



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

APLICACION DE TECNICAS ESPECIALES AL ESTUDIO HIDROLOGICO DE ZONAS DE BAJA PERMEABILIDAD

ISOTOPOS Y TRAZADORES

AÑO 1991



MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO

SUPER PROYECTO Nº 9005		AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOLOGIA AMBIENTAL	
PROYECTO AGREGADO Nº 320		ESTUDIO SOBRE CONTAMINACION DE ACUIFEROS	
TITULO PROYECTO: APLICACION DE TECNICAS ESPECIALES AL ESTUDIO HIDROLOGICO DE ZONAS DE BAJA PERMEABILIDAD.			
Nº PLANIFICACION	364/90 155/91	Nº DIRECCION	40/90
COMIENZO	29-10-90	FINALIZACION	29-5-91

INFORME (Título) : APLICACION DE TECNICAS ESPECIALES AL ESTUDIO HIDROLOGICO DE ZONAS DE BAJA PERMEABILIDAD.	
CUENCA (S) HIDROGRAFICA (S)	AMBITO NACIONAL
COMUNIDAD (S) AUTONOMAS	AMBITO NACIONAL
PROVINCIAS	AMBITO NACIONAL

**APLICACION DE TECNICAS ESPECIALES
AL ESTUDIO HIDROLOGICO DE
ZONAS DE BAJA PERMEABILIDAD**

ISOTOPOS Y TRAZADORES

AÑO 1991

El presente estudio ha sido realizado por el equipo técnico de TECNOLOGIA Y RECURSOS DE LA TIERRA, S.A.L. (T.R.T.) con la supervisión de D. José María Pernía Llera, Director del Proyecto.

En su ejecución han participado los siguientes técnicos:

Por el ITGE:

- D. José María Pernía Llera.
Ingeniero de Minas.
- D. Juan Antonio López Geta.
Ingeniero de Minas.
- D. Juan Grima Olmedo.
Ingeniero de Minas.

Por T.R.T.:

- D. José Sánchez Guzmán.
Ingeniero de Minas.
- D. Fernando Pendás Fernández.
Dr. Ingeniero de Minas.
- Rafael Martínez Alvarez-Amandi.
Ingeniero de Minas.

Este volumen corresponde específicamente a ISOTOPOS Y TRAZADORES. El Proyecto en su totalidad desarrolla además los siguientes temas:

- Técnicas geofísicas.
- Medidas de permeabilidad y parámetros geoquímicos.
- Instalaciones permanentes de control y seguimiento.
- Diseño de sondeos.

I N D I C E

	<u>Pág.</u>
1.- PRESENTACION.....	1
1.1.- Introducción.....	2
1.2.- Generalidades.....	3
2.- INTRODUCCION.....	8
2.1.- Introducción.....	9
2.2.- Principios del método de trazados del trazador ideal.....	11
3.- GENERALIDADES SOBRE TRAZADORES ISOTOPICOS.....	15
3.1.- Fundamentos del método, La desintegración radiactiva y el fraccionamiento isotópico....	16
3.2.- Definiciones y conceptos básicos en el uso de trazadores isotópicos.....	33
3.3.- El uso de modelos con trazadores y su significado hidrogeológico.....	45
3.4.- Algunos problemas específicos.....	61
4.- TRAZADORES ISOTOPICOS AMBIENTALES RADIACTIVOS.....	78
4.1.- Fundamentos de la utilización del tritio.....	79
4.2.- Método del Carbono-14.....	95
4.3.- Método del Cloro-36.....	115
5.- TRAZADORES ISOTOPICOS AMBIENTALES ESTABLES.....	142
5.1.- Azufre-34.....	143
5.2.- Nitrógeno-15.....	155
5.3.- Los isótopos estables del oxígeno y del hidrógeno en Hidrogeología.....	163
5.4.- Los isótopos estables del carbono.....	175

	<u>Pág.</u>
6.- TRAZADORES ISOTOPICOS GASEOSOS.....	181
6.1.- El método ^3H - ^3He	182
6.2.- Método del ^{85}Kr	184
7.- TRAZADORES RADIATIVOS ARTIFICIALES.....	188
8.- MUESTREO Y ANALISIS DE TRAZADORES ISOTOPICOS.....	193
8.1.- Toma de muestras.....	194
8.2.- Análisis.....	197
9.- EL CASO STRIPA: EMPLEO MASIVO DE ISOTOPOS EN LA CARACTERIZACION DEL SISTEMA.....	199
9.1.- El proyecto Stripa. Historia.....	200
9.2.- Condiciones hidrogeológicas.....	200
9.3.- Hidrogeología isotópica.....	205
9.4.- Comportamiento específico de los trazadores..	205
10.- COLORANTES.....	216
10.1.- Generalidades.....	217
10.2.- Metodología de empleo en el terreno.....	222
10.3.- Detección y análisis.....	223
10.4.- Algunos problemas específicos.....	224
10.5.- Colorantes verdes.....	232
10.6.- Colorantes naranjas.....	235
10.7.- Colorantes azules.....	239
10.8.- Aplicaciones.....	240
11.- ESPECIES IONICAS.....	243
11.1.- Iones.....	244
11.2.- Algunos compuestos no ionizados o escasamente ionizados.....	255

	<u>Pág.</u>
12.- TRAZADORES GASEOSOS.....	259
12.1.- Generalidades.....	260
12.2.- Gases radiactivos inertes.....	260
12.3.- Gases inertes naturales.....	261
12.4.- Fluorocarbonos.....	263
13.- EMPLEO DE MICROORGANISMOS COMO TRAZADORES.....	268
13.1.- Bacterias.....	269
13.2.- Virus.....	273
13.3.- Esporas.....	276
13.4.- Levaduras.....	284
14.- APROVECHAMIENTO DE PERTURBACIONES EN EL ACUIFERO COMO TRAZADOR.....	287
14.1.- Temperatura.....	288
14.2.- Impulsos naturales.....	293
14.3.- Impulsos generados artificialmente.....	296
15.- OTROS TRAZADORES.....	298
15.1.- Partículas sólidas.....	299
15.2.- Explosivos.....	300
15.3.- Ruidos.....	300
16.- EL PROBLEMA DE LA DISPERSIVIDAD. EL COEFICIENTE DE DISPERSIVIDAD Y LOS ENSAYOS CON TRAZADORES.....	301
17.- ENSAYOS CON TRAZADORES.....	308
17.1.- Planificación.....	309
17.2.- Tipos de ensayos.....	312

	<u>Pág.</u>
18.- ALGUNOS ASPECTOS DE LOS ENSAYOS CON TRAZADORES EN SONDEOS.....	341
18.1.- Inyección y toma de muestras.....	342
18.2.- Interpretación de resultados.....	346
19.- APLICACIONES DE ALGUNOS TRAZADORES PARTICULARES...	353
19.1.- Logs con trazadores radiactivos.....	354
19.2.- Trazado mediante temperatura en sondeos....	356
19.3.- Análisis de impulsos en sondeos.....	361

1.- PRESENTACION

1.1.- INTRODUCCION

El estudio de formaciones de baja permeabilidad se ha convertido en los últimos años en un tema de interés creciente para los hidrogeólogos de todo el mundo. Dicho interés está basado en la posibilidad de situar en estas formaciones depósitos de una gran variedad de residuos.

Una de las características que presenta la sociedad industrial desarrollada, es la de generar grandes cantidades de residuos de muy distintas naturalezas.

Las primeras soluciones para eliminar estos residuos se orientaron a criterios de diluir y dispersar. Sin embargo la peligrosidad de algunos residuos y la excesiva concentración ha dejado desfasado dicho criterio.

Una de las soluciones más aceptada hoy día es la de concentrar y aislar. En este criterio incide la teoría o concepto de la multibarrera.

Debido a la peligrosidad de algunos residuos es necesario almacenarlos de modo que tanto los residuos como su lixiviado no se ponga en contacto con la biosfera.

Centrándose en los lixiviados, la conexión más fácil con la biosfera puede producirse a través de las aguas subterráneas.

Para evitar esta vía de conexión, existen varias alternativas. La más importante consiste en localizar los residuos en formaciones impermeables, de forma que los lixiviados

producido, y los infiltrados están, durante un tiempo, el mayor posible, en contacto con la formación poco permeable, con el fin de incrementar los fenómenos de absorción, intercambio iónico, etc., antes de que estas aguas alcancen, de nuevo, las zonas de la biosfera con interés hidrogeológico.

Se tiene, por tanto, que estas formaciones poco permeables se comportan como auténticas barreras geológicas, la última barrera del sistema multibarrera mencionado, interpuestas entre los residuos y la biosfera. Para clasificarlas se necesita conocer con detalle su comportamiento hidrogeológico y, por tanto, las técnicas especiales aplicables al estudio de las mismas, lo que es, precisamente, el objetivo del proyecto.

La finalidad del proyecto, en el que se incluye el presente informe, es valorar el estado actual de desarrollo de las metodologías de estudio de las formaciones de baja permeabilidad, comprendiendo en su ámbito los diferentes métodos, técnicas e instrumentación utilizados para la evaluación de parámetros hidráulicos.

Una de las técnicas aplicadas a este tipo de estudio es la de isótopos y trazadores. En el presente informe se hace una revisión de la utilización de estas técnicas en hidrogeología con especial referencia al estudio de formaciones de baja permeabilidad.

1.2.- GENERALIDADES

Una imagen bastante extendida del uso de técnicas isotópicas en hidrogeología las asemeja más a las "artes mágicas" de los alquimistas que a las herramientas científicas de los geoquímicos modernos.

Si se pregunta a los especialistas en isótopos y trazadores dirán que se trata de herramientas básicas e indispensables en la moderna hidrogeología. Sin embargo no acaba de generalizarse su uso, y sobre todo no se aplican de forma metódica para la resolución de problemas hidrogeológicos. A pesar de conocerse perfectamente desde hace más de 25 años. Ello puede ser debido a una falta de difusión de estas técnicas entre los hidrogeólogos, de manera que persiste la imagen "mágica" aún hoy día.

Dos son las propiedades básicas por las que se pueden utilizar los isótopos en hidrogeología. Por una parte, algunos isótopos tienen las características de que su concentración decrece con el tiempo debido a su desintegración radiactiva, con lo cual se pueden hacer estimaciones del tiempo de residencia de las aguas subterráneas. Por otra parte la mayoría de estos isótopos no reaccionan químicamente con el ambiente en el que se mueven, por lo que pueden ser empleados como buenos trazadores del agua.

En términos generales, y siguiendo el esquema estudiado en el presente informe los trazadores en hidrogeología se pueden agrupar de la siguiente manera:

<u>TRAZADORES</u>	<u>ISOTOPICOS</u>	<u>NATURALES</u>	<u>ESTABLES</u>	Deuterio, Oxígeno-18, Carbono-13, Azufre-34, Nitrógeno-15 y otros.
			<u>RADIATIVOS</u>	Tritio, Carbono-14, Cloro-36, Argón-40 y otros
	<u>NO ISOTOPICOS</u>	<u>ARTIFICIALES</u>	<u>RADIATIVOS</u>	Cromo-51, Cobalto-60, Bromo-82, Iodo-131 y otros
		COLORANTES IONES GASES MICROORGANISMOS PERTURBACIONES OTROS TRAZADORES		

De todos estos trazadores, cuyo estudio detallado se presenta en capítulos posteriores, los más utilizados en la caracterización de rocas de baja permeabilidad son los trazadores isotópicos naturales o ambientales, tanto estable como radiactivos.

Entre los isótopos ambientales estables se utilizan especialmente el deuterio (^2H) y oxígeno-18 para la definición de la procedencia de las aguas contenidas en la roca, áreas de recarga, zonas de circulación y destino final. La relación entre ambos $\text{D}/^{18}\text{O}$ se utiliza, pues es un reflejo de los fenómenos o procesos físico-químicos que han afectado a la molécula de agua en su circulación.

La composición isotópica del azufre en especies sulfatadas, viene caracterizada por la relación $\text{S-34}/\text{S-32}$ y ésta a su vez viene fijada por los procesos químicos o bioquímicos que se produzcan en el medio. Entre estos procesos se pueden citar las reacciones de oxidación-reducción y las de reducción bacteriana de los sulfatos como las más importantes. Estas reacciones implican un fraccionamiento isotópico que queda reflejado en la relación antes mencionada.

La composición isotópica del azufre de los sulfatos es asimismo un indicador del origen de dichos sulfatos que en general puede ser o bien endógeno (magmática) o de evaporitas.

También es muy empleado el estudio del contenido en oxígeno-18 de los sulfatos como indicador de procesos sufridos por los mismos en el sistema de aguas subterráneas.

Otros isótopos estables como pueden ser el nitrógeno-15 son menos empleados.

En cuanto a los isótopos ambientales radiactivos, los más usados son aquellos que permiten evaluar o estimar el tiempo de residencia de las aguas muestreadas en el subsuelo, lo que dará una indicación de las características hidrogeológicas del medio por el que han circulado.

El más usado tradicionalmente en hidrogeología es el tritio (^3H). Sin embargo en medios de baja permeabilidad la eficacia de este isótopo es menor. No obstante puede ser un indicador muy claro de la rápida infiltración de las aguas hasta profundidades medias como ha ocurrido en la investigación de los granitos de Stripa.

De mayor aplicabilidad es el carbono-14, que permite datar aguas infiltradas hasta períodos del orden de 30.000 años. No obstante a veces se presentan problemas de muestreo y medida por la baja concentración, debido sobre todo a posibles precipitaciones y redisoluciones de calcita en las fracturas.

Cada día es más empleado para datar aguas, en medios de muy baja permeabilidad el isótopo cloro-36 con el que se pueden datar períodos de residencia de hasta 300.000 años. Ello es debido, entre otras razones, a la elevada solubilidad de los cloruros y a la sencillez de los procesos o reacciones que lo afectan.

Finalmente, otros isótopos o relaciones isotópicas pueden utilizarse en casos concretos debido a características geoambientales e hidrológicas muy particulares, por ejemplo, relaciones estroncio-87/estroncio-86, carbono 13, radon-222, etc.

Entre los trazadores no isotópicos, pocos son los que pueden aplicarse a los medios de muy baja permeabilidad ya que su desarrollo se ha centrado especialmente en medios fracturados y karstificados. No obstante, iones, gases y algunas perturbaciones

como temperatura o variaciones de presión pueden a veces tener aplicación.

Cada día se utilizan menos los isótopos radiactivos artificiales debido a restricciones regulativas de las autoridades medioambientales. Su principal campo de aplicación son los ensayos puntuales en sondeos.

La técnica de utilización de trazadores en sondeos se analiza en el presente informe a partir del capítulo 16, y mediante dicha técnica se puede llegar a estimar características hidrogeológicas que definen al medio como dispersividad, conductividad hidráulica, etc. Los tipos de ensayo, su planificación, aspectos concretos relacionados con el muestreo e interpretación de resultados así como algunos casos particulares se estudian en dicha parte final del informe.

2.- INTRODUCCION

2.1.- INTRODUCCION

En Hidrogeología, se define un *trazador* como una materia o energía transportada por el agua subterránea que proporciona información sobre la dirección de su movimiento, su velocidad, así como de las contaminantes que puede llevar.

Si se recoge suficiente información, el estudio con trazadores puede ayudar en la determinación de la conductividad hidráulica, porosidad, dispersividad, coeficientes de distribución químicos y otros parámetros hidrogeológicos.

Un trazador puede ser natural, como el calor; introducido accidentalmente, como el fuel procedente del escape de un tanque; o introducido intencionadamente.

Un trazador debe tener las siguientes propiedades:

- Su comportamiento físico y químico debe ser conocido y comprendido en el agua-conjunto y en el agua-acuífero.
- Debe circular a la misma velocidad que el agua.
- No debe ser tóxico.
- Ser barato y, para las mayorías de los problemas prácticos, fácilmente detectable con medios analíticos normales.
- No debe modificar ni la densidad ni la conductividad hidráulica.

Naturalmente el trazador que cumple todos estos requisitos no existe.

En este informe se recoge un importante número de trazadores, técnicas de trazado y métodos de interpretación. Se incluyen numerosos ejemplos y referencias donde el lector podrá encontrar la completa transcripción de trabajos realizados. Acuíferos consolidados, no consolidados y fracturados se abordan con diferentes metodologías y técnicas.

En estos últimos años ha ocurrido un cambio fundamental en la hidrogeología: el número de hidrogeólogos trabajando en temas de contaminación ha desbordado ampliamente al de quienes trabajan la evaluación y explotación de acuíferos. Problemas como el almacenamiento de residuos o contaminación industrial grave, requieren un conocimiento de las características del acuífero bastante más profundo que los meros coeficientes de almacenamiento y conductividad hidráulica promediados verticalmente. Conceptos como el de dispersividad, se han mostrado totalmente insuficientes. En la nueva hidrogeología han de jugar un papel fundamental las técnicas con trazadores, que en los últimos años se han refinado hasta límites difíciles de imaginar en el pasado. Los isótopos ambientales han sustituido a los radiactivos irrumpiendo con gran fuerza en múltiples aplicaciones. Contrariamente, los radiactivos que habían despertado gran expectación en los años 50-60 han visto limitado su uso por su precio, restricciones medioambientales y dificultad de manipulación. Su facilidad de detección tiene como contraindicación los riesgos, reales o psicológicos, así como la imposibilidad de almacenar trazadores de vida corta y de usarlos regularmente.

Los fluorómetros continuos permiten una gran versatilidad en la utilización de trazadores colorantes.

La principal barrera para su desarrollo generalizado es la preocupación, fundada o no, de una posible incidencia en la salud. El hecho de que se requiera permiso de las autoridades locales o de la salud crea problemas de utilización al existir una gran diversidad de regulaciones locales y estatales. Otras veces se requieren laboratorios especializados para el análisis, lo que supone una dificultad añadida.

2.2.- PRINCIPIOS DEL METODO DE TRAZADORES DEL TRAZADOR IDEAL

Gardner y Ely (1967) dieron la siguiente definición: "El método de los trazadores es una técnica para obtener información sobre un sistema hidrogeológico o parte del mismo, observando el comportamiento de una sustancia específica (trazador), que se ha añadido al sistema. En el caso de trazadores ambientales, se han añadido (inyectado) al sistema por procesos naturales, aunque su producción puede ser natural o resultar de la acción global del hombre".

De entre todos los trazadores posibles destacan los isótopos que existen naturalmente en el agua. Desde los años 50 vienen siendo utilizados en estudios hidrogeológicos por aproximarse a la definición del trazador ideal. Dos propiedades se aprovechan en estos isótopos: el hecho de su desintegración radiactiva y su falta de reacción química con los materiales por donde circula el agua.

Primero se utilizaron el tritio (^3H) y el ^{14}C , que son radiactivos y el ^{18}O y deuterio (^2H), que no son radiactivos y se denominan isótopos estables. Después se añadieron otros como carbono-13, nitrógeno-15, azufre-34, cloro-36, etc. Son muchas las situaciones en que los isótopos proporcionan una información que no se podría obtener de otra forma, por lo que su uso se ha

ido incrementando gradualmente. Otras sustancias como los halocarbonos, se han añadido recientemente e irrumpido con gran fuerza en el amplio espectro de los trazadores.

Un trazador ideal para el agua subterránea reúne las siguientes condiciones: es no tóxico; barato; se mueve en el agua y fácil de detectar, incluso en trazas; no altera la dirección del flujo del agua; es químicamente estable durante un tiempo determinado, no está presente en grandes cantidades en el agua estudiada y no es filtrado ni adsorbido por el medio sólido en que se mueve el agua. Casi con certeza el trazador ideal no existe, pero ha habido muchos intentos de definir el trazador ideal. Este concepto es útil en la selección de trazadores artificiales, en la búsqueda de trazadores ambientales y principalmente, en el desarrollo de modelos matemáticos. La definición más común establece que un trazador ideal debe comportarse exactamente como el material trazado y debe tener una propiedad que lo distinga de él, de forma que pueda ser fácilmente detectado (Gardner y Ely, 1967). Esta definición no es completamente satisfactoria puesto que en algunos casos conduce a malentendidos.

Por ejemplo, imaginemos agua tritiada ($^3\text{H}_2\text{O}$) como trazador en un sistema de agua dinámico donde interesa el transporte de agua. Es bien conocido que en sistemas con agua de imbibición en la matriz sólida (p.e. suelos orgánicos o minerales arcillosos), el movimiento de este trazador está retardado con respecto al movimiento del flujo del agua. Este retraso está causado por el intercambio de moléculas trazadas con el agua de imbibición. El trazador se comporta exactamente igual que el material trazado porque las partículas de agua también se intercambian. Sin embargo, cada partícula del trazador que desaparece temporalmente del flujo de agua es reemplazada por otra partícula no trazada, mientras que el flujo de agua permanece sin cambiar.

Otros dos ejemplos ilustrativos sobre el comportamiento del trazador ideal son los dados por Kaufman (1956) y Malowszeski (1980). Ambos se refieren al movimiento de iones de calcio trazados con calcio radiactivo ($^{45}\text{Ca}^{2+}$). En ambos casos, a pesar del cambio iónico con la fase sólida, el frente de la concentración incrementada de Ca^{2+} se movió aproximadamente a la misma velocidad que el agua en la columna de experimentación. Esto ocurrió porque los cationes Ca^{2+} se intercambiaron con los cationes de la matriz sólida. Así cada catión Ca^{2+} que desaparecía del flujo, era reemplazado al mismo tiempo por otro catión Ca^{2+} entrando en el soluto. En este caso, cualquier observador midiendo el movimiento de cationes Ca^{2+} en el flujo del agua no es capaz de reconocer si el proceso de intercambio tiene lugar o no. Sin embargo el movimiento de cationes $^{45}\text{Ca}^{2+}$ fué considerablemente retardado a causa del intercambio con partículas inactivas en la matriz. Por tanto los cationes de Ca^{2+} activo eran adecuados para trazar el comportamiento del calcio, pero no para determinar la masa transportada por el material trazado.

De una manera similar, en sistemas con agua de imbibición, muchas otras sustancias que no se comportan exactamente como el material trazado (moléculas de agua), representarán el flujo de agua (la velocidad del flujo volumétrico a través del sistema) mucho mejor que el agua tritiada. Por otra parte, el agua tritiada, que es ideal para sistemas acuíferos sin agua de imbibición, o el ^{85}Kr , que es como un elemento químico inerte, puede ser ideal para acuíferos confinados, pero en aguas superficiales tendrá la tendencia a estar en equilibrio con la concentración de la atmósfera.

En este punto se puede percibir que algunas dificultades pueden venir del hecho que los hidrogeólogos estén normalmente interesados en la velocidad del flujo del agua o en otros parámetros con ella relacionados. Sin embargo, trazadores

existen en forma atómica (^{85}Kr), o en forma iónica (Cl^- , $\text{H}^{14}\text{CO}_3^-$), en forma molecular (agua tritiada o $^{14}\text{CO}_2$), y en forma de grano (granos de arena trazados artificialmente con un radioisótopo o colorantes en los estudios de movimiento de sedimentos), no están en la forma requerida para trazar el flujo.

Cuando se resumen las propiedades de un trazador, nos llevan a la siguiente definición: Un trazador ideal es una sustancia fácilmente detectable que pondrá de manifiesto correctamente las variaciones de velocidad del líquido trazado, sin que de ninguna manera modifique las características de transmisión del sistema. Nir y Lewis (1975), tratando de encontrar una definición general y comprensiva, definen el trazador ideal como una sustancia que tiene la misma función de respuesta (distribución del tiempo de tránsito) que el material trazado.

En orden a obtener una definición lo más general posible se modifica ligeramente la anterior: Un trazador ideal es una sustancia que se comporta en el sistema exactamente como el material trazado, en cuanto afecta a los parámetros considerados, y que mantiene una propiedad que lo distingue de él. Esta definición implica que para el material trazado no habría ni fuentes ni sumideros en el sistema, que afectan a los parámetros considerados. En la práctica podemos considerar un buen trazador incluso una sustancia que tiene otras fuentes y sumideros, si pueden ser tenidos en cuenta adecuadamente, como en el caso de la utilización de ^{36}Cl .

3.- GENERALIDADES SOBRE TRAZADORES ISOTOPICOS

3.1.- FUNDAMENTOS DEL METODO. LA DESINTEGRACION RADIOACTIVA Y EL FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO.

DE LA DESINTEGRACION DE UN NUCLEIDO PADRE RADIOACTIVO A UN NUCLEIDO HIJO ESTABLE.

Según la teoría de Rutheford y Soddy, el grado de desintegración de un nucleido padre inestable es proporcional al número de átomos (N) existentes en un tiempo t. En términos matemáticos esto se expresa por

$$- dN/dt \propto N \quad (3.1.1.)$$

en donde dN/dt es la variación del número de átomos, de carácter decreciente como indica el signo negativo. La proporcionalidad expresada anteriormente se transforma en una igualdad introduciendo la constante de proporcionalidad λ , denominada constante de desintegración. El valor numérico de λ es característico de cada radionucleido y se expresa en unidades inversas de tiempo (T^{-1}). La constante de desintegración representa la probabilidad de que se produzca la desintegración de un átomo en un determinado tiempo unidad. El grado de desintegración viene dado por la ecuación:

$$- dN/dt = \lambda N \quad (3.1.2.)$$

que puede integrarse en la forma:

$$- \int dN/N = \lambda \int dt \quad (3.1.3.)$$

cuya solución es:

$$- \ln N = \lambda t + C \quad (3.1.4.)$$

donde C es la constante de integración, que puede evaluarse a partir de las condiciones iniciales $N = N_0$ para $t = 0$:

$$C = -\ln N_0 \quad (3.1.5.)$$

Sustituyendo en la ecuación 3.1.4., se obtiene:

$$-\ln N = \lambda t - \ln N_0 \rightarrow N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (3.1.6.)$$

La ecuación 3.1.6. da el número de átomos padres radiactivos (N) existentes transcurrido un tiempo t desde el comienzo de la desintegración de un número inicial de átomos N_0 presentes cuando $t=0$. Es la ecuación básica que describe todos los procesos de desintegración radiactiva.

Suponiendo que la desintegración de un radionucleido padre genera un sólo nucleido hijo estable y que no existen hijos cuando $t=0$, el número de átomos hijos en un tiempo t viene dado por:

$$D^* = N_0 - N \quad (3.1.7.)$$

siempre que no hayan entradas ni salidas de nucleidos hijos del sistema. Utilizando la ecuación 3.16 se obtiene:

$$D^* = N_0 (1 - e^{-\lambda t}) \quad (3.1.8.)$$

que aporta el número de átomos hijos estables radiogénicos formados por desintegración de un padre radiactivo tras un tiempo t , cuando el número inicial de radionucleidos era N_0 y se cumplen las condiciones de aislamiento del sistema indicadas anteriormente.

Se define el periodo de semidesintegración ($T_{\frac{1}{2}}$) de un átomo radiactivo, como el tiempo necesario para que el número de átomos presentes de esa especie en cualquier momento, se reduzca a la mitad mediante desintegración. Por tanto, cuando $t = T_{\frac{1}{2}}$, $N = \frac{1}{2}N_0$. Según la ecuación 3.1.6,

$$\frac{1}{2}N_0 = N_0 e^{-\lambda T_{\frac{1}{2}}} \rightarrow T_{\frac{1}{2}} = \ln 2 / \lambda \quad (3.1.9.)$$

resultado que establece la relación entre la constante de desintegración y el periodo de semidesintegración.

Otro parámetro utilizado para describir la desintegración de especies radiactivas es la vida media (τ), que se define como la esperanza media de vida de un átomo radiactivo. Viene dada por

$$\tau = - \frac{1}{N_0} \int_{t=0}^{t=\infty} t \, dN \quad (3.1.10.)$$

Según 3.1.2., $-dN = \lambda N dt$. Sustituyendo y operando:

$$\begin{aligned} \tau &= - \frac{1}{N_0} \int_{t=0}^{t=\infty} \lambda N t \, dt & \left| \begin{array}{l} \rightarrow \tau = \lambda \int_0^{\infty} t e^{-\lambda t} \, dt = - \left[\frac{\lambda t + 1}{\lambda} e^{-\lambda t} \right]_0^{\infty} \rightarrow \\ N = N_0 e^{-\lambda t} \end{array} \right. \\ & & \rightarrow \tau = 1/\lambda \end{aligned} \quad (3.1.11.)$$

por lo que la vida media es igual al valor inverso de la constante de desintegración.

La fig. 3.1. ilustra la desintegración de un radionucleido hipotético (N) en un nucleido hijo estable (D^*). Inicialmente ($t=0$) existen 120 átomos de radionucleido ($N_0 = 120$) y ninguno de nucleido hijo ($D_0 = 0$). Transcurrido el primer periodo de semidesintegración, sólo permanecen 60 átomos de radionucleido; tras el segundo 30, y así sucesivamente en promedio. Si la desintegración ha ocurrido durante n periodos de semidesintegración, el número inicial de radionucleidos se habrá reducido en un factor de 2^{-n} . Mientras tanto, el número de átomos hijos radiogénicos aumenta de forma inversa hasta que D^* se aproxima asintóticamente a N_0 cuando $t \rightarrow \infty$. En la práctica, suele considerarse que esto ocurre cuando $t = 10 T_{1/2}$, es decir, tras 10 periodos de semidesintegración. El grado de desintegración no es constante en el tiempo, sino que decrece exponencialmente como se desprende de la discusión anterior.

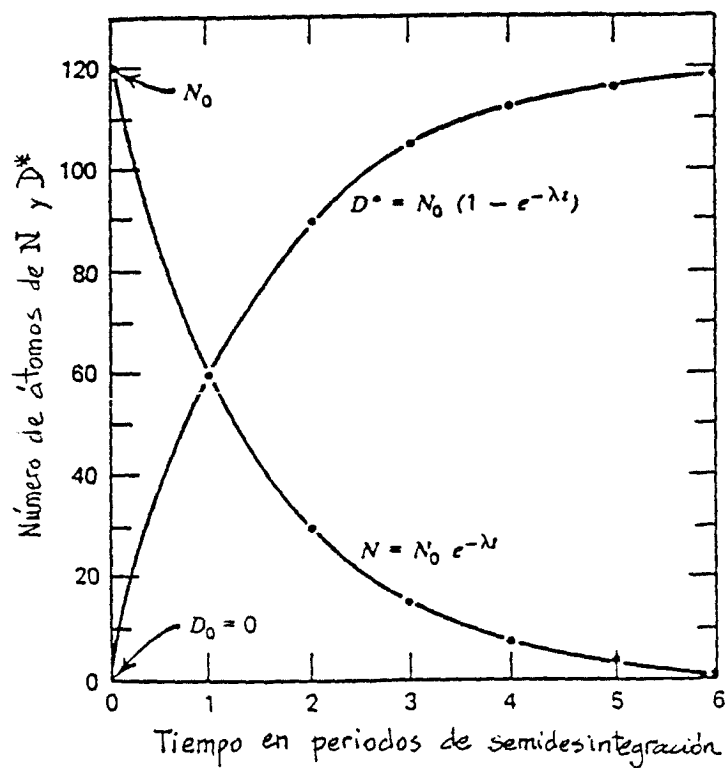


FIGURA 3.1.- Desintegración de un radionucleido hipotético (N) en un hijo radiogénico estable (D^*) en función del tiempo expresado en periodos de semidesintegración.

En muchas aplicaciones prácticas de la radiactividad al estudio de rocas y minerales se relaciona el número de hijos radiogénicos (D^*) al número de padres restantes (N), en vez de al número inicial N_0 . Sustituyendo en la ecuación 3.1.7. el valor de N_0 obtenido mediante 3.1.6. se obtiene

$$D^* = Ne^{\lambda t} - N = N(e^{\lambda t} - 1) \quad (3.1.12)$$

En el caso general, el número total de átomos hijos en un sistema en desintegración es

$$D = D_0 + D^* \quad (3.1.13)$$

siendo D_0 el número de átomos de esta especie existentes inicialmente ($t=0$) y D^* el número de átomos durante la desintegración. Combinando las expresiones 3.1.12 y 3.1.13, se obtiene

$$D = D_0 + N (e^{\lambda t} - 1) \quad (3.1.14)$$

que es la ecuación básica empleada en la determinación de edades de rocas y minerales basada en la desintegración de átomos padres radiactivos en hijos estables. Tanto D como N son cantidades medibles, mientras que D_0 es una constante que ha de estimarse a partir de otros datos.

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO

Las composiciones isotópicas de elementos de bajo número atómico son variables, debido al fraccionamiento de sus isótopos durante el transcurso de ciertos procesos químicos y físicos naturales. Este se debe a ligeras variaciones en las propiedades físico-químicas de los isótopos y se produce en forma proporcional a sus diferencias en masa. Por este motivo, el fraccionamiento isotópico natural se conoce solamente en elementos con masa atómica inferior a 40 aproximadamente, es decir hasta el potasio y el calcio. Los principales elementos en que ha sido observada variación natural de composición isotópica

son el hidrógeno, carbono, nitrógeno, oxígeno y azufre.

El fraccionamiento isotópico se debe a la dependencia másica de algunas propiedades termodinámicas de las moléculas, especialmente la energía (frecuencia) vibratoria. La frecuencia de vibración de una molécula es inversamente proporcional a su masa. Las moléculas que contienen isótopos diferentes de un mismo elemento en posiciones equivalentes, tienen diferentes energías vibratorias a todas las temperaturas, e incluso en condiciones de cero absoluto (0°K). Como consecuencia, los enlaces formados sobre los isótopos más ligeros son más débiles, siendo sus moléculas más reactivas que las que contienen el isótopo más pesado.

Por lo general, el fraccionamiento isotópico tiene lugar en diferentes tipos de procesos físico-químicos:

1. Reacciones de intercambio isotópico en las que se produce la redistribución de isótopos de un elemento entre diferentes moléculas.
2. Reacciones de carácter unidireccional en las que las velocidades de reacción dependen de las composiciones isotópicas de reactivos y productos.
3. Procesos físicos en los que intervienen diferencias de masa, tales como evaporación, condensación, fusión, cristalización, adsorción-desorción y difusión de iones o moléculas debidos a variaciones de concentración y temperatura.

El factor fraccionamiento, α , se utiliza para describir el fraccionamiento en estos procesos, y se define como

$$\alpha = R_A/R_B \quad (3.1.15)$$

dos de hidrógeno, hace que las moléculas de agua ordinarias tengan nueve configuraciones isotópicas diferentes: $H_2^{16}O$, $H_2^{17}O$, $H_2^{18}O$, $HD^{16}O$, $HD^{17}O$, $HD^{18}O$, $D_2^{16}O$, $D_2^{17}O$, $D_2^{18}O$. Las presiones de vapor de las diferentes moléculas de agua están en relación inversa a sus masas, por lo que el vapor de agua formado por vaporización de agua líquida se enriquecerá en ^{16}O y H, mientras que el agua líquida restante se enriquecerá en ^{18}O y D. Se define el factor de fraccionamiento a una temperatura dada como el cociente de las presiones de vapor, supuestas condiciones de equilibrio entre las fases líquida y gaseosa.

Los procesos de vaporización producen fraccionamientos isotópicos similares para el ^{16}O y H, que pasan principalmente a la fase vapor, y para el ^{18}O y D, que se concentran en la fase líquida.

Friedman (1964) estudió el fraccionamiento isotópico del hidrógeno y el deuterio en la hidrosfera. Las composiciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno se dan en función de diferencias entre los cocientes $^{18}O/^{16}O$ y D/H y un valor de referencia denominado SMOW (Standard Mean Ocean Water). Esta referencia, definida por Craig (1961), fue establecida en base a un gran volumen de agua destilada distribuida por el National Bureau of Standards en los E.E.U.U., como

$$D/H \text{ (SMOW)} = 1.050 D/H \text{ (NBS-1)} \quad (3.1.16)$$

$$^{18}O/^{16}O \text{ (SMOW)} = 1.008 ^{18}O/^{16}O \text{ (NBS-1)} \quad (3.1.17)$$

Las composiciones isotópicas de oxígeno e hidrógeno de una muestra se expresan en tanto por mil de su diferencia respecto al valor SMOW:

$$\delta^{18}O = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{muestra}} - (^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}} \right] \cdot 10^3 \quad (\text{‰}) \quad (3.1.18)$$

$$\delta D = \left[\frac{(D/H)_{\text{muestra}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \right] \cdot 10^3 \quad (\%) \quad (3.1.19)$$

Valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD indican enriquecimiento en ^{18}O y D en la muestra respecto a SMOW. Por contra, valores negativos muestran pérdida o empobrecimiento de estos isótopos con relación al valor de referencia SMOW.

Además de SMOW, se han utilizado otros valores de referencia en los análisis de laboratorio. Uno de los principales es el estándar PDB (Urey, University of Chicago) basado el CO_2 gas generado mediante ataque con ácido fosfórico de un belemnite cretácico (Bellemnitella Americana) de la formación Peedee, en Carolina del Sur.

El factor de fraccionamiento α puede relacionarse con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ del siguiente modo: sean R_V , R_L y R_{SW} los cocientes $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ para vapor, agua líquida y SMOW, respectivamente. De la expresión 3.1.18 se obtiene:

$$R_V = \frac{\delta^{18}\text{O}_V R_{\text{SW}}}{1000} + R_{\text{SW}} = \frac{R_{\text{SW}} (\delta^{18}\text{O}_V + 1000)}{1000} \quad (3.1.20)$$

$$R_L = \frac{\delta^{18}\text{O}_L R_{\text{SW}}}{1000} + R_{\text{SW}} = \frac{R_{\text{SW}} (\delta^{18}\text{O}_L + 1000)}{1000} \quad (3.1.21)$$

donde $\delta^{18}\text{O}_V$ y $\delta^{18}\text{O}_L$ se refieren al vapor y líquido, respectivamente. Según 3.1.15

$$\alpha = \frac{R_L}{R_V} = \frac{\delta^{18}\text{O}_L + 1000}{\delta^{18}\text{O}_V + 1000} \quad (3.1.22)$$

Al evaporarse el agua en la superficie marina, el vapor se enriquece en ^{16}O y H debido a la más alta presión de vapor del

H_2^{16}O respecto al H_2^{18}O . Consecuentemente, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en el vapor de agua atmosférico son negativos. En condiciones de equilibrio a 25°C , los factores de fraccionamiento durante la evaporación del agua (Craig y Gordon, 1965), son:

$$\alpha_{18} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_L}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_V} = 1.0092 \quad (3.1.23.)$$

$$\alpha_D = \frac{(\text{D}/\text{H})_L}{(\text{D}/\text{H})_V} = 1.074 \quad (3.1.24.)$$

cuya dependencia de la temperatura se refleja en la figura 3.2. La composición isotópica del vapor de agua atmosférico en las zonas oceánicas no coincide con la previsible teniendo en cuenta la evaporación solamente; otros factores cinéticos afectan a la composición real. Durante la condensación que da lugar a la formación de las masas nubosas, la fracción de vapor que permanece en el aire se empobrece progresivamente en ^{18}O y D, por lo que los valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD del vapor de agua se hacen progresivamente más negativos a medida que se producen precipitaciones. En las figuras 3.3 y 3.4 se representan los ciclos isotópicos del oxígeno e hidrógeno mostrando las principales fuentes y procesos que intervienen en el balance isotópico de estos elementos.

La condensación del agua en equilibrio con su vapor y su sucesiva eliminación de las nubes por precipitación, puede describirse mediante la ecuación de Rayleigh de la destilación (Broecker y Oversby, 1971):

$$R/R_0 = f^{(\alpha-1)} \quad (3.1.25)$$

donde $R = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el vapor residual, $R_0 = ^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en el vapor antes de la condensación, f la fracción del vapor remanente y α el factor de fraccionamiento del isótopo ($\alpha = R_L/R_V$). Expresándolo en función de δ según la relación 3.1.22.,

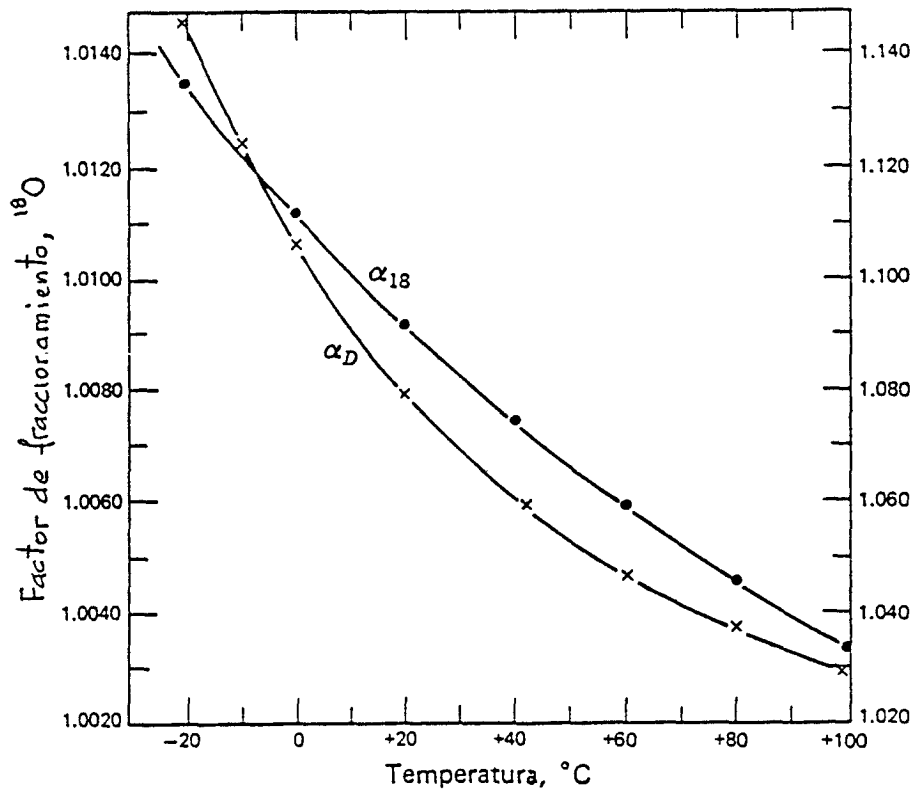


FIGURA 3.2.- Variación de los factores de fraccionamiento frente a la temperatura durante la evaporación del agua. (Dansgaard, 1964).

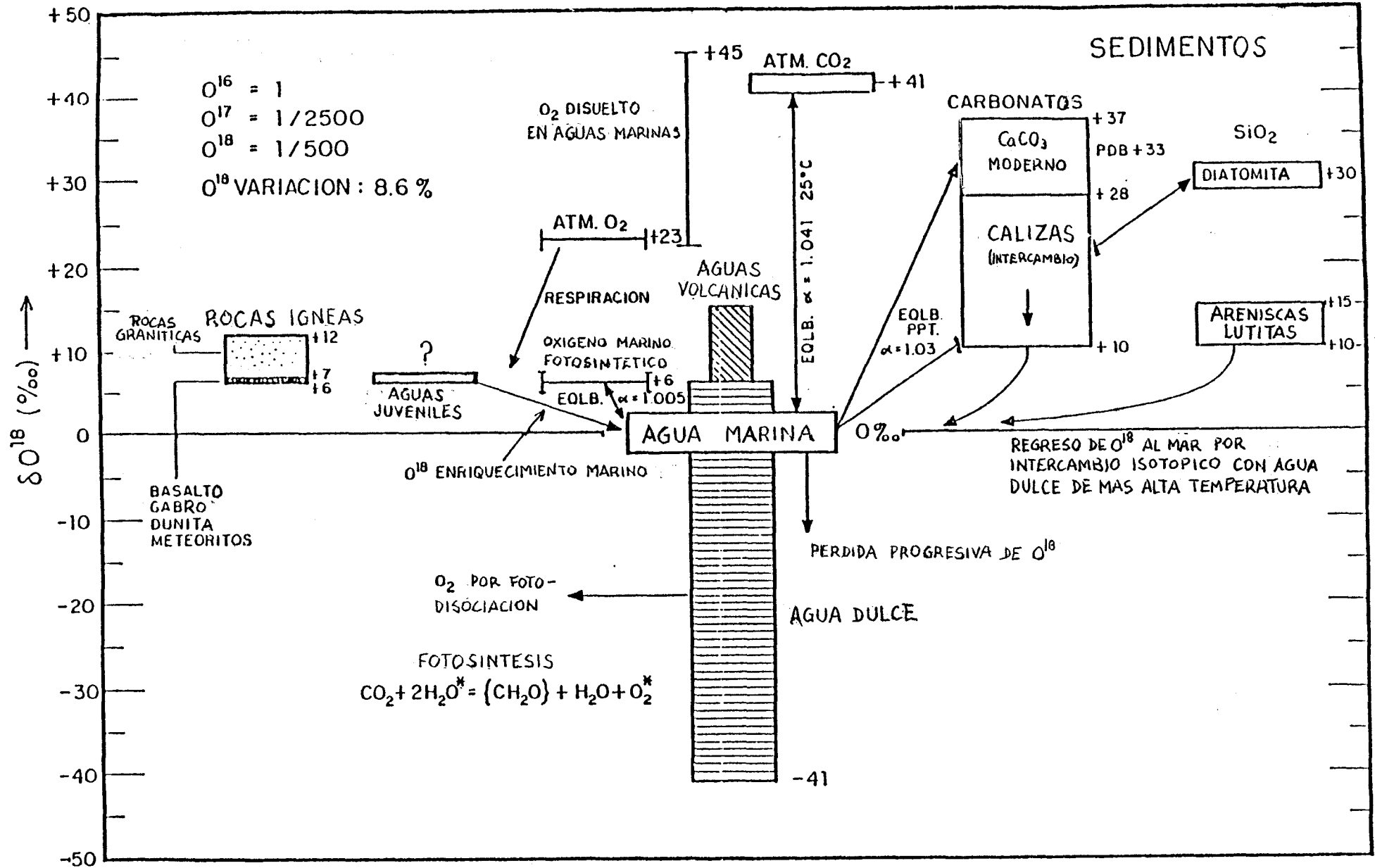


FIGURA 3.3.- Ciclo isotópico del Oxígeno.

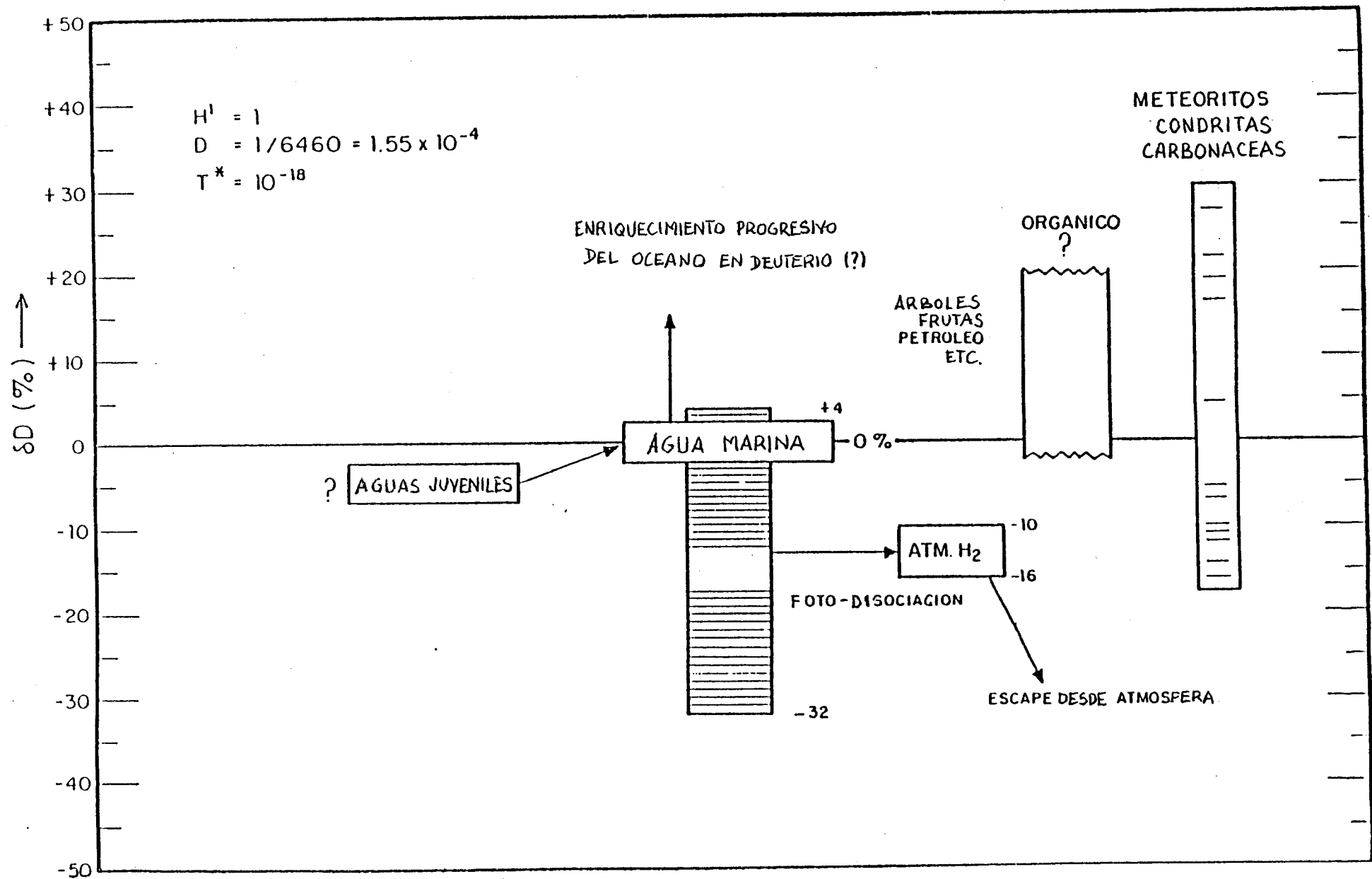


FIGURA 3.4.- Ciclo isotópico del Hidrógeno.

$$\frac{R}{R_0} = \frac{\delta^{18}\text{O} + 1000}{(\delta^{18}\text{O})_0 + 1000} = f^{(\alpha-1)}$$

$$\delta^{18}\text{O} = [(\delta^{18}\text{O})_0 + 1000] f^{(\alpha-1)} - 1000 \quad (3.1.26)$$

En la figura 3.5 se representa $\delta^{18}\text{O}$ para el vapor de agua en función de la fracción de vapor remanente (f), suponiendo $\alpha = 1.0092$ ($T=25^\circ\text{C}$) y $(\delta^{18}\text{O})_0 = -9.2\%$. Se observa el descenso de $\delta^{18}\text{O}$ en el vapor remanente (enriquecimiento en ^{16}O) a medida que avanza la condensación, así como el menor contenido en ^{18}O respecto al agua de mar de la precipitación, cuyo $\delta^{18}\text{O}$ puede calcularse mediante:

$$\delta^{18}\text{O}_L = \alpha(\delta^{18}\text{O}_V + 1000) - 1000 \quad (3.1.27)$$

Como resultado del fraccionamiento isotópico ocurrido durante los procesos atmosféricos de evaporación y condensación, el agua dulce tiene normalmente contenidos más bajos en ^{18}O y D (enriquecimiento en ^{16}O y H) que el agua de mar. Basándose en un gran número de análisis de aguas meteóricas recogidas a diferentes latitudes, Craig (1961) observó que los valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD están linealmente relacionados por

$$\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \quad (3.1.28)$$

que se representa en la fig. 3.6(a). Las únicas muestras que no se ajustan a esta relación lineal son las recogidas en cuencas con muy elevada evaporación, como ciertos lagos y ríos de las zonas orientales de Africa. También se comprobó (Dansgaard, 1964) una clara relación lineal entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de la precipitación anual promedio, y la temperatura media anual del aire (figura 3.6(b)):

$$\delta^{18}\text{O}_m = 0.695t - 13.6 \quad (3.1.29)$$

Esta relación indica que el factor de fraccionamiento aumenta al descender la temperatura.

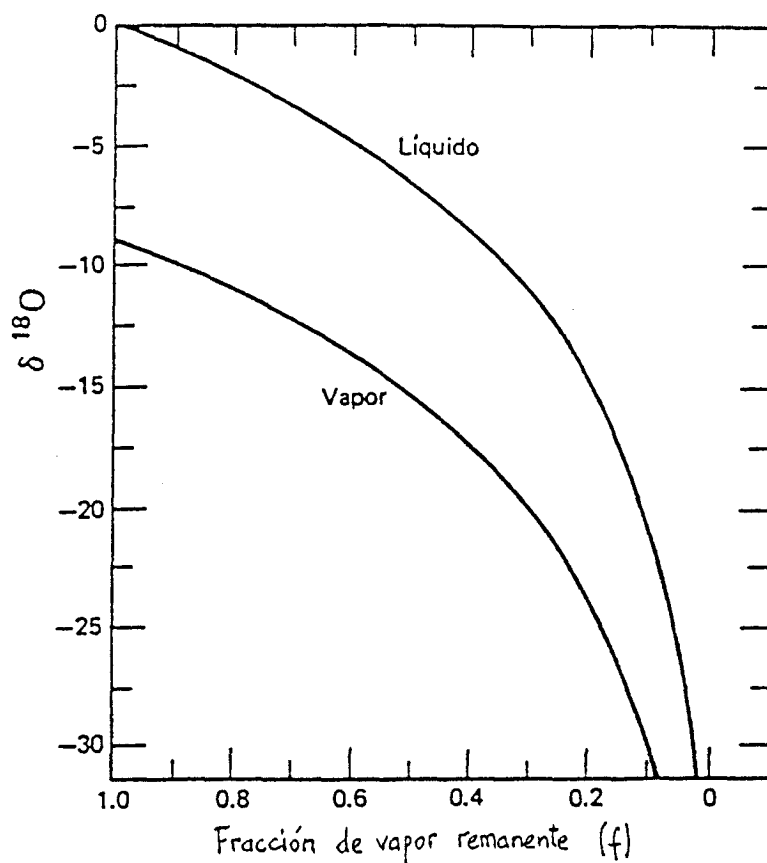


FIGURA 3.5.- Fraccionamiento de los isótopos del oxígeno durante la condensación de vapor de agua a 25°C, según el modelo de destilación de Rayleigh - - ($\alpha = 1.0092$).

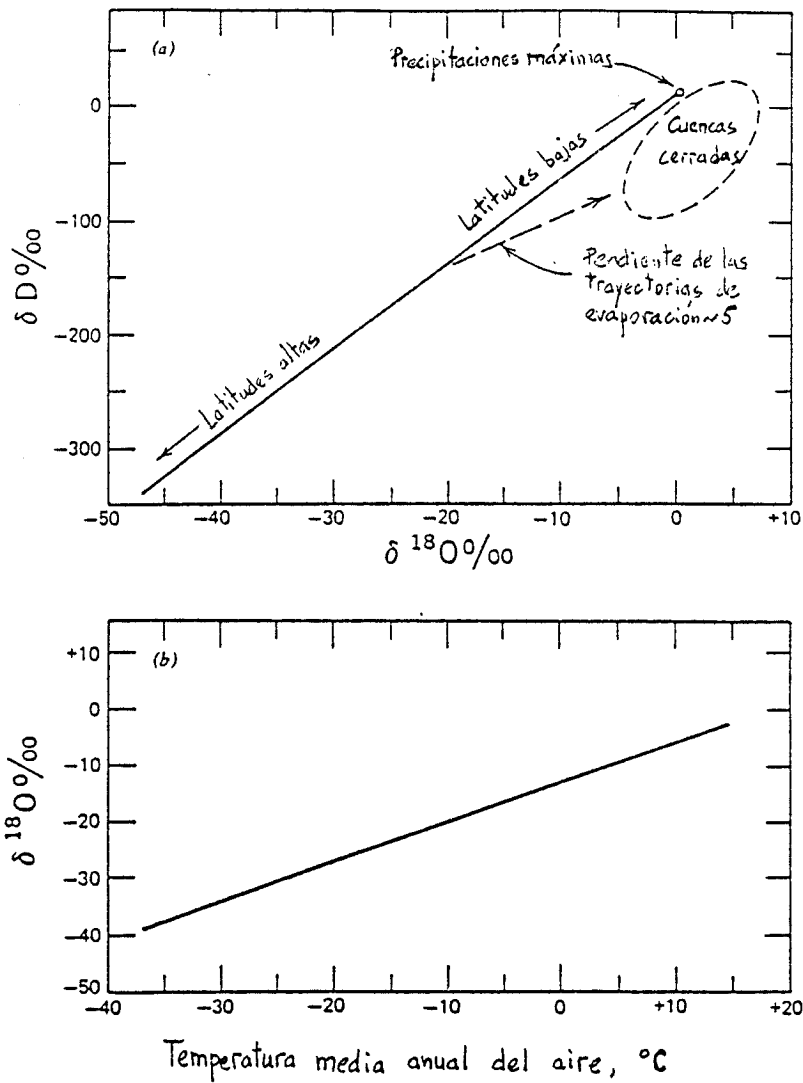


FIGURA 3.6.- (a) Relación entre δD y $\delta^{18}O$ (referidas a SMOW) en muestras de aguas meteóricas. (b) Relación entre los promedios anuales de $\delta^{18}O$ en precipitaciones y la temperatura media anual del aire (Dansgaard, 1964).

Como el movimiento de las masas de aire ocurre de las latitudes bajas a las altas, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en las precipitaciones se hacen paulatinamente más negativas por el efecto de factores como:

- (1) Fraccionamiento isotópico debido a diferencias en la presión de vapor de las moléculas de agua a una temperatura determinada.
- (2) Descenso de temperatura en las masas de aire con el consiguiente aumento del fraccionamiento.
- (3) Reevaporación del agua precipitada a partir de las gotas de lluvia o agua superficial, provocando el enriquecimiento del vapor en ^{16}O y H.
- (4) Evapotranspiración del agua a través de las plantas, también con enriquecimiento en ^{16}O y H.

Además de las variedades isotópicas de agua citadas anteriormente existe otra molécula presente en la naturaleza: HTO, donde T es tritio. El tritio se forma en las capas altas de la atmósfera por interacción de neutrones rápidos procedentes de rayos cósmicos y ^{14}N (estable), según la reacción



El tritio se combina con el oxígeno formando HTO, que se dispersa en la hidrosfera. Las concentraciones de tritio han aumentado notablemente en algunas zonas de la hidrosfera por el efecto de explosiones de bombas de hidrógeno ocurridas entre 1954 y 1963. Este efecto artificial ha sido utilizado para estudiar los grados de mezclas en aire y mares, así como para seguir el movimiento de las aguas subterráneas (Dincer y Davis, 1967). Aunque las moléculas de agua que contienen tritio también sufren fraccionamiento isotópico, su efecto suele ser despreciable en comparación con efectos de nuevos aportes y su desintegración a

^3_2He estable mediante emisión beta.

El oxígeno atmosférico está altamente enriquecido en ^{18}O y tiene un valor $\delta^{18}\text{O}$ de +23.5%, hecho conocido como efecto Dole. Este elevado nivel de ^{18}O puede deberse a la pérdida de ^{16}O en los procesos de respiración de animales y plantas. El oxígeno liberado en la fotosíntesis tiene un $\delta^{18}\text{O}$ promedio de +5%. El factor de fraccionamiento para el intercambio de oxígeno entre el oxígeno (O_2) y el agua atmosférico tiene un valor muy próximo a la unidad, por lo que el oxígeno atmosférico no está en equilibrio isotópico con el agua de la hidrosfera.

Por su parte, el CO_2 atmosférico tiene un $\delta^{18}\text{O}$ de +41%. Su factor de fraccionamiento para intercambio isotópico con el agua a 25°C es 1.0407 (Garlick, 1969), por lo que está aproximadamente en equilibrio con el agua de mar.

3.2.- DEFINICIONES Y CONCEPTOS BASICOS EN EL USO DE TRAZADORES ISOTOPICOS

CONCENTRACION RESIDENTE Y EN EL FLUJO

Es importante definir algunos terminos. Algunos, incluso tan evidentes como la concentración, tienen que ser revisados para los sistemas dinámicos.

- C_R *Concentración residente*, expresa la masa de soluto (Δm) por unidad de volumen de fluido (ΔV) contenido en un elemento dado del sistema en un instante dado, t:

$$C_R(t) = \Delta m(t) / \Delta V \quad (3.2.1)$$

- C_F *Concentración del flujo*, expresa la relación del flujo de soluto ($\Delta m / \Delta t$) al flujo volumétrico del fluido ($Q = \Delta V / \Delta t$)

que pasa a través de una sección dada.

$$C_F(t) = \frac{\Delta m(t)/\Delta t}{\Delta V/\Delta t} \quad (3.2.2)$$

Estas dos definiciones están tomadas de Kreft y Zuber (1978). Otra definición conveniente a nuestro propósito es la de Sofonof (1979), que aclara las definiciones anteriores:

C_R puede tratarse como una concentración media obtenida promediando sobre una sección transversal del sistema dado.

C_F , por el contrario, es una concentración media obtenida promediando las velocidades del flujo volumétrico a través de una sección transversal del sistema. Conceptos similares son bien conocidos en flujos bifásicos, en tubos donde normalmente las diferencias entre las concentraciones in situ y fluyente resultan de la diferencia de velocidades entre las fases.

Parece que la diferencia entre las concentraciones observadas resulta no sólo del modo de detección (media de C_R o C_F), sino también de la manera de inyectar el trazador en el sistema.

Limitaremos nuestra consideración a los casos en que el trazador es inyectado proporcionalmente a la velocidad de flujo volumétrico. Así abordaremos los casos que denominamos como C_{FF} y C_{FR} , donde el primero se refiere al modo de inyección y el segundo a la detección.

En la tabla 3.1. se recogen las notaciones utilizadas en este párrafo, que son las que Kreft y Zuber utilizaron en su trabajo, así como el resto de las abreviaturas y notaciones empleadas.

TABLA 3.1.

a.

NOTACION

C_R	Concentración residente de trazador definida por la ecuación 3.2.1., expresada como masa o actividad por ml, o pmc en TDC, o dpm/mmol Kr.
C_F	Concentración de trazador en el flujo según ecuación 3.2.2., expresada en los términos anteriores.
$C_{R,m}$	Concentración residente en el agua móvil, expresada en los términos anteriores.
C_S	Concentración de trazador en el agua estancada, expresada en los mismos términos.
C_{FR}	Concentración residente resultante de inyección en flujo.
C_{FF}	Concentración en el flujo resultante de inyección en el mismo.
C_I	Concentración resultante de una inyección puntual indeterminada.
C_{IFR}	C_{FR} resultante de una inyección instantánea.
C_{IFF}	C_{FF} resultante de una inyección instantánea.
C_i	Concentración media de trito en el i-ésimo mes, en TU.
dpm	Desintegraciones por minuto.
D	Coefficiente de dispersión, m^2s^{-1} .
D_m	Coefficiente de difusión molecular, m^2s^{-1} .
D/v	Constante de dispersión característica de un determinado acuífero, m.
D/vx	Parámetro de dispersión (recíproco del número de Peclet) característico de un determinado sistema, adim.
DM	Modelo de dispersión (general)
DM- C_{FF}	Modelo de dispersión, caso C_{FF} : medida promediada en función de los caudales de salida.
DM- C_{FR}	Modelo de dispersión, caso C_{FR} : medida promediada sobre el área de la zona de medida.
$E(t)$	Distribución de tiempos de salida del agua entrante en el sistema en el instante $t=0$, años ⁻¹ .
EM	Modelo exponencial.
EPM	Modelo combinado exponencial-flujo pistón.
$erfc(z)$	$= 1 - erf(z)$, donde $erf(z)$ es la función de error tabulada.
FSM	Modelos de celdas de mezcla de estado finito.
$g(t)$	Función de respuesta del sistema que describe la distribución de tiempos de salida de un trazador que entró en el sistema en el instante $t=0$, en años ⁻¹ .
H	Altura media de agua en el sistema, m.
H_m	Altura media del agua móvil en el sistema, m.
K_d^m	Constante de distribución, mg/l.
LM	Modelo lineal.
LPM	Modelo combinado lineal-flujo pistón.
M	Masa o actividad del trazador.
n	Fracción de espacio ocupada por el agua en el sistema.

TABLA 3.1. (Cont.)

b.

NOTACION

n_m	Fracción de espacio ocupada por el agua móvil en el sistema.
n_s	Fracción de espacio ocupada por el agua estancada en el sistema.
pmc	Porcentaje de carbono moderno.
PFM	Modelo de flujo pistón.
P_i	Precipitación durante el i-ésimo mes, m/mes.
Q	Caudal volumétrico circulante por el sistema, $m^3/año$.
q	Concentración de trazador en fase sólida.
R	Grado de recarga, m/año.
S	Area de la sección del sistema normal a las líneas de flujo.
T	Tiempo de retorno definido como V_m/Q (ecuación 3.2.3.), o V/Q (ecuación 3.4.10.), en años.
TDC	Carbono total disuelto.
t	Variable tiempo.
t'	Variable de tiempo de tránsito.
t_a	Tiempo aparente definido por la ecuación 3.4.8.
t_e	Instante en el que se define el perfil de concentración residente de trazador en función de la profundidad.
\bar{t}_t	Tiempo medio de tránsito del trazador definido en la ecuación 3.2.8.
\bar{t}_w	Tiempo medio de tránsito de agua igual a $T = \int_0^\infty tE(t)dt$, ecuación 3.2.7.
x	Longitud del sistema medida a lo largo de una dirección determinada.
x_0	Longitud de la toma de recarga.
V	Volumen total de agua en el sistema.
V_m	Volumen de agua móvil en el sistema.
V_s	Volumen de agua estancada en el sistema.
v	Velocidad media de tránsito del agua en el sistema.
v_a	Velocidad aparente del agua definida por la ecuación 3.4.10.
v_t	Velocidad media del trazador, $v_t = x/t_t$.
v_f	Velocidad de Darcy, $v_f = vn_m = v_a (n_m + n_s)$.
α	Relación de infiltración verano-invierno.
α_i	Coefficiente de infiltración en el mes i-ésimo.
β	Fracción de componente de agua antigua.
$\delta(t)$	Función delta de Dirac.
η	Relación volumen total del sistema dividido por el volumen en que existe distribución exponencial de tiempo de tránsito.
λ	Constante de desintegración radiactiva, años ⁻¹ .

sistemas tiene aplicación.

El tiempo de tránsito, de residencia o tiempo de retorno en un sistema se define como:

$$T = V_m/Q \quad (3.2.3.)$$

donde Q es el caudal que circula a través del sistema, y V_m el volumen de agua móvil del sistema. En algunos casos el tiempo de renovación se puede expresar también como:

$$T = H_m/R \quad (3.2.4.)$$

donde H_m es la altura media del agua móvil y R es la variación de la recarga expresada en unidades de altura de agua por unidad de tiempo. En un sistema homogéneo se puede utilizar otra relación:

$$T = V_m/Q = S_nx/S_nv = x:v \quad (3.2.5.)$$

donde x es la longitud del sistema medido a lo largo de las líneas de corriente, v es la velocidad media de tránsito del agua (definida como $v=Q/nS$), n es la parte de espacio ocupado por el agua móvil y S es el área de la sección transversal al flujo.

Puesto que la dispersión hidrodinámica y la difusión molecular siempre tienen lugar, no existe una edad simple y precisa para una determinada muestra de agua. Sin embargo, datar una muestra por varios métodos, ayudará a determinar la dispersión, difusión y mezcla de agua de varios acuíferos, que ocurre normalmente en muchos sondeos. Si la dispersión, difusión y mezcla son mínimas, entonces bajo condiciones ideales, puede determinarse la edad de aguas de menos de 30.000 años y se puede aproximar groseramente en aguas de aproximadamente un millón de años.

Aunque la definición de la edad del agua es útil para muchos fines, no refleja la verdadera complejidad de la mayoría de los sistemas hidrogeológicos. Solamente sistemas sencillos que pueden ser comparados al flujo a través de un tubo simple y largo

(flujo pistón), pueden producir datos homogéneos para agua muestreada en cualquier parte del acuífero. Pocos sistemas naturales se aproximan a este tipo de flujo simple, lineal, no miscible o "pistón". Además, la mayor parte del agua subterránea se extrae de sondeos que atraviesan más de un acuífero. En consecuencia, una muestra de agua subterránea, será una mezcla de aguas de diferentes edades, incluso aunque el flujo fuera muy parecido al flujo pistón ideal. Las fuentes naturales, normalmente, conectan también varios acuíferos y suelen presentar mezcla de aguas de muy diferentes edades.

La compleja historia de la mayoría de las muestras de agua subterránea tampoco requiere que se enfatice demasiado la combinación de métodos múltiples de datación con múltiples estudios hidrogeológicos regionales.

LAS FUNCIONES DE TIEMPO DE TRANSITO DEL AGUA Y DEL TRAZADOR

La función de distribución de edades de salida, o *distribución del tiempo de tránsito*, $E(t)$, describe la distribución de salida en el tiempo de elementos de fluido incompresible del sistema (agua) que entraron en el sistema en un tiempo dado $t=0$. Esta función está normalizada de tal manera que:

$$\int_0^{\infty} E(t) dt = 1 \quad (3.2.6.)$$

La edad media del agua que deja el sistema (t_w), o el tiempo de tránsito medio, de acuerdo con la definición dada para $E(t)$ es:

$$t_w = \int_0^{\infty} tE(t) dt = T \quad (3.2.7.)$$

que significa que la edad media del agua que sale de sistema es siempre igual al tiempo de retorno.

Definidos los términos relativos al sistema, se

consideran ahora definiciones y términos relativos al trazador que se supone proporcionará información sobre el sistema. El tiempo de tránsito medio (t_t) de un trazador se define como:

$$t_t = \frac{\int_0^{\infty} t C_I(t) dt}{\int_0^{\infty} C_I(t) dt} \quad (3.2.8.)$$

donde $C_I(t)$ es la concentración observada del trazador en el punto de medida, como resultado de una inyección instantánea en la entrada del sistema en el instante $t = 0$. La definición de la ecuación anterior es aplicable a cualquier tipo de inyección-detección. t_t es igual a t_w sólo si el trazador es conservativo, no retardado y además es inyectado y medido en el flujo. Cuando un radioisótopo se usa como trazador, las concentraciones en las integrales de la ecuación 3.2.8. tienen que ser corregidas por desintegración usando el factor λt , donde λ es la constante de desintegración radiactiva. Este factor convierte las concentraciones observadas en aquellas que serían observadas si el trazador no fuera radiactivo.

La literatura sobre trazadores contiene, muchas veces escondidos, errores y conceptos falsos, resultantes de la falta de distinción entre los modos de inyección y detección, que a su vez conducen a una falta de distinción entre las definiciones de C_R y C_F . Algunos investigadores después de encontrar que hay casos donde $t_w \neq t_t$ han cuestionado la definición de la función $E(t)$. Otros llegan a la conclusión de que usar la media armónica sería mejor que utilizar la media aritmética y que el trazador, en principio, se mueve a velocidad diferente que el material trazado.

El que t_w y t_t sean diferentes significa que la distribución del trazador no tiene que seguir necesariamente la distribución de la masa trazada. Así, de igual manera que la función $E(t)$ describe el sistema, es necesaria una función que

describa el comportamiento de trazador.

La función de distribución de edades de salida, o distribución del tiempo de tránsito de un trazador conservativo, describe la distribución de la salida de partículas de este trazador que entraron en el sistema en un tiempo dado $t=0$. Esta función llamada muchas veces *función de respuesta del sistema* o más a menudo, la *función promedio*, $g(t)$, puede ser expresada como:

$$g(t) = \frac{C_I(t)}{\int_0^{\infty} C_I(t) dt} \quad (3.2.9.)$$

$$g(t) = \frac{C_I \cdot Q}{M} \quad (3.2.10.)$$

por que la masa total inyectada o actividad (M) del trazador tiene que aparcer en la salida, p.e.:

$$M = d \int_0^{\infty} C_I(t) dt \quad (3.2.11.)$$

La ecuación anterior sirve para obtener $g(t)$ experimental y teóricamente. Las soluciones teóricas se obtienen a partir del balance de masa de la ecuación de transporte, para condiciones inicial y final adecuadamente escogidas. Sin embargo, en sistemas hidrogeológicos reales la función promedio no puede ser encontrada experimentalmente por las dificultades técnicas de conseguir un experimento adecuado. En este caso hay que apoyarse en soluciones teóricas y experiencias conseguidas en otros terrenos. De acuerdo con lo dicho anteriormente si, $C_I(t)$ está representada por $C_{IFF}(t)$ para un trazador ideal, la función promedio coincide con $E(t)$. Experimentalmente en laboratorio, donde T es conocido por medidas volumétricas, esta propiedad permite verificar si un determinado trazador se comporta como ideal para la masa trazada. Por tanto, puede modificarse la

definición de Nir y Lewis del siguiente modo: un trazador ideal para una masa trazada es una sustancia que, cuando es inyectada y medida en el flujo, tiene la misma función respuesta que el material trazado. Esta igualdad de las funciones $g(t)$ y $E(t)$ para los casos C_{FF} y para un trazador ideal es muy importante cuando se aplica el método de trazadores a sistemas dinámicos. Siempre que el experimentador tenga dudas a carca del modelo, o sea incapaz de formularlo, las mediciones del tipo de C_{FF} (si son posibles) están libres de los errores resultantes de las diferencias entre $g(t)$ y $E(t)$.

Las ecuaciones 3.2.8. a 3.2.11. definen varios términos que corresponden directamente a experimentos en los que se utiliza una inyección instantánea (impulso). En tales casos el tiempo puede empezar a contar a partir del momento de la inyección. En investigaciones con trazadores ambientales la inyección es normalmente continua y, en consecuencia, para cada momento elegido t , hay que tener en cuenta toda la historia anterior de la concentración de entrada. Se puede hacer esto con la ayuda de la integral de convolución, que en su forma más simple se aplica a los sistemas en régimen permanente como sigue:

$$C_{sal}(t) = \int_0^{\infty} C_{ent}(t-t') \exp(-\lambda t') g(t') dt' \quad (3.2.12.)$$

o bien,

$$C_{sal}(t) = \int_{-\infty}^t C_{ent}(t') \exp[-\lambda(t-t')] g(t-t') dt' \quad (3.2.13.)$$

donde $C_{sal}(t)$ y $C_{ent}(t)$ son las concentraciones de entrada y salida respectivamente, y $g(t')$ está definida por la ecuación 3.2.9 con la condición de inyección instantánea en el flujo. Afortunadamente los trazadores ambientales, que entran en los sistemas hidrogeológicos con la precipitación, son en principio proporcionales al caudal. Esto significa que para una mayor precipitación hay una mayor infiltración en un área de recarga determinada y mayor cantidad de trazadores entran en el sistema en ese punto. Puede haber dudas en el caso del ^{14}C , que entra en

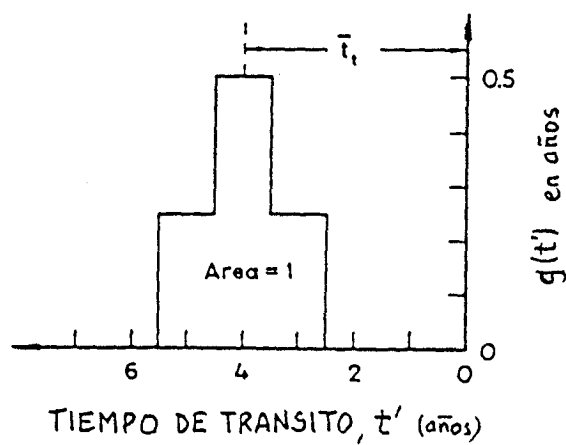
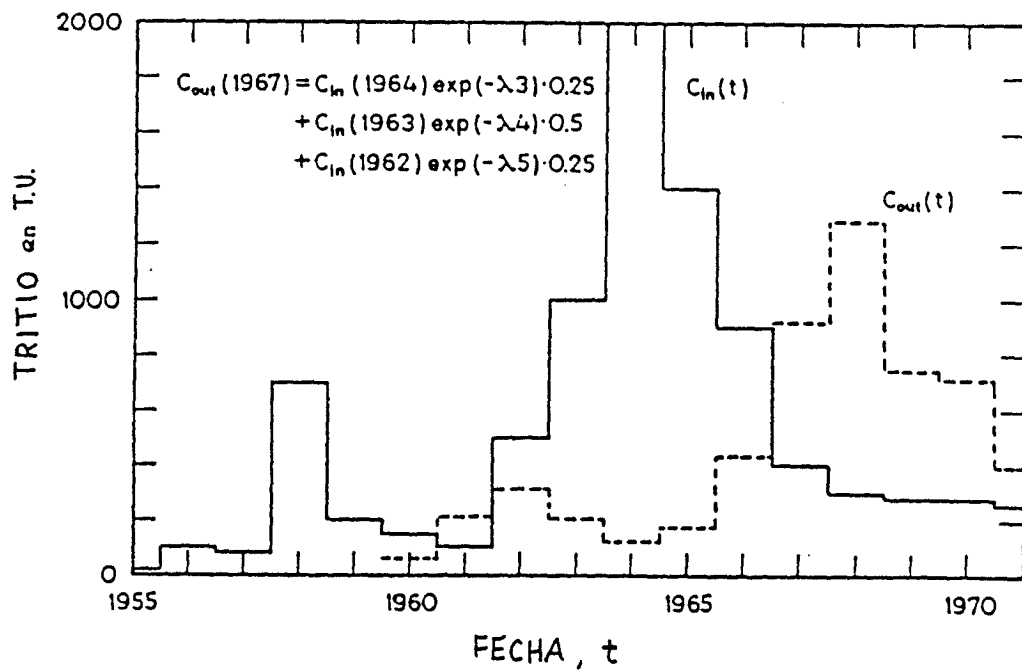


FIGURA 3.7.- Ejemplo ilustrativo de las variables tiempo de calendario y tiempo de tránsito.

