iguales o superiores a cinco años fueron atribuidos al tercer acuífero. Los más "jóvenes" se atribuyeron al segundo. El problema fue resuelto se-

TERCER ACUÍFERO ТРЕТИЙ ВОДОНОСНЫЙ ГОРИЗОНТ	
A. Componentes de las Entradas: Приходные составляющие:	Régimen existente(x1000 m³/día) Сущ.режим
1. Infiltración Инфильтрация	0
2. Componente del almacenamiento Сработка емкости	0
3. Flujo proveniente del segundo acuífero Переток из второго горизонта	366,6
4. Flujo proveniente del cuarto acuífero Переток из четвертого горизонта	0,1
5. Flujo proveniente de fronteras del modelo Приток с границ модели	38,1
TOTAL ИТОГО	404,8
B. Componentes de las Salidas Расходные составляющие:	Régimen existente(x1000 m³/día) Сущ.режим
1. Infiltración Инфильтрация	0
2. Componente del almacenamiento Сработка емкости	0
3. Flujo de salida al segundo acuífero Отток во второй горизонт	80,2
4. Flujo proveniente del cuarto acuífero Переток в четвертый горизонт	204,8
5. Flujo proveniente de las fronteras del modelo Отток с границ модели	91,7
6. Manantiales Родники	28,1
TOTAL ИТОГО	404,8
B. Error Absoluto(de las salidas) Абсолютная ошибка	0,00
Error relativo (%)	0,00
Относительная ошибка(к расходной "-" части)	

gún un esquema de tres capas, con una discretización del ambiente de modelación con dimensiones 40x40x3 (1.600 bloques para cada acuífero).

Analizando otras componentes del balance hídrico del modelo del sistema hidrogeológico Grazaalema-Libar, se puede concluir que:

▼ a.- En general se caracteriza por una dirección del flujo descendente. Esto significa que la disminución del balance

hídrico, de cada acuífero por separado, hacia abajo es de 6.104 m³/día en el primer acuífero y de 4,05.105 m³/día en el tercer acuífero.

▼ b.- Se puede considerar que todos los acuíferos son fuentes de recarga de todo el sistema geológico lo que se refleja en la existencia de flujos de salida laterales del territorio hacia las áreas circundantes. El valor de los flujos de salida laterales es de 7,9.103 m³/día en el primer acuífero, 4.103 m³/día en el segundo y 5,37.104 m³/día en el tercero (en un total de 6,56.104 m³/día). El tercer acuífero se presenta como el más dinámico tanto en los intercambios de aguas entre acuíferos como en flujos laterales.

▼ c.- La descarga del primer acuífero hacia las corrientes de aguas superficiales es de 1,6.105 m³/día, equivalente a 1,85 m³/s.

▼ d.- El valor del flujo vertical hacia el cuarto acuífero es de 2,047.105 m³/día, equivalente a 2,37 m³/s.

5.-VALORACIÓN DE LOS RECURSOS HÍDRICOS SUBTERRÁNEOS

La cuantificación de los recursos se ha obtenido a través de diferentes

vías: medición hidrológica, medición isotópica y de modelación. Esta evaluación corresponde al período de estío de 1996, en el cual se efectuaron las mediciones, igualmente, las valoraciones obtenidas responden a los recursos drenados de los primeros tres acuíferos del complejo, como resultado de la gran profundidad de localización del cuarto acuífero. El valor obtenido de 430.000 m³/día, equivalente a 4,98 m³/s, representa los recursos como promedio anual, ya que para los cálculos de infiltración se han utilizado valores promedios anuales de precipitación. ●

PRESENTACIÓN

◆ Durante los últimos años se ha venido aplicando con gran profusión la tecnología del hormigón proyectado para el sostenimiento y revestimiento de las obras subterráneas, bien por aplicación de los principios básicos del N.M.A. (Nuevo Método Austríaco), bien por aplicación directa de las propiedades del hormigón proyectado en la ejecución de revestimientos en general.

◆ Una inadecuada utilización de esta tecnología, tanto a nivel de diseño como de construcción, ha producido una serie de accidentes en diversos puntos de la geografía universal, con la natural alarma social que se deriva siempre de este tipo de accidentes.

