

05.70.13  
05.70.14  
05.70.15

SAN JUAN  
República Argentina

C.N.E.A. Biblioteca  
AFILIACIONES  
2 1970 ✓

# aplicación de radioisótopos en hidrología

## 6º curso regional

COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE CUYO

05.70.14

COMISION NACIONAL DE ENERGIA ATOMICA  
REPUBLICA ARGENTINA

TRAZADORES RADIOACTIVOS EN AGUAS SUBTERRANEAS  
Héctor R. Gómez

APLICACION DE RADIOISOTOPOS EN HIDROLOGIA  
6to CURSO REGIONAL

San Juan - 13 de octubre al 20 de noviembre de 1970

## 1.0.0 TECNICAS NUCLEARES EN AGUAS SUBTERRANEAS

De las aguas originadas en lluvias, nieve, granizo, etc, parte se infiltra hasta encontrar los estratos impermeables, otra parte se evapora y una tercera escurre superficialmente; canalizada a través de ríos, canales u otro tipo de desagües.

Nos ocuparemos ahora de la fracción que, desde la superficie comienza a descender y después de atravesar la zona de cercación llega a la de saturación pasando a formar parte de las denominadas aguas subterráneas o acuíferos. Este balance genérico puede sintetizarse a través de la ecuación general ( ) :

$$I = P - E - R_s \quad (1) \quad R_n = P - E - R_s \quad (2)$$

I : Recarga o agua infiltrada o volumen que ingresa al acuífero.

P : Precipitaciones

E : Evapotranspiración

R<sub>s</sub> : Escurrimiento superficial

R<sub>n</sub> : Agua descargada por la napa.

Esta ecuación general aplicable con ciertas variantes cuando se trata de cuencas o bien cuando se refiere a una sola napa de la cuenca agrupa términos algunas veces muy difíciles de calcular o estimar aún en zonas donde se efectúan sistemáticos controles pluviométricos, de caudales superficiales de evapotranspiración.

La cantidad de agua superficial que llega a los acuíferos, denominada recarga, está, como es lógico, directamente vinculada al volumen y distribución en el tiempo de las precipitaciones, las características topográficas del terreno (grandes pendientes favorecen la escorrentía superficial), la permeabilidad del medio o capa de cercación, la cantidad de cultivos, etc.

Esta recarga llega a los acuíferos por procesos de infiltración directa o percolación a partir de corrientes superficiales, lagos, pantanos, etc. Solo cuando el suelo es muy permeable y el acuífero libre o napa freática está cerca de la superficie la infiltración directa puede adquirir significación en la recarga; ejemplos de volúmenes significativos de recarga directa se encuentran en áreas de losas basálticas, suelos de calizas cavernosas o suelos de alta permeabilidad, de tipo aluvial.

En cambio, en acuíferos confinados o artesianos, la mayor parte de la recarga suele provenir de corrientes o cursos superficiales, denominados afluentes (porque aportan agua a la napa). Sus áreas de recarga suelen concentrarse en la cabecera de los acuíferos artesianos, siendo, generalmente despreciables los aportes en el curso medio y superior del acuífero.

Más difícil de circunscribir o definir resulta el área de recarga de algunas napas freáticas donde el aporte puede provenir de todo el manto que cubre a la napa libre.

Las corrientes superficiales suelen además contribuir preponderantemente a la formación de las aguas subterráneas cuando su cauce está enclavado en conos de deyección de origen aluvial o terrenos formados por gravas gruesas.

La época de mayor infiltración y percolación anual está estrechamente vinculada al régimen anual de precipitaciones y al clima determinante de la evapotranspiración que reduce los volúmenes de infiltración.

En la zona de saturación el movimiento del agua es por lo general estrechamente lento y suelen pasar muchos años (y algunas veces siglos) para que una molécula de agua de recarga llegue a la descarga, ya sea el mar, un curso superficial efluente u otra forma de surgencia. Solo en contados acuíferos (los de terrenos calcáreos o rocas fisuradas por ejemplo) la descarga puede responder con relativa rapidez a las variaciones de infiltración

en la recarga.

En el capítulo 2.0.0 se describen las técnicas nucleares que, utilizando radioisótopos artificiales, son usados para determinar las características físicas "puntuales" de las napas freáticas o artesianas. La determinación de estos parámetros solo en acuíferos muy homogéneos, con regímenes de precipitaciones y evapotranspiración bien conocidos, etc. permitirá calcular otros valores muy necesarios para el aprovechamiento racional y económico de una napa, tales como el tiempo de tránsito entre recarga y descarga, volumen de agua almacenada y posibles interconexiones entre napas.

Más, como la información obtenida en reducidas áreas no puede ser extendido a todo el acuífero, sin riesgo a cometer groseros errores se suele acudir a los trazadores naturales isotópicos o radioisotópicos que, por interesar mayores volúmenes de los acuíferos suministran, en algunos casos, información más confiable y representativa.

El agua natural está formada, aproximadamente por los siguientes porcentajes moleculares:

${}^1\text{H}_2 {}^{16}\text{O}$ : 99,73 %	;	$\text{T}_2 {}^{18}\text{O}$ : muy poco abundante
${}^1\text{H}_2 {}^{18}\text{O}$ : 0,20 %	;	$\text{D}_2 {}^{16}\text{O}$ : " " "
${}^1\text{H}_2 {}^{17}\text{O}$ : 0,04 %	;	$\text{T}^1\text{H} {}^{16}\text{O}$ " " "
${}^1\text{H D O}$ : 0,03 %		

El tritio (T), isotopo radiactivo del hidrógeno, el deuterio (D), isotopo no radiactivo del mismo elemento y el oxígeno-18 ( ${}^{18}\text{O}$ ) son excelentes trazadores del agua por estar incorporados naturalmente, a su composición molecular y sirven para evaluar, en ciertas circunstancias, los parámetros antes mencionados .

## Tritio Natural (T)

El tritio formado en la alta atmosfera por acción de la radiación cósmica sobre el nitrógeno (y otros procesos, en menor cuantía) se incorpora a las precipitaciones de lluvia, nieve o granizo y ha alcanzado ya un estado de equilibrio, es decir, el tritio que se forma es igual al que se pierde por decaimiento natural según ley bien conocida.

Este estado de equilibrio (solo alterado por agentes exteriores artificiales tales como las explosiones nucleares) deja de existir cuando las aguas se infiltran y aíslan del ciclo hidrológico donde la producción o incorporación de tritio es nula y solo rige el decaimiento, reduciéndose entonces las concentraciones en función del tiempo transcurrido desde el aislamiento según la ley mencionada.

Este es el mecanismo simple en el que se basan los cálculos de tiempos de tránsito de las aguas subterráneas.

El uso del carbono - 14 como trazador "Cronológico" se basa en el mismo principio, sin embargo, su ciclo en las aguas subterráneas es más complejo siendo preciso afectar a los resultados de correcciones que pueden complicar o hacer más imprecisas las determinaciones.

Con concentraciones de tritio en la recarga, relativamente altas es posible estimar edades de agua comprendidas entre; aproximadamente; 10 y 50 años. Para edades mayores (3000 - 50.000 años, aproximadamente) es preciso recurrir al tritio.

Si bien no es el propósito de este trabajo tratar el ciclo del tritio natural en aguas subterráneas haremos algunas consideraciones respecto a las diversas interpretaciones sobre la circulación del mismo (u otro trazador) después de su aislamiento de la superficie, en distintos tipos de acuíferos.

La evaluación de tiempos de tránsito se realiza midiendo la concentración de tritio (u otro trazador) en la recarga y en la descarga, surgencia o pozo.

Las muestras superficiales de la recarga definen la función de entrada y deben ser tomadas siguiendo indicaciones que dependen de las características hidrometeorológicas de la cuenca.

Con vistas a la interpretación de los resultados de las concentraciones medidas en las descarga han sido propuestos distintos modelos de circulación. (4)(5).

Flujo pistón ("Piston flow"): Se presume que el agua de una recarga sigue a la de la anterior sin mezclarse. Es como si los tiempos de residencia de todas las moléculas marcadas (n) fuese el mismo.

En este caso la concentración media en la descarga  $C_{(n)}$  quedaría vinculada con la concentración en la recarga  $C_{(t - T)}$  por una expresión del tipo:

$$C_{(M)} = \frac{M}{A} \quad C_{(m)} = \frac{M}{A} \cdot C_{(t - T)} e^{-\lambda t}$$

$$C_{(m)} = \frac{n}{n} C_{(t - T)} e^{-\lambda T}$$

n: número de moléculas marcadas que ingresan y egresan del sistema;

$C_{(t - T)}$  : función de entrada;

t : tiempo

T ; tiempo de residencia.

Para una recarga constante o bien un ciclo de infiltración anual conocido es fácil aquí calcular el tiempo de tránsito medio T.

Sin embargo este modelo no es muy aplicable a acuíferos confinados o libres ya que en la mayoría de los casos, con grandes recorridos y largos tiempos de tránsito ocurre una dispersión longitudinal que mezcla las distintas recargas anuales.

Flujo disperso:

Este modelo suele aplicarse a acuíferos confinados y se supone que las distintas recargas anuales se mezclan. En base a consideraciones teóricas derivadas de experiencias en modelos reducidos se puede predecir que la dispersión longitudinal del trazador natural que ingresó en el sistema durante un determinado lapso sigue una ley normal (Gauss, por ejemplo); lo mismo podríamos decir de las  $n$  moléculas marcadas de una muestra, recogida en la descarga: han permanecido durante distintos lapsos agrupados, según una ley normal, en torno al tiempo medio ( $T$ ).

Este modelo se resuelve en la misma forma que el anterior si las concentraciones y volúmenes recargados son constantes pues se ha demostrado (15) (4) que en las condiciones normales que suelen imperar en los acuíferos confinados el error solo es significativo cuando las velocidades son extremadamente bajas y los coeficientes de dispersión muy elevados.

En este caso las concentraciones medias medidas en un punto dado de la descarga  $C_{(m)}$  al tiempo  $t$  y para tiempos de permanencia  $T$  de las  $n$  moléculas que ingresaron y egresaron del acuífero están definidas por una expresión del tipo:

$$C_{(m)} = \int_0^t C_{(t-T)} \cdot e^{-\lambda T} F_R(T) dT$$

$C_{(t - T)}$  : concentración el tiempo de entrada en la recarga de las  $dn$  moléculas analizadas;

$F_R(T)$  : función de distribución de edades para un determinado volumen de dispersión.

Flujo de "buen mezclado".

Este tipo de modelo es prácticamente imposible de encontrar en la naturaleza y solo sería aplicable en aguas subterráneas.

Flujos con procesos de estratificación.

Este modelo se reproduce con frecuencia en ciertos acuíferos libres o freáticos en los que las edades de las muestras respecto a la profundidad siguen una ley logarítmica; mayor profundidad mayor edad en cualquier parte del acuífero.

Cuando la infiltración y percolación se produce mas o menos uniformemente todo a lo largo del acuífero, el proceso de estratificación mencionado es muy probable que ocurre e, interpretamos que este modelo se reproduce con bastante frecuencia en áreas de llanura.