3.3.- EL USO DE MODELOS CON TRAZADORES Y SU SIGNIFICADO HIDROGEOLÓGICO

Los modelos en hidrogeología se suelen usar para hacer cálculos en situaciones distintas de aquellas que han proporcionado los datos experimentales y que han servido para la construcción y calibrado del modelo. Esto significa que construido un modelo, se calibra para un conjunto de datos y después se utiliza para predecir la respuesta de un sistema, en situaciones extrapoladas, para las que no existen datos experimentales. Aquí los modelos se utilizarán en un sentido más restrictivo. De las relaciones de concentraciones de entrada y salida trataremos de determinar algunos parámetros físicos del sistema.

Un modelo matemático es una ecuación o fórmula en la que vienen expresados los principios físicos pertinentes. Los modelos particulares estarán definidos por fórmulas que describen las funciones de ponderación de diferente forma. De una manera general se abordará aquí el tipo de función $g(t)$. Considerando un sistema dado, el tipo de función $g(t)$ junto con los valores de sus parámetros se entenderá como modelo del sistema.

Existe un número de modelos de parámetros asignados, que se pueden usar para el propósito que nos ocupa siguiendo un reciente trabajo de Zuber y Maloszewski (1982) que revisó los modelos existentes e introdujo otros varios. La función ponderación y los parámetros básicos figuran en la Tabla 3.2.

Se añade aquí, a los modelos isotópicos, el método más antiguo y más ampliamente utilizado de estimación de la edad del agua subterránea que es el que permite determinar el tiempo de tránsito utilizando la Ley de Darcy, combinada con una expresión de continuidad.

TABLA 3.2.

MODELOS, SUS FUNCIONES PONDERALES, PARAMETROS Y TIEMPO MEDIO DE TRANSITO DE UN TRAZADOR CONSERVADOR

MODELO	FUNCIONES PONDERALES, $g(t)$	PARAMETROS ^a	TIEMPO MEDIO DE TRANSITO, t_t
(1) Flujo Pistón	$\delta(t-T)$	T	T
(2) Exponencial (EM) o buena mezcla	$T^{-1}\exp(-t/T)$	T	T
(3) Exponencial y flujo pistón combinado (EPM) o sistema real	$(T/\eta)^{-1} \exp(-\eta t/T + \eta - 1)$ para $t \geq T(1-\eta^{-1})$ 0 para $t < T(1-\eta^{-1})$	T, η	T
(4) Lineal (LM)	$\frac{1}{2}T$ para $t \leq 2T$ 0 para $t > 2T$	T	T
(5) Lineal y flujo pistón combinado (LPM)	$\eta/2T$ para $T - T/\eta \leq t \leq T$ + T/η , 0 para otro t	T, η	T
(6) Flujo disperso (DM)			
(a) caso C_{FF}	At^{-1} b	T, D/vx	T
(b) caso C_{FR}	$(2A-B)T^{-1}$ c	T, D/vx	$T(1+D/vx)$

^a T es el tiempo de retorno, D/vx el parámetro de dispersión, η es la relación entre el volumen total del acuífero y el volumen tanto con la distribución exponencial de tiempos de tránsito (para la EPM) o con la distribución lineal de tiempos de tránsito (para el LPM).

^b $A = (4\pi tD/vxT)^{-1/2} \exp[-(1-t/T)^2 vxT/4Dt]$

^c $B = (vx/2D) \exp(vx/D) \operatorname{erfc}[1+t/T] (4Dt/vxT)^{-1/2}$

La interpretación de los datos radioisotópicos depende en gran medida en el modelo de flujo y de mezcla que se adopte. Se han sugerido varias alternativas, con el modelo de flujo pistón en un extremo y el modelo de almacén perfectamente mezclado (a veces denominado exponencial o de un tanque) en el otro.

A continuación se revisa el significado físico y las características de los modelos particulares.

MODELO HIDRODINAMICO (DARCY)

Si un campo de flujo subterráneo en régimen permanente se divide en una malla de flujo bidireccional (figura 3.8(a)), la ley de Darcy se puede escribir como sigue:

$$Q = Km\Delta w.\Delta h/\Delta L \quad (3.3.1.)$$

Q es el caudal en la unidad de tiempo.

K es la conductividad hidráulica.

m es el espesor del campo de flujo normal al plano de la red de flujo.

Δw es el ancho del cilindro de corriente.

Δh es el gradiente hidráulico correspondiente a un espacio ΔL sobre la línea de flujo.

Si se admite que el agua y el acuífero son incompresibles, la ecuación de continuidad de flujo es:

$$Q = \Delta L/\Delta t.n_e.m.\Delta w \quad (3.3.2.)$$

n_e es la porosidad efectiva del acuífero

Δt es el tiempo que tarda el agua en atravesar la distancia ΔL

Combinando ambas ecuaciones y despejando Δt

$$\Delta t = n_e(\Delta L)^2/k\Delta h \quad (3.3.3.)$$

La edad del agua subterránea se obtiene así como sumatorio de todos los Δt a lo largo de la línea de flujo desde

la superficie de alimentación hasta el punto de interés en el subsuelo. Hecho esto para todo el campo de flujo de la figura 3.8(a), las líneas isocronas resultantes se reflejan en la figura 3.8(b). Aunque la figura 3.8. representa un acuífero de profundidad infinita, no un sistema hidrogeológico real, esta distribución teórica de edades ha sido confirmada en la realidad. El hecho de que las aguas más antiguas tiendan a ascender en los ejes de los valles es ampliamente admitido y ha sido documentado por Carlston. La figura 3.8. destaca el hecho de que los sondeos ranurados a diferentes profundidades producirán aguas de diferentes edades. Un pozo de 200 m., cerca de un río, podría contener agua mezclada de edades que van desde los 4000 años hasta actuales.

La figura 3.8(b) fue construída mediante valores calculados a partir de la red de flujo de la figura 3.8(a). Son posibles diagramas mucho más complejos si se proporciona información suficiente referente al acuífero y a las condiciones de flujo. Para condiciones de borde sencillas y acuíferos homogéneos hay una solución analítica directa para superficies isocronas.

Desgraciadamente, a pesar de la continua evolución de las sofisticadas técnicas numéricas que se pueden utilizar para determinar la edad del agua en sistemas ideales, la imposibilidad de definir todos los detalles críticos de los acuíferos siempre dejará un grado de incertidumbre en la estimación de la edad del agua subterránea por métodos hidrogeológicos.

Como ha señalado Theis, la toma de testigo detallado ha puesto de manifiesto que zonas aparentemente homogéneas, han dado muestras con permeabilidades que varían en dos o tres órdenes de magnitud. Esta variación de permeabilidad dará lugar a un fenómeno de mega dispersión, que a su vez producirá mezclas de agua de diversas edades en cualquier parte del acuífero.

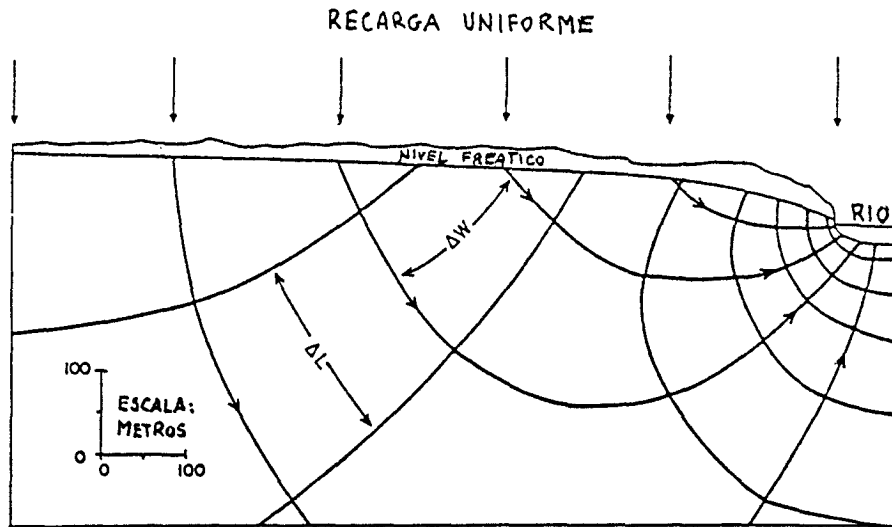


FIGURA 3.8(a).- Red de flujo representativo de la circulación en las cercanías de un río que intercepta un acuífero homogéneo, isótropo de espesor infinito.

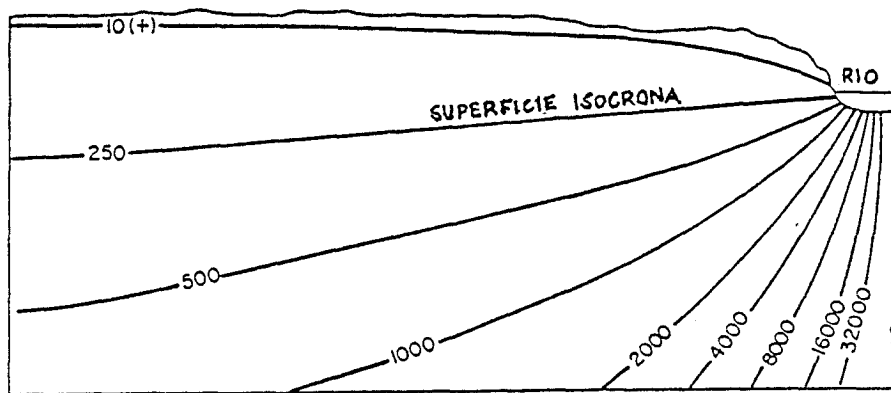


FIGURA 3.8(b).- Edad del agua que circula en el esquema 3.8(a). Los valores de las isocronas se representan en años. -- ($N_e = 0.25$; recarga = 12 cm/año; $k = 2.50$ cm/año).

($t-T$) dado, deja el sistema en el momento t con una concentración disminuida por la desintegración radiactiva durante el tiempo T . Esta ecuación que describe un sistema dinámico es matemáticamente equivalente a la ecuación 3.3.5, que describe la concentración de un radioisótopo en una parcela de agua separada desde el tiempo de recarga, o más exactamente, desde la entrada del radioisótopo:

$$C(t) = C(0)\exp(-\lambda t) \quad (3.3.5.)$$

donde t es la edad radiométrica del agua. En el pasado, esta edad radiométrica fue a menudo considerada como edad real T de los sistemas dinámicos. Esto es sólo verdad para sistemas con comportamiento similar a PFM. La aplicabilidad de los PFM puede ser juzgada por comparación con otros modelos que se aproximan más a la realidad. En la naturaleza esto nunca ocurre perfectamente a causa del efecto de dispersión y mezcla, pero sin embargo el comportamiento del flujo en un karst bien desarrollado es muy similar, y tal modelo se puede tomar como una buena primera aproximación. Por el contrario, el modelo de almacén completamente mezclado asume la uniformidad en todo tiempo. Cada episodio de recarga se mezcla instantáneamente. También se asumen condiciones estacionarias respecto al volumen de almacén, descarga y ratio de infiltración.

El verdadero comportamiento del trazador en la mayoría de los sistemas acuíferos tiene lugar entre estos dos casos extremos. Los modelos de dispersión se han propuesto para describir situaciones intermedias, teniendo en cuenta la mezcla y la dispersión dentro del sistema, pero asumiendo que las variaciones en la concentración de salida del trazador, pueden estar relacionadas con las variaciones de concentración en la recarga. Una cascada de tanques de mezcla, conectados por canales lineales se ha usado para aproximarse a esta situación, en un modelo que se ha denominado celda de mezcla finita (finite state mixing cell). Los tanques individuales se comportan como almacenes de mezcla completa, pero pueden tener volumen y

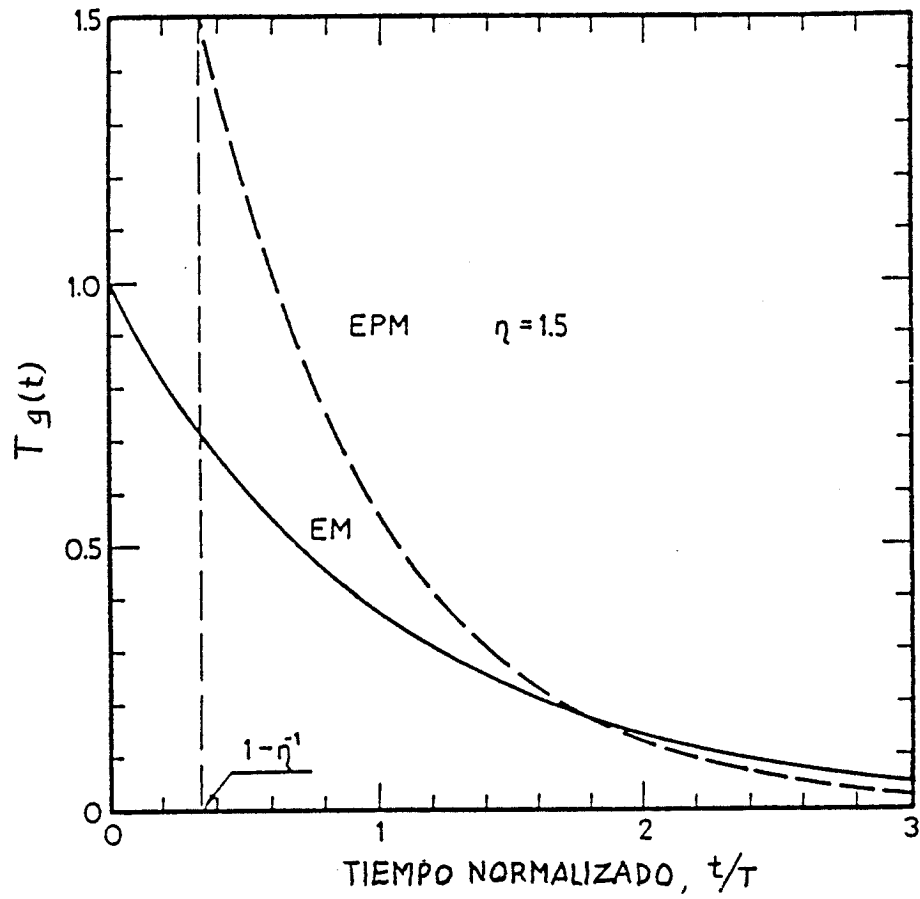


FIGURA 3.9.- Gráficos de la función $g(t)$ para EM y EPM. El parámetro η es la relación volumen total del sistema, entre volumen en el que existe distribución exponencial de tiempos de tránsito.

tiempo de tránsito y otra que puede ser aproximada con el modelo del flujo pistón. La función de ponderación de este modelo viene representada gráficamente en la figura 3.9. El segundo parámetro del modelo, n , es igual al volumen total dividido por el volumen que tiene la distribución exponencial del tiempo de tránsito.

El modelo lineal (LM) fue deducido de una manera similar al EM, pero con la premisa de que todas las líneas de flujo tienen la misma velocidad. La distribución lineal de los tiempos de tránsito resultan de las diferentes longitudes de las líneas de flujo figura 3.10.

MODELOS DE DISPERSIÓN (DM)

Los modelos presentados anteriormente describen situaciones ideales; sin embargo, está ampliamente reconocido que la ecuación de dispersión es la mejor formulación matemática disponible para la descripción de los efectos macroscópicos en el soluto (trazador) en medios porosos, ríos y otros sistemas naturales o artificiales. Para nuestros fines la forma unidimensional de esta ecuación es la siguiente:

$$D \frac{\delta^2 C}{\delta x^2} - v \frac{\delta C}{\delta x} = \frac{\delta C}{\delta t} \quad (3.3.6.)$$

donde D es el coeficiente de dispersión, que en general es un tensor pero que en la aproximación unidimensional es tratado como un escalar y x es aquí la variable espacial. Son posibles algunos malentendidos como consecuencia de diferentes posibles aplicaciones de la ecuación de dispersión.

Cuando se resuelve la ecuación 3.3.6. es posible aplicar el esquema inyección-detección mediante una adecuada formulación de las condiciones en los límites. Sólo soluciones de tipo C_{IFR} Y C_{IFF} se pueden usar como funciones $g(t)$ en la

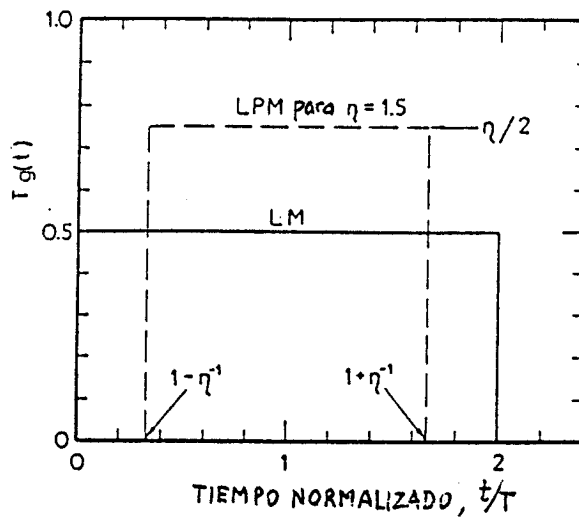


FIGURA 3.10.- Gráficos de la función $g(t)$ para LM y LPM. El parámetro η es la relación volumen total del sistema, entre volumen en el que existe distribución exponencial de tiempos de tránsito.

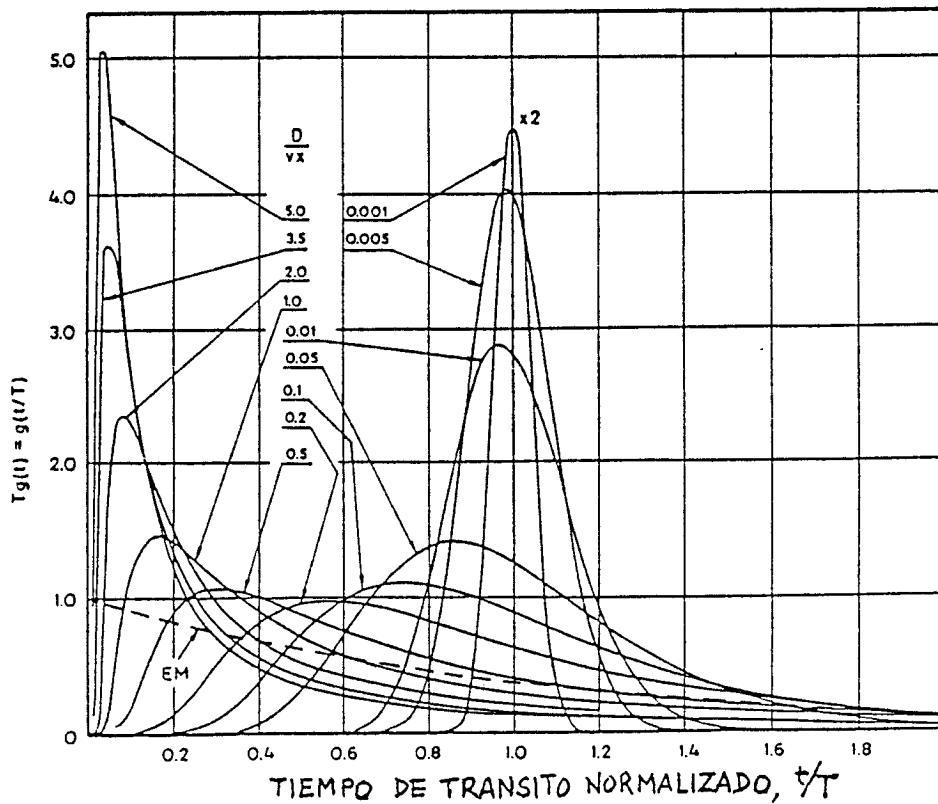


FIGURA 3.11.- Gráficos de la función $g(t)$ para DM- C_{FF} y diferentes valores del parámetro de dispersión D/vx . (Lenda y Zuber, 1970).

ecuación 3.2.12. Aquí se usan las soluciones para un medio semiinfinito, negando la posible influencia de un segundo límite. En sistemas con predominio de la dispersión hidrodinámica, las soluciones para medios seminfinitos dan una mejor aproximación que las soluciones obtenidas para medios finitos. Un cierto número de experiencias de laboratorio indican que las soluciones obtenidas para medios finitos son también aplicables a columnas finitas. Sin embargo los experimentos de laboratorio se refieren a sistemas con valores bajos del parámetro de dispersión (D/vx). En tales sistemas son de poca importancia las condiciones de borde utilizadas. Desgraciadamente hay una falta de evidencia experimental para sistemas altamente dispersivos a este respecto; la aproximación aquí aceptada sólo se basa en conceptos intuitivos.

Las formas analíticas de las funciones $g(t)$ de los dos modelos DM se recogen en la tabla 3.2. En la última columna de la tabla se ve que en el caso C_{FR} , el tiempo de tránsito medio del trazador no es igual al tiempo de tránsito medio del agua. Todos los otros modelos de la tabla tienen su función $g(t)$ igual a $E(t)$ porque corresponden a casos C_{FF} .

El modelo de dispersión es el más flexible de todos los modelos aquí discutidos, no sólo por su aplicabilidad a ambos casos C_{FF} y C_{FR} , sino porque permite el uso de una variedad de posibles formas de la función $g(t)$. Indudablemente las funciones $g(t)$ de DM son más naturales y cubren un espectro de formas más amplio que los otros modelos de dos parámetros.

En el pasado, el llamado modelo binomial fue utilizado como forma simplificada del DM. El modelo binomial, cuando se usa en su forma de uno o dos parámetros, produce una distribución simétrica de los tiempos de tránsito; por el contrario el modelo de dispersión en su forma correcta produce una distribución casi simétrica en casos de baja dispersión y una distribución muy

asimétrica en el caso de alta dispersión (figura 3.11).

MODELOS DE TANQUES DE MEZCLA (FSM)

Simpson ha propuesto los modelos de tanques (células) de mezcla en estado finito (FSM). Estos modelos están representados por una serie de cajas (o incluso por disposiciones en dos o tres dimensiones). Cada caja se comporta como un modelo con mezcla perfecta. La forma del sistema y la distribución del flujo se puede modelizar adaptando la disposición de las cajas y sus interconexiones. Los cálculos de las $C_{sa1}(t)$ se realizan aplicando ecuaciones iterativas. A pesar de su simplicidad estos modelos se caracterizan por un ilimitado número de parámetros de ajuste y, por tanto, los parámetros físicos obtenidos de su utilización son dudosos.

Los modelos multitanque pueden representar situaciones en las que tiene lugar la mezcla de varios tipos de agua con diferentes tiempos de retorno. Desgraciadamente para los sistemas hidrogeológicos no existen normalmente medios para la determinación independiente de alguno de los parámetros. Así, el número de los parámetros de ajuste es demasiado grande para obtener una solución no ambigua y consecuentemente, el problema inverso sigue sin resolverse. En otras palabras, aplicando los modelos multicaja es posible obtener varios conjuntos de parámetros que satisfagan igualmente bien las ecuaciones.

TIPOS DE SISTEMAS ACUÍFEROS Y MODELOS APLICABLES

La figura 3.12. presenta varias situaciones típicas a las que son aplicables varios modelos particulares. El modelo de flujo de pistón puede ser usado en situaciones similares a la mostrada en la primera parte de la figura 3.12. con las

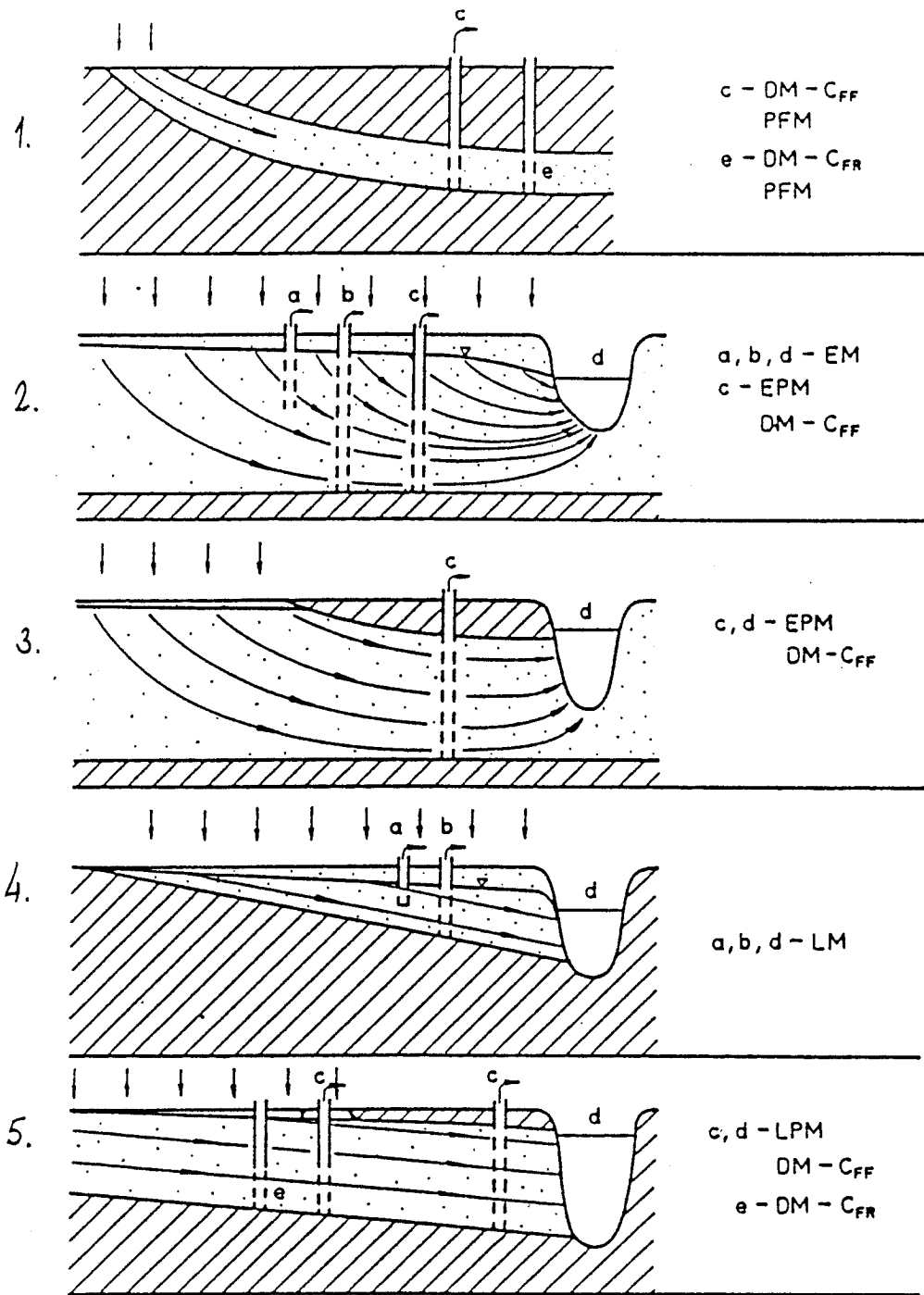


FIGURA 3.12.- Esquemas ilustrativos de la aplicabilidad de algunos modelos (Maloszewski y Zuber, 1982). Los casos a,b,c y d corresponden a muestras tomadas en flujos salientes del sistema, siendo - las muestras promediadas en función de los caudales (C_{FF}). El caso e corresponde a muestras tomadas a diferentes profundidades, de forma separada, y promediadas en los intervalos de -- profundidad (C_{FR}).

siguientes restricciones: (1) la anchura de la zona de recarga debe ser despreciable en comparación con la distancia al sitio de muestreo; (2) el acuífero debe de ser homogéneo; (3) las variaciones de la concentración de entrada deben de ser lentas. Las mismas situaciones pueden tratarse con la ayuda del modelo de dispersión sin ninguna restricción y con la ventaja adicional del modo de muestreo (compárense los casos indicados como c y e con las definiciones de las concentraciones C_{FF} y C_{FR} y las correspondientes funciones ponderadoras). Esto ilustra que el modelo de flujo pistón es una aproximación del modelo de dispersión. A pesar de todas sus limitaciones el modelo PMF puede ser muy útil para determinaciones fáciles y rápidas.

El modelo exponencial se puede usar en situaciones como las a, b y d de la sección 2 (figura 3.12) en el supuesto de que el tiempo de tránsito a través de la zona no saturada sea despreciable en comparación con el tiempo de tránsito total. Esta condición resulta de la forma de la función ponderadora en la que aparece el tiempo de tránsito en forma infinitesimal.

Si el tiempo de tránsito a través de la zona no saturada no es despreciable, o si el pozo de extracción está ranurado hasta una cierta profundidad bajo el nivel piezométrico (caso c en la figura 3.12), o si el acuífero está parcialmente confinado (sección 3, fig. 3.12), son aplicables los modelos exponencial-pistón y el alternativo modelo de dispersión.

De una manera similar al modelo exponencial presentado, las secciones 4 y 5 de fig. 3.12 visualizan las situaciones a las que son aplicables los modelos lineal y lineal-pistón.

La interpretación de varios casos de estudio realizados recientemente por Grabczak (1984) sugiere que en la práctica, siempre que el número de parámetros sea superior a dos, el problema inverso no puede ser resuelto de una manera no ambigua.

Hay un problema más, de gran importancia, relacionado con los modelos. Modelos tales como EM, LM, y otros no discutidos aquí, se basan en la asunción de que la distribución del tiempo de tránsito está relacionado con la distribución de las velocidades del flujo. En otras palabras, no hay intercambio de trazador entre líneas de flujo de diferentes velocidades. Por supuesto, difusión molecular siempre existe. Sin embargo en muchos sistemas es despreciable. En tales casos, la función $g(t)$ y consecuentemente la $E(t)$ está relacionadas con la distribución de velocidades de las líneas de flujo. Sin embargo, en los modelos de dispersión, debido a su flexibilidad, puede servir para describir sistemas sin ningún cambio de trazador entre las líneas de flujo o sistemas donde la distribución del trazador no corresponde a la distribución de velocidades. En este último caso la función $E(t)$ retiene sus propiedades dadas por las ecuaciones 3.2.6 y 3.2.7 pero no sirve para encontrar la distribución de velocidad. La mayoría de investigadores parecen tratar estas importantes propiedades del método de trazadores como evidentes y no se preocupan de mencionarlas. Desgraciadamente algunos otros tratan del primer caso mencionado aquí como una regla cuando en realidad es una excepción.

La práctica demuestra que muchas veces es imposible obtener una buena adecuación del modelo a los datos experimentales sin asumir que al menos hay dos tipos de agua: una con el radioisótopo de interés y otra, más vieja, sin él (en ese agua más vieja el radioisótopo se ha desintegrado completamente desde el tiempo de recarga). Este efecto puede ser soslayado introduciendo un parámetro de ajuste adicional β , que se define como la relación del flujo viejo al flujo total. La concentración de salida teórica se obtiene por aplicación de un factor $(1-\beta)$ a la concentración de entrada. En otras palabras, la concentración calculada de salida sin tener en cuenta este efecto tiene que ser corregida por la introducción de un factor $(1-\beta)$. Un pozo de extracción penetrando dos acuíferos, uno confinado conteniendo

tritio, y otro mas profundo sin tritio, puede servir como un ejemplo de la necesidad de introducir el parámetros β para la interpretación de los datos de tritio.

3.4.- ALGUNOS PROBLEMAS ESPECÍFICOS

DISPERSIVIDAD Y EL PARAMETRO DE DISPERSION

La constante de dispersión, D/v , llamada más a menudo dispersividad, y el parámetro de dispersión, D/vx , que aparecen en el modelo de dispersión descrito anteriormente, necesitan más atención. La dispersividad es un término común para todos aquellos interesados en el transporte de masa en agua subterránea. Sin embargo, cuando las soluciones a la ecuación de dispersión son tratadas en modelos de parámetros agrupados (lumped), es más conveniente usar el parámetro de dispersión, que es el inverso del número de Peclet, bien conocido en ingeniería química. Aquí se intenta explicar el significado físico de este parámetro en la aproximación del tipo lumped parámetro.

Experimentos de laboratorio, llevados a cabo en medio granulares homogéneos, dan la siguiente relación para la constante de dispersión, D/v :

$$D/v = D_m/\tau v + a d \quad \text{para } v \neq 0 \quad (3.4.1.)$$

D_m es el coeficiente de difusión molecular, τ el factor de tortuosidad, d es el diámetro medio del grano, y a es una constante. Para los medios más típicos granulares esta ecuación da valores D/v menores que 1 cm. Experimentos con trazadores artificiales y estudios sobre el movimiento de contaminantes dan valores para acuíferos granulares que van de una fracción de metro a casi 30 metros. Por el contrario, para sistemas fracturados y con cavernas se observan valores de unos pocos metros a más de 100 metros. Los trabajos teóricos de Saffman

(1956) muestran que la constante de dispersión es del orden de un capilar elemental, evidentemente relacionado con el tamaño medio de grano en un medio no consolidado. De una manera similar, en medio heterogéneos (como son la mayoría de los acuíferos) se puede esperar que la constante de dispersión sea de orden de magnitud de las zonas heteróneas. Zuber postula que la constante de dispersión puede considerarse como una medida de la heterogeneidad del acuífero. En otras palabras, en lugar de la ecuación 3.4.1 tendremos:

$$D/v = D_m/\tau v + ad + b \quad (3.4.2.)$$

donde b es característico de un determinado acuífero. Sus valores numéricos dependen de la escala del experimento en relación con la escala de la heterogeneidades.

En las investigaciones con trazadores ambientales la situación es mucho más compleja. Las funciones de ponderación para DM se obtienen bajo la asunción que la inyección al sistema tiene lugar en $x = 0$; de hecho, por el contrario, se extiende por toda el área de recarga. En tal situación, si DM es aplicable, producirá un valor aparente de la constante de dispersión del orden de la longitud de la zona de recarga medida a lo largo de las líneas de flujo. En casos extremos, la distancia media del área de recarga al punto de drenaje es $x = 0.5x_0$, donde x_0 es la longitud de la zona de recarga. Por tanto el parámetro de dispersión aparente no excedería de 2 porque $D/vx \leq x_0/x = 2$.

Una estimación más exacta se puede conseguir comparando las funciones $g(t)$ y sus varianzas. La varianza se define como el segundo momento central; por ejemplo, describe la extensión de la función de ponderación alrededor del tiempo medio de tránsito. La varianza de EM es T^2 y por el contrario la varianza DM-CFF es $(2D/vx)^2 T^2$. Estas varianzas son iguales para $D/vx = 0,5$. La observación de la función ponderadora DM-CFF muestra que para $D/vx = 0,5$ esta función es muy próxima a la $g(t)$ de EM (ver

figura 3.11). Sin embargo, $D/vx = 0,5$ no sería tratado como un valor extremo. Más tarde cuando los valores $C_{sal}(t)$ de varios radioisótopos se discuta, veremos que dependiendo de la función de entrada y λ de un determinado radioisótopo, el mejor encaje de DM y EM también se puede obtener para valores D/vx mayores de 0,5.

Todas las consideraciones anteriores son para sistemas uniformes en dirección horizontal, perpendicular a las líneas de flujo. El posible comportamiento de otros sistemas también puede ser predicho. Por ejemplo, aparecerán probablemente mayores valores de D/vx en sistemas similares a los indicados como b y d en la sección 2 de la fig. 3.12 si el área de recarga está conformada de tal manera que las líneas de flujo con tiempos de tránsito más corto prevalecen sobre las líneas de flujo con tiempos de tránsito más largo (p.e. la cantidad de recarga próxima al drenaje prevalece sobre la de mayor distancia).

Cuando se observa un trazador artificial o contaminante, la ecuación 3.4.2 describe la constante de dispersión. Normalmente el valor b domina sobre el resto de los términos de la parte derecha de la ecuación 3.4.2. Los valores $D/v=b$ pueden ser estimados a partir de casos de estudios publicados de sistemas similares. Con una escala decreciente de la ecuación experimental, 3.4.2 puede simplificarse a 3.4.1. Finalmente y para v aproximándose a cero, $D \rightarrow Dm/\tau$. Estos dos últimos casos son también aplicables a las situaciones experimentales en investigación de la velocidad de infiltración en la zona no saturada. Las condiciones inicial y límite utilizadas en la derivación de la función $g(t)$ para ambos modelos DMC_{FF} y DMC_{FR} , aparecen en estudios de infiltración en la zona no saturada porque el trazador aparece en el flujo en $x=0$, donde x es la profundidad medida desde la superficie del terreno. Así, el parámetro de dispersión aparente no aparece en absoluto en tales estudios. Por otra parte, la heterogeneidad de la zona no

saturada no contribuye normalmente al valor de D/v , p.e. $b=0$ porque en un determinado lugar el movimiento del trazador tiene lugar perpendicularmente a la estratificación horizontal, y así las líneas de flujo tienen macroscópicamente la misma longitud y la misma velocidad.

La discusión anterior sobre el parámetro de dispersión aparente resultante de condiciones inadecuadas en los límites, puede crear dudas sobre la aplicabilidad del modelo de dispersión a sistemas hidrogeológicos por el método de los lumped parámetros. Algunos autores son de la opinión de que en general, el uso de modelos de dispersión no está teóricamente justificada. Incluso en ingeniería química, donde las condiciones en los límites son más fáciles de describir matemáticamente, se considera que la única justificación para la utilización de los modelos de dispersión son sus buenos resultados al representar procesos reales. Sin embargo, para capas estratificadas (columnas de suelos o suelos naturales en estudios de infiltración) o para conductos con flujo natural o turbulento (incluyendo ríos y conductos kársticos) el uso de modelos de dispersión está teóricamente justificado. Para otros sistemas las bases teóricas no son consistentes y la decisión final tiene que dejarse a la evidencia experimental.

ESTUDIOS DE INFILTRACION

La zona no saturada siempre ha llamado la atención a los investigadores interesados en el movimiento de fertilizantes, contaminantes o en los estudios de los procesos de infiltración. Aquí nos centramos exclusivamente en los estudios de infiltración con la ayuda de trazadores radiactivos. El tritio fue el más prometedor de estos trazadores por el pico de alta concentración observado en la atmósfera alrededor de 1963. Las esperanzas respecto a este trazador son más bien cosas del pasado tanto en

cuanto su concentración en la atmósfera está ahora decreciendo lentamente. Sin embargo, incrementos locales en la concentración de tritio observados en las instalaciones de energía nuclear, abren algunas esperanzas en la aplicación del tritio ambiental a las medidas de la infiltración.

Las condiciones experimentales difieren de las descritas anteriormente. En un tiempo dado, aquí denominado t_e , el perfil de la variación de la concentración residente $C_R(t_e, x)$ con la profundidad, se mide tomando muestras del suelo a diferentes profundidades x . Despreciando las heterogeneidades del suelo en direcciones horizontales y la posibilidad de flujos laterales como consecuencia de la existencia de aguas colgadas, el movimiento descendente de un trazador en agua percolante es similar al que tiene lugar en una columna de laboratorio. Muchos experimentos han demostrado que para tales columnas, son aplicables el modelo de dispersión o su ampliación como el modelo de poro cerrado. Así tenemos:

$$C_R(t_e, x) = \int_0^{\infty} C_{ent}(t_e - t') [QC_{IFR}(t', x)/M] \exp(-\lambda t') dt' \quad (3.4.3.)$$

donde C_{IFR} es la solución no normalizada a la ecuación de dispersión o a las ecuaciones del modelo del poro cerrado (discutidas después), para la inyección en flujo (p.e., con la precipitación que se infiltra) y la medida de la concentración residente. Q y M aparecen como resultado de la definición de trabajo de la función $g(t)$ (ecuación 3.2.11) y se suprimen cuando se introduce una fórmula más adecuada para C_{IFR} en la ecuación 3.4.3. Para el modelo de dispersión la fórmula es la siguiente:

$$C_{IFR}(t, x) = (M/Q) \{ [(2v)/(4\pi Dt)^{\frac{1}{2}}] \exp[-(x-vt)^2/4Dt] - (v^2/2D) \exp(vx/D) \operatorname{erfc}[(x+vt)/(4Dt)^{\frac{1}{2}}] \} \quad (3.4.4.)$$

En este modelo, el coeficiente de dispersión (D) y la velocidad de tránsito vertical (v) son tratados como parámetros de ajuste. Sin embargo, el modelo dado por la ecuación 3.4.4 fue desarrollado para un medio completamente saturado con ningún poro conteniendo agua inmóvil. Por tanto, es necesario considerar si, y cuando, el modelo es aplicable a la zona no saturada en la que existe agua no circulante. El modelo de poro cerrado se aplica a medios con poros con agua inmóvil. Usando las mismas notaciones anteriores se tendría:

$$n_m D \frac{\delta^2 C_{R,m}}{\delta x^2} - n_m V \frac{\delta C_{R,m}}{\delta x} - 2n_m \frac{\delta^2 C_{R,m}}{\delta t} + n_s \frac{\delta^2 C_s}{\delta s} \quad (3.4.5.)$$

$$\frac{\delta C_s}{\delta t} = K (C_{R,m} - C_s) \quad (3.4.6.)$$

donde n_s es la fracción de espacio ocupada por agua inmóvil, $C_{R,m}$ es la concentración residente de agua móvil, C_s es la concentración en el agua inmóvil, y k es la constante de la velocidad de transferencia. La ecuación 3.4.6 describe el intercambio de masa del trazador (soluto) entre las aguas móvil e inmóvil. Las posibles interacciones con la fase gaseosa no se tienen en consideración. En los modelos dados por las ecuaciones 3.4.5 y 3.4.6, o por sus soluciones, hay cuatro parámetros no disponibles: D , v , k , y n_s/m_s . De estos cuatro parámetros, v y n_s/m_s son de interés inmediato para determinar la velocidad de infiltración; por el contrario, k y D se pueden tratar como parámetros auxiliares relacionados con el comportamiento de trazador. La constante k no es obtenible directamente porque depende no sólo de la difusión molecular sino también de la presencia de poros con agua inmóvil. El coeficiente de dispersión en general, tampoco puede calcularse. Sin embargo, en condiciones favorables este parámetro puede ser relativamente bien previsto. La existencia de cuatro parámetros no calculables es un hecho poco alentador para resolver el problema inverso. Por tanto, se

limita el estudio a dos casos extremos en los que el número de parámetros es reducido.

Hay varias soluciones conocidas a las ecuaciones 3.4.5 y 3.4.6. Las soluciones del tipo C_{IFR} , que son interesantes en nuestro caso, fueron encontradas por Villermeaux y Swaay (1969). Sin embargo, en dos casos extremos pueden ser obtenidas directamente de las ecuaciones 3.4.5 y 3.4.6:

- (1) Si la velocidad del agua es muy baja puede asumirse que la concentración del trazador está equilibrada en las zonas móvil y estancada por el proceso de difusión molecular. En este caso $C_{R,m} = C_s$ y las ecuaciones 3.4.5 y 3.4.6 quedan reducidas a la siguiente ecuación:

$$D \frac{\delta^2 C}{\delta x^2} - V \frac{\delta C}{\delta x} = \left(1 + \frac{n_s}{n_m}\right) \frac{\delta C}{\delta t} \quad (3.4.6.)$$

- (2) Si el tiempo real, t , de la ecuación (3.4.6) se reemplaza por el tiempo aparente, t_a , dado por:

$$t_a = \frac{t}{1 + \frac{n_s}{n_m}} \quad (3.4.8.)$$

entonces la ecuación 3.4.7 se convierte matemáticamente en la ecuación 3.4.6. En flujo unidimensional, en lugar de la transformación de tiempo, puede transformarse la velocidad media del agua, v , en la velocidad aparente, mediante $v_a = v / (1 + n_s/n_m)$.

Por ajuste del modelo en que v es sustituido por v_a (p.e. la solución C_{IFR} dada por la ecuación 3.4.4 pero con un significado diferente para v) se puede encontrar la velocidad de recarga como:

$$R = Q/S = v n_m = v_a (n_s + n_m) \quad (3.4.9)$$

porque $n_m + n_s$ es igual a la saturación total en agua medible in situ (con neutrones) o en muestras.

Otra situación simple viene dada para $k=0$, que corresponde a la condición de que ningún trazador se difunde en agua estancada. Aun si esta condición es aceptable y se espera que la velocidad, v , encontrada por ajuste del modelo dado mediante la ecuación 3.4.4 represente la velocidad media del agua, la recarga no puede determinarse porque el agua móvil de la porosidad n_m , permanece desconocida.

La distribución de medidas del perfil de concentración en una zona no saturada puede ser tratada como en los experimentos a pequeña escala. Por tanto, hay que esperar una baja dispersión. En el caso de baja velocidad, el coeficiente de dispersión viene dado por $D=D_m/t$, que implica que los valores observados serán aún más bajos que el coeficiente de difusión molecular debido a que el factor de tortuosidad, t , es siempre mayor que 1. De hecho, se observaron valores de D menores que D_m en un cierto número de experimentos de infiltración, caracterizados por bajas velocidades. El factor de tortuosidad para la zona saturada se mantiene en el rango 1.3-1.5 para medios no consolidados y entre 1.5 y 2.5 para los consolidados. Asumiendo un rango igual de valores para la zona no saturada, el coeficiente de dispersión puede ser estimado aproximadamente.

Debe señalarse aquí que las diferencias numéricas entre las soluciones en flujo (tipo C_F) y las soluciones en concentraciones (tipo C_R) desaparecen para valores bajos del parámetro de dispersión. Así, en estudios de infiltración, cuando se hace la hipótesis $C_{Rm} = C_s$, en lugar de la ecuación 3.4.4, puede usarse una solución más simple que la ecuación de dispersión.

Las principales dificultades del uso del tritio para las medidas de los ratios de infiltración vienen de: (a) las variaciones estacionales de la concentración del tritio, que hace dudosa la estimación exacta de $C_{ent}(t)$, (b) la velocidad de

infiltración variable, y (c) infiltración a través del suelo vía cortocircuitos en forma de fracturas, canales de raíces y moradas de animales.

La mayor parte de estas dificultades pueden obviarse con el uso de un trazador artificial inyectado por debajo de la zona de raíces.

AGUA NO CIRCULANTE EN LA ZONA SATURADA

El modelo de poro cerrado en un extremo fue originalmente desarrollado para medios saturados. Es particularmente útil para rocas consolidadas porosas donde hay agua no circulante. La velocidad natural es lo suficientemente baja para suponer que, debido a la difusión molecular, las concentraciones en los poros están equilibradas (p.e. $C_{Rm} = C_s$). En tales casos, el tiempo de retorno que aparece en las funciones ponderadas de la tabla 3.2. y en la ecuación 3.2.6 tienen que ser redefinidas:

$$T = V/Q = H/R = x/v_a \quad (3.4.10.)$$

donde V es el volumen total del agua $V = V_m + V_s$. La velocidad aparente de la ecuación 3.4.10 será comparable con la velocidad de tránsito determinada a partir de la velocidad de Darcy, v_t . Aunque la velocidad total (en el significado de poros abiertos) es medible; la porosidad con agua móvil sigue siendo desconocida. Por tanto,

$$v_a = v_t / (n_m + n_s) \quad (3.4.11.)$$

El problema de una definición adecuada y la comprensión de qué es lo que realmente se mide en una determinada situación experimental no es puramente académico. El volumen total en la ecuación 3.4.10 y la porosidad total en la ecuación 3.4.11 serían entendidos en un significado microscópico, como los relacionados

con poros abiertos. Zonas de amplitud regional con aguas no circulantes, como por ejemplo la expresada en la figura 3.13, serán definidas por el volumen total del macroscópico sin considerar el volumen embolsado. Sin embargo, el movimiento de un trazador puede ser retardado debido a su difusión en el agua no circulante. En la mayor parte de los casos, este retraso será despreciable, a causa de la limitada superficie de interfase agua circulante-agua estancada. Adviértase sin embargo, que el agua en bolsadas como la de la figura, a pesar de ser radioisotópicamente muerta, está hidráulicamente conectada con la zona de recarga.

La porosidad con agua móvil no debe de ser identificada con la producción específica, definida como la fracción del espacio poroso que puede ser drenado bajo la acción de la gravedad. Es bien conocido que en materiales de grano fino la producción específica es baja; por el contrario, la porosidad con agua móvil es muy próxima o igual a la porosidad total. Otras confusiones pueden resultar del mal uso de la terminología. Por ejemplo, a la producción específica se la llama muchas veces porosidad efectiva. En experimentos con trazadores este término se usa para la porosidad con agua móvil.

SISTEMAS FRACTURADOS

Como se indicó en la introducción, los sistemas fracturados con matriz porosa no se pueden interpretar correctamente con la ayuda de los modelos discutidos aquí. Tampoco es aplicable la discusión anterior de las ecuaciones 3.4.10 y 3.4.11 a tales sistemas. En un sistema fracturado con matriz porosa el mecanismo de retardo de un trazador es similar al descrito para sistemas con agua no circulante en poro con un extremo cerrado. El efecto de escala es, sin embargo distinto, a causa de las diferentes escalas de los parámetros correspondientes. El agua estancada en un poro cerrado ocupa un

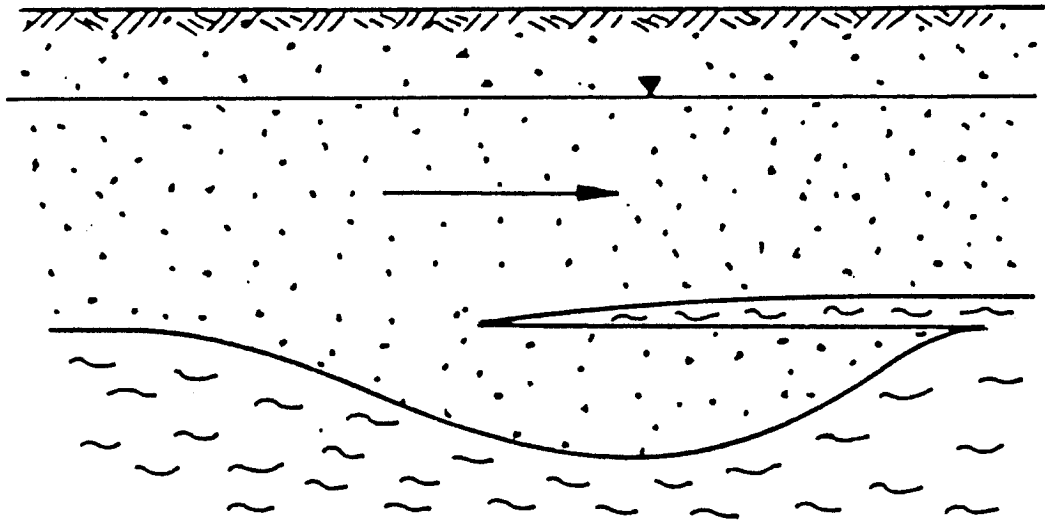


FIGURA 3.13.- Representación esquemática de una zona radioisotópicamente muerta que está sin embargo, conectada con el sistema dinámico.

volumen que es una fracción del volumen del agua móvil. En la zona no saturada la fracción de agua no móvil aumenta, pero todavía es una fracción del volumen del agua móvil. Debido al pequeño volumen de los poros con un extremo cerrado, la hipótesis de igualación instantánea de las concentraciones parece razonable. Sin embargo, en un sistema fracturado con matriz porosa, la situación es completamente diferente porque el volumen de agua en la matriz puede ser mucho mayor que en las fracturas, y la longitud de la difusión en la matriz puede ser muchas veces mayor que en el caso del poro cerrado. Grisak y Pickens (1981) demostraron que en tales sistemas el retardo de un trazador puede ser varios órdenes de magnitud con respecto a la velocidad del agua en las fracturas. Normalmente la matriz es mucho menos permeable que las fracturas y, en consecuencia todas las observaciones hidráulicas están referidas casi únicamente al sistema de fracturas. En tal caso, la velocidad del agua determinada mediante observaciones hidráulicas y la edad aparente del agua obtenida con la ayuda de un modelo de lumped parámetros, no son comparables.

EL MOVIMIENTO DIFERIDO DE TRAZADORES

Sería deseable utilizar siempre trazadores ideales que no introdujeran ningún cambio en el acuífero. Las sustancias que trazan un flujo de agua y sufren adsorción o intercambio con la matriz sólida son más bien indeseables. Desgraciadamente, en el caso de los isótopos ambientales la elección no suficientemente libre puesto que el número de radioisótopos con las propiedades adecuadas es muy limitado. Especialmente el ^{14}C , que es un importante trazador por su apropiada vida media, es sospechoso de posible retardo. Por tanto, algunos modelos macroscópicos que describan el efecto del intercambio con la matriz sólida pueden ser útiles.

Las sustancias que sufren un intercambio reversible con la matriz sólida, son retiradas durante un cierto tiempo del almacén dinámico al estático. Si el proceso está gobernado por adsorción isoterma lineal, y el proceso de desorción se puede describir con las mismas constantes que la adsorción, es aplicable el siguiente modelo:

$$nD \frac{\delta^2 C}{\delta x^2} - nv \frac{\delta C_R}{\delta x} = n \frac{\delta C_R}{\delta t} + (1-n)\rho \frac{\delta q}{\delta t} \quad (3.4.12.)$$

Y

$$\frac{\delta q}{\delta t} = m (C_R - K_d^{-1}q) \quad (3.4.13.)$$

donde ρ es la densidad de la roca, $(1-n)\rho$ es la densidad bruta en seco, q es la concentración del trazador por unidad de masa, m es el grado constante de la reacción de intercambio y K_d es la constante de distribución definida como q_e/C_R , donde e simboliza la concentración en estado de equilibrio para una temperatura dada. Este modelo se desarrolló en cromatografía de gases y se aplica en los estudios de movimientos de contaminantes.

Matemáticamente las ecuaciones 3.4.12 y 3.4.13 son similares al modelo de poro con un extremo cerrado. Por tanto, asumiendo un rápido equilibrio de C_R y q , se necesita una transformación de tiempo (si el flujo es unidimensional, de velocidad), para obtener la velocidad de un trazador retardado:

$$v_t = \frac{v}{1+(1-n)n^{-1} \rho K_d} \quad (3.4.14)$$

Como se mencionó, el modelo de adsorción de la ecuación 3.4.13 es generalmente aceptado debido a su fácil aplicabilidad con la ecuación de dispersión. Su forma simplificada de la ecuación 3.4.14 es aplicable a cualquier modelo de flujo. La ecuación 3.4.14 sirve para estimar la velocidad diferida de una

sustancia en un medio granular, si la distribución constante es obtenida de un batch o una columna. Para rocas fisuradas o con cavernas la distribución constante no es medible en muestras.

De los isótopos ambientales utilizados en hidrogeología, el radiocarbono es el más susceptible de retardo. El retardo del ^{14}C producido por intercambio es despreciable en la mayoría de los acuíferos. Hay que hacer notar que el intercambio del radiocarbono con el lecho superficial de material sólido influye en la concentración de salida. Ello se debe a la desintegración radiactiva, en la que no hay ninguna influencia del ^{13}C , supuesto que se ha alcanzado un régimen permanente. En tal caso, los modelos hidroquímicos basados en las medidas de ^{13}C pueden proporcionar información de la disolución inicial del carbono orgánico por el inorgánico, pero no de si el intercambio ha tenido lugar.

El movimiento de agua tritiada y ^{85}Kr se puede tratar como no retardado. Nada se sabe del ^{32}Si .

CASOS DE ENTRADA CONSTANTE DEL TRAZADOR

Los casos con entrada constante del trazador se pueden resolver analíticamente. En la figura 3.14, las concentraciones relativas se dan como función del sin dimensiones tiempo de retorno, λT . El paso a tiempo real se obtiene para cualquier trazador radioisotópico aplicando el valor adecuado de λ . Los alores $1/\lambda$ expresados en años son: 17.9 para el tritio ($T_{1/2} = 12,43$ años), 8270 para el ^{14}C , 290 para ^{39}Ar y alrededor de 100 para el ^{32}Si . Los gráficos de la figura 3.14 se calcularon para los modelos PFM, EM, y LM de las fórmulas siguientes, que son fácilmente obtenibles de las ecuaciones 3.2.12 y 3.2.13:

$$C_{\text{sal}}/C_{\text{ent}} = \exp(-\lambda T) \quad \text{para PFM} \quad (3.4.15)$$

$$C_{\text{sal}}/C_{\text{ent}} = 1/(1+\lambda T) \quad \text{para EM} \quad (3.4.16)$$

$$C_{sal}/C_{ent} = 1 - \exp(-2\lambda T)/2\lambda T \quad \text{para LM} \quad (3.4.17)$$

Las curvas de concentración para la DM se calcularon numéricamente de la ecuación 3.2.12.

La figura 3.14 refleja que en el caso de una entrada constante C_{ent} el tiempo de retorno sólo puede determinarse si se conoce el tipo de modelo de un parámetro es conocido. Para el tipo de modelo de dos parámetros es necesario tener un conocimiento previo del segundo parámetro. El problema se puede resolver en principio, aplicando dos trazadores isotópicos con diferentes valores de λ . Desgraciadamente en hidrogeología el número de trazadores disponibles es muy limitado.

La fig. 3.14 muestra también que el modelo PFM es aplicable como una aproximación para una entrada constante de trazador y valores bajos del parámetro D/vx , es decir $D/vx < 0,05$.

A primera vista podría parecer extraño que las concentraciones para valores elevados del parámetro D/vx puedan ser más elevadas que las dadas por el modelo exponencial (ver fig. 3.14). Si las curvas del modelo de dispersión fueron calculadas para la función $g(t)$ derivada para un sistema finito, el caso de D/vx matemáticamente acercándose a infinito podría corresponder a un modelo matemático de buena mezcla, por ejemplo EM. Sin embargo, en las funciones $g(t)$ derivadas para medios semi-infinitos, un valor elevado del parámetro D/vx no es equivalente a una buena mezcla, sino simplemente significa que hay un amplio espectro de tiempos de tránsito en el sistema. Un espectro tan amplio, diferente del de EM, es fácilmente imaginable. Por tanto, las soluciones para medios semi-infinitos se eligen por su simplicidad y porque dan mejor aproximación a situaciones reales que las soluciones derivadas de la hipótesis de que la existencia de un segundo límite (pozo de extracción o fuente) influye en la dispersión del sistema. Si se supone que en el límite no hay dispersión (p.e. el segundo sistema no es

dispersivo), aparece una condición inevitable: no hay flujo dispersivo a través del límite, o bien, todas las líneas de flujo que alcanzan el lugar de drenaje tienen la misma velocidad o la misma concentración. Tal condición es evidentemente inaceptable para sistemas naturales.

La fig. 3.14 muestra que la ya discutida similaridad de EM y DM, para valores grandes del parámetro D/vx , también depende del valor del tiempo de retorno.

Generalmente, es aceptado que las medidas de radiocarbono en dos puntos de una misma línea de flujo permiten determinar la diferencia de edad sin conocer C_{ent} y consecuentemente, la velocidad del flujo en el sistema. La fórmula obtenida de la ecuación 3.4.15 es:

$$T_2 - T_1 = 1/\lambda \cdot \ln(C_1/C_2) \quad (3.4.18)$$

Esta ecuación es sólo una aproximación válida en aquellos casos en los que es aplicable el modelo PMF. Otros modelos no producen relaciones tan simples y requieren más puntos de medida en una determinada línea de corriente.

Es interesante señalar que los radioisótopos con entrada constante son trazadores aplicables a la determinación de edad y, a su vez al transporte de masa, debido a la existencia de un sumidero. Otras sustancias no pueden servir como trazadores para este propósito aunque cumplan las condiciones previas de trazador.

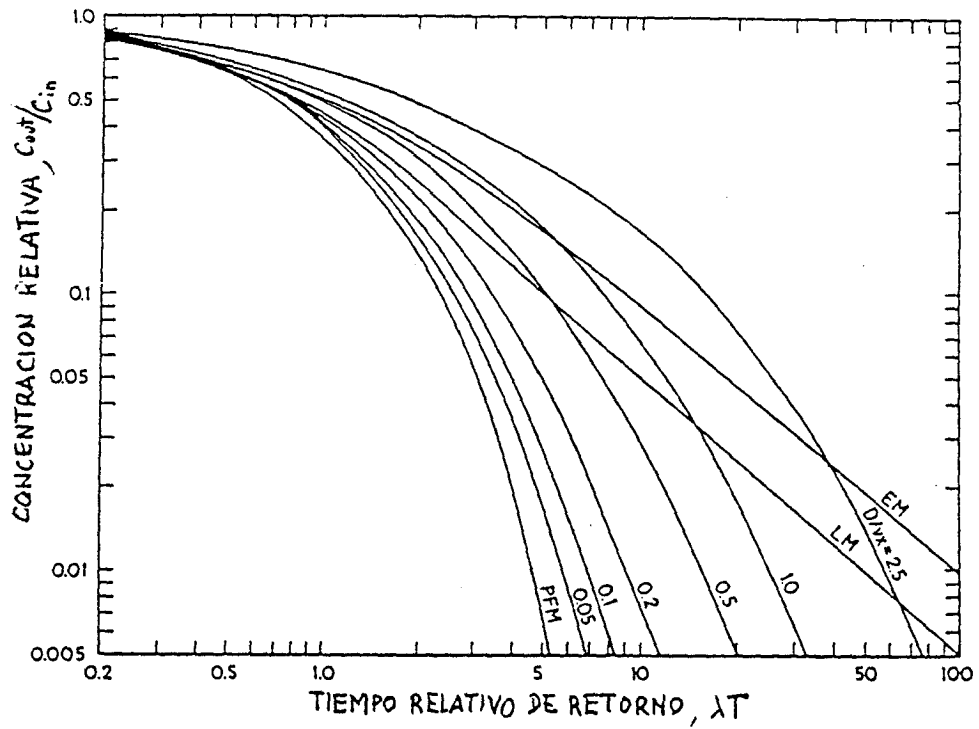


FIGURA 3.14.- Concentración relativa en función del tiempo relativo de retorno para el caso de inyección constante de trazador (Maloszewski y Zuber, 1982). EM = modelo exponencial; LM = modelo lineal; D/vx = parámetro de dispersión; caso C_{FF} .

4.- TRAZADORES ISOTOPICOS AMBIENTALES RADIATIVOS

4.1.- FUNDAMENTOS DE LA UTILIZACION DEL TRITIO

La desintegración del tritio (^3H), el isótopo radiactivo del hidrógeno con una vida media de 12.43 años, haría de él un radionucleido apropiado para "datar" el agua subterránea. El tritio era producido en cantidades modestas por procesos naturales antes de la detonación de dispositivos termonucleares. Desde entonces, el tritio atmosférico ha sido dominado por tritio generado por el hombre.

Si el tritio estuviera aleatoriamente distribuido en el espacio y en el tiempo dentro de la atmósfera, sería casi un radionucleido ideal para datar el agua subterránea. Desgraciadamente no es fácil hacer una reconstrucción histórica adecuada de la concentración efectiva de tritio en la recarga de agua para un determinado acuífero. No solamente son mal conocidas las concentraciones de tritio en la precipitación, sino la evapotranspiración y otros fenómenos naturales en relación con la geología local. La vegetación, el clima, etc. afectarán a las concentraciones de tritio en el agua subterránea. Se ha visto que algunos microorganismos del suelo pueden oxidar el hidrógeno molecular tritiado, directamente de la atmósfera. Así como el tritio contenido en la atmósfera puede alcanzar 10^3 ó 10^4 veces las concentraciones de tritio en el agua de lluvia, la contribución de tritio al agua subterránea, a través de las bacterias del suelo, en algunas circunstancias puede ser tan importante como el procedente de la precipitación.

Debido a la complejidad del problema de definir la concentración de tritio en el tiempo de la recarga, la mayor parte de los estudios basados en el tritio sólo hacen una

evaluación cualitativa de la edad del agua.

La moratoria nuclear ha producido una considerable reducción del nivel de tritio en la lluvia, que ha descendido casi a niveles naturales anteriores a la bomba, lo que prácticamente ha eliminado el valor de tritio en la datación.

LAS VARIACIONES DEL CONTENIDO EN TRITIO DE LA LLUVIA

Con anterioridad a 1952, la mayor parte del ^3H natural, o tritio, provenía de la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera. Las concentraciones históricas en agua de lluvia en latitudes medias eran del orden de 10 unidades de tritio (UT) (una unidad de tritio es igual a un átomo de ^3H por 10^8 átomos de hidrógeno estable). La prueba y ensayo de dispositivos de fusión nuclear han inyectado en la atmósfera grandes cantidades de tritio en los últimos 30 años. La primera cantidad masiva de ^3H fabricado por el hombre tuvo lugar en 1952. Pruebas adicionales tuvieron lugar en los años 1954, 1958, 1961 y 1962, antes de la moratoria nuclear de pruebas atmosféricas entre USA y la URSS.

Desde las pruebas termonucleares, el tritio se ha monitorizado en numerosas localidades en el hemisferio norte y en pocas, pero significativas del sur. Considerando los datos separadamente por hemisferios, hay un fuerte paralelismo en la concentración de ^3H en tiempo, aunque los valores absolutos varíen de un lugar a otro. En el hemisferio sur los valores de ^3H son mucho más bajos a causa de la alta proporción área oceánica (sumidero) respecto a la continental. La más larga toma de datos de concentraciones de ^3H en agua de lluvia está en Ottawa, Canadá, donde el muestreo comenzó en 1952. Se midieron picos de más de 10.000 TU después de los masivos ensayos nucleares de 1960. En la figura 4.1 se muestra la variación de los registros de Ottawa. Los datos de tritio obtenidos por la International Atomic Energy

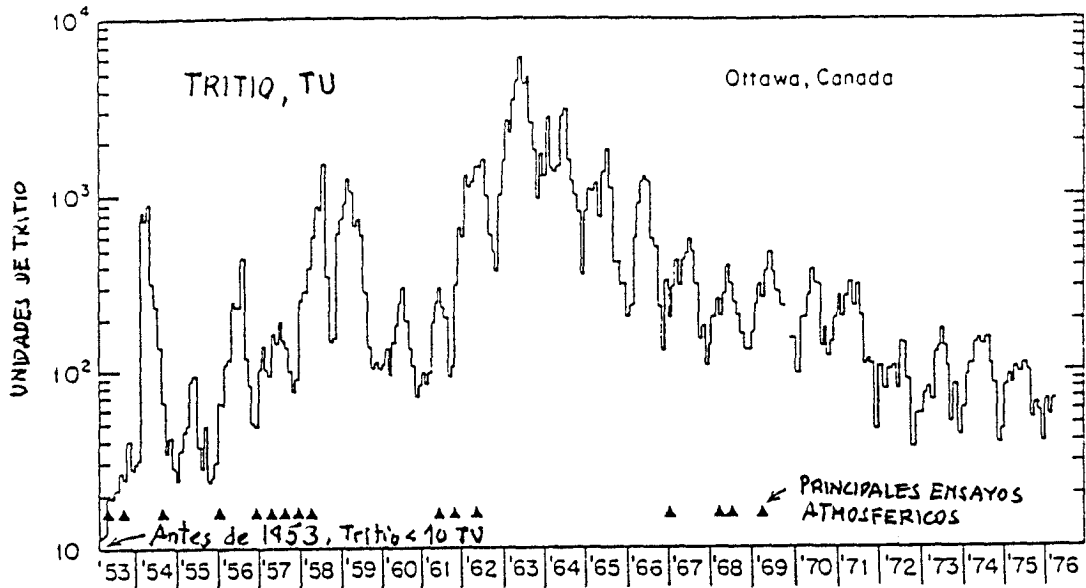


FIGURA 4.1.- Valores de tritio en la precipitación (concentraciones medias mensuales expresadas en unidades de tritio). Ottawa, Canadá.

Agency (IAEA) de una malla de muestreo global permiten estimar la variación de ^3H en el tiempo. A una determinada latitud, la concentración de tritio en las precipitaciones registrada en las estaciones de muestreo cerca de la costa, son más bajas que en el interior por la dilución con vapor de agua oceánico, que es bajo en tritio. Los valores de la concentración de tritio se incrementan lentamente hacia el continente, doblándose en Europa Central cada 1.000 Km. Las variaciones estacionales también son muy grandes. En el hemisferio norte durante el verano de 1960 la concentración máxima fue diez veces superior a la mínima del invierno. Normalmente, el máximo tiene lugar hacia el final de la primavera-principio de verano y suele ser 2,5 veces mayor que en el invierno. Hay también una dependencia marcada de la latitud con valores unas cinco veces más bajos en los trópicos.

Corrección de las concentraciones de entrada

Las variaciones estacionales de la concentración de (^3H) tritio en las precipitaciones causan serios problemas en el cálculo de la función de entrada, $C_{\text{ent}}(t)$. La concentración ponderada media anual para los ratios de infiltración es:

$$C_{\text{ent}} = \frac{\sum_{i=1}^{12} C_i \cdot a_i \cdot P_i}{\sum_{i=1}^{12} a_i \cdot P_i} \quad (4.1.1.)$$

donde C_i , a_i y P_i son las concentraciones de ^3H en la precipitación, coeficientes de infiltración, y precipitación mensual para el mes i , respectivamente. Normalmente se aplica una simplificación de la ecuación 3.5.1. Se asume que en los meses de verano se infiltra sólo una fracción (α_V) del coeficiente de invierno (α_I). Poniendo $\alpha = \alpha_V/\alpha_I$ se obtiene:

$$C_{\text{ent}} = \frac{(\alpha \sum C_i P_i)_V + (\sum C_i P_i)_I}{(\alpha \sum P_i)_V + (\sum P_i)_I} \quad (4.1.2.)$$

donde los subíndices "V" y "I" significan las sumas de los meses

de verano e invierno, respectivamente. Una mayor simplificación resulta de asumir un mismo valor de (α) para cada año. Un nuevo método para estimar (α) ha sido propuesto recientemente por Grabczak y otros (1984). En este método, las variaciones estacionales del isótopo estable contenido en la precipitación se utilizan para determinar la concentración en el agua infiltrada en los acuíferos durante el verano y el invierno.

La función de entrada se construye aplicando la ecuación 4.1.2 a los datos conocidos C_i y P_i de cada año, para un valor asumido de (α) . Puede aplicarse la ecuación 4.1.1 a aquellos casos en que no hay escorrentía superficial y los coeficientes (α_i) pueden obtenerse a partir de los datos de precipitación y evapotranspiración. La evapotranspiración se calcula a partir de fórmulas empíricas o de los resultados obtenidos en tanques de evaporación. La precipitación mensual se mide en el área de recarga o se toma de una estación próxima. Las concentraciones mensuales de ^3H se conocen por las publicaciones de la IAEA, tomando datos de la estación más próxima, o eventualmente por correlación de datos de otras estaciones.

Las actuales concentraciones de ^3H en las precipitaciones de las diferentes estaciones de observación se pueden correlacionar bien. Sin embargo, en algunas áreas se producen incrementos esporádicos de la concentración de ^3H debido a emisiones procedentes de instalaciones nucleares. En el futuro la distribución de ^3H en la atmósfera será menos homogénea geográficamente y más constante en el tiempo que en el presente.

En la figura 4.2. se muestran ejemplos de funciones típicas de entrada de ^3H para dos valores de α , representando las concentraciones calculadas ajustadas a los datos experimentales del periodo 1966-1970. Conociendo la función de entrada se puede resolver el problema directo (p.e. calcular las concentraciones de salida para modelos supuestos). Estos resultados ayudan a

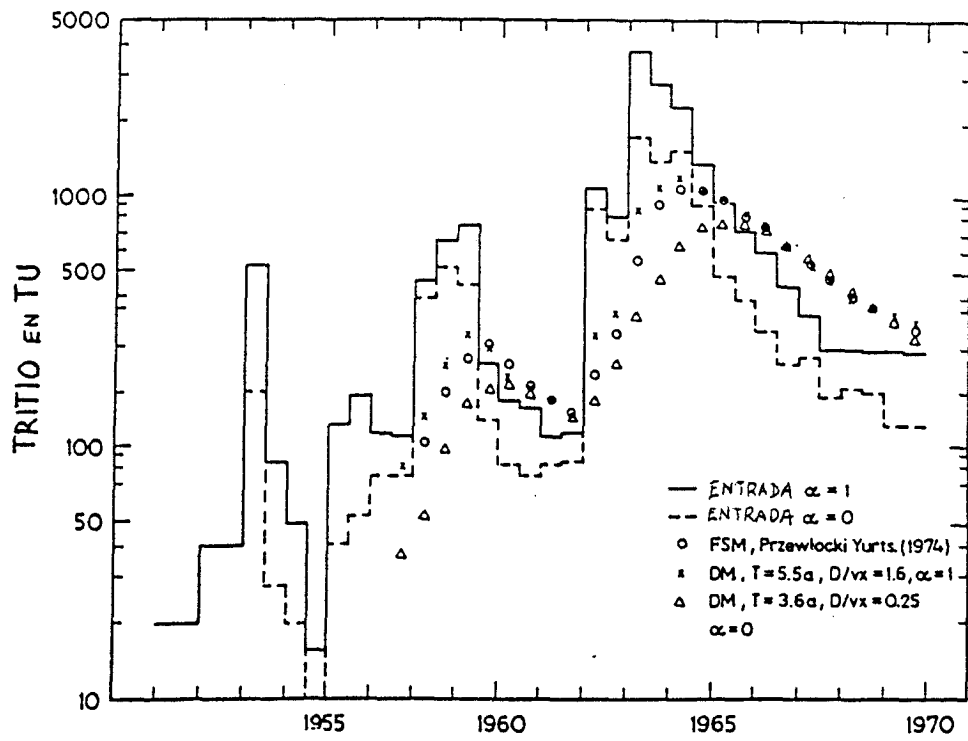


FIGURA 4.2.- Funciones de entrada de tritio aplicadas a la cuenca Modry Dul, calculadas para dos valores externos de α .

estimar la aplicación potencial del método y a planificar el trabajo de campo (escoger el intervalo de muestreo). Ejemplos de la solución del problema directo para ambas versiones del modelo de dispersión y para valores extremos del parámetro de dispersión se dan en las figuras 4.3 y 4.4. Estas figuras muestran que en sistemas hidrogeológicos altamente dispersivos con tiempo de retorno no superior a unos 50 años, hay una tendencia a suavizar las concentraciones de ^3H . Sistemas con bajos valores del parámetro de dispersión son todavía interpretables.

El problema inverso consiste en la búsqueda de un modelo para un sistema dado en el que las concentraciones de entrada y salida son conocidas. Para este propósito se pueden utilizar los gráficos que representan las soluciones al problema directo. En tal caso, el gráfico que pueda ser identificado como los datos experimentales representará la solución al problema inverso. Un camino más apropiado es realizar la búsqueda del modelo que mejor ajuste. Sin embargo, aún el modelo que mejor ajuste no es necesariamente el mejor. En otras palabras, el proceso de ajuste tiene que usarse junto con los conocimientos geológicos y la intuición del interpretador. Esto quiere decir que toda la información disponible debe de utilizarse en la selección del tipo adecuado de modelo antes del ajuste. Si no es posible la selección antes del ajuste, y si más de un modelo da un buen ajuste, pero con valores de parámetros diferentes, la selección se debe de hacer después del ajuste.

Aplicaciones

La medida de la concentración de tritio puede ser muy útil en muchas investigaciones hidrogeológicas. Permite estimar la edad de recarga de aguas subterráneas recientes. Los criterios de concentración-edad adoptados para las dataciones, son los siguientes:

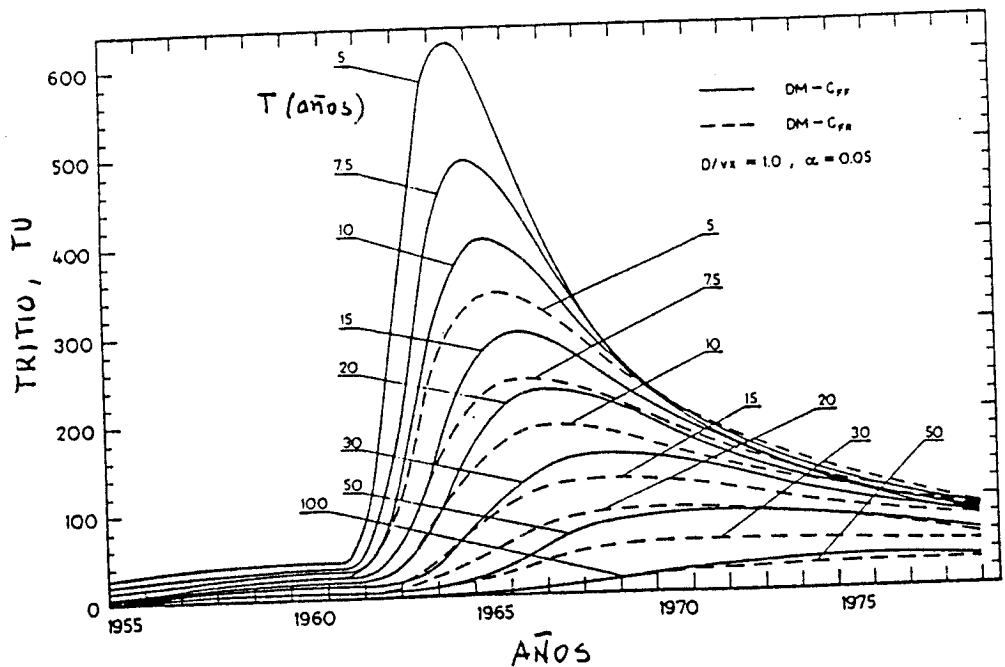


FIGURA 4.3.- Concentraciones de salida de tritio en una región próxima a Cracow ($\alpha=0.05$), calculadas con el modelo de dispersión -- ($D/vx = 1.0$).