◆ Prestigiosos técnicos y científicos de todo el mundo han debatido "in extenso" las causas de estos accidentes incidiendo en los aspectos conceptuales ligados a los sistemas o filosofías que amparan los diversos métodos de construcción existentes en el mercado.

◆ En concreto, el N.M.A. que ha dado soporte técnico a varias de las obras afectadas, se ha visto involucrado en la polémica. Este método o filosofía se aplica en España desde hace 25 años, por lo que es bien conocido en nuestro país. Aetos ha considerado oportuno invitar al Profesor K. Kovári y al Profesor J. Golser a exponer sus ideas generales sobre este tema y a participar con todos nosotros en un amplio debate abierto a cualquier tipo de opinión o experiencia que sirva para acercarnos más a la "realidad" de los túneles.

◆ La intervención del Profesor Kovári versará sobre aspectos generales referidos a la seguridad y la del Profesor Golser pondrá especial énfasis en la seguridad de las obras ejecutadas con el N.M.A.

LUGAR Y FECHA

La Jornada se celebrará el 30 de Enero de 1998, en la Sede del Colegio de Ingenieros de Caminos Canales y Puertos, c/ Almagro, 42, Madrid.

COMUNICACIONES

La Jornada está pensada como un foro abierto a la discusión sobre este importante aspecto de las obras subterráneas, por lo que serán bienvenidas todas aquellas aportaciones ligadas con el tema. Estas deberán ser remitidas a la Secretaría de la Jornada antes del 20.12.97.

TRADUCCIÓN SIMULTANEA

Habrà servicio de traducción simultanea: inglés-español, español-inglés.

DOCUMENTACIÓN

Se entregará a cada participante una copia de las comunicaciones de los ponentes generales y de las aportaciones escritas recibidas antes del 20.12.97, así como una transcripción íntegra de la discusión general, que se remitirá en fecha posterior.

FORMA DE PAGO

Por talón nominativo a la Asociación Española de Túneles o por transferencia bancaria a:

CAJA CAMINOS

AETOS

C/ Almagro, 42 28010-MADRID. C.C. 24003172-48

VISITA TÉCNICA

El Jueves 29 de Enero se visitarán las obras del Metro de Madrid. La Comunidad Autónoma de Madrid está ejecutando en la actualidad cerca de 30 Km de línea, que incluyen 35 estaciones.

La salida se efectuará a las 16 horas desde la sede de la Jornada (Almagro, 42).

SECRETARÍA DE LA JORNADA

AETOS

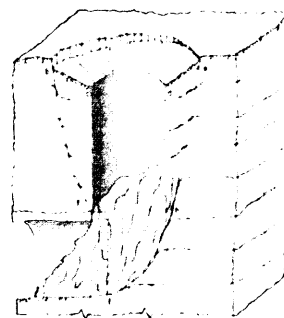
C/ Almagro, 42. 28010-MADRID

Teléfono y Fax: (91) 523 36 83. E-mail: aetos@caminos.recol.es

JORNADA AETOS

**"Seguridad en la Construcción de Túneles
ejecutados con soporte de hormigón
proyectado"**

*Viernes, 30 Enero 1998
Madrid (España)*



Patrocinado por AETOS (Asociación Española
de Túneles y Obras Subterráneas)

Colabora:
Colegio de Ingenieros de Caminos, Canales
y Puertos de Madrid.

Boletín de Inscripción

*Jornadas Aetos
"Seguridad en la Construcción de túneles ejecutados con
soporte de hormigón proyectado".
Madrid, 29-30 Enero 1998*

Apellidos Nombre Empresa u Organismo
Dirección Población Código Postal
Teléfono Fax

Inscripción:	Antes del 1.1.98	Después del 1.1.98
Miembro AETOS	25.000 ptas.	30.000 ptas.
No Miembro AETOS	35.000 ptas.	42.000 ptas.

Asistiré a la visita de las obras del Metro. SI No
Enviaré comunicación escrita (antes del
.....20.12.97)

SI No