Vogel define una edad característica ( $t_{\frac{1}{2}}$ ) que corresponde a las muestras tomadas a la mitad de altura del acuífero.

$$t_{\frac{1}{2}} = \frac{\alpha b}{w} \ln 2$$

y una edad promedio (T):

$$T = \frac{\alpha b}{w}$$

$\alpha$  : porosidad;

b : altura del acuífero (m)

w : recarga (m/año)

Resta agregar que este modelo puede aplicarse a acuíferos homogéneos, sin estratificaciones de distinta permeabilidad y altura (b) uniforme

1.1.0. DEFINICIONES Y ALGUNAS REFERENCIAS RESPECTO A PARAMETROS  
FUNDAMENTALES EN AGUAS SUBTERRANEAS

1.1.1. Porosidad, rendimiento específico, retención específica

En una determinada masa de rocas, estratos o acuíferos se denomina porosidad a la relación entre, el volumen de poros o vacíos comunicados al volumen total de la formación. Los métodos de medición, gravimétricos o volumétricos relacionan muestras secas con muestras saturadas y la porosidad se determina en base a las expresiones siguientes, de acuerdo al método empleado:

$$p = 100 \frac{A}{V} = 100 \frac{V - v}{V} = 100 \frac{S - a}{S} = 100 (b - a)$$

p : porosidad %

A : volumen de agua necesario para saturar la muestra (cm<sup>3</sup>)

V : volumen de la muestra (cm<sup>3</sup>)

v : volumen de sólido en la muestra (cm<sup>3</sup>)

S : peso específico medio de sólidos de la muestra (g/cm<sup>3</sup>)

a : densidad relativa de la muestra seca

b : densidad relativa de la muestra saturada.

Una porosidad elevada no es sinónimo de un acuífero rico ya que en algunos casos (arcilla por ejemplo), el agua puede quedar retenida en sus pequeños pero abundantes poros.

Por esta razón se ha generalizado el uso del denominado rendimiento específico o porosidad eficaz del acuífero que es la relación entre el volumen de agua que fluye libremente del material o "agua drenable" (con gradiente unitario) y el volumen total de la formación.

También se define como porosidad eficaz a la cantidad de agua perdida por un prisma del acuífero (base = 1 m<sup>2</sup>; h = altura del acuífero) cuando se vacía por gravedad, durante un lapso infinito, dicho prisma.

Algunos autores emplean también el término retención específica que

es el complemento del anterior respecto a la porosidad.

La tabla III (18) indica algunos valores típicos de porosidad, rendimiento específico y permeabilidad en diversos tipos de formaciones litológicas.

La porosidad, definida hasta aquí, es susceptible de ser medida en laboratorio con todas las limitaciones propias de los métodos de muestreo y la escasa representabilidad de una o pocas muestras. Otra permeabilidad, la denominada secundaria y que representa en una formación rocosa la relación entre el volumen libre de fracturas, diaclasas, acanaladuras de disolución, etc., al volumen total, no es susceptible de ser evaluada en laboratorio dada la heterogeneidad del medio.

Al margen de los métodos de laboratorio no existen otras técnicas, salvo aquellas que usan trazadores, que permitan determinar en áreas relativamente extensas porosidades eficaces de acuíferos.

#### 1.1.2. Ley de Darcy; velocidad y porosidad.

La ley de Darcy utilizada corrientemente en medios porosos y permeables donde imperan bajas velocidades, es expresada por:

$$v_a = \frac{Q}{S} = K \frac{h_1 - h_2}{L}$$

$v_a$  : velocidad aparente (m/día)

$h_1 - h_2$  : diferencia de nivel o presión entre dos secciones (m)

L : distancia entre las secciones mencionadas (m)

Q : Caudal (m<sup>3</sup>/día)

S : Sección total del medio atravesado por el fluido (m<sup>2</sup>)

K : permeabilidad o coeficiente de permeabilidad (m/día).

El coeficiente de permeabilidad es la facultad que tiene la roca o medio poroso para transmitir agua; tiene las dimensiones de una velocidad

y depende de las propiedades intrínsecas del medio y de las características del líquido que circula, es decir su densidad y viscosidad (1)

$$K = C d^2 \frac{\gamma}{\mu} ; \quad K = k \frac{\gamma}{\mu}$$

$K$  : Coeficiente de permeabilidad

$k$  : coeficiente de permeabilidad del medio, definido con independencia de las características físicas del fluido

$\gamma$  : peso específico del fluido

$\mu$  : viscosidad cinemática del fluido  $\left(\frac{\gamma}{\mu}\right)_{10^{\circ}\text{C}} = 0,76$ ;  $\left(\frac{\gamma}{\mu}\right)_{20^{\circ}\text{C}} = 0,99$

$C$  : Constante del medio poroso

$d$  : diámetro medio de las partículas que componen el medio poroso

La velocidad  $v_a$  es la denominada velocidad aparente o velocidad de filtración del agua a través de la sección  $S$ , normal a la dirección del flujo (1). La velocidad medida con trazadores es una velocidad media ( $v_m$ ) referida, no a la sección  $S$ , sino a la sección que dejan libre los poros o espacios intercomunicados;  $p S$ ; siendo  $p$  la porosidad del terreno.

Si queremos aproximarnos mas a la velocidad real debemos agregar que como toda el agua del medio no participa del movimiento correspondería hablar de velocidades eficaces cuando, la porosidad utilizada sea la porosidad eficaz (2).

$$v_e = \frac{v_a}{p_e} = \frac{K}{p_e} \frac{h_1 - h_2}{L}$$

$v_e$  : velocidad efectiva

$p_e$  : porosidad eficaz

La velocidad efectiva ( $v_e$ ) difiere de la real ya que el recorrido de los filetes líquidos es siempre superior a la distancia ( $L$ ) utilizada en la expresión anterior, que es la longitud existente entre los puntos de observación. En medios porosos el agua recorre trayectorias, algunas veces tortuosas, y en el caso de circulación por grietas, fisuras, etc. es difícil

predecir el trayecto.

Los límites de aplicación de la fórmula de Darcy son:

- Circulación en medios porosos.
- Regimen laminar con límite inferior muy bajo (no se han encontrado, experimentalmente, indicios de este límite) y superior comprendido entre números de Reynolds 1 y 10; algunos autores, para ciertos medios porosos, extienden este límite a números de Reynolds comprendidos entre 1-700.

La expresión de Darcy se usa también para determinar la permeabilidad en ensayos de bombeo donde la velocidad de los filetes líquidos puede sobrepasar los límites mencionados, particularmente en el entorno mas próximo al pozo.

Respecto a la circulación con regimenes turbulentos podemos agregar que la velocidad y el gradiente son frecuentemente relacionados por expresiones del tipo:

$$v^n = \beta^n \frac{h_1 - h_2}{L}$$

$\beta$  : coeficiente de pérdida de carga total, por unidad de longitud

$n$  : variable que generalmente está comprendida entre 1,7 y 2

La permeabilidad puede determinarse en laboratorio con permeámetros de carga fija o variable y también utilizando fórmulas empíricas basadas en determinaciones granulométricas, porosidad, etc. Las fórmulas mas difundidas son las de Terzaghi, Hazen, Slichter, etc. (1).

Resultados mas confiables y representativos se logran en ensayos de bombeo con los métodos de equilibrio (nivel freático o superficie del cono de presión constante) o métodos de variación en los que se mide el abatimiento en función del tiempo y el caudal (generalmente constante) durante el bombeo.

Las determinaciones de permeabilidad así hallados pueden resultar

representativas de todo el acuífero si éste es homogéneo.

Con trazadores suelen hacerse determinaciones con o sin bombeo, cuya representatividad, función de la longitud o mejor dicho del volumen interesado por el trazador, puede alcanzar valores medios más acordes con las características reales del acuífero.

### 1.1.3. Transmisibilidad

Es el producto de la permeabilidad  $K$ , antes definida, por el espesor medio del acuífero

$$T = K b$$

$T$  : Transmisibilidad o coeficiente de transmisibilidad ( $m^2/día$ )

$K$  : Permeabilidad ( $m/día$ )

$b$  : Espesor medio del acuífero. ( $m$ )

Este concepto, introducido por Theis, es aplicable en la mayoría de los acuíferos en los que la circulación de los filetes líquidos es sensiblemente paralela al nivel freático o estático. Es decir, esta es una transmisibilidad horizontal.

En general la transmisibilidad se determina con los métodos antes mencionados, a partir de los valores de permeabilidad, suponiendo el acuífero homogéneo en toda su altura o espesor. Con trazadores se ha intentado evaluar transmisibilidades parciales en acuíferos con marcadas diferencias litológicas.

### 1.1.4. Coefficiente de almacenamiento (1)

En acuíferos libres el coeficiente de almacenamiento  $S$  es igual a la porosidad eficaz. En otras palabras, el volumen de agua extraíble por bombeo de una unidad de volumen de acuífero saturado. La determinación de porosidad eficaz a partir de experiencias con trazadores más adelante transcrita, constituye un avance significativo en la solución de diversos problemas hidrológicos.

Cuando se trata de acuíferos confinados es preciso afectar al coeficiente de almacenamiento de diversas correcciones debido a los efectos mecánicos de compresión del terreno y de compresión propia del agua. Se define entonces al coeficiente de almacenamiento por el "volumen de agua extraíble" de una columna vertical del terreno que tenga como base la unidad del área "y como altura la altura media  $b$  del acuífero, debido a la disminución de "una unidad de carga hidráulica. Es un factor adimensional con el mismo "valor numérico, por lo tanto, en todos los sistemas de unidades"

$$S = p \gamma b \beta \left( 1 + \frac{\alpha}{p \beta} \right)$$

$p$  : porosidad

$\gamma$  : peso específico

$b$  : espesor medio del acuífero

$\beta$  : coeficiente de compresibilidad del agua; es decir, aumento del volumen lateral por unidad de masa de agua al comprimir la masa de agua verticalmente

$\alpha$  : coeficiente de compresibilidad vertical de los sólidos del acuífero.

#### 1.1.5. Tiempo de renovación

Es el tiempo necesario para completar, con la recarga, el volumen del reservorio o el tiempo necesario para que el volumen descargado por el mismo iguale a su volumen

$$T = \frac{V}{Q}$$

$T$  : tiempo de renovación o residencia nominal (Turnover time) (años)

$V$  : volumen de agua almacenada en el acuífero ( $m^3$ )

$Q$  : recarga por unidad de tiempo o descarga por unidad de tiempo ( $m^3/año$ )

2.0.0. DETERMINACION DE LAS CARACTERISTICAS FISICAS DE LOS ACUIFEROS: DIRECCION, VELOCIDAD, PERMEABILIDAD, POROSIDAD, TRANSMISIBILIDAD Y COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

2.1.0. METODOS EN LOS QUE SE NECESITA UN SOLO POZO

2.1.1. Método de dilución puntual

Existen numerosas técnicas e instrumentos aptos para medir la velocidad y dirección del flujo de las aguas subterráneas utilizando una sola perforación; mencionaremos solo las mas difundidas.

En esencia todas ellas consisten en inyectar en un determinado nivel del acuífero una actividad conocida o concentración de trazador radiactivo y medir su decrecimiento debido a la dilución producida por el agua que penetra al pozo y/o recipiente poroso donde se inyectó el trazador. Fig. 1, 2, 3.