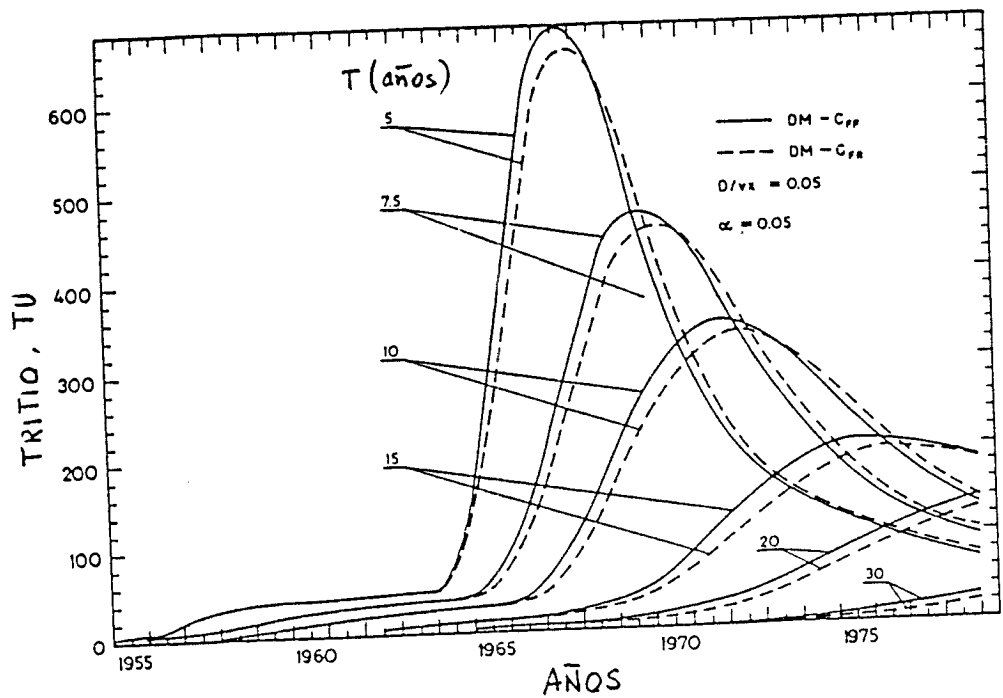


FIGURA 4.4.- Gráfico de salida de concentraciones ($D/vx = 0.05$).

Concentración (TU) -----	Interpretación agua recargada -----
>100	Agua recargada durante los ensayos nucleares
10-100	Agua de menos de 35 años
2-10	Agua de menos de 20 años
<2.0	Más vieja de 30 años
<0.2	Más vieja de 50 años

EJEMPLO 1. Intercomunicación de acuíferos

Para ilustrar un uso potencial de isótopos en los estudios hidrogeológicos considérese el diagrama esquemático de la figura 4.5. Representa uno de los ejemplos hipotéticos que se pueden resolver utilizando isótopos para proporcionar información sobre el régimen de agua subterránea. Un vertedero está situado sobre el nivel piezométrico de un acuífero freático poco profundo. Bajo este acuífero hay una capa de arcilla que lo separa de un acuífero confinado infrayacente. El acuífero interior se utiliza para el abastecimiento de un núcleo rural. Las medidas del nivel de agua nos muestran que el agua se mueve del punto A al B en los dos acuíferos. Los gradientes hidráulicos también nos muestran que puede haber un flujo potencial del acuífero freático al confinado. El problema que debe de ser resuelto es si el nivel de arcilla, que parece separar los dos acuíferos entre A y B, impide el flujo del acuífero superior al inferior o, en otras palabras, si hay comunicación entre el acuífero superior y el inferior.

Análisis de tritio se podrían utilizar para determinar si hay tal conexión. Por ejemplo, si las concentraciones de ^3H son superiores a 2.0 TU en los piezómetros por encima y por debajo del nivel de arcilla, se podría deducir que agua post-1953 ha entrado en los dos acuíferos y que el nivel de arcilla no ha

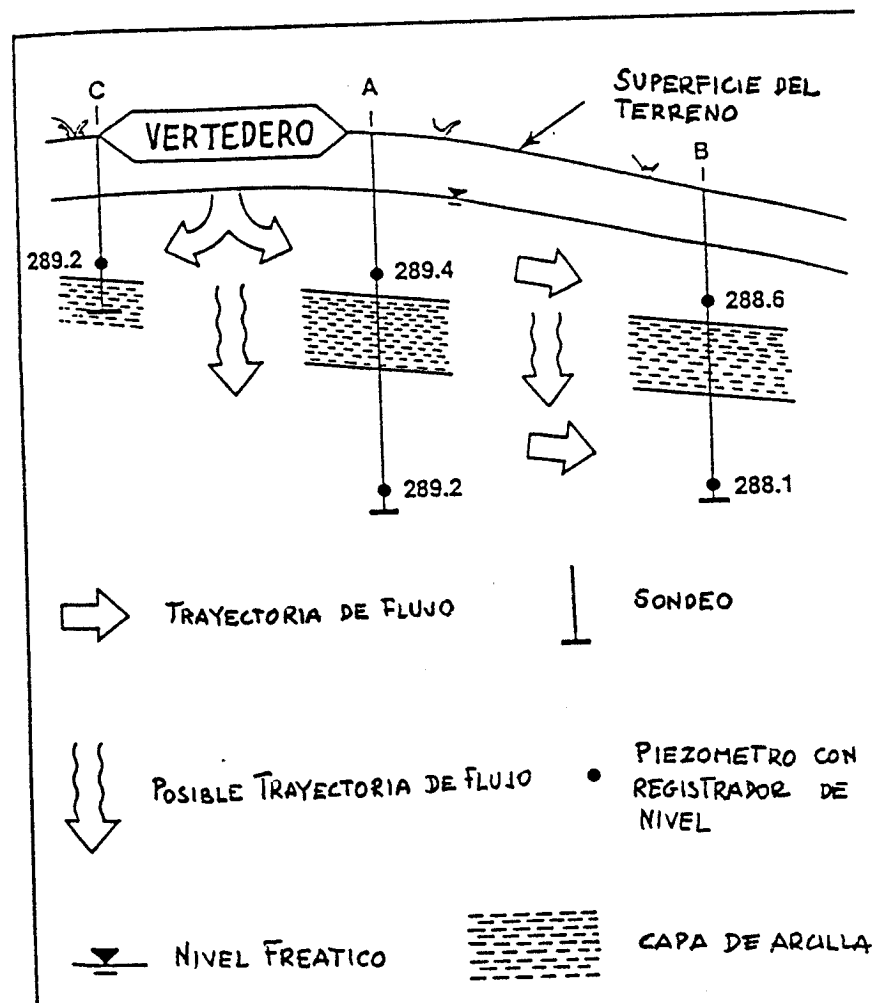


FIGURA 4.5.- Esquema hidrogeológico

actuado como barrera efectiva al movimiento del agua. Por tanto cualquier contaminante puede migrar desde el vertedero y contaminar el abastecimiento rural.

Si los piezómetros en el acuífero inferior en A y B producen concentraciones de ^3H menores de 0,2 TU, se puede asumir que el agua tiene más de 50 años. Esto proporciona poca información sobre el carácter impermeable del nivel de arcilla. Si se hicieran análisis de ^{14}C en los piezómetros del acuífero profundo en A y B, y los resultados proporcionaran edades de algunas decenas de miles de años, se podría deducir que el nivel de arcilla es continuo y actúa como barrera separando los dos sistemas de flujo. Por tanto, cualquier contaminante que migrara del vertedero sería retenido en el acuífero freático.

Para ilustrar la utilidad de los análisis de ^{18}O y ^2H , supóngase que el vertedero se ha aprovechado para eliminar y almacenar salmueras en un proyecto de recuperación secundaria de petróleo. Se quiere estudiar la posible percolación de salmueras al acuífero. Puesto que la salmuera procede de una formación geológica profunda sus $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, serían muy diferentes de los de las aguas superficiales. Utilizando ^{18}O y ^2H se podría determinar el grado de contaminación de los pozos domésticos.

Hay que resaltar que la información obtenida de los isótopos habría sido difícil y costosa de conseguir por procedimientos de hidrogeología convencional.

EJEMPLO 2.- Isla Volcánica

Un estudio muy interesante sobre la isla de Cheju, fue presentado por Davis (1970). Los estudios isotópicos estaban dirigidos a determinar si se podría encontrar agua subterránea en cantidad sustancial. Se muestrearon muchos sitios para ^3H y

$\delta^{18}\text{O}$. Las medidas de los isótopos estables, ayudaron a determinar la altitud de la recarga; por el contrario, el ^3H sirvió para determinar el tiempo de retorno. En el trabajo original se utilizó el modelo binomial para determinar el tiempo de retorno. Maloszewski y Zuber (1982), utilizando EPM reinterpretaron dos casos que se presentan en la figura 4.6. El punto 45 muestra un tiempo de retorno $T = 2,5$ años y el ratio del volumen total al volumen de flujo exponencial (n) igual a 1.7. La situación puede ser aproximadamente la d en la sección 3 de la figura 3.12, aunque el flujo real tiene lugar en fisuras y túneles de lava. Este punto es una fuente de altitud media con la recarga ligeramente superior. El modelo así obtenido es consistente en otros datos y el tiempo de retorno adecuado.

El punto 2 (fig. 4.6) muestra un largo tiempo de retorno (21 años) y un valor de (n) 1.1, que implica que el principal cuerpo de agua está en el área de recarga y que el agua es conducida al punto de descarga por un túnel de pequeño volumen. Este modelo es consistente con los datos de isótopos estables, que muestran que este gran manantial costero se recarga a gran altitud en el centro de la isla. El modelo exponencial [$n = 1$] no coincide con los datos de isótopos estables y tiene que ser rechazado a pesar del buen ajuste.

Las figuras 4.6 y 4.7 muestran que en estos dos casos el EPM da mucho mejor ajuste que el binomial. Puede esperarse que los resultados obtenidos sean adecuados y al mismo tiempo más indicativos cuando el parámetro n tiene un claro significado físico.

EJEMPLO 3. Cuenca de Montaña.

Otro ejemplo fue dado por Przewlocki (1975) al

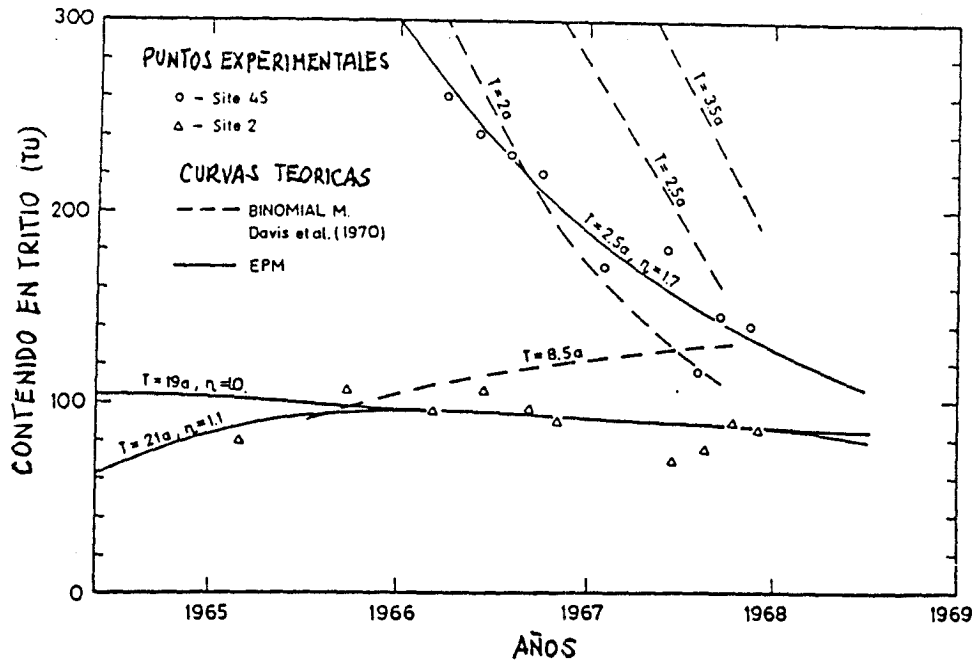


FIGURA 4.6.- Ejemplos ilustrativos del problema inverso (parámetros determinados por ajuste) en la Isla de Cheju (Maloszewski y Zuber, 1982).

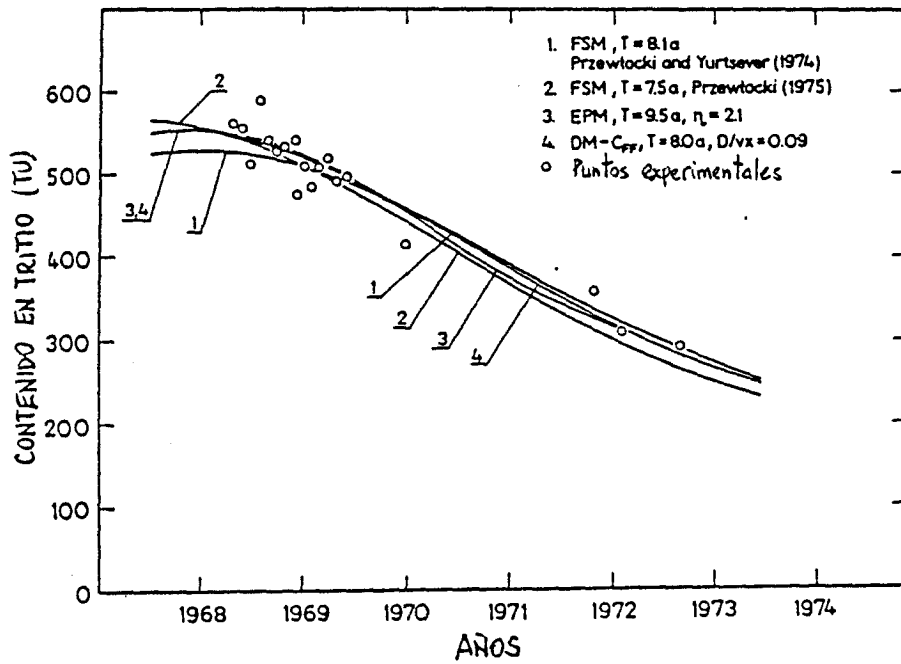


FIGURA 4.7.- Resultados según diferentes modelos, mostrando el mismo ajuste (Maloszewski y Zuber, 1982).

interpretar datos de una pequeña fuente de montaña de Grafendorf (Austria) con la ayuda de un modelo FSM. Los mismos datos fueron reinterpretados por Malowzewski y Zuber (1982) con la ayuda de EPM y DM (figura 4.7). A primera vista puede parecer extraño que distintos tipos de modelos den prácticamente el mismo ajuste. El uso de criterios cuantitativos de mejor ajuste no resolvería el problema, porque la repartición de puntos experimentales resulta más probable en el régimen transitorio, que no es tomado en cuenta en los modelos. Sin embargo, todos los modelos dan un tiempo de retorno similar. Por otra parte, otros parámetros de los modelos indican que todos describen un fenómeno similar. Especialmente en el FSM, se asumió que la mitad del volumen del acuífero estaba en el área de recarga, y que el flujo tenía lugar en varias de celdas sin recarga directa. EPM describe exactamente la misma situación [(n) = 2.1]. DM es quizá el menos indicativo a este respecto, pero el bajo valor del parámetro de dispersión ($D/vx = 0.09$) es consistente con los resultados de otros modelos. De acuerdo con lo ya discutido, este valor muestra una pequeña extensión de área de recarga, en comparación con la longitud del acuífero.

De una manera general, los modelos con menor número de parámetros de ajuste dan valores más adecuados de los parámetros físicos que otros modelos. En otras palabras, en este ejemplo los modelos EPM y DM son preferibles al FSM.

Debe advertirse que el planteamiento de FSM de la manera antes descrita, requiere un conocimiento previo de la estructura del sistema. En los casos de EPM y DM los resultados se obtienen sin hipótesis adicionales que, o bien son consistentes con la estructura conocida del acuífero, o proporcionan nueva información.

Considérese de nuevo la figura 4.2, donde además de las dos funciones típicas de entrada, se calculan las concentraciones

de salida para tres modelos diferentes. Los modelos se obtuvieron por ajuste a los datos experimentales recogidos en el espacio de tiempo 1965-1969. Todos los modelos dan prácticamente el mismo ajuste. Si las observaciones se hicieran durante más tiempo, no habría dificultad en seleccionar el modelo que mejor se ajustara. El modelo FSM no es adecuado en este caso por el elevado número de parámetros a ajustar. Se han incluido dos versiones del modelo de dispersión porque el ajuste se realizó para dos valores extremos de α . Una interpretación más exacta requeriría una mayor toma de datos o una mejor estimación del coeficiente de infiltración, porque ni $\alpha = 0$, ni $\alpha = 1$ son hipótesis reales para el sistema investigado. Sin embargo, el tipo de modelo y los valores medios obtenidos de T (4,5 años) y D/vx (aproximadamente 1), parecen ser consistentes con el conocimiento geológico del sistema (una pequeña cuenca de drenaje montañosa), que coincide aproximadamente con el caso de la sección 2 de la figura 3.12. Dince y otros (1970) ajustaron los modelos exponencial y binomial a los datos de la cuenca de Modry Dul asumiendo $\alpha = 0$, que no es extraño conforme a la discusión sobre la aplicabilidad del modelo binomial.

EJEMPLO 4.- Acuífero kárstico en Nueva Zelanda

Steward y Downes (1982), proporcionan una excelente ilustración de cómo son posibles diferentes interpretaciones en función del modelo escogido. El acuífero artesiano kárstico del valle Takaka drena en las fuentes Wailoropupu, con una descarga media de $15 \text{ m}^3/\text{s}$. Se hicieron medidas de tritio en 1966, 1972 y 1976, y se compararon con los valores de tritio de la lluvia local y de la zona exterior (tabla 4.1). El tritio se incrementó rápidamente en la fuente local hasta 40 TU en 1964/1965. Los resultados para la fuente principal en 1966 muestran la salida

TABLA 4.1.

INTERPRETACION DE DATOS DE TRITIO DE WAIKOROPUPU SPRINGS, NUEVA ZELANDA
(Stewart y Downes, 1982)

Fecha	Contenidos en tritio (TU)			Tiempos de Flujo	Tiempos de Retorno
	Precipitación media anual ponderada	Recarga por escorrentía local	Manantial principal	Modelo de flujo pistón	Modelo de caja única
27/5/66	34	-	14±0.9	3-4	7-8
29/7/72	15	20±1.2	15.3±1.9	<1 ó 8-10	10-12
4/5/76	8	11.9±2.0	11.2±1.2	2-4 ó 12-14	0-20

de agua enriquecida por este tritio joven; por el contrario, los valores de 1972 muestran un menor contenido de tritio (agua más vieja). Los valores en la lluvia disminuyeron rápidamente después de 1971 y los resultados de 1976 indican que no permanece agua de alto contenido en tritio. Stewar y Downes concluyen que las salidas de la fuente son de varias edades, pero que predominan las recientes y más viejas. Las circunstancias geológicas en un acuífero parcialmente cautivo, sugieren que un modelo de flujo pistón es más real que el modelo de un tanque, pero datos detallados de los isótopos estables demuestran que el acuífero tiene una buena mezcla. Por esto, la edad media del flujo se incrementa en época de estiaje.

En conclusión, en muchos acuíferos kársticos el agua tiene componentes de diferentes tiempos de residencia y, por tanto, asignar una edad media puede dar origen a equívocos. Esta misma observación fue hecha por Siegenthaler (1984) respecto a una fuente del Jura suizo. En los caudales de base, predominaba agua vieja relativamente homogénea; por el contrario, después de las tormentas o eventos de fusión incluso el agua de escorrentía rápida es importante. En estos casos no tiene sentido hablar de una edad media del agua de una fuente. El principal interés está en saber el tiempo de residencia medio del agua más vieja del almacén.

4.2.- METODO DEL CARBONO 14

FUNDAMENTOS DE LA DATACION CON CARBONO 14

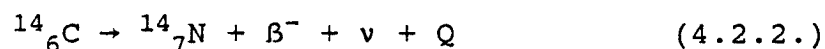
Se sabe que el ^{14}C se produce en la atmósfera por varias reacciones nucleares relacionadas con interacciones de neutrones y de rayos cósmicos con isótopos estables de nitrógeno, oxígeno y carbono. La más importante de las reacciones es la producida por neutrones lentos de rayos cósmicos y el núcleo

estable ^{14}N :



donde n es el neutrón y ${}^1_1\text{H}$ es el protón emitido por el núcleo resultante. La producción de ^{14}C se ha estimado en unos 2,5 átomos/s.cm² (Lal y Suess, 1968). Los átomos de carbono 14 se incorporan entonces a las moléculas de dióxido de carbono por reacciones con el oxígeno y por reacciones de intercambio con isótopos de carbono estable en moléculas de CO o CO₂. Estas moléculas se mezclan rápidamente en la atmósfera y en la hidrosfera alcanzando niveles constantes de concentración correspondientes a un equilibrio en régimen permanente. La concentración en régimen permanente de ^{14}C en la atmósfera es, aproximadamente, de un átomo de ^{14}C en 10¹² átomos de carbono 12. Esta concentración de equilibrio se mantiene por la producción de ^{14}C en la atmósfera y por su continua desintegración. Las moléculas de CO₂ se incorporan al tejido de las plantas como resultado de la fotosíntesis y de la absorción a través de las raíces. La concentración de ^{14}C en plantas verdes vivas se mantiene a nivel constante mediante un ciclo de absorción y desintegración. Los animales que se alimentan de plantas y absorben iones o moléculas de la atmósfera o de la hidrosfera que contienen carbono, también adquieren un nivel de radiactividad debido al ^{14}C . Cuando la planta o el animal mueren, cesa la absorción de ^{14}C y su actividad debido al ^{14}C disminuye como resultado de la desintegración radiactiva. Si la actividad en el tejido vivo es conocida, la actividad del ^{14}C del tejido de la planta muerta puede ser usado para determinar el tiempo transcurrido desde su muerte. Esta es la "edad ^{14}C " de la muestra.

La desintegración del ^{14}C tiene lugar por la emisión de una partícula negativa que conduce a un ^{14}N estable:



La energía del último término es 0.156 MeV. La desintegración está relacionada con el estado básico del ^{14}N y ningún rayo γ es emitido. La radiactividad de una muestra de carbono extraído de tejido animal o vegetal, que murió hace t años viene dado por:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad (4.2.3.)$$

donde A es la actividad media debida al ^{14}C en unidades de desintegración por minuto, por gramo de carbono; A_0 es la actividad de la misma muestra en el tiempo en que el animal o la planta estaban vivos. La mejor estimación de la actividad del ^{14}C en equilibrio con la atmósfera (A_0) es 13.6 ± 0.07 dpm/g. Los equipos modernos de medida del ^{14}C pueden detectar niveles de actividad tan bajos como 0.2 dpm/g. La sustitución de estas actividades específicas en la ecuación, produce un máximo de edad de 50.000 años. El periodo de semidesintegración del ^{14}C es 5.730 ± 4 años, valor que fue adoptado por la V Conferencia de Datación con Radiocarbono (Cambridge, U.K., 1962). La revista RADCARBON (P.O. 2161, Yale Station, New Haven, Conneticut, 06520), ha publicado sistemáticamente todas las determinaciones edad con carbono 14 desde 1959. La edad de una muestra conteniendo carbono que ya no está en equilibrio con el ^{14}C de la atmósfera o de la hidrosfera se obtiene resolviendo la ecuación:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \rightarrow t = 1/\lambda \ln A_0/A \quad (4.2.4.)$$

$$T = \ln 2/\lambda \rightarrow \lambda = 0.693/5730 = 1.209 \times 10^{-4} \text{ años}^{-1}$$

cambiando de logaritmos y sustituyendo, se obtiene la fórmula:

$$t = 19.035 \times 10^3 \log(A_0/A) \text{ años} \quad (4.2.5.)$$

La relación entre la actividad del ^{14}C (A) de una muestra y el tiempo transcurrido desde que se terminó el intercambio con el almacén (t) se muestra en la figura 4.8.

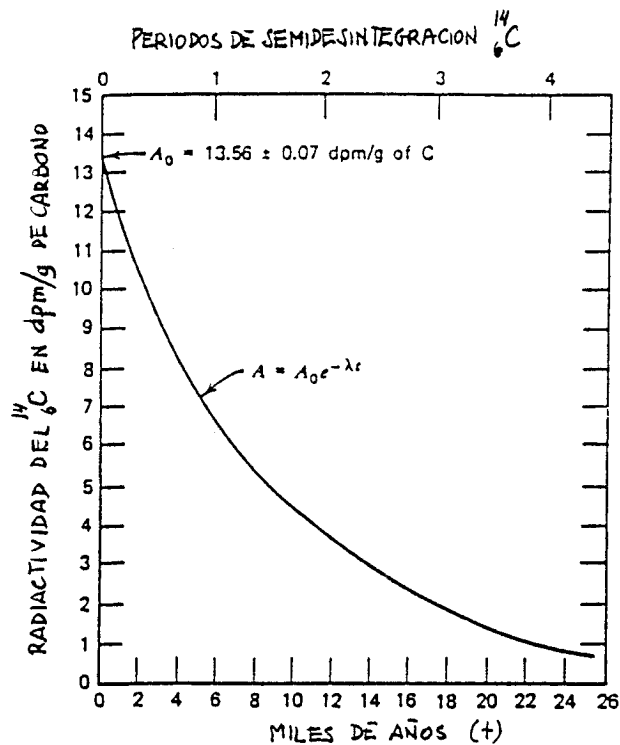


FIGURA 4.8.- Desintegración del ^{14}C contenido en tejidos de plantas y animales que estaba en equilibrio con moléculas de $^{14}\text{CO}_2$ de la atmósfera e hidrosfera.

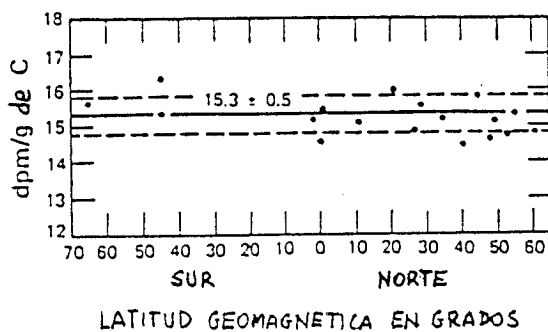


FIGURA 4.9.- Valores de la actividad específica del ^{14}C en muestras actuales de tejidos procedentes de diferentes latitudes geomagnéticas terrestres. (Anderson y Libby, 1951).

Es evidente que la precisión de la datación con carbono 14 depende de una manera crítica de la validez de varias hipótesis respecto a (A_0) y (A) . Se asume que la actividad inicial de ^{14}C en animales y plantas (A_0) es una constante conocida que ha sido independiente del tiempo durante los pasados 70.000 años; que su valor es independiente de la localización geográfica, y que no depende de las especies de animales y plantas cuyos tejidos se datan. Además, se asume que la muestra no ha sido contaminada y que la actividad observada no está afectada por impurezas radiactivas de la muestra. Libby y sus colaboradores demostraron con sus medidas que la actividad inicial del ^{14}C en tejidos de plantas modernas y animales es constante en una primera aproximación, y que la actividad en objetos arqueológicos de edad conocida se puede medir con suficiente precisión y exactitud, como para decir que las dataciones con carbono 14 están en una buena concordancia con sus edades históricamente conocidas. Sin embargo, estudios más detallados han demostrado variaciones sistemáticas en el contenido de radiocarbono de la atmósfera, ocurridas en el pasado, que han dado lugar a inexactitudes en las dataciones.

VARIACIONES DEL CONTENIDO DE RADIOCARBONO EN LA ATMOSFERA

Para ayudar a comprender por qué el contenido de radiocarbono en la atmósfera puede mostrar variaciones locales y seculares, se consideran con más detalle alguno de los procesos que determinan el grado de producción de ^{14}C . La producción de radiocarbono por la reacción (n,p) con ^{14}N depende principalmente de la densidad del flujo de neutrones producidos por los rayos cósmicos. Se sabe que el flujo de neutrones aumenta con la altitud y con la latitud. Alcanza un máximo entre 10.000 y 14.000 metros sobre la superficie de la Tierra y es alrededor de cuatro veces mayor en los polos que en el ecuador. Consecuentemente la producción de ^{14}C es mucho mayor en los polos que en el ecuador.

Esto se refleja en un mayor contenido en radiocarbono en plantas y animales de las regiones polares en comparación con las de bajas latitudes. Anderson y Libby investigaron el efecto de la latitud en la actividad del ^{14}C analizando tejido de plantas y animales de diferentes latitudes geomagnéticas (ver figura 4.9). Se usa la latitud geomagnética porque la densidad del flujo de neutrones depende del flujo de protones, que es modificado por el campo magnético de la tierra. La uniformidad aparente de la actividad del ^{14}C se debe a la mezcla rápida, menos de dos años, que tiene lugar en la atmósfera.

La magnitud absoluta del flujo de neutrones en la alta atmósfera depende de la intensidad de flujo de protones de rayos cósmicos que inciden sobre la Tierra. La mayor parte de los protones son emitidos por el Sol. Por tanto, el radiocarbono contenido en la atmósfera debe de haber variado en una función de tiempo relacionada con la actividad cambiante del Sol. Además, el flujo de protones de rayos cósmicos está modulado por los cambios en la intensidad de campo magnético de la Tierra. Sólo estos dos factores parecen haber producido variaciones en el contenido de radiocarbono de la atmósfera de la Tierra, dependientes del tiempo, durante los pasados 30.000-40.000 años. El primer trabajo de Arnold y Libby parecía sugerir que la actividad inicial de muestras datadas arqueológicamente era compatible con los valores actuales. Sin embargo, de Vries, demostró más tarde que el contenido atmosférico en radiocarbono ha variado sistemáticamente en el pasado, y que la actividad del carbono 14 entre 1.500 y 1.700 A.D. fué un dos por ciento más alta que en el siglo diecinueve. Estas variaciones del contenido de carbono 14 son ahora conocidas por el *efecto De Vries*. Otro efecto fue observado por Sues (1955), quien encontró que la actividad de la madera del siglo veinte es casi el dos por ciento más baja que la de la madera del siglo diecinueve. Atribuyó esto a la introducción de CO_2 "muerto" en la atmósfera por la combustión de combustibles fósiles desde el comienzo de la revolución industrial. Este

fenómeno es ahora conocido como *efecto Suess*. En la actualidad, la explosión de bombas en la atmósfera y en subsuelo, y la operación de reactores nucleares y aceleradores de partículas desde 1945 ha incrementado en gran manera la actividad del ^{14}C en la superficie de la tierra debido a la dispersión de radiocarbono producido artificialmente. Por ejemplo, en Wellington (Nueva Zelanda) el contenido en material de plantas alcanzó un pico del 69 por ciento sobre el normal en enero de 1969 (figura 4.10).

Actualmente se admite que el contenido en radiocarbono en la atmósfera ha variado sistemáticamente en el pasado. Estas variaciones introducen errores serios en dataciones, especialmente en las arqueológicas.

Si la actividad inicial de una muestra fuera menor que la indicada por la madera del siglo diecinueve, la datación calculada por la actividad observada de acuerdo con la ecuación 4.2.5, sería demasiado vieja. Si fuera mayor que el valor asumido, la fecha sería demasiado reciente. La variación secular de el contenido en radiocarbono de la atmósfera ha sido estudiado por análisis de madera de árboles muy antiguos que han sido datados por dendrología. El crecimiento de los árboles por adición de una capa de tejido leñoso a sus troncos y ramas cada año, sirve para su datación. Los anillos depositados en los años previos, no son capaces de absorber ^{14}C de la atmósfera y su contenido en radiocarbono disminuye por desintegración radiactiva. La variación de radiocarbono en la atmósfera durante varios miles de años puede ser medida por análisis de muestras de madera cuya edad, antes del presente (B.P.), se ha establecido por dendrología. Una gran cantidad de información sobre la variación secular de la actividad del radiocarbono se ha obtenido del estudio de pinos (*Pinus aristata*) y secuoyas (*Sequoia gigantea*). Miche y Ralph (1970) utilizaron las desviaciones de la

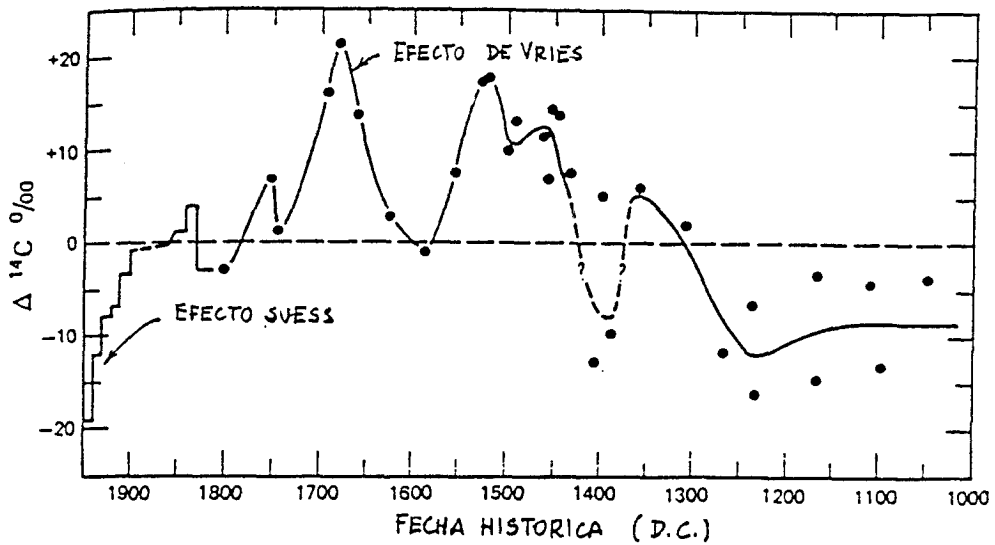


FIGURA 4.10.- Desviación de la actividad inicial del radiocarbono en muestras de madera de edad conocida, respecto al 95% de la actividad del ácido oxálico patrón del National --- Bureau of Standards (EE.UU.). (Lermon, 1970).

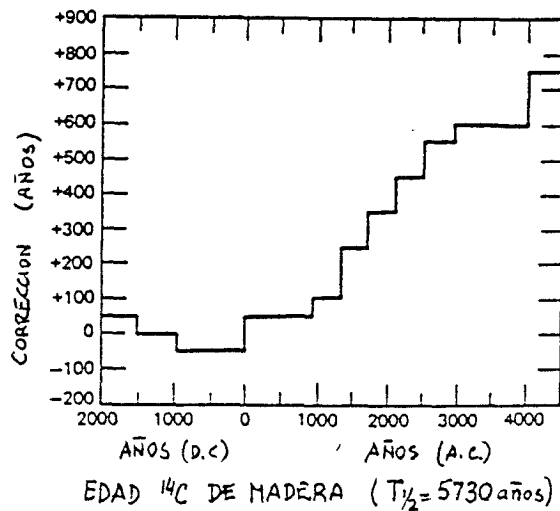


FIGURA 4.11.- Correcciones necesarias para ajustar las edades de ^{14}C a las indicadas por los anillos de los troncos de los árboles. (Michael y Ralph, 1970).

edad corregida del radiocarbono contenido en tales árboles, para calcular las correcciones a aplicar a las dataciones con radiocarbono convencional. Los datos se recogen en la figura 4.11. A modo de ejemplo, supongamos que la datación por radiocarbono da 3.500 años. Es costumbre expresar tal datación en términos de *años antes del presente (B.P.)*, donde el presente se toma como 1950. Si la fecha fue medida en 1973, la datación por radiocarbono es $3500 - 23 = 3477$ B.P.. Para relacionar esta fecha con el calendario histórico relativo al nacimiento de Cristo, se resta 1950 de 3477 se obtiene la fecha histórica. La figura 4.11 indica que se deben añadir 250 años a las fechas en el intervalo 1325 a 1700 B.C.. La fecha corregida es, por tanto, 1777 años. La curva de Lerman muestra los efectos De Vries y Suess y las desviaciones de la actividad del ^{14}C de muestras de madera de todo el mundo hasta 1000 años atrás (figura 4.10).

La dendrocronología nos permite sólo adentrarnos 7000 años en el pasado. Para explorar la actividad del radiocarbono en tiempos anteriores, se deben de relacionar las dataciones con las varvas de sedimentos lacustres glaciales. Continuas y sistemáticas diferencias se han usado para determinar la diferencia del conteo anual y las dataciones con ^{14}C . Stuiver (1970) mostró que las dataciones con radiocarbono en lagos de Minnesota incluídas en el intervalo 3.000-10.000 años, son 800 años más jóvenes que las realizadas con varvas. Esto a su vez implica que el radiocarbono contenido en la atmósfera en aquella época era un 9 por ciento superior que durante el siglo pasado. En general, existe la evidencia de que el radiocarbono contenido en la atmósfera ha variado un diez por ciento arriba o abajo respecto al contenido en la atmósfera en el siglo XIX, durante los pasados 30.000 años.

Las causas de esta posible variación son mucho más difíciles de establecer. Básicamente hay tres posibles razones: (1) variaciones en la intensidad del flujo de protones de rayos

cósmicos causadas por el comportamiento del Sol; (2) variaciones en la intensidad del campo magnético terrestre que modula el flujo de protones y afecta a la producción de ^{14}C ; (3) cambio de los almacenes de carbono en la Tierra debido a variaciones climáticas. Es posible que las tres causas hayan influido en el contenido en radiocarbono de la atmósfera durante el pasado.

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO

Otra causa de la variación del contenido en radiocarbono de las muestras naturales, es el hecho de que los isótopos del carbono se fraccionan por reacciones físicas y químicas que ocurren en la naturaleza. Como resultado la abundancia de isótopos estables de carbono (^{12}C y ^{13}C) que se incorpora a la plantas por fotosíntesis, es diferente de la del CO_2 de la atmósfera. Las plantas generalmente se enriquecen en ^{12}C y se empobrecen en ^{14}C . De una manera similar, la actividad del ^{14}C en el tejido de la planta difiere del carbonato cálcico precipitado química o biológicamente. El fraccionamiento de isótopos de carbono en la naturaleza introduce pequeños errores sistemáticos en las dataciones con carbono. Estos errores se pueden eliminar cuando la composición isotópica del carbono estable de la muestra a datar se mide en el espectrómetro de masas.

La composición isotópica del carbono se expresa por medio del parámetro $\delta^{13}\text{C}$ que se define como

$$\delta^{13}\text{C} = \left[\frac{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{muestra}} - \left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{std}}}{\left(\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}\right)_{\text{std}}} \right] \times 10^3 \text{‰} \quad (4.2.6.)$$

El valor $\delta^{13}\text{C}$ es simplemente la desviación entre el ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

de la muestra y el de una estándar expresado en tanto por 1000. Cuando la muestra está enriquecida en ^{12}C respecto a las estándar, $\delta^{13}\text{C}$ es negativo, y cuando está enriquecida en ^{13}C , $\delta^{13}\text{C}$ es positivo. El estándar más comunmente usado es el dióxido de carbono preparado a partir de belemnites (*Belemnitella americana*) recogidos de la formación Peedee (Cretácico de South Carolina). Este es conocido como el PDB o estándar de la Universidad de Chicago, donde este material fué analizado por Urey (1951) para determinar paleotemperaturas en base al fraccionamiento de los isótopos del oxígeno.

El problema de corregir actividades del radiocarbono por el fraccionamiento isotópico se ha entremezclado con el problema de utilizar ácido oxálico como ^{14}C estándar.

La corrección se hace asumiendo que el fraccionamiento depende de la diferencia de masas y que el ^{14}C se enriquece o empobrece por valor de dos veces la relación ^{13}C a ^{12}C . La fórmula establecida para este fin es:

$$A_{\text{ox}} = A'_{\text{ox}} \left[1 - \frac{2 (19 + \delta^{13}\text{C}')}{1000} \right] \text{ dpm/g} \quad (4.2.7.)$$

donde

A_{ox} = actividad del ácido oxálico corregido por el fraccionamiento del $\delta^{13}\text{C} = -19\%$, relativo al PDB estándar.

A'_{ox} = actividad observada de un particular batch de CO_2 preparado del ácido oxálico estándar.

$\delta^{13}\text{C}'$ = Valor medio de este parámetro relativo al gas CO_2 , relativo al CO_2 estándar.

Con estas correcciones, a actividad inicial de la madera del siglo XIX viene dada por:

$$A_0 = 0.95 A'_{\text{ox}} \left[1 - \frac{2 (19 + \delta^{13}\text{C}')}{1000} \right] \text{ dpm/g} \quad (4.2.8.)$$

Cuando es necesario medir la actividad de radiocarbono de muestras de madera o conchas cuya composición isotópica difiere de la media de la madera ($\delta^{13}\text{C} = -25\%$), surgen nuevas desviaciones. La actividad observada en tales muestras, con valor de $\delta^{13}\text{C}$ es diferente de -25% , debe de ser corregida por medio de la siguiente fórmula:

$$A_{\text{corr}} = A_{\text{med}} \left[1 - \frac{2(25 + \delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}})}{1000} \right] \text{ dpm/g} \quad (4.2.9.)$$

La edad del radiocarbono se calcula a partir de la actividad corregida por fraccionamiento de los isótopos de carbono (ec. 4.2.9) y de la actividad inicial igual a $0,95 A_{\text{ox}}$. Finalmente, hay que hacer correcciones para tener en cuenta la variación secular del contenido en radiocarbono de la atmósfera.

Otra manera frecuente de expresar las concentraciones de radiocarbono en la atmósfera es mediante la notación $\Delta^{14}\text{C}$:

$$\Delta^{14}\text{C} = A/A_{\text{s}} (1000 - 2\delta^{13}\text{C} + 50) - 1000 \quad (4.2.10)$$

donde A es la actividad de la muestra, A_{s} la actividad de la estándar (0.95 de la NBS estándar) y $\delta^{13}\text{C}$ es la concentración de ^{13}C expresada como desviación por mil de PDB estándar. La ecuación 4.2.10 significa físicamente que las concentraciones de radiocarbono están expresadas en desviaciones por mil de las concentraciones modernas. El término $\delta^{13}\text{C}$ introduce las correcciones para el efecto de fraccionamiento, si $\delta^{13}\text{C}$ difiere del valor más común para las plantas (-25%).

LA DATACION EN HIDROGEOLOGIA CON EL CARBONO 14

La datación con ^{14}C del agua subterránea fue propuesta por primera vez por Munnich (1957), siguiendo el desarrollo de las técnicas de datación con ^{14}C de materiales con carbono, en la que fue pionero el Premio Nóbel de 1950, Libby. Cuando el agua se

mueve debajo del nivel piezométrico y queda aislada del CO_2 acumulado en la superficie, la desintegración radiactiva del ^{14}C existente en la fracción disuelta hace que el contenido en ^{14}C disminuya de acuerdo con la expresión:

$$A = A_0 2^{-t/T} \quad (4.2.11.)$$

donde A_0 es la actividad específica del ^{14}C (desintegraciones por unidad de tiempo y por unidad de masa de la muestra) en la atmósfera de la Tierra, A la actividad por unidad de masa de la muestra, t la edad del carbono desintegrado y T la vida media del isótopo (5730 años).

En las investigaciones hidrogeológicas, las determinaciones de ^{14}C se hacen sobre el carbono inorgánico extraído de muestras de agua cuyo volumen suele variar entre 20 y 200 litros. La masa de carbono necesaria para un análisis exacto por métodos tradicionales es de alrededor de tres gramos. Los valores de ^{14}C obtenidos de esta manera son una media del contenido de ^{14}C del CO_2 (agua) H_2CO_3 , CO_3 y HCO_3 en el agua en el momento del muestreo. El ^{14}C puede estar en el agua también como carbono orgánico disuelto, en especies tales como ácidos fúlvicos y húmicos. Esta fuente de ^{14}C es pequeña y normalmente no está incluida en los estudios de datación de agua.

La actividad específica en equilibrio con la atmósfera de la Tierra, antes de las explosiones nucleares, era de aproximadamente 10 desintegraciones por minuto y por gramo (dpm/g). Los equipos modernos de medida pueden detectar niveles de actividad del ^{14}C tan bajos como 0.02 dpm/g. Sustituídas estas actividades específicas en la ecuación 4.2.10 producen una edad máxima de 50.000 años. Para obtener información hidrogeológica con este tipo de datos hace falta determinar la fuente de carbono inorgánico.

Específicamente, el contenido inicial en ^{14}C de los

Uno de los iones bicarbonato de esta reacción se ha originado a partir de una molécula de carbonato de calcio cuyo contenido original en radiocarbono ha disminuido hasta cero en el tiempo transcurrido desde su sedimentación. Por tanto, el radiocarbono contenido en conchas modernas de moluscos (carbonato cálcico inorgánico precipitado en "aguas duras" de acuíferos, ríos o lagos), normalmente es menor que la predicha en base al equilibrio con el CO₂ atmosférico. La magnitud de este efecto varía localmente en función de la geología de cada arroyo y a lo largo del curso de los ríos, al atravesar distintos tipos de rocas y mezclarse con masas de agua diversas. Por esta razón, las dataciones de moluscos de agua dulce no están de acuerdo con las dataciones basadas en restos de plantas o animales terrestres.

La actividad del ¹⁴C en el agua de mar y la de moluscos marinos también suele ser menor que la esperada. La razón en este caso hay que buscarla en la circulación de agua en las cuencas oceánicas.

Para obtener una adecuada significación de la estimación con ¹⁴C de la edad de agua subterránea es necesario conocer la extensión en que el carbono muerto proviene de la desintegración del ¹⁴C.

Para tener en cuenta el efecto del carbono muerto que entró en el agua subterránea como consecuencia de la disolución de un mineral bajo la superficie piezométrica, se utiliza un factor de ajuste denominado Q, donde

$$t = 8720 (\ln Q - \ln R) \quad (4.2.12.)$$

La medida del contenido en ¹⁴C se expresa normalmente como un ratio (R) del ¹⁴C de la muestra al contenido en ¹⁴C del carbono moderno. Q es la fracción del carbono total inorgánico derivado de la disolución mineral o la oxidación de carbono

orgánico bajo la superficie piezométrica. Se supone que este carbono añadido no contiene ^{14}C . El carbono inorgánico que entra en el agua por encima de la superficie piezométrica tiene poca influencia en el contenido en ^{14}C del agua, a causa de un rápido equilibrio con el ^{14}C del aire contenido en el suelo, que tiene ^{14}C a niveles modernos.

Bajo ciertas circunstancias, el grado de disolución de rocas carbonatadas marinas se puede estimar utilizando el ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, cuyo valor es mayor que para el carbono de las plantas terrestres. Aproximadamente, el CO_2 de suelos producido biológicamente en latitudes medias tiene un $\delta^{13}\text{C}$ de -25‰, mientras que los carbonatos de rocas marinas tienen valores próximos a 0. Puesto que la mayor parte del carbono presente en el agua entra en el subsuelo procedente de la disolución del CO_2 , que a su vez viene de las plantas, un incremento del ratio $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ reflejaría la disolución de carbonatos marinos, que se han supuesto desprovistos de ^{14}C .

El significado de Q se ha ilustrado con varios ejemplos en los que se supone que no hay mezcla de aguas de orígenes diferentes.

EJEMPLO 1.

Se considera una situación donde el agua se infiltra en una zona de suelo y durante la infiltración adquiere 100 mg/l de carbono inorgánico disuelto, por travesar la zona de producción de CO_2 , y por disolución de calcita. El agua entonces se mueve en un sistema de flujo subterráneo sin más disolución de calcita, hacia algún lugar donde es muestreada. Para este caso, el valor de Q para el agua muestreada será 1. La disolución de carbonatos en la zona de suelo, produce un contenido en ^{14}C en el agua igual al contenido en ^{14}C del carbono moderno; ello independientemente

de que la calcita o dolomita que se disuelve en la zona de suelo tenga cantidades significativas de ^{14}C . Cuando tiene lugar la disolución de minerales carbonatados en la zona no saturada, hay normalmente suficiente cantidad de CO_2 generada por la descomposición de la materia orgánica moderna, para mantener el equilibrio del contenido en ^{14}C entre el agua y la atmósfera del suelo. Si la materia orgánica tiene decenas de años o algunas centenas, no importa mucho: estos períodos de tiempo son cortos con relación a la vida media del ^{14}C (5.730 años).

EJEMPLO 2.

El agua adquiere 100 mg/l de carbono inorgánico disuelto en la zona de suelo en condiciones de sistema abierto, y adquiere otros 100 mg/l de carbono inorgánico por disolución de calcita y dolomía bajo la superficie piezométrica. En este caso el valor de Q es 0.5. Casi toda la calcita y dolomía existentes en sistemas hidrogeológicos no contienen ^{14}C , porque originalmente esos minerales se formaron cientos de miles o millones de años antes y su ^{14}C se ha perdido por desintegración radiactiva. La aportación de carbono inorgánico al agua subterránea mediante la disolución de minerales del sistema cerrado, da origen a que el carbono inorgánico original sea diluido con el carbono no radiactivo. El valor de Q en este ejemplo es 0.5, porque este es el ratio inicial de ^{14}C moderno a carbono total (carbono original más el carbono adicional no radiactivo).

EJEMPLO 3.

El agua descrita en el ejemplo anterior se mueve según líneas de flujo a una zona en la que el contenido total de carbono inorgánico procedente de carbonatos minerales se

incrementa. El valor de Q entonces se hace más pequeño. Por ejemplo, si el agua entra en una zona donde está siendo generado CO_2 por sulfato reducción, y la calcita está siendo disuelta como resultado de un incremento de CO_2 , el intercambio Na-Ca el carbono adicional se puede esperar que esté desprovisto de ^{14}C . Si el agua adquiere 100 mg/l de carbono inorgánico de la materia orgánica y de la calcita, el valor de Q será $100/300 = 0.33$.

EJEMPLO 4.

Consideremos un agua que se mueve a lo largo de líneas de flujo a través de granito, que está completamente desprovisto de carbono mineral. El agua que se mueve a través del suelo en la zona de recarga, donde se carga en CO_2 a una presión parcial de 10 bar y a 15°C . El contenido de carbono orgánico disuelto es entonces 21 mg/l, y puesto que el pH del agua en equilibrio a esta presión sería 5, el carbono inorgánico disuelto está casi todo en forma de H_2CO_3 . Cuando el agua se mueve según líneas de flujo en el granito, los valores de pH y HCO_3 aumentarán gradualmente cuando tiene lugar la disolución de minerales silicatados tales como feldespatos y micas. Eventualmente el valor de pH puede llegar a 7 y casi todo el carbono inorgánico mineral estará presente como HCO_3 . El valor de Q , sin embargo, permanecerá como 1, mientras estos cambios ocurren, porque ningún carbono inorgánico nuevo es introducido en el agua subterránea de la masa de roca.

Estos ejemplos ilustran cómo el agua subterránea evoluciona químicamente durante su movimiento regional a lo largo de líneas de flujo y cómo Q puede disminuir en algunas ocasiones. Si se desea obtener información útil de la edad verdadera del agua a partir del ^{14}C es necesario comprender antes el origen geoquímico del carbono inorgánico en el agua. Esto se puede hacer usando modelos geoquímicos conceptuales. Estos modelos pueden ser

verificados y mejorados utilizando datos del contenido en ^{14}C basados en la interpretación hidroquímica y datos de ^{13}C como los trabajos de Pearson y Hanshaw (1970), Wigley (1975) y Reardon y Fritz (1978), Fontes y Garnier (1979).

Aunque en los ejemplos anteriores se ha focalizado la atención en el hecho de que la dilución de ^{14}C por procesos geoquímicos puede ejercer gran influencia en la datación del agua, se debe enfatizar que las edades ^{14}C pueden ser muy útiles en muchos tipos de investigaciones hidrogeológicas. Las edades ^{14}C pueden proporcionar una información muy válida, aunque haya una considerable incertidumbre en la determinación de Q . Las estimaciones detalladas de la edad a menudo no son necesarias para la solución de un problema. Por ejemplo, si el agua tiene 15.000 ó 30.000 años no es crucial muchas veces, si uno tiene un razonable grado de confianza de que está en ese rango. Con esta manera de pensar, inexactitudes grandes de Q tienen una relativa pequeña influencia en el cálculo de la edad.

Por ejemplo, si la edad no ajustada del agua de una muestra es 40000 años y el valor de Q , 0.7, la corrección de la edad obtenida es 37050 años. Si la inexactitud asociada a Q es grande, por ejemplo +0.2, el rango correspondiente en la edad ^{14}C es 34250-39135 años. Puesto que Q está en forma logarítmica, el efecto de Q es pequeño para valores grandes de t .

Como regla general, Mook (1972) ha sugerido que un valor de Q de 0.85 es una estimación razonable para muchas situaciones. Wigley, ha demostrado que en situaciones donde no hay generación de CO_2 debajo de la superficie piezométrica, no es probable que se obtengan valores de Q inferiores a 0.5.

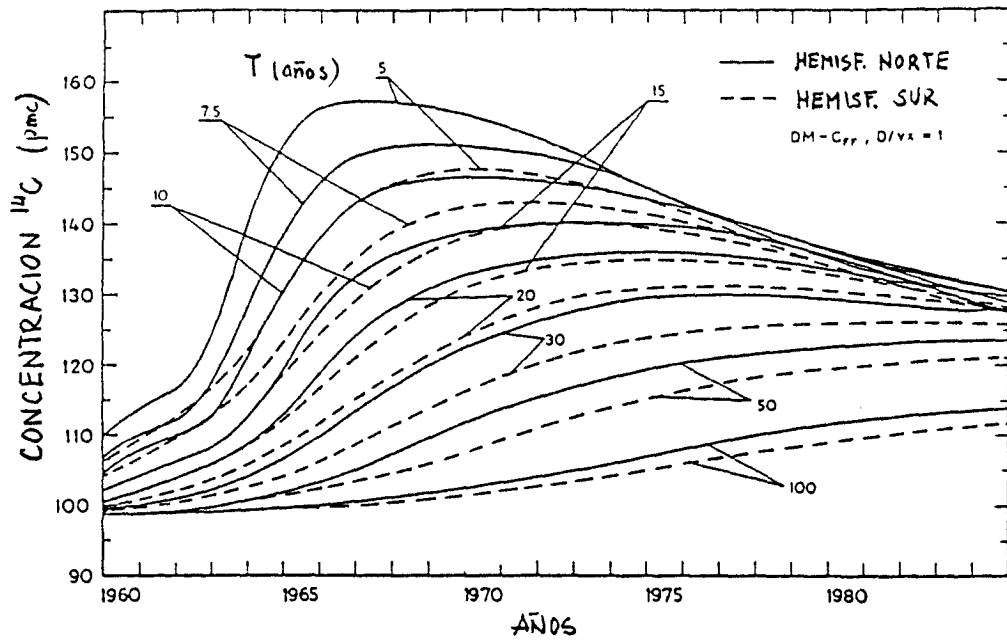


FIGURA 4.12.- Concentraciones de ^{14}C obtenidas con modelo de dispersión (altos valores de D/vx) y muestreo de flujo saliente (caso C_{FF}), para ambos hemisferios.

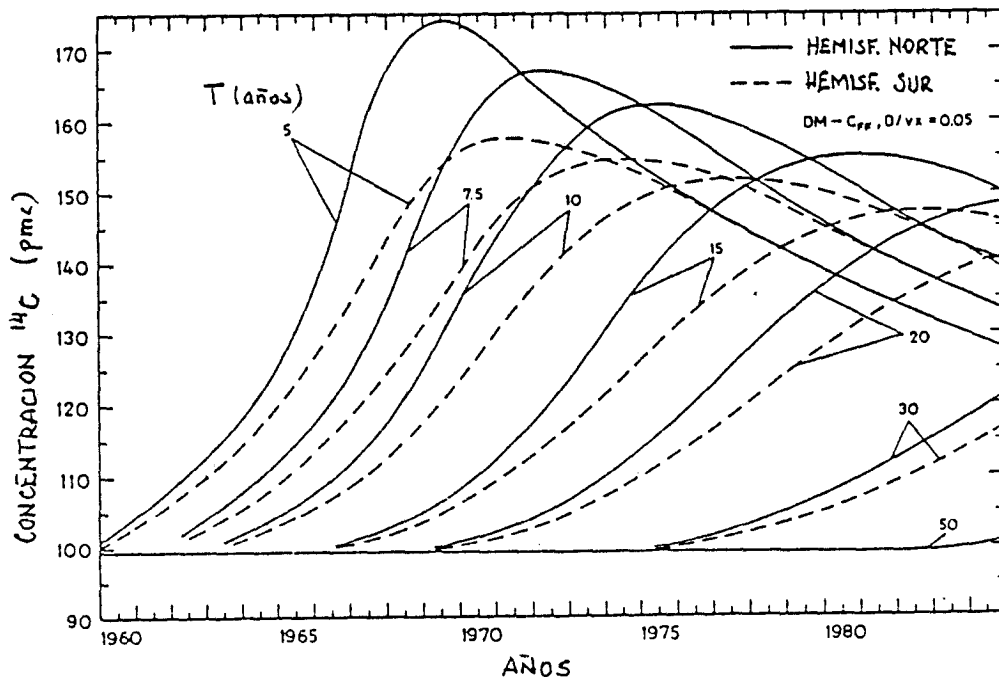


FIGURA 4.13.- Concentraciones de ^{14}C obtenidas con modelo de dispersión (bajo D/vx) y muestras de flujo saliente (caso C_{FF}), para ambos hemisferios.

4.3.- METODO DEL CLORO-36

INTRODUCCION

El cloro posee un único isótopo inestable de vida media superior a una hora: el Cloro-36. El periodo de semidesintegración del ^{36}Cl es de 300.000 años. Esta característica lo hace un trazador adecuado para aguas subterráneas antiguas, puesto que hay 3 Ma accesibles a la investigación, si se admite que un isótopo radiactivo es todavía detectable al final de diez periodos de desintegración.

La simplicidad del ciclo geoquímico del cloro hace de él un excelente trazador de soluciones naturales, en las que siempre está presente en forma aniónica estable (cloruro). Raramente está implicado en reacciones redox, en el ciclo biológico o en intercambios con la matriz del acuífero. El cloro es una de las sustancias más hidrofílicas, por lo que es particularmente adecuado para ser utilizado como trazador hidrogeológico.

La elevada solubilidad de los cloruros limita sus posibilidades de inmovilización geológica en forma sólida: halita (NaCl), silvinita (KCl), carnalita ($\text{MgKCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), y bischoffita ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$).

Los primeros análisis del ^{36}Cl fueron realizados por Schaeffer y otros (1955). Se sugirió entonces su interés para datar aguas antiguas por tener un alcance muy superior al del ^{14}C . El empleo de este trazador estaba limitado por el elevado umbral de detección de la técnica utilizada en el contaje de la radiación beta, aproximadamente 10 átomos de ^{36}Cl por átomo de Cl. Ha hecho falta esperar hasta el final de los años 70, a la aparición del espectrógrafo de masas con acelerador tandem (TAMS), capaz de medir las relaciones atómicas ($^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$) del

orden de 10 sobre muestras de algunos mg de cloruros, para que el ^{36}Cl se pudiera utilizar de forma rutinaria en la investigación hidrogeológica. Se pueden analizar así la casi totalidad de cloruros, con la excepción de las sales marinas en las que la dilución del ^{36}Cl es considerable por el largo tiempo de residencia del ión Cl en los océanos.

EL ORIGEN DE Cl-36 EN LAS AGUAS NATURALES

Producción en la atmósfera

El cloro-36 de origen meteórico se produce principalmente por partición del Argón-40 [$^{40}\text{Ar}(\rho, n'\alpha)^{36}\text{Cl}$], K y Ca, bajo el efecto de la componente protónica de la radiación cósmica y mediante activación del Argón-36 [$^{36}\text{Ar}(n, \rho)^{36}\text{Cl}$] por los neutrones inducidos por la misma radiación. La producción meteórica varía en función de la latitud de 5 a 25 átomos de $^{36}\text{Clm}^{-2}\text{s}^{-1}$ (figura 4.14). La figura 4.15 muestra la reconstrucción de los contenidos naturales de ^{36}Cl en los EE.UU. anteriores a la bomba atómica, a partir de la curva de producción y de los contenidos en Cl de las precipitaciones. Estos contenidos expresados en relaciones atómicas (at. ^{36}Cl /at.Cl) varían de 20×10^{-15} a 640×10^{-15} en función de la continentalidad. Las regiones costeras están más cargadas en cloro de origen oceánico y empobrecidas en ^{36}Cl . La expresión de los contenidos en actividades específicas (at. ^{36}Cl /litro) permite obviar este efecto de continentalidad. Los contenidos obtenidos por esta reconstrucción comparados con los medidos en aguas recientes pero anteriores a la bomba, son muy similares (Benteley y Davis, 1982).

Producción en la superficie de suelo (epigénica)

Los neutrones inducidos por radiación cósmica dan

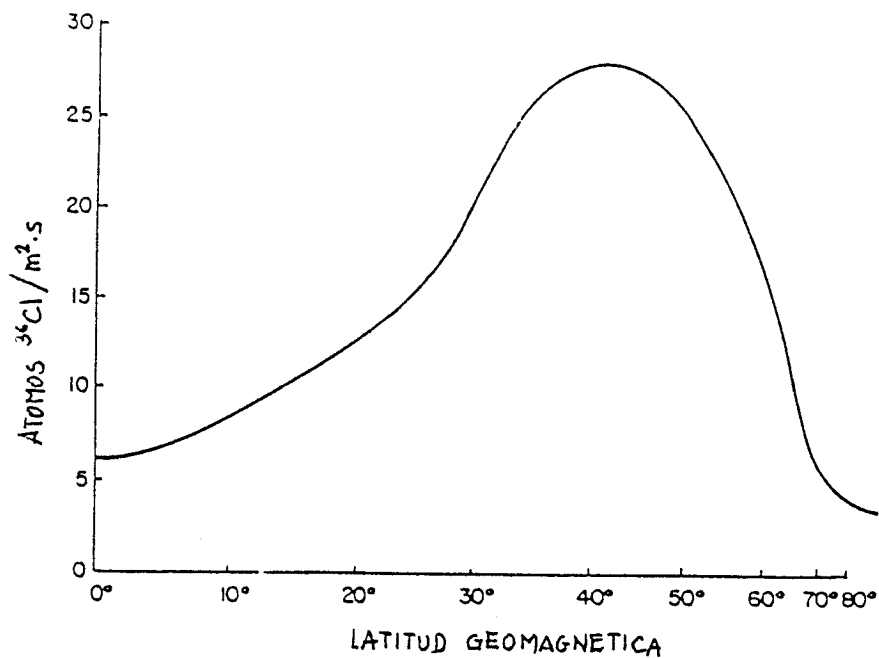


FIGURA 4.14.- Variación del ^{36}Cl meteórico con la latitud (Lal y Peters, 1967) (Onofriev, 1968).

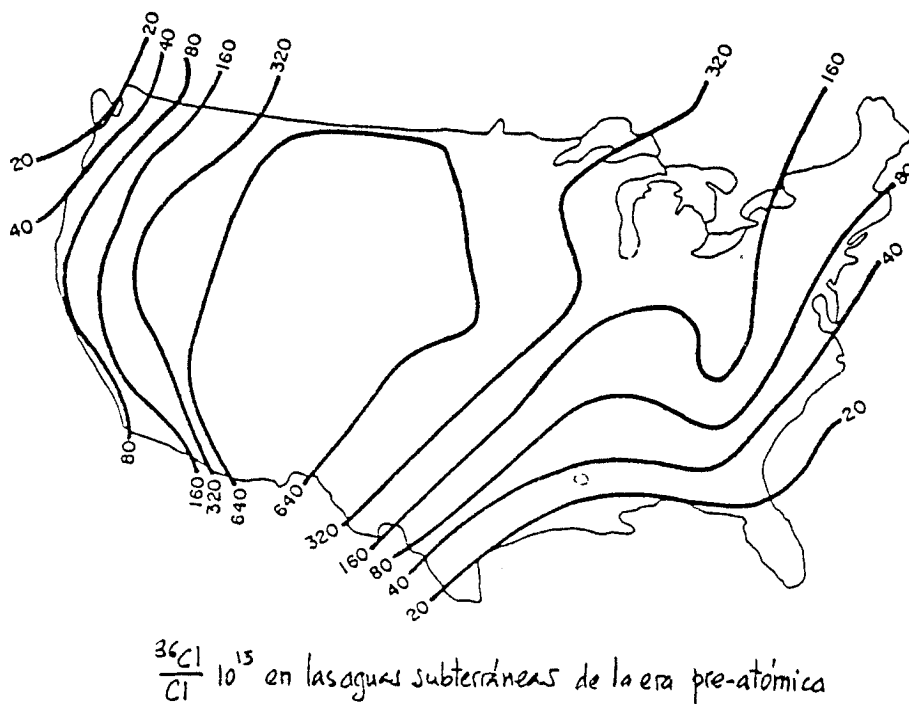


FIGURA 4.15.- Corrientes $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ($\times 10^{15}$) en las precipitaciones y lluvia radiactiva seca sobre los EE.UU.

origen a una producción de cloro 36 en los horizontes superficiales de los suelos o de la roca por división del potasio y el calcio [$^{39}\text{K}(n,\alpha)^{36}\text{Cl}$, $^{40}\text{Ca}(n,p,\alpha)^{36}\text{Cl}$]. Además, en los suelos ricos en cloruro de regiones con fuerte ETR, la activación neutrónica del cloro ^{35}Cl [$^{35}\text{Cl}(n,\gamma)^{36}\text{Cl}$] podría dar origen a una parte no despreciable de la producción epigénica de ^{36}Cl . La tasa de esta producción superficial es, además de la latitud, función de la altitud, de la profundidad del suelo o la roca y de la composición química del horizonte.

Producción profunda de las rocas (hipogénica)

Resulta de la siguiente cadena de reacciones:

- emisión α por el U y Th.
- producción de neutrones térmicos, por las series de desintegración del U y Th, que reaccionan sobre átomos de gran sección eficaz (α, n): Al, Na, Si, Be, B y por la fisión del ^{238}U .
- activación (n, γ) de ^{35}Cl por reacciones térmicas.

La tasa de producción profunda es función de la composición química de la roca. Para su evaluación hace falta conocer de una manera precisa los contenidos en U y Th, en los elementos de gran sección eficaz como las tierras raras, y el ^{35}Cl . La producción de neutrones térmicos se puede determinar igualmente por la medida in situ del flujo neutrónico. La variación del número de átomos de ^{36}Cl (N_{36}) por unidad de masa de la roca, en un almacén profundo (al abrigo de la radiación cósmica), resulta de la producción por activación del ^{35}Cl y la disminución de ^{36}Cl . Se expresa en forma diferencial:

$$dN_{36}/dt = \phi_n f_{35} - \lambda_{36} N_{36} \quad (4.3.1.)$$

donde λ_{36} es la constante de desintegración radiactiva de ^{36}Cl , ϕ_n es el número de neutrones producidos y absorbidos por unidad de masa de la roca y f_{35} es la fracción de ϕ_n utilizada para la producción de ^{36}Cl :

$$f_{35} = m_{35}\sigma_{35}/\sum_i m_i\sigma_i \quad (4.3.2.)$$

con

m_{35} : contenido de la roca en ^{35}Cl .

m_i : contenido de la roca en isótopo de masa i

σ_{35} : sección eficaz (γ, n) de ^{35}Cl (≈ 44 barnios)

σ_i : sección eficaz (γ, n) del isótopo de masa i

Integrando la ecuación (4.3.1) entre $t=0$ y t :

$$N_{36} = (\phi_n f_{35}/\lambda_{36}) (1 - e^{-\lambda_{36}t}) \quad (4.3.3.)$$

Si t tiende a infinito, N_{36} tiende a un valor de equilibrio entre la producción y el decrecimiento, N_{se} :

$$N_{se} = \phi_n f_{35}/\lambda_{36} \quad (4.3.4.)$$

Este valor, llamado de *equilibrio secular*, es característico de la roca.

El contenido en ^{36}Cl de un agua que circula en un acuífero cautivo se expresa entonces por:

$$N_c = N_0 e^{-\lambda t} + N_{se} (1 - e^{-\lambda t}) \quad (4.3.5.)$$

N_0 es el aporte cósmico inicial y N_{se} la relación de equilibrio secular característico de acuífero.

Aunque la mayor parte de las rocas contienen pequeñas cantidades de ^{35}Cl , la gran sección transversal de ^{35}Cl permite la producción de ^{36}Cl medible aún bajo modestos flujos de neutrones en el subsuelo profundo.

Producción artificial

Está ligada a las explosiones nucleares atmosféricas y más precisamente al principal fenómeno productivo, que es la activación neutrónica del ^{35}Cl tras las explosiones que tienen lugar a baja altitud, en la inmediata proximidad del océano: las experiencias americanas del Pacífico sur entre 1952 y 1958, que dieron origen al pico de ^{36}Cl nuclear. Este pico, por ejemplo, ha sido puesto de manifiesto en los hielos de Groenlandia. En su cúspide, en 1955-56, los contenidos son tres órdenes de magnitud superiores a los contenidos naturales. Existe una diferencia de siete años entre el pico del ^{36}Cl y el del ^3H , que alcanza su máximo en el año 1963 (máximo de las explosiones termonucleares en la atmósfera).

APLICACION DEL METODO A LA DATACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

El cloro es uno de los radioisótopos con mejores características para su empleo en aguas subterráneas: es muy soluble, no está en fase sólida hasta que no alcanza la concentración de salmuera, no participa en reacciones redox, es poco absorbido sobre superficies sólidas (debido a su carga negativa y pequeño radio) y, cuando el agua circula, lo extrae fácilmente de suelos y acuíferos. En estas condiciones, el cloro no tiene fuentes ni sumideros en acuíferos poco profundos. El empleo de un radioisótopo como cronómetro implica, de manera general, dos condiciones:

- una evolución en sistema cerrado
- el conocimiento de la actividad inicial (A_0), en el instante de cierre del sistema.

Si se cumplen estas dos condiciones, la actividad A del radioisótopo en el sistema considerado no depende más que de su

constante de desintegración, λ , y del tiempo:

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad (4.3.6.)$$

(1) Determinación de la actividad inicial

El ^{36}Cl en solución, cuando entra en el sistema proviene de la atmósfera y eventualmente de los horizontes superficiales del suelo o de las rocas. El aporte meteórico es más fácil de evaluar que el aporte de la producción epigénica. Este último puede ser evaluado por un método de cálculo similar al utilizado para determinar la producción profunda, expuesto en detalle por Benteley (1986). Lo ideal es disponer de un perfil de contenido en Cl-36 de los horizontes de la zona no saturada, y poder tomar muestras de agua de la cabecera del acuífero en las zonas de alimentación, para medir contenidos en ^{36}Cl representativos de la recarga.

Conviene tener en cuenta que la evapotranspiración aumenta la actividad específica de la solución cuanto está expresada en átomos de ^{36}Cl por litro de agua, mientras que la relación atómica (átomos de ^{36}Cl por átomos de Cl) permanece sin cambio.

(2) Perturbaciones de la condición de sistema cerrado.

Correcciones.

Pueden estar ligadas además de los fenómenos de mezcla de diferentes masas de agua, a una puesta en solución de Cl proveniente de la matriz del acuífero y/o una activación neutrónica de la fase acuosa.

Además de conocer A_0 , en este caso, la interpretación de los contenidos en ^{36}Cl como tiempos de residencia del Cl en el

acuífero, hace necesario en el conocimiento de:

- (a) R_{se} : Relación de equilibrio secular en la matriz del acuífero, que representa (si se considera que el cloruro es puesto en solución en la roca matriz y permanece allí después de un largo tiempo con relación al período del ^{36}Cl) la relación atómica del Cl ganado en el sistema. Esta relación puede ser medida directamente, si se dispone de muestras de roca, o calculada a partir de la composición química de las rocas o de medidas de flujo neutrónico.
- (b) C_0 : La concentración de cloruro, antes de la puesta en solución en el acuífero ($C-C_0$: la concentración en cloruro que resulta de esa puesta en solución).

Si se dispone de estos dos datos suplementarios, se puede establecer una ecuación de mezcla que permite determinar el tiempo de residencia del cloruro en el acuífero.

$$^{36}\text{Cl} = RC = R_0 C_0 e^{-\lambda t} + R_{se} C_0 (1 - e^{-\lambda t}) + R_{se} (C - C_0) \quad (4.3.7.)$$

R = relación atómica

C = concentración Cl en ppm.

RC = aN, donde N: concentración en átomos ^{36}Cl por litro y
 $a = 5.89 \cdot 10^{-20}$

Esta ecuación se simplifica si:

- (1) La relación de equilibrio de la roca es muy baja (puesta en solución de Cl muerto):

$$R_{se} = 0 \quad N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Puede utilizarse una ecuación de decrecimiento simple se puede utilizar si se expresan los contenidos en concentraciones y no en relaciones atómicas.

- (2) La puesta en solución de cloruro del acuífero es

despreciable:

$$C = C_0 \quad R \sim R_0 e^{-\lambda t} + R_{se}(1 - e^{-\lambda t}) \quad (4.3.8.)$$

Las actividades se pueden expresar simplemente en relaciones atómicas (magnitudes medidas). El rango normal de los valores de R_0 y R_{se} limita la edad del agua a un máximo aproximado de 2,5 Ma. El empleo de la ecuación 4.3.7 se facilita en el caso de un acuífero homogéneo (R_{se} constante).

Aunque el cloro típicamente no tiene ni fuentes ni sumideros en sistemas hidrogeológicos poco profundos, no ocurre lo mismo en sistemas profundos. Normalmente se observa un fuerte incremento del cloro con la profundidad y a lo largo de las líneas de flujo. Este incremento se puede deber a varias fuentes posibles: el cloro se puede liberar por disolución o difusión a partir de minerales; en muchas áreas hay depósitos de sal profundos e incluso, aunque no haya sal, aguas de formación o aguas saladas son frecuentes en las zonas menos permeables. Por tanto, la percolación a través de impermeables o difusión de sal de semipermeables pueden contribuir al incremento de cloruros en acuíferos relativamente permeables. Además, los cloruros inicialmente presentes en acuíferos poco profundos se pueden concentrar en profundidad por el efecto membrana.

Estas posibles fuentes del incremento de la concentración de cloruros sugieren diferentes estrategias para la corrección de la edad del agua basada en el ^{36}Cl . Si el incremento de concentración es debido a la disolución de sal, debe utilizarse la concentración de ^{36}Cl mejor que el ratio $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$. La edad viene dada por:

$$t = -(1/\lambda_{36}) \ln [(C - C_{se}) / (C_0 - C_{se})] \quad (4.3.9.)$$

donde C es la concentración de ^{36}Cl medida (en átomos ^{36}Cl /litro), C_0 la concentración inicial y C_{es} la concentración correspondiente al equilibrio secular. La adición de cloro muerto

no altera la concentración de ^{36}Cl .

Por el contrario, es mucho más difícil de determinar los parámetros necesarios para su utilización en el caso de sistemas acuíferos más complejos, donde el agua circulante atraviesa diferentes tipos de rocas de composición química variada, como está esquematizado en la figura 4.16. Para una toma en la roca n la ecuación 4.3.7 se puede generalizar de la forma:

$$R_n C_n = R_{n-1} C_{n-1} e^{-\lambda t} + R_{se} C_{n-1} (1 - e^{-\lambda t}) + n R_{se} (C_n - C_{n-1}) \quad (4.3.10.)$$

cuya resolución necesitaría el conocimiento de R , C y R_{se} para los niveles litológicos de 1 a n . Prácticamente la imposibilidad de medir todos estos parámetros lleva a hacer hipótesis para evaluar R_{n-1} y C_{n-1} . Estas magnitudes no pueden ser estimadas a no ser que el origen del cloruro en solución se pueda determinar. La utilización del ^{36}Cl para la datación de agua no es posible a no ser que se cumpla esta condición.

UTILIZACION DEL ^{36}Cl DERIVADO DE EXPLOSIONES ATOMICAS COMO TRAZADOR

(1) Consideraciones Generales

La presencia del tritio de la bomba de una manera masiva en los sistemas hidrogeológicos, es desgraciadamente un fenómeno temporal. En las áreas donde la entrada ha sido mayor, el tritio será difícil de detectar dentro de 30/40 años. El ^{36}Cl de la bomba, por su dilatada vida media y propiedades similares al tritio, podría ser el sustituto ideal del tritio como trazador e incluso tener ventajas sobre él. El ^{36}Cl fue producido por un número reducido de ensayos nucleares. Desapareció de la atmósfera en relativo poco tiempo, a velocidad muy superior a la natural y es de las especies químicas más conservativas en el agua subterránea. Su vida media de 300000 años elimina la posibilidad

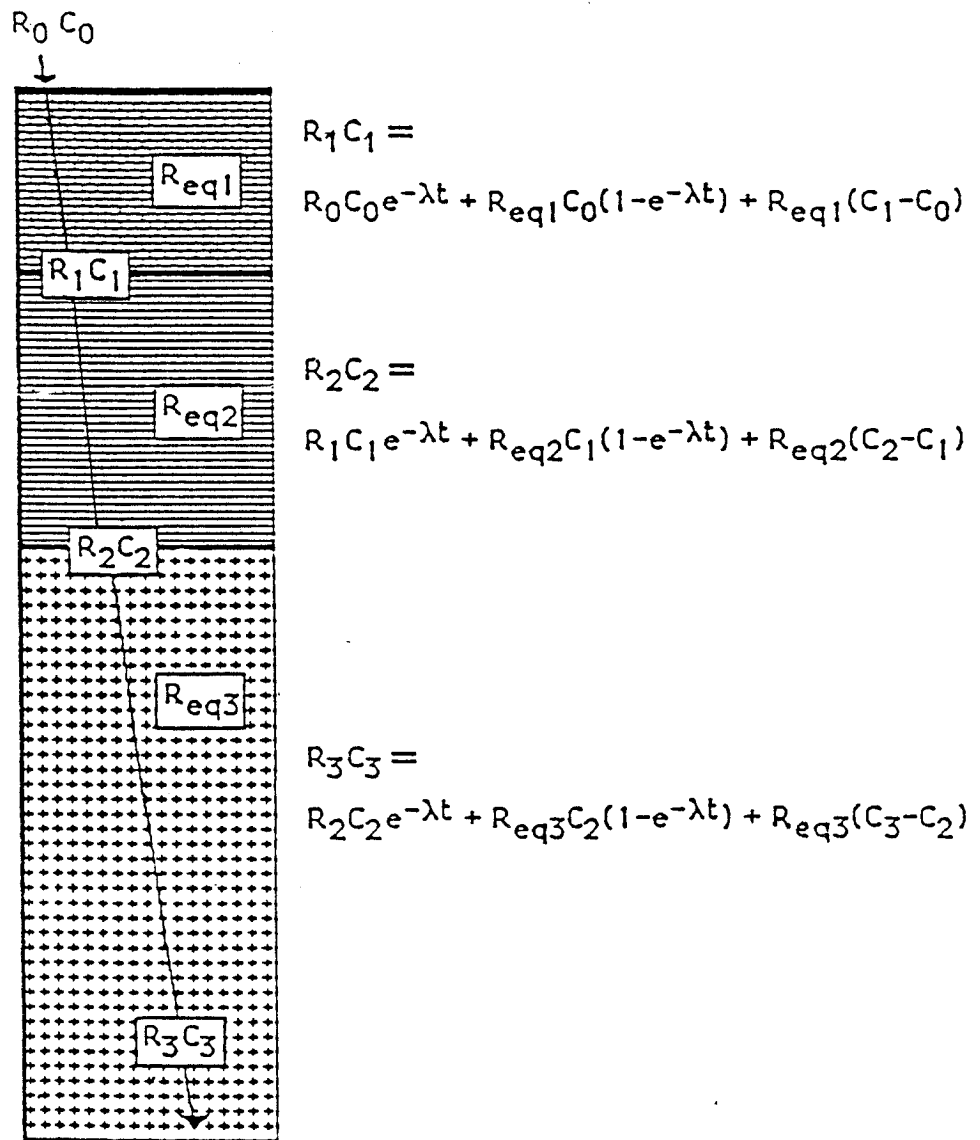


FIGURA 4.16.- Evolución del contenido en ^{36}Cl en un sistema - acuífero de litología variable. (Michelot, 1987).

de desaparición por desintegración radiactiva en un futuro.

En las figuras 4.17 y 4.18 se muestran las concentraciones de ^{36}Cl y tritio, en un sondeo de control de un vertedero de Ontario, Canadá (Benteley, 1982) y en la zona no saturada de un sondeo en Socorro (Nuevo Méjico) poniendo de manifiesto el impulso del ^{36}Cl de la bomba.

El ^{36}Cl de la bomba ha proporcionado un trazador del movimiento descendente de la humedad del suelo. En regiones húmedas este impulso del ^{36}Cl probablemente ha entrado ya en el agua subterránea; en regiones áridas probablemente esté todavía en tránsito y proporciona una medida de la recarga.

Otro posible uso del impulso del Cl-36 de la bomba (Benteley, 1983) es la identificación del origen de la sal en los acuíferos salinizados poco profundos, tal como se ha utilizado en el Noroeste del Brasil.

(2) Comparación de ^{36}Cl y tritio de la bomba

Velocidad del agua

La larga vida del ^{36}Cl evita el problema de la desaparición del tritio. En experimentos de corta duración se ha demostrado que el tritio se retarda respecto al ^{36}Cl . En los de larga duración se ha demostrado que el tritio se puede intercambiar con los hidroxilos de las arcillas e incluso ser incorporado a las mismas, dando lugar a una fijación permanente. El ^{36}Cl parece ser, al menos, tan satisfactorio como el tritio como trazador.

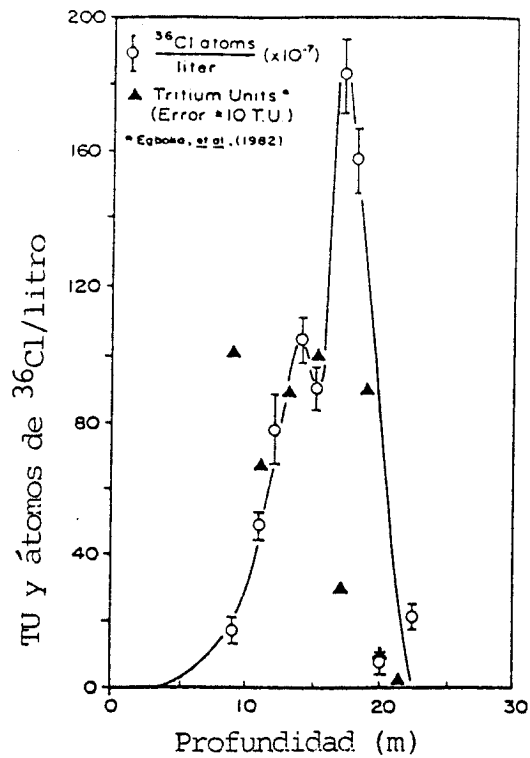


FIGURA 4.17.- Concentración de ^{36}Cl en función de la profundidad medida en dos piezómetros anidados T-5A y T-5B en el vertedero de Bordem, Ontario.

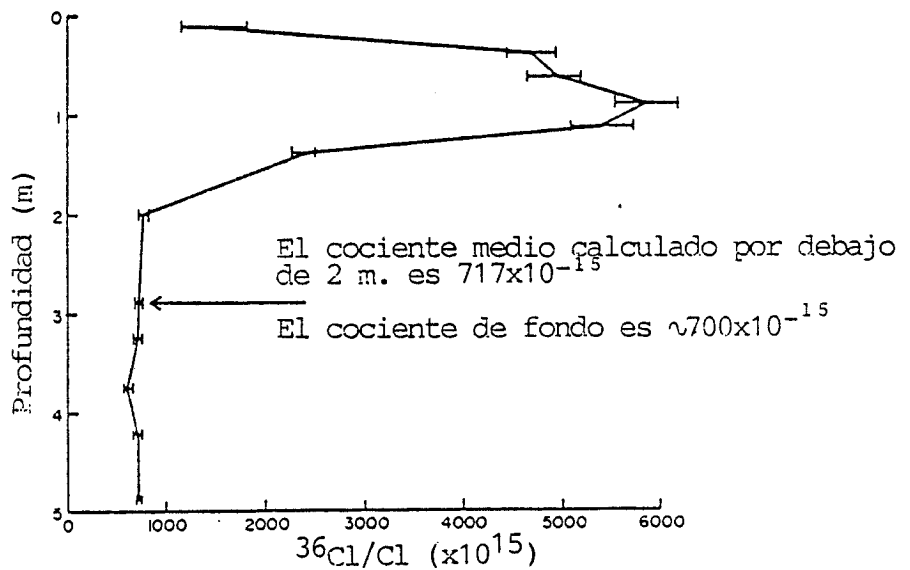


FIGURA 4.18.- Relación $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ en soluciones agua-suelo en zonas vadosas en el área de Socorro, Nuevo México.

Determinación de la dispersividad en el terreno

Para determinar la dispersividad, mediante la anchura de un pico o un frente de soluto introducido naturalmente en el acuífero, se debe de conocer la función de entrada y es deseable un salto brusco o escalón.

El ^{36}Cl de la bomba cumple este requisito mejor que el tritio. Ha vuelto a sus niveles basales, mientras que el tritio se ha incorporado al almacén atmosférico y mantiene unas concentraciones superiores a las basales naturales. En las zonas no saturadas los organismos pueden retener al tritio en concentraciones muy superiores a las atmosféricas. Además la disminución de las concentraciones de tritio debidas a la dispersión, son difíciles de distinguir de las ocasionadas por la desintegración radiactiva. El ^{36}Cl parece mucho más útil que el tritio en la determinación de la dispersión hidrodinámica.

Determinación de la velocidad de recarga en la zona no saturada.

Hace falta conocer la función de entrada y el comportamiento posterior a ella en el suelo del trazador antropogénico. La entrada de tritio es función de la caída global y de la precipitación local. El tritio que entra en la zona no saturada es función de la evapotranspiración en la parte superior del suelo, que a su vez depende de la estación en la que la precipitación ocurre y de la distribución del tritio entre las estaciones (Allison y Hughes, 1974).

A diferencia del tritio, una parte significativa del ^{36}Cl cae en forma seca y es menos sensible a las variaciones locales de precipitación. Una vez que el ^{36}Cl ha entrado en el suelo es conservativo: solamente la posición en el perfil del suelo cambia con la evapotranspiración, no la cantidad. Este

comportamiento más simple del ^{36}Cl , supone una mayor facilidad de interpretación.

Las propiedades conservativas del ^{36}Cl en el suelo constituyen la mayor ventaja para facilitar la toma de muestras. Las muestras de tritio se extraen normalmente por destilación al vacío. Si se necesita una concentración electrolítica, o si los suelos están secos, se requieren grandes volúmenes de suelo. Ha de evitarse la pérdida de humedad en el suelo o la contaminación por vapor de agua tritiada. Por el contrario, se puede extraer suficiente ^{36}Cl de unos pocos kilos de suelo por la percolación simple de agua destilada y, ni la pérdida de ^{36}Cl , ni la contaminación, son problemas graves.

Finalmente, las superiores propiedades de transporte en la zona vadosa del ^{36}Cl son manifiestas en la mayoría de los casos. El tritio está sujeto al transporte en fase líquida o vapor, lo que tiende a ensanchar el pico de la bomba en mayor medida que la dispersión ordinaria. Aunque la inclusión del transporte en forma de vapor puede ser deseable en suelos extraordinariamente secos, donde constituye la mayor proporción de flujo de agua, en la mayor parte de los casos se traducirá en una pérdida de información o incluso en una pérdida de señal, si las concentraciones de tritio son ya bajas. El cloro sólo se moverá en fase líquida, eliminando las complicaciones asociadas a la fase de vapor.

Consideraciones analíticas.

El muestreo es igualmente simple para ambas especies, excepto en la zona no saturada, que es más sencillo para el ^{36}Cl . Debido a la gran cantidad procedente de la bomba, las nuevas técnicas permiten la toma de pequeñas muestras de agua, aunque las concentraciones de cloro sean bajas.

La preparación de ^{36}Cl requiere varias etapas de purificación en húmedo; es algo más compleja que la preparación de muestras de tritio para el contaje directo mediante escintilación líquida, pero es mucho menos difícil y consume menos tiempo que el enriquecimiento electrolítico del tritio. El tiempo de contaje en el espectrómetro acelerador de masas es menos de una hora, mucho menos que el contaje en el escintilómetro de gas o líquido para el tritio.

En el momento actual el ^{36}Cl es preferible al tritio. De todas formas, se puede usar conjuntamente con el tritio y cuando el impulso del tritio decaiga a los niveles basales, será más importante que el tritio como trazador hidrogeológico.

APLICACIONES. ESTUDIOS DE SISTEMAS HIDROGEOLOGICOS CON ^{36}Cl

EJEMPLO 1. La Gran Cuenca Artesiana, Australia.

La Gran Cuenca Artesiana cubre $1,7 \times 10^6$ km² en el noreste de Australia, una quinta parte del continente. Es uno de los mayores sistemas acuíferos del mundo. La hidrología de la cuenca ha sido descrita por Habermehl (1980) y la hidrología isotópica por Airey (1979). La cuenca es un sistema multicapa con acuíferos en areniscas Triásicas, Jurásicas, Cretácicas y Terciarias. La distribución de ^{36}Cl en el acuífero "J" jurásico-cretáceo ha sido investigado por Benteley (1980), Figura 4.19.

Los acuíferos se recargan alrededor del margen estructural de la cuenca y se descargan en la parte centro-sur, cerca del lago Eyre. El estudio se realizó a lo largo de dos direcciones de flujo, desde el área de recarga hacia el W y SW. El área de estudio y la distribución de la relación $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ se

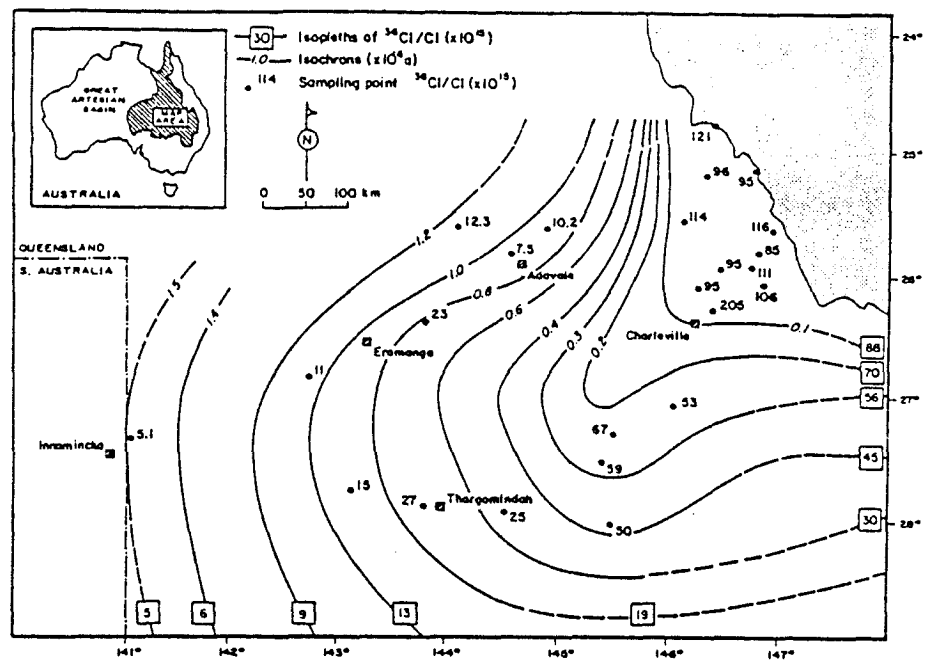


FIGURA 4.19.- Cloro-36 en el acuífero "J" de la Gran Cuenca Artesiana, Australia.

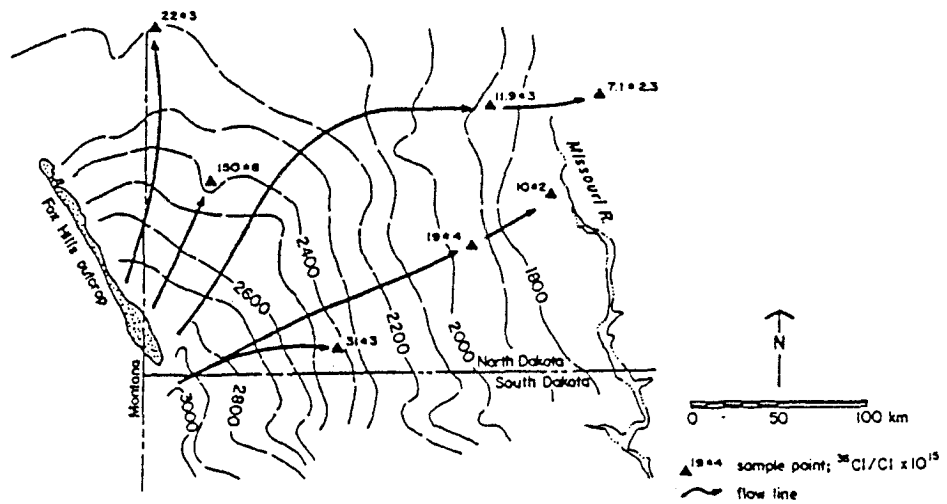


FIGURA 4.20.- Superficie potenciométrica de Fox Hills, acuífero basal Hell Creek, Dakota del Norte.

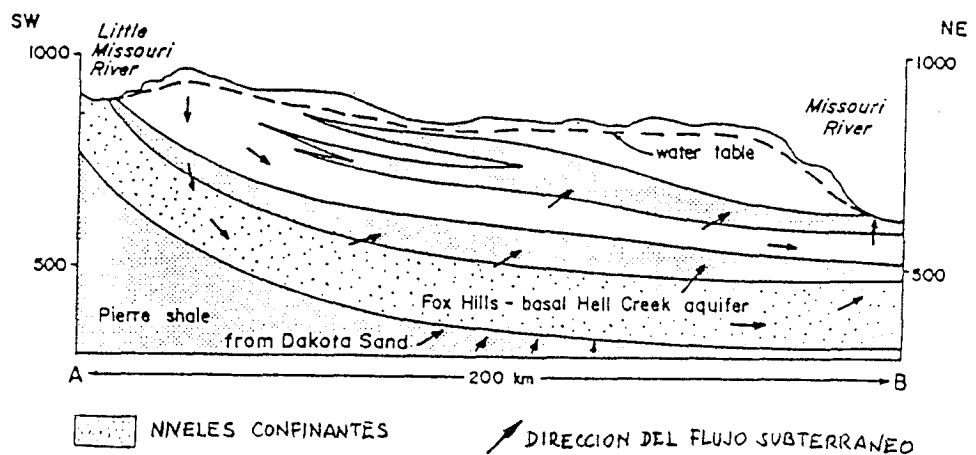


FIGURA 4.21.- Corte geológico de Fox Hills, acuífero basal Hell Creek.

indican en la figura. El ratio $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ disminuye suavemente desde el área de recarga en la dirección del flujo y las curvas de isocontenidos se pueden delinear con facilidad.

Las concentraciones de cloruros a lo largo de las líneas de flujo son relativamente constantes. No hay un incremento de cloruros que pudiera indicar un aporte en el subsuelo. Los ratios $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ en el área de recarga muestran variaciones comprendidas entre 95.10 y 125.10. En la figura se han dibujado las isocronas asumiendo un $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ inicial de 110.10 y un equilibrio secular de 2,10 (calculado de una arenisca con un contenido de 1ppm de U y 3ppm de Th). Estas isocronas indican que son razonablemente bien conocidos los parámetros hidráulicos del sistema y concuerdan razonablemente bien con las obtenidas de modelos digitales. Esta concordancia entre las edades de ^{36}Cl y las calculadas hidrodinámicamente en un acuífero bien conocido, respalda a las hipótesis hechas sobre la datación con ^{36}Cl .

EJEMPLO 2. Acuífero Fox Hills-Basal Hell Creek

Este acuífero del suroeste de North Dakota, presenta un ejemplo de cómo se puede usar el ^{36}Cl para delinear la circulación del agua subterránea (Benteley y Davis, 1982). La hidrogeología y geoquímica del acuífero fueron estudiadas por Thostenson (1979). El acuífero está constituido por areniscas marinas deltaicas de la formación Fox Hills (Cretáceo final). A techo pasa gradualmente a la formación fluvial y deltaica de Hell Creek. La formación Fox Hills está concordante con la Pierre Shale, que a su vez descansa sobre las Dakota Sandstone, un acuífero salino de esta zona. La superficie potenciométrica del acuífero y los puntos de muestreo de ^{36}Cl se muestran en la figura 4.20. Los datos de la superficie potenciométrica indican que la percolación, si existe, es hacia abajo en la zona de recarga y hacia arriba desde las Dakota Sandstone en el área del

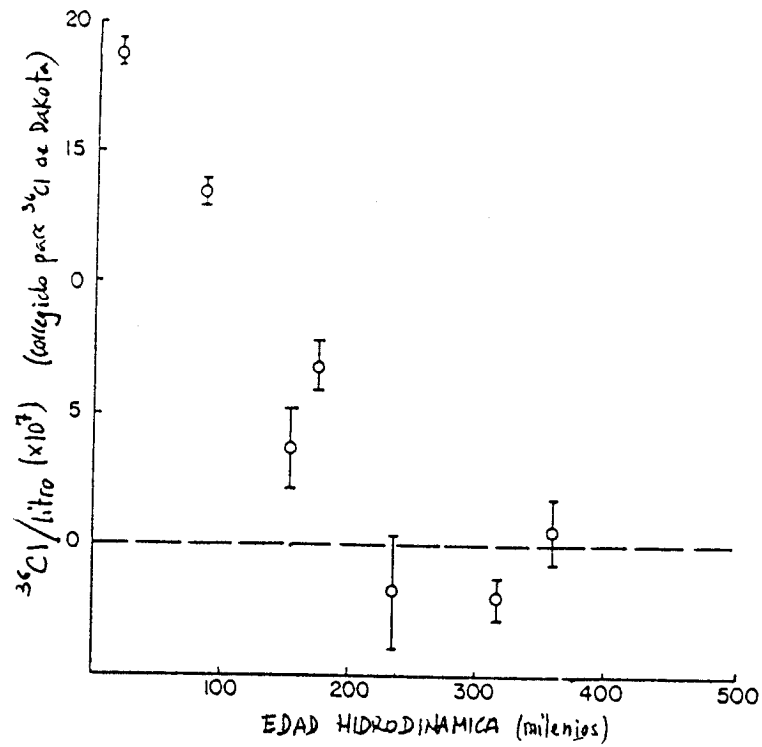


FIGURA 4.22.- Variación de ^{36}Cl residual con la edad hidrodinámica en Fox Hills, acuífero basal Hell Creek.

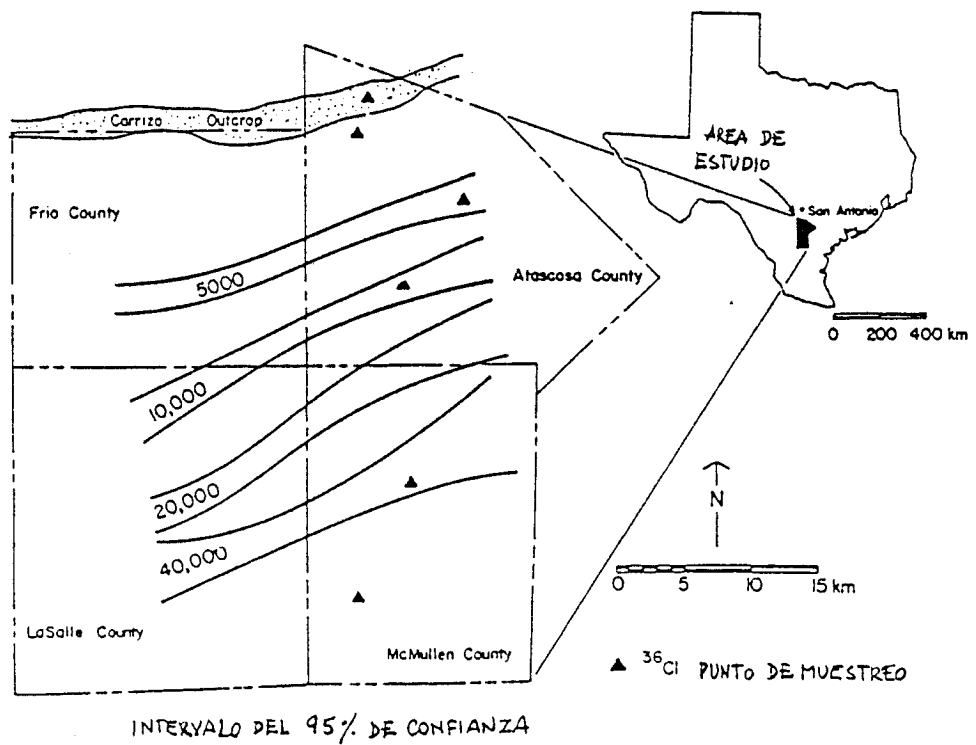


FIGURA 4.23.- Edades hidrodinámicas del agua del acuífero Carrizo Sand (Texas), calculadas por Brinkman (1981), a intervalos del 95% de confianza.

de las pizarras Pierre. Si así fuera, las pizarras deberían de tener una eficiencia en la filtración del 95%. La línea de razonamiento seguida con los datos de ^{36}Cl llevan a la posibilidad de que los recursos de agua disponibles del acuífero Fox Hills-Basal Hell Creek, pueden incluir los de las Dakota Sandstone subyacentes.

EJEMPLO3. El Acuífero Carrizo, Texas.

Los datos referentes al Acuífero Carrizo, en el sur de Texas, fueron presentados y discutidos por Bentley y Davis (1982). Este acuífero ilustra las dificultades de interpretación cuando la hipótesis de una entrada constante de cloro meteórico no se puede mantener. El afloramiento de la arena de Carrizo en el área de estudio es de 5-12 km de ancho (figura 4.23). El afloramiento está aproximadamente a doscientos kilómetros de la línea de costa, hacia la que profundiza la formación con una pendiente 25 m/km. La formación Carrizo está constituida por una arena bien clasificada, discordante sobre pizarras, arenas y arcillas del grupo Wilcox (Eoceno). El flujo en la formación Carrizo está controlado por la percolación a través de las formaciones suprayacentes Reklaw y Queen City, compuestas de pizarras y arenas.

Las concentraciones de cloro a favor del gradiente en la formación Carrizo muestran un modelo inusual de disminución, seguido de un incremento, un ligero descenso y finalmente un aumento rápido (figura 4.24). Las curvas de isocloruros se trazaron teniendo en cuenta sólo los pozos que presentan pequeño cambio químico en un extenso período de muestreo. El agua subterránea se ha datado por ^{14}C y por modelado hidrodinámico, ambos métodos dan resultados concordantes. En la figura 4.25 la concentración ^{36}Cl se ha dibujado frente a la edad hidrodinámica. Este modelo de incremento de concentración de cloro se compara

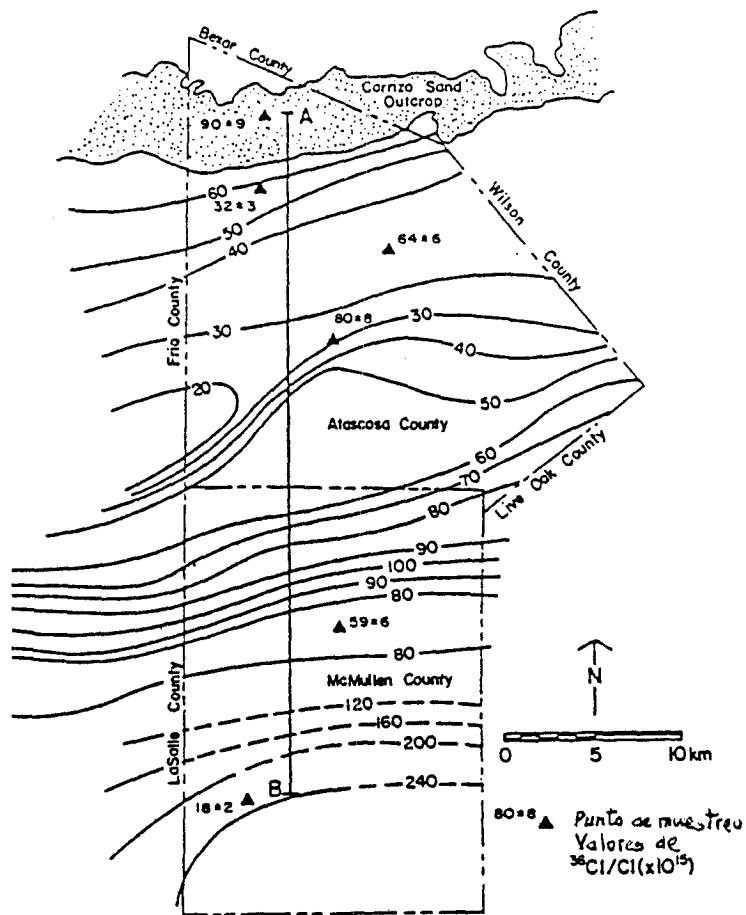


FIGURA 4.24.- Concentración de cloruro (mg/l) en el acuífero Carrizo Sand (Texas).

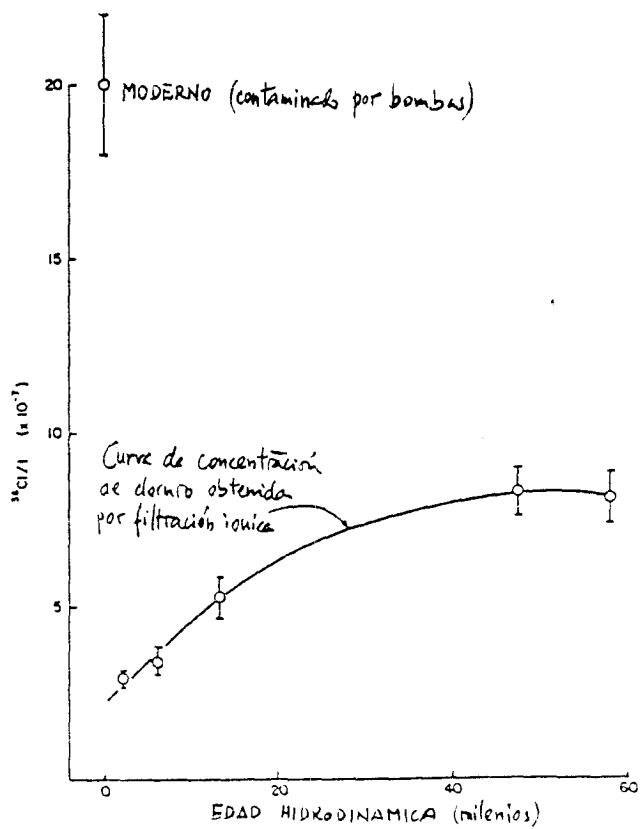


FIGURA 4.25.- Variación de la concentración de ^{36}Cl con la edad hidrodinámica en el acuífero Carrizo Sand (Texas).

con la concentración de Cl en función de la edad hidrodinámica en la figura 4.26(a). Ambas curvas muestran un incremento de la concentración con la edad, más evidente en la curva del ^{36}Cl . El incremento del contenido en ^{36}Cl sugiere un aumento de concentración del ión clorhídrico por filtración iónica. En base a la edad hidrodinámica, se puede suponer que el ^{36}Cl ha tenido que experimentar poca disminución o que, por el contrario, ha habido aporte del subsuelo. El incremento de la concentración en ^{36}Cl se puede utilizar para estimar la extensión de la filtración iónica. En la figura 4.26(b), el incremento calculado en la concentración de Cl se ha restado de la concentración observada. Todavía sigue existiendo una variación de la concentración del cloro residual. Esta variación está probablemente relacionada con algún control climático de la entrada relativa de cloro y agua al acuífero. En la figura 4.26(c) se dibuja la variación del nivel del mar en la misma escala temporal que la edad hidrodinámica del agua. Parece haber una correspondencia estrecha entre las curvas 4.26(b) y (c). Esta correspondencia se puede explicar por una variación temporal de la distancia entre la costa y el afloramiento de la formación Carrizo. Esta distancia casi se duplicó en el máximo descenso del nivel del mar en el Wisconsinense. La caída del cloro meteórico disminuye exponencialmente con la distancia de la costa, y por tanto, se puede esperar que las variaciones de la distancia a la costa tengan una gran influencia en la entrada de cloro en el acuífero.

El ^{36}Cl no es apropiado para la datación del agua subterránea en el caso de un acuífero con agua tan reciente como el Carrizo. Sin embargo, con la hipótesis de una entrada relativamente constante de ^{36}Cl , se ha demostrado útil para separar las variaciones en la concentración originada por procesos en el subsuelo de los originados por variación en la entrada. El ^{36}Cl tiene que ser considerado no sólo como método de datación sino como un trazador de la mezcla y concentración en el subsuelo.

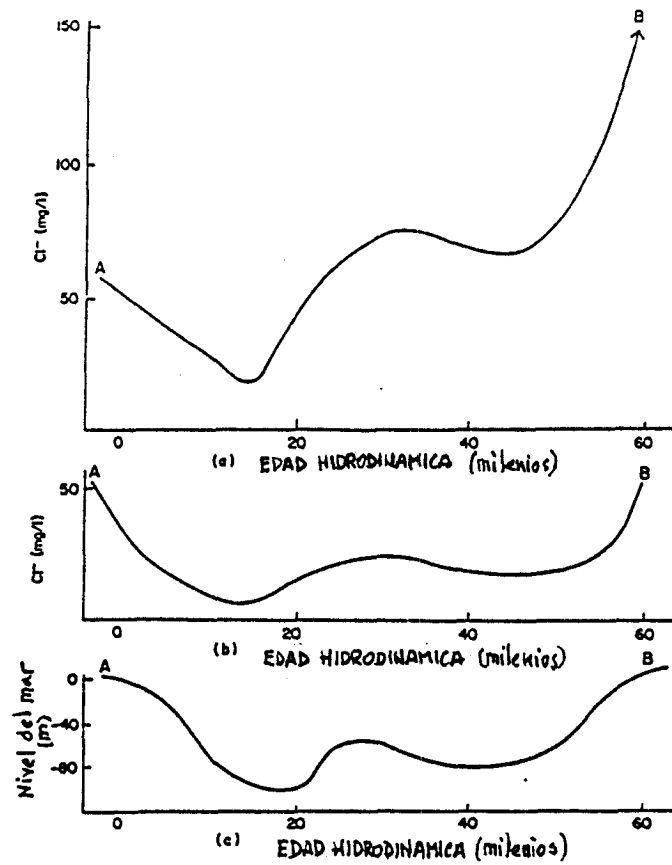


FIGURA 4.26.- (a). Variación de concentración de cloruro (mg/l) con la edad hidrodinámica en el acuífero Carrizo Sand.
 (b). Concentración de cloruro corregida por infiltración iónica.
 (c). Variación del nivel del mar en el tiempo.

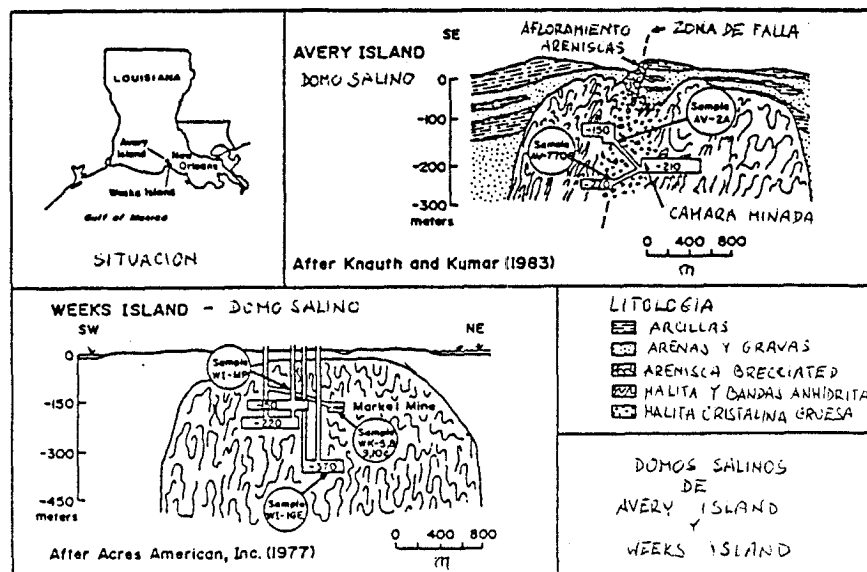


FIGURA 4.27.- Mapa de situación y secciones geológicas de los cloruros salinos de Avery Island y Weeks Island.

EJEMPLO 4. Medida de cloro en salmueras.

Bolsadas de salmueras se encuentran ocasionalmente en la operación de minado de diapiros. El conocimiento de su origen es crítico para la determinar la estabilidad de los domos y el aislamiento hidrogeológico, si esas estructuras se piensan usar como depósito de residuos nucleares. En base a la composición geoquímica de la salmuera se ha concluido que los fluidos de los domos de Luisiana fueron atrapados durante el ascenso de los diapiros, cuando arrastraban las formaciones suprayacentes. Knaut (1980) sugirió que los datos isotópicos indican un tiempo de residencia de 10-13 Ma.

Fabryka-Martin (1983) proporciona los análisis de salmueras y minerales recogidos en la proximidad de tres domos de sal en el sur de Luisiana (Figura 4.27). Las muestras se clasifican en cuatro tipos (1) aguas de formación atrapadas, basadas en las determinaciones de ^2H y ^{18}O ; (2) aguas meteóricas de percolación derivadas de acuíferos de agua dulce suprayacentes; (3) salmueras de yacimientos de petróleo adyacentes a los domos; (4) muestras minerales recogidas en los domos. La tabla 4.2 describe la situación y el contenido en ^{36}Cl de cada muestra.

El agua meteórica de esta zona se ha calculado que tiene un índice $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ igual a 20.10 y se supone representativa de la concentración inicial de los acuíferos suprayacentes a los domos. El cloro derivado de la percolación aumenta en tres órdenes de magnitud cuando el agua dulce disuelve el jurásico, halita libre de ^{36}Cl (como la muestra 15), en su camino. El etiquetado original en ^{36}Cl del origen es borrado, dando lugar a valores nulos (muestras 7 y 8).

El cociente inicial $^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ de las salmueras atrapadas, que sería el valor de equilibrio secular, se puede deducir de las

TABLA 4.2.
 CONTENIDO EN ^{36}Cl DE LAS MUESTRAS TOMADAS EN EL DOMO Y SALMUERAS PETROLIFERAS EN LOUISIANA
 (Fabryka-Martin, 1983)

MUESTRA Nº	LABORATORIO Nº	DESCRIPCION DE LA MUESTRA	PROFUNDIDAD APROXIMADA	CONCENTRACION DE CLORURO (g/l)	$^{36}\text{Cl}/\text{Cl}$ ($\times 10^{15}$)	CONTENIDO EN ^{36}Cl (10^{-8}at.l^{-1})
Salmueras entrampadas en domos salinos						
1	AV-7706	Fuga activa, Avery Is.	-270	228	3±60%	116
2	WI-1GE	Fuga activa, Weeks Is.	-370	201	1±50%	34
3	WK-5	Fuga activa, mina Markel, Weeks Is.	-150	201	<0.5	<15
4	WK-8	Fuga activa, mina Markel, Weeks Is.	-150	204	<0.5	<15
5	WK-9	Balsa aislada próxima a WK-8, Weeks Is.	-150	201	<0.5	<15
6	WK-10c	Balsa próxima a WK-5	-150	201	<0.5	<15
Entradas meteóricas en domos salinos						
7	WI-MP	Balsa Markel, Weeks Is.	-120	190	<0.5	<15
8	AV-2A	Fuga de techo activa, Avery Is.	-150	190	<0.5	<15
Salmueras petrolíferas adyacentes a domos salinos						
9	Gulf PC-3	Arena miocena, Weeks Is. Campo petrolífero, Weeks Is.	-3540	90	3±70%	46
10	Gulf PC-8	Arena miocena, Weeks Is. Campo petrolífero	-3460	95	3±30%	48
11	WC-W122	Arena miocena, campo de White Castle.	-2105	83	4±30%	56
12	WC-W141	Arena miocena, campo de White Castle.	-950	71	3±25%	36
13	WC-W155	Arena miocena, campo de White Castle.	-2690	79	4±21%	53
14	WC-W245	Arena miocena, campo de White Castle.	-2020	81	4±25%	55
Muestras minerales de domos salinos						
15	H-1b	Halita, mina Markel, Weeks Is.	-150	-	<0.5	-
16	LA-8b	Parte soluble de inclusión de arenisca Weeks Is.	-370	-	0.5	-
17	LA-2b	Parte soluble de arenisca próxima a AV-7706, Avery Is.	-270	-	<0.5	-

salmueras de los pozos de petróleo del área (muestras 9-14). Estas tienen un promedio de 4.10. El balance de masa indica que las salmueras atrapadas en los domos, si se derivan de las formaciones adyacentes, han sido diluídas con cloro "muerto" en un factor del 2.5. El resultado de tal dilución sería una disminución del cociente observado a valores comprendidos entre 1 y 2.10; después de la cual, el cociente continuaría disminuyendo por la desintegración. Un cociente menor de 0.5, ó 0.10 (límite práctico de detección), sería alcanzado después de un tiempo de residencia de 300.000 años o más.

La mayoría de las salmueras atrapadas tienen valores por debajo del límite de detección, sugiriendo tiempos de residencia mayores de 300.000 años (muestras 3-6). Este resultado es coherente con el de Knauth. Sin embargo, dos muestras (1 y 2) han sufrido pocos cambios en el contenido original de ^{36}Cl , sugiriendo un tiempo de residencia relativamente corto. Estas dos "filtraciones" han estado aisladas de la formación origen menos de 300.000 años.

TABLA 4.3.
RADIONUCLEIDOS AMBIENTALES

RADIONUCLEIDO	PERIODO DE SEMIDESINTEGRACION (años)	INTERVALO DE EDAD UTIL (años)	OBSERVACIONES
³ H	12.4	5-50	Análisis rutinarios en diversos laboratorios. Util para identificar aguas subterráneas jóvenes.
¹⁴ C	5730	500-30000	Análisis rutinarios en diversos laboratorios. Requiere hidrogeólogo experto en isótopos para la toma de muestras e interpretación de resultados.
³² Si	103	50-100	Análisis difíciles, realizados por pocos laboratorios en el mundo. Interpretación de resultados difícil.
³⁶ Cl	3×10^5	$5 \times 10^4 - 2 \times 10^6$	Análisis realizados por 2 ó 3 laboratorios en el mundo. Radionucleido potencialmente excelente para estudio de aguas antiguas. Pulso antropogénico en los años 60 útil para trazado de aguas de origen reciente.
³⁹ Ar	269	100-1000	Toma de muestras y análisis muy difícil. Ha de desarrollarse más para su uso generalizado.
⁸⁵ Kr	10.7	3-30	Prácticamente todo es de fuente antropogénica. Toma de muestras y análisis muy difícil. Variaciones de concentración con el tiempo menos marcadas que el ³ H.

5.- TRAZADORES ISOTOPICOS AMBIENTALES ESTABLES

5.1.- AZUFRE 34.

INTRODUCCION

El azufre tiene cuatro isótopos estables, de los cuales los más comunes son ^{32}S y ^{34}S con una abundancia relativa del 94.9% y 4.3%, respectivamente. Los otros dos isótopos ^{33}S y ^{35}S , constituyen el 0.8% restante. La composición isotópica del azufre se puede caracterizar por el cociente $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$.

La complejidad del ciclo bioquímico del azufre, está ligada a la gran variedad de estados de oxidación posibles para este elemento en condiciones naturales. Por esto el azufre es muy sensible a las variaciones del potencial redox del medio y es fácilmente utilizado en el metabolismo bacteriano. Se encuentra, por tanto, implicado en los procesos redox, biológicos o bacterianos. La diversidad de los compuestos del azufre conduce a una cierta ubicuidad de este elemento bajo formas acuosas, sólidas o gaseosas. A los compuestos naturales se añade la actividad humana, que complica aún más el ciclo de este elemento.

El método de utilización isotópica del azufre, comporta una hipótesis simplificadora, que consiste en no tener en cuenta más que las dos formas del azufre más estables (grados de oxidación extremos), que son, con mucho, las más frecuentes en los medios naturales. La forma oxidada está representada por lo sulfatos, sólidos o acuosos, y la forma reducida por los sulfuros, sólidos, acuosos o gaseosos. Al estudio de los contenidos en ^{34}S se superpone la de los contenidos en ^{18}O de los sulfatos.

FUNDAMENTOS DEL METODO. DEFINICIONES.

Las diferentes reacciones químicas, bioquímicas o físicas en las que están implicadas los compuestos de azufre, provocan a menudo un fraccionamiento isotópico. Este fraccionamiento en ^{34}S y ^{18}O entre dos compuestos 1 y 2 se expresa clásicamente en geoquímica isotópica por α , *factor de fraccionamiento isotópico*, y ϵ , *factor de enriquecimiento isotópico*:

$$\alpha_{1-2} = \frac{R_1}{R_2} \quad \text{y} \quad \epsilon_{1-2} = 1000 (\alpha_{1-2} - 1) = \frac{\delta_1 - \delta_2}{1 + (\delta_2/1000)} \quad (5.1.1)$$

con

$$R = \frac{^{34}\text{S}}{^{32}\text{S}} \times \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \quad \text{y} \quad \delta = \left(\frac{R_{\text{muestra}}}{R_{\text{estándar}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (5.1.2.)$$

El factor de fraccionamiento isotópico, prácticamente igual a la constante de equilibrio químico reducida, es característico de la reacción isotópica de equilibrio. No depende más que de la temperatura y la presión y se puede calcular por los métodos de la mecánica estadística.

Efectos cinéticos ligados a reacciones biológicas, inducen a veces un fraccionamiento suplementario considerable.

La diferencia de composición isotópica entre dos compuestos (1 y 2) se determina experimentalmente y se expresa:

$$\Delta_{1-2} = \delta_1 - \delta_2 \quad (5.1.3.)$$

Se pueden escribir dos aproximaciones:

$$\begin{aligned} \Delta_{12} = \delta_1 - \delta_2 &\approx \epsilon_{1-2} \quad \text{si } \delta_2 \ll 1000 \\ &\approx 1000 \ln \alpha_{1-2}, \quad \text{si } \epsilon_{1-2} \ll 1 \end{aligned} \quad (5.1.4.)$$

La expresión $1000 \ln \alpha_{1-2}$ se utiliza frecuentemente para cuantificar el fraccionamiento en el equilibrio porque α_{1-2} se correlaciona con la temperatura Kelvin por una relación de la forma:

$$1000 \ln \alpha_{1-2} = a + bT^{-1} + cT^{-2} \quad (5.1.5.)$$

donde a, b, y c son constantes de ajuste específicas del sistema.

Si la reacción afecta al reactivo en proporción suficiente para modificar la composición isotópica, aparecen los efectos "almacén". La evolución de la composición isotópica del reactivo está regida por un proceso Rayleigh, si el producto es retirado del sistema a medida que se forma (por ejemplo, reducción de sulfato acuoso con emisión de sulfuro gaseoso o precipitación de sulfuro sólido):

$$\delta_1 - \delta_0 = -\epsilon_{1-2} \ln f \quad (5.1.6.)$$

donde f representa la fracción restante del reactivo y δ_0 su composición isotópica inicial.

El contenido isotópico en "sistema abierto", corresponde al contenido instantáneo y se expresa simplemente por:

$$\delta_2 = \delta_1 - \epsilon_{1-2} \quad (5.1.7.)$$

En "sistema cerrado" el contenido isotópico del producto acumulado es igual a:

$$\delta_2 = \delta_1 + [(\epsilon_{1-2} \ln f)/(1-f)] \quad (5.1.8.)$$

Las relaciones atómicas de los patrones de referencia estándar son:

$$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}} = (1933.4 \pm 2.5) 10^{-6} \quad (5.1.9)$$

$$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{VSMOW}} = (2005.2 \pm 0.45) 10^{-6} \quad (5.1.10)$$

(SMOW = Standard Mean Ocean Water)

(VSMOW = Viena Standard Mean Ocean Water)

Para el ^{34}S , se utiliza como patrón el azufre de un sulfuro de hierro (troilita) proveniente de un meteorito de Canyon Diablo (Nuevo Mejico). La troilita CD se considera como representativa del azufre cósmico primordial. Su composición isotópica es, por tanto, teóricamente próxima a la del azufre terrestre profundo.

La relación atómica de este patrón, $(^{32}\text{S}/^{34}\text{S})_{\text{CD}}$ es igual a 22.22.

ORIGEN DE LAS ESPECIES ACUOSAS DEL AZUFRE. ALMACENES.

Las especies reducidas del azufre (sulfuros) son poco solubles, y las condiciones reductoras son bastante raras en las aguas naturales. El azufre, por tanto, se encontrará frecuentemente en forma de sulfato.

Sulfatos

OCEANO: Los sulfatos marinos actuales presentan una gran homogeneidad isotópica a escala planetaria, que resulta de un estado en régimen permanente en los océanos entre las entradas (ríos) y las salidas (aerosoles marinos, reducción y precipitación de evaporitas). Los siguientes valores son dados en la literatura:

$$\delta^{18}\text{O} = 9.45 \pm 0.15 \text{ SMOW} \quad (5.1.11.)$$

$$\delta^{36}\text{S} = 20.0 \pm 0.25 \text{ CD} \quad (5.1.12.)$$

EVAPORITAS: Los contenidos en isótopos pesados de los sulfatos evaporíticos marinos muestran que han existido regímenes

permanentes diferentes del establecido actualmente, en el transcurso de los tiempos geológicos. En la figura 5.1 está dibujada una curva de la evolución de contenidos en ^{34}S y ^{18}O de los sulfatos marinos evaporíticos. Estas variaciones isotópicas temporales reflejan el balance global de las especies del azufre, en relación con la inmovilización preferencial del azufre bajo forma de sulfuro o de sulfato, guiado por las condiciones redox del medio a escala del globo. Estas fluctuaciones son por tanto inversamente correlacionadas con el contenido isotópico del carbono: globalmente, un período de reducción del azufre es en general un período de oxidación del carbono.

ATMOSFERA, PRECIPITACIONES: Los sulfatos de aerosoles marinos, y por tanto las precipitaciones no contaminadas por el rechazo de azufres industriales, presentan en principio los mismos contenidos isotópicos que los sulfatos oceánicos.

Sin embargo, los aerosoles a menudo se empobrecen en isótopos pesados en relación a los sulfatos de agua de mar. Esto se explica por la existencia de una interfase agua de mar atmósfera y de una microcapa biológicamente activa y productora de compuestos sulfurosos volátiles. Estos sulfuros empobrecidos en ^{34}S en relación con los sulfatos marinos, se oxidan en la atmósfera.

Los sulfatos de aerosoles marinos son en realidad una mezcla de sulfatos marinos y sulfatos de oxidación. A éstos sulfatos de aerosoles marinos se añaden en la atmósfera sulfatos de otros orígenes naturales: oxidación de los compuestos de azufre producidos en la biosfera (contenido variable en ^{34}S , pero inferior al de los sulfatos oceánicos), oxidación de los azufres de emisión volcánica, etc.

También los sulfatos de origen antrópico están presentes en la atmósfera. Proviene en gran parte de la combustión de materia orgánica fósil con emisión de dióxido de azufre. La oxidación de

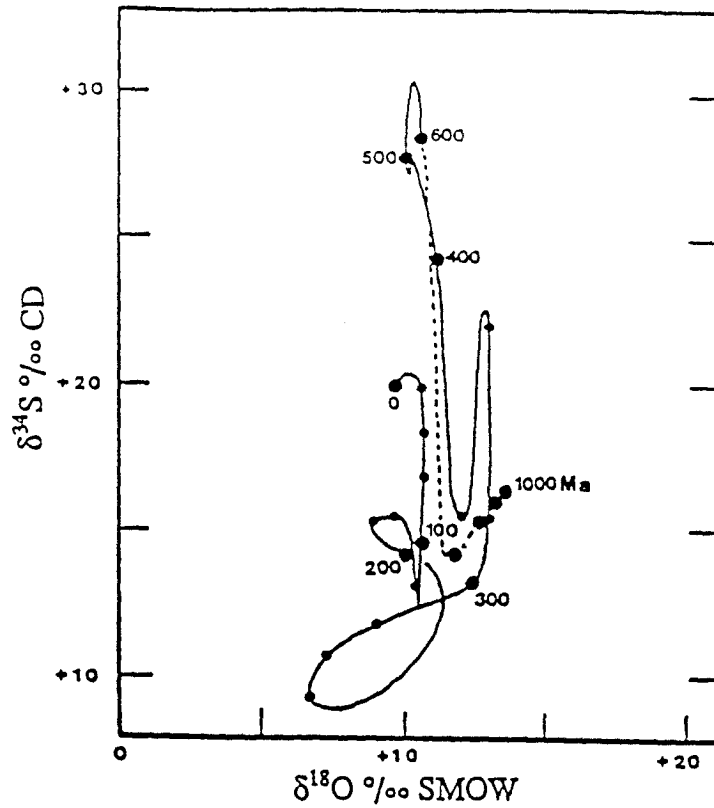


FIGURA 5.1.- Evolución del contenido en isótopos del sulfato marino a lo largo de los tiempos geológicos (Claypool, 1980).

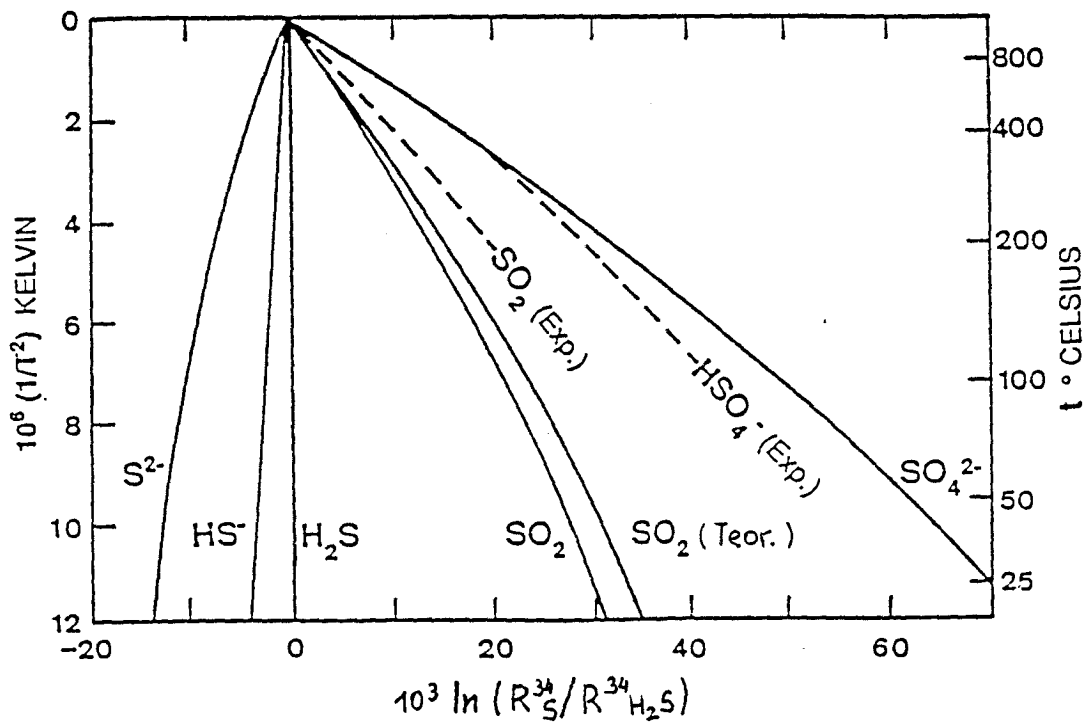


FIGURA 5.2.- Factores de fraccionamiento de ^{34}S en el paso de diferentes especies a H_2S (gas o acuoso) (Sakai, 1968; Thode, 1971; - Robinson, 1973; Pearson y Rightmire, 1980).

este SO_2 produce sulfatos que presentan, en la mayor parte de los casos, contenidos pequeños de ^{34}S .

En conclusión, parece lógico que el contenido en ^{34}S de los sulfatos de las precipitaciones y caídas secas, sea inferior o igual al de los sulfatos oceánicos. Por el contrario, parece posible, si se examinan los fenómenos isotópicos que intervienen en la oxidación de los sulfuros, que el contenido en ^{18}O de los sulfatos meteóricos es mayor que el de los marinos. Los contenidos en isótopos pesados serán sensibles a factores geográficos, pero también a factores climáticos y meteorológicos, que pueden influir sobre la contribución relativa de las diferentes fuentes de sulfatos en la atmósfera y en las precipitaciones.

Sulfuros

SULFUROS PRIMARIOS: Se presentan en forma de minerales (sulfuros metálicos) constituyentes de rocas magmáticas, o de gas de emisiones volcánicas.

Su composición isotópica (contenido en ^{34}S) es, en general, próxima al estándar de referencia (CD), por la definición de éste y porque los fraccionamientos son débiles a alta temperatura.

SULFUROS SECUNDARIOS: Son los minerales sulfurados secundarios y los sulfuros que provienen de la reducción de los sulfatos. Los contenidos en isótopos pesados son muy variables. Por ejemplo en las concentraciones de piritas varían entre -47‰ y +70‰ frente al estándar CD.

FRACCIONAMIENTO PROVOCADO POR PROCESOS NATURALES

Estos procesos pueden ser biológicos, químicos

(reacciones redox), físicos (paso parcial del estado acuoso al estado sólido) o puramente isotópico (cambio, equilibrio).

Los factores de fraccionamiento de ^{34}S en equilibrio, con relación a las especies H_2S (gaseoso o acuoso) se dan en la figura 5.2. Sin embargo, en condiciones naturales, los efectos cinéticos tienen una gran importancia. Los diferentes procesos que provocan un fraccionamiento deben de ser considerados separadamente. Son, la oxidación de los sulfuros, la reducción de los sulfatos, el intercambio isotópico entre el sulfato acuoso y el agua y la precipitación de sulfatos sólidos.

En conclusión, los contenidos en isótopos pesados de los sulfatos del agua proporcionan una indicación de su origen y de los elementos disueltos ligados a ellos; es decir, conservan las trazas de la historia geoquímica de las soluciones (procesos redox, precipitación de fases minerales). Figuras 5.3 y 5.4.

APLICACIONES

EJEMPLO 1. Acuífero carbonatado multicapa en relación con el cuaternario. Origen del agua.

Chesterikoff (1981) en el artículo "Los isótopos de azufre y oxígeno como trazadores del origen del sulfato del lago Creteil", con el tratamiento de datos piezométricos, geoquímicos e isotópicos investiga el flujo del agua.

Hidrogeología: El lago Creteil se sitúa al SE de la confluencia de los ríos Marne y Sena, en la pequeña llanura aluvial limitada por estos dos ríos y los afloramientos de terciario de Mt. Mesly (colina al NE) y el Bosque de la Gran Plataforma (SE). Los cortes geológicos (figura 5.5) muestran una superposición de acuíferos: el acuífero colgado kárstico de la caliza de Brie, el

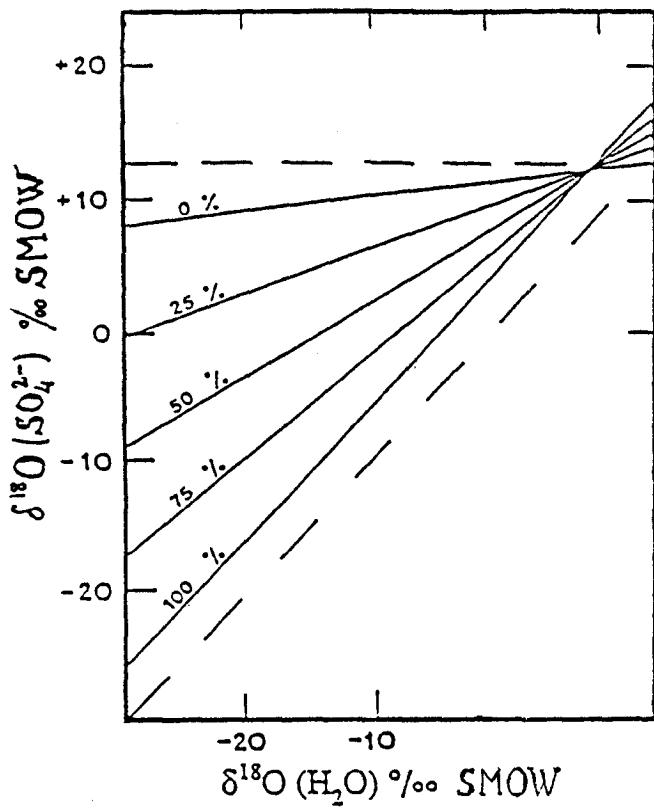
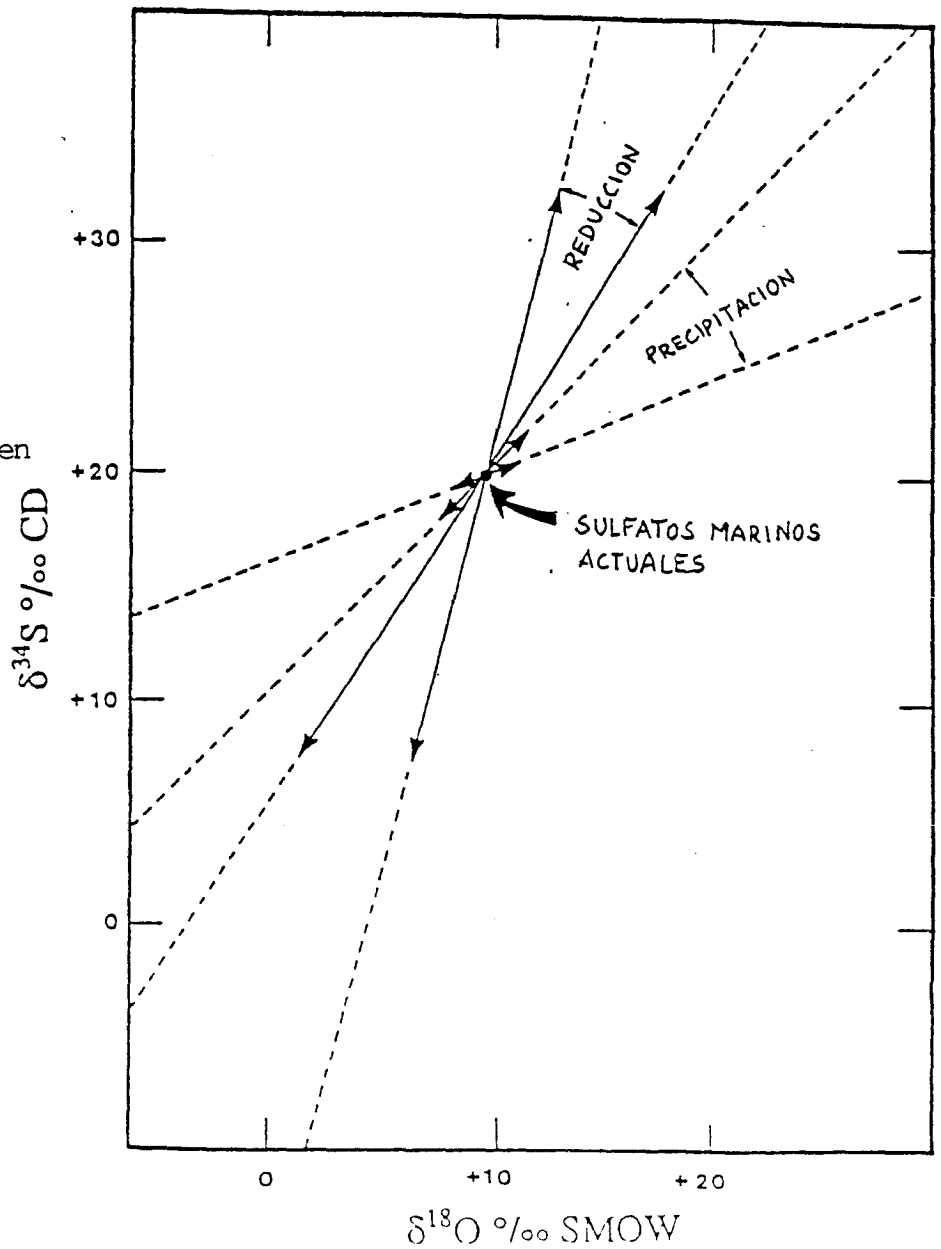


FIGURA 5.3.- Factores de fraccionamiento de ^{34}S en equilibrio.

FIGURA 5.4.
Evolución de los contenidos en isótopos de un sulfato afectado por la reducción y precipitación de minerales sulfatados. (Fontes y Michelot, 1983).



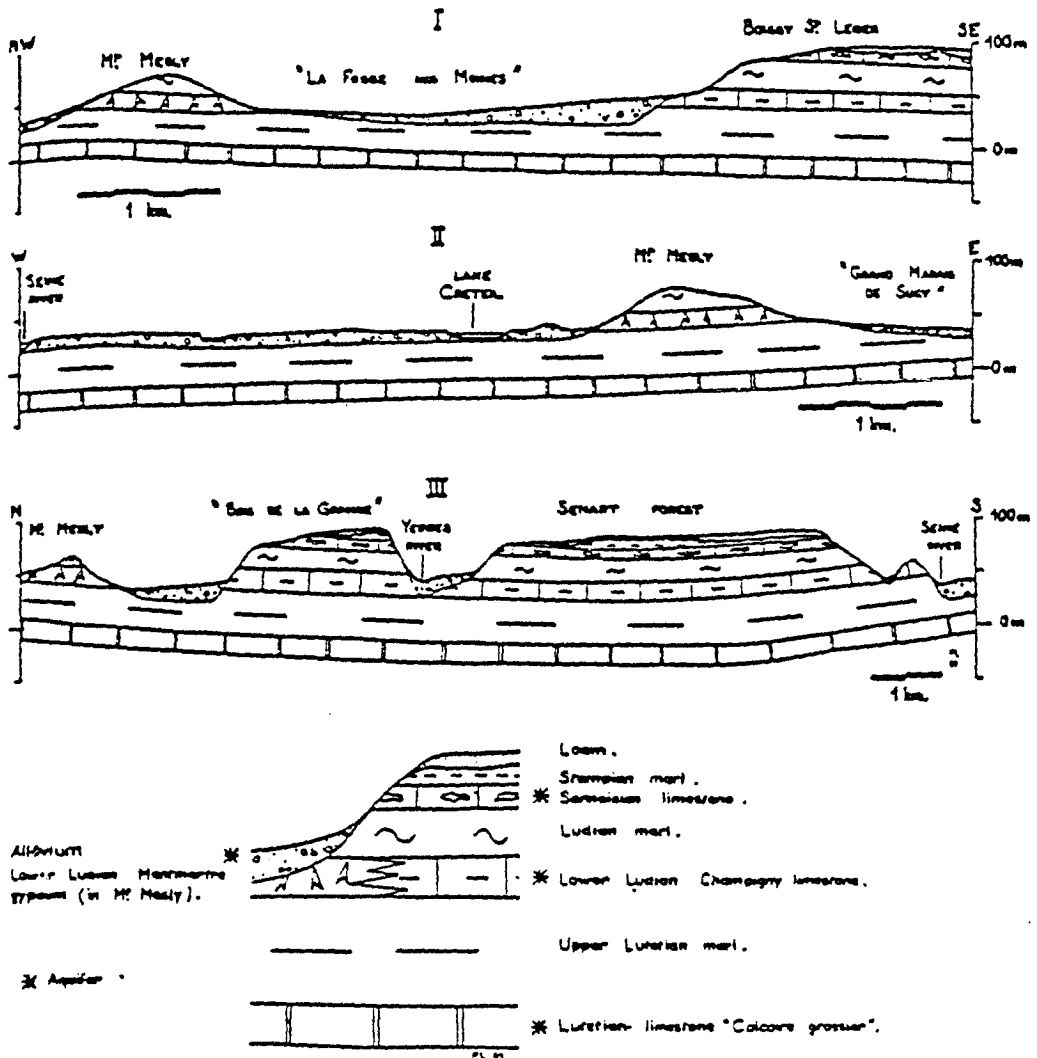


FIGURA 5.5.

semiconfinado de la caliza de Champigny, que está hidráulicamente ligado al acuífero aluvial del pequeño río Yerres, en el sur y menos netamente con el aluvial de la llanura de Creteil.

Por los estudios piezométricos se sabe que la mayor entrada de agua viene del acuífero superficial de aluvial y de rellenos recientes del este y oeste de los alrededores de Mt. Mesly. La secuencia de Mt. Mesly contiene la más meridional de las capas de yeso del Bartonense. La disolución de yeso refuerza considerablemente la concentración de sulfato de las aguas de la parte norte de las llanuras de Creteil.

Datos isotópicos: La variación del contenido en isótopos pesados del ión sulfato varía con el origen de la masa de sulfato. En este ejemplo hay 5 fuentes diferentes:

- (a) Los sulfatos marinos muestran una gran variación a través de las épocas geológicas e incluso en la misma cuenca puede variar en su contenido de ^{34}S .
- (b) El sulfato de fertilizantes viene del ácido sulfúrico obtenido por tratamiento químico de las fosforitas, y su contenido isotópico es más bajo que los sulfatos marinos.
- (c) Los sulfatos de la reoxidación de sulfuros muestran un bajo contenido isotópico. En el área estudiada ocurre en la parte alta del suelo, puesto que el agua infiltrada es rápidamente anóxica.
- (d) También el sulfato de la lluvia es una fuente a tener en cuenta; la lluvia local contiene de 7 a 16 mg/l de SO_2 con composición isotópica entre -3 y + 7‰.
- (e) Finalmente, el agua de los ríos vecinos en los que el $\delta^{34}\text{S}$ fluctúa de +3 a +8‰.

Conclusión: El sistema contiene aguas subterráneas de dos

orígenes:

- (1) Agua intersticial de un acuífero de baja conductividad, en el que las concentraciones en sulfato son muy altas. El sulfato, que se ha podido originar en el yeso, tiene en su composición isótopos más pesados. Probablemente fue removilizado del sulfato durante la reducción. Este agua se encuentra al oeste de Mt. Mesly.
- (2) Aguas de baja salinidad y sulfato isotópicamente ligero se encuentran bajo el Bosque de la Gran Plataforma. Este sulfato ligero podría tener su origen en la oxidación de sulfuros de los fertilizantes.

EJEMPLO 2. Acuíferos en series carbonato-evaporíticas.

Situación: La zona de estudio está dentro de la cuenca de East Fork del White River y ocupa parcialmente los condados de Lawrence, Martin y Orange en el centro sur de Indiana. Ha sido estudiada por Krothe (1982) en un trabajo sobre "Isotopos del azufre y variaciones hidroquímicas en manantiales del sur de Indiana".

Hidrogeología: Hay dos grupos químicamente distintos de agua subterránea dentro del área de estudio. Un grupo es de naturaleza bicarbonatada cálcica y bajo contenido en TDS. Estas aguas provienen de terrenos calizos y se mueven a través de subsuelo en grandes conductos abiertos. Tienen gran variabilidad en la concentración de iones, índices de saturación y temperaturas. Los porcentajes molales de los iones principales, índices de saturación y relación Ca/Mg, indican que la disolución de la calcita es el factor controlante de la química de las aguas de bajo TDS.

Otro grupo importante de aguas subterráneas se

caracteriza por alto contenido en TDS y son de naturaleza Ca-SO o Na-SO-Cl. El agua de estas fuentes se mueve en el subsuelo de una manera difusa, a lo largo de diaclasas, fracturas, y planos de estratificación. Las aguas difusas se caracterizan por baja variabilidad en la concentración de iones, índices de saturación y temperaturas relativamente constantes, así como por una respuesta diferida a los cambios en los parámetros físicos y químicos de la recarga.

Datos isotópicos: Estas aguas de bajo TDS tiene un azufre de SO con un rango de $\delta^{34}\text{S}$ variables entre 10.61‰ y 12.8‰, con una media de +11.51‰. Este rango, junto con las concentraciones de sulfatos, implica que la oxidación de sulfuros sedimentarios, la precipitación atmosférica y la disolución de yeso difuso proporcionan la mayor parte del sulfato contenido en estas aguas.

Las aguas caracterizadas por alto TDS y flujo difuso, contienen S-SO₄ con $\delta^{34}\text{S}$ entre 18.39 y 18.57‰ con una media de 18.47‰. El $\delta^{34}\text{S}$ y la concentración de sulfatos indica que la disolución de yeso proporciona el sulfato a estas aguas de alto TDS.

Conclusiones: La composición isotópica del azufre del sulfato disuelto favorece la idea de una mezcla de aguas. La fuente de agua dulce de White River tiene un $\delta^{34}\text{S}$ de 11.13‰ en época de aguas altas y un media de 12.67‰. Esto resulta de una mezcla de volumen variable de aguas de alto TDS, reflejando la diferente respuesta hidrológica de los respectivos sistemas de flujo. Ver figura 5.6.

5.2.- NITROGENO-15

INTRODUCCION

El nitrógeno tiene dos isótopos, ¹⁴N y ¹⁵N. El nitrógeno

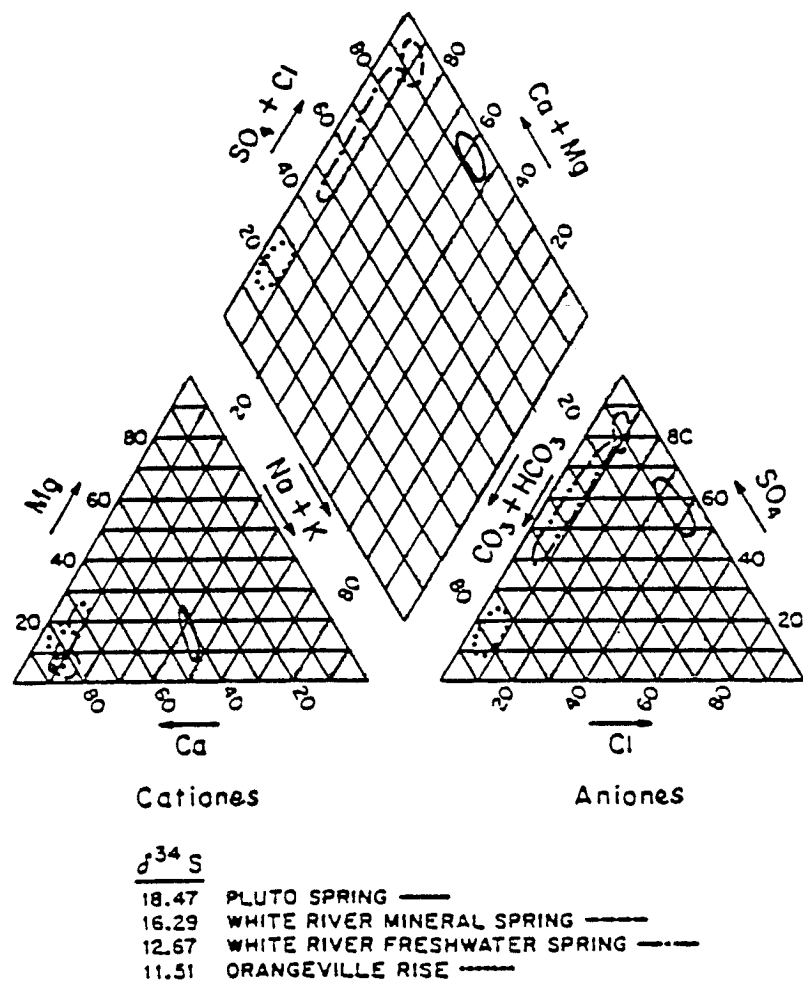


FIGURA 5.6.- Diagrama trilinear de todas las aguas de la zona de estudio con indicación de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ (SO_4).

atmosférico tiene la siguiente composición: ^{14}N , 99.64% y ^{15}N , 0.36%.

En los últimos años se ha conseguido un gran avance en el conocimiento de las sustancias que contienen nitrógeno. La magnitud de la variación de la composición isotópica del nitrógeno es más del 90%. Los ratios isotópicos se miden en N_2 .

Es bien sabido que los procesos biológicos juegan un papel fundamental en el ciclo del nitrógeno. Una gran variedad de compuestos conteniendo nitrógeno orgánico, amonio, y nitratos dan lugar a un ciclo muy complicado en la naturaleza. La variación $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ observada en la biosfera puede ser explicada por la cinética del fraccionamiento isotópico en reacciones bioquímicas, tales como la asimilación de nitrógeno inorgánico, fijación de nitrógeno y desnitrificación.

La fijación del nitrógeno es un proceso bioquímico frecuente en el que el nitrógeno atmosférico entra en la biosfera. El efecto isotópico durante la fijación parece ser nulo o muy pequeño.

La desnitrificación es un proceso bioquímico frecuente cuando la concentración de oxígeno es muy baja, y en ausencia de oxígeno, las bacterias reducen el nitrato a nitrógeno molecular.

Los mecanismos por los que se transfiere el nitrógeno son muy complejos. La situación se complica por factores tales como el reciclado de óxido de nitrógeno en la atmósfera, las reacciones fotoquímicas complejas en que están implicados los óxidos de nitrógeno y la influencia de las actividades humanas (fertilizantes). La figura 5.7 muestra un esquema del ciclo del nitrógeno simplificado.