Si suponemos que durante la medición el regimen es permanente o estacionario, que no existen componentes verticales de velocidad y que la concentración en el instante inicial (en el recipiente o recinto donde se inyectó el trazador) es homogénea, tendremos:

$$Q = v_f S \quad (1); \quad C(t) = \frac{A(t)}{V} \quad (2)$$

Q : caudal que pasa por el recinto donde se inyectó el trazador (m<sup>3</sup>/seg)

v<sub>f</sub> : velocidad de filtración debida a la componente horizontal (m/seg)

S : sección vertical del recinto donde se encuentra el trazador (m<sup>2</sup>)

C(t) : concentración del trazador (μC/m<sup>3</sup>) al instante t

V : volumen libre del recinto (m<sup>3</sup>)

A(t) : actividad inyectada (μC) o residual al instante t

Como la cantidad de agua que entra al pozo por unidad de tiempo es igual a la que sale, si el regimen es permanente, tendremos que en el intervalo dt variará la actividad en el recinto donde se inyectó el trazador, en dA, tal que:

$$dA = Q_0 dt - QC(t)dt \quad \therefore \quad dA = -QC(t)dt \quad (3)$$

$Q_0 dt$  : actividad que entra al recinto o recipiente poroso;

$QC(t) dt$ : actividad que sale del recinto o recipiente poroso.

Como la cantidad de agua que entra al pozo por unidad de tiempo es igual a la que sale, si el regimen es permanente, tendremos que en el intervalo  $dt$  variará la actividad en el recinto donde se inyectó el trazador, en  $dA$ :

$$dA = Q_0 dt - QC(t) dt \quad \therefore \quad dA = -QC(t) dt \quad (3)$$

$Q_0 dt$  : Actividad que entra al recinto o recipiente poroso;

$QC(t) dt$  : actividad que sale del recinto o recipiente poroso

Reemplazando (1) y (2) en (3) e integrando

$$dA = -v_f S \frac{A(t)}{V} dt ; \quad \int_0^t \frac{dA}{A} = \int_0^t -v_f \frac{S}{V} dt$$

$$\ln \frac{A}{A_0} = -v_f \frac{S}{V} t \quad \therefore \quad v_f = - \frac{V}{S_t} \ln \frac{A}{A_0} \quad (4)$$

En la mayoría de los equipos conocidos, en virtud de ser cilíndrico el recinto donde se inyecta el trazador la relación del volumen  $V$  a la sección  $S$  está dado por:

$$\frac{V}{S} = \frac{\pi d^2 h}{4 d h} = \frac{\pi}{4} d \quad (5)$$

Reemplazando lugo (5) en (4) tendremos:

$$v_f = \frac{-\pi d}{4 t} \ln \frac{A}{A_0} \quad (6) \quad \frac{A}{A_0} = e^{\frac{-4 v_t t}{\pi d}} \quad (7)$$

Como podemos apreciar hasta aquí, la velocidad  $v_f$  es la velocidad de las partículas de agua que atraviesan la perforación y la sección  $S$  de referencia es la real, distinta de la efectiva, pues la perforación introduce dos ti-

pos de perturbaciones: una debida a la perforación propiamente dicha que al desalojar la roca o sedimentos "desvía" filetes líquidos (fig.4) y otra la perturbación producida por las perforaciones de la cañería y la empaquetadura que la rodea cuya permeabilidad es distinta a la del terreno.

El factor  $f$  de corrección a introducir en la fórmula debido a las distorsiones mencionadas puede extraerse de las curvas de las fig. 6 y 7. Estos gráficos corresponden al equipo mencionado en la bibliografía (7):

$$f = f_1 f_2 \quad \therefore \quad v_f = \frac{\pi d}{4 f_1 f_2} \frac{1}{t} \ln \frac{A}{A_0}$$

$f_1$  : factor de corrección debido a la distorsión hidrodinámica producido por la perforación. Fig. 5 y 6.

$f_2$  : factor de corrección debido a las perforaciones del filtro (relación: superficie perforada/superficie total)

Como podemos apreciar, en el diagrama de OGILVI el factor  $f_1$  depende no solo de la empaquetadura sino de su permeabilidad respecto a la del terreno.

Los esquemas de los equipos antes mencionados están representados en las fig. 2 y 3. Es preciso que la actividad inyectada inicialmente se mezcle rápidamente en el recinto o tubo permeable y además es necesario, para obtener resultados confiables, corregir la curva obtenida, descontando la actividad o concentración residual.

Como trazador se usa generalmente el  $^{131}\text{I}$ ,  $^{82}\text{Br}$ ;  $^{198}\text{Au}$  y en algunos casos el  $^{24}\text{Na}$ . El detector del equipo descrito es un tubo tipo G.M. colocado en el centro del recinto donde se inyecta el trazador. Cabe agregar que otros equipos utilizan un cristal de  $\text{INa (Tl)}$ , colimado, que permite medir solamente la actividad presente en el recinto sin "ver" la actividad que está en las inmediaciones de la perforación. Pueden estar dotados además de un agitador, fig. 2, que permite lograr una rápida homogeneización del nucleido; cuando este es inyectado.

En diques, construcciones subterráneas, etc. es necesario conocer la componente vertical de velocidad, importante en mecánica de suelos y estudios de filtraciones.

El esquema de la fig. 8 representa uno de estos equipos operando en una perforación. La velocidad vertical o caudal por el entubamiento puede calcularse por el método de los "dos picos" o bien por el método de las cuentas totales ya expuesto (7):

$$Q = \frac{\Delta l}{\Delta t} S \quad ; \quad Q = F \frac{A}{N}$$

Estos equipos a igual que los anteriores permiten ejecutar numerosas inyecciones de trazador, desde la superficie, sin necesidad de extraerlos de la perforación.

Por último mencionaremos, solamente, el instrumental destinado a medir la dirección de las aguas (fig.9 y 10). Después de haberse inyectado el trazador en el pozo, se introduce la sonda que, colimada convenientemente (el colimador gira) permite conocer la orientación del nucleido que se ha dispersado en torno a la perforación.

#### 2.1.2. Método de dilución a lo largo de toda la columna piezométrica

Una variante de la técnica antes descrita se utiliza en España (10) y consiste en inyectar la solución trazadora en toda la columna piezométrica buscando la uniformidad de marcado con el desplazamiento vertical del inyector; luego, introduciendo una sonda prevista de uno o mas tubos tipo G.M. se determina la concentración en distintos riveles de la perforación.

Respecto a las técnicas hasta aquí mencionadas algunos autores hacen conocer ciertas limitaciones:

- En acuíferos heterogéneos los resultados obtenidos son representativos de la componente horizontal de velocidad si el número de mediciones y su distribución en el espacio es compatible con el área y características geofi-

sicas del mismo. Se necesitan en general muchas mediciones.

- En embalses, por ejemplo, donde la componente vertical de velocidad puede ser importante, las técnicas de taponamiento para eliminar dicha componente son complejas y difíciles de materializar en grandes profundidades.
- La operación de estos equipos a profundidades superiores a los 200 m plantea también problemas de índole práctica.
- La variante descrita en último término, que solo requiere marcar uniformemente toda la columna piezométrica con el trazador y después medir con la sonda a lo largo de la misma, simplifica las operaciones y reduce el costo de los equipos. Estimamos que solo en acuíferos homogéneos pueden obtenerse resultados satisfactorios.

### 2.1.3. Método de inyección y bombeo (Single-well pulse technique)

El trazador es introducido en la perforación buscando una homogeneización completa del mismo, en toda la columna piezométrica. Después se inyecta, con caudal constante un cierto volumen de agua para que el trazador se aleje de las inmediaciones de la perforación; una vez finalizada la operación de inyección de agua se espera un tiempo prudencial, compatible con la velocidad estimada del agua, función del gradiente natural y la permeabilidad del acuífero en estudio. La velocidad de avance de la "nube radiactiva", en condiciones naturales como la expresada, está dada por:

$$v = \frac{r}{\tau} \quad (1)$$

v : velocidad del agua (m/día)

r : distancia entre la perforación y un punto, no conocido, es decir el bari-centro de la "nube radiactiva" en el instante que finaliza el lapso

$\tau$  : tiempo transcurrido entre el fin de la inyección y el principio del bombeo de recuperación.

Si se comienza a bombear (una vez finalizado el tiempo de espera ) para recuperar el trazador inyectado, con un caudal  $Q$  ( $m^3/seg$ ) constante, el volumen ( $V$ ) recuperado al cabo de un lapso  $t$  (seg) estará dado por:

$$V = r^2 h \cdot p = Q \cdot t \quad \therefore T = \sqrt{\frac{Q \cdot t}{\pi h p}} \quad (2)$$

$r$  : distancia recorrida por el trazador en el acuífero (m)

$h$  : altura del acuífero (m)

$p$  : porosidad (%)

Reemplazando, luego (2) en (1)

$$v = \frac{\sqrt{Q t / \pi h p}}{z} \quad (3)$$

Realizando varias experiencias en análogas condiciones pero con distintos tiempos de espera la velocidad puede calcularse en base a la pendiente de la curva de la fig. 11.

El volumen de agua no marcada a inyectar en la perforación, tras el indicador radioactivo, solo cumple la función de alejar el trazador de las inmediaciones de la perforación para eliminar los errores aleatorios introducidos por la perturbación hidrodinámica intrínsecamente asociada a toda perforación (cañería, filtros, empaque, etc.)

El tiempo de espera  $z$  debe ser siempre grande respecto a los lapsos de inyección y bombeo  $t'$  y  $t$ , pues, si durante la inyección el desplazamiento del trazador es del mismo orden de magnitud del desplazamiento producido durante la espera (producido por el gradiente y permeabilidad natural del medio), los resultados diferirán considerablemente de los reales.

Durante el bombeo de recuperación del trazador, parte del agua puede derivarse a un recipiente similar al de la fig. 13 b y así obtener  $A=f(t)$  tal como está indicado en la fig. 12 a.

Estas curvas pueden ser corregidas en caso de que la actividad inyectada en las distintas corridas no sea la misma. Cabe agregar que las curvas antes mencionadas permiten deducir la cantidad de trazador recuperado en cada experiencia.

Este método tiene una ventaja importante respecto a los otros métodos en los que se utiliza una sola perforación: el entorno donde actúa el trazador es relativamente grande comparado con el entorno de influencia de la perforación y puede regularse en función del tiempo de espera  $\bar{t}$

Por otra parte se recupera gran parte de la actividad inyectada (el porcentaje recuperado depende de la "calidad" del trazador y de las características fisicoquímicas del acuífero) reduciéndose así considerablemente la contaminación residual de las aguas.

## 2.2.0. METODOS EN LOS QUE SE UTILIZAN DOS O MAS PERFORACIONES.

### 2.2.1. Determinación de velocidades

La dirección de las aguas subterráneas puede medirse inyectando el trazador en una perforación y detectando su paso en otra u otras perforaciones testigos o de observación, que estén situadas en torno a la de inyección.

La misma técnica es utilizada para conocer el tiempo de tránsito  $\Delta t$  entre dos perforaciones y deducir la velocidad promedio  $v_m$ , distinta de la aparente y de la efectiva.