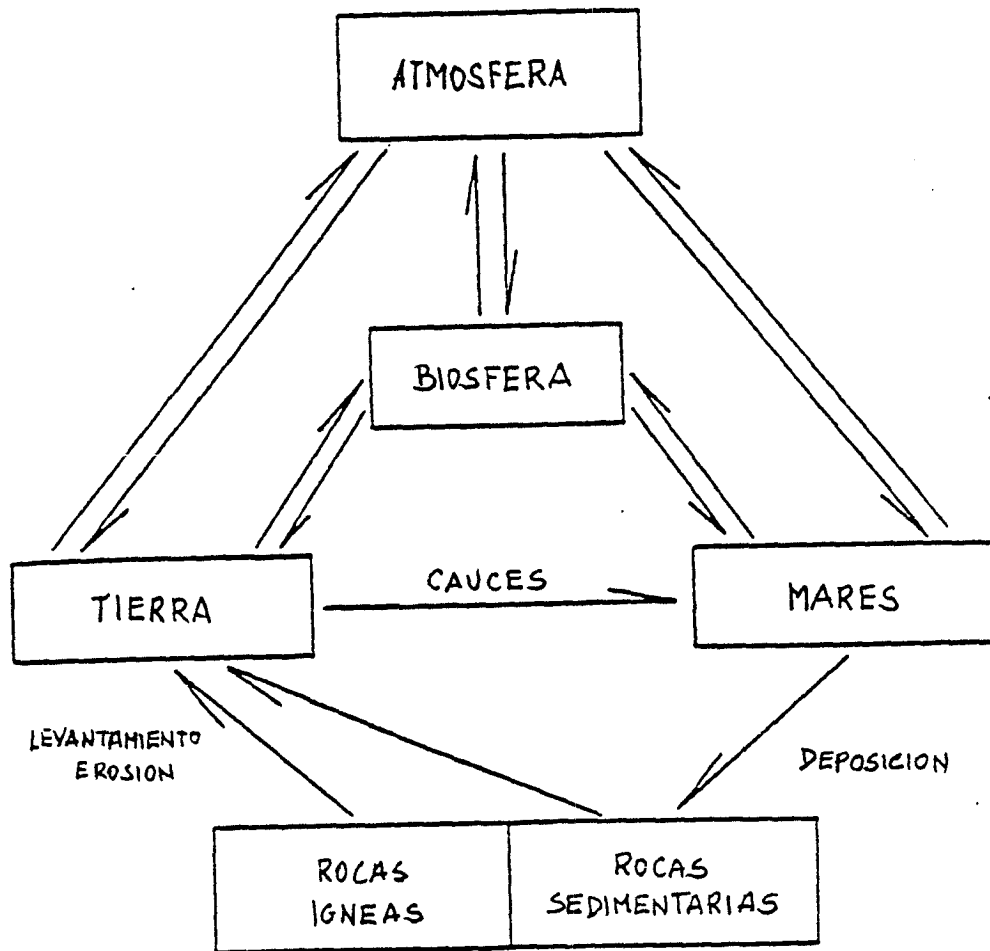


FIGURA 5.7.- Esquema simplificado del ciclo del nitrógeno

EL NITROGENO EN EL AGUA SUBTERRANEA

Los dos isótopos más abundantes del nitrógeno (^{14}N y ^{15}N) varían de una manera significativa en la naturaleza. El amoníaco que escapa como vapor de la descomposición de residuos animales, tiende a extraer el nitrógeno más ligero ^{14}N y deja un residuo enriquecido en nitrógeno pesado. Por el contrario, muchos fertilizantes con base amoniacal son isotópicamente ligeros. Los nitratos del suelo natural están entre estos dos extremos. Como consecuencia, los isótopos del nitrógeno ayudan a determinar el origen de cantidades anormalmente elevadas de nitratos en el agua subterránea.

La mayor parte del nitrógeno en el agua subterránea estará en forma de anión nitrato (NO_3^-) o como nitrógeno gas disuelto (N_2) procedente de la atmósfera. Localmente, en zonas desprovistas de oxígeno disuelto, puede predominar la forma químicamente reducida (NH_4^+). En general, el nitrato se mueve como un trazador conservativo y es un indicador importante de contaminación. Si las concentraciones de nitratos exceden de 10 mg/l en aguas de consumo, la salud de los mamíferos jóvenes, incluidos los humanos, puede ser adversamente afectada. La presencia de más de 5 mg/l de nitrato es una indicación indirecta de otras formas de contaminación, incluidas aquellas de fertilizantes químicos o redes de saneamiento.

Concentraciones muy altas de $\text{NO}_3\text{-N}$ se han descrito en dos investigaciones. Super (1981) encontró una estrecha correlación entre la ingestión de nitrato y los niveles de metahemoglobina en niños de Namibia. El caso extremo fue el de un niño con un nivel de metahemoglobina de 35%. El pozo del que había estado bebiendo tenía 56 mg $\text{NO}_3\text{-N/l}$ y se calculó una ingestión diaria de nitratos de 7.6 mg/kg de peso del cuerpo. Otro estudio importante sobre nitratos lo realizó Robertson (1979), que recogió y analizó muestras de más de 800 pozos en el

condado de Sussex, Delaware. La concentración de nitrato variaba de cero a 225 mg NO₃/l correspondientes a 49.8 mg NO₃-N/l.

APLICACIONES

EJEMPLO 1. Acuífero detrítico en Nueva York

Se resume el artículo de Kreitler (1978), titulado "Cocientes ¹⁵N/¹⁴N en nitratos de agua subterránea, Long Island, N.Y.". En la figura 5.8 queda suficientemente explícita la hidrogeología.

Los valores $\delta^{15}\text{N}$ del nitrato del agua subterránea proporcionan una indicación directa de la fuente del nitrato. Se han definido los rangos de tres isótopos del nitrógeno ($\delta^{15}\text{N}$) para nitratos de fuentes diferentes. Los $\delta^{15}\text{N}$ de campos cultivados no fertilizados (nitrato resultante de la oxidación de parte del nitrógeno orgánico por el arado del suelo) van de +2‰ a +8‰, el del nitrato de residuos animales va de +10‰ a +20‰, y $\delta^{15}\text{N}$ de los fertilizantes artificiales van de -8‰ a +6,2‰ con el 90% de las muestras entre -3‰ y +2‰.

Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ para el nitrato del agua del acuífero glacial superficial son isotópicamente más ligeros en áreas agrícolas del este de Long Island, que en las áreas suburbanas del oeste de Long Island. Esto refleja un cambio en la fuente predominante del nitrato de fertilizante y/o cultivo sin fertilizante, a un predominio de nitrógeno de residuos de animales.

Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ para nitrato en muestras de los condados de Nassau y Suffolk indican que la fuente del nitrato es predominantemente agrícola, con residuos de animales en algunas muestras. El agua subterránea en el acuífero Magothy es más

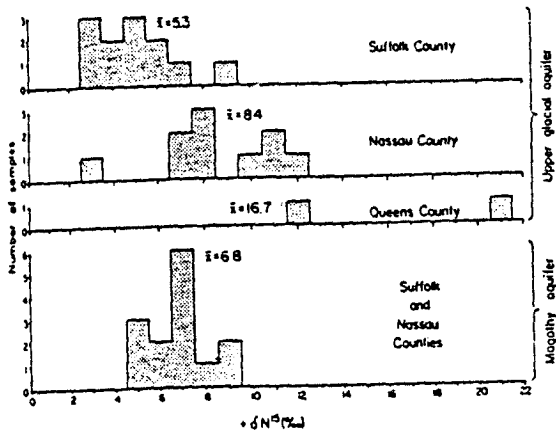
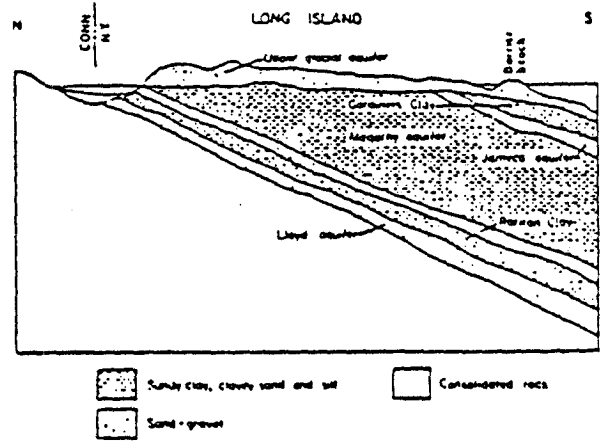
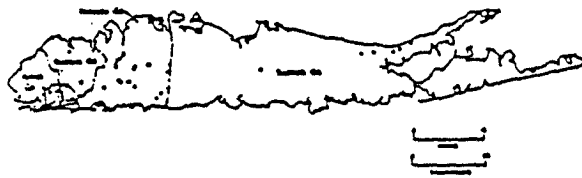


FIGURA 5.8.- Situación de puntos de muestreo, esquema hidrogeológico y distribución de valores $\delta^{15}\text{N}$ en Long Island, Nueva York.

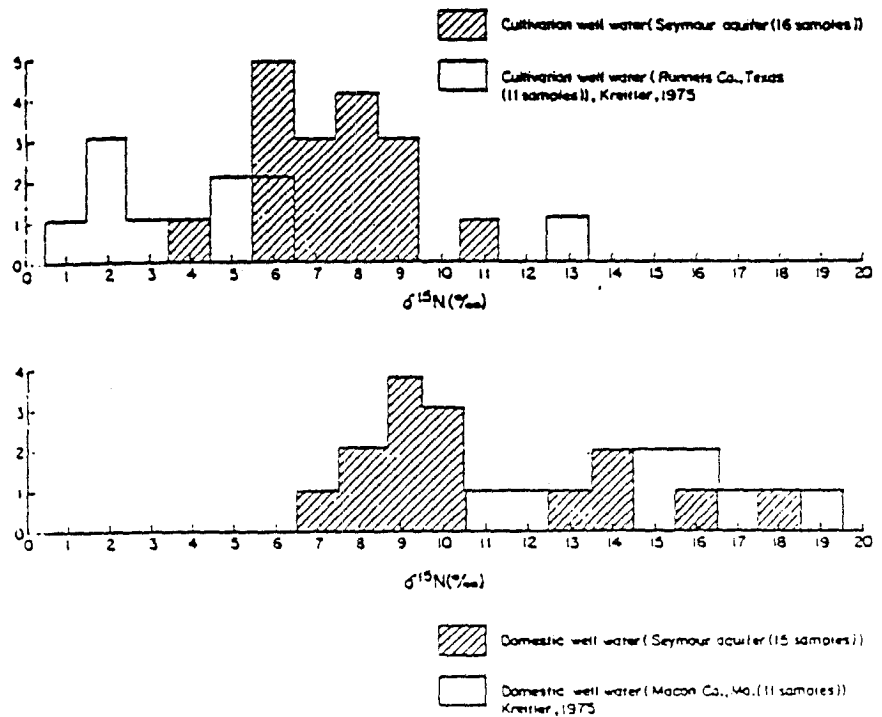


FIGURA 5.9.- Histogramas de $\delta^{15}\text{N}$ en nitratos, a partir de muestras recogidas en sondeos agrícolas y domésticos. (Seymour Aquifer).

antigua que la del acuífero glacial y el contenido en nitrógeno podría ser representativo de un uso de la tierra distinto, cuando la agricultura era práctica normal. Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ son inferiores a los encontrados en el acuífero glacial en el condado de Nassau, pero mayores que los del acuífero glacial en el condado de Suffolk.

EJEMPLO 2. Acuíferos aluviales en Tejas.

Es un resumen del artículo de Kreitler (1979) "Ratio de los isótopos de nitrógeno en agua subterránea y de suelos de un acuífero de abanico aluvial de Tejas".

Aunque los abanicos de gravas de Lockhart-Taylor (Tejas central) y Seymour (Tejas oeste) están separados 400 Km y en diferentes condiciones climáticas, geográficas y geológicas, el grado de contaminación y las fuentes de nitratos son similares. Los dos abanicos están fuertemente cultivados con fertilizantes de base amoniacal. Contienen suelos básicos y tienen rangos similares de $\delta^{15}\text{N}$ para el nitrato, en el agua subterránea. Por estas razones las fuentes de contaminación probablemente son similares para los dos acuíferos.

Los valores de $\delta^{15}\text{N}$ de nitrato del agua subterránea de Lockhart-Taylor y Seymour son muy diferentes de los de las aguas de cultivo del condado de Runnels (figura 5.9). Esta diferencia resulta de la adición de fertilizante amoniacal a los suelos básicos.

Las altas concentraciones en los dos acuíferos de los abanicos resultan del cultivo intensivo y de la contaminación por residuos de granjas. La fuente dominante de la contaminación son los nitrógenos del cultivo y de los fertilizantes, porque las áreas de cultivo son mucho más extensas que los terrenos

dedicados a los rechazos de residuos animales.

5.3.- LOS ISOTOPOS ESTABLES DEL OXIGENO Y DEL HIDROGENO EN HIDROGEOLOGIA

INTRODUCCION

Los diferentes tipos de agua tienen diferente composición isotópica; la composición isotópica es como su huella dactilar. El agua evaporada del océano está enriquecida en isótopos ligeros (^{16}O y H) puesto que tienen mayor presión de vapor que los isótopos pesados. Comparadas con el agua del océano, las aguas de glaciales, nieve y de fuentes continentales están enriquecidas en ^{16}O y H, y tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD negativos (figura 5.10). El enriquecimiento en isótopos más ligeros se incrementa cuando disminuye la temperatura de aire; por tanto, varía estacionalmente, así como con la latitud y la elevación. Las aguas magmáticas tienen un valor positivo para el $\delta^{18}\text{O}$. El agua de poro está disminuída en ^{18}O por la formación de minerales arcillosos autógenos como la smectita o la sepiolita.

Muchos investigadores de todo el mundo han utilizado el ^{18}O y la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ para determinar el origen del agua subterránea. Chesterikoff (1981), utilizó la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ para determinar el origen del sulfato en el lago Creteil. Van de Griend (1983) aplicó este ratio para distinguir el agua de fusión de un glaciar de la lluvia de verano, y para comprender la dinámica del almacenamiento dentro de un glaciar. Issar utilizó los isótopos del oxígeno para determinar el origen del agua termal del lago Kinneret. En el Simposio de Viena de 1974, *Isotope Techniques in Ground Water Hydrology*, existe la más variada presentación sobre el uso de isótopos.

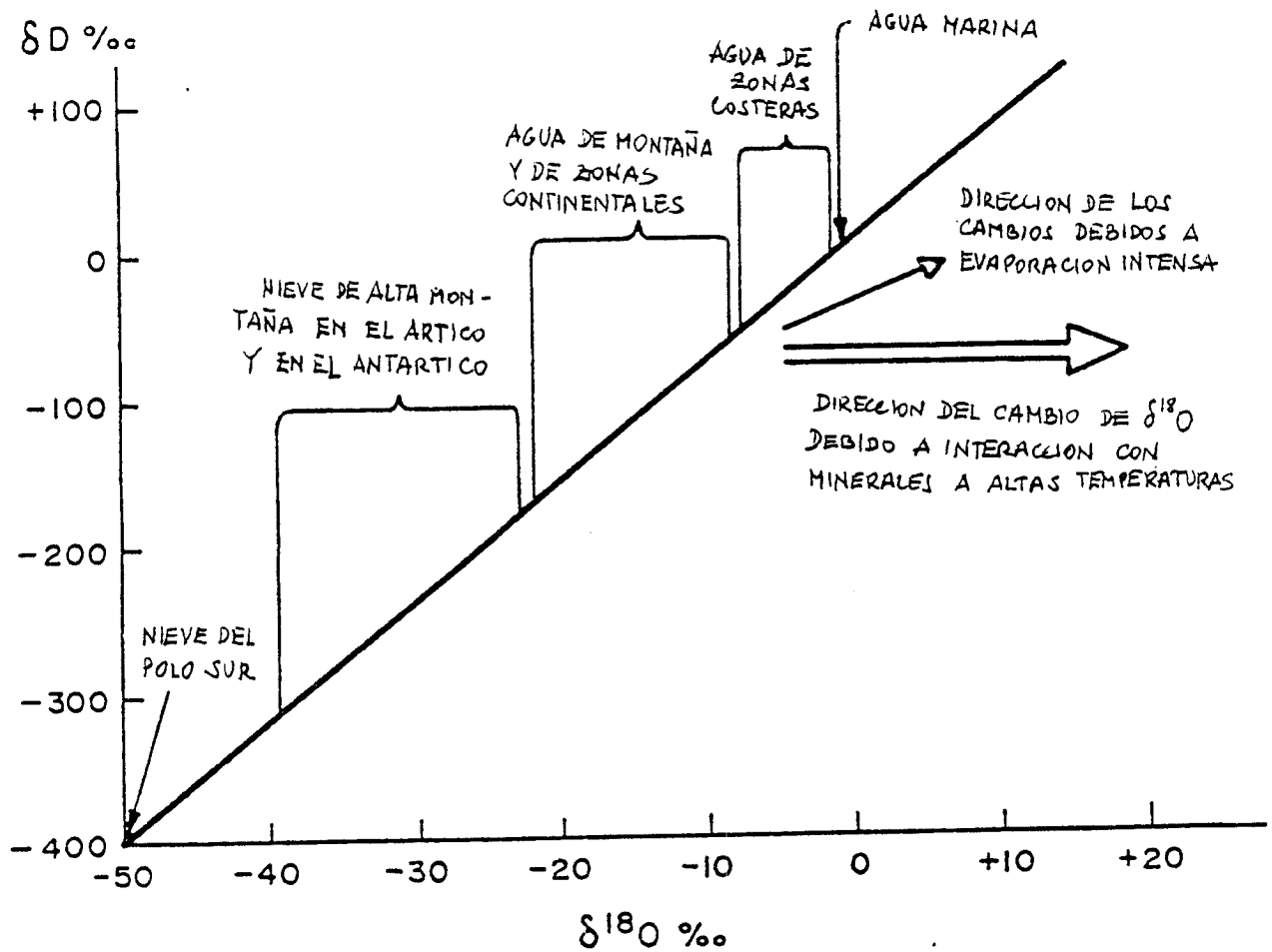


FIGURA 5.10.- Relación entre el deuterio y el oxígeno-18 en las aguas naturales (Ferronsky y Polyakov, 1982).

EJEMPLO 1. Origen del agua en la cuenca del Tucson

La diferencia entre los isótopos estables del oxígeno en el agua subterránea de Tucson (Arizona), reflejan los distintos orígenes de agua. Aunque las facies químicas del agua son muy similares en toda la cuenca, las diferencias isotópicas permiten determinar el origen del agua (figura 5.11).

EJEMPLO 2. Acuíferos carbonatados de Arabia

Los estudios se realizaron sobre tres áreas, marcadas en la figura 5.12(a). En la figura 5.13.(a) se ve como todos los acuíferos tienen una relación positiva entre ^{18}O y la salinidad. Esto se debe a la evaporación y contaminación del agua profunda.

Todos los acuíferos del sector de Wadi al Miyah (figura 5.13(b)) están agrupados, hecho indicativo que en el área sólo existe un tipo de agua. A pesar de la similitud en contenido en ^{18}O de todos los acuíferos, el diagrama de Piper muestra que Umm-er-Radhuma es claramente más alto en sulfatos que otros acuíferos de composición química similar (figura 5.13(c)). Es razonable asumir que no hay percolación de Umm-er-Radhuma los acuíferos suprayacentes, que posiblemente estén interconectados.

En el Cinturón Costero hay dos grupos de resultados distintos (figura 5.14). El primero con 4.3% ^{18}O de contenido medio y 2100 ppm de salinidad y segundo de mayor salinidad y contenido en ^{18}O . Las figuras 5.15 (b) y (c) muestran que todos los acuíferos tienen la misma composición química, lo que indica su interconexión.

Las figuras 5.15 (a) y (b) muestran que los acuíferos Alat y Khobar tienen un ratio SO_4/Cl ligeramente más alto que Umm-er-Radhuma y Neogeno, en la región de Al Hassa.

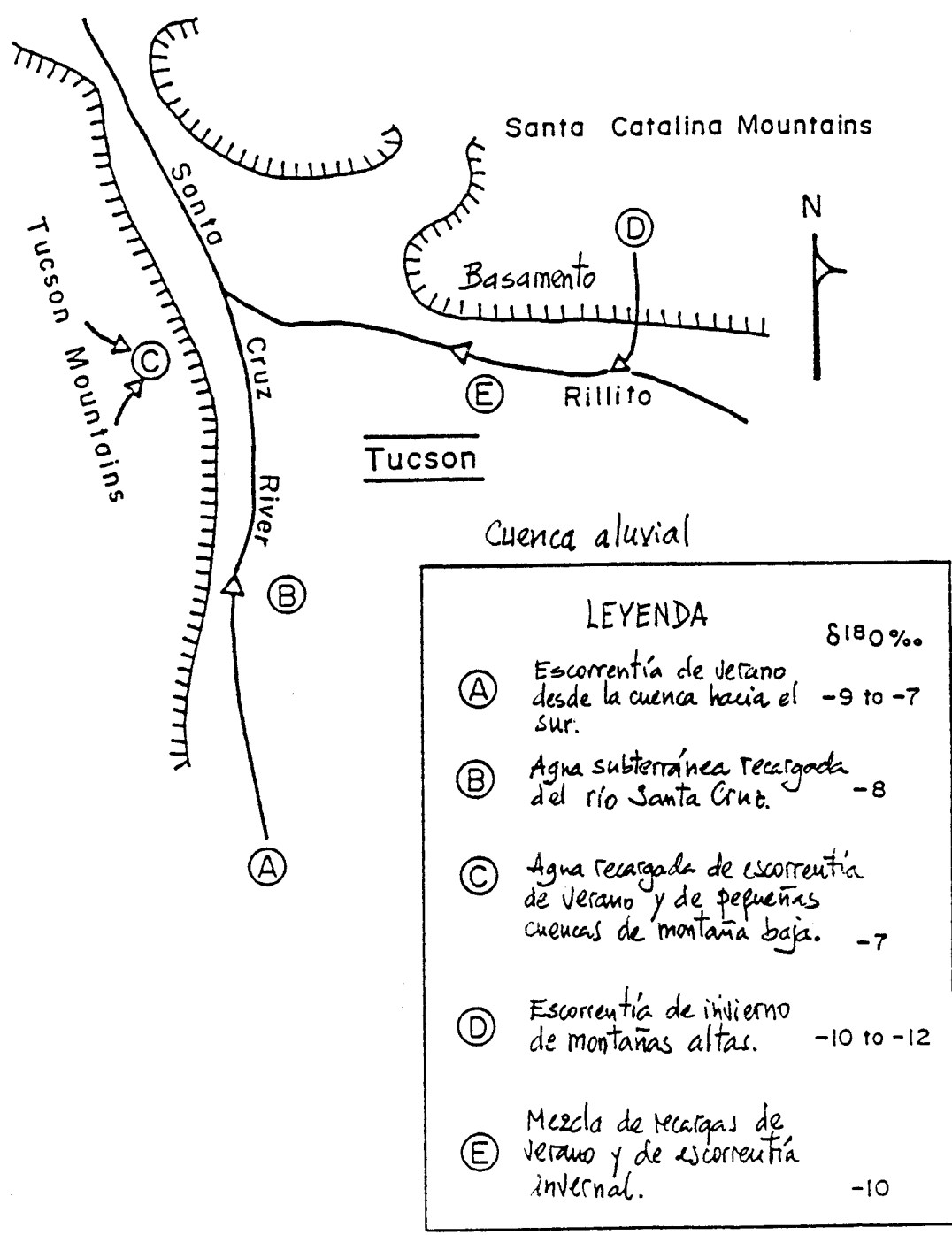


FIGURA 5.11.

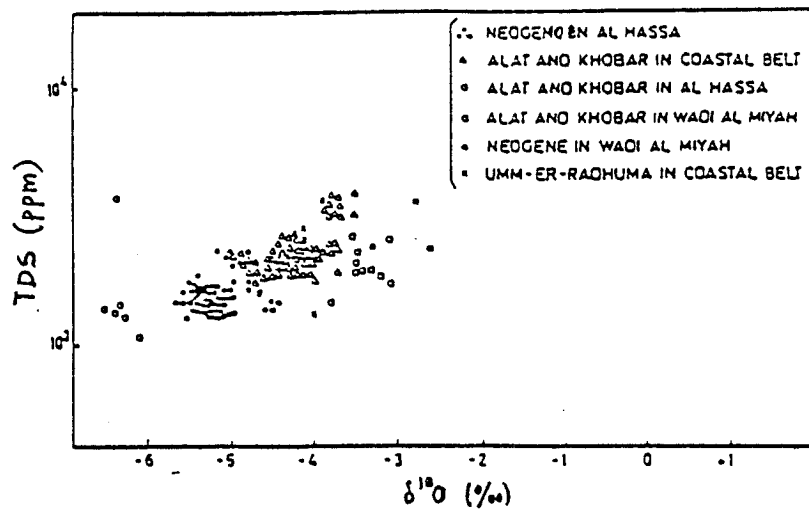


FIGURA 5.13(a).- Relación ^{18}O -salinidad en la zona oriental de Arabia Saudita.

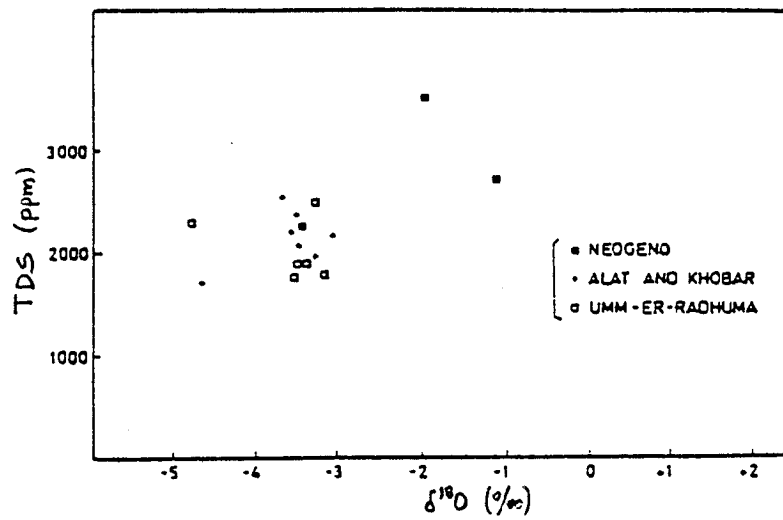


FIGURA 5.13(b).- Relación ^{18}O -salinidad en la región de Wadi Miyah.

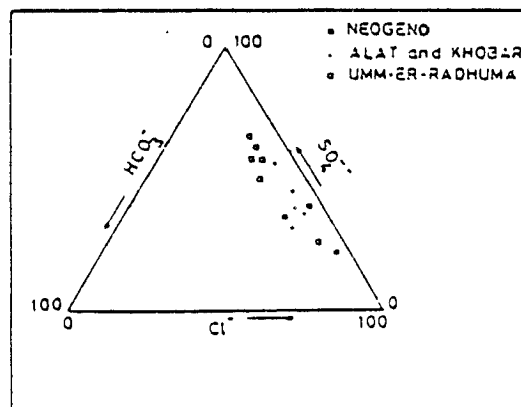


FIGURA 5.13(c).- Diagrama de Piper de aniones en la región de Wadi Miyah.

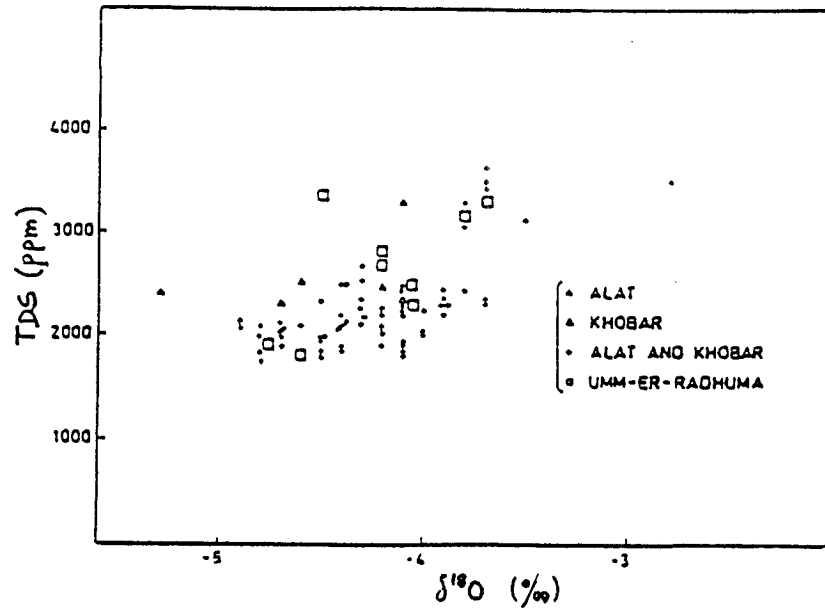


FIGURA 5.14(a).- Relación ^{18}O -salinidad en el agua subterránea de la región Coastal Belt.

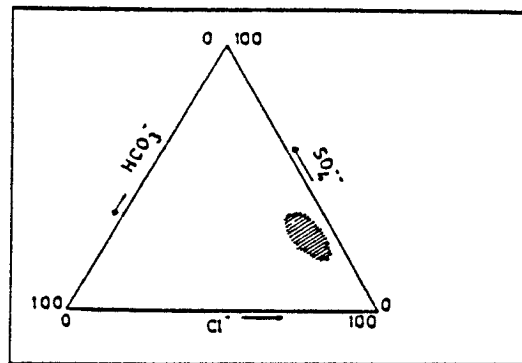


FIGURA 5.14(b).- Diagrama de Piper de aniones en la región Coastal Belt: la zona rayada representa Alat, Khobar y - Umm-Er-Radhuma.

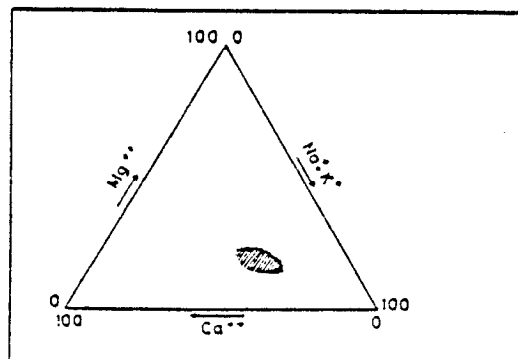


FIGURA 5.14(c).- Diagrama de Piper de cationes en la región de Coastal Belt.

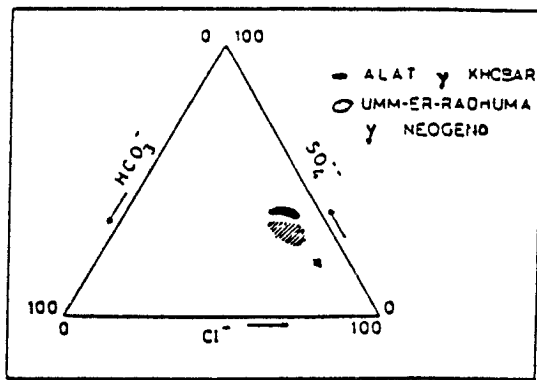


FIGURA 5.15(a).- Diagrama de Piper de aniones en la región Al Hassa.

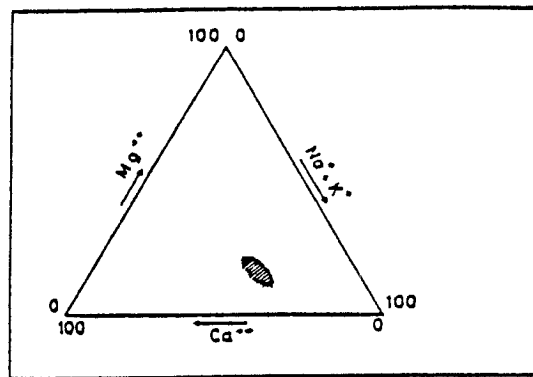


FIGURA 5.15(b).- Diagrama de Piper de cationes en la región de Al Hassa: la zona rayada representa el Neógeno.

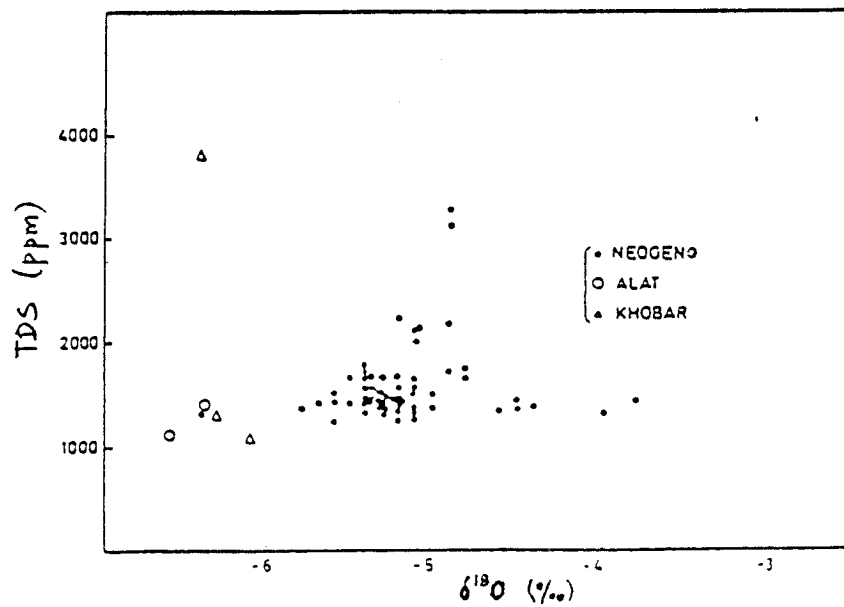


FIGURA 5.15(c).- Relación ^{18}O -salinidad en la región de Al Hassa.

La figura 5.15(c) muestra que Alat y Khobar tiene bajo ^{18}O y salinidad. Por tanto, puede suponerse que estos acuíferos no están interconectados con el neógeno, que tiene más alto contenido en ^{18}O y salinidad.

EJEMPLO 2. Agua Geotérmica.

El origen del agua volcánica y de la procedente de manantiales calientes tiene especial interés para la reconstrucción de la historia de los océanos por su contenido en aguas juveniles originadas en la parte alta del manto terrestre. La cantidad de aguas juveniles que llegan a la superficie es un parámetro importante, no sólo en términos volumétricos, sino también por su efecto en la composición isotópica del agua marina.

La composición isotópica del oxígeno de las aguas juveniles está probablemente condicionada por la de las rocas del manto superior. Las rocas ígneas máficas y ultramáficas tienen valores de $\delta^{18}\text{O}$ que oscilan entre +6 y +7‰ respecto a SMOW. En ambientes próximos a los 1000°C, el fraccionamiento isotópico no tiene un efecto significativo, por lo que las aguas juveniles deberían tener inicialmente valores de $\delta^{18}\text{O}$ sobre +7‰ en relación a SMOW. Sí son posibles pérdidas de ^{18}O por fraccionamiento durante su circulación a través de la corteza terrestre en dominios de temperaturas más bajas. Spheppard y Epstein (1970) estudiaron los valores de δD en las aguas juveniles, concluyendo que el margen de valores para estas aguas es $\delta\text{D} = -48 \pm 20\%$.

Estudios realizados por Craig (1963) sobre vapores y aguas calientes naturales ligeramente básicas, muestran variación del $\delta^{18}\text{O}$ de unas zonas a otras, mientras que los valores de δD permanecen casi constantes (figura 5.16). Este "desvío isotópico del oxígeno" se atribuye a la interacción y progresivo equilibrio

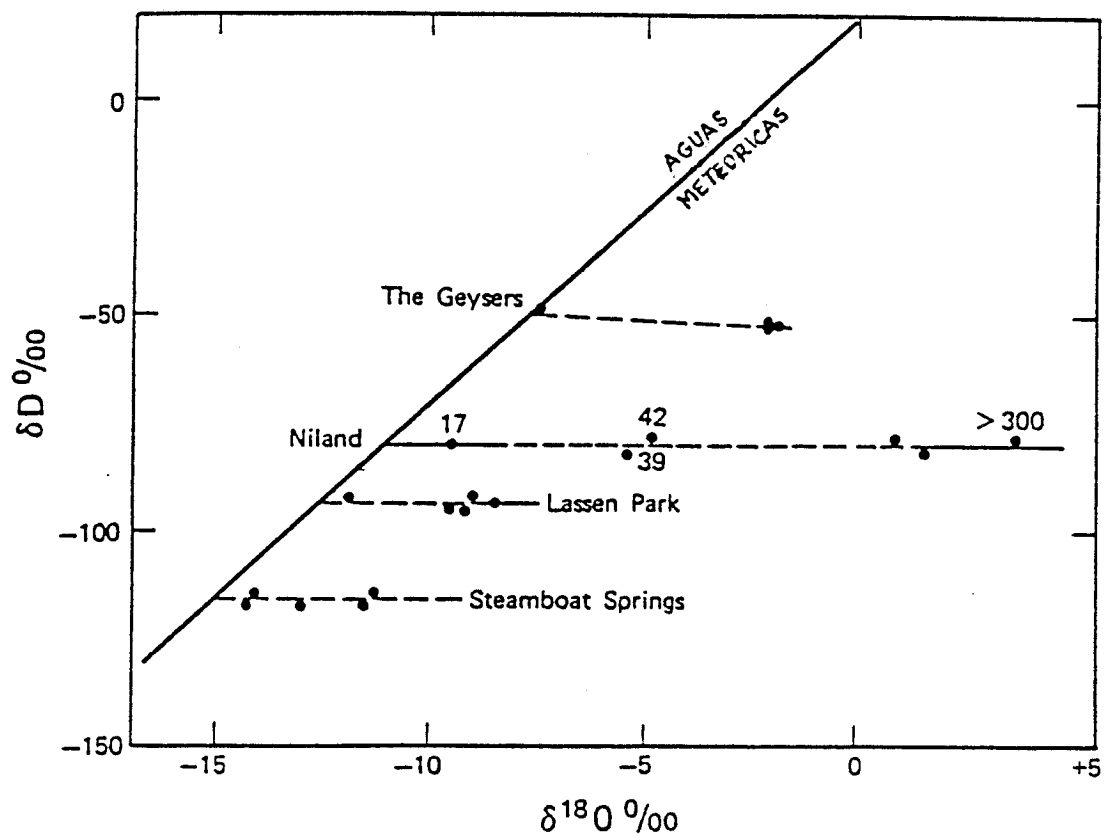


FIGURA 5.16.- Valores δD y $\delta^{18}\text{O}$ de vapor y agua termal de diferentes zonas.

con rocas silicatadas y carbonatadas, mientras que la constancia de δD es un indicador adicional de que el agua tiene su origen en precipitaciones locales, no siendo juveniles. Los datos del área geotérmica de Niland (California), indican que los cambios isotópicos aumentan con la temperatura, fenómeno producido por la mayor proximidad de los $\delta^{18}O$ de rocas y agua a altas temperaturas. Sin embargo, el cambio en el oxígeno no está gobernado solamente por la temperatura; el $\delta^{18}O$ de las rocas y el tiempo de residencia son factores influyentes.

En caso de que las aguas geotérmicas fueran mezcla de aguas juveniles ($\delta^{18}O \approx +7\%$, $\delta D \approx -48\%$) y aguas meteóricas, las líneas de mezcla en el diagrama de la figura 5.16. deberían converger hacia un área representativa de la composición isotópica de las aguas juveniles.

EJEMPLO 3. Salmueras.

En el caso de salmueras de campo de petróleo en ambientes sedimentarios marinos, podría esperarse que los valores de δD y $\delta^{18}O$ convergiesen hacia la composición isotópica del agua de mar. Un estudio sobre muestras de salmueras procedentes de diferentes zonas realizado por Clayton (1966), refleja que las muestras de una determinada área se distribuyen sobre líneas aproximadamente rectas, pero sin ninguna convergencia (ver figura 5.17). Por contra, interceptan la línea representativa del agua meteórica en puntos que representan una composición isotópica en la mayoría de los casos, muy compatible con el agua meteórica actual de sus zonas respectivas (indicativo de que el agua connata podría haber precipitado bajo condiciones climáticas más frías durante el Pleistoceno).

Las variaciones de δD son atribuibles a intercambios isotópicos con hidrocarburos, ácido sulfhídrico y minerales

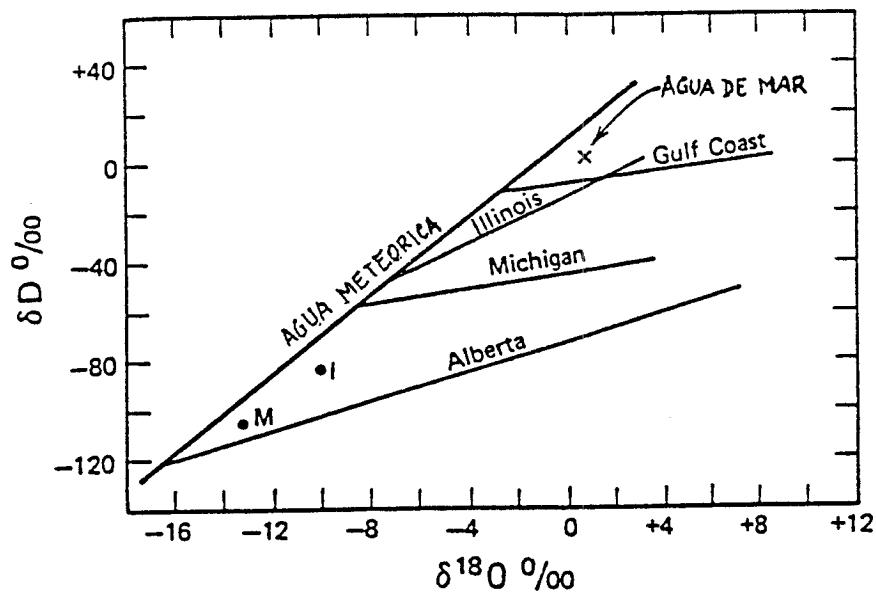


FIGURA 5.17.- Relaciones δD y $\delta^{18}O$ en salmueras de yacimientos petrolíferos de medio sedimentario marino.

hidratados. Los cambios isotópicos en el oxígeno de las salmueras son muy grandes, aumentando con la temperatura y concentración, y se deben principalmente a intercambios entre el agua y calizas. La composición isotópica de estas salmueras indica que no derivan de agua marina, sino de agua precipitada en su mayoría bajo condiciones climáticas parecidas a las existentes en la actualidad.

5.4.- LOS ISOTOPOS ESTABLES DEL CARBONO

Los estudios isotópicos de las especies carbonatadas contribuyen notablemente al conocimiento de la evolución geoquímica del agua subterránea. Esta comienza con la incorporación de CO_2 del suelo durante la infiltración a través de la zona insaturada y puede continuar, dependiendo de las circunstancias, con la adición de carbono de fuentes orgánicas e inorgánicas, formación de carbonatos secundarios en fracturas o sobre granos minerales del medio poroso, u otro tipo de procesos.

CARBONO INORGANICO DISUELTO EN EL AGUA SUBTERRANEA

El dióxido de carbono (CO_2) disuelto en el agua puede transformarse en diferentes especies químicas; principalmente, en ácido carbónico (H_2CO_3), ión bicarbonato (HCO_3^-), ión carbonato (CO_3^{2-}) y en diversos carbonatos complejos. El equilibrio entre ellas depende en gran parte del pH del medio, que es factor que controla qué especie es la dominante (figura 5.18). Para valores de pH superiores a 6.4, el CO_2 disuelto se disocia mayoritariamente en ión bicarbonato, circunstancia que es la más frecuente en las aguas subterráneas.

Los efectos isotópicos son diferentes en cada una de

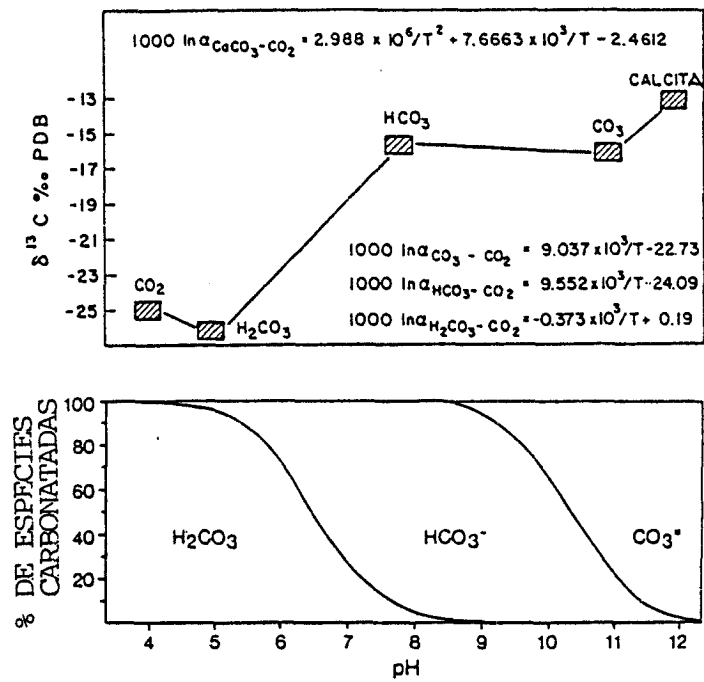


FIGURA 5.18.- Fraccionamiento de isótopos del carbono entre el dióxido de carbono y las especies carbonatadas en disolución acuosa - (arriba). Abundancia de las especies carbonatadas presentes en disolución acuosa en función del pH (abajo). (IAEA, 1983).

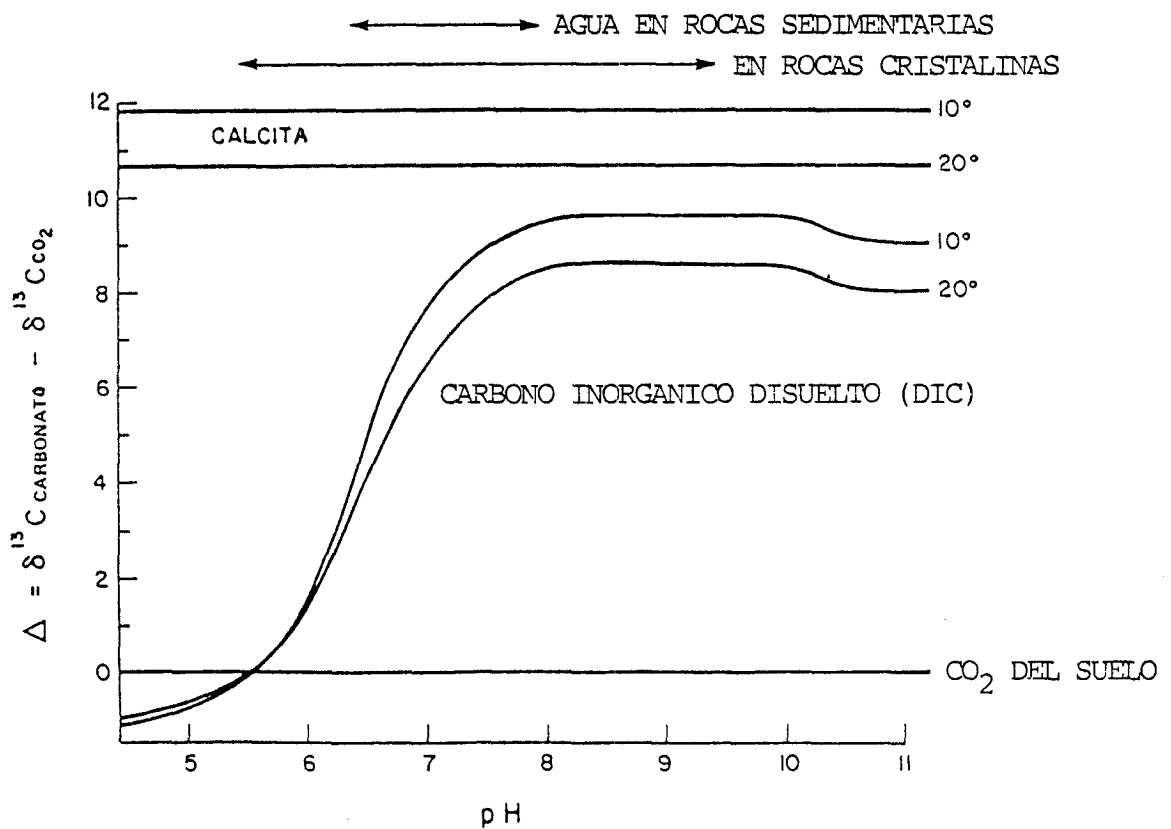


FIGURA 5.19.- Valores de $\delta^{13}\text{C}$ en función del pH en las especies carbonatadas en disolución acuosa, supuestas en equilibrio con CO₂.

las especies, cuya presencia en el agua puede conocerse a través de medidas precisas de pH y temperatura. La composición isotópica del CO_2 en equilibrio con un agua determinada se obtiene mediante balances de masa de carácter químico e isotópico (ver fig. 5.19).

Este tipo de estudios isotópicos tiene especial interés cuando se tratan de caracterizar las zonas en las que se produce la recarga del sistema. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para el CO_2 contenido en los suelos, oscilan entre -21 y -26‰ en la mayoría de las zonas de clima cálido y/o húmedo. En zonas áridas, los valores son más altos ($\delta^{13}\text{C} \approx -7‰$) debido al tipo de vegetación y a la mayor importancia del CO_2 atmosférico.

Las variaciones de ^{13}C en las sustancias carbonatadas disueltas que ocurren después de la infiltración, se deben a múltiples procesos diferentes. De entre ellos, los más importantes son las reacciones de disolución y precipitación de minerales carbonatados, y los procesos biológicos. La gran difusión de las rocas carbonatadas hace que los fenómenos de disolución influyan con mucha frecuencia sobre los contenidos en ^{13}C del carbono inorgánico disuelto en las aguas. Las formaciones carbonatadas marinas tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a 0‰ PDB, estando normalmente enriquecidas en ^{13}C respecto a fuentes biogénicas tales como el CO_2 de los suelos. Igualmente, muchas secuencias carbonatadas metamórficas tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ próximos a 0‰, a menos que el dióxido de carbono haya influido en su formación. En estos casos, los valores $\delta^{13}\text{C}$ habituales varían entre -5 y -2‰, que son muy superiores a los del CO_2 de los suelos. En general, la disolución de carbonatos produce un enriquecimiento en ^{13}C de las especies disueltas y, dado que la disolución de minerales no produce efectos isotópicos, la concentración de ^{13}C en las especies carbonatadas en disolución se aproxima progresivamente a la del mineral disuelto.

Los carbonatos solubles no contienen ^{14}C , por lo que se

produce el empobrecimiento en ^{14}C de las especies disueltas en el agua. El análisis del ^{13}C puede emplearse en la estimación de la "dilución del ^{14}C " para el desarrollo de correcciones que permitan la determinación correcta de la edad de las aguas mediante ^{14}C .

Los procesos biológicos ocurridos en ambientes reductores pueden tener un efecto similar de elevación del ^{13}C . La acción de bacterias productoras de metano puede consumir carbono de origen, tanto orgánico como inorgánico, para generar metano y dióxido de carbono. El CO_2 resultante está enriquecido en ^{13}C con respecto a la fuente de nutrición, siendo normales valores de $\delta^{13}\text{C}$ comprendidos entre +10 y +20‰ PDH. Si el CO_2 así generado entra en contacto con el agua subterránea se produce un aumento de ^{13}C en las sustancias carbonatadas en disolución.

ESTUDIO COMBINADO DEL OXIGENO-18 Y CARBONO-13 EN CARBONATOS SECUNDARIOS

La precipitación de minerales carbonatados a partir de aguas subterráneas circulantes ocurre en la mayoría de los tipos de roca. El contenido en ^{18}O del mineral depositado (por ejemplo, calcita) refleja la composición isotópica del agua de la que se formó el precipitado, mientras que el contenido en ^{13}C depende del ^{13}C de los componentes carbonatados existentes en disolución. En ambos casos los contenidos isotópicos en el sólido formado están afectados por fenómenos de fraccionamiento isotópico dependientes de la temperatura. Las figuras 5.20(a) y 5.20(b) muestran que, tanto para el ^{18}O como para el ^{13}C , la dependencia es más fuerte en los dominios de baja temperatura.

En estudios de zonas de baja permeabilidad, el análisis de los minerales depositados en las fracturas puede aportar valiosa información sobre el comportamiento pasado de los

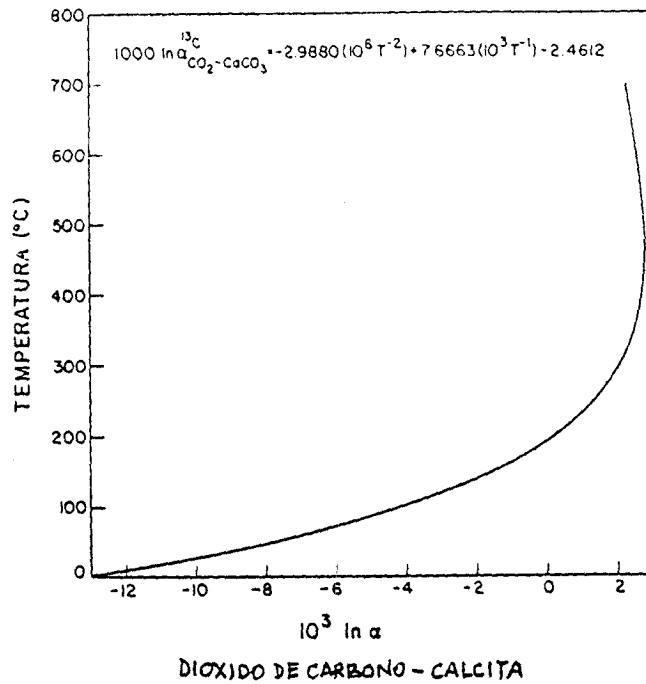


FIGURA 5.20(a).- Fraccionamiento del ^{13}C entre dióxido de carbono (gas) y calcita, en función de la temperatura - (Bottinga, 1968; IAEA, 1983).

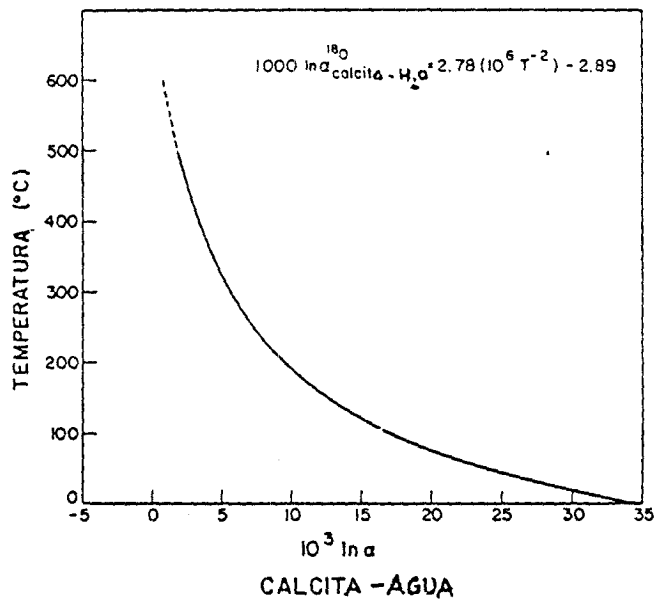


FIGURA 5.20(b).- Fraccionamiento del ^{18}O entre calcita y agua, en función de la temperatura (O'Neil et al., 1969; IAEA, 1983).

sistemas de fracturas. La información existente sobre la composición de los minerales de fractura es muy escasa. En la mayoría de los casos, la calcita precipita a partir de sistemas de agua dulce con valores de $\delta^{18}\text{O}$ negativos.

El estudio de anomalías isotópicas puede aportar información complementaria a la obtenida mediante estudios convencionales. Por ejemplo, en zonas donde no haya formaciones carbonatadas de origen marino, los análisis de ^{13}C pueden ayudar a conocer la historia de la mineralización.

6.- ISOTOPOS GASEOSOS

6.1.- EL METODO ^3H - ^3He

Torgersen y otros (1979) sugirieron que el método ^3H - ^3He se podría utilizar para determinar el tiempo de residencia del agua en un sistema cerrado. El método implica la toma de una muestra de 10 gramos de agua. Los gases disueltos se extraen y purifican. ^3He , ^4He y Ne son medidos en el espectrómetro de masas para determinar la concentración en ml STP de gas por gramo de agua. El resto del agua, habiendo sido totalmente desgasificada, es sellada al vacío para el análisis de ^3H por el método "grow-in".

Hay cinco fracciones de ^3He de diferente origen en el agua subterránea: (1) ^3He de saturación, originado en la interfase agua aire en el área de infiltración. (2) ^3He de sobresaturación, resultante de las inyecciones de aire, que son muy comunes en sistemas kársticos e incluso pueden ocurrir en formaciones granulares. (3) ^3He originado en el manto. (4) originado en la corteza. (5) ^3He tritogénico.

Torgersen describe cómo encontrar el último componente en aguas lacustres, a partir de la medida del ^3He total. Para ello hace uso de análisis de Ne y ^4He y asume qué componentes de manto o de la corteza pueden estar presentes, pero no ambos. Todavía sigue abierta la cuestión de si la determinación del componente tritogénico es posible con la precisión adecuada para su uso en el estudio del agua subterránea. Sin embargo, el método ^3H - ^3He merece ser considerado por las posibilidades que ofrece.

significado de concentración tritiogénica de ^3He . La ecuación 3.2.12 puede ser reescrita para el ^3H padre:

$$C_{^3\text{H}}(t) = \int_0^{\infty} C_{^3\text{H,ent}}(t-t') \exp(-\lambda t) g(t') dt' \quad (6.1.1.)$$

y para el hijo

$$4.01 \times 10^{14} C_{^3\text{He}}(t) = \int_0^{\infty} C_{^3\text{H,ent}}(t-t') [1 - \exp(-\lambda t')] g(t') dt' \quad (6.1.2.)$$

donde $C_{^3\text{H,ent}}$ es la concentración variable de tritio en unidades de tritio (TU), y $C_{^3\text{He}}(t)$ es la concentración de ^3He a la salida expresada en ml STP por gramo de agua.

El método $^3\text{H}-^3\text{He}$ se puede utilizar en la forma originalmente propuesta. La relación de la ecuación 6.1.2 a la 6.1.1 se debe utilizar para las curvas teóricas, o de una forma más informativa, donde los valores teóricos de $C_{^3\text{H}}(t)$ y $C_{^3\text{He}}(t)$ son calculados separadamente y ajustados individualmente a los datos experimentales. Este último método tiene todas las ventajas del método del tritio más la ventaja del método del helio. La primera versión del método puede producir resultados ambiguos, porque diferentes modelos darán a menudo la misma relación $^3\text{He}/^3\text{H}$. Una misma relación de concentraciones puede resultar de un número infinito de concentraciones de ^3He y ^3H . Malowszewski y Zuber (1983) mostraron esto directamente calculando las concentraciones de salida de ^3He y ^3H , así como su cociente para una concentración típica de entrada de ^3H , utilizando diferentes modelos.

El método $^3\text{He}-^3\text{H}$ no se ha aplicado mucho en sistemas hidrogeológicos. Sin embargo, consideraciones teóricas demuestran que este método es una alternativa prometedora al método del tritio para los próximos años. Para ello es necesario que el ^3He

tritigénico se pueda separar de ^3He total. Como ejemplo puede verse la figura 6.1, donde las curvas cociente de concentraciones están dibujadas para EM con un tiempo de retorno relativamente corto, igual a 10 años. El método ^3He - ^3H da un fuerte pico en la curva concentración tiempo. Sin embargo, el método del tritio daría, para el mismo tiempo, una concentración próxima a la concentración de la atmósfera.

6.2.- METODO DEL ^{85}Kr

La concentración de ^{85}Kr en la atmósfera es el resultado de las emisiones de las centrales nucleares y de la producción de plutonio para fines militares. La gran dispersión de las concentraciones observadas indica que hay variaciones locales de actividad del ^{85}Kr . Sin embargo, los promedios anuales dan unas funciones de entrada relativamente suaves para los dos hemisferios. La función de entrada para el Hemisferio Norte se muestra en la figura 6.2 junto con las concentraciones de salida generadas por varios modelos. La función de entrada de ^{85}Kr se basa en medidas tomadas después de 1978 y extrapoladas más allá de 1985. Para el futuro se espera un incremento distinto de la concentración de ^{85}Kr como resultado de un mayor desarrollo de las plantas nucleares.

El ^{85}Kr en forma de gas no es un buen trazador para aguas superficiales o para sistemas que tengan un buen contacto con el aire atmosférico. Sin embargo, como gas noble sería un buen trazador para acuíferos confinados si no hay producción de profunda de ^{85}Kr . Su concentración viene expresada en milimoles de Kr gas extraídos de la muestra de agua, por lo que su concentración no depende de la solubilidad (p.e. temperatura y presión parcial) en el área de recarga. Las bajas concentraciones actuales en la mayor parte de las aguas subterráneas requieren

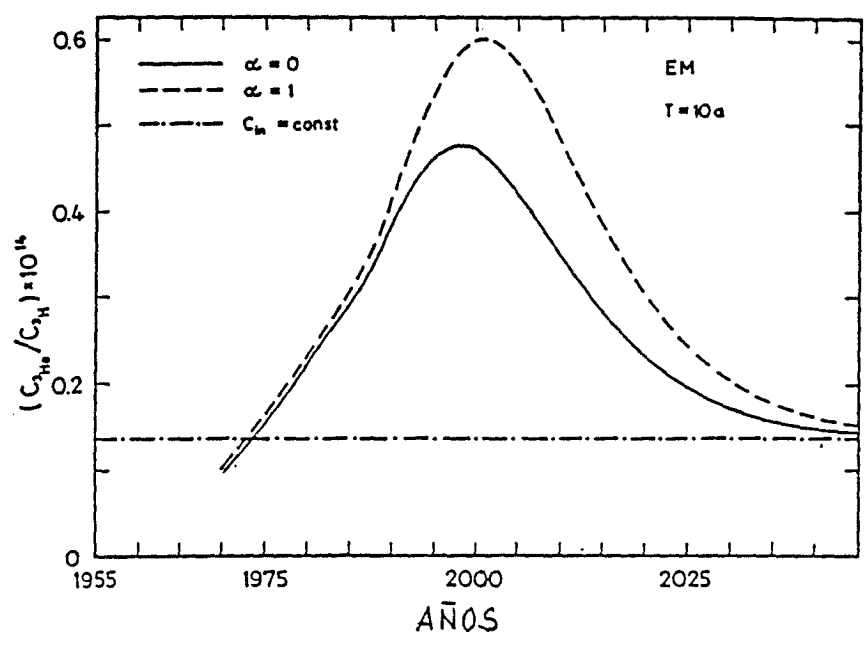
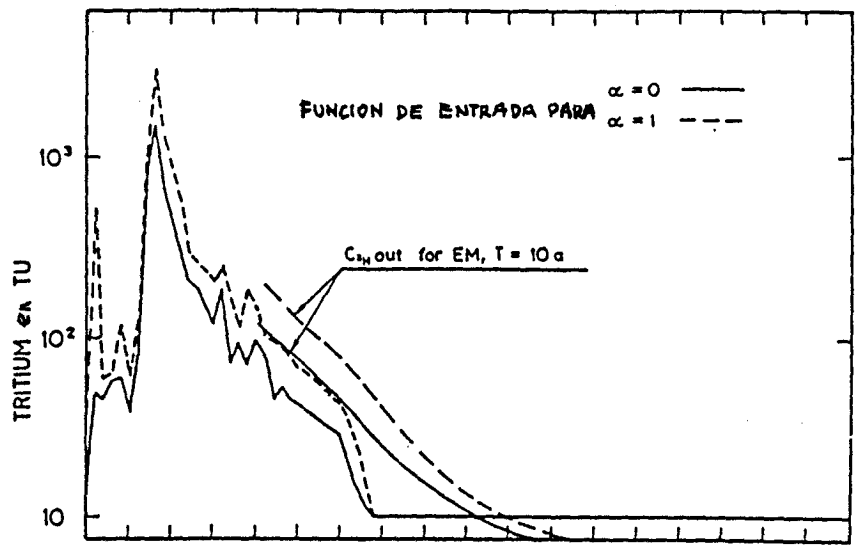


FIGURA 6.1.- Ejemplo hipotético calculado para el modelo exponencial (EM) con un tiempo de retorno de 10 años.

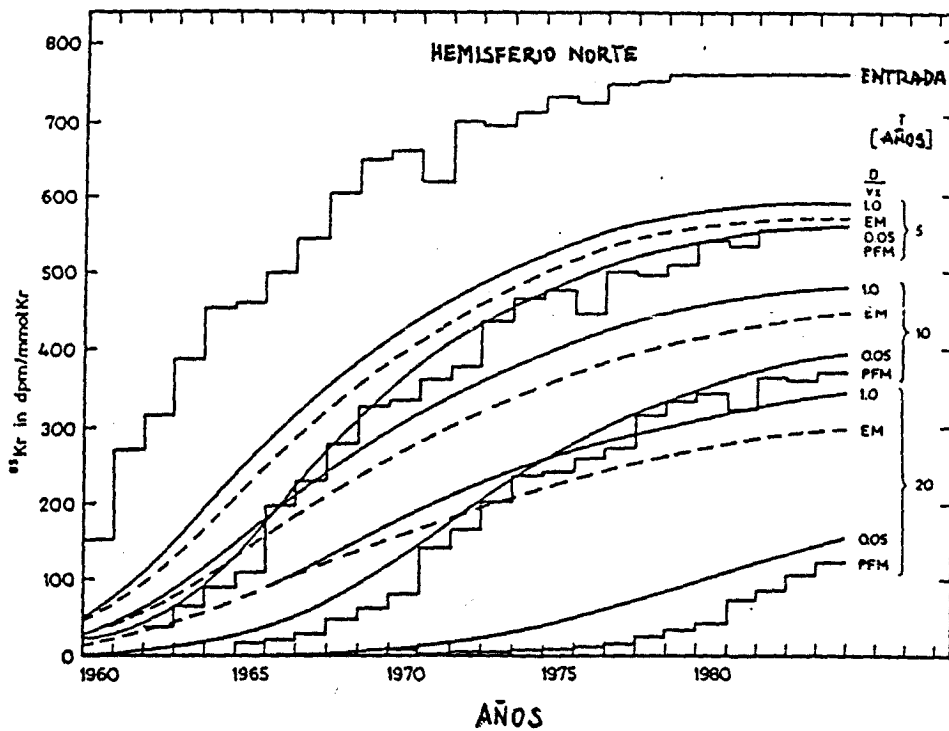


FIGURA 6.2.- Función de entrada del ^{85}Kr en el hemisferio norte y concentraciones calculadas para tres valores de T con los modelos: exponencial (EM), flujo pistón (PFM) y - dispersivo con D/vx igual a 1.0 y 0.05 (Grabczak et al., 1982).

la toma de gran cantidad de muestra (100-300 litros) y un complicado procedimiento de muestreo. Un mayor desarrollo de la técnica de medida y el esperado incremento de la producción y emisión de ^{85}Kr , harán a este trazador un potencial sustituto del método del tritio.

Las concentraciones de salida para valores bajos del tiempo de retorno dependen poco del modelo (p.e. curvas para $T = 5$ años en la figura 6.2. Sin embargo, para valores mayores del tiempo de retorno la diferencia entre los modelos es más pronunciada. Las concentraciones de salida dadas por los distintos modelos muestran que las concentraciones de ^{85}Kr por si solas, no son suficientes para una adecuada selección del modelo. Por tanto, este método se podría utilizar sólo de forma complementaria a los del tritio o del ^{14}C .

7.- TRAZADORES RADIOACTIVOS ARTIFICIALES

Al comienzo de la década de los cincuenta tuvo gran auge el empleo de radionucleidos naturales y artificiales (inyectados) como trazadores. Hasta la actualidad, el uso de trazadores naturales ha ido creciendo y hoy es un método básico en los estudios hidroquímicos. Por contra, el empleo de trazadores radiactivos artificiales ha sido, en muchos países, restringido a ensayos de laboratorio muy controlados o a zonas profundas aisladas de los niveles de agua dulce.

El hecho de que la detección y cuenta de radiación gamma (γ) sea mucho más fácil que la de radiación beta (β) o alfa (α), es el motivo por el cual los emisores de radiación γ intensa son normalmente escogidos como trazadores. En la tabla 7.1 se incluyen algunos radionucleidos utilizados en estudios de aguas subterráneas. Un factor importante en la selección de trazadores es que tengan alta movilidad al ser inyectados en un medio acuoso, lo cual suele conseguirse utilizándolos en forma neutra o aniónica.

En general, los trazadores radiactivos ofrecen la ventaja de ser fácilmente detectables en cantidades muy pequeñas que no perturban las características del flujo de agua subterránea. En algunos países el período de semidesintegración es un factor primordial en la selección del trazador debido a restricciones regulatorias.

Además de su utilización para el seguimiento entre dos sondeos, los trazadores radiactivos tienen gran aplicación en estudios hidráulicos en el entorno de un sondeo único. Ejemplos

TABLA 7.1.

TRAZADORES RADIACTIVOS UTILIZADOS COMUNMENTE EN
ESTUDIOS DE AGUAS SUBTERRANEAS

Radionucleido	Radiación	Periodo de Semidesintegración	Compuesto Químico
^2H	β^-	12,3 años	H_2O
^{32}P	β^-	24,3 días	Na_2HPO_4
^{51}Cr	γ	27,8 días	EDTA-Cr y CrCl_3
^{60}Co	β^-, γ	5,25 años	EDTA-Co y $\text{K}_3\text{Co}(\text{CN}_6)$
^{82}Br	β^-, γ	35,4 horas	NH_4Br , NaBr , LiBr
^{85}Kr	β^-, γ	10,7 años	Kr (gas)
^{131}I	β^-, γ	8,1 días	I y KI
^{198}Au	β^-, γ	2,7 días	AuCl_3

de ello son su empleo generalizado en ensayos de integridad mecánica interna y externa de sondeos, y su utilización en estudios hidráulicos locales. La observación del movimiento del trazador con detectores múltiples y/o direccionales permite conocer la existencia de flujo y su distribución espacial en las cercanías del sondeo (ver figura 7.1). El descenso de radiactividad en función del caudal de agua circulado hacia el interior del sondeo, permite la estimación de la conductividad hidráulica local mediante la ecuación siguiente:

$$C_t/C_0 = e^{-Bt} \quad (7.1.)$$

donde,

C_t = concentración de trazador en el sondeo en el tiempo t

C_0 = concentración inicial del trazador ($t = 0$)

B = factor, que es constante en condiciones de flujo en régimen permanente.

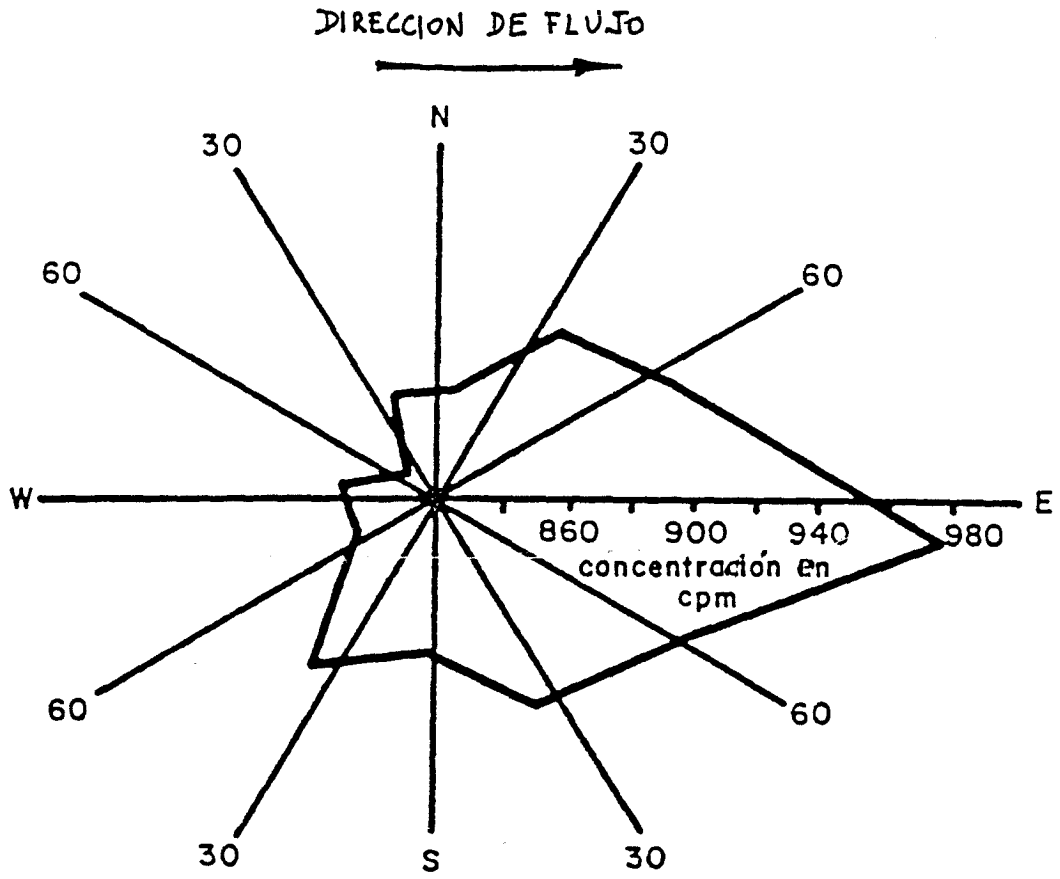


FIGURA 7.1.- Dirección local del movimiento del agua subterránea determinada a partir del movimiento de un trazador radiactivo.

si B es constante,

$$B = Q/V \quad (7.2.)$$

siendo,

Q = caudal de agua inyectado

V = Volumen de agua contenida en el sondeo.

En sondeos totalmente penetrantes en acuíferos homogéneos e isotrópos,

$$Q = 2dmn_e v \quad (7.3.)$$

donde,

d = diámetro efectivo del sondeo

m = espesor saturado de acuífero

n_e = porosidad eficaz del acuífero

v = velocidad media del agua en el entorno del sondeo

conociendo el gradiente hidráulico i, puede obtenerse la conductividad hidráulica mediante

$$K = vn_e/i \quad (7.4)$$

Si el ensayo tiene una duración igual o superior al 5% del periodo de semidesintegración del trazador, debe aplicarse la expresión 3.1.6. para corregir los efectos de la desintegración, puesto que C_t (ecuación 7.1.) es la concentración del trazador en el instante t suponiendo que no hay desintegración.

8.- MUESTREO Y ANALISIS DE TRAZADORES ISOTOPICOS

8.1.- TOMA DE MUESTRAS

Los trazadores radiactivos inyectados se tienen que manejar con gran cuidado para evitar la exposición a la radiación y la contaminación de la muestra. Aparte de esto se tratan como los demás trazadores químicos. Existen dispositivos especiales para medir in situ, en el interior del sondeo, la dilución de los trazadores y son fabricados por el "Institut fur Radiohydrometrie, Gesellschaft fur Strahlenund Umweltforschung MBH, Neuherberg, Ingolstadter Landstrasse 1, D-8042 Oberschleissheim, Alemania.

La toma de muestras para la determinación de los niveles ambientales de tritio se debe de hacer con gran cuidado para evitar la contaminación de la atmósfera por fuentes locales de tritio (como esferas de reloj) y por efecto de los altos niveles de tritio existentes en los laboratorios. Se necesitan de dos a cuatro litros de agua si los niveles de tritio están por debajo de 15 TU. El recipiente de muestreo debe de ser de metal o de cristal de alta calidad. Algunos recipientes de plástico son permeables a los gases, por lo que deben de evitarse a no ser que sean de calidad conocida.

La toma de muestras para ^{14}C necesita cantidades variables de agua según el tipo de análisis a realizar. Normalmente son necesarios entre 10 y 1000 litros de agua, que se extraen de un depósito o del flujo. El uso de Tandem Accelerator Mass Spectrometric (TAMS) para los análisis del ^{14}C ha reducido enormemente la cantidad requerida, siendo suficiente

menos de un litro de agua. Sin embargo, el acceso a un TAMS no es una operación rutinaria.

La determinación de la actividad del ^{14}C en carbonatos en agua se realiza por la precipitación del carbonato como carbonato de bario, mediante la adición de cloruro de bario. El carbonato precipitado se envía a los laboratorios, donde se hidroliza a dióxido de carbono y su contenido en ^{14}C se determina por contaje proporcional de gas. El ^{14}C no es muy abundante (alrededor de 10 de carbono en compuestos orgánicos modernos), por lo que se necesitan cantidades relativamente grandes de muestra, en comparación con las necesarias para los análisis de ^{13}C . Generalmente se requieren de 0.1 a 1.0 gramos de carbono para un análisis de ^{14}C . Cuanto mayor es la muestra, mayor precisión se puede conseguir en el análisis.

Para tomar una cantidad suficiente de muestra, es necesario tener alguna información previa sobre la concentración de carbonatos y sulfatos en el agua. En función de ellas se calculará la cantidad de cloro de bario necesario para la precipitación conjunta de la totalidad del carbonato y del sulfato.

- (1) Para calcular la cantidad de agua necesaria para 1 gramo de muestra de carbono utilizamos la siguiente ecuación:

$$\text{Agua (litros)} = \frac{5076}{(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) \text{ ppm}}$$

Ejemplo: para una muestra con 100 ppm de carbonatos se necesitaría:

$$\text{Agua (litros)} = \frac{5076}{100} = 50.76 \text{ litros}$$

añadir 17.4 gramos de BaCl_2 por cada gramo de carbono.

- (2) Para calcular la cantidad de BaCl_2 necesario para precipitar

el sulfato se usa la siguiente ecuación:

$$\text{BaCl}_2(\text{gram}) = (2.16 \times 10^{-3}) \times (\text{litros de agua}) \times (\text{ppm SO}_4)$$

Ejemplo: para 50.76 litros de agua y 50 ppm de SO_4 se necesitan:

$$\text{BaCl}_2(\text{gram}) = (2.16 \times 10^{-3}) \times (50.76) \times (50) = 5.5 \text{ gramos}$$

Por tanto, para una muestra con 100 ppm de carbonatos y 50 ppm de sulfatos se necesitan unos 51 litros de agua y 23 gramos de BaCl_2 para una reacción estequiométrica. Se sugiere doblar la cantidad calculada de cloruro de bario para asegurar una reacción satisfactoria.

Una vez tomada la muestra se debe de hacer alcalina (pH 9) mediante la adición de hidróxido de sodio, previamente al tratamiento con cloruro de bario. A continuación se sella el recipiente. Cuando la reacción ha tenido lugar, los carbonatos y sulfatos precipitan como un compuesto blanco en el fondo. Tardará aproximadamente medio día. Mediante centrifugado, se separan los compuestos de bario, que se depositan en una botella cerrada por soldadura.

Cuando el agua se ha hecho alcalina es importante minimizar su exposición a la atmósfera para que no absorba dióxido de carbono extraño. El recipiente estará cerrado durante la reacción y el cambio de recipiente se hará tan rápidamente como sea posible.

Las muestras de ^{36}Cl para análisis se obtienen de una manera sencilla. Se deberá de disponer de unos 30 mg de cloro. Puesto que la mayor parte del agua potable tiene entre 10 y 100 mg/l de cloro disuelto, una muestra de unos pocos litros es suficiente. Se mezcla nitrato de plata con el agua de la muestra y se forma AgCl , que precipita. El precipitado

se coloca con una botella fuera del alcance de la luz solar y del calor excesivo, hasta que se haya completado el análisis.

Cuando se trata de isótopos estables, las muestras se deben de conservar de tal forma que no exista fraccionamiento isotópico con anterioridad al análisis. Para muestras de oxígeno y deuterio, son suficientes botellas de cristal con tapón impermeable al la fase vapor. Volúmenes de 20 a 50 ml son suficientes para la mayor parte de las necesidades. Para el nitrógeno, carbono y azufre hay que tomar mayor cantidad. La cantidad de muestra dependerá de la composición del agua y de la analítica empleada. Generalmente son suficientes de 1 a 10 litros para agua potable normal. Las muestras deben almacenarse en la oscuridad, añadiendo un inhibidor de actividad biológica. La acción de microorganismos en la muestra puede causar un fraccionamiento isotópico significativo. Los análisis de Cl estable requieren de 1 a 2 litros de agua potable, y mucho menos cuando se trata de agua de mar. En el cloro no tienen lugar cambios en los cocientes isotópicos bajo condiciones normales.

8.2.- ANALISIS

Los análisis radiactivos son una rama muy especializada de la química. No son fáciles de realizar, excepto para la determinación de la radiación gamma, que se puede relacionar directamente con la concentración de los trazadores inyectados. Para mediciones de emisores β^- , se requiere normalmente contaje por escintilación y el empleo de fluídos especiales de escintilación líquida.

La determinación de radionucleidos ambientales como el tritio, ^{14}C , ^{36}Cl , etc., exige equipamiento especial.

Concentraciones pequeñas de tritio, se incrementan por electrólisis y se cuentan por escintilación líquida. Hay una gran variedad de métodos para el ^{14}C , todos complicados. Muchos emplean el carbono en forma gaseosa, que se coloca en contadores preparados para recibir gas. El acelerómetro TAMS se puede utilizar con el ^{14}C y con el ^{36}Cl . Este equipo es muy caro y sólo hay unos pocos operando en la actualidad. En los anexos figuran los laboratorios y universidades donde se realizan análisis de este tipo así como una idea orientativa de los precios de los análisis. Una excelente reseña de los métodos analíticos de isótopos figura en el número monográfico de agosto de 1989, de Geochimia et Cosmochimia, dedicado al proyecto de Stripa, entre las páginas 1717 y 1818.

El hidrogeólogo no necesita conocer de las pócimas y encantamientos que utiliza el geoquímico isotópico en su laboratorio, para obtener los datos. Únicamente debe saber utilizar los resultados.

9.- EL CASO DE STRIPA. EMPLEO MASIVO DE ISOTOPOS

EN LA CARACTERIZACION DEL SISTEMA.

9.1.- EL PROYECTO STRIPA. HISTORIA.

En 1977 se aprovechó el cierre de la mina de Stripa para la creación de un laboratorio subterráneo, donde realizar, en verdadera magnitud, las experiencias sobre las condiciones de almacenamiento de residuos radiactivos. La mina se sitúa en el centro de Suecia, a una distancia de 250 Km al oeste de Estocolmo. El programa comenzó a principios de 1977 como consecuencia de un acuerdo del Departamento de Energía de U.S.A. y el correspondiente ministerio sueco. Se denominó "SAC" (Swedish American Cooperative Program) y terminó en 1980. El éxito obtenido por el proyecto llevó a la participación en el proyecto Stripa I a nuevos países: Canadá, Finlandia, Francia, Japón y Suiza. Posteriormente, para la segunda fase entre 1983-1986, se unieron España y el Reino Unido. El proyecto en su fase III terminará en 1991. (Figura 9.1.).

Los resultados de los estudios hidrogeológicos figuran en numerosos informes, pero queremos destacar el extraordinario detalle con que se exponen los trabajos con isótopos en el número monográfico de la revista GEOCHIMIA ET COSMOCHIMIA ACTA, V53 N8, Agosto de 1989, con el encabezamiento "Report on the International Stripa Project", pp 1717 a 1817. Esta síntesis será de obligada consulta para quienes trabajen con trazadores isotópicos.

9.2.- CONDICIONES HIDROGEOLOGICAS

El laboratorio se construye en un macizo granítico, que

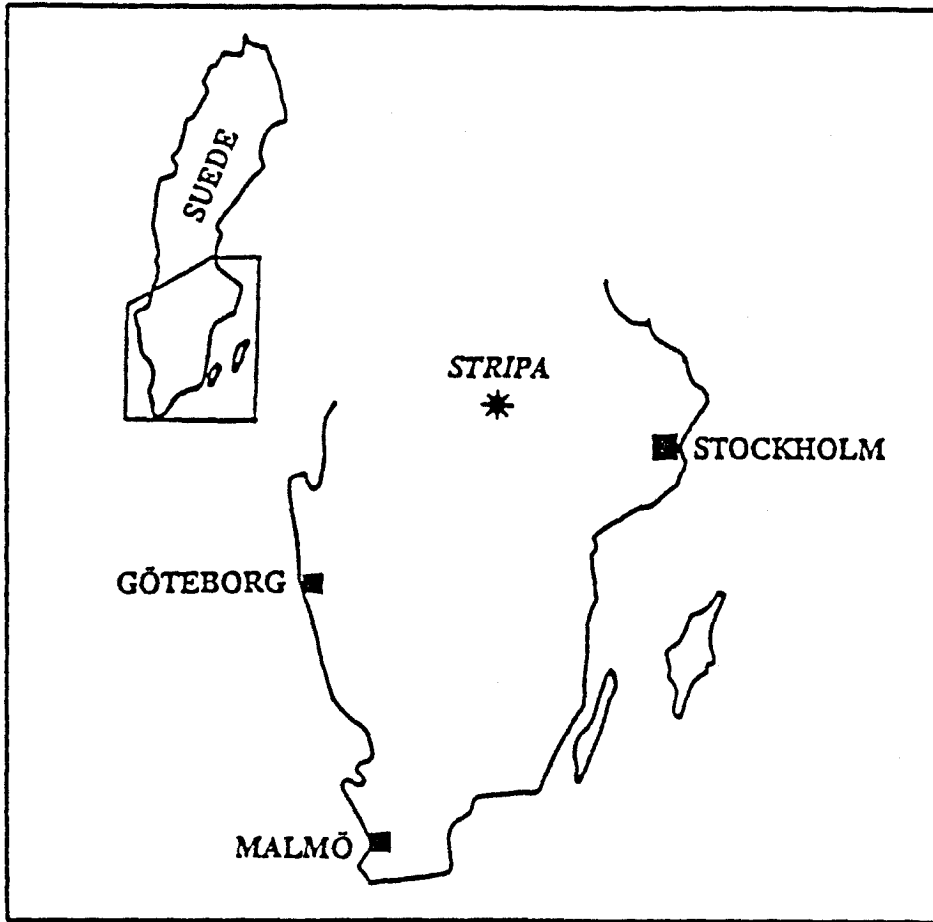


FIGURA 9.1.- Situación de la mina de Stripa.

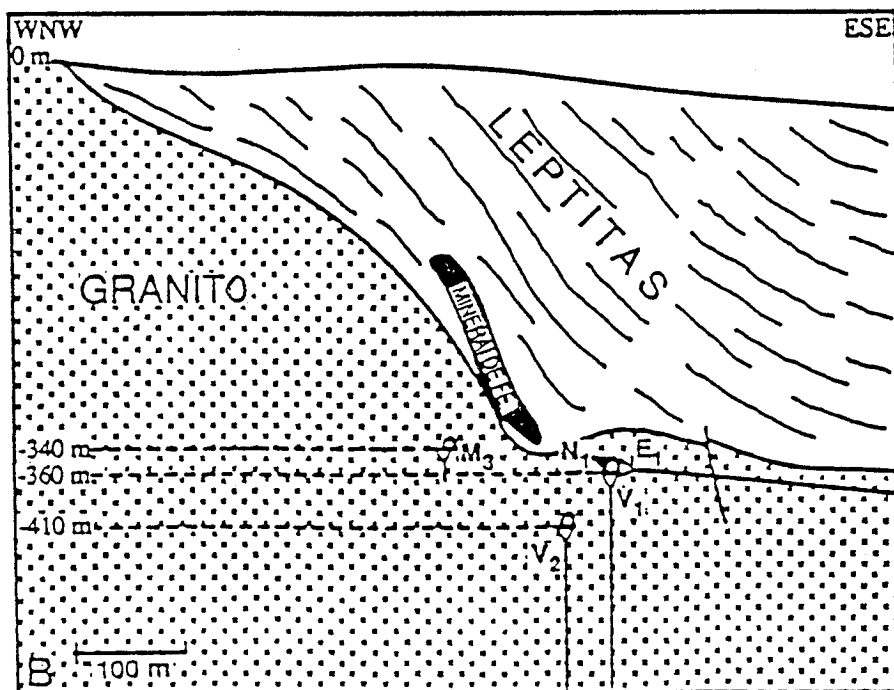
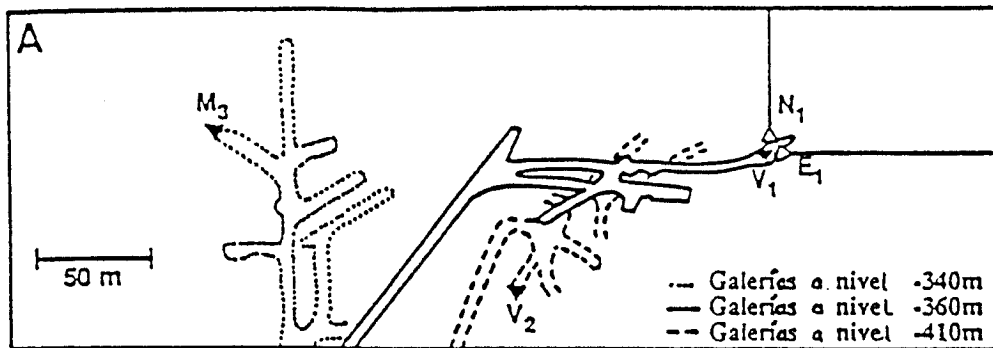
tiene una porosidad, según los ensayos de laboratorio sobre 12 muestras, entre 0.36% y 0.61% con un valor medio de 0.47%. La porosidad eficaz, estimada entre 10^{-5} y 10^{-4} , no representaría más de 2% a 2% de la porosidad total.

La permeabilidad de la matriz granítica es muy pequeña (entre 10^{-13} y 10^{-16} m/s). Por tanto, la permeabilidad del medio está ligada a la fracturación. Se realizaron varios sondeos de investigación, como se indica en la figura 9.2. La frecuencia de la fracturación encontrada se sintetiza en la figura 9.3. La zona comprendida entre la superficie y unos 250 m de profundidad es la que presenta más fuerte densidad de fracturación. Corresponde, según los ensayos realizados, a una conductividad hidráulica de $5 \cdot 10^{-8}$ m/s. En profundidad disminuye a 10^{-9} m/s, donde los ensayos a gran escala, que en principio deben proporcionar las mejores estimaciones de permeabilidad global, dan valores de 10^{-11} m/s. Los sondeos, sin embargo, han atravesado dos zonas de conductividad hidráulica más elevada: el sondeo V1 cortó unos 40 m con $7 \cdot 10^{-8}$ m/s y el sondeo E1, dos metros con $4 \cdot 10^{-8}$ m/s.

La precipitación anual media, en Stripa, es de 780 mm y la evapotranspiración de 480 mm.

La mina extrae anualmente unos 250.000 m³ de agua a un ritmo de 470 l/min, es decir, ejerce una notable influencia en el reparto de la carga hidráulica.

Las aguas profundas se distinguen claramente de las superficiales. Su salinidad es bastante más importante; hasta 700 mg/l de Cl, frente a un máximo de algunas decenas en las superficiales. El tipo de salinidad es también diferente: Na-Cl-Ca-SO para las aguas profundas y Ca-HCO para las superficiales.



Sondeo	Dirección	Profundidad inicial (m)	Diámetro (mm)	Longitud (m)
M3	Vertical	340	76	14
N1	Sub-horizontal(-8,5°)	360	76	300
E1	Sub-horizontal(-5,5°)	360	76	300
V1	Vertical	360	76	506
V2	Vertical	410	56	822

FIGURA 9.2.- Plano (A) y corte esquemático (B) de la mina de Stripa.

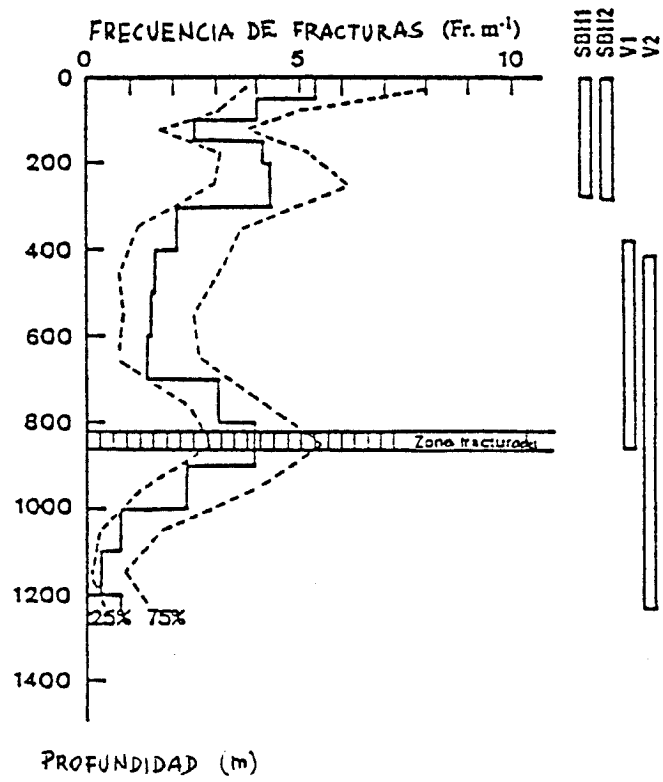


FIGURA 9.3.- Frecuencia de fracturación en función de la profundidad en los granitos de Stripa.

9.3.- HIDROGEOLOGIA ISOTOPICA

Según los datos de hidroquímica e isotópicos, se pueden distinguir dos tipos de agua en el sistema del batolito. Las aguas superficiales, poco cargadas en sales disueltas, son recientes, y su origen debe de estar ligado a precipitaciones recientes locales. Las aguas profundas, más saladas, provienen de una mezcla entre una componente de agua meteórica, relativamente reciente, cuya zona de recarga estaría más elevada que la región de Stripa; y otra parte minoritaria, más antigua, probablemente una salmuera de origen sedimentario, entrampada en las formaciones precambrianas.

A esta conclusión se llegó mediante un exhaustivo estudio hidroquímico y, fundamentalmente, isotópico, que puso de relieve la eficacia de esta técnica.

9.4.- COMPORTAMIENTO ESPECIFICO DE LOS TRAZADORES

ISOTOPOS RADIATIVOS

(1) Tritio.

Con una producción profunda poco importante, muy próxima a los límites de detección, el tritio aporta una información fundamental en Stripa: el agua, que circula a más de 700 m de profundidad en el granito, contiene una cierta proporción de agua reciente, posterior a 1952.

Aunque no es posible cuantificar la proporción, esta información cualitativa es esencial para la apreciación de la estanqueidad de una formación susceptible de contener productos tóxicos.

(2) Carbono-14.

La composición isotópica del carbono inorgánico total disuelto en el agua de Stripa, refleja fuentes de origen orgánico e inorgánico. Tras la toma en el suelo de dióxido de carbono, la disolución de calcita domina la evolución hidroquímica del agua poco profunda. La saturación en calcita se alcanza a unos 100 m de profundidad. En aguas más profundas la liberación geoquímica de la calcita y el incremento del pH originan la precipitación de calcita. La edad del carbono para el agua excede los 20.000 años, en aguas de 300-400 metros de profundidad.

En aguas más profundas, con mayor salinidad, aumenta el carbono orgánico, procedente de la actividad bacteriana y de la oxidación de compuestos orgánicos, como el metano. Los contenidos más bajos en carbono se encontraron a profundidades de 300-400 m, no en los fluidos más profundos.

La distribución de ^{13}C en aguas profundas sugiere la existencia de un sistema de flujo bien definido, con limitada interacción hidráulica activa, entre los distintos sistemas de fracturas; al menos, en condiciones naturales de flujo.

(3) Cloro-36.

Queda patente, la dificultad de utilizar los contenidos en Cl como indicador de edad, en un medio donde las fuentes de salinidad son múltiples y la producción profunda juega un importante papel. La utilización de ^{36}Cl no es imposible, pero requiere tomar precauciones:

- Determinar las fuentes del Cl y de los clouros en solución, mediante el empleo de trazadores naturales hidroquímicos e isotópicos de la salinidad; contenidos

iónicos y relaciones características, contenidos isotópicos de los sulfatos, isótopos estables de los cloruros, contenidos en ^{36}Cl , etc.

- Caracterización de los contenidos en ^{36}Cl de las diferentes fuentes, basado en la comparación de la composición química de las rocas, en la medida in situ del flujo neutrónico, y en la medida directa del contenido en ^{36}Cl . La principal dificultad es tomar en consideración la heterogeneidad del medio. Esta fase permite determinar los parámetros del contenido atómico inicial y el de equilibrio secular, con vistas a la datación, que no será posible si no hay una diferencia significativa entre los dos parámetros (Figuras 9.4 y 9.5).

- Medidas de los contenidos en ^{36}Cl de las muestras a datar: pueden ser transcritos en términos de tiempo de residencia de los cloruros en el acuífero y después en tiempos de tránsito.

En Stripa, como consecuencia de el contenido en uranio y torio del granito, el contenido atómico secular es, probablemente, mucho más elevado que el inicial y además, este último no se conoce con fiabilidad. El ^{36}Cl , presenta condiciones únicas para el estudio de circulaciones lentas.

CONTENIDO EN ISOTOPOS ESTABLES

(1) ^{18}O y ^2H .

Las indicaciones que proporcionan son esenciales pero, a veces, de interpretación delicada. Un buen ejemplo es la interpretación paleoclimática de Stripa, que debido a los bajos contenidos en ^{18}O y ^2H , parece arriesgada. Los efectos térmicos

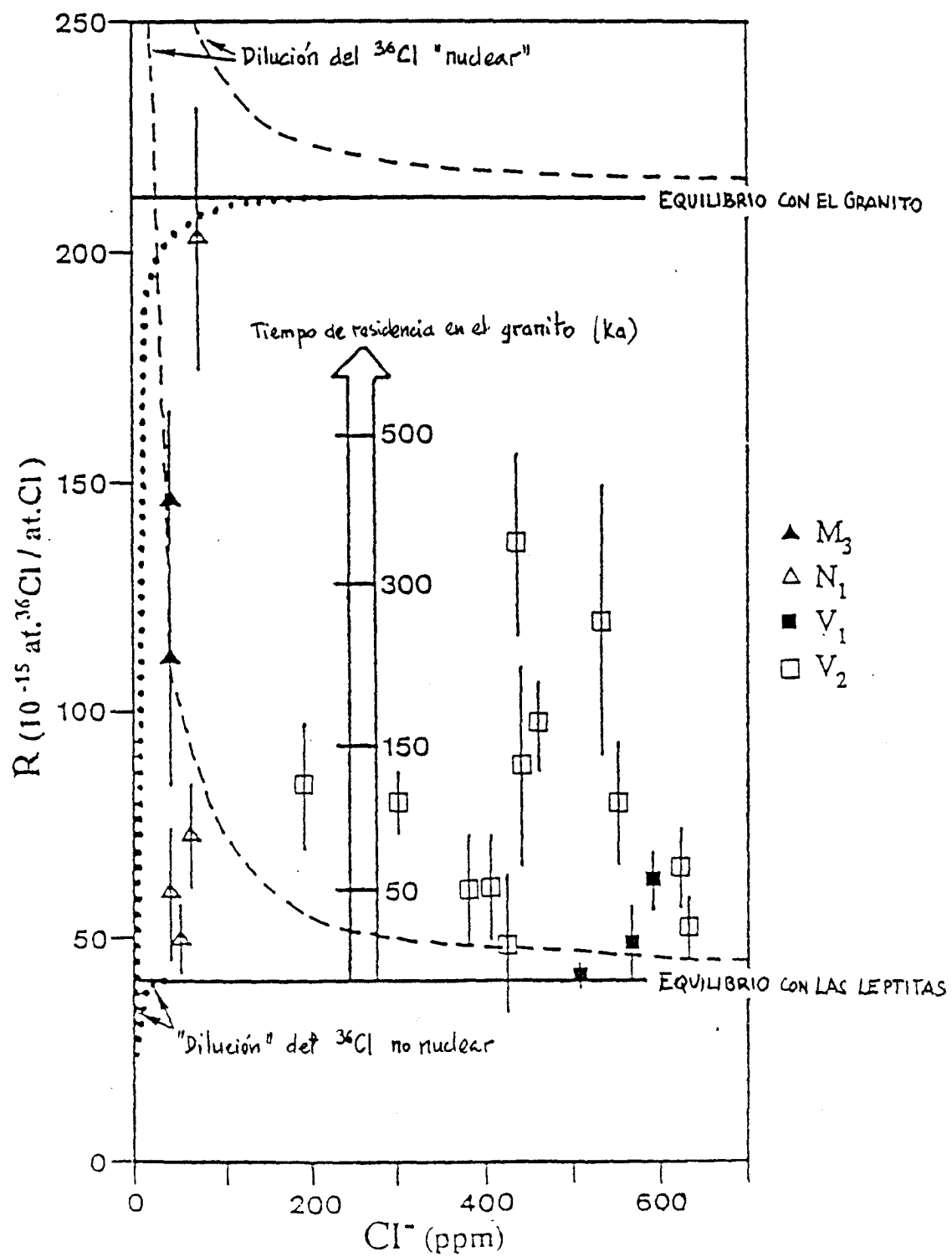


FIGURA 9.4.- Contenidos en ^{36}Cl en función del contenido en Cl^- , de las aguas de Stripa.

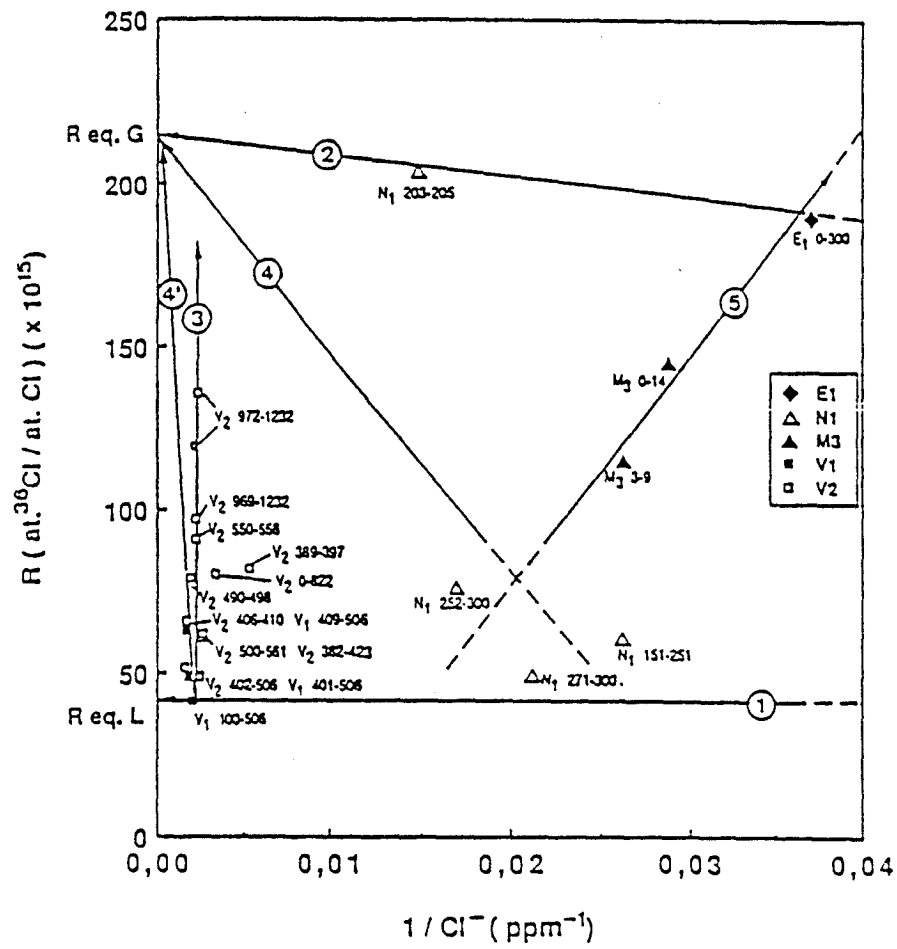


FIGURA 9.5.- Contenido en ^{36}Cl en función del inverso de la concentración de Cl^- de las aguas profundas e intermedias de Stripa.

que reflejan las variaciones de contenido de ^{18}O y ^2H se pueden también interpretar como diferencias en la altitud de la recarga o de un período de infiltración preferencial. El ^{18}O , el ^2H y el tritio son los únicos trazadores que indican el origen del agua, no su salinidad (Figuras 9.5, 9.6 y 9.7).

En Stripa, se pone en evidencia una importante participación de las aguas meteóricas en la mayor parte de las mezclas que constituyen las aguas profundas. La mineralización puede estar aportada por las soluciones concentradas, por lo que la contribución del ^{18}O y ^2H de la mezcla pueden no ser despreciables.

(2) ^{34}S .

Los contenidos en isótopos pesados del azufre en los sulfatos se pueden considerar como buenos indicadores de su origen y de los procesos geoquímicos. Empleados conjuntamente con los datos hidroquímicos se pueden aplicar sin problemas al estudio de los medios cristalinos fracturados.

La composición isotópica de los sulfatos y del oxígeno (^{34}S , ^{18}O) disueltos en los acuíferos superficiales y profundos, es muy útil para la identificación de los diferentes tipos de soluciones y para la reconstrucción de la mezcla. En Stripa se llegó a las siguientes conclusiones:

- El origen de la salinidad en la zona superficial y profunda es muy diferente.
- El bajo contenido en sulfato de las aguas muestreadas en la parte superior del sistema acuífero profundo, podría provenir de los acuíferos superficiales, por reducción bacteriana de los sulfatos disueltos.

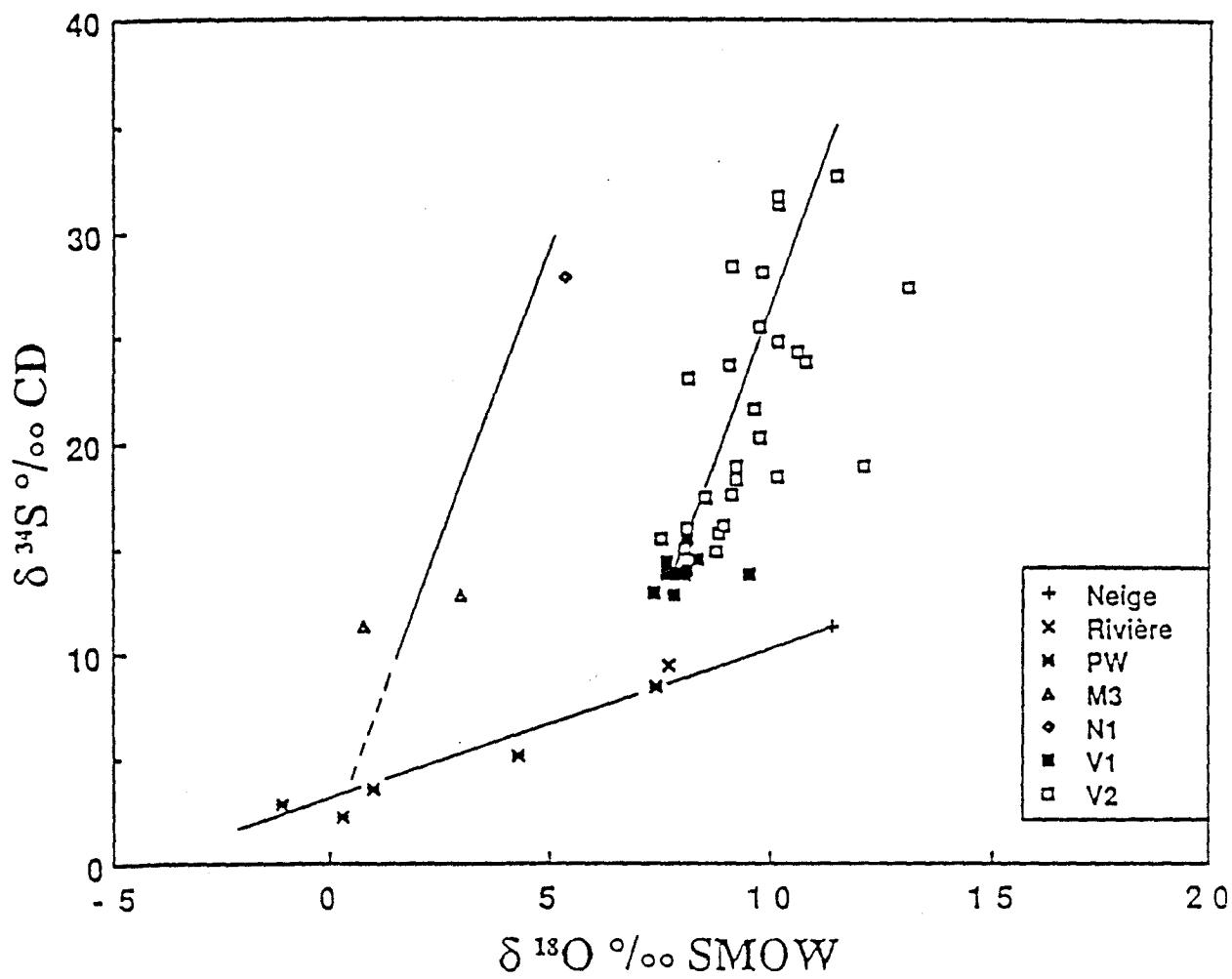


FIGURA 9.6.- Contenido en ^{34}S en función del contenido en ^{18}O de sulfatos disueltos en las aguas de Stripa.

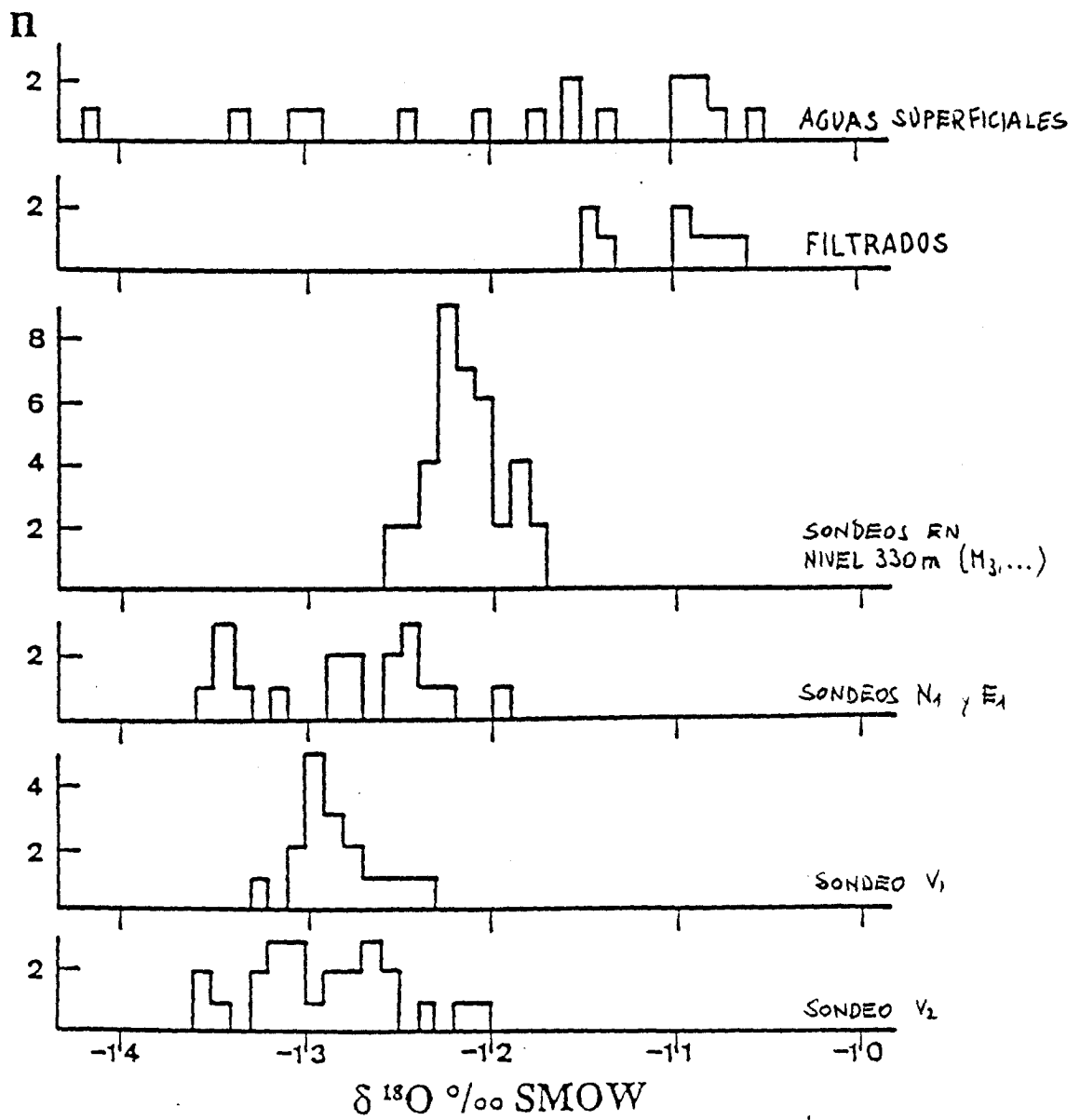


FIGURA 9.7.- Histograma de los contenidos en ^{18}O en las aguas de Stripa (Moser, 1988).

- Después de un estudio regional más amplio, buscando explicación al elevado contenido en sulfatos, y después de contrastar varias hipótesis, se llegó a la conclusión de que el sulfato de las aguas profundas debe proceder de salmueras de origen Pérmico o Triásico.

TRAZADORES IONICOS

Los contenidos catiónicos en las soluciones están controlados globalmente por las interacciones del agua con la roca, o por mineralización secundaria, en la que están disponibles en gran cantidad. Por tanto, no es posible utilizar los cationes como indicadores de origen.

La modificación catiónica más importante en Stripa, es el empobrecimiento en Mg. Se ha explicado esto por el control de la saturación de minerales magnesianos de baja temperatura y por el cambio de bases de los minerales arcillosos.

Los contenidos en litio también parecen indicar la existencia de épocas de contacto entre una solución de origen marino, agua de mar o salmuera evaporítica, y la roca cristalina.

Contrariamente a los cationes, pocos aniones están disponibles en la matriz del acuífero cristalino. Los contenidos aniónicos, por tanto, pueden reflejar mejor el posible origen alóctono de la salinidad. Los contenidos en HCO_3^- , están limitados por la saturación de los carbonatos, y los de F^- por la saturación de la fluorina. El SO_4^{2-} es, probablemente, el único anión que puede derivar, en gran cantidad, de la oxidación de minerales sulfurados, por la puesta en solución de una roca cristalina. Pero hay numerosos argumentos para oponer a esta hipótesis, que supone que todo el Br y Cl proceden de fenómenos de disolución. El principal, reside en la pobreza de las rocas

cristalinas en estos elementos. Las elevadas relaciones Br/Cl medidas en las aguas de Stripa se pueden considerar como la prueba del origen no marino, incluso no sedimentario de las sales en solución. La relación Br/Cl aumentó posteriormente debido a un proceso de concentración por evaporación.

Probablemente las salmueras emigran a zonas profundas con más facilidad que el agua de mar por el sólo efecto de su densidad, en ausencia de cualquier gradiente de carga hidráulica debido a la topografía (figura 9.8).

10.- COLORANTES

10.1.- GENERALIDADES

Los colorantes se han venido usando para trazar el agua subterránea durante más de un siglo. La fluoresceína verde se descubrió en 1871 y en 1877, se usó por primera vez para trazar el agua de un karst, en pozos situados en el cauce de la cabecera del Danubio. Su sal de sodio, bajo el nombre comercial de "uraninina", se introdujo pocos años más tarde. Durante muchos años la detección de fluoresceína y uraninina dependió de su observación visual en las zonas de surgencia. El empleo de la fluoresceína aumentó considerablemente cuando Dunn observó que era adsorbida sobre granos de carbón activado del que podría ser extraída más tarde, mediante tratamiento con una disolución de hidróxido potásico (5%) en etanol.

El trabajo de campo requiere sólo suspender pequeñas bolsas conteniendo algunos gramos de carbón activado granular. La gran ventaja de esta técnica es que las bolsas se pueden cambiar cuando convenga y se pueden monitorizar muchos sitios fácilmente. No hay restricciones en cuanto al tiempo en que se debe de realizar el análisis, aunque las bolsas deben secarse con aire si transcurren unos cuantos días entre la toma de la muestra y el análisis. El avance más importante reciente en el empleo de la fluoresceína ha sido el empleo del fluorómetro continuo cuantitativo, según el procedimiento de Kass (1967) y Wilson (1968).

Los trazadores colorantes de uso más común, que se tratarán a continuación, son: fluoresceína, piranina, lisamina

FF, rodamina B, rodamina WT y sulfo-rodamina B. La fotina CU y el ácido amino-G, dos abrillantadores ópticos, serán también mencionados.

En la tabla 10.1. se resumen las propiedades de los colorantes fluorescentes más usados. Estos trazadores pueden utilizarse combinados cuando no se solapan sus espectros de absorción y emisión. En general los espectros no se solapan cuando se trata de colorantes del mismo color. La figura 10.1. ilustra los espectros de emisión y excitación de la rodamina WT.

A pesar de que los trazadores fluorescentes tienen muchas de las propiedades de un trazador ideal, hay varios factores que dificultan la medida de sus concentraciones. La fluorescencia, que se utiliza como propiedad básica para medir la concentración del colorante, puede variar por factores tales como la carga de sedimentos en suspensión, temperatura, pH, contenido en carbonato cálcico y salinidad, haciendo las medidas más susceptibles al error. Otros fenómenos que afectan a los resultados de un ensayo con estos trazadores son el "quenching" (parte de la luz fluorescente emitida se reabsorbe por otras moléculas), adsorción y envejecimientos fotoquímico y biológico. Además, los colorantes fluorescentes tienen bajo rendimiento en climas tropicales debido a reacciones químicas con el dióxido de carbono disuelto.

Las principales ventajas de este tipo de trazadores son su gran detectabilidad, análisis de campo sencillo, coste relativamente bajo y baja toxicidad.

La teoría de la fluorescencia, descrita por Mc Laughlin (1982) y Skoog y West (1980), describe el proceso en tres etapas:

- (1) Absorción de energía solar o ultravioleta por una molécula, con excitación electrónica a niveles de energía más altos.

TABLA 10.1.- PROPIEDADES DE LOS COLORANTES FLUORESCENTES UTILIZADOS EN EL SEGUIMIENTO DE AGUAS

Colorante Fluorescente	Nombre general índice de color	Excitación máxima (1) nm	Emisión máxima (2) nm	Detectabilidad mínima (3) $\mu\text{g.l}^{-1}$	Efecto del pH	Pérdida de coloración por adsorción	Grado de degradación fotoquímico
* ABRILLANTADORES OPTICOS							
Photine CU	Abrillantador fluorescente 15	345	447	0.36	Emisión reducida si pH<7	Alta en orgánicos	Muy alto
Photine CSP	Abrillantador fluorescente 145	352	455		Emisión reducida si pH<7		
Fluolite BW	Abrillantador fluorescente 23	355	435		Emisión reducida si pH<7		
Leukophor C	Abrillantador fluorescente 231	349	442		Emisión reducida si pH<7		
Tinopal CBS-X		355	445				
Blankophor REU	Abrillantador fluorescente 119	340	425				
Blankophor DBS	Abrillantador fluorescente 192	375	450				
* COLORANTES AZULES-INTERMEDIO							
Acido amino-G		355	445	0.51	Emisión máxima a pH 6-8.5	Baja	Alto
* COLORANTES VERDES							
Fluorescein LT	Acido amarillo 73	490	520	0.29	Emis.reduc. de pH7 a pH3	Moderada	Alto
Pyramine	Disolvente verde 7	455	515	0.09	Emisión mayor en pH>7 y reducida para pH<7	Baja	Muy alto
Lissamine FF	Acido amarillo 7	420	515	0.29	Emisión máx. si pH 4-10	Baja	Bajo
Diphenyl brilliant	Amarillo directo 96	392	510				
Flavine 7GFF							
Eosine FA	Acido rojo 87	515	535	0.05-0.1			
* COLORANTES NARANJAS							
Rhodamine B	Violeta básico 10	555	580	0.01	Emisión máx. para pH 5-9	Muy Alta	Bajo
Sulphorhodamine B	Acido rojo 52	565	590	0.06	Emisión máx. para pH 4-10	Alta en orgánicos	Bajo
Rhodamine WT	Acido rojo 388	555	580	0.1	Emisión reduc. para pH<5.5	Moderada	
Aminorhodamine G-extra							

NOTAS: (1) Colorantes producidos por diferentes fabricantes pueden variar $\pm 5\text{nm}$ en excitación y emisiones máximas.
(2) Excitación secundaria y picos de emisión no se incluyen.
(3) Detectabilidad en agua destilada a pH7.

TABLA 10.1.- PROPIEDADES DE LOS COLORANTES FLUORESCENTES UTILIZADOS EN EL SEGUIMIENTO DE AGUAS (Continuación)

Colorante Fluorescente	Sensibilidad a la temperatura	Toxicidad para los peces	Factores de interferencia de la fluorescencia de fondo	Aplicabilidad al seguimiento de agua			
				Cuantitativa	Cualitativa	Trópicos	Agua marina
* ABRILLANTADORES OPTICOS							
Photine CU	Moderada inversa	Muy baja	Detergentes domésticos, lixiviados orgánicos	NO	SI	SI	NO?
Photine CSP	Moderada inversa		Detergentes domésticos, lixiviados orgánicos				
Fluolite BW	Moderada inversa		Detergentes domésticos, lixiviados orgánicos				
Leukophor C							
Tinopal CBS-X							
Blankophor REU							
Blankophor DBS							
* COLORANTES AZULES-INTERMEDIO							
Acido amino-G	Baja inversa						
* COLORANTES VERDES							
Fluorescein LT	Baja inversa	Baja	Lixiviados orgánicos	SI?	SI	SI	SI
Pyramine	Baja inversa	Baja (?)	Lixiviados orgánicos	NO	SI	SI	
Lissamine FF	Baja inversa	Baja (?)	Lixiviados orgánicos	SI	SI	SI	NO
Diphenyl brilliant					SI		
Flavine 7GFF							
Eosine FA							
* COLORANTES NARANJAS							
Rhodamine B	Alta inversa	Moderada	Ninguno significativo	NO	SI	SI	SI
Sulphorhodamine B	Alta inversa	Moderada	Ninguno significativo	SI	SI	SI	
Rhodamine WT	Alta inversa	Baja	Ninguno significativo	SI	SI	SI	SI
Aminorhodamine G-extra							

FUENTES: Auckland University Geography Dpt.; Smart y Laidlaw (1977); Smart (1976); Gospodarič y Habič (1976).

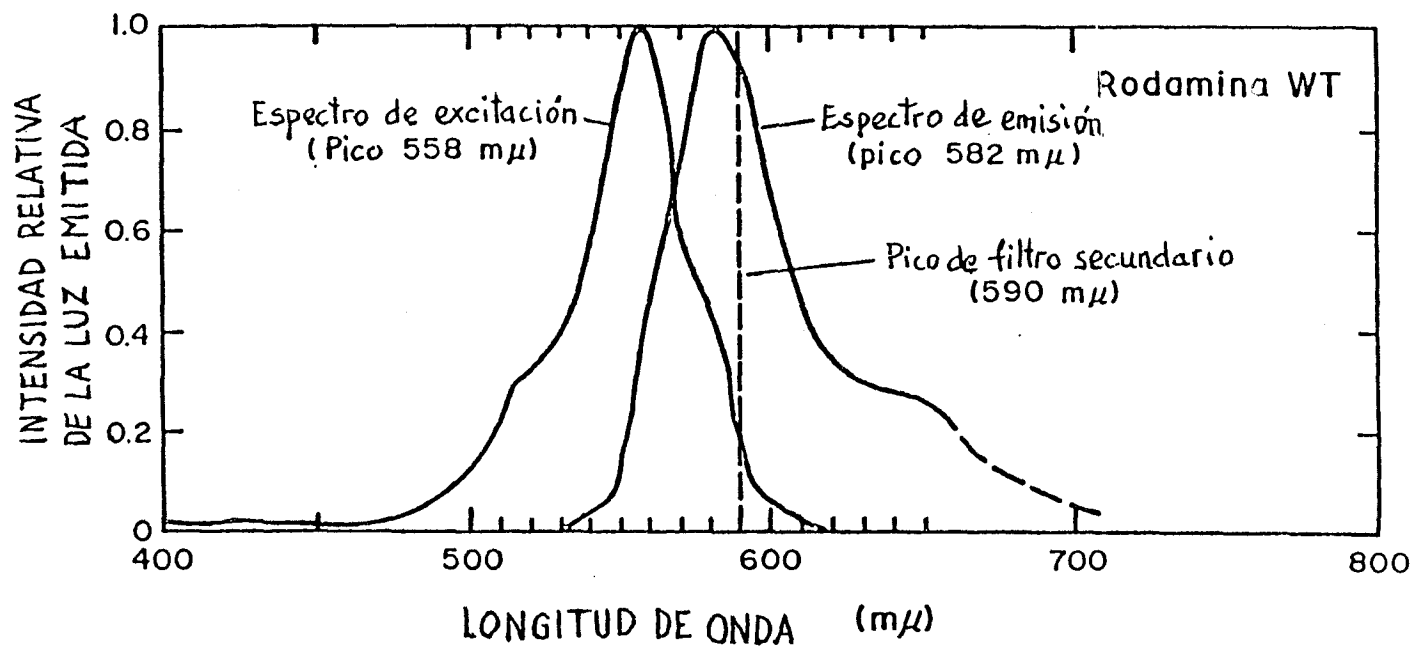


FIGURA 10.1.- Características de excitación y emisión de la rodamina WT, colorante fluorescente empleado como trazador.

- (2) Liberación de energía desde el nivel energético más alto al más bajo de ese estado.
- (3) Retorno del electrón al nivel más estable con emisión de energía (fluorescencia).

10.2.- METODOLOGIA DE EMPLEO EN EL TERRENO

Un tomador de muestras y un detector forman el equipo básico de campo para el uso de colorantes. La toma de muestras se hace mediante adsorción del colorante sobre carbono activado dentro del agua (topografía kárstica), o mediante recogida en un punto de descarga (karst, medio poroso y roca fracturada). Para el análisis suele emplearse un fluorómetro de filtro o un espectrofluorómetro, aunque en ocasiones, la detección visual es suficiente para obtener resultados cualitativos.

Como los límites de detección de los colorantes fluorescentes es muy bajo, las cantidades de trazador utilizadas en sondeos son relativamente pequeñas. En sistemas kársticos. Drew y Surith (1969) recomiendan el uso de 60 gramos de clororante por kilómetro de distancia subterránea, o por cada $0.15 \text{ m}^3/\text{s}$ de descarga, empleando la mayor de ambas. Otros métodos de cálculo de la cantidad adecuada de colorante fueron descritos por Atkinson (1973).

El método Dunn de muestreo (1957) es utilizado en terrenos kársticos. Consiste en la colocación de paquetes pequeños de carbón activado recubierto por una malla fina en los puntos de muestreo. El colorante es adsorbido por el carbón y posteriormente recuperado mediante tratamiento con una solución de NH_4OH (5%) y alcohol etílico. El colorante se analiza tras una hora de tratamiento. Los elementos de carbón activado deben

recambiarse periódicamente, en función de los caudales y concentraciones de trazador utilizadas. Gann y Harvey (1975) así como Drew y Smith (1969) han realizado experiencias con este método.

En ocasiones se han utilizado detectores de fibra de algodón en vez de carbón activado (Marston y Schofield, 1962). El empleo de fluorímetros sustituye a la toma de muestras, pero el muestreo en botella de vidrio (evita la adsorción) es el método más extendido. Las muestras deben mantenerse en un intervalo de pH entre 5 y 11 antes de realizar los análisis. En caso de muestras turbias es preferible centrifugarlas a filtrarlas, para evitar la adsorción del colorante en los filtros. Así mismo, es importante mantener las muestras sin exposición a la luz solar y en envases opacos, preferiblemente. Algunos colorantes fluorescentes sufren hasta un 50% de degradación fotoquímica en dos días, por lo que es aconsejable realizar los análisis lo más rápidamente posible tras la toma de muestras.

10.3.- DETECCION Y ANALISIS

Visualmente pueden detectarse algunos colorantes a concentraciones del orden de 40 ppm. Sin embargo, la concentración máxima permitida para trabajos en agua dulce es de 10 ppb, por lo que el método visual es raramente utilizado y sólo permite detecciones cualitativas.

Otros dos tipos de detectores principales son los fluorómetros de filtro y los espectrofluorómetros. El fluorómetro de filtro, o fluorímetro, se compone básicamente de una fuente de luz ultravioleta, contenedores de muestra y juegos de filtros primarios y secundarios que se corresponden con las longitudes de onda de absorción y emisión de los colorantes utilizados. El

fluorímetro tiene que calibrarse con soluciones de referencia a la temperatura de análisis de las muestras. Como se indicó anteriormente, la fluorescencia no depende sólo de la concentración, sino que es afectada por múltiples factores, para lo cual se han desarrollado aparatos de control de temperatura, gráficos de corrección y métodos para evitar otras interferencias. En particular, dos publicaciones del U.S. Geological Survey son muy útiles para el diseño de ensayos con colorantes evitando estos efectos: "Fluorometric Procedures for Dye Tracing" (Wilson, 1968) y "Measurement of Time of Travel and Dispersion in Streams by Dye Tracing" (Hubbard, 1982).

Existen fluorímetros que analizan muestras individuales y otros capaces de analizar un flujo continuo circulando a través de él (ver figura 10.2). Pueden equiparse con registradores continuos y con una fuente de alimentación portátil, como generadores o baterías.

Los espectrofluorómetros son más raros y complejos de operar. Generalmente no se emplean en el campo. En la tabla 10.2. se incluyen datos de sensibilidad y concentraciones mínimas de detección de algunos colorantes.

10.4.- ALGUNOS PROBLEMAS ESPECIFICOS

Ya se han mencionado los efectos de la temperatura, pH, y concentración de sólidos disueltos sobre la fluorescencia. Se sabe que la intensidad de la fluorescencia es inversamente proporcional a la temperatura y se han descrito (Smart y Laidlaw, 1977) relaciones numéricas que aportan curvas de corrección por temperatura. El efecto del pH en la fluorescencia de la Rodamina WT se muestra en la figura 10.4. Un aumento de la concentración de sólidos en suspensión, normalmente causa un descenso en

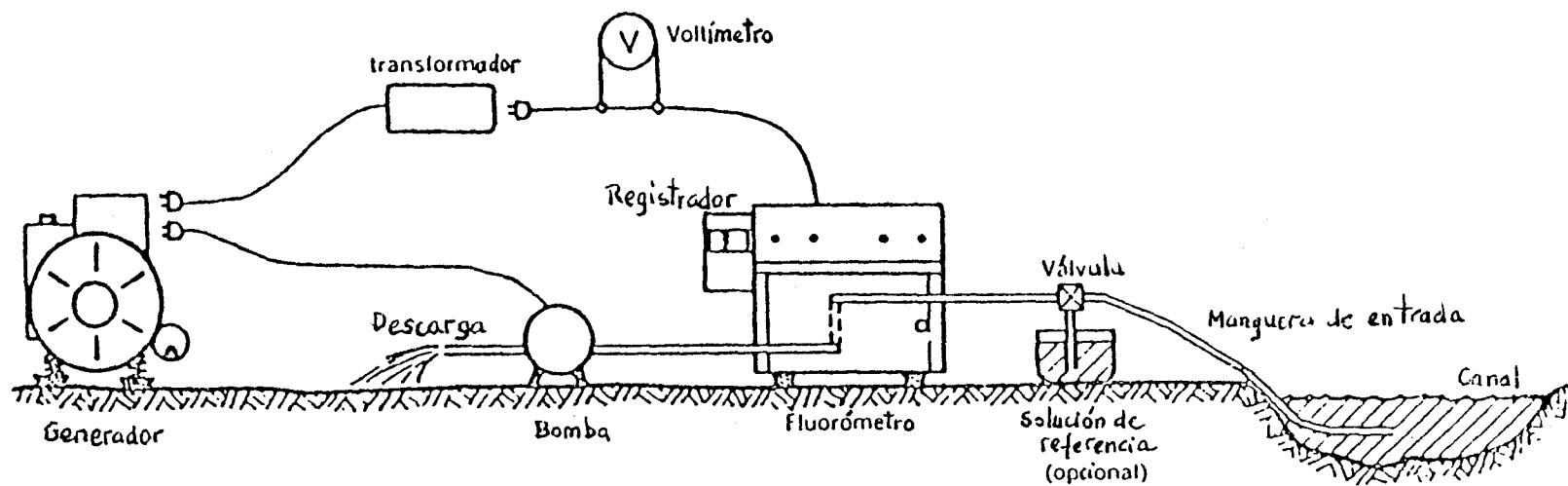


FIGURA 10.2.- Diagrama descriptivo de los componentes principales de un fluorímetro de análisis continuo.

TABLA 10.2.

SENSIBILIDAD Y CONCENTRACIONES MINIMAS DE
DETECCION DE COLORANTE TRAZADORES

Colorante	Sensibilidad ⁽¹⁾ μg/l por unidad de escala	Lectura ⁽²⁾ de fondo Escala: 0-100	Detectabilidad ⁽³⁾ mínima μg/l
Acido amino G	0,27	19,0	0,51
Fotina CV	0,19	19,0	0,36
Fluoresceína	0,11	26,5	0,29
Lisamina FF	0,11	26,5	0,29
Piranina	0,033	26,5	0,087
Rodamina B	0,013	1,5	0,010
Rodamina WT	0,013	1,5	0,013
Sulfo Rodamina B	0,061	1,5	0,061

Valores obtenidos en fluorómetro de filtro Turner 111 con puerta de alta sensibilidad, filtros recomendados y lámpara a 21°C.

(1) A pH = 7.5

(2) Para agua destilada

(3) Para el mayor de 1 unidad de escala o 10% de aumento en la lectura con respecto al fondo.

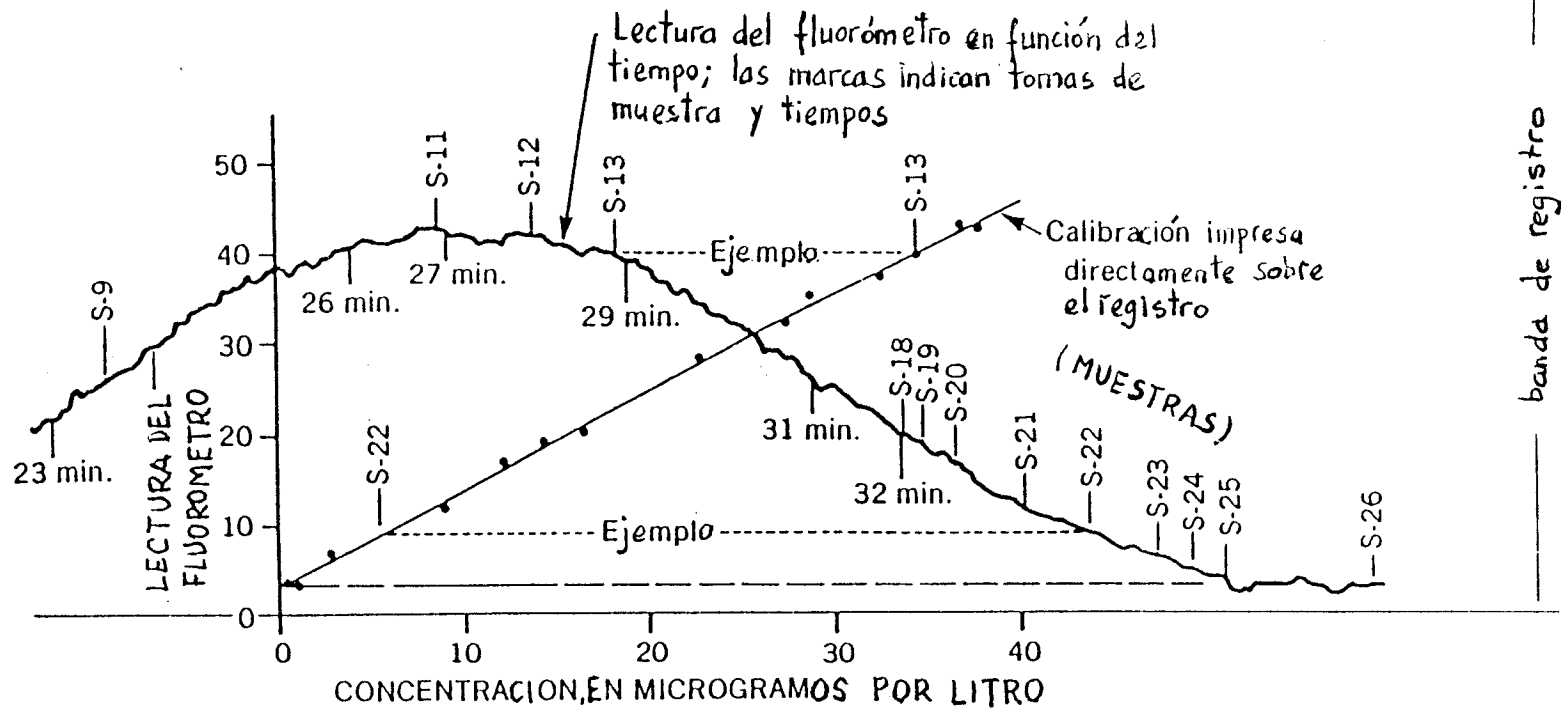


FIGURA 10.3.- Calibración en un seguimiento de registro continuo.

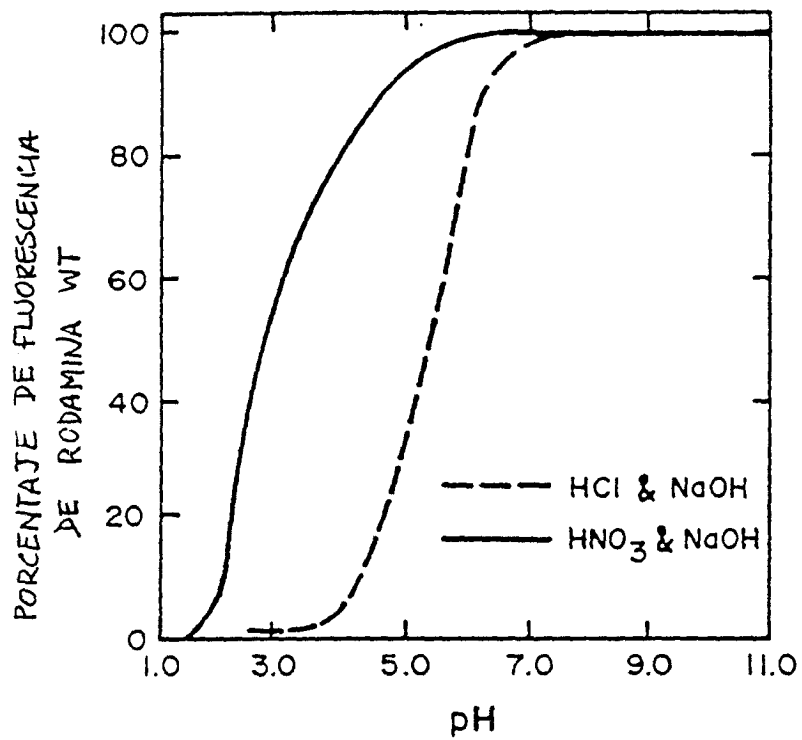


FIGURA 10.4.- Resultados de experimentos de fluorescencia de Rodamina WT (Smart y Laidlaw, 1977).

fluorescencia. La adsorción sobre caolinita también causa el descenso de fluorescencia de diversos colorantes, tal como se muestra en la figura 10.5.

La fluorescencia puede descender debido a la adsorción, como en el ejemplo anterior, o puede también aumentar. Si el colorante es adsorbido sobre sólidos en suspensión y las medidas de fluorescencia se hacen sin separación previa de agua y sedimento, la concentración de colorante aporta una medida del contenido en sedimento y no una medida de caudal de agua. La adsorción puede ocurrir sobre materia orgánica, arcillas (bentonita, caolinita, etc.), arenisca, caliza, plantas, plancton e incluso sobre los envases de vidrio de las muestras. Los efectos de la adsorción deben considerarse a la hora de seleccionar el colorante adecuado para el medio ensayado.

Los colorantes viajan más lentamente que el agua debido a la adsorción y en general sufren más pérdidas que los trazadores iónicos y radiactivos. Ensayos con diferentes tipos de trazadores muestran que la fluoresceína es uno de los más lentos (Drew, 1968) (figura 10.6) y cuestionan su validez para el cálculo preciso de caudales. Aún no existen datos de campo comparando los colorantes desarrollados más recientemente, pero se ha comprobado que los colorantes fluorescentes son mejores que los estudios con licopodios para la determinación de descargas, cambios de almacenamiento y geometría del sistema (Atkinson, 1973). Son también mejores que las esporas en la obtención de información cuantitativa en sistemas kársticos reducidos.

Un punto importante en la interpretación de ensayos con trazadores colorantes es comprobar que el ensayo es repetible. Es decir, comprobar si diferentes ensayos en las mismas condiciones aportan resultados similares. Esto es de especial importancia cuando se persiguen resultados cuantitativos precisos.

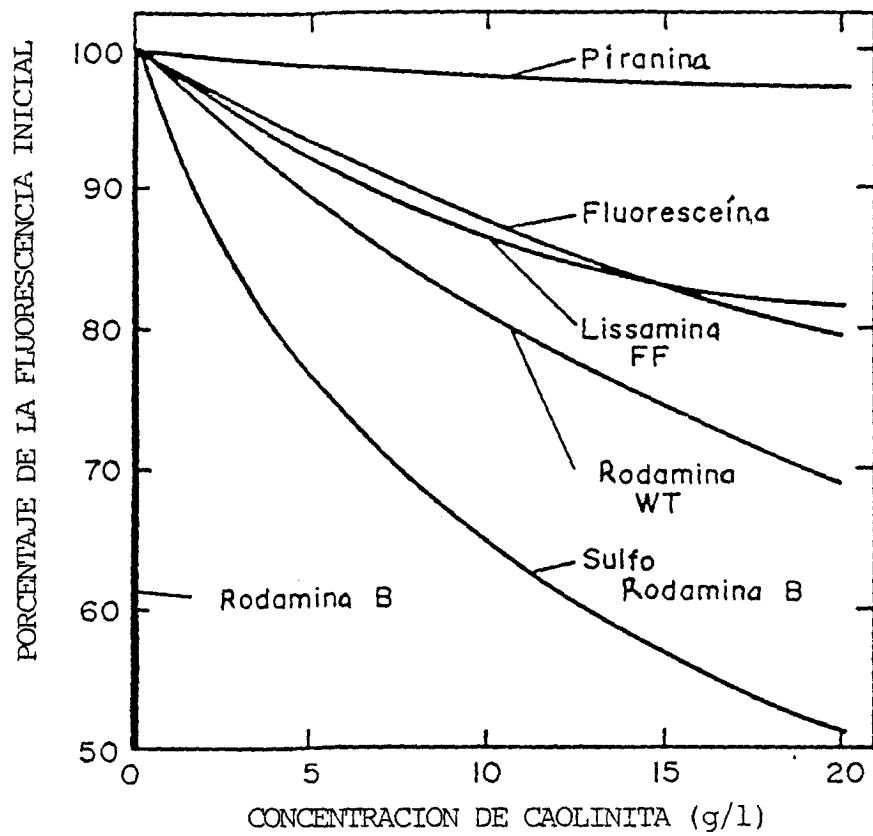


FIGURA 10.5.- Resultados de experimentos de adsorción de colorantes sobre caolinita (Smart y Laidlaw, 1977)

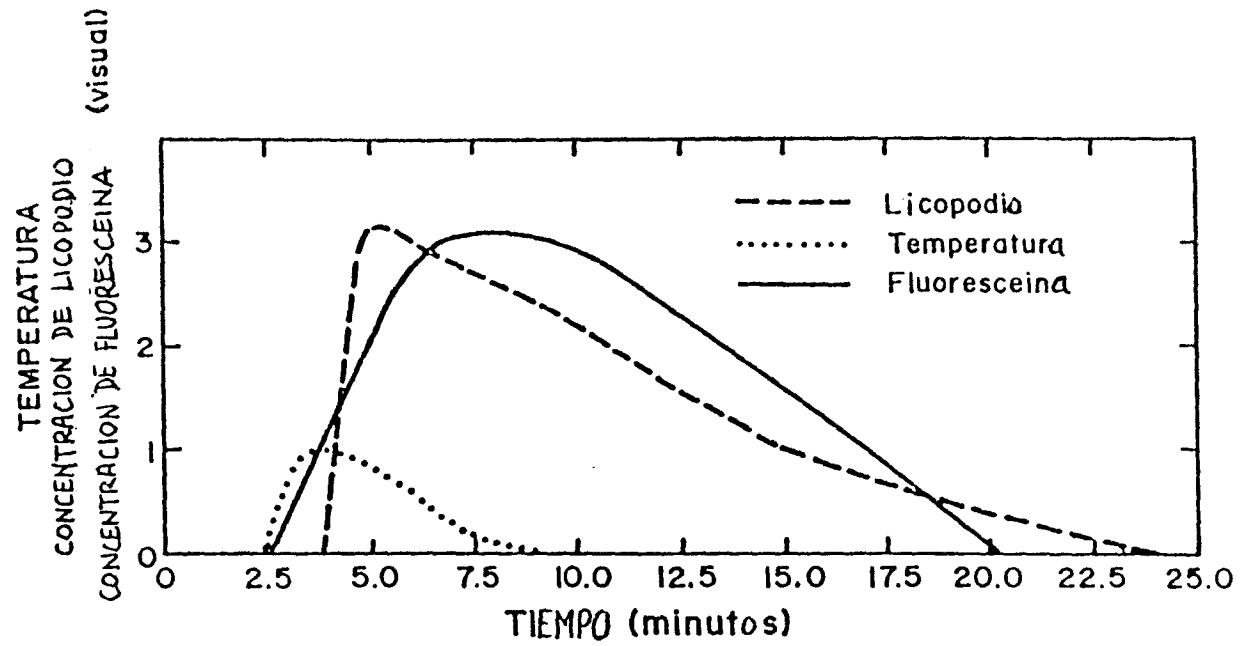


FIGURA 10.6.- Comparación de resultados de tres ensayos simultáneos con diferentes trazadores en un sistema kárstico reducido. (Drew, 1968).

En la tabla 10.3. se da una comparación de costes entre varios colorantes fluorescentes. Los datos de volumen trazado por unidad de coste indican que la Rodamina B es el más eficiente en función del coste, aunque este colorante presenta algunas dificultades de uso.

TABLA 10.3.
COSTES RELATIVOS DE LOS COLORANTES

Colorante	Forma	Coste relativo por kilogramo ⁽¹⁾	Volumen trazado por kilogramo ⁽²⁾ (Mm ³ /Kg)	Volumen trazado por unidad de coste (m ³ /costex10 ⁵)
Acido amino G	Polvo	4	2	5.7
Fotina W	Solución 20%	1	3	6.0
Fluoresceína	Polvo	4	4	10.0
Lisamina FF	Polvo	14	4	2.8
Piramina	Polvo	13	12	9.2
Rodamina B	Polvo	5	100	200.0
Rodamina WT	Solución 20%	7	77	20.0
Sulfo Rod.B	Polvo	9	16	17.8

Datos según Smart y Laidlaw (1977)

(1) Costes aproximados basados en precios de 1975

(2) Basados en detectabilidades mínimas, tabla 10.2.

Finalmente, antes de la realización de un ensayo ha de considerarse la toxicidad del colorante empleado. Este aspecto condicionará la selección del trazador en función de la profundidad a la que se realiza el ensayo, calidad del agua subterránea y normativa vigente.

10.5.- COLORANTES VERDES

FLUORESCEINA

Es uno de los colorantes más empleados. Recibe también otros nombres como uranina, fluoresceína sódica, ptalieno. Al

igual que con todos los colorantes verdes, su uso es a menudo difícil debido al alto fondo de fluorescencia natural, que reduce la sensibilidad de los análisis y dificulta la interpretación de resultados. Tiene un alto grado de degradación fotoquímica comparado con otros colorantes, pero no suele ser un problema en el seguimiento de aguas subterráneas.

Fenerstein y Selleck (1963) recomendaron el uso de fluoresceína solamente en estudios de agua de alta calidad. Su método incluye el ajuste de las muestras a $\text{pH} > 6$ antes de los análisis, debido a la gran sensibilidad de la fluoresceína a los cambios de pH (se hace incolora en condiciones ácidas). La fluoresceína sufre también notables reducciones de fluorescencia con la salinidad, agentes oxidantes y sólidos en suspensión.

Algunos ejemplos de uso de la fluoresceína incluyen un estudio sobre roca fracturada de Lewis (1966), en el que obtuvo valores de conductividad hidráulica similares a los obtenidos mediante ensayos por bombeo. Otro ejemplo es un estudio de subsidencia minera donde se utilizó más de una tonelada de fluoresceína sobre areniscas, en un intervalo de 335 m (Mather, 1969). Tester (1982) empleó fluorescencia para determinar volúmenes de fracturas y estudiar el flujo en un almacén geotérmico granítico; tras 24 horas de exposición del colorante a rocas a 392°F no se observó adsorción ni descomposición significativas. Omoti y Wild (1979) describieron la fluoresceína como uno de los mejores trazadores para estudios de suelos.

Una ventaja de la fluoresceína (y de los colorantes verdes en general) es su emisión en la banda verde del espectro visible. Pueden detectarse visualmente concentraciones del orden de 40 ppm, aunque este valor es relativamente alto en la mayoría de las aplicaciones. Los valores de sensibilidad aproximada y límite mínimo de detección de la fluoresceína se dan en la tabla 10.2.

Su coste en bruto es más bajo que el de la mayoría de los colorantes (tabla 10.3.), pero debido a sus altos grados de degradación fotoquímica y adsorción, su coste relativo aumenta con la magnitud del ensayo.

PIRANINA

Es otro colorante verde con fluorescencia más fuerte que la fluoresceína, pero mucho más caro. Ha sido utilizado en diversos estudios de suelos. Reynolds (1966) describió la piranina como el colorante más estable en suelos ácidos y arenosos. Omoti y Wild (1979) también recomendaron piranina y fluoresceína como mejores trazadores de suelos, aunque la piranina es relativamente inestable en suelos con altos contenidos en materia orgánica. Drew y Smith (1969) comprobaron que la piranina no es tan fácilmente detectable como la fluoresceína, aunque es más resistente a la adsorción y a la decoloración. La piranina tiene un índice de degradación fotoquímica muy alto y es fuertemente afectada por el pH en el rango habitual de la mayoría de las aguas naturales (Mc Laughlin, 1982), lo que la excluye para uso en problemas cuantitativos.

LISAMINA FF

Este colorante verde fue utilizado principalmente para el trazado de aerosoles (Yates y Akisson, 1963) y no ha sido muy empleado en ensayos de aguas subterráneas. No se dispone de mucha información sobre el rendimiento de la lisamina FF. Sin embargo, Smart y Laidlaw (1977) la recomendaron como el mejor colorante verde de los aquí citados. El colorante es extremadamente estable y resistente a las pérdidas por adsorción, pero mucho más caro que la mayoría de los colorantes.

10.6.- COLORANTES NARANJAS

RODAMINA B

La rodamina B fue el primer colorante naranja (o rojo) utilizado en el seguimiento de agua. Su alto grado de pérdidas por adsorción lo hace menos adecuado para uso en agua subterránea que la rodamina WT o la sulfo-rodamina B. Sin embargo, ha sido el más frecuentemente utilizado. Su fluorescencia varía con los cambios de salinidad grandes. Según Knuttson (1968) este colorante no es afectado por el pH dentro del rango de la mayoría de las aguas naturales (5-10), sin embargo, es sensible a la temperatura (Omoti, 1977) y varía sus propiedades ópticas en función del contenido en sólidos en suspensión. Al igual que la fluoresceína, la rodamina B sufre grandes interferencias con el alto fondo fluorescente de las zonas tropicales. Los efectos de las bacterias y la luz sobre él son menores que sobre otros colorantes de rodamina, pero es fácilmente adsorbido por la bentonita, arena, grava, limos, canales kársticos, arena cuarcífera e incluso, por las columnas de plástico y vidrio utilizadas en el laboratorio (Tabla 10.4.). Estudios comparativos de rodamina B y rodamina WT realizados por Hubbard (1982), mostraron alto grado de adsorción de rodamina B sobre plantas acuáticas, arcillas en suspensión y los envases de muestras, tanto plásticos como de vidrio. La rodamina WT se mostró más económica (a pesar de su más alto coste unitario) y de más fácil manejo que la rodamina B.

En los años 60, la Food and Drug Administration de los EE.UU. prohibió el uso de la rodamina B en cosméticos.

En 1968 fue declarado ilegal su uso como trazador en aguas dentro de los EE.UU. (Drew, 1968). Tanto la rodamina B como la fluoresceína se incluyeron en la clasificación C111 del Food and Agriculture Organization/World Health Organization. De los

colorantes aquí citados, la rodamina B es el considerado más tóxico para el hombre por su facilidad para ser absorbido por los tejidos. Estudios de carcinogénesis y micogénesis consideran la fluoresceína y eosina como no mutagénicas, pero sí la rodamina B, que es más tóxica que la rodamina WT o fluoresceína.

Actualmente, el U.S. Geological Survey recomienda que los ensayos con este trazador produzcan concentraciones finales inferiores a 10 $\mu\text{g/l}$. Numerosos estudios sobre su toxicidad sobre organismos acuáticos (Smart y Laidlaw, 1977) concluyen que debe evitarse el uso de este trazador en las aguas.

RODAMINA WT

Sus buenas características de detectabilidad mínima y grados de degradación fotoquímica y biológica, han hecho de este colorante uno de los trazadores más adecuados para estudios cuantitativos. Hubbard (1982) lo describe como el colorante más duradero para seguimientos en corrientes y medios kársticos.

Entre sus usos recientes destacan proyectos realizados por Burden (1981), Aulenbach (1978), Brown y Ford (1971), Gann (1975) y Aulenbach y Clesceri (1980). Burden empleó este colorante en estudios de contaminación de un acuífero aluvial en Nueva Zelanda. Aulenbach y Clesceri destacaron la gran aplicabilidad de la rodamina WT en medios arenosos.

Gann (1975) utilizó rodamina WT como trazador en un sistema kárstico desarrollado en calizas y dolomías en Missouri. Realizó toma de muestras normales y mediante paquetes de carbón activado a lo largo de una distancia de 14 km. Brown y Ford (1971) emplearon tres colorantes fluorescentes (rodamina B, rodamina WT y fluoresceína) en medio kárstico de la Maligne Basin del Canadá. La máxima recuperación de colorante (98%) se obtuvo

para la rodamina WT, mientras que la recuperación de fluoresceína fue nula. El ensayo cubrió una distancia aproximada de 2 km, muestreada con un fluorómetro Turner III.