Aquí, igual que en medición de caudales y otras disciplinas es aconsejable adoptar como tiempo de tránsito del trazador al que media entre la inyección y el pasaje del 50% del trazador por la perforación testigo, vale decir, el baricentro de la curva concentración-tiempo (o concentración-espacio recorrido).

Lo mismo puede decirse cuando se inyecta el trazador en un pozo y se registra su pasaje por otros dos situados aguas abajo:

$$V_e = \frac{\Delta l}{\Delta t} = \frac{q}{pe}$$

$$V_m = \left( \frac{\Delta l}{\Delta t} \right)_m = \Delta l \left( \frac{1}{\Delta t} \right)_m \quad ; \text{ pues } \Delta l = \text{cte}$$

$$V_g = \Delta l \left( \frac{1}{\Delta t_m} \right) \left( \frac{1}{\Delta t_m} \right)$$

Como ya fué expuesto, lo que realmente se mide en el acuífero es:

$$\left(\frac{l}{\Delta t_m}\right) \text{ distinto de } \left(\frac{l}{\Delta t}\right)_m$$

$v_m$  : velocidad media del agua (cm/día);

$\Delta l$ : distancia ( $\Delta l = \text{cte}$ ) entre pozos de observación (cm);

$\Delta t$ : tiempo transcurrido entre la inyección y la detección (días);

q: caudal;

$p_e$  : porosidad efectiva,;

$v_g$  : velocidad del centro de gravedad de la "nube radiactiva" (cm/día)

La relación que liga a la velocidad del centro de gravedad y la velocidad media es mayor que la unidad.

$$\lambda = \frac{v_g}{v_m}$$

El error cometido, sin embargo, al suponer que la velocidad del centro de gravedad es igual a la velocidad media es casi siempre despreciable y solo ha de tenerse en cuenta cuando la dispersión longitudinal es muy grande

Con movimiento laminar  $1 < R < 10$  ( ó  $1 < R < 700$  ?) similar al que se verifica en la mayoría de los acuíferos libres o confinados en los que la circulación se realiza por los intersticios o los poros de los sedimentos, arenas y gravas, la inyección del trazador en una perforación provoca una dispersión longitudinal similar a la dibujada en la fig.14

Los filetes líquidos recorren trayectorias algunas veces tortuosas que contribuyen al mezclado longitudinal, transversal y vertical. El cono de dispersión así formado puede ser interrumpido por superficies y estratos o pantallas impermeables como ocurre generalmente con los subalveos, en medios aluvionales, que suelen estar encauzados entre flancos impermeables. Fig. 14 b y c.

El cono de dispersión formado alcanza en medios arenosos un ángulo

del orden de 6°

En aguas subterráneas el límite de validez de las fórmulas utilizadas alcanza hasta el límite inferior del movimiento laminar; entre este y el superior el movimiento es mixto; el movimiento turbulento en acuíferos ocurre con poca frecuencia. Ejemplos de este tipo de movimiento los tenemos en subalveos de grano grueso, en fracturas, acanaladuras, etc. de rocas ígneas o sedimentarias muy consolidadas o en sedimentos flojos aluviales en los que el gradiente hidráulico es grande. También en roca de origen calcáreo el movimiento suele ser mixto o turbulento cuando la circulación se realiza por fisuras, juntas, diaclasas o acanaladuras producidas por disolución, ataque químico o fracturas geológicas.

En los casos mencionados en último término la velocidad hallada con trazadores radiactivos, colorantes u otro tipo de indicadores no puede correlacionarse con la permeabilidad del medio a través de la fórmula de Darcy.

Cuando el movimiento es laminar y se inyectó en el acuífero un nucleído es conveniente tener idea, a menos aproximada del orden de magnitud de la velocidad para poder seleccionar el trazador en función de su período de semidesintegración (al cabo de 6 a 8 períodos la actividad residual es muy baja, 1,56 % a 0,78 %). Es por ello que en la tabla 1 hemos indicado la velocidad del agua en distintos perfiles litológicos para dos valores de la pendiente hidráulica (2).

### 2.2.2. Determinación de la transmisibilidad en acuíferos de distinta permeabilidad (13)

En acuíferos estratificados donde la permeabilidad presenta discontinuidades acentuadas es posible y en ciertos casos aconsejable determinar la transmisibilidad individual de las estratificaciones cuando existen intercomunicaciones entre las mismas.

Para describir una de las más difundidas experiencias sobre este

tema nos referiremos a la fig. 11 c en la que están representados dos acuíferos confinados.

Si inyectamos el trazador en la perforación 1 con filtros que interesan sólo al acuífero superior, y se comienza a bombear desde el "pozo de bombeo" tendremos:

$$Q_1 \cdot t = \pi \cdot r_1^2 \cdot b_1 \cdot p_1 \quad (1)$$

$$Q \cdot t = (Vp)_I \quad (2)$$

$$\frac{Q_1 \cdot t}{Q \cdot t} = \frac{\pi \cdot r_1^2 \cdot b_1 \cdot p_1}{(Vp)_I} \quad \therefore \quad (Vp)_I = \pi \cdot r_1^2 \cdot b_1 \cdot p_1 \cdot \frac{Q}{Q_1} \quad (3)$$

$Q_1$  : fracción del caudal bombeado que corresponde al acuífero superior;

$Q$  : caudal total bombeado en la corrida I;

$t$  : tiempo de bombeo;

$b_1$  : espesor del acuífero superior

$p_1$  : porosidad del acuífero superior;

$r$  : distancia entre el pozo 1 y el pozo de bombeo.

Realizando una segunda corrida pero inyectando ahora el trazador en el acuífero inferior (perforación 2) y siguiendo el razonamiento anterior tendremos:

$$(Vp)_{II} = \pi \cdot r_2^2 \cdot b_2 \cdot p_2 \cdot \frac{Q}{Q_2} \quad (4)$$

Como la superficie piezométrica es la misma, las descargas parciales  $Q_1$  y  $Q_2$  son directamente proporcionales a las transmisibilidades parciales ( $T_1$  y  $T_2$ )

Reemplazando luego en (3) y (4):

$$(Vp)_I = \pi \cdot r_1^2 \cdot b_1 \cdot p_1 \cdot \frac{T}{T_1} \quad (5)$$

$$(Vp)_{II} = \pi \cdot r_2^2 \cdot b_2 \cdot p_2 \frac{T}{T_2} \quad (6)$$

y generalizando para varios capas superpuestas:

$$(Vp)_i = \pi \cdot r_i \cdot b_i \cdot p_i \frac{T}{T_i} \quad (7)$$

Dividiendo ahora las expresiones (5) y (6):

$$\frac{(Vp)_I}{(Vp)_{II}} = \frac{r_1^2 \cdot b_1 \cdot p_1 \cdot T_2}{r_2^2 \cdot b_2 \cdot p_2 \cdot T_1} \cdot \frac{T_2}{T_1} = \frac{(Vp)_I r_2^2 \cdot b_2 \cdot p_2}{(Vp)_{II} r_1^2 \cdot b_1 \cdot p_1}$$

En virtud de ser la transmisibilidad total igual a la suma de las parciales:

$$\frac{T}{T_1} = \frac{T_1 + T_2}{T_1}$$

$$\frac{T}{T_1} = \frac{(Vp)_I r_2^2 b_2 p_2 + (Vp)_{II} r_1^2 b_1 p_1}{(Vp)_{II} r_1^2 b_1 p_1}$$

En el acuífero superior se verifica que:

$$T_I = \frac{T}{\frac{(Vp)_I r_2^2 b_2 p_2}{(Vp)_{II} r_1^2 b_1 p_1} + 1} \quad (8)$$

y en el acuífero inferior

$$T_2 = \frac{T}{\left[ \frac{(Vp)_{II} r_1^2 b_1 p_1}{(Vp)_I r_2^2 b_2 p_2} \right] + 1} \quad (9)$$

Los volúmenes  $(V_p)$  y  $(V_p)$  pueden ser obtenidos durante la experiencia al igual que la transmisibilidad total  $T$  (ensayo de bombeo por métodos clásicos); los espesores  $b_1$  y  $b_2$  se sacan del perfil litológico y la porosidad  $p_1$  y  $p_2$  de ensayo de laboratorio. Los autores del trabajo mencionado llegan en este caso a eliminarla porosidad de las expresiones (7) y (8) ya que, el error introducido al suponerlas iguales, no afecta a la precisión que es dable esperar en este tipo de experiencias.

Este razonamiento es, además, solo válido si las perforaciones de inyección interesan solo a los acuíferos o estratificaciones respectivas y además las conclusiones pueden hacerse extensivas a mas de dos estratificaciones de distinta permeabilidad.

Conocidas las transmisibilidades parciales pueden obtenerse las permeabilidades parciales.

En la fig. 15 se representan las curvas obtenidas en dos corridas realizadas en un acuífero con cuatro estratificaciones de permeabilidad bien diferenciable; los dos picos obtenidos en cada corrida denotan precisamente la diferencia de velocidad de las aguas en cada estratificación.

Describiremos (13) los resultados de esta experiencia en base a los esquemas y curvas de la fig. 15.

En algunos test previos utilizando métodos convencionales se determinó:

$K = 25$  m/día;  $b = 10$  m;  $T = 250$  m<sup>2</sup>/día; coeficiente de almacenamiento 13 %; Gradiente  $l = 1,5$  ‰.

Con los datos obtenidos en la experiencia descripta puede hallarse (ver fig. 15)

$$T_1 = \frac{T}{\left[ \frac{(V_p)_{II} r_2^2 b_2}{(V_p)_{I} r_1^2 b_1} \right] + 1} = \frac{250}{\left[ \frac{5200}{1950} \frac{15^2 \cdot 6,8}{15 \cdot 3,5} \right] + 1} = 40,5 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$T_2 = T - T_1 = 250 - 40,5 = 209,5 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$K_1 = \frac{T_1}{b_1} = \frac{40,5}{3,5} = 11,6 \text{ m/día}$$

$$K_2 = \frac{T_2}{b_2} = \frac{209,5}{6,8} = 30,8 \text{ m/día}$$

$T_1$  ;  $K_1$  : Transmisibilidad y permeabilidad del acuífero superior.

$T_2$  ;  $K_2$  : Transmisibilidad y permeabilidad del acuífero inferior.

Usando los volúmenes correspondientes a cada uno de los picos (en vez del promedio de ambos, como se hizo hasta aquí) el autor determinó las permeabilidades parciales de las cuatro estratificaciones del perfil litológico mencionado.

Las perforaciones de observación 15 y 15 a se utilizan para extraer muestras periódicas y comprobar la actividad presente, en función de tiempo. Se pudo comprobar que los filetes líquidos marcados, prácticamente seguían líneas horizontales o, al menos, no hubo significativa cantidad de trazador, que, inyectado en el acuífero superior (perforación 13 a) se dirigió al acuífero inferior, y viceversa.

El trazador utilizado, que como ya lo expresamos antes tiene excelente comportamiento en las aguas subterráneas, fué el  $^{60}\text{Co}$  en forma de  $\text{K}_3^{60}\text{Co}(\text{CN})_6$  con un agregado de portador del orden de  $5 \text{ mg/m}^3$  agua.

$V_p$  : Volumen de agua extraída desde la inyección hasta que, por la salida del pozo de bombeo, pasó el 50% de la actividad recuperada ( $\text{m}^3$ );

$r_3$  : distancia entre el pozo 3 y el pozo de bombeo (m)

$h_3$  : espesor del acuífero (m)

$p$  : porosidad (%)

La expresión anterior es válida para acuíferos confinados (fig.13 b) Para acuíferos libres es preciso descontar el cono de abatimiento que en caso de no existir perforaciones de observación intermedias podría despreciar

se siempre que el caudal bombeado sea pequeño o la distancia  $r_3$  grande.

Cabe agregar que aquí también conviene que las perforaciones interesen a todo acuífero.

2.2.3. De

### 2.2.3. Determinación de la porosidad

Los métodos de laboratorio usados con frecuencia para determinar la permeabilidad de los acuíferos solo "son representativos de una porción "infinitesimal de la zona que se estudia" (1) Cabe agregar que "se han utilizado una serie de aparatos para tomar muestras del terreno sin perturbar. "Siempre existe, sin embargo, una gran modificación de las condiciones del "terreno al obtener la muestra." (1)

Las técnicas nucleares son en este caso, particularmente sencillas y expeditivas: se inyecta el trazador en, por ejemplo, la perforación 3 (fig. 11 a) y se comienza a extraer agua desde la perforación de bombeo midiendo el caudal  $Q$  o el volumen de agua recogida  $V_a$

La porosidad ( $p_e$ ) hallada por este método es aproximadamente igual a la porosidad eficaz que, por otra parte, es la que mas interesa al hidrólogo.

$$p_e (\%) = \frac{V_a}{V_t} 100 \sim \frac{Q \cdot t}{\pi \cdot r_3^2 \cdot h_3} 100 \quad (1)$$

$p_e$  : porosidad eficaz (%)

$V_a$  : volumen de agua recogida ( $m^3$ )

$V_t$  : volumen del cilindro que tiene por centro el pozo de bombeo y radio la distancia entre este y el pozo de inyección ( $r_3^3$ )(m)

$h_3$  : altura del acuífero (m)

$Q$  : caudal de bombeo ( $m^3$  /seg)

$t$  : tiempo transcurrido entre el instante de inyección y el instante que llega el 50 % del trazador a la superficie (seg)

El tiempo  $t$  suele medirse adosado a un detector a la cañería de salida; entre el instante de inyección y el baricentro de la curva  $c = f(t)$

se determina el tiempo  $t$ .

La validez de la expresión (1) está limitada a cuíferos confinados, ya que en los libres es necesario corregir descontando el volumen del cono de abatimiento, particularmente en aquellos casos que la distancia  $r_3$  es reducida.

La velocidad radial de los fletes líquidos que convergen al pozo durante el bombeo es generalmente muy grande respecto a la velocidad que tendrían esos filetes en condiciones naturales; si esto no ocurriese, la fórmula (1) tendría que ser también corregida.

Es conveniente que la distancia entre perforaciones ( $r_3$ ) sea superior al espesor del acuífero ( $h_3$ ) o en el caso de napas libres a la altura comprendida entre la capa impermeable y el nivel del estrato saturado.

Los esquemas de las fig. 13 a y 13 b permiten apreciar las características especiales de dos experiencias de este tipo quedan sintetizadas a continuación (6), (15) y (16):

Experiencia 1:

Tipo de estratos: Formación dolomítica.

Trazador y actividad:  $^{58}\text{Co} \left[ \text{K}_3 \text{Co}(\text{CN})_6 \right]$ ; 110 mc

Portador: 10 lts. al 5 % de la misma solución.

Distancia entre perforaciones:  $r = 250$  m

Tiempo de Tránsito (Inyección hasta pasaje 50 % de la actividad)  $t \approx 2$  meses.

Porosidad efectiva:  $p_e = 3 \% \pm 0,45 \%$  (calculada)

Principal inconveniente y fuente de error: determinación del espesor del acuífero.

Experiencia 2:

Tipo de acuífero: arena de tamaño mediano

Trazador y actividad: T; (HTO); 1 c

$^{131}\text{I}$ ; (INa); 28,5 mc

Distancia entre perforaciones: 18,3 m

Espesor del acuífero: 6,1 m

Caudal del bombeo: 135,5 m<sup>3</sup>/h

Porosidad efectiva: pe 32% (calculada)

En ambos casos el trazador introducido en el piezómetro de inyección fue desalojado del mismo introduciendo agua para eliminar los efectos o perturbaciones hidrodinámicas producidas por la perforación, filtro, etc.

#### 2.2.4. Interconexiones (17). Dispersión, etc.

Todo acuífero o subalveo vincula el área de recarga o alimentación con la zona de alumbramiento, surgencia o extracción. Si se modifica el escurrimiento natural de la recarga es preciso prever las alteraciones lógicas que se producirán en la extracción o surgencia.

Las obras hidráulicas (diques, embalses, pozos de extracción, sistemas de inundación para recarga artificial, etc.) alteran las naturales condiciones de escurrimiento y drenaje de las aguas superficiales y subterráneas para mantener el equilibrio hidrológico es preciso, si se quiere conservar indefinidamente estos acuíferos como fuentes de abastecimiento adecuar el balance de las aguas que entran (recarga) y salen (extracción) a las posibilidades y necesidades de la cuenca sin dejar de contemplar los aspectos económicos, legales y técnicos afectados por cualquier alteración de los regímenes en escurrimiento.

Antes de planificar en áreas a recargar estas obras de ingeniería es necesario buscar, por lo tanto, respuesta a las preguntas (Fig.16):

- Las aguas superficiales (ríos, escurrimientos, etc.) del área de posible recarga que se quiere explotar, están vinculados o interconectados con surgencias, alumbramientos, etc. de la misma cuenca o subcuenca que ya son explotados con fines de riego, abastecimiento de agua potable, etc.
- Si es afirmativa la respuesta a la pregunta anterior; cual es la extracción ímite en la recarga que no afecta el normal aprovisionamiento y uso

de las aguas en el área de la descarga ?

La decisión de emplear radioisótopos artificiales naturales (T) o isótopo estables (D y/o  $^{16}\text{O}$ ), debe estar precedido por estudios previos.

Por lo general la solución de problemas de esta naturaleza es compleja y los resultados obtenidos, después de haber empleado una determinada técnica no siempre son concluyentes.

Es por que frecuentemente se apela a mas de una técnica, para alcanzar resultados mas completos o bien aproximarse a la certeza, cuando, por ejemplo, la incognita es la planteada en la primera pregunta anterior.

Solo los trazadores radiactivos podrían dar respuesta afirmativa o negativa concluyente en caso de ser inyectados en una zona de infiltración. (Fig.16)(El río Aguas Negras en este caso) y detectada su presencia en las surgencias. Mas, antes de realizar esta experiencia es preciso estimar por lo menos el lapso o tiempo de tránsito.

Aquí, como ocurre frecuentemente la distancia comprendida entre la zona de infiltración y la de alumbramiento es relativamente grande (10-20 km) y el gradiente no muy pronunciado, razón por la cual el tiempo de tránsito puede ser de varios años y deberían ser descartados los radioisótopos artificiales; y sería preciso acudir a los naturales o bien a los isótopos estables.

Tampoco pueden deshecharse las soluciones que pueden ofrecer las técnicas hidrogeológicas convencionales aunque, en este caso, seguramente el costo del estudio sería elevado, por la necesidad de realizar varias perforaciones en ambos extremos y puntos intermedios del área de estudio, con el fin de conocer y correlacionar estratos.

Las técnicas nucleares podrían contribuir, en este último caso, a la determinación de los parámetros físicos del acuífero de acuerdo a lo ya expuesto.

Utilizando tritio como trazador se han realizado estudios de interconexión y medición de caudales de aguas subterráneas que circulan por grietas, fisuras, diaclasas, etc. en estratos calcáreos y terrenos de formación "kars-tica" (21)(22)

El tritio, como agua tritada fué mezclado en el acuífero y, su presencia fue detectada y medida aguas abajo, en alumbramientos o surgencias distantes, en línea recta del origen, mas de treinta kilómetros. En esta experiencia realizada en Grecia, pudo determinarse así tiempo de tránsito, volumen almacenado y caudal.

Las actividades inyectadas estaban comprendidas entre 400 y 100 c, y los caudales del orden de los 20 m<sup>3</sup>/seg. Las figuras 17 y 18 permiten apreciar las curvas obtenidas en la descarga midiendo la actividad de tritio en las fuentes o alumbramientos.

En base al trabajo realizado en Grecia, aquí mencionado, Clayton y Welv (21) establecieron ecuaciones para correlacionar la dispersión longitudinal (en medio turbulento) del trazador en función de las distancias recorridas Fig. 20 y 21. La ecuación hallada en este caso para vincular velocidades y tiempo de tránsito fue la siguiente:

$$V^{6,5} = \frac{6,92 \cdot 10^4 \cdot h \cdot T \cdot Q^{3/2}}{t^4}$$

V : velocidad (definida respecto al pico concentración-tiempo) en (cm/seg)

h : diferencia de altura entre inyección y surgencias (cm)

Q : caudal calculado (cm<sup>3</sup>/seg)

t y T : ver fig. 19 y 20 (seg)

## BIBLIOGRAFIA AGUAS SUBTERRANEAS

- (1) BENITES, A. Captación de aguas subterráneas (Editorial Dosset SA.Madrid)
- (2) SCHOELLER, H. Les Eaux souterraines (Masson y Cía. Edit.Paris)
- (3) Manual de aguas subterráneas (Univ. Central de Venezuela-1864)
- (4) PAYNE BRYEN. Principles of the use of environmental tritium.(Inter Reg. training course on the appl. of isotopes techniques in Hidrology (Sao Pablo Brazil - 1969)
- (5) SAUZEY G. Theoretical and mathematical approach or eriticism of concepts used in tracer techniques.
- (6) IAEA. Guide book on nuclear techniques in Hidrology (Technical reports series N° 91)
- (7) HALEVY, E. MOSERTT, et al. Borehole Dilution Techniques: A critical re-view Isotopes in Hydrology (Proc.Symp.Vienna, 1966)
- (8) SILVA, Claudio, et al. Estudio del flujo y dirección de aguas subterráneas en el salar de Bellavista (Universidad de Concepción o Inst. Central de Químicos. Chile 1967)
- (9) GUIZERIX J. et al. Appareil pour la mesure des vitesses relatives des eaux souterraines pour la méthode de dilution ponctuelle (Rad. in Hydrology. Proc. of a Symposium, Tokyo, 1963)
- (10) BAONZA, E. y otros. Aplicación de la técnica del pozo único mediante el marcado de toda la columna piezométrica.(IAEA/SM/129/42 Simposio sobre el empleo de isótopos en hodrología.Viena 1970)
- (11) DANIEL P. La mesure des débits des eaux souterraines (Paris-Unesco Actes colloque Ankara vol. 2, pág. 104-112)
- (12) MANDEL S. Hydrogeological field woork voith radioactive tracers in israel up to may 1960 (Proc. IASH Conf., Helsinki, 1960)