Aulenbach y otros (1978) compararon el comportamiento como trazador sobre arenas detríticas de la rodamina B, rodamina WT y tritio. En el proyecto se realizó el seguimiento de efluentes procedentes de una planta depuradora de aguas negras, durante el cual se observó que la rodamina B era fuertemente adsorbida, mientras que la rodamina WT y el tritio produjeron curvas con resultados similares (fig. 10.7.). Según la tabla 10.4 la rodamina WT sufre, por lo general, menos adsorción que la rodamina B y la sulfo-rodamina B. Sin embargo, estudios de campo han mostrado que la rodamina WT también tiene alguna tendencia a ser adsorbida.

TABLA 10.4.
MEDIDAS DE ADSORCION DE COLORANTES SOBRE BENTONITA

Colorante	Pérdidas por adsorción sobre la arcilla
Rodamina WT	28%
Rodamina B	96%
Sulfo-rodamina B	65%

Según Repogle y otros (1966)

La rodamina WT es considerada ligeramente menos tóxica que la rodamina B y el sulfo-rodamina B (Smart y Laidlaw, 1977). Sin embargo, Aley y Fletcher (1976) mostraron que la rodamina WT no es tan "segura biológicamente" como la fluoresceína.

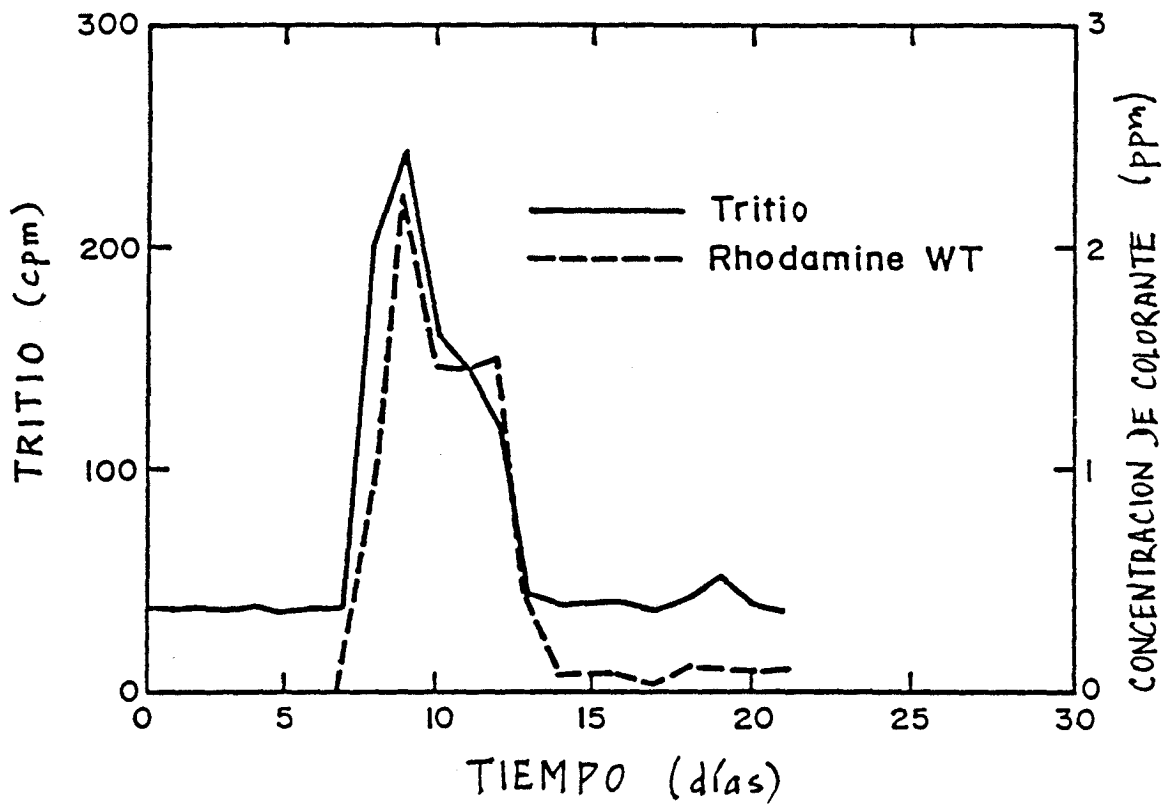


FIGURA 10.7.- Similitud de resultados obtenidos con Rodamina WT y Tritio (Aulenbach et al., 1978)

SULFO-RODAMINA B

La sulfo-rodamina B, también denominada pontacyl brilliant pink, no ha tenido mucho uso como trazador de agua subterránea. Su fluorescencia disminuye ligeramente en salinidades altas y tiene baja adsorción sobre los sedimentos en suspensión. La tabla 10.4. compara la adsorción sobre bentonita de los colorantes rodamina. Este colorante es más caro que el resto de las rodaminas y tiene una toxicidad ligeramente superior a la rodamina WT, pudiendo ser mutagenético.

10.7.- COLORANTES AZULES

Los abrillantadores ópticos son colorantes fluorescentes azules que han ido utilizándose cada vez más en las industrias del textil, papel y otros materiales, para reforzar el acabado blanco de los productos. Las aguas contaminadas con residuos domésticos conteniendo cantidades detectables de estos abrillantadores, pueden utilizarse como trazador "natural". Blover (1972) describe el uso de los abrillantadores ópticos en ambientes karstificados. Los colorantes de este tipo más comunes son el ácido amino G y la fotina CV. Ambos son los colorantes menos sensibles de todos los citados, pero los colorantes azules en general, tienen fondos en aguas no contaminadas mucho más bajos que los colorantes verdes o naranjas.

La fotina CV es afectada por las variaciones de temperatura, y tanto ella como el ácido amino G sufren mucho el efecto de pH menor de 6.0. Tienen altos índices de degradación fotoquímica. El ácido amino G es bastante resistente a la adsorción.

Estudios de toxicidad realizados por Akamatsu y Matsuo

(1973) indican que los abrillantadores no suponen ningún peligro tóxico para el hombre, ni siquiera en dosis elevadas.

10.8.- APLICACIONES

EJEMPLO 1. Mammoth Cave, Kentucky

Se obtuvo un éxito espectacular en el empleo de Direct Yellow 96 (Diphenyl Brilliant Flavine 7GFF). Su uso se introdujo en el área de Sinkhole Plain-Mammoth Cave, Kentucky (Figura 10.8) donde desde entonces se han realizado cientos de trazados (Qinlan, 1983). El colorante fluoresce en la banda de onda verde y no es muy adecuado para trabajos cuantitativos por problemas de fondo, aunque su detectabilidad es alta en agua destilada. En el muestreo se siguió la técnica descrita por Smart (1976) para la detección de abrillantadores ópticos (agentes blanqueadores fluorescentes que emiten en la banda de onda azul). Puesto que el Direct Yellow 96 tiene gran afinidad por la celulosa, puede ser adsorbido en algodón (se prefiere calcio con lejía para abrillantadores ópticos). En el campo se utilizan bolsas con bolas de algodón, suspendidas en el flujo, de la misma manera que el carbón activado.

Bajo la luz de una lámpara ultravioleta los abrillantadores muestran una característica luz fluorescente azul. Por el contrario, el Direct Yellow da un típico amarillo pálido. Es muy importante utilizar algodón de calidad quirúrgica que no haya sido tratado previamente con ningún agente abrillantador. Si el agua viene muy sucia, se puede lavar el algodón al chorro del grifo y el colorante todavía será detectable. El inconveniente más serio de los abrillantadores es que se decoloran rápidamente a la luz del sol y además no se pueden distinguir de los abrillantadores de los detergentes

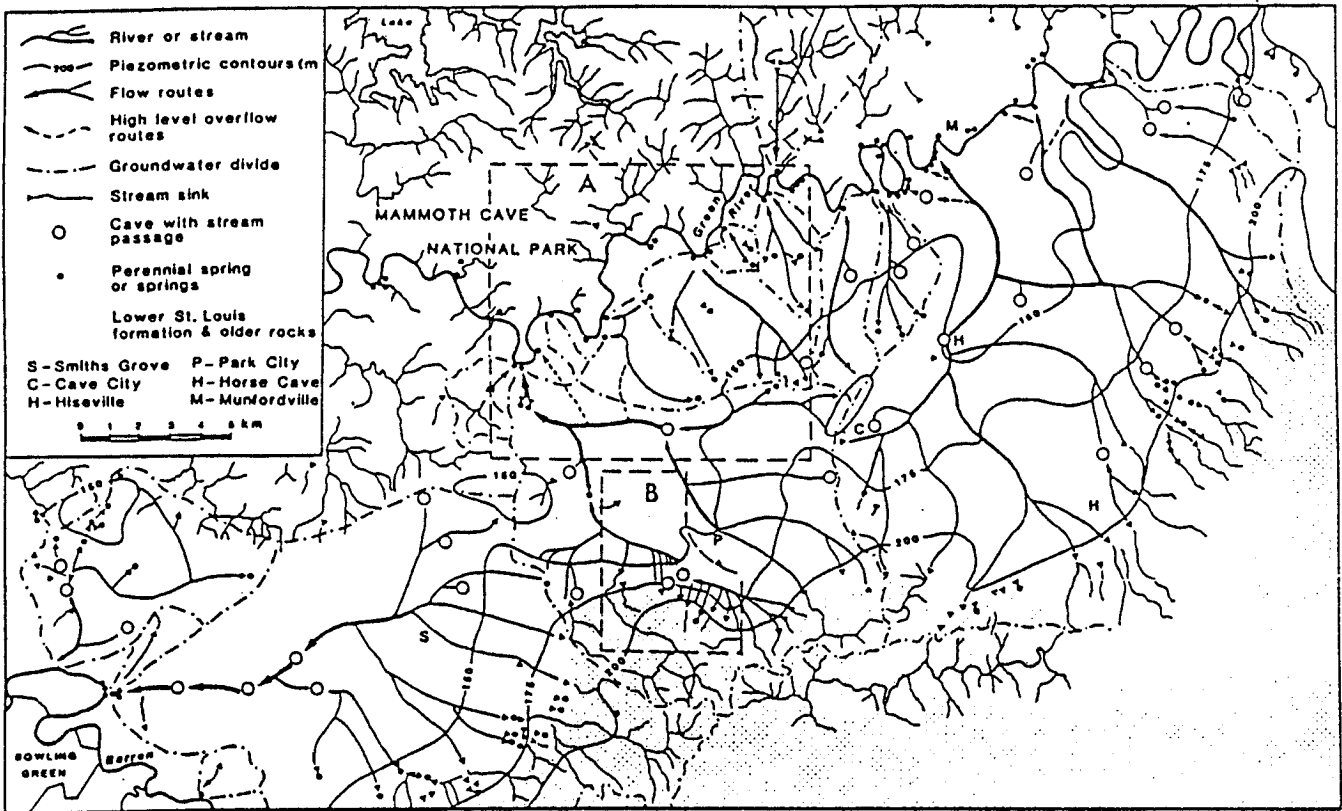


FIGURA 10.8.- Cuencas, superficie piezométrica, direcciones de flujo y drenaje superficial en Sinkhole Plain (Región de Mammoth Cave), Kentucky. (Quinlan y Ewers, 1981).

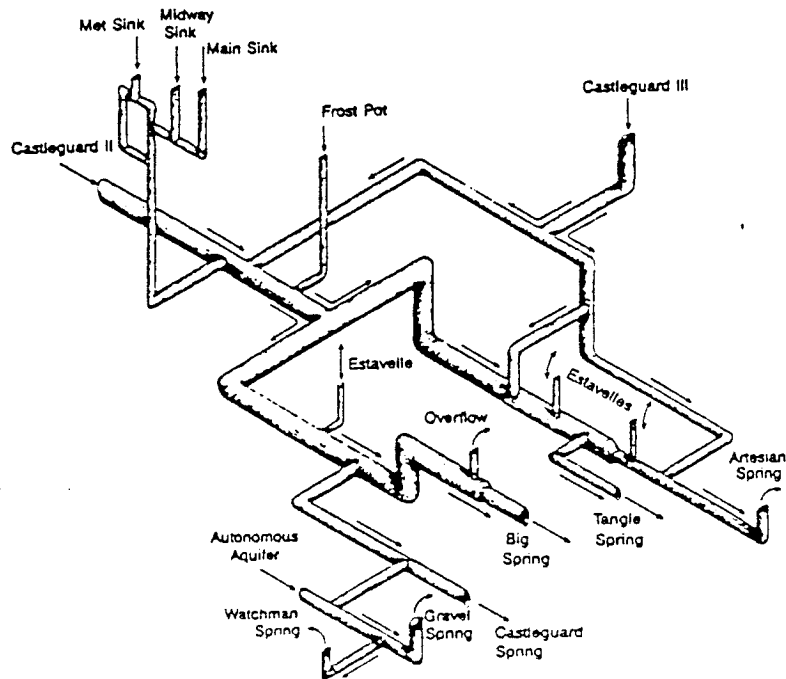


FIGURA 10.9.- Modelo geométrico proporcional del sistema de conductos Castleguard II. Canadá (Smart, 1983).

domésticos que se pueden haber infiltrado en el acuífero. Estos problemas son menos graves con Direct Yellow 96. Por otra parte, la mayor ventaja de los abrillantadores ópticos es que no tienen color en la solución y son menos tóxicos que los colorantes usados en el trazado del agua. El Direct Yellow es amarillo brillante en solución y probablemente tenga una baja toxicidad no cuantificada.

EJEMPLO 2. Castleguard.

Smart (1983) hace un estudio del sistema de conductos kársticos de la cueva de Castleguard, en una región remota de Canadá y establece un modelo geométrico proporcional (Figura 10.9). Es un ejemplo notable del uso combinado de varias técnicas de trazado: tres colorantes fluorescentes empleados repetidamente, fluorometría continua, análisis de los impulsos de descarga naturales y empleo de isótopos y quimiogramas.

11.- ESPECIES IONICAS

11.1.- IONES

GENERALIDADES

Los compuestos iónicos fácilmente ionizables, como las sales comunes, han sido ampliamente utilizadas como trazadores de agua subterránea. Esta categoría de trazadores incluye aquellos compuestos que se ionizan en el agua, dando elementos con carga positiva (cationes) y con carga negativa (aniones). La carga de un ión afecta a su movimiento a través de los acuíferos por medio de numerosos mecanismos, que serán estudiados para cada trazador específico. Los trazadores iónicos que se incluyen en este estudio son el cloruro (Cl^-), bromuro (Br^-), litio (Li^+), amonio (NH_4^+), magnesio (Mg^{2+}), potasio (K^+), ioduro (I^-), sulfato (SO_4^{2-}), aniones orgánicos (como Benzoato), y aniones orgánicos fluorinados (como M-TFMBA). Los iones mencionados han sido probados satisfactoriamente como trazadores, en condiciones variadas de campo y de laboratorio.

Los trazadores iónicos han sido empleados en un amplio espectro de problemas hidrológicos. Los más comunes son la determinación de caminos de flujo, tiempos de residencia y propiedades hidráulicas del acuífero.

La selección del trazador iónico idóneo debería estar basada en los fines propuestos en el estudio; el tipo de sistema acuífero, como karst, medio granular, y roca fracturada; las características locales del lugar del acuífero, incluyendo el grado de heterogeneidad y la extensión de los lentejones de

arcilla; la concentración del fondo natural de cada uno de los iones, en el agua subterránea; y las técnicas analíticas disponibles. Las características específicas de los iones individuales o de grupos iónicos deberían aproximarse a las de un trazador ideal, particularmente en el caso de ciertos aniones con baja concentración.

En la mayoría de las situaciones, los aniones (iones negativos) no son afectados por el medio acuífero. Mattson (1928), sin embargo, ha demostrado que la capacidad de los minerales de arcilla, para retener aniones, aumenta al disminuir el pH. En condiciones de bajo pH, los aniones en presencia de arcilla, otros minerales, o de detritus orgánicos podrían producir intercambio de aniones. Otros efectos posibles, son la exclusión de aniones y el desarrollo reacciones de precipitación y/o disolución.

Los cationes (iones positivos) reaccionan mucho más frecuentemente con minerales de arcilla. Se produce intercambio de cationes que introduce a otros, como sodio y calcio dentro de la solución. Por esta razón, se ha trabajado poco con cationes, que interaccionan fácilmente con el medio acuífero. El Versene (una sal tetrasódica) ha sido utilizada en el laboratorio para evitar el intercambio de iones (Haas, 1959). Kaufman (1956) ha demostrado que, cuando las permeabilidades y la tasa de flujo son bajas (a menudo indicativo de una fracción amplia de arcilla), la fase sólida podría tener una considerable capacidad para absorber un componente iónico. Este efecto es relevante para los trazadores catiónicos y podría serlo para algunos trazadores aniónicos.

Una ventaja de los trazadores iónicos simples es que no se descomponen y por tanto, no se pierden en el sistema. Antes de la aplicación de un trazador iónico determinado, debe considerarse la concentración de fondo del ión en el agua

subterránea natural, o en las aguas que lo reciben. Un gran número de iones (incluyendo Cl^- y NO_3^-) tienen altas concentraciones naturales de fondo. Su empleo en esas situaciones, requeriría la inyección de un trazador de alta concentración, que podría dar lugar a separaciones por densidad y a una segregación por gravedad, durante la prueba del trazador (Grisak, 1979). Las diferencias de densidad alteran los modelos de flujo, el grado de intercambio de iones, y la precipitación química secundaria, lo cual podría cambiar la permeabilidad del acuífero.

En los textos se han descrito múltiples aplicaciones de los trazadores iónicos. La sal común fué utilizada por Adolph Thiem y otros hidrólogos alemanes, en 1889, para determinar la tasa de flujo del agua subterránea en arenas y otros medios. Métodos similares a los empleados con el Cl^- , fueron también aplicadas con iones como nitrato (NO_3^-), dicromato ($\text{Cr}_2\text{O}_7^{2-}$) y amonio (NH_4^+), (Haas, 1959). Murray (1981) utilizó bromuro de litio (LiBr) en un terreno carbonatado, para establecer conexión hidráulica entre una tierra de relleno y una fuente de agua potable, en donde el uso de un trazador colorante como la rodamina WT, resultaba inapropiado. El cloruro de sodio (NaCl) fué empleado por Mather (1969) para investigar la influencia de la subsidencia minera sobre el modelo de flujo del agua subterránea. Tennyson (1980) utilizó bromuro (Br^-) para evaluar los recorridos y el tiempo de tránsito de la recarga a través del suelo, de un efluente vertido en una zona de irrigación. El cloruro (Cl^-) y el calcio (Ca^{2+}) fueron empleados por Grisak (1969) para estudiar los mecanismos de transporte de las soluciones en el interior de las fracturas. El potasio (K^+) fué utilizado para determinar la migración y extensión de la dilución en las aguas receptoras, del lixiviado de un vertedero (Ellis, 1979).

METODOS DE TRABAJO EN EL CAMPO

Las técnicas de trabajo de campo y el equipo preciso para utilizar trazadores iónicos, son bastante sencillos y estándar, para todos los elementos iónicos incluidos en este grupo. Es en la detección y en las fases de análisis de los datos de campo, donde estas técnicas y el equipo analítico requerido varían sustancialmente. El equipo básico necesario para llevar a cabo una prueba de trazadores en varios sondeos, incluiría un sondeo de inyección, sondeos de observación o malla piezométrica, auger (manual o mecánico), hincador de tubería (manual o mecánico), cinta métrica de acero, mezclador de trazadores y recipiente de inyección, bomba de mano o de muestreo automático, botellas para muestras, y equipo de detección continuo o discontinuo (p.e., conductivímetro/resistivímetro). Las pruebas se podrían realizar utilizando un único pozo para la inyección y la observación (Saleem, 1971) o utilizando solamente un sondeo de observación, si que la dirección del flujo está establecida. Las variaciones de las pruebas estándar en sondeos múltiples requieren modificaciones en el equipo y en las técnicas. La red de monitorización (configuración de los sondeos), instrumentalización de muestras, frecuencia de muestreo y métodos de detección, dependen de la velocidad del flujo y de la dirección del sistema medido. Esta información se puede obtener usando un trazador iónico conservativo, con una configuración de observación con pozos múltiples. El conocimiento de la dirección y de la velocidad del flujo del agua subterránea es crítico, cuando se lleva a cabo un estudio con trazadores en pozo único, o en dos pozos.

Algunos tipos de pruebas con trazadores iónicos han sido realizadas con éxito incluyendo ensayos de recirculación en dos pozos, ensayos de flujo radial, ensayos de inyección con flujo convergente, y packer tests.

La concentración del trazador ionico inyectado debe ser tal, que permita ser bien detectado por encima del nivel de concentración natural existente en el agua que lo recibe. Los efectos sobre la densidad deben ser considerados al determinar la concentración de la inyección. Un método para evitar dichos efectos, es elevar la temperatura de la mezcla de inyección por encima de la del agua subterránea que la recibe. La concentración de los iones inyectados debe ser también lo suficientemente alta, para asegurar niveles detectables (basados en las técnicas analíticas disponibles) en los pozos de observación.

El trazador iónico se podría introducir como una sal en polvo y permitiría su disolución en el sondeo de inyección. Esta técnica pasiva de inyección da lugar a una distorsión despreciable en la velocidad y dirección del flujo normal del agua subterránea. Se emplearía cuando la velocidad de flujo es grande, o la distancia entre el pozo de inyección y el de observación es pequeña. El trazador iónico también se podría introducir en cantidades controladas y a concentración constante. Esta técnica sería una inyección forzada con caudal de inyección constante, especialmente útil en situaciones donde la velocidad del flujo del agua subterránea (velocidad media en el poro) es pequeña, y/o la distancia entre los pozos de inyección y observación es grande. El trazador puede también inyectarse como un "slug" o como una alimentación continua.

Las pruebas más sencillas de trazadores iónicos no requieren la toma de muestras en el pozo de observación. La técnica desarrollada por Slichter (1902) mide la recuperación del trazador por los cambios en la conductividad eléctrica del agua subterránea y, por tanto, no precisa más análisis de laboratorio. El muestreo se necesita para otras técnicas de detección (tratadas en la sección siguiente), que se emplean cuando los efectos sobre la densidad son significativos y las concentraciones de iones inyectadas son muy bajas. Hay dos tipos

de muestreo: de profundidad constante y de niveles múltiples. El muestreo podría ser dirigido manualmente, usando una bomba de mano, o automáticamente, usando un muestreador eléctrico.

Lee (1980) empleó un muestreador de niveles múltiples, para obtener el agua a varias profundidades, en un campo de flujo. El muestreador es un conjunto vertical de tubos de polipropileno que terminan en un pequeño parche de tamiz de nylon, que se colocan a profundidades seleccionadas. El muestreador de niveles múltiples es un medio efectivo y relativamente barato, para determinar la distribución espacial y las variaciones temporales en la zona del trazador.

El número de muestras recogidas para análisis de laboratorio, puede ser minimizado haciendo medidas de campo de la conductividad eléctrica. Las medidas deben hacerse dentro de, a la cabeza de, y detras de la pluma trazador (Lee, 1980). Estas medidas proporcionan una idea del tiempo relativo de llegada y, por tanto, indican cuándo debe aumentarse o disminuirse la frecuencia del muestreo. Si se utilizan muestreadores, cada tubo debería ser lavado antes de tomar una muestra, descargando la bomba y el volumen del muestreador.

DETECCION Y ANALISIS

Como se mencionó anteriormente, la detección y técnica de análisis más sencilla y barata para los trazadores iónicos, es la medida de la conductividad eléctrica, Slichter (1902). La conductividad eléctrica puede ser utilizada como un indicador del tiempo de llegada en las pruebas de trazadores en dos pozos, o en múltiples pozos. El movimiento de un trazador iónico desde el pozo de inyección hacia el pozo de observación, se controla por medio de un circuito eléctrico que mide la conductividad del agua subterránea. A medida que el trazador se mueve hacia el pozo de

observación, la conductividad aumenta. Se utiliza un circuito eléctrico dentro de cada pozo de observación para controlar el tiempo de llegada (break-through time) del trazador (Haas, 1959).

La detección adicional y las técnicas de análisis son empleadas en aquellos casos en que los trazadores iónicos se inyectan a concentraciones bajas, cuando se requiere una gran exactitud, o en sistemas acuíferos en los que la conductividad eléctrica es difícil de medir. Las numerosas detecciones y las técnicas analíticas requieren que las muestras sean recogidas en el campo, y que los análisis sean realizados en el laboratorio. Las técnicas aplicables a los iones específicos se recogen en la tabla 11.1. Algunas técnicas comunes incluyen electrodos de iones específicos análisis "Hach kit", cromatografía líquida, cromatografía gaseosa, y espectrometría de masas. El apéndice E proporciona un tratamiento más amplio de los métodos analíticos para la detección de los trazadores.

El coste general de las pruebas de trazadores iónicos, incluye el coste del ión inyectado (sal) y los costes de los análisis. Las sales comunes, como NaCl, son relativamente baratas; pero algunos de los aniones orgánicos y los aniones orgánicos fluorados son caros. Con la excepción de la conductividad eléctrica, electrodos de iones específicos y el método de análisis de Hach, los costes de detección y análisis, son significativamente más grandes que el coste del compuesto iónico. El coste es un factor limitativo en el empleo de algunos métodos de detección. Por ejemplo, Schmotzer y otros (1973) aplicaron activación neutrónica posterior al muestreo, en una prueba con un trazador de Br^- , observando que la mayor desventaja de esta técnica es el elevado coste del análisis. Cada muestra requiere irradiación, y generalmente, separación química, contaje y análisis cuantitativo.

Las concentraciones de las soluciones iónicas

TABLA 11.1.

METODOS ANALITICOS PARA TRAZADORES IONICOS

ION	METODO	REFERENCIA
Li ⁺ , K ⁺	Absorción atómica	Brown y otros (1970)
Mn ²⁺ , Mg ²⁺ , Ni ²⁺	Espectrometría	
K ⁺ , Na ⁺	Espectrometría de emisión de llama	Pickett (1969)
Cl ⁻	Filtración coulométrica. Método del tiosulfato de mercurio.	Cotlove (1964) Lee (1980)
SO ₄ ²⁻	Tubidimétrico	Hach (1969)
NH ₄ -N	Espectrometría ultravioleta visible, combinada con procedimientos químicos. Acido brucin-sufanílico. Sulfanilamida-naftilenodiamina. Fenolhipoclorito-nitroprusida.	USDI (1969a)
Br ⁻	Electrodo de ión específico. Espectrometría. Activación neutrónica.	Tennyson (1980)

típicamente utilizadas en los ensayos de campo con trazadores, no ocasionan ningún efecto medible en el ambiente o la salud. El agua que contiene tal concentración de iones es mucho menos agradable al paladar, pero en la mayor parte de los casos, es potable. Se considera que 50-100 mg de Br^- /100 ml de sangre es el límite inferior de toxicidad para los humanos. Para un adulto, este límite es 2.4 gr de Br^- en la sangre. Una persona bebiendo agua con concentración de Br^- de 200 ppm tendría que beber 12 litros para ingerir 2.4 gr de bromuro. Normalmente, los niveles naturales de fondo para el bromuro en el agua subterránea son bajos y, por tanto, se emplean también concentraciones bajas en los ensayos.

ESTUDIO DE LOS TRAZADORES IONICOS ESPECIFICOS

CLORURO (Cl^-): Los niveles de fondo en el agua subterránea son, generalmente, moderados a altos. El cloruro puede emplearse satisfactoriamente cuando los efectos sobre la densidad pueden ser evitados y la dispersión de arcillas no sea probable. El frente de cloruro circula a alta velocidad y muestra una distorsión pequeña, dando lugar a curvas con fuerte contraste de dilución (Kaufman, 1956). En la figura 11.1 se comparan los comportamientos del cloruro, dextrosa, fluoresceína, y ^{131}I . El problema que presenta el cloruro es la necesidad de utilizar altas dosis de NaCl, que proporcionen concentraciones detectables en los pozos lejanos, con el consiguiente peligro de alterar la permeabilidad de los suelos ricos en arcillas por el intercambio de iones. Kurty (1972) descubrió que el Cl^- y el nitrato (NO_3^-) se mueven a la misma velocidad. Davis y otros (1980) concluyeron que la concentración de inyección de NaCl no debería exceder de 3.000 mg/l, ya que aumentan los efectos sobre la densidad. El Cl^- es un trazador conservador que puede ser adsorbido por algunos suelos.

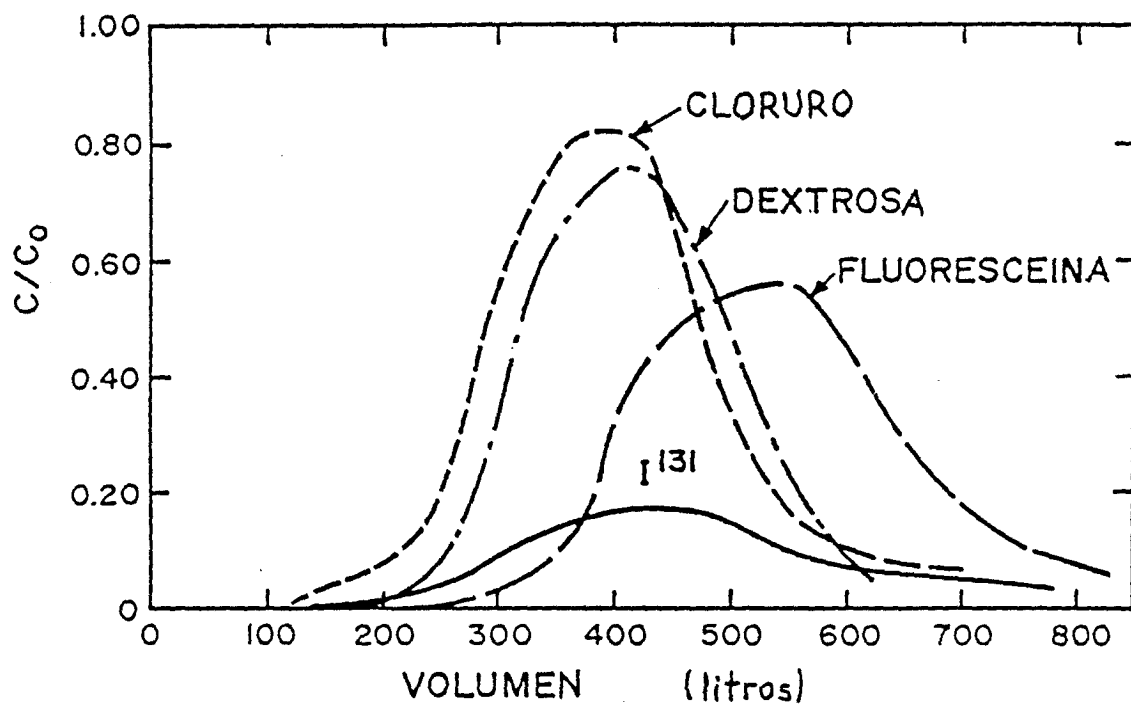


FIGURA 11.1.- Comparación de varios trazadores en un ensayo de laboratorio. (Kaufman, 1956).

BROMURO (Br^-): El bromuro tiene bajos niveles de fondo en el agua subterránea, lo que permite utilizar bajas concentraciones de inyección. La concentración del Br^- en el agua suele ser del orden de 1/300 de la del Cl^- . Quizás el Br^- es el trazador iónico más comunmente usado. Jester y Uhler (1974) llegaron a la conclusión de que el bromuro era mejor trazador que el cloruro, ioduro, fluoruro, y vanadio en sistemas suelo-agua con análisis de activación neutrónica post-muestreo. Schmotzer y otros (1973) observaron que el Br^- es biológicamente estable y no se pierde por precipitación, absorción o adsorción. Smith and Davies (1974) encontraron que el NO_3^- se sitúa detrás del Br^- , como trazador. Las concentraciones de fondo esperadas para el bromuro son menores a 1 mg/l en la mayoría de los acuíferos que contienen agua potable (Davis y otros, 1980). Hay numerosas técnicas para la detección y análisis del bromuro. Desde los métodos baratos (conductividad eléctrica o electrodo de ión específico), hasta los más caros (análisis de activación neutrónica o cromatografía de líquidos). La detección del Br^- es fácil con la utilización de electrodo de ión específico, que tiene un límite de detección inferior a 0.05 mg/l. Si el agua tiene 30 mg/l de Cl^- (sugiriendo un contenido en Br^- de 0.1 mg/l) y si el trazador de Br^- se introduce con una concentración de 1000 mg/l, es posible una dilución del trazador de 10^4 , antes de que se enmascare con el fondo natural.

LITIO (Li^+): El Litio tiene una baja concentración de fondo (0.05 a 0.3 mg/l) en agua subterránea potable, pero tiene una elevada pérdida por intercambio de iones (Haas, 1959).

AMONIO (NH_4^+): Este ión sufre pérdidas relativamente altas en el intercambio de iones. Por otra parte, su análisis es más difícil que el de la mayoría de los iones comunes (Haas, 1959). Los valores naturales de fondo, en la mayoría de las aguas potables, está por debajo de 5 mg/l.

MAGNESIO (Mg^{2+}): Como es normal en los iones positivos, el Mg^{2+} es susceptible de sufrir absorción e intercambio iónico. Sin embargo, los análisis son sencillos y baratos. Los valores normales de fondo natural están entre 2 y 40 mg/l en agua subterránea potable.

POTASIO (K^+): Un ión sencillo de potasio es fácilmente absorbido y las concentraciones en agua varían por intercambio iónico. Los análisis son rápidos y sencillos, mediante absorción atómica o técnicas de emisión. Los valores esperados de fondo en agua subterránea potable, son relativamente bajos, encontrándose entre 0.2 y 10 mg/l.

IODURO (I^-): El ioduro tiene concentraciones de fondo verdaderamente bajas (generalmente <0.01 mg/l). Los métodos para análisis sensibles al I^- son relativamente sencillos. Sin embargo, el ioduro tiende a ser adsorbido en una mayor proporción que el Br^- o Cl^- (Davis y otros, 1980) y es afectado por la actividad microbiológica.

ANIONES ORGANICOS: Estos compuestos tienen concentraciones de fondo muy bajas. Generalmente no son absorbidos, no son volátiles y su estabilidad va de alta a moderada. Las técnicas de medida de alta precisión están disponibles con una sensibilidad de detección de 50 ppt. Una desventaja es el alto coste de estos compuestos, incluidos el benzoato y el m-TFMBA. Malcolm y otros (1980) observaron que estos compuestos son muy móviles y tienen una buena sensibilidad de detección, pudiendo obtenerse una alta precisión en medidas de cromatografía líquida.

11.2.- ALGUNOS COMPUESTOS NO IONIZADOS O ESCASAMENTE IONIZADOS

Ciertos compuestos químicos son solubles en agua pero

no se ionizan, o sólo se ionizan ligeramente bajo las condiciones de pH y Eh más normales de las aguas subterráneas. Algunos de estos compuestos son relativamente difíciles de detectar en bajas concentraciones; otros representan un peligro para la salud y otros existen en concentraciones notables en las aguas naturales, creando un problema de fondo natural en la mayoría de los casos. En la tabla 11.2. se recogen algunos de estos compuestos.

El uso de sustancias de este tipo como trazadores inyectados en aguas subterráneas es muy limitado. De los citados en la tabla 11.2, el ácido bórico es el más persistente sobre largas distancias de flujo subterráneo. Este ácido ha sido utilizado satisfactoriamente como trazador en sistemas geotérmicos (Downs, 1983). Sin embargo, el hecho de que sean necesarias concentraciones de trazador grandes (1000 mg/l o más) dificulta su uso en dominios de agua dulce. Desde el punto de vista sanitario, los azúcares son los más aceptables, pero suelen descomponerse en el medio subterráneo y son fácilmente adsorbidos. En la figura 11.1 se muestran resultados de un experimento realizado con dextrosa. Alcoholes tales como el etanol, también son tendentes a ser adsorbidos sobre cualquier materia orgánica presente. Otro problema en el uso de la mayoría de estas sustancias como trazadores es que, el empleo de concentraciones altas, altera la densidad y viscosidad de la mezcla trazadora a inyectar.

Algunas de estas sustancias, como los azúcares, pueden ser útiles para simular el movimiento de otros compuestos de rápida descomposición, que sean demasiados peligrosos para se inyectados directamente en el acuífero.

La detección de sílice y fosfatos puede hacerse por métodos colorimétricos sencillos, utilizando soluciones de referencia y detectores fotométricos. El boro es también detectable colorimétricamente, aunque mediante un proceso más

TABLA 11.2.

LISTADO DE ALGUNOS COMPUESTOS SIMPLES SOLUBLES EN AGUA

NOMBRE	FORMULA	OBSERVACIONES
Acido Silícico	H_4SiO_4 (tras combinarse con el agua)	Presente en forma no ionizada en agua subterránea bajo concentraciones entre 4 y 100 mg/l. Baja toxicidad.
Acido Bórico	H_3BO_3	Presente en forma no ionizada en agua subterránea bajo concentraciones entre 0.05 y 2.0 mg/l. Tóxico a las plantas por encima de 5 mg/l. Tóxico al hombre a concentraciones mayores.
Acido Fosfórico	H_3PO_4	Ioniza en pH superior a 6.0. Forma complejos con otras especies disueltas. Adsorbe y reacciona sobre la mayoría de las rocas de los acuíferos. Concentraciones naturales entre 0.05 y 0.5 mg/l.
Acido Acético	$C_2H_4O_2$	Moderadamente tóxico a concentraciones altas. Soluble en agua. Concentraciones naturales en el agua subterránea inferiores a 0.1 mg/l.
Etanol	C_2H_6O	Principal componente de las bebidas alcohólicas. Soluble en agua. Concentraciones en agua subterránea <0.05 mg/l
Azúcares Sacarosa Maltosa Lactosa Glucosa	$C_{12}H_{22}O_{11}$ $C_{12}H_{22}O_{11}$ $C_{12}H_{22}O_{11}$ $C_6H_{12}O_6$	Componentes importantes del alimento humano y animal. Solubles en agua. Probablemente concentraciones <0.2 mg/l en la mayoría de las aguas subterráneas
Glicerina	$C_3H_6O_4$	Soluble en agua. Baja toxicidad. Probablemente ausente de las aguas subterráneas.

complejo. Los compuestos orgánicos citados en la tabla 11.2 son probablemente los mejor detectables mediante métodos cromatográficos. También, las técnicas de refracción óptica permiten detectar fácilmente altas concentraciones de glicerina y azúcares.

12.- TRAZADORES GASEOSOS

12.1.- GENERALIDADES

En las aguas subterráneas se han encontrado numerosos gases naturales e incluso artificiales. Algunos de estos gases pueden servir como trazadores que ya están introducidos en el sistema, generalmente de forma natural. Además, pueden inyectarse gases que se disuelven en el agua y ser empleados como trazadores. Los casos de uso de gases como trazadores en aguas subterráneas son muy limitados en la literatura.

La cantidad de gas disuelto en el agua aumenta con la presión del gas y disminuye con la temperatura y la salinidad del agua. En la mayoría de las circunstancias, una vez el gas se ha disuelto en el agua a la presión atmosférica, tenderá a permanecer en solución a su entrada en el sistema hidráulico subterráneo. La presión del fluido aumenta rápidamente a medida que el agua desciende por el interior del acuífero, con lo que el gas se mantendrá a presiones muy superiores a la presión original. Sin embargo, si un gas se genera en profundidad (por ejemplo el metano) en grandes cantidades, puede recorrer todo el camino ascendente por el acuífero en forma de burbujas, eliminando del agua subterránea gran parte de los gases disueltos preexistentes.

12.2.- GASES RADIATIVOS INERTES

Los gases químicamente inertes ^{133}Xe y ^{85}Kr son

aplicables como trazadores inyectados, siempre que lo permitan las regulaciones. De los gases inertes radiactivos el ^{222}Rn es el más abundante. Es uno de los nucleidos derivados de la fisión espontánea del ^{238}U . El radón está presente en el subsuelo, pero debido al corto periodo de semidesintegración de su isótopo principal, ^{222}Rn , y a la ausencia de núcleos de uranio en la atmósfera, no existe prácticamente en las aguas superficiales. Investigaciones de radón en corrientes superficiales y lagos han sido efectivas en la detección de entradas de agua subterránea en aguas superficiales (Rogers, 1958).

12.3.- GASES INERTES NATURALES

Por su naturaleza no tóxica y no reactiva, los gases nobles pueden ser utilizados como trazadores. El helio usa mucho como trazador en procesos industriales. En aguas subterráneas su aplicación ha sido muy limitada (Carter, 1959). El neon, cripton y xenon tienen también potencial para ser empleados como trazador, dadas sus bajas concentraciones naturales (ver tabla 12.1.). Aunque estos gases no reaccionan químicamente ni participan en intercambios iónicos, los gases nobles más pesados (cripton y xenon) se adsorben sobre arcillas y materiales orgánicos. La solubilidad de los gases nobles desciende al aumentar la temperatura. Las concentraciones naturales de estos gases en el agua subterránea es un indicador de la temperatura en superficie, en el momento de la infiltración del agua. Este hecho ha sido utilizado para reconstruir el movimiento pasado del agua en varios acuíferos (Sugisaki, 1969; Mazor, 1972; Andrews y Lee, 1979).

TABLA 12.1.
GASES CON INTERES POTENCIAL COMO TRAZADORES

Nombre	Fondo natural aproximado suponiendo equilibrio en atmósfera a 20°C (mg gas/l agua)	Cantidad máxima en solución suponiendo 100% de gas a 1 atm. y 20°C (mg gas/l agua)
Argon	0.57	60.6
Neón	1.7×10^{-4}	9.5
Helio	8.2×10^{-6}	1.5
Cripton	2.7×10^{-4}	234
Xenon	5.7×10^{-5}	658
Monóxido de Carbono	6.0×10^{-6}	28
Oxido nitroso	3.3×10^{-4}	1100

12.4.- FLUOROCARBONOS

Durante las últimas décadas se han fabricado numerosos gases artificiales y muchos de ellos, han alcanzado concentraciones medibles en la atmósfera. Entre los distintos grupos de gases, los fluorocarbonos tienen propiedades muy interesantes. Estos gases, en general, suponen un riesgo biológico muy bajo, son estables durante largos períodos de tiempo (años), no reaccionan químicamente con otros materiales, pueden detectarse a muy bajas concentraciones y son sólo ligeramente adsorbidos por la mayoría de los minerales (Tabla 12.2.; figura 12.1.). Sin embargo, son fuertemente adsorbidos en la materia orgánica (figura 12.2.).

TABLA 12.2
PROPIEDADES DE LOS COMPUESTOS FLUOROCARBONADOS

NOMBRE COMUN	FORMULA	PUNTO DE EBULLICION A 1 ATM. (°C)	SOLUBILIDAD EN AGUA A 25°C (% peso)
Freón-11	CCl_3F	23.8	0.11
Freón-12	CCl_2F_2	-29.8	0.028
Freón-113	$\text{CCl}_2\text{F}-\text{CClF}_2$	47.6	0.017
--	CBrClF_2	-4.0	desconocido
--	CBr_2F_2	24.5	desconocido
--	$\text{CBrI}-\text{CBrF}_2$	47.3	desconocido

Los fluorocarbonos tienen dos aplicaciones principales. Como trazador ambiental pueden ser empleados en forma similar al tritio. Como no hubo descargas importantes de estos gases en la atmósfera hasta finales de los años 40 ó principios de los 50, la presencia de fluorocarbonos en el agua subterránea indica que el agua es joven y estuvo en contacto con la atmósfera en los últimos 30 ó 40 años (Thompson, Hayes, Davis, 1978).

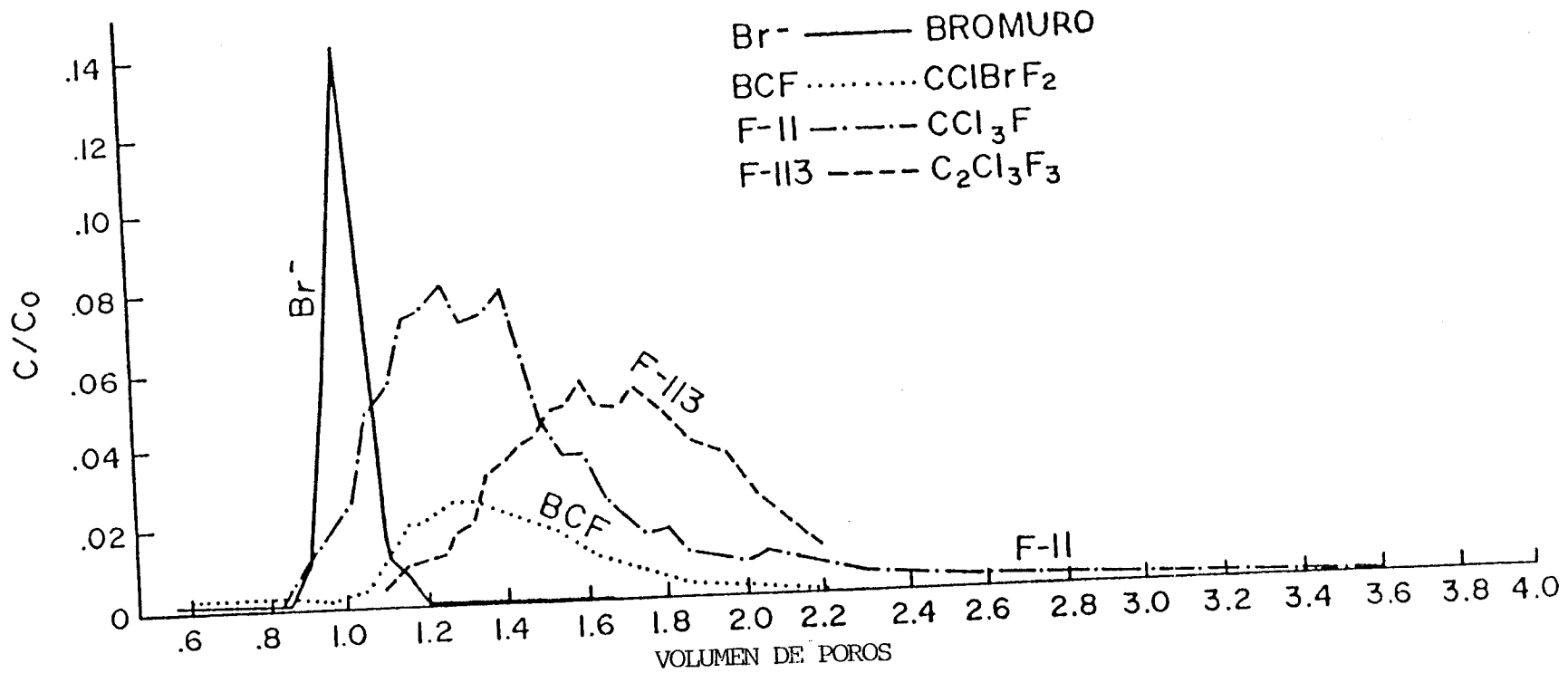


FIGURA 12.1.- Experimento de laboratorio con trazadores de fluorocarbono y bromuro a través de una columna de arena de cuarzo. (Thompson y Hayes, 1978).

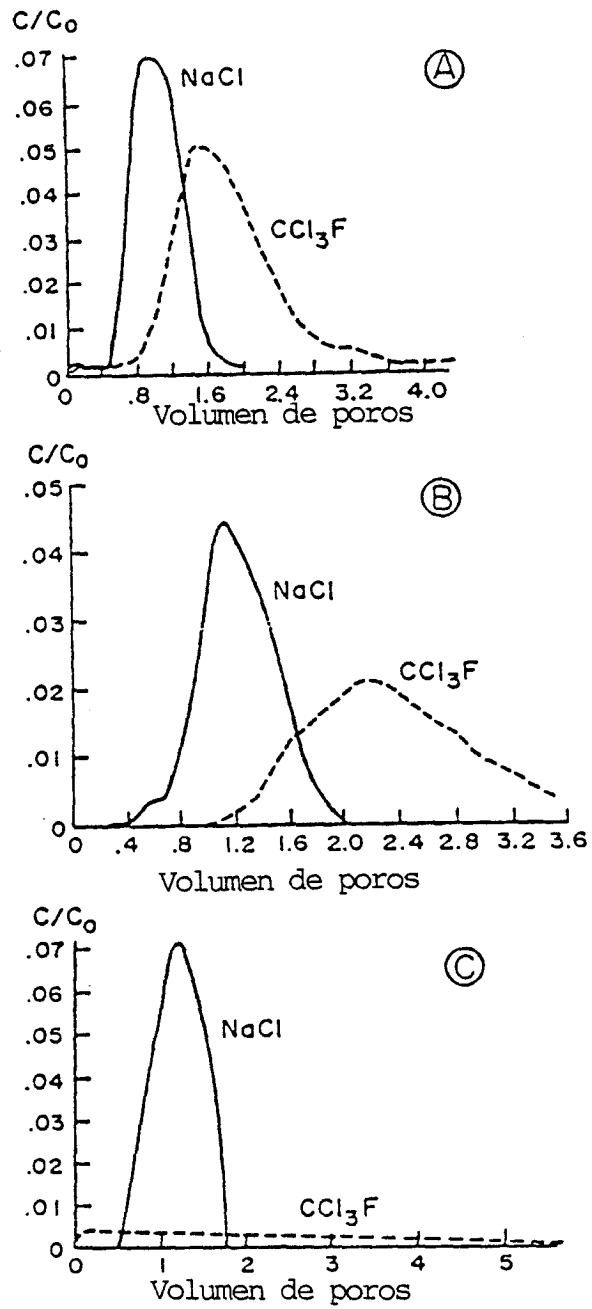


FIGURA 12.2.- Ensayos de laboratorio con NaCl (sal común) y CCl_3F (Freón-11) en tres materiales distintos: (A) Arena gruesa (Ottawa), (B) Arcilla y silt (Yolo loam) (C) Carbón triturado. (Brown, 1980).

La segunda gran aplicación de los fluorocarbonos es su empleo como trazadores inyectados (Thompson, Hayes, Davis, 1974). Debido a los bajos límites de detección de estas sustancias, puede hacerse el seguimiento de grandes volúmenes de agua a costes muy moderados. A pesar de los efectos de adsorción (sobre todo sobre sustancias orgánicas) los primeros ensayos han sido muy satisfactorios.

METODOS DE CAMPO

Los trazadores se transportan al campo en recipientes presurizados. El gas se libera haciéndolo burbujear dentro del agua. Con fines cualitativos esta operación es simple. Cuando se trata de determinar las concentraciones iniciales, el gas y agua han de mezclarse previamente en un recipiente a temperatura y presión controladas hasta alcanzar el equilibrio. Su concentración ha de controlarse justo antes de la inyección, para garantizar concentraciones iniciales constantes durante todo el ensayo. Para la mayoría de los fluorocarbonos, el trazador se prepara en el laboratorio mediante solución en metanol u otro disolvente adecuado. El preparado se utiliza en el ensayo como trazador.

El aspecto más delicado del trabajo de campo es la toma y conservación de muestras. Todos los trazadores gaseosos en general, pueden escapar a la atmósfera si no se almacenan adecuadamente en recipientes metálicos o de vidrio, puesto que la mayoría de los plásticos son algo permeables a los gases. Los cierres y tapas deben ser también adecuadas, para evitar la tendencia de los fluorocarbonos a ser adsorbidos por las sustancias grasas y plásticas normalmente utilizadas para dar hermeticidad a los recipientes de muestras.

Una de las mayores limitaciones de este método es la

dificultad de almacenamiento y transporte de agua con fluorocarbonos. Glenn Thompson, quien experimentó ampliamente con estos trazadores, desarrolló un método analítico de campo que suprime en, gran parte, los problemas de integridad de las muestras (Thompson y Hayes, 1978).

ANALISIS

Los equipos de análisis baratos son normalmente inadecuados para este tipo de ensayos con trazadores. Los análisis cuantitativos deben realizarse con cromatógrafo de gas o espectrómetro de masas. Generalmente se usa un aparato combinado (GCMS). El uso de estos aparatos para análisis normales no presenta especial dificultad. Sin embargo, el proceso por el cual se separa el gas de la muestra para ser introducido en el sistema analítico, es delicado y requiere personal experimentado.

Las medidas de compuestos fluorocarbonados suelen realizarse mediante un detector de captura electrónica combinado con un cromatógrafo de gases. Ha de tenerse especial cuidado en evitar todo contacto entre el gas (muestra) y los componentes plásticos y válvulas de la instrumentación.

13.1.- BACTERIAS

GENERALIDADES

Las bacterias son los trazadores microbianos de uso más frecuente debido a su rápido crecimiento y facilidad de detección. Hasta el momento, se han utilizado con éxito bacterias tales como la *Escherichia coli* (E. coli), *Streptococcus faecalis*, *Bacillus stearothermophilus*, *Serratia marcescens* y *Serratia indica*. Varían en tamaño entre uno y diez micrones, y han sido utilizados en una gran variedad de aplicaciones.

Un coliforme fecal, *E. coli*, ha sido muy empleado en la detección de contaminación fecal en fosas sépticas y zonas de eliminación de aguas negras. Propiedades como la resistencia a los antibióticos o su producción de H_2S son necesarias para distinguir estos trazadores de los microorganismos ya existentes en el agua. Hagedorn (1978) y Rahe (1978) utilizaron cepas de *E. coli* con resistencia a los antibióticos y *Streptococcus faecalis* para controlar el movimiento del agua a través de un suelo saturado. El movimiento de las bacterias en roca fracturada fue estudiado por Allen y Morrison (1973). Otros ensayos significativos con bacterias, fueron la detección de movimiento de agua en un estuario mediante trazador bacteriano (Rippon, 1963) y el uso de *Serratia marcescens* en el estudio de un río contaminado (Wimpenny, 1972).

METODOS DE CAMPO

La mayoría de los ensayos descritos en la literatura son entre dos sondeos y aprovechando el gradiente hidráulico natural. El trazador puede inyectarse conectando el recipiente contenedor a la profundidad deseada. En algunos casos se realizó inyección bajo presión. La distancia entre sondeos puede ser relativamente grande, habiéndose descrito casos satisfactorios a 920 metros (Sinton, 1980).

Las muestras recogidas deben ser mantenidas entre hielo para su transporte al laboratorio y mantenidas a 4°C hasta el momento de ser analizadas.

DETECCION Y ANALISIS

Como se citó anteriormente, debe disponerse de algún tipo de característica distintiva que pueda utilizarse para diferenciar las bacterias del trazador, de las propias de las aguas.

El tiempo medio de análisis en el laboratorio es de uno a dos días. Las células se separan de la muestra mediante filtración por membrana y posteriormente, se diluyen por dilución en serie, en caso necesario. Los filtros se incuban en recipientes de agar a una temperatura de 37°C durante un tiempo de 24 a 48 horas. Las colonias se cuentan utilizando pocos aumentos.

Autores como Ormerod (1964), Rahe (1978) y Sinton (1980) han descrito métodos para el cultivo de bacterias utilizables como trazadores.

CONSIDERACIONES PARTICULARES

En la elección de un trazador bacteriano ha de buscarse un grado de supervivencia razonable, sin que exista reproducción. Algunas bacterias son capaces de reproducirse en los acuíferos y podrían inducir a resultados erróneos. Otros factores a considerar son su facilidad de adsorción y su tamaño, pues existen bacterias suficientemente grandes para ser filtradas por algunos suelos. Por lo general, las bacterias viajan con tiempos de tránsito más rápidos que los colorantes (Pyle, 1981; Rahe, 1978), como muestra el ejemplo de la figura 13.1.

Los trazadores bacterianos en si son relativamente baratos, pero pueden ser difíciles de conseguir. El procedimiento más sencillo es hacer los cultivos personalmente. Los análisis requieren laboratorio, incubador y microscopio. Si los análisis se realizan en un laboratorio comercial es comparable al de los análisis químicos.

De especial importancia en el uso de estos trazadores es que la bacteria empleada no sea patógena para el hombre. También ha de preverse la posibilidad de que, durante el empleo de cepas con resistencia a los antibióticos, otros fenómenos patógenos puedan adquirir esta misma resistencia. Este último riesgo puede evitarse utilizando bacterias que no puedan transmitir esta información genética. En cualquier caso, el uso de este tipo de trazadores debería ser autorizado por las autoridades sanitarias.

Puede obtenerse más información a partir de los trabajos de Schaub (1977), Vecchioli (1972), Ormerod (1964) y Romero (1970).

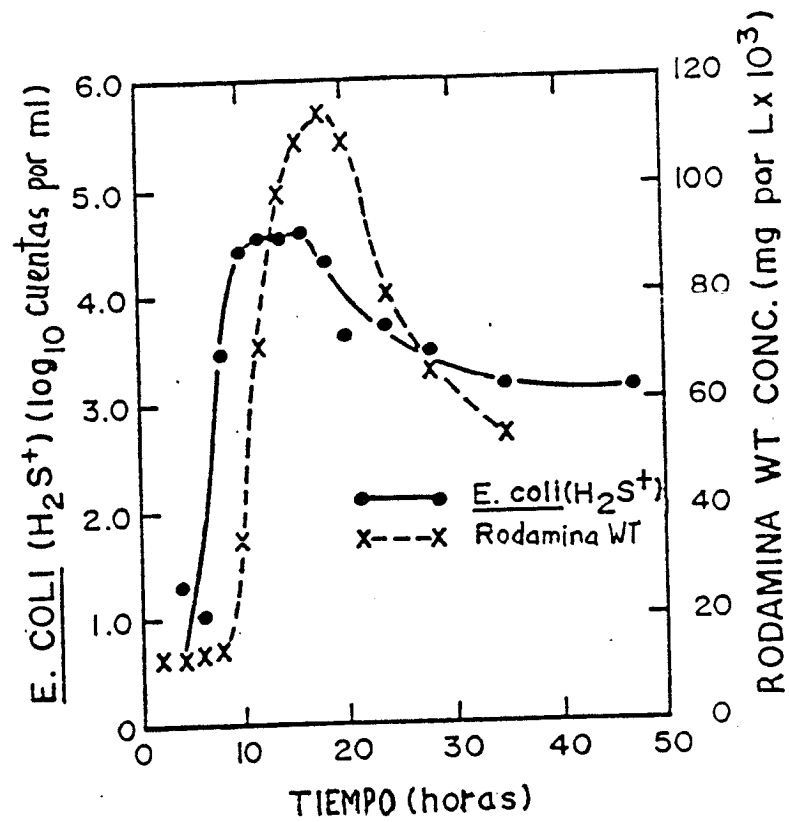


FIGURA 13.1.- Comparación de los tiempos de tránsito de Rodamina WT y E.Coli en un ensayo de trazadores entre dos sondeos. (Pyle y Thorpe, 1981).

13.2.- VIRUS**GENERALIDADES**

Recientemente se han utilizado como trazadores virus de animales, plantas y bacterias. Sus tamaños son mucho más reducidos que los de éstas, oscilando entre 0.2 y 1.0 micrones (ver tabla 13.1). En general, no pueden usarse virus entéricos humanos debido al riesgo de enfermedades. Algunas cepas de vacunas, como un tipo de virus de polio, han sido utilizadas; pero se consideran con riesgo. La mayoría de los virus entéricos de animales se estiman más seguros, por no conocerse casos de infecciones en personas (Keswick, 1982). Sin embargo, tanto los virus humanos como animales no están considerados adecuados para el trabajo de campo. Otros virus bacterianos (bacteriófagos) fueron utilizados por Wimpenny (1972). Sus propiedades son similares a las de los virus de animales, pero su riesgo desde el

TABLA 13.1.
COMPARACION DE TRAZADORES MICROBIANOS

TRAZADOR	TAMAÑO (μm)	TIEMPO NECESARIO PARA EL ENSAYO (días)	EQUIPO MINIMO NECESARIO
Bacterias	1-10	1-2	Incubadora ⁽¹⁾
Esporas	25-33	1/2	Microscopio y redes de plancton
Levadura	2-3	1-2	incubadora
Virus:			Incubadora.
Animales (entérico)	0.2-0.8	3-5	Tejido de cultivo.
Bacterianos	0.2-1.0	1/2-1	Laboratorio.

(1) Muchas pueden ser analizadas a temperatura ambiente

punto de vista sanitario, es más bajo. Los trazadores víricos tienen algunas propiedades ventajosas. Los cultivos pueden hacerse fácilmente en el laboratorio. Los virus son específicos de su bacteria aceptora, por lo que pueden mezclarse, inyectarse y distinguirse posteriormente entre varias bacteriasceptoras. Tienen también buena supervivencia en estudios de agua subterránea.

La más útil de las aplicaciones de los virus es la modelización del movimiento de patógenos microbianos (tales como la hepatitis), en el agua subterránea.

Scandura y Sobsey (1981) estudiaron el movimiento de virus procedentes de drenajes de fosas sépticas, mediante el uso de un enterovirus bovino como trazador. En terrenos kársticos, Fletcher y Meyers (1974) emplearon bacteriófagos sobre distancias de 1600 metros. En medios granulares, el acuífero ha de ser muy permeable para conseguir distancias largas.

Un uso posible de los trazadores de virus es la evaluación de lugares con potencial para tratamiento en el terreno.

METODOS DE CAMPO

Una de las principales ventajas de los trazadores de virus o bacterias es que se pueden marcar grandes volúmenes de agua con la inyección de pequeñas cantidades. Una concentración típica de trazador podría ser 5×10^{10} phage por ml. En la determinación de las cantidades a inyectar, Aley y Fletcher (1976) apuntaron que un 97% del trazador podría perderse y que la detección mínima se sitúa en las 10 unidades formantes de placa por mililitro de agua. Los métodos de preparación del trazador fueron descritos por Schaub (1975) y Sargeant (1969). Por lo

general, las cantidades necesarias pueden prepararse en un laboratorio microbiológico bien equipado, en unas 10 a 24 horas.

DETECCION Y ANALISIS

Diversos métodos de análisis de virus fueron descritos por Schaub y Sorber (1977), Schaub (1975) y, Aley y Fletcher (1976). Normalmente se pone una porción de muestra sobre un plato de bacterias con aspecto gelatinoso. El plato se incuba durante tiempos variables según el tipo de bacteria y virus usado. El virus se nutre de bacterias dejando sobre el plato una zona limpia (placa) de bacterias muertas. Las placas se cuentan normalmente, suponiendo que un phage está asociado con una placa. Lo mejor es tener entre 30 y 300 placas por plato.

El proceso es complicado y laborioso, especialmente para personas sin conocimientos microbiológicos. El empleo de técnicas de análisis inmunoquímicas podría reducir el tiempo de detección del virus a 1 ó 3 horas. Sin embargo, esta técnica no es todavía utilizable con trazadores.

CONSIDERACIONES PARTICULARES

Durante el diseño e interpretación de ensayos con trazadores de virus han de considerarse cuestiones tales como los niveles de fondo, vida media y adsorción. La vida media debe conocerse antes de la elección de trazador. Martin y Thomas (1974) comprobaron que poblaciones bacteriófagas utilizadas por ellos, se habían reducido a un 10% de un valor original en 28 días. La vida media desciende con las temperaturas altas y la exposición a los rayos ultravioletas. Los niveles de fondo de virus en los acuíferos deben también determinarse antes de los ensayos. No considerarlos podría conducir a resultados

incorrectos. Aley y Fletcher (1976) desarrollaron un método para detectar la presencia en el agua de bacteriófagos que interfieran, pudiendo infectar la bacteria aceptora del phage del trazador.

Prescindiendo del factor tiempo, el coste de las técnicas de trazadores de virus es relativamente bajo si se dispone de un laboratorio microbiológico. El coste principal sería de personal.

13.3.- ESPORAS

GENERALIDADES

Las técnicas de trazado con esporas de licopodios comenzaron a usarse a principios de los 50 y han alcanzado un buen desarrollo. El trazado con esporas comenzó con Mayr (1953) y, Maurin y Zotl (1959), cuyas técnicas fueron modificadas posteriormente por Drew (1968). Por tratarse de trazadores de partículas grandes, el uso de esporas se limita a formaciones con poros grandes interconectados. Casi todos los ensayos realizados han sido en regiones kársticas.

Los licopodios son un grupo de vegetales con esporas de forma aproximadamente esférica y un diámetro medio de 33 micrones. Se componen principalmente de celulosa y son ligeramente más densas que el agua, por lo que es necesaria cierta turbulencia para mantenerlas en suspensión. Sus ventajas frente a otros trazadores son: (1) tamaño relativamente pequeño; (2) no son afectadas por la composición del agua, ni adsorbidas por la arcilla o silt; (3) circulan aproximadamente a la misma velocidad del agua; (4) pueden utilizarse concentraciones altas (del orden de $8 \cdot 10^6$ esporas por centímetro cúbico); (5) no

suponen riesgo sanitario; (6) son fácilmente detectables con microscopio, y (7) pueden usarse al menos cinco colorantes, permitiendo realizar múltiples ensayos simultáneamente en sistemas kársticos.

Por contra, tienen desventajas como el largo tiempo necesario para su preparación y análisis, o el problema de filtrado en arenas y gravas si el flujo no es suficientemente turbulento.

El procedimiento básico consiste en añadir varios kilogramos de esporas coloreadas en cuevas o corrientes que se sumen, en sistemas kársticos. El movimiento se observa muestreando aguas abajo o en un manantial, mediante redes de plancton instaladas en el lecho de los cauces. El sedimento recogido en la red está concentrado y se trata con materia orgánica para su separación. El exámen de las esporas se hace con microscopio.

El método de esporas es más adecuado para terrenos karstificados que otros ambientes. En sondeos no es aplicable a menos que se mantengan bombeos y filtrado en superficie, continuos. Se ha comprobado que velocidades del orden de kilómetros por hora son suficientes para mantener las esporas en suspensión. Según Smart y Smith (1976), las esporas de licopodio son preferibles a los colorantes en estudios a gran escala de recursos de agua en medio kárstico.

Las esporas son también aplicables a aguas contaminadas, pero no son adecuadas en flujos de baja velocidad o con elevadas concentraciones de sedimentos.

METODOS DE CAMPO

La preparación, muestreo y análisis de esporas requieren equipos específicos. Drew y Smith (1969), Gardner y Gray (1976) y Aley y Fletcher (1976) han descrito con detalle los métodos de preparación, en los que se ha de tener especiales precauciones para evitar la inhalación de esporas y los riesgos de explosión de polvo cuando se manipulan esporas secas. Básicamente la preparación consiste en el calentamiento de las esporas húmedas, adición de colorante y hervido durante una hora; adición de fijadores de color, secado en horno y refrigeración hasta el momento de uso. Los colorantes más comúnmente empleados son el naranja azafrán, violeta cristal, verde malaquita, negro Sudán y azul cristal, por ser más fácilmente distinguibles al microscopio.

El equipo utilizado en el muestreo consiste en una red cónica de plancton y un bastidor (marco de madera o metal) que la soporta. Existen también redes de nylon y de seda. El nylon es más caro, pero también más resistente al desgarramiento. Suele usarse malla de 25 micrones y, por regla general, el tamaño de la red no debe ser inferior al 10% del área de la sección total de flujo, en el punto de muestreo (Gardner y Gray, 1976).

Diversos autores han hecho recomendaciones sobre las cantidades de esporas a inyectar. En general, las cantidades son grandes y pueden esperarse pérdidas del 99% durante el tránsito. Drew, Smith (1969) y Atkinson (1968) recomiendan el uso de 600 gr de espora (peso en seco) por cada 0.3 m³/s de descarga y por kilómetro de viaje en línea recta, asumiendo que un 10% del caudal pasa por la red de muestreo. Maurin y Zotl (1959) usaron de 2 a 3 kilogramos de espora en descargas de 500-2000 m³/h. Utilizando redes de seda, Atkinson, Drew y High usaron 1 Kg de esporas por cada 2.300 m³/h de descarga y por milla de distancia en tránsito. Con redes de nylon, las cantidades utilizadas fueron

de 0.75 Kg por cada 190 m³/h y por milla de recorrido, recogién dose en ambos casos cantidades entre el 8 y 10% del total de esporas inyectado.

Las redes de muestreo deben instalarse antes de la primera inyección de trazador, de forma segura (figura 13.2), en las zonas de mayor descarga, y en número suficiente.

La recogida de muestras consiste en el vaciado del sedimento depositado en la red, dentro de una botella. Las redes se lavan en el mismo cauce y se vuelven a utilizar. La frecuencia de muestreo depende de la cantidad de sedimento transportada por el agua. Si se desea conocer puntos de surgencia solamente, un muestreo cada dos días puede ser suficiente. Si se desea conocer también el tiempo de tránsito, los muestreos deben realizarse, al menos, a intervalos de tiempo de menos de la quinta parte del tiempo de tránsito estimado a priori.

DETECCION Y ANALISIS

Los análisis de laboratorio requieren cantidades importantes de tiempo para este tipo de trazadores. El equipo básico consta de un microscopio de buena calidad y una centrífuga. El análisis fue descrito en detalla por Aley y Fletcher (1976). Consiste en un filtrado para separar las esporas de los sólidos mayores, un proceso de concentración mediante centrífuga y el análisis con microscopio. La precaución principal a tener en cuenta durante los análisis, es evitar la contaminación de la muestra. No deben realizarse los análisis en las mismas estancias en que se hace el secado de las esporas.

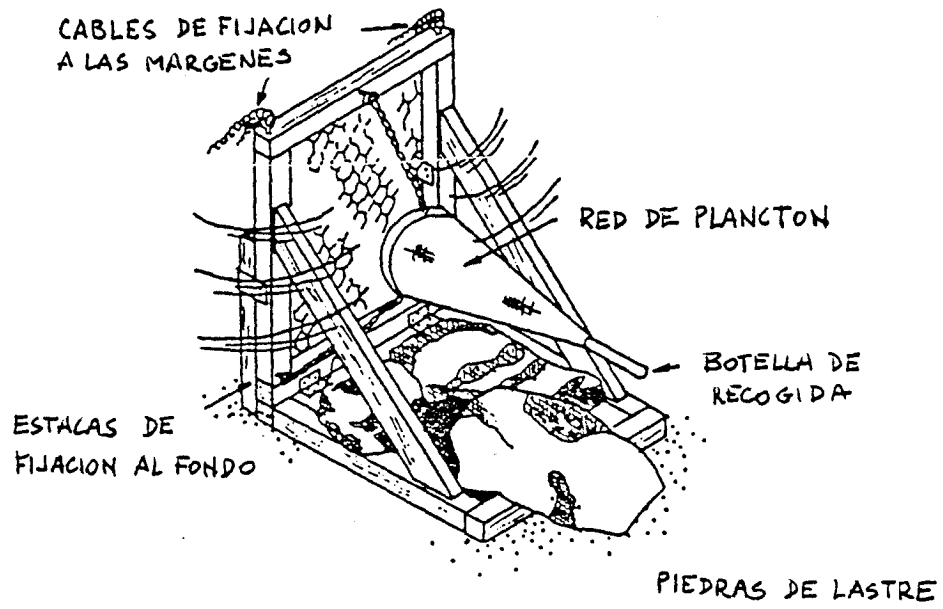


FIGURA 13.2.- Esquema de una red de plancton anclada en una corriente.

CONSIDERACIONES ESPECIFICAS

La contaminación es el mayor problema que pueden tener los estudios con esporas de licopodio. Es necesario comprobar previamente si existe fondo natural, y verificar si hay esporas remanentes de ensayos anteriores. Las curvas de concentración en función del tiempo son un buen indicador: si no tienen un aspecto razonable, es muy probable que haya ocurrido contaminación.

El comportamiento de las esporas de licopodio es generalmente más rápido que el de otros trazadores. Buchtela (1968) comparó las esporas con la uranina y el cloruro de sodio como trazadores, encontrando que las esporas viajaron más rápido que el resto. Esto puede atribuirse al hecho de que las esporas sólo permanecen en suspensión en flujos rápidos y turbulentos, en los que probablemente viajan a velocidad superior a la velocidad promedio del agua. Atkinson (1973) comparó las esporas de licopodio con piramina, observando en sus ensayos picos de tiempo de llegada similares. Sin embargo, la primera llegada de la espора fue mucho más temprana que la de la piramina (ver figura 13.3).

El coste de los trazadores de esporas de licopodio suele ser mayor que el de los colorantes. Según Smart y Smith (1976), los costes de equipo básico son similares para ambos, pero el coste de mano de obra es mayor para las esporas. En la tabla 13.2. se comparan estos dos tipos de trazadores.

No se conoce ningún efecto sobre la salud del uso de trazadores de esporas de licopodio, que son considerados uno de los más inocuos.

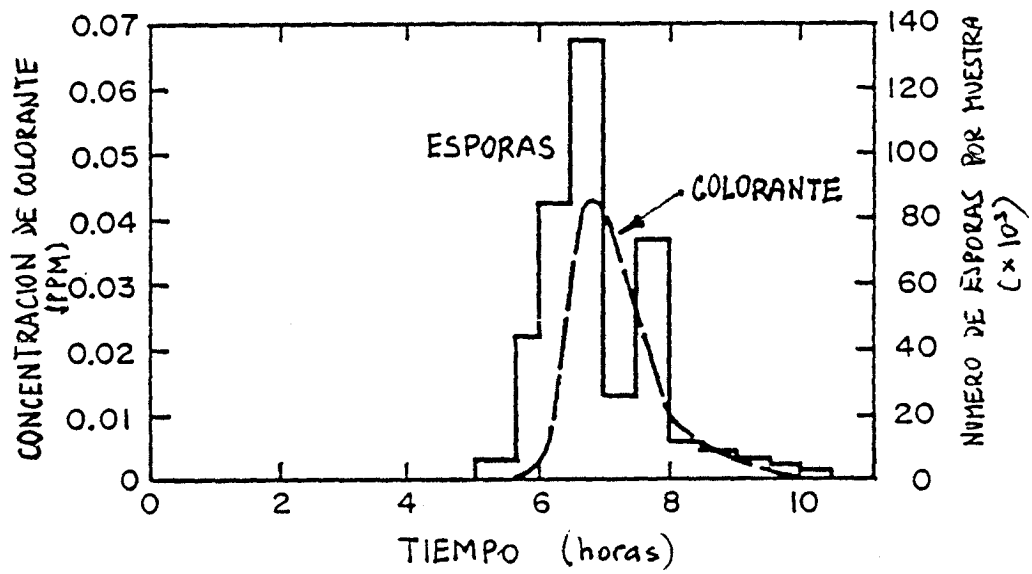


FIGURA 13.3.- Comparación entre los pulsos de trazador de esporas de licopodio y colorante en un sistema kárstico (Atkinson y Smart, 1978).

TABLA 13.2.

COMPARACION DE LAS ESPORAS DE LICOPODIO CON LOS
COLORANTES FLUORESCENTES

ESPORAS DE LICOPODIO	COLORANTES FLUORESCENTES
Requiere muestreo periódico solamente	Requiere muestreo frecuente
Requiere el uso de redes especiales de plancton	Equipo de muestreo costoso (fluorómetro)
Alto coste de equipo accesorio (redes, botellas, etc.)	Bajo coste de equipo accesorio
Proceso previo de coloración lento y caro	No necesita tratamiento previo
Tratamiento post-muestreo lento	No precisa tratamiento de las muestras
Análisis laborioso y de personal cualificado	Análisis fácil e inmediato
No es posible análisis en el campo	Análisis de campo posible
Coste moderado de trazador	Coste moderado del trazador
No es afectado por la composición del agua ni por contaminantes	Puede ser afectado por la composición del agua y presencia de contaminantes
Afectado por las concentraciones de sedimento altas	Afectado sólo por concentraciones de sedimento extremadamente altas

13.4.- LEVADURAS

GENERALIDADES

El empleo de levadura de cocina (*Saccharomyces cerevisiae*) como trazador de aguas subterráneas fue ensayado por Wood y Ehrlich (1978). La levadura es un hongo unicelular con forma ovoidal. El diámetro de sus células varía entre 2 y 3 μm , que es aproximadamente igual al de las células de las bacterias patógenas. Tiene sus mayores posibilidades de aplicación en la obtención de información sobre el movimiento de bacterias.

METODOS DE CAMPO

En los experimentos realizados por Wood y Ehrlich, las pruebas del trazador se hicieron entre sondeos con 1.5 metros de espaciamento. Sin embargo, el trazador fue detectado en un sondeo de observación situado a 7.6 m de distancia. La concentración utilizada fue de 16 Kg de levadura por cada 45 l de agua. Las muestras se tomaron en botellas estériles a intervalos regulares de tiempo y fueron analizadas en el campo.

DETECCION Y ANALISIS

Las muestras han de filtrarse mediante filtros de membrana. Posteriormente, éstos deben colocarse sobre compresas saturadas con levadura verde-M y un cultivo de moho, e incubarse durante un tiempo de 36 horas a 30°C. Tras la incubación, las colonias pueden contarse con pocos aumentos. Este análisis es relativamente barato, sencillo y apenas requiere otros equipos especiales más que la fuente de calor para la incubación. Permite tratar un amplio espectro de concentraciones, puesto que las muestras pueden diluirse en caso de que las colonias sean muy

numerosas y estén muy agrupadas. Normalmente los niveles de fondo son despreciables.