- (13) Working group on isotopes in hydrology (Grenoble, October, 1965; STI/REP/104, August 1966)
- (14) Universidad Central de Venezuela. Manual de aguas subterráneas.
- (15) HALEVY, E; MIR A., et al. "Use of radioisotopes in studies of groundwater flow; Laboratory and field experiments on the suitability of various tracers" (2nd UN Int. Conf. Peaceful Uses Atom. Energy. Proc. Conf., Genova, 1958. UN, N. York, 1958)
- (16) WIEBENGA W. A. et al. Radioisotopes as ground water tracers (I. Geophys Res. 72, 1967)
- (17) GOMEZ, H. Determinación de posibles interconexiones entre aguas superficiales y alumbramientos o surgencias de la misma subcuenca. (Informe preliminar, CNEA)
- (18) LINSLEY, KOHLER, PAULHUS. Hidrología para Ingenieros (Mc. Graw Hill. Book Company)
- (19) DAPPLES E.C. Geología básica en ciencia e ingeniería (Editorial Omega S.A. Barcelona)
- (20) Geological survey U.S. Dept. of the Interior. Métodos para la recopilación e interpretación de datos sobre aguas subterráneas. (Doc.1544)
- (21) CLAYTON C. and WEBB J.W. The use of turbulent dispersion to study the movement of underground streams (Int. Journal of Appl. Rad and Isotopes 1965 Vol 16 pág.171-176)
- (22) BURDON D.J., et al. The use of tritium in tracing karst groundwater in Greece (Proc. of a Symp., Tokyo, March 1963)

TABLA I

Velocidad efectiva de circulación de las aguas en distintos tipos de acuíferos (2)

	Pendiente hidráulica	
	1	5/1000
Arcilla	$3 \cdot 10^{-5}$ a $10^{-4}$ m/día o sea 10 a 0,1 mm/año	0,05 a 0,0005 mm/año
Arcilla-limo-arena	1 m/día	5 m/día
Arena de dunas	20 - 48 m/día	0,10 a 0,22 m/día
Arena fina	0,25 - 75 m/día	0,00125 a 0,375 m/día
Arena gruesa	2,5 - 500 m/día	0,0125 - 2,50 m/día
gravilla-grava	2,5 - 2.500 m/día	0,0125 - 12,5 m/día
Aluviones	250 - 1250 m/día	1,5 - 6,25 m/día

Tabla II

Permeabilidad m/día	$10^4$	$10^3$	$10^2$	$10^1$	1	$10^{-1}$	$10^{-2}$	$10^{-3}$	$10^{-4}$	$10^{-5}$	$10^{-6}$
Permeabilidad cm/seg	$10^2$	$10^1$	1	$10^{-1}$	$10^{-2}$	$10^{-3}$	$10^{-4}$	$10^{-5}$	$10^{-6}$	$10^{-7}$	$10^{-8}$
Tipo de terreno	Grava limpia		Arena limpia mezcla Grava arena			Arena fina, arena arcillosa mezcla arena, limo y arcilla, arcilla estratiforme				Arcillas no meteorizadas	
Calificación	Buenos acuíferos					Acuíferos pobres				Impermeables	
Capacidad de drenaje	Drenan bien						Drenan mal		No drenan		
Uso en Presas	Partes permeables de la presa						Uso en pantallas impermeables				

Gráfico auxiliar utilizado para realizar estimaciones aproximadas de la permeabilidad en acuíferos. -

TABLA III

MATERIAL	Porosidad %	Rendimiento específico %	Permeabilidad cm/seg
A cilla	45	3	$0,5 \times 10^{-4}$
Arena	35	25	$400 \times 10^{-4}$
Grasa	25	22	$2.500 \times 10^{-4}$
Grasa y arena	20	16	$950 \times 10^{-4}$
Arenisca	15	8	$330 \times 10^{-4}$
Calizas densas y esquistos	5	2	$0,5 \times 10^{-4}$
Cuarcita y granito	1	0,5	$0,5 \times 10^{-4}$

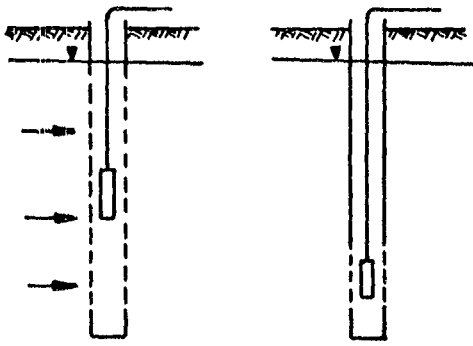


Fig. 1 - Disposición de la sonda en la perforación.

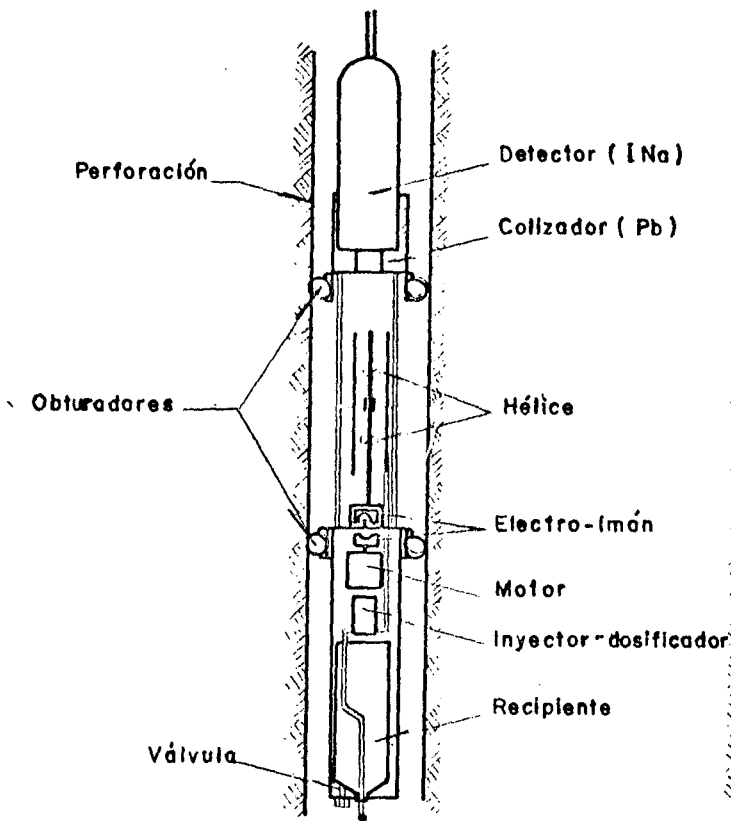


Fig. 2 - Sonda CEA para medir componente horizontal de velocidad de aguas subterráneas (9)

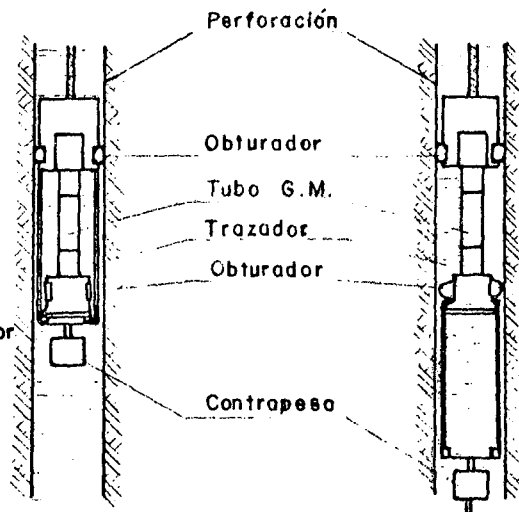


Fig. 3 - Sonda para medir componente horizontal de velocidad de aguas subterráneas.

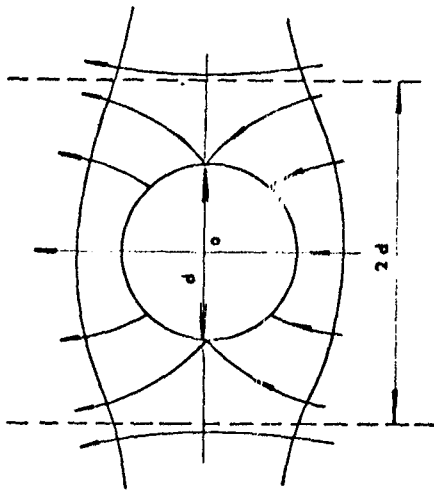


Fig. 4 - Distorsión producida por la perforación;  $d$ : es el diámetro de la perforación.

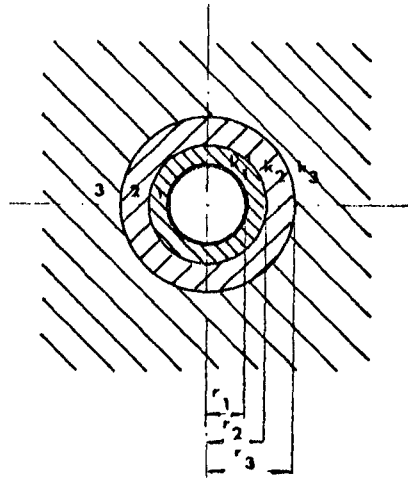


Fig. 5 - Radios y permeabilidad de filtro y empaquetadura. Ref. a fig. 6.

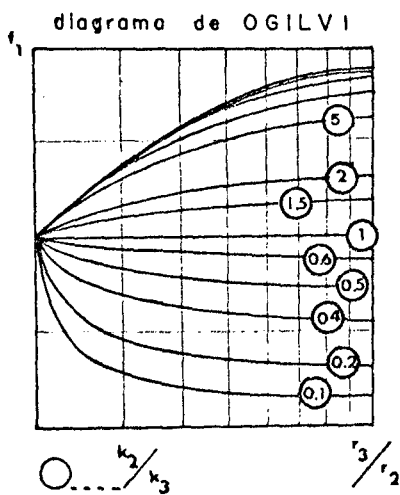


Fig. 6 - Factor de corrección por permeabilidad y radio de filtro y empaquetadura.

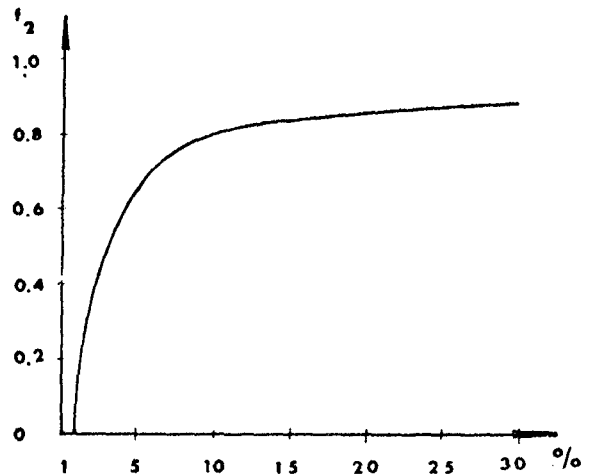


Fig. 7 - Factor de corrección debido al porcentaje de orificio de cañería.

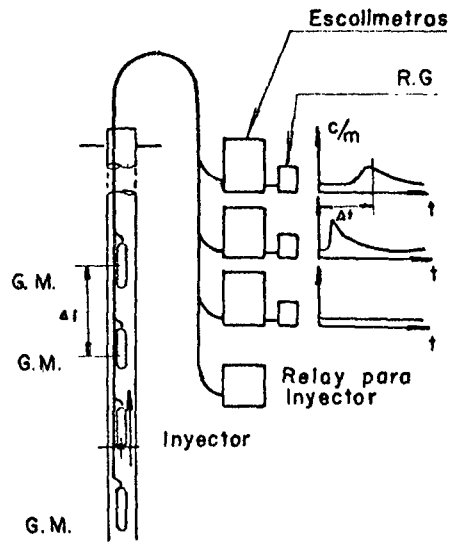


Fig. 8 - Esquema representativo de un equipo para medir la componente vertical de velocidad en una perforación.

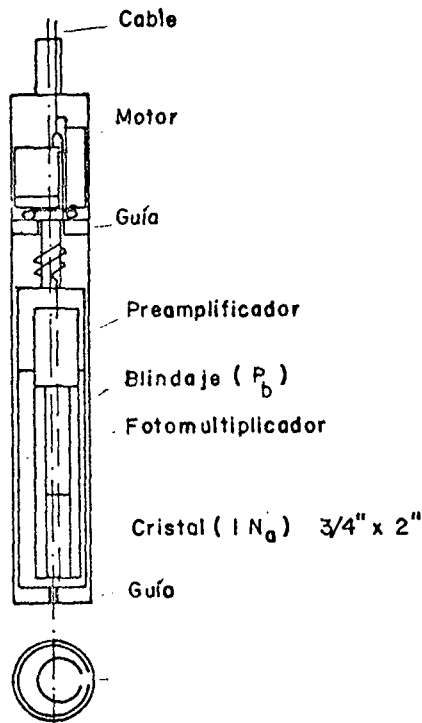


Fig. 9 - Esquema representativo de una sonda apta para medir la dirección del agua subterránea (6) (7).

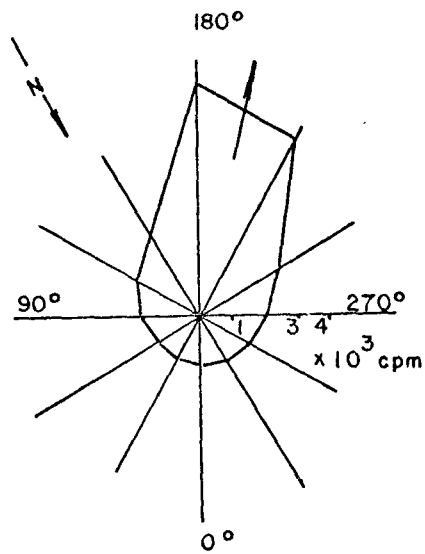
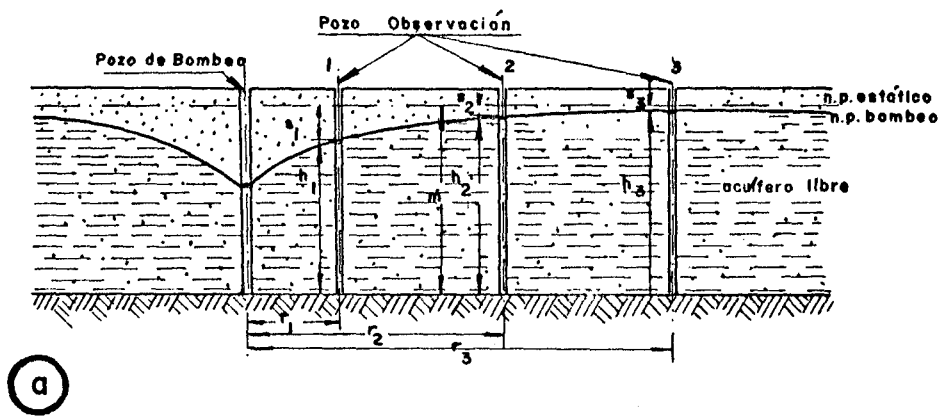
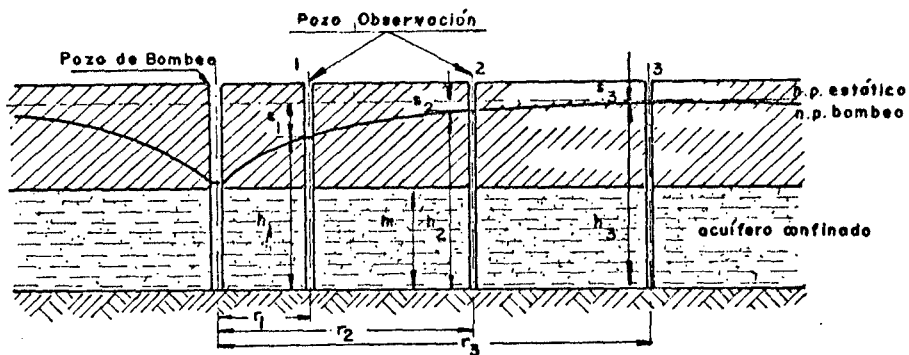


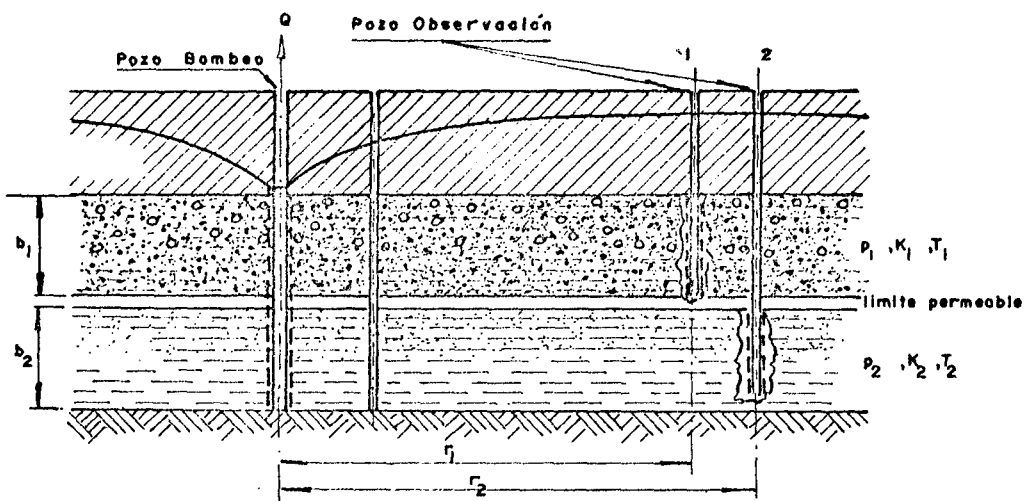
Fig. 10 - Registro obtenido con el equipo de la fig. 9 (6) (7).



(a)



(b)



(c)

Fig. 11 a) Acuífero libre; b) acuífero confinado; c) acuíferos con permeabilidades muy distintas



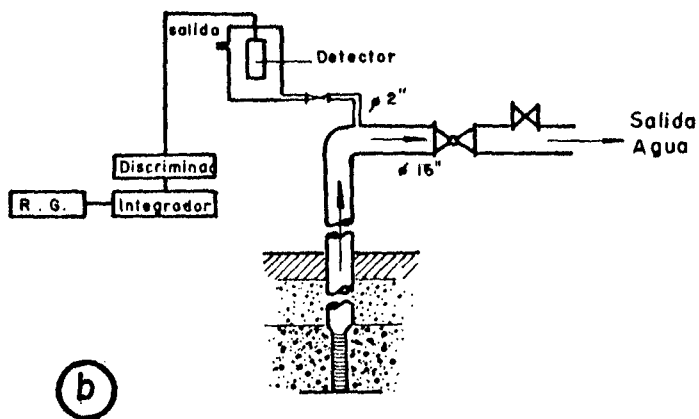
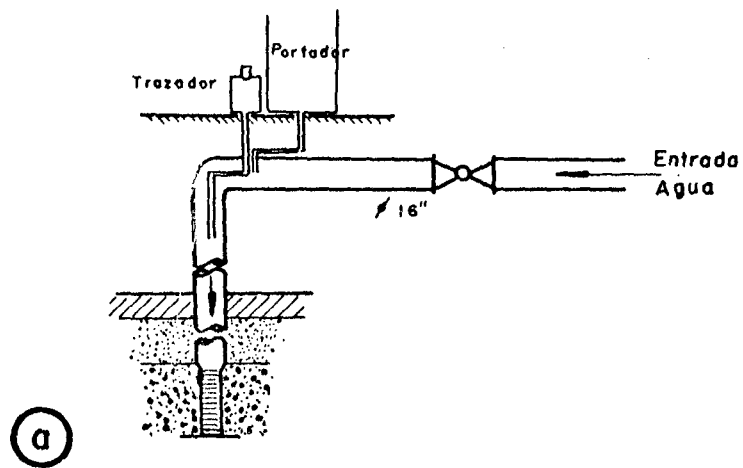
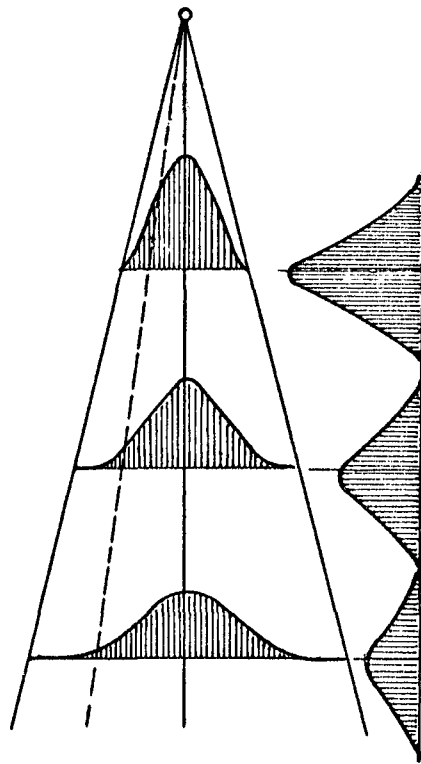
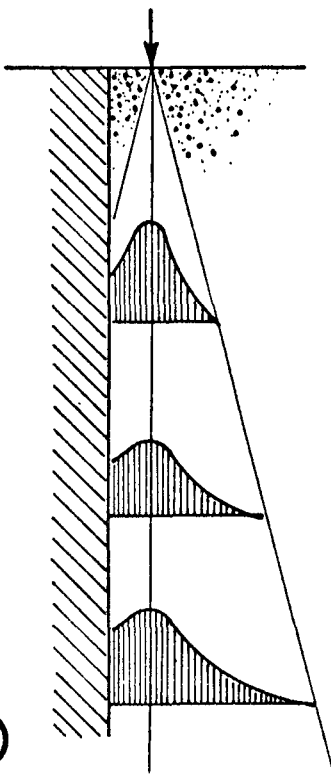


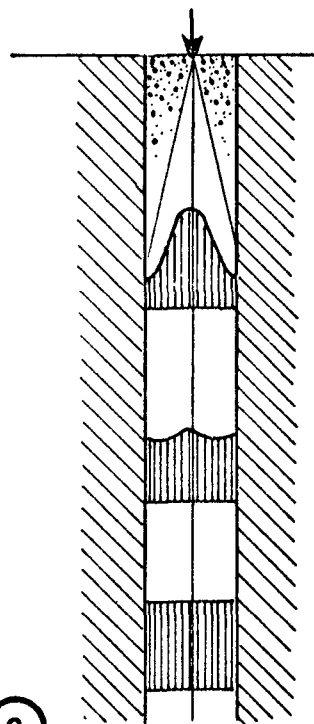
Fig. 13 a) Esquema perforación y dispositivo de inyección del trazador  
 b) Esquema de la perforación de bombeo con dispositivos de med de radiación e instrumental asociado. Ver bibliografía(6)



(a)

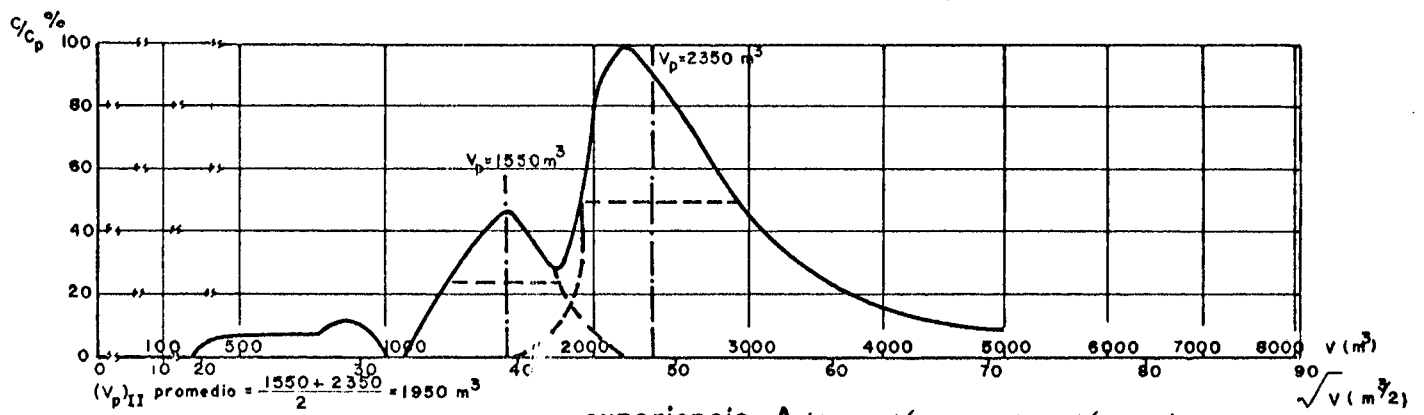


(b)

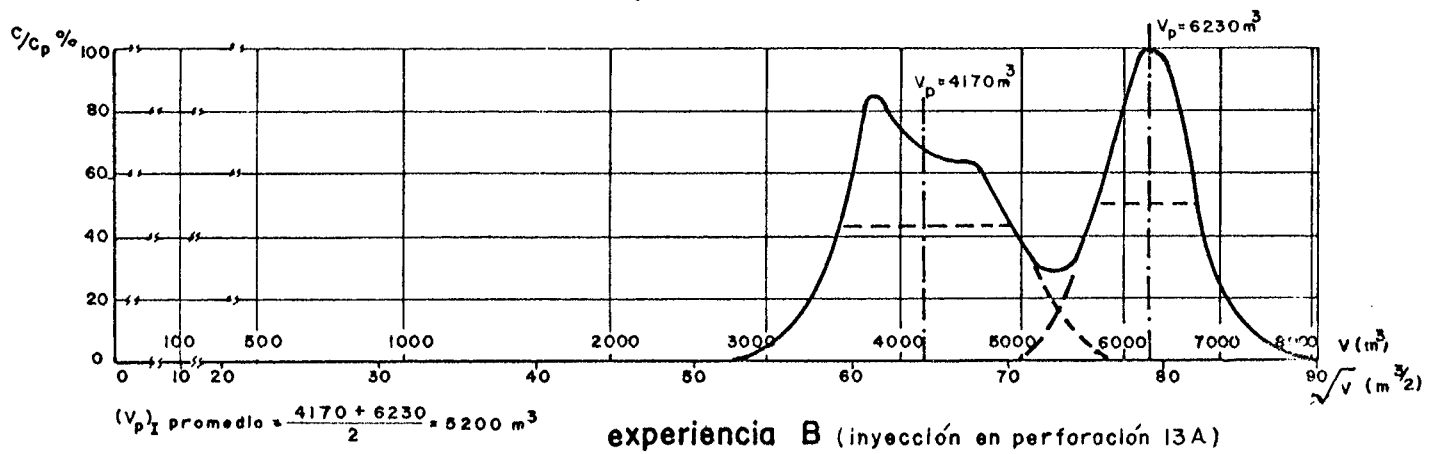


(c)

Fig.14 -Dispersión longitudinal del trazador en acuíferos con y sin pantallas laterales. Bibliografía (1) y (2)



experiencia A (inyección en perforación 13)



experiencia B (inyección en perforación 13A)

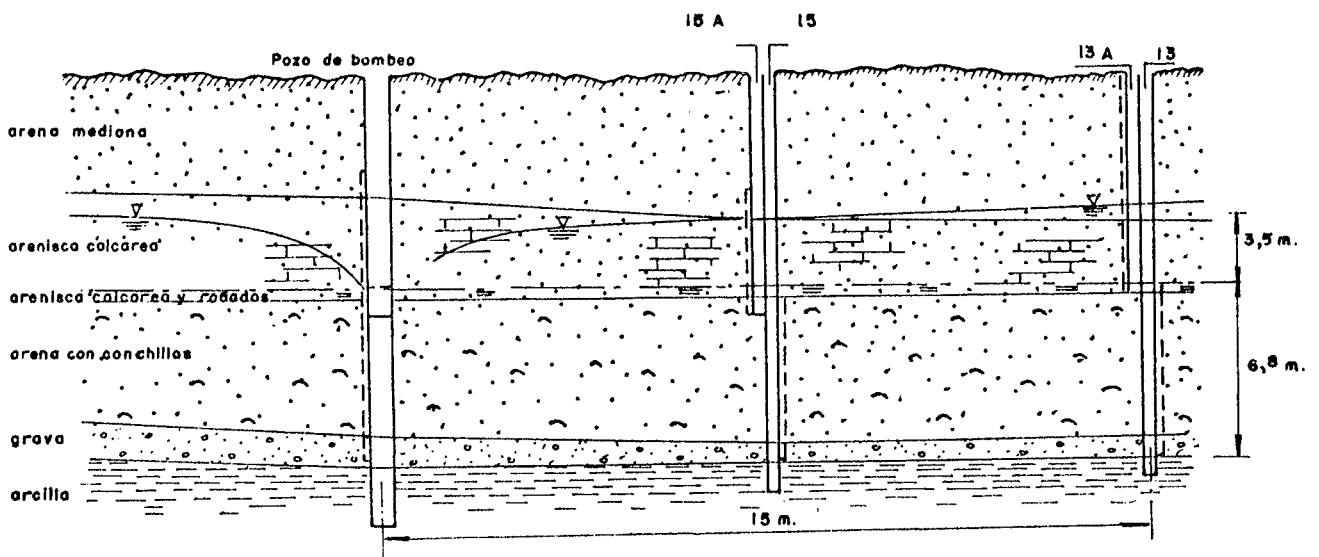


Fig. 15 Determinación de la transmisibilidad en acuíferos de distinta permeabilidad(13)



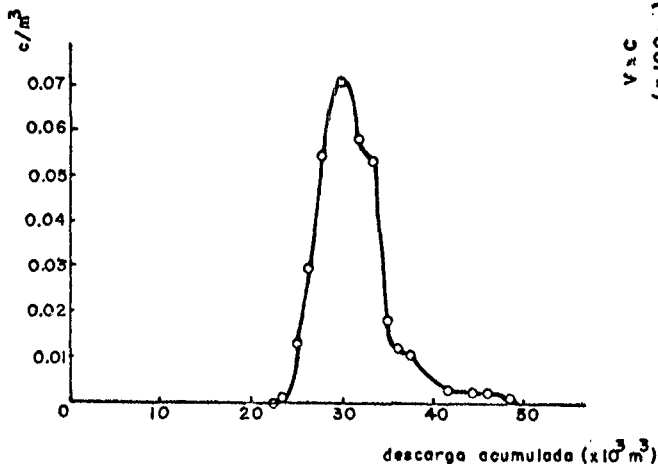


Fig. 17 -Concentración de tritio en las surgen- cias en función de la descarga acumulada (22)

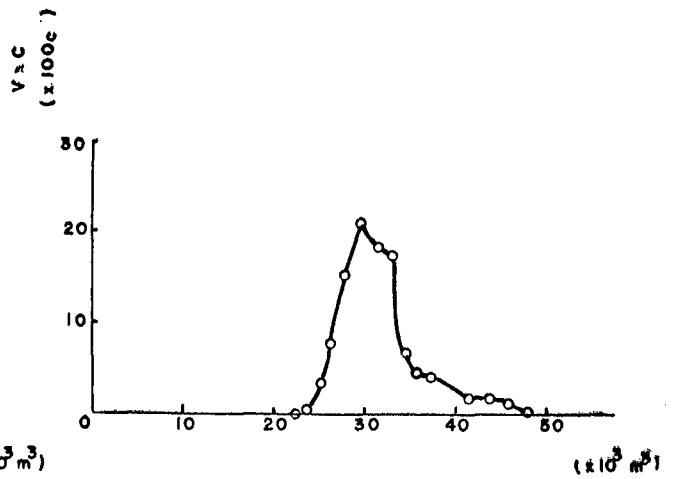


Fig. 18 -Descarga-concentración en fun- ción de la descarga (22)

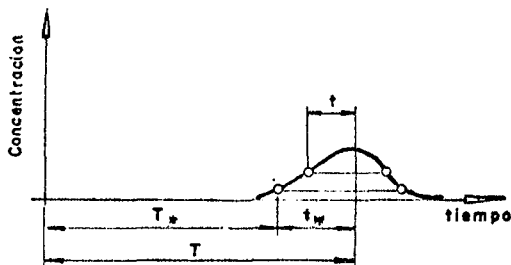


Fig. 19 -Relación dispersión long.-tiem- po de tránsito(21)

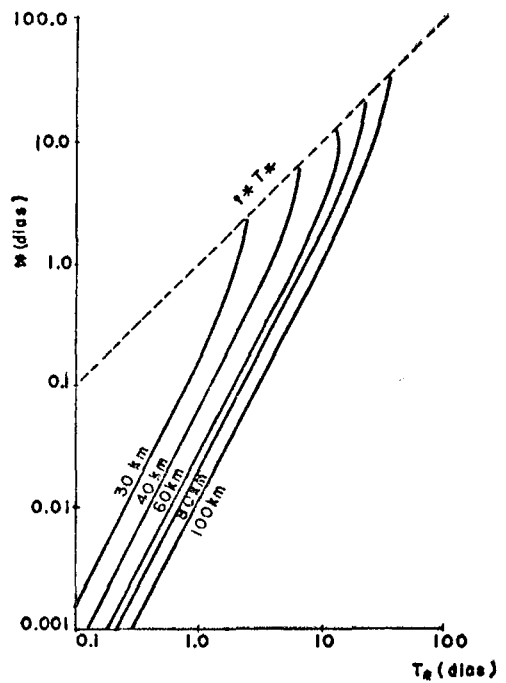


Fig. 20 -Relaciones de tiempo de transito para el ejemplo de la fig19 (21)