CONSIDERACIONES ESPECIFICAS

Wood y Ehrlich (1976) comprobaron que la levadura penetraba más de 7 metros en menos de 48 horas, tras su inyección en un acuífero de arena y grava. También compararon las movilidades relativas de la levadura y del ión cloruro. Con frecuencia, las células de levadura sufren filtrado mecánico al pasar a través de los poros intergranulares. Las células microbianas como las de la levadura o las bacterias tienden a quedar atrapadas en las intercaras agua-roca (como en un sondeo de inyección). A medida que se acumulan las células, el filtrado se va haciendo cada vez más eficaz (Vecchioli, 1972). Este efecto provoca el ascenso de las curvas de concentración hasta un máximo (tiempo de irrupción del trazador), tras el cual se produce un descenso súbito a medida que crece el filtro de células (figura 13.4.). En el ensayo de Wood y Ehrlich se observa que la levadura llegó antes que el trazador iónico de bromuro.

En este caso, el desfase temporal entre los máximos de concentración de bromuro y levadura se debe a que el flujo se produce a través de canales de disolución y poros intergranulares simultáneamente. Las células de levadura viajan a través de los canales y son filtradas en las zonas de permeabilidad intergranular. La existencia de estos dos tipos de flujo puede explicar el perfil abrupto del gráfico de la levadura y el perfil más suave del bromuro.

Este trazador es barato, así como su análisis. Además, no existe ningún riesgo sanitario ni medioambiental en su empleo.

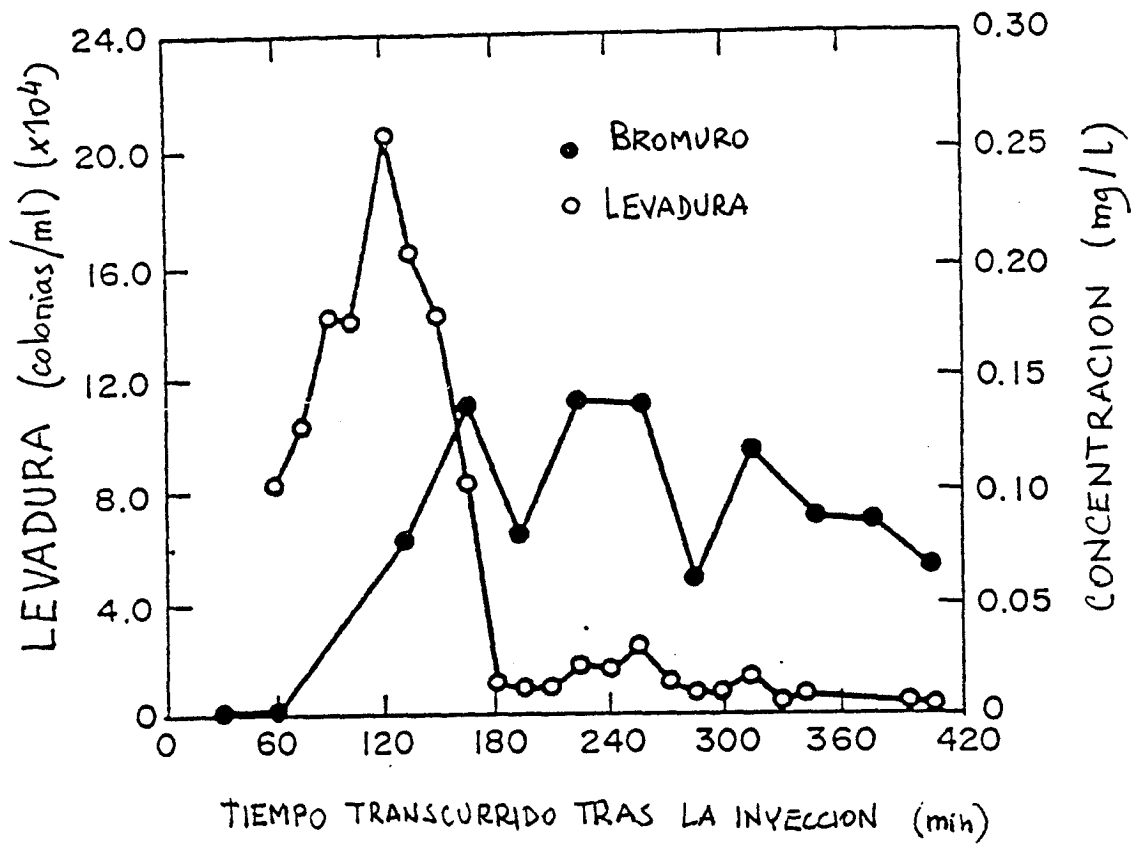


FIGURA 13.4.- Resultados de un ensayo de trazadores entre dos sondeos utilizando levadura e ión bromuro.

14.- APROVECHAMIENTO DE PERTURBACIONES

EN EL ACUIFERO COMO TRAZADOR

14.1.- TEMPERATURA

GENERALIDADES

El agua tiene un alto calor específico en comparación con la mayoría de los materiales que forman las rocas, por lo que cambia lentamente de temperatura al migrar a través del subsuelo. Por ejemplo, anomalías térmicas asociadas con la eliminación de aguas residuales calientes en la Reserva de Hanford (Washington), fueron detectadas a más de 8 Km de la fuente.

La temperatura del agua es un trazador potencialmente útil, aunque no se ha utilizado mucho. Es aplicable a medios granulares, fracturados o karst. Keys y Brown (1978) hicieron el seguimiento de pulsos térmicos provocados por la recarga artificial de la formación Ogallala (Texas) con agua lacustre. En este trabajo describen el empleo de logs de temperatura para determinar diferencias en conductividad hidráulica en un acuífero. Los logs de temperatura también se usan tradicionalmente para localizar movimientos verticales de fluido dentro de un sondeo.

El calor se transmite por los mecanismos de convección (transporte de calor por flujo de fluido) y conducción (intercambio debido a gradientes térmicos). Suponiendo que domina la convección, Keys y Brown (1978) mostraron el uso de un sencillo modelo de temperatura para estimar una relación de 1:3 para la velocidad de pulso de temperatura frente a velocidad del agua, en medios granulares. La relación, en cada caso, dependerá

de la porosidad, densidades de matriz y agua y de los calores específicos del agua y los materiales del acuífero. En su estudio, Keys y Brown concluyeron que la relación entre el grado de transmisión de la onda térmica y la velocidad del agua en el acuífero es desconocida, aunque muy probablemente, la velocidad del agua es superior a la del pulso de temperatura.

Otros ensayos en columna de laboratorio fueron realizados para comparar los tiempos de viaje del ión cloruro, levadura y temperatura (Keys y Brown, 1978). La concentración de cloruro empezó a aumentar a los 0.8 volúmenes de poro y alcanzó la concentración inicial a los 1.2 volúmenes de poro. Para la levadura, la primera detección ocurrió a los 0.95 volúmenes de poro y la concentración inicial se alcanzó a 1.25. La temperatura empezó a aumentar a los 0.7 y alcanzó la temperatura inicial a los 3.25 volúmenes de poro. El calor viajó más rápido que los otros trazadores en cuanto a primera detección, pero el centro de masas de su pulso térmico llegó más tarde que el del cloruro y la levadura. Este ensayo ilustra el hecho de que los cambios de temperatura provocan variaciones de densidad y viscosidad del agua, causando alteraciones en la velocidad y dirección del flujo. Por ejemplo, un agua a 40°C inyectada en un acuífero, viajará más de dos veces más rápido que un agua a 5°C, bajo el mismo gradiente hidráulico (efecto de la viscosidad). Debido a ligeras variaciones de densidad, el agua caliente en un medio frío sufrirá un efecto ascensional, generándose un flujo que "flota" sobre el agua fría. Para minimizar problemas de convección inducidos térmicamente durante el uso de agua caliente o fría como trazador, se debe tender al empleo de diferencias pequeñas de temperaturas y medidas muy precisas.

La temperatura fue utilizada como trazador en ensayos de campo a pequeña escala, entre sondeos superficiales puntuales instalados a 60 cm. en un acuífero aluvial. El tiempo de tránsito del máximo de temperatura fue de 107 minutos, mientras que el

tiempo indicado por las medidas de resistividad fue de 120 minutos (ver figura 14.1). El agua fue inyectada a 38°C, la temperatura del agua subterránea era de 20°C y el máximo de temperatura obtenido en el sondeo de observación fue de 27°C.

En estos ensayos la temperatura sirvió de indicador de llegada a otros trazadores para ajustar correctamente los ciclos de toma de muestras. Sirvió también para determinar la colocación adecuada de los sondeos de muestreo.

El uso de agua fría como trazador fue intentado por Simpson (1984), introduciendo bloques de hielo conteniendo ^{131}I en un sondeo perforado en un acuífero aluvial. No se observaron cambios de temperatura ni de radiación en los puntos de observación, mientras que si se obtuvieron en ensayos con otros trazadores. Se cree que el trazador no llegó a los puntos de observación debido al efecto de densidad creado por el agua fría.

Otra aplicación del seguimiento de la temperatura del agua es la detección de recargas procedentes de ríos. La mayoría de los ríos sufren variaciones de temperatura estacionales, que en caso de recarga, producen variaciones de temperatura detectables en el agua subterránea próxima al río. (Rorabaugh, 1956).

METODOS DE CAMPO

Uno de los aspectos más ventajosos del uso de la temperatura como trazador es que no requiere instrumentación y equipos caros y complejos. La temperatura se mide normalmente mediante una sonda de termistor, que realiza medidas de resistividad que se convierten a temperatura mediante calibración. Los registros pueden obtenerse en forma analógica o digital.

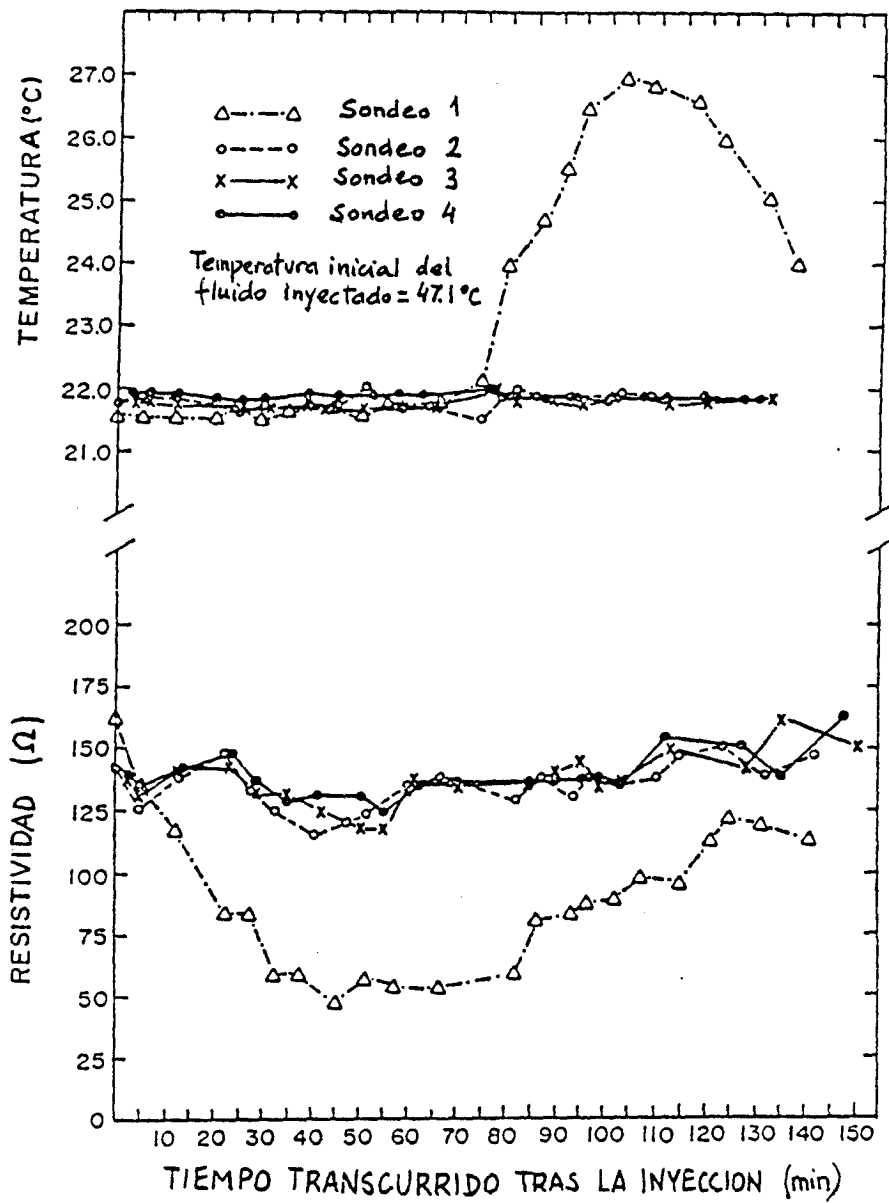


FIGURA 14.1.- Resultados de un ensayo mediante inyección de agua caliente en un acuífero aluvial superficial.

Los ensayos pueden realizarse aprovechando el gradiente hidráulico natural solamente, o añadiendo presión adicional durante la inyección del trazador. En ensayos cortos con gradiente natural no se han alcanzado distancia mayores de 46 metros. Sin embargo, se conocen plumas de agua caliente de varios kilómetros de longitud creadas por entradas de aguas calientes durante períodos de muchos años.

El método normal de detección es la testificación sucesiva hacia arriba y hacia abajo dentro de un sondeo. Alternativamente, si se mantiene la sonda estática a una determinada profundidad, se obtiene una velocidad de tránsito promedio representativa de un reducido intervalo entorno al punto de medida.

DETECCION Y ANALISIS

El que no haya necesidad de laboratorio para análisis y la facilidad para obtener medidas directas, son las mayores ventajas de la temperatura como trazador.

Con equipos modernos las medidas de temperatura pueden ser muy precisas. Keys y Brown (1978) utilizaron una sonda con una precisión, repetibilidad y sensibilidad de aproximadamente 0.02°C. Este rendimiento puede mejorarse en un orden de magnitud con equipos más caros.

CONSIDERACIONES ESPECIFICAS

Como se indicó anteriormente, las medidas de velocidad obtenidas a partir de ensayos de temperatura no coinciden con la velocidad del agua. El desfase entre ambas velocidades podría ajustarse mediante otro trazador adecuado como el cloruro.

Actualmente, la temperatura es más útil para el estudio de las velocidades relativas en diferentes zonas de un acuífero.

Los costes de estos ensayos son mínimos comparados con otros tipos de trazadores. Los únicos elementos de gasto importante son una sonda y un aparato de registro relativamente baratos. Los costes de trabajo se reducen mucho al no necesitarse análisis de laboratorio.

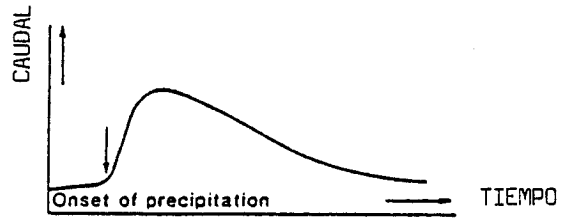
Los efectos medioambientales no deben presentar problemas siempre que se utilice agua de alta calidad para la inyección. Puede ampliarse información sobre la temperatura como trazador en los trabajos de Stallman (1963), Socey (1971) y Combarous y Bories (1975).

14.2.- IMPULSOS NATURALES

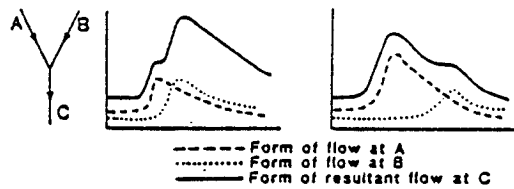
Se entiende como impulso, cualquier variación significativa de la calidad del agua o de los parámetros que definen un estado hidrodinámico. Fenómenos tales como tormentas, mareas, fusión de nieve o glaciares son los factores desencadenantes de los impulsos naturales. Las primeras aplicaciones de estas variaciones al estudio de sistemas de agua subterránea datan de mediados del siglo XIX. Tate (1879) utilizó los impulsos para estudiar un medio kárstico, aunque su potencial para discriminar detalles geométricos del sistema no fue desarrollado hasta 1966 por Ashton, quién interpretó la combinación de impulsos de entrada y su composición en una señal compleja de salida, para determinar las características geométricas de la red de flujo (Figura 14.2.)

En la práctica aún no ha sido posible la interpretación fiable de los hidrogramas de fuentes con el detalle sugerido por

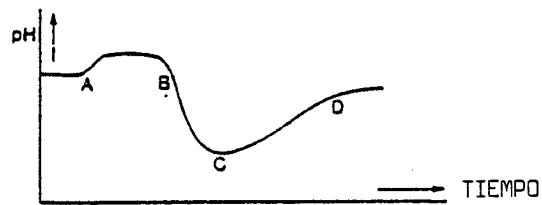
TECNICAS DE TRAZADO DE AGUA



(a) Forma general de una onda de inundación



(b) Suma de pulsos



(c) Forma básica de una curva de pH

FIGURA 14.2.- Generación y composición de pulsos (Ashton, 1966).

Ashton, pero los análisis de sucesiones de impulsos realizados, han mostrado la eficiencia de este método en sistemas cuya complejidad impide su estudio mediante trazadores colorantes convencionales (Willians, 1977). Más información sobre las técnicas de análisis de sucesión de impulsos, puede encontrarse en los trabajos de Wilcock (1968), Brown (1972, 1973), Christopher (1980) y, Smart y Hodge (1980).

La relación entre un impulso de entrada y su correspondiente pulso de salida, se estudia a través de la denominada función de transferencia del sistema. Contrariamente a lo observado con otros tipos de trazadores naturales o artificiales, que su velocidad es aproximadamente igual a la del flujo de agua, los impulsos, casi siempre, se transmiten a mayor velocidad que el agua. Una onda de inundación (impulso de descarga) viaja como una onda cinemática descendente a través de la zona no saturada, y como una onda de presión, a través de la zona saturada. Una onda cinemática grande viaja más rápido que una pequeña, y ambas lo hacen más deprisa que el agua, especialmente a través de medios saturados. La transmisión de una onda de presión en un conducto lleno de agua (medio saturado) es casi instantánea, puesto que viaja a la velocidad del sonido.

El trabajo de Brown (1972, 1973) en la cuenca de Maligne (Canadá) ilustra el desarrollo de estas técnicas, empleando el análisis de series temporales a partir de datos de descarga de largos periodos de tiempo. El valle de Maligne comprende el lago Medicine, y un lago de drenaje interno intermitente, cuyo nivel fluctúa mucho durante el verano, reduciendo mucho su tamaño en ocasiones, y desbordándose durante varias semanas, aproximadamente cada dos años. El lago se encuentra a 1500 m sobre el nivel del mar y drena a través de una línea de fuentes situadas a 16 Km y 410 m más abajo. Brown, mediante análisis de la covarianza cruzada de los datos de entradas y de las descargas de las fuentes, identificó un pico

negativo de -20 horas. Relacionó este hecho con la salida cíclica del agua procedente de la fusión diaria de nieves, ocurrida en el tercio inferior de la cuenca (zona más próxima a las fuentes de drenaje que a las entradas de la parte alta del valle). Un sutil pico secundario aparecido entre +70 y +124 horas, fue interpretado como la entrada procedente del lago, resultando posteriormente confirmado mediante ensayos con un colorante, que fue detectado entre 80 y 130 horas después de la inyección (máximo a las 90 horas). La buena correlación entre ambos resultados, permitió confirmar que en el flujo subterráneo prevalecían las condiciones de canal abierto, durante el ensayo. Un trabajo posterior de Kruse (1980) mostró la respuesta del sistema al variar las condiciones de descarga.

14.3.- IMPULSOS GENERADOS ARTIFICIALMENTE

Ashton (1966) trató la utilización de las ondas de inundación artificial generadas por colapsos de pequeños embalsamientos en los pozos del cauce. Los vertidos periódicos de agua durante el curso de la generación de energía hidroeléctrica, produce impulsos perceptibles a distancias considerables. En el valle de Takaka (Nueva Zelanda), Williams (1977) mostró, mediante análisis de la correlación cruzada, que las ondas cinemáticas producidas por vertidos de un embalse hidroeléctrico, tardan 5 horas en recorrer unos 15 Km aguas abajo, a través de un canal natural hasta su entrada en un acuífero calizo. Posteriormente, tarda de 9 a 11 horas en recorrer a través del acuífero un espacio de 20.2 Km, hasta llegar a una fuente artesiana que aporta un caudal medio de 15 m³/s. El karst conecta con el río a través de una sección de gravas de 10 Km, a la que sigue una zona confinada, en la que se supone que cesa la transmisión de impulso. Ensayos con tritio indican tiempos de llegada del flujo comprendidos entre 2 y 4 años, mientras que el tiempo de

transmisión del impulso es inferior a medio día. El gradiente hidráulico máximo en el valle de Takaka es de 2.7 m/Km, lo que muestra la capacidad del análisis de pulsos para determinar, punto por punto, conexiones entre largas distancias, con gradientes hidráulicos bajos y en amplias zonas inundadas (para el acuífero calizo de Takaka se ha estimado un volumen probable de agua comprendido entre 1.5 y 3.8 Km³).

Las velocidades de transmisión del impulso (ondas cinemáticas) variaban, entre los 3 Km/h en el canal de la parte superior del río Takaka, y los 2 Km/h en el acuífero calizo del valle; valores muy superiores a los obtenidos en el acuífero Maligne en condiciones no saturadas (0.2-1.45 Km/h).

15.- OTROS TRAZADORES

15.1.- PARTICULAS SOLIDAS

GENERALIDADES

Las partículas sólidas en suspensión pueden ser útiles trazadores en zonas de flujo en grandes conductos, tales como algunos acuíferos formados por basaltos, calizas o dolomías. En las regiones kársticas de Missouri se utilizaron hierbas, balas de heno y paja de trigo como trazadores (Aley, 1976).

PAPEL Y PLASTICOS

Algunos ejemplos de estos tipos de trazadores son pequeños pedazos de papel, o trozos multicolores de polipropileno. Por su gran tamaño, estos trazadores son utilizables sólo cuando el flujo transcurre a través de pasajes amplios. La densidad y tamaño de las partículas deben ser adecuadas para evitar la decantación en las zonas menos energéticas del flujo. Generalmente viajan flotando en superficie, por lo que su velocidad es superior a la velocidad media del agua. Son adecuados para estimar de forma aproximada la velocidad y la trayectoria del flujo.

Dunn (1963) realizó ensayos con partículas de polipropileno de aproximadamente 3/32 de pulgada de diámetro y una pulgada de longitud.

Estas técnicas requieren muy poco equipo. El trazador se introduce en simas, cavernas u otros lugares adecuados, y se recupera filtrando el agua a la salida de manantiales o en huecos kársticos. Las partículas se cuentan manualmente. Estos métodos

son muy baratos y no causan efectos medioambientales significativos.

15.2.- EXPLOSIVOS

Existe un nuevo trazador consistente en una pequeña bomba retardada que flota en un sistema cavernoso. Cuando explota la bomba, se determina su posición por métodos sísmicos en superficie (Arandjelovic, 1969 y 1977).

Schnitzer (1972) describió métodos de trazado realizando explosiones en dolinas. Los impulsos sónicos causados por las explosiones se recogen con micrófonos situados en manantiales cercanos y se registran con oscilógrafos.

15.3.- RUIDOS

Otro método de seguimiento de corrientes fué descrito por Lange (1972). El método utiliza los impulsos sonoros naturales generados por el movimiento del agua. La señal se detecta mediante sismómetros de superficie y es posteriormente amplificada y registrada. Esta técnica combina el seguimiento acústico con un procedimiento sismológico de localización de focos de terremotos. Pueden surgir algunos problemas por la existencia de interferencias creadas por factores ambiente como el viento, tráfico y cauces superficiales. Estos métodos son caros y han sido escasamente utilizados hasta la actualidad.

16.- EL PROBLEMA DE LA DISPERSIDAD.

EL COEFICIENTE DE DISPERSIVIDAD Y

LOS ENSAYOS CON TRAZADORES.

La determinación de la dirección y velocidad del flujo es importante para el conocimiento del flujo de agua en el acuífero. Ambos parámetros gobiernan el desplazamiento del agua y de los contaminantes que puede llevar. Tiempo de tránsito, conductividad hidráulica, porosidad, dispersión son parámetros significativos de un acuífero que se pueden determinar con la ayuda de trazadores. De ellos, la conductividad hidráulica es el parámetro más importante para evaluar la migración de un contaminante.

La determinación de la conductividad hidráulica basada en algunas variantes de los bombeos de ensayo, da lugar a una conductividad hidráulica promediada verticalmente. Este parámetro, que es excelente para conocer cuánta agua puede proporcionar un acuífero, no es suficiente para determinar a dónde van los contaminantes. Los conceptos de T, K y S en modelos de tratamiento de datos basados en la permeabilidad promediada verticalmente, trabajan bien para determinar una transmisividad y un coeficiente de almacenamiento medios del acuífero. Por ejemplo, en los abastecimientos donde no preocupa, dentro de un acuífero, de donde viene o a dónde va el agua.

La situación es completamente diferente cuando se trata con problemas de calidad: aquí, de dónde viene o a dónde va el contaminante es la esencia del problema, y si no sabemos de dónde viene y a dónde va el agua, difícilmente sabremos a dónde va el contaminante. Como prácticamente todos los acuíferos son muy heterogéneos, la conductividad hidráulica varía en vertical, lo que condiciona tanto la dirección, como la forma de las plumas

contaminantes. Estas suelen tomar formas complicadas, con unas partes moviéndose más deprisa que otras y dando lugar a una distribución muy irregular de la concentración. Por tanto, es necesario de alguna manera comprender el movimiento del agua.

Cuando hace 25 años se empezaron a tratar los problemas de la contaminación, la manera en que los hidrogeólogos abordaron el problema, fue adaptar las herramientas empleadas en determinar la cantidad, a la calidad. Lo más directo fue despreciar la variación vertical de la permeabilidad y asumir que los contaminantes se esparcían en un proceso similar a la difusión, que llamaron dispersión hidrodinámica.

Esto dió lugar a la definición de dispersividad de una manera similar a la definición dada en aguas superficiales; nueva propiedad de los acuíferos que se suponía tensional, pero que en la práctica bastaba con determinar la principal componente horizontal que parecía dominar en los procesos en el terreno. La componente transversal principal se estimó como una fracción de la componente longitudinal.

Se suponía que ambas componentes debían aplicarse sobre todo el espesor del acuífero. Por tanto un ensayo de bombeo con o sin trazadores, sería adecuado, de acuerdo con esta teoría, para determinar la dispersividad y otras propiedades del acuífero. De esto resultan modelos bidimensionales de flujo transporte que se llamaron de dispersión zonal y transporte zonal.

Independientemente de cómo la dispersividad se mida, estime, o adivine, no está muy claro su significado físico y además su valor depende de la escala; es decir, que el valor obtenido para la dispersividad longitudinal se incrementa cuando las medidas del experimento se aumentan (figuras 16.1 y 16.2).

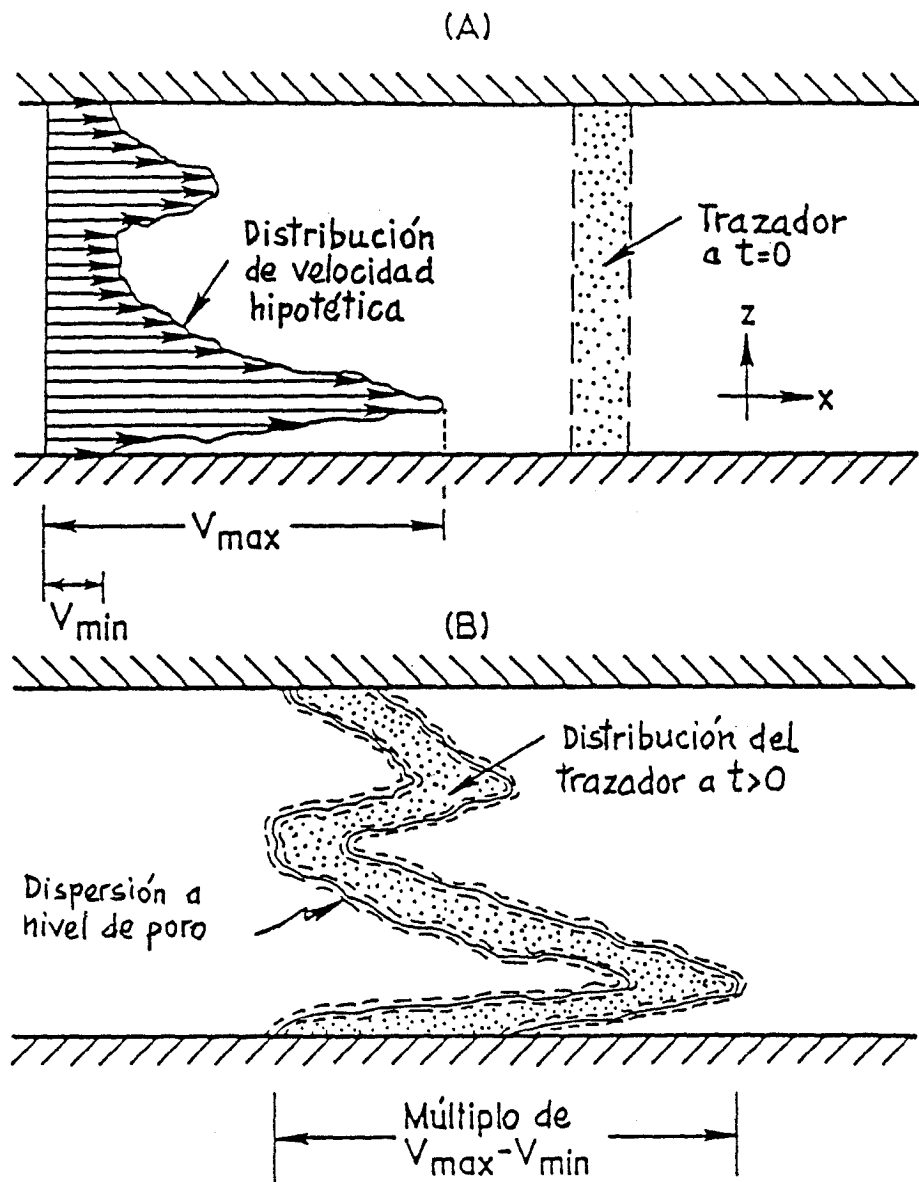


FIGURA 16.1.- Esquema mostrando una ilustración más real, de cómo se mueve el agua verdaderamente en un acuífero. Ejemplo de un flujo tipo cizalla. (Freeze y Cherry, 1979).

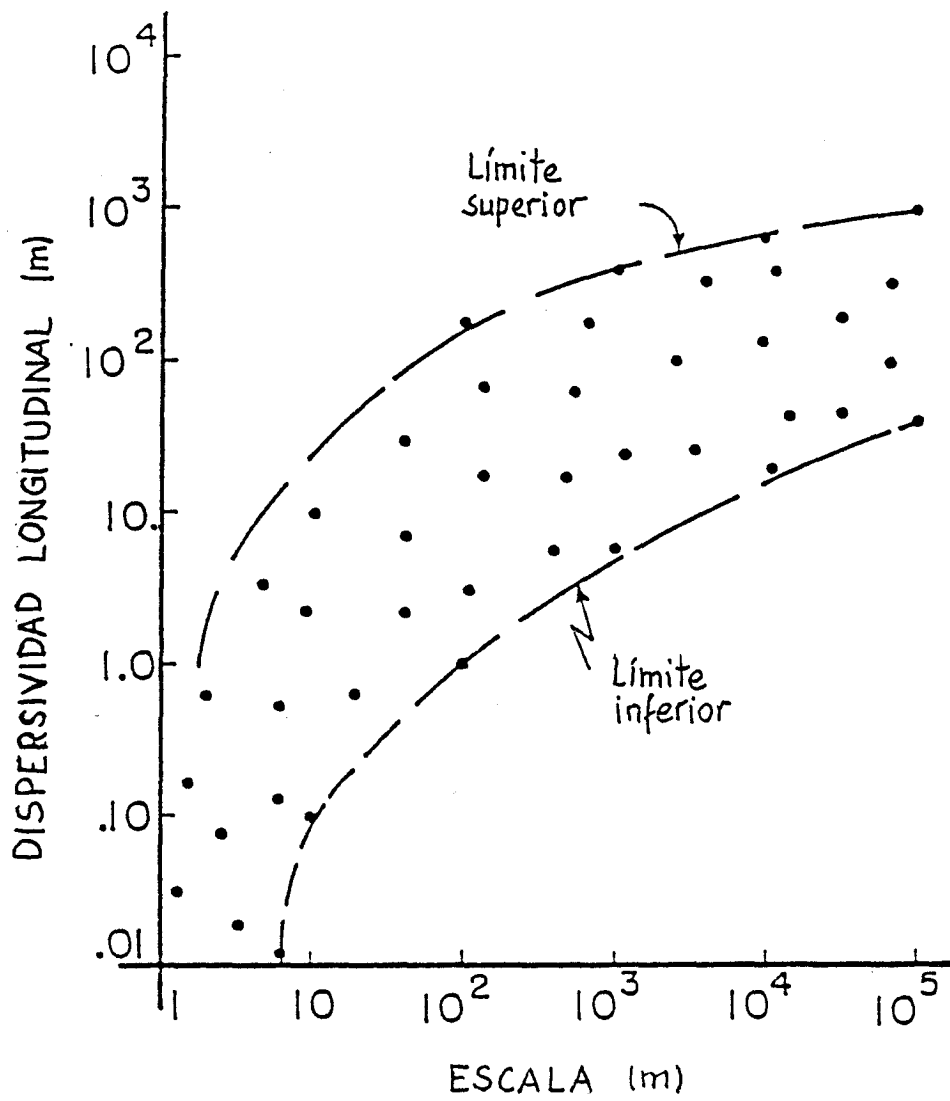


FIGURA 16.2.- Representación esquemática del efecto de la dispersión hidrodinámica sobre los contaminantes.

Hay una gran controversia y confusión sobre la dispersividad; no obstante Molz y otros llegan a las siguientes conclusiones:

- La dispersión hidrodinámica longitudinal en un punto, juega un papel poco importante en el transporte de contaminantes en la mayoría de los acuíferos. Lo importante en la determinación de la extensión y estructuras de las plumas de contaminantes, es la "advección diferencial" en la dirección horizontal.
- El concepto de dispersividad de todo el acuífero carece de interés en la mayor parte de los problemas de contaminación.
- Carece de interés realizar test con trazadores para medir la dispersividad del acuífero, que es un concepto de un significado físico muy limitado.

Evidentemente, las variaciones de velocidad horizontal que verdaderamente ocurren serán el origen del alargamiento de la pluma. Cuanto mayor es $V_{\max.} - V_{\min}$ mayor es el grado de dispersión en el tiempo.

En conclusión, lo verdaderamente importante es determinar la conductividad hidráulica horizontal como función de la posición vertical. Cuando esto se hace en un cierto número de sondeos, los datos resultantes se pueden tratar en modelos de flujo que no requieran los coeficientes de dispersión dependientes de la escala. Para esto existen varias técnicas; muchas de ellas conllevan la utilización de trazadores.

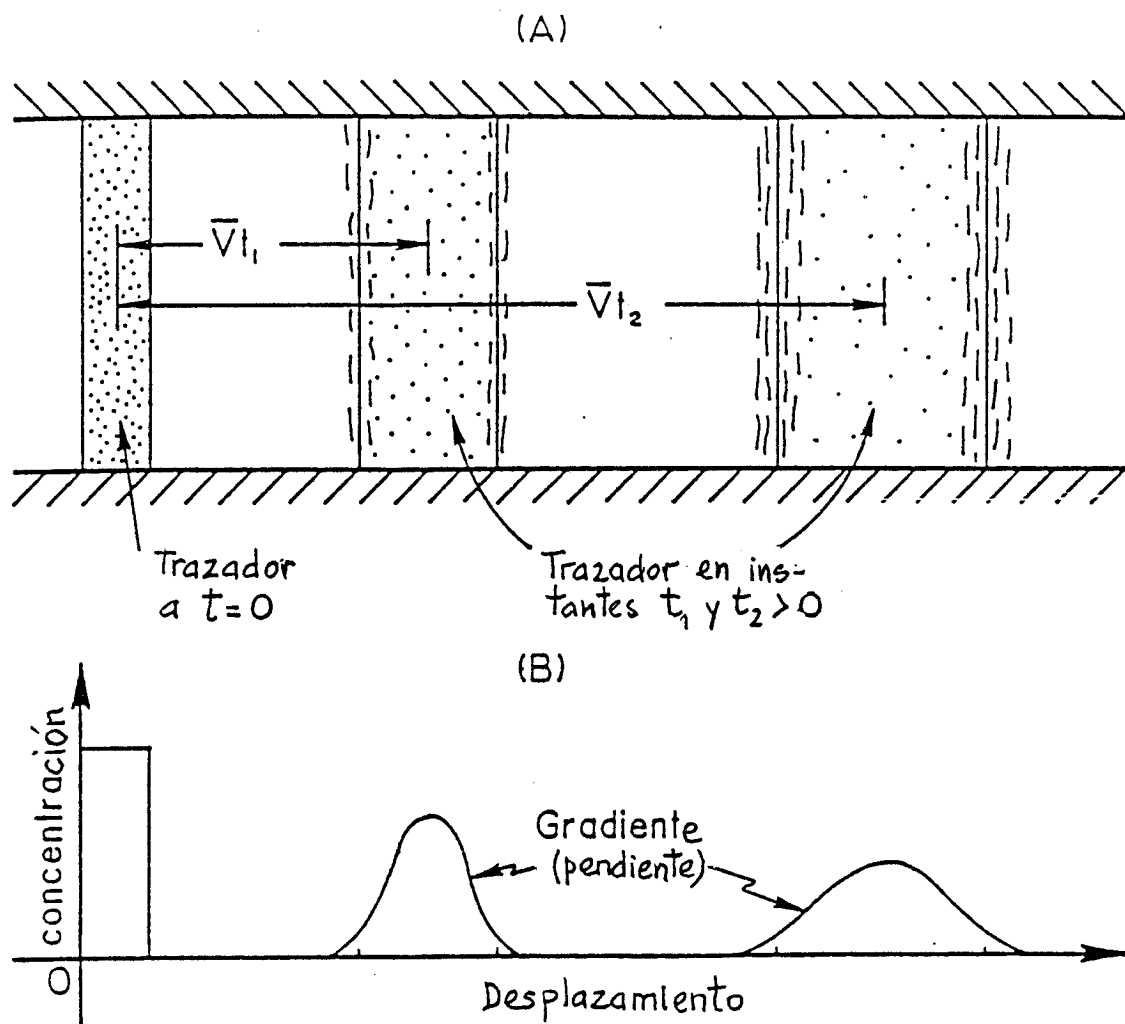


FIGURA 16.3.- Diagrama mostrando la falta de estructura vertical en el frente de concentración del contaminante, que resulta de la aplicación de modelos de transporte con parámetros promediados verticalmente.

17.- ENSAYOS CON TRAZADORES

17.1.- PLANIFICACION

Los fines y limitaciones prácticas de un posible ensayo con trazadores se deben de tener en cuenta antes de realizar cualquier prueba.

¿Hay que determinar sólo la dirección del agua, o también otros parámetros como tiempo de tránsito, porosidad, o conductividad hidráulica?. ¿Cuánto tiempo hay disponible para el ensayo?. Si las respuestas se deben obtener en unas semanas, el ensayo con sólo el gradiente natural entre dos pozos que están a más de 20 m, no sería posible porque el tiempo necesario para que el trazador llegara al segundo pozo sería mayor. Otra consideración fundamental es el presupuesto. Si hay que perforar varios sondeos profundos, si hay que colocar packer para controlar la inyección o el muestreo y si se deben analizar cientos de muestras en un laboratorio certificado por EPA, el costo total podría fácilmente superar el millón de dolares. Por el contrario un ensayo a corto plazo con trazadores se podría realizar por unos pocos miles de dolares.

La fase inicial en la determinación de si es físicamente posible la realización de un ensayo, es recoger tanta información de campo como sea posible. Los logs de los sondeos a ensayar y de los situados en las proximidades, deberían estar disponibles.

Los logs darán idea de la homogeneidad del acuífero, de la estratigrafía, pautas de fracturación, porosidad y límites del

sistema de flujo. Los mapas piezométricos locales y regionales, y cualquier información de la hidrogeología del área, serán muy útiles y pueden dar ideas sobre el gradiente hidráulico y la conductividad hidráulica.

La información hidrogeológica se usa para estimar la dirección y magnitud de la velocidad del agua subterránea en las cercanías del área en estudio (Fetter, 1981).

Un método para determinar la velocidad local es el uso de mapas piezométricos, junto con la ley de Darcy, si se dispone de la transmisividad, potencia del acuífero y valores piezométricos.

Otro método implica la utilización de un pozo central y varios satélites para hacer un ensayo preliminar con trazadores. El método clásico para determinar la dirección regional del flujo es perforar tres sondeos en los vértices de un triángulo, de unos 100-200 m de lado. Se miden los niveles de agua y se traza la línea de máxima pendiente, que da la dirección del flujo. Sin embargo, la importancia del flujo regional en los ensayos con trazadores no es tan importante como el flujo local y no debe sobrevalorarse.

Gaspar y Oncescu (1972), describen un método para determinar el flujo local, perforando 5-6 sondeos satélites en la dirección del flujo. Los sondeos se sitúan a una distancia mínima de 8 veces el diámetro del sondeo de inyección. Normalmente los sondeos están a 2-3 metros del sondeo central, enrejillados y con empaquetadura de grava. La ventaja de conocer la dirección general del flujo es que se necesitará perforar menos pozos. Si se tiene una idea de la velocidad natural del agua en el acuífero, se puede determinar el ritmo de extracción o inyección necesarios para obtener un flujo radial y también tomar una decisión sobre las distancias entre sondeos. Esta decisión

dependerá de si el test es con flujo natural o inducido. Los primeros son menos comunes por la gran cantidad de tiempo que requieren.

Una segunda consideración importante cuando se planifica un test son las condiciones del sitio y el objetivo del test. Se deberán analizar muestras de agua para conocer los valores de fondo de los parámetros más significativos como temperatura, iones importantes, fluorescencia natural, fluorocarbonos, etc. La elección del trazador dependerá en principio de las técnicas analíticas a utilizar y de qué "fondo" puede interferir con estos análisis. Las diferentes técnicas analíticas incorporan interferencias distintas y la consulta con los analistas es importante.

La determinación de la cantidad de trazador a inyectar se basa en las concentraciones límites a las que se detecta un trazador y de la dilución esperada.

Si se puede estimar el valor de la porosidad, el volumen de huecos en el medio se puede calcular como el volumen de un cilindro con un pozo en el centro y otro a una cierta distancia. Adsorción, intercambio iónico y dispersión disminuirán la cantidad de trazador que llega al pozo de observación. Normalmente la cantidad de trazador recuperada es superior al 20% del inyectado, para los test entre sondeos que utilizan un sistema de circulación forzada y trazadores conservativos. Las concentraciones deben también limitarse para que no lleguen a crear problemas de densidad. Lenda y Zuber (1970) dan gráficos para determinar la cantidad aproximada de trazador necesaria, basada en las estimaciones de porosidad y coeficiente de dispersión del acuífero.

En muchos ensayos la construcción de los sondeos es la parte más cara del trabajo y también no exenta de dificultad.

La selección del emplazamiento es el primero de los cinco problemas más usuales. El segundo es la selección del equipo y los fluidos de perforación. El uso del aire comprimido puede evitar algunos problemas, pero puede producir otros como la introducción de fluorocarbono atmosférico en el acuífero, alterando el nivel de fondo. La elección apropiada del diámetro de perforación, del casing y del tipo de casing. Finalmente, la elección del filtro, empaquetadura de grava y desarrollo del sondeo, son factores fundamentales para el éxito de las pruebas.

17.2.- TIPOS DE ENSAYOS

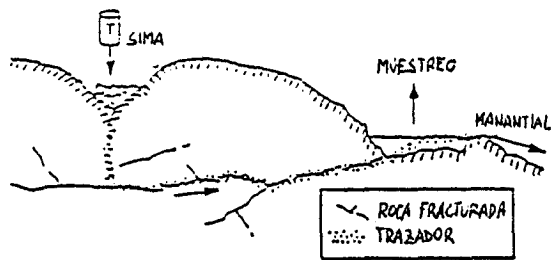
La variedad es infinita cuando se consideran las combinaciones de tipos de trazador, condiciones hidrogeológicas locales, métodos de inyección, condiciones geológicas del emplazamiento. Algunas configuraciones se recogen en la figura 17.1.

Las diferencias entre tests se deben al tipo de parámetros que se quieren determinar (velocidad, coeficiente de dispersión, porosidad, etc.), la escala del test y el número de sondeos a utilizar.

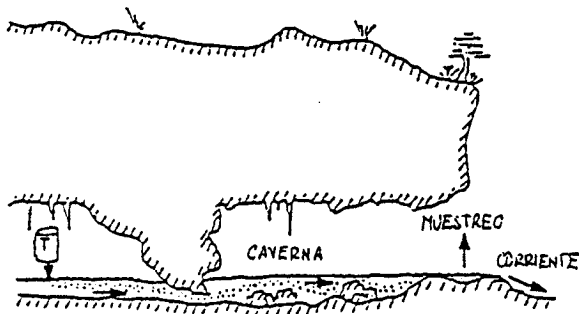
TECNICAS EN POZO UNICO

Dos técnicas, inyección/extracción y dilución puntual dan valores de parámetros que son válidas a escala local. Las ventajas de estas técnicas son:

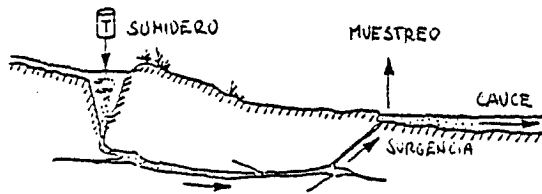
- 1). Se requiere menos cantidad de trazador que en 2 pozos.
- 2). La hipótesis de flujo radial es válida y se puede despreciar la velocidad natural del acuífero,



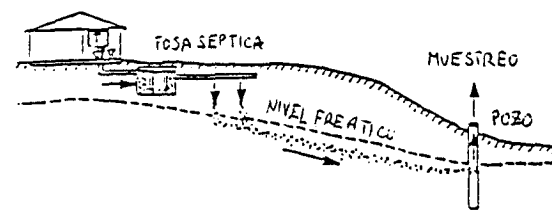
A. COMPROBACION DE CONTAMINACION POR VERTIDO INCONTROLADO



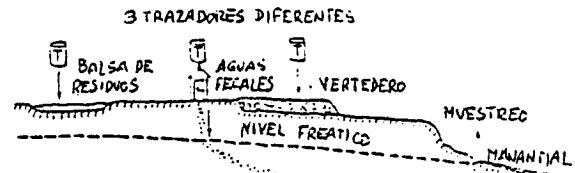
B. MEDIDA DE VELOCIDAD EN MEDIO KARSTICO



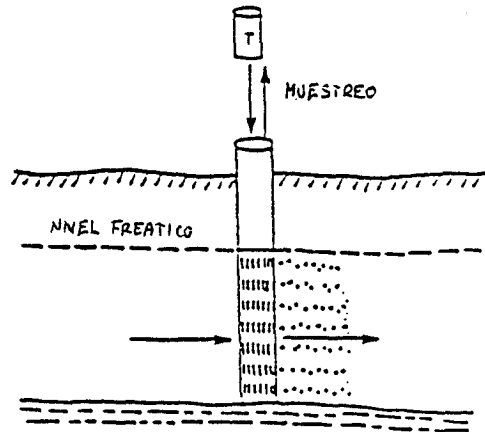
C. COMPROBACION DEL ORIGEN DEL AGUA SURGENTE



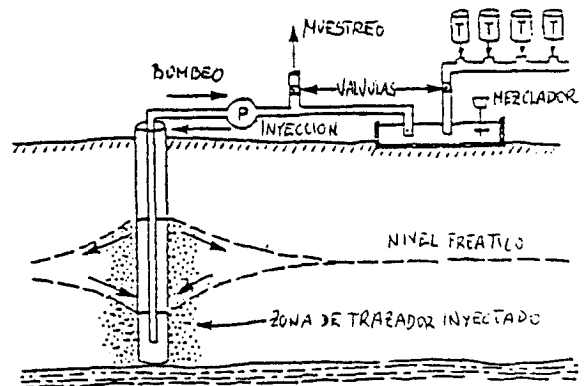
D. COMPROBACION DE CONTAMINACION DE POZO POR FILTRACION DE FOSA SEPTICA



E. DETERMINACION DE FUENTE DE POLUCION



F. DETERMINACION DE DIRECCION Y VELOCIDAD DEL FLUJO SUBTERRANEO NATURAL. POZO UNICO



G. ENSAYO MEDIANTE PRECIPITACION SOBRE EL ACUIFERO.

FIGURA 17.1.- Configuraciones típicas y aplicaciones a los estudios de aguas subterráneas mediante trazadores.

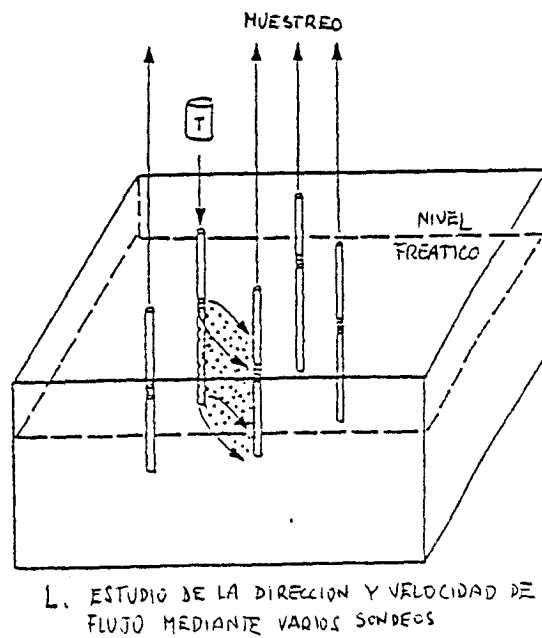
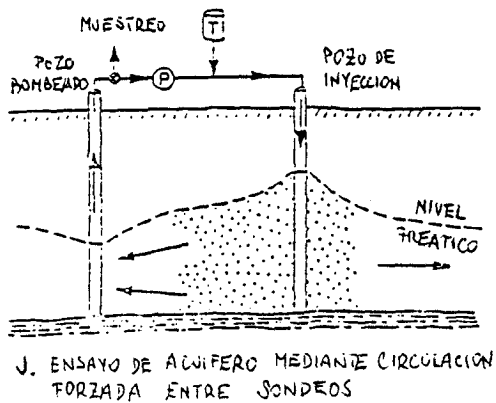
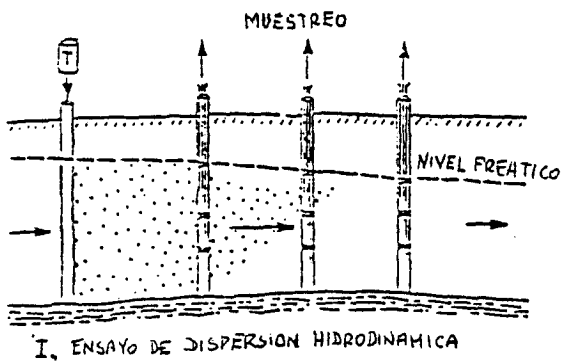
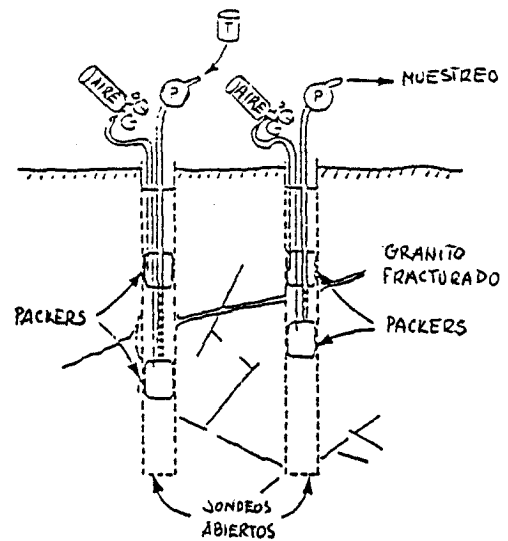
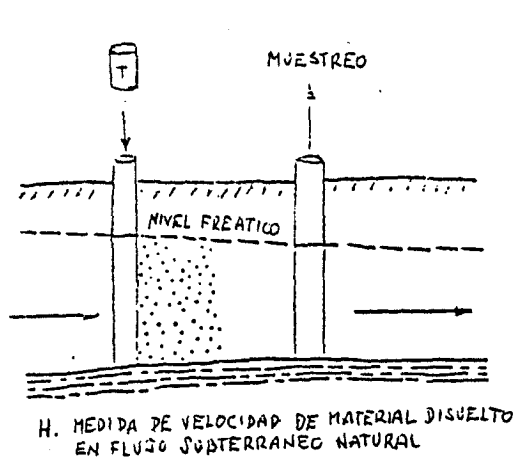


FIGURA 17.1. (Continuación)

simplificando las soluciones.

- 3). No es necesario el conocimiento de la dirección de flujo.

El nombre de la técnica alude a que sólo se requiere un pozo de bombeo para llevar a cabo el experimento.

(1) Inyección/Extracción

Las técnicas de inyección/extracción (impulso) en pozo único dan un valor para la velocidad en los pozos y un coeficiente de dispersión longitudinal. El método presupone que la porosidad es conocida o se puede estimar con precisión razonable.

Una determinada cantidad de trazador se añade instantáneamente al sondeo, se mezcla y se bombean 2-3 volúmenes de sondeo de agua, para forzar la entrada del trazador en el acuífero. El bombeo se realiza a caudales bajos para no alterar notablemente el flujo natural. Después de un cierto tiempo, el trazador se ha distanciado del sondeo, debido al flujo uniforme. Al alcanzar la distancia adecuada, se inicia la extracción mediante bombeo a caudal constante y suficiente para vencer el flujo natural del agua subterránea. Se miden las variaciones de concentración en el tiempo, relacionándolas también con el volumen bombeado. Esto permite encontrar la distancia recorrida por el trazador X mediante la relación:

$$X = \frac{V_{50}}{\pi b n}$$

donde

V_{50} = volumen bombeado para recuperar el 50% de la masa inyectada

b = espesor del acuífero

n = porosidad

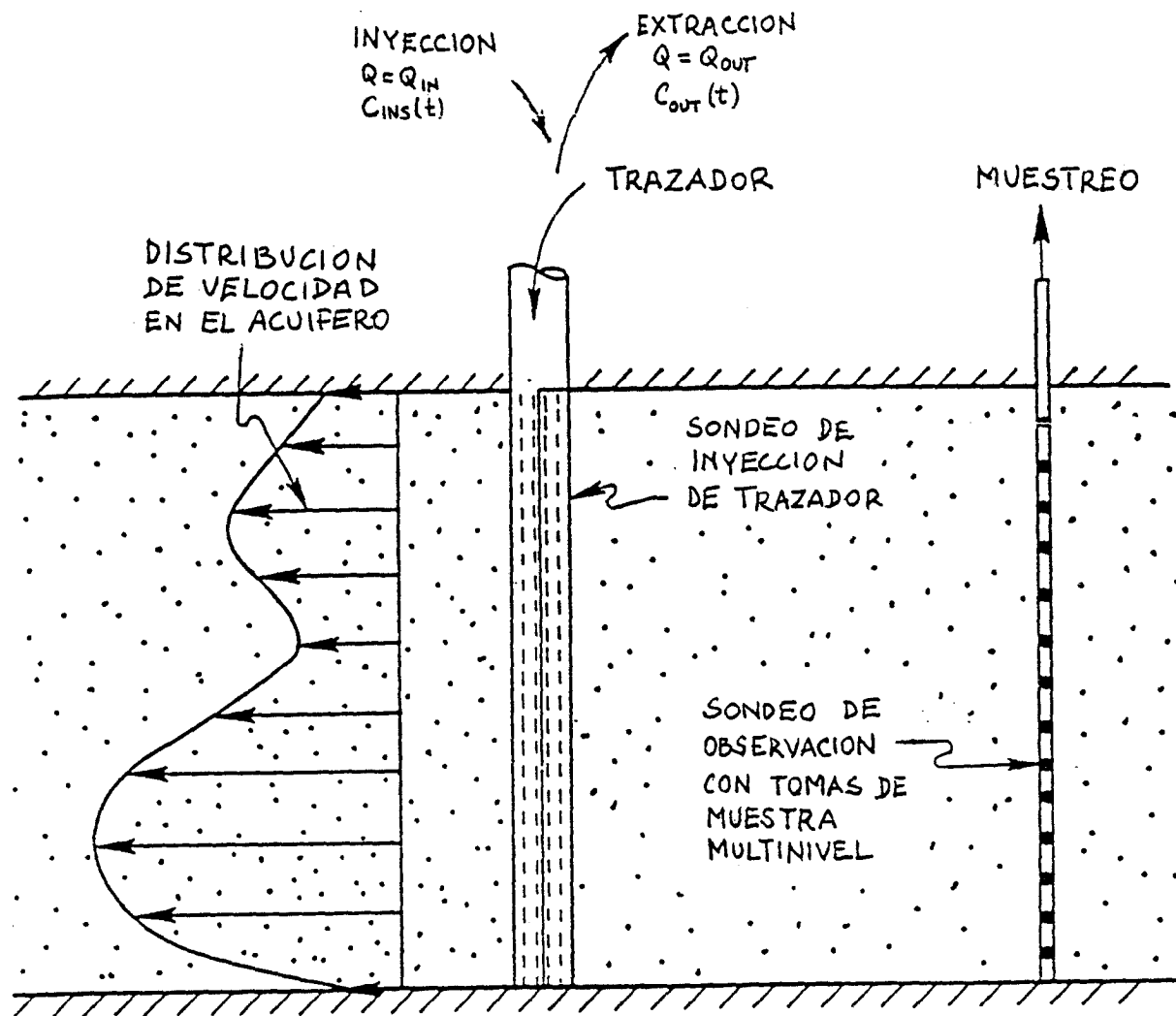


FIGURA 17.2.- Esquema conceptual de un ensayo con trazadores en sondeo único.

La velocidad media es X/t , donde t es el tiempo transcurrido desde el comienzo de la inyección hasta que se inicio de la extracción. Midiendo la concentración a diferentes profundidades con muestreadores puntuales, se puede determinar la permeabilidad relativa.

El coeficiente de dispersión se obtiene comparando las curvas de llegada experimentales con las teóricas obtenidas mediante la ecuación de dispersión. Se utiliza un método de diferencias finitas para simular las curvas teóricas. Algunos supuestos de la teoría es que los estratos son horizontales y homogéneos e independientes.

Fried (1975), llegó a la conclusión que el método es válido para obtener una información muy local, 2-4 metros en torno al sondeo, preferentemente descriptiva de los estratos más permeables.

Una ventaja de este test es que casi todo el trazador se retira del acuífero al final del test.

Ejemplo de Ensayo en pozo único

Pickens y Grisak en 1981 realizaron un experimento de este tipo para determinar la variación de la permeabilidad con la profundidad y compararon las concentraciones frente al tiempo de llegada en varios sondeos con multimuestreadores. En un acuífero no confinado introdujeron 95.6 m^3 de agua trazada en una sección de 8.2 m de espesor, bombeando a un caudal de $3.2 \text{ m}^3/\text{h}$ en un período de 30 horas. Después la extrajeron a mismo ritmo. En piezómetros situados a 1, 2, 3, 4 y 6 m del sondeo se colocaron multumuestreadores. De los tiempos relativos de llegada del trazador, a diferentes profundidades, se calculó la distribución de conductividad hidráulica radial sin dimensiones (K/K) en la

vertical, donde K es la permeabilidad media. Figura 17.3 y 17.4.

(2) Dilución en el sondeo

Se describieron este tipo de ensayos en el apartado de trazadores isotópicos radiactivos. Se puede utilizar esta técnica para determinar la magnitud y dirección horizontal de la velocidad de un trazador y el flujo vertical. También se pueden determinar las conductividades hidráulicas utilizando la Ley de Darcy.

El procedimiento consiste en introducir instantáneamente una cantidad conocida de un trazador en un sondeo, provocar un buen mezclado y medir como disminuye la concentración con el tiempo. La ecuación utilizada para determinar la velocidad es:

$$v = \frac{r \ln(C_0/C)}{4tn}$$

r = radio del sondeo

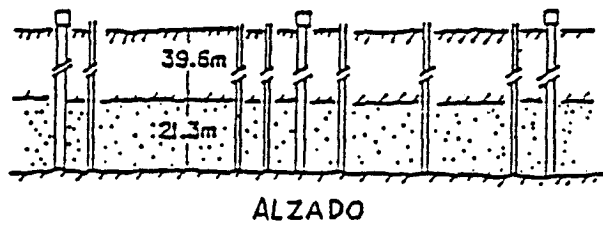
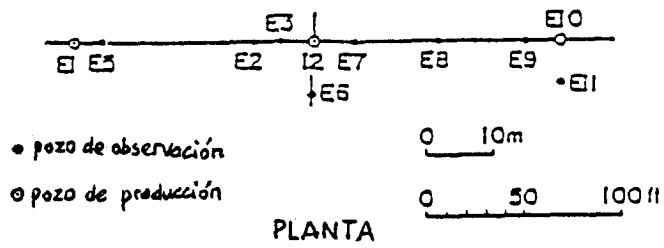
t = tiempo de observación

n = porosidad efectiva

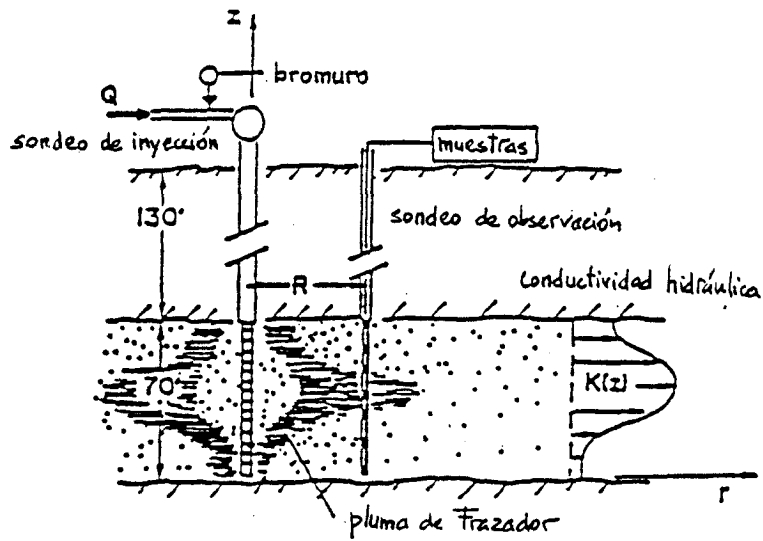
A veces se añade un término de corrección por la distribución del flujo por efecto de pozo.

El trazador normalmente se añade en un volumen aislado del sondeo utilizando packer (figura 17.5). La utilización de trazadores radiactivos con esta técnica es muy frecuente, pero también se puede utilizar otro tipo de trazadores.

El límite inferior de velocidad de agua en el acuífero para utilizar este método es $V = 0.01 \text{ m}/\alpha$, debido a la difusión.



Instalación de ensayo de aguas subterráneas



Experimento con sondeo de inyección único y observación multinivel del trazador

FIGURA 17.3.

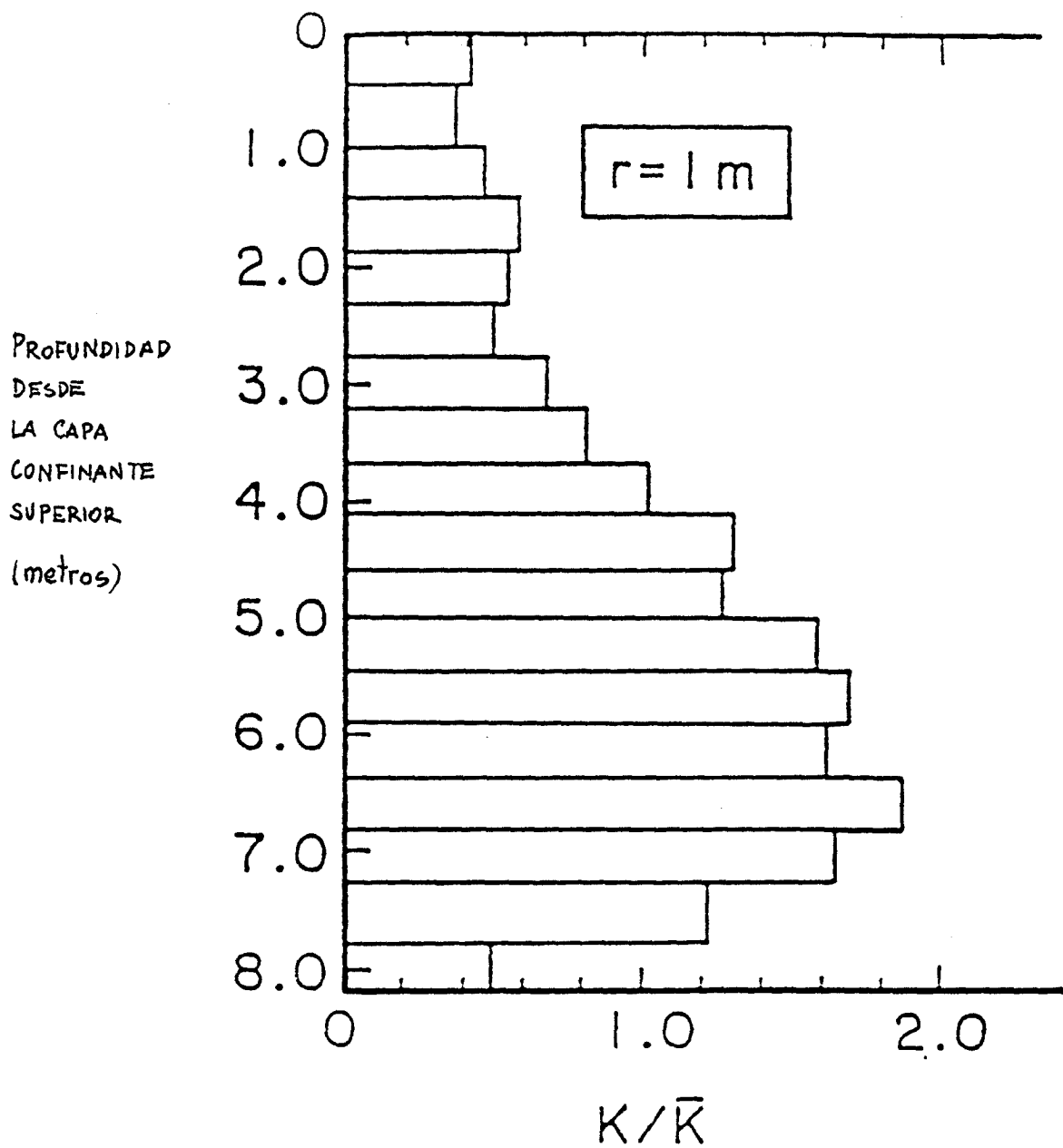


FIGURA 17.4.- Perfil de conductividad hidráulica medida por Pickens y Grisak (1981) y utilizado en los cálculos de Güven (1985).

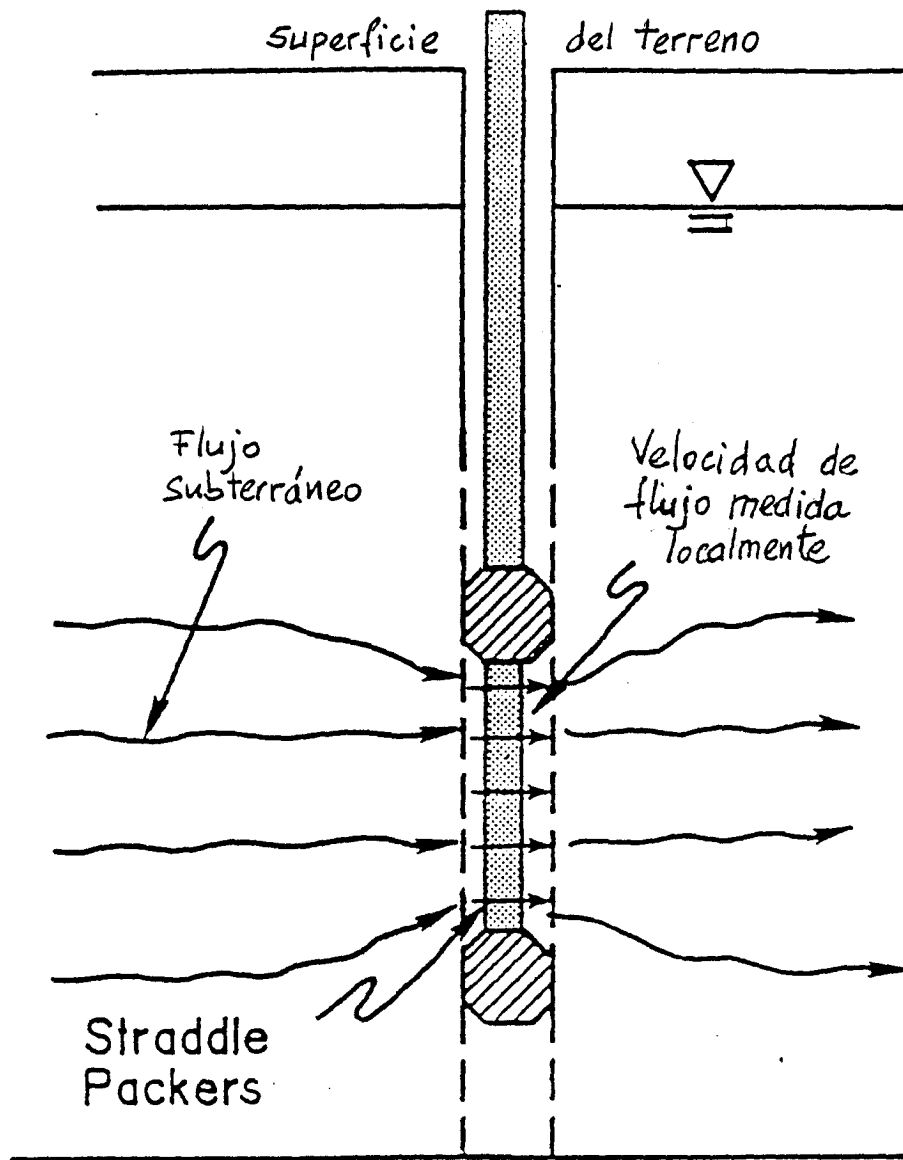


FIGURA 17.5.- Diagrama esquemático ilustrando el campo natural de velocidades alrededor de un sondeo.

El límite superior es de unos pocos cientos de metros/día, porque el flujo ha de mantenerse laminar. Otras hipótesis con relación a estas técnicas son:

- 1). Las dimensiones del sondeo son bien conocidas.
- 2). Las medidas se realizan después de que el flujo en régimen permanente se haya restablecido.
- 3). La construcción es tal que no hay flujo vertical.
- 4). Si el sondeo tiene rejilla, la empaquetadura de grava sería homogénea con relación a la permeabilidad de la formación y se dispondría concéntricamente en el sondeo.

Otros factores a tener presentes en este tipo de ensayos son la homogeneidad del acuífero, efectos de la perforación, homogeneidad de la mezcla del trazador y del agua del sondeo, grado de difusión del trazador y efectos de densidad. Hay algunos métodos para corregir los efectos de construcción del pozo, circulación vertical y otros factores diversos.

La mejor manera de llevar a cabo el test es utilizar un sondeo sin rejilla ni empaquetaduras de grava. Si se usa rejilla sin empaquetadura, deberá estar lo más próxima posible a la formación para que el espacio muerto no altere los resultados. Las muestras deberán ser de un volumen muy pequeño para que alteren lo menos posible la circulación natural.

La curva concentración-tiempo será lineal en la parte media. Las determinaciones de velocidad son razonablemente fiables si la región lineal está en el área $C/C_0 \leq 0.50$. Este método ha sido tratado en detalle por Gaspar y Onescescu (1972) y Klotz (1978).

Se suele utilizar este método con una pequeña variación con trazadores radiactivos: se introduce el trazador lentamente, sin mezclar, en una sección aislada por packers. Después de un cierto tiempo se abre un muestreador múltiple dentro del sondeo. La dirección de la concentración mínima corresponde a la dirección del flujo.

Otra fórmula para determinar la relación de la concentración y el flujo del agua es la desarrollada por Halvety (1966) y Drost (1968):

$$\ln\left[\frac{C-C'}{C_0-C'}\right] = -\frac{A\beta q}{W} (t-t_0)$$

donde C' es la concentración previa de fondo, C_0 la de las papilla inyectada, A el área de la sección del sondeo, W el volumen aislado del sondeo y q el flujo de agua subterránea. β es un parámetro que tiene en cuenta la convergencia de las líneas del flujo y se denomina "factor de pozo". Esta convergencia de líneas de flujo tiene lugar como consecuencia de un mayor flujo a través del sondeo que a través del acuífero. Para un pozo construido idealmente sin empaque de grava, con rejilla mucho más permeable que la formación, β tiene un valor 2.0. En los trabajos de los autores mencionados se tratan diferentes procedimientos para determinar β .

De acuerdo con la ecuación anterior, una representación del logaritmo de la concentración relativa frente al tiempo, dará línea recta con pendiente $-A\beta q/W$ (figura 17.6). Por tanto, si A , β y W son conocidos se puede calcular q . Experimentos realizados en caja de arena muestran las coincidencias de los valores teóricos con los reales.

El método de dilución da mejores resultados cuando la velocidad del fluido es horizontal. Los diferentes métodos varían

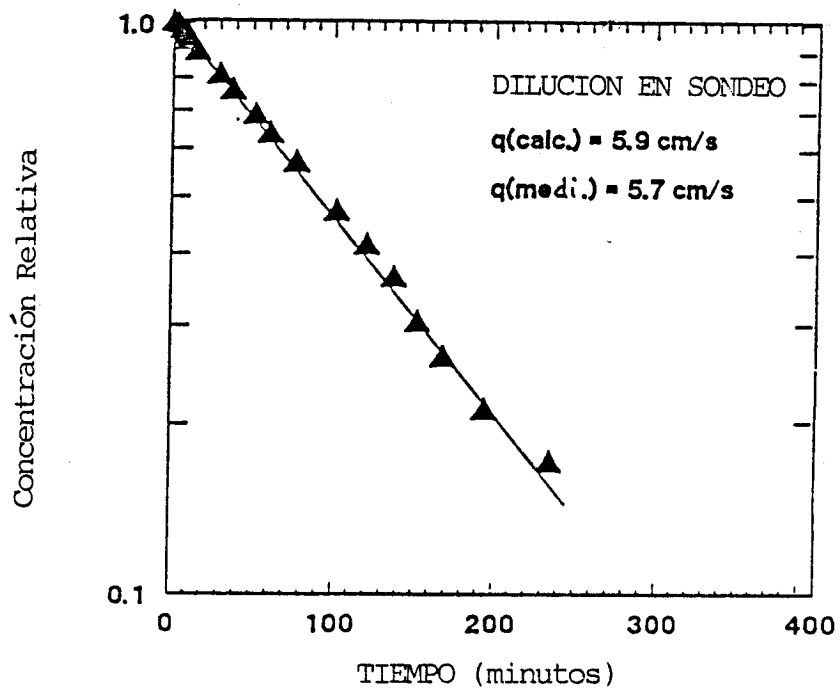


FIGURA 17.6.- Resultados de un ensayo de dilución en sondeo que ilustran la relación lineal entre el logaritmo de la concentración relativa y el tiempo.

en cómo se mide la velocidad. Los primeros investigadores utilizaron radioisótopos con contadores de escintilación; posteriormente Guzak (1977) empleó electrodos de ión específico y más tarde, se adaptaron electrodos de conductancia específica (Bellanger, 1985). Ahora hay un dispositivo térmico disponible comercialmente (Kerfoot, 1982) y un dispositivo de resistividad eléctrico. Una ventaja fundamental de la dilución en sondeo es la posibilidad de utilizarlo para realizar perfiles de distribución de velocidades a lo largo de la rejilla del sondeo y, por tanto, para describir las heterogeneidades del acuífero.

Un tipo nuevo de equipo para ensayos de dilución es el representado en la figura en figura 17.7. Consta fundamentalmente de uno o varios cilindros de cristal, con membranas semipermeables, montados sobre una varilla. Cada celda está limitada por goma flexible en sus partes superior e inferior. Se llena de agua cuyo contenido en ^{18}O variará al circular el agua subterránea; p.e. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ es diferente en el agua dentro de la celda del agua natural (alternativamente se pueden utilizar otros trazadores). Todo el aparato, que puede tener 20 o más celdas de diálisis espaciadas a intervalos iguales en la varilla, se baja hasta la rejilla. Inmediatamente después de estar en posición y de comenzar el flujo, el ^{18}O empieza a difundirse dentro de cada celda. La velocidad de difusión depende de la velocidad del flujo en la zona. Midiendo la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ antes y después de cada período de test, se obtendrá la velocidad del agua en función de la posición de las celdas. El proceso de cálculo fué descrito por Ronen (1986). Taylor (1989) describe el cálculo de K a partir de la velocidad, supuesta la carga hidráulica constante con la profundidad y la porosidad de la formación constante.

Todos los métodos que miden el flujo natural son difíciles de llevar a la práctica y de interpretar.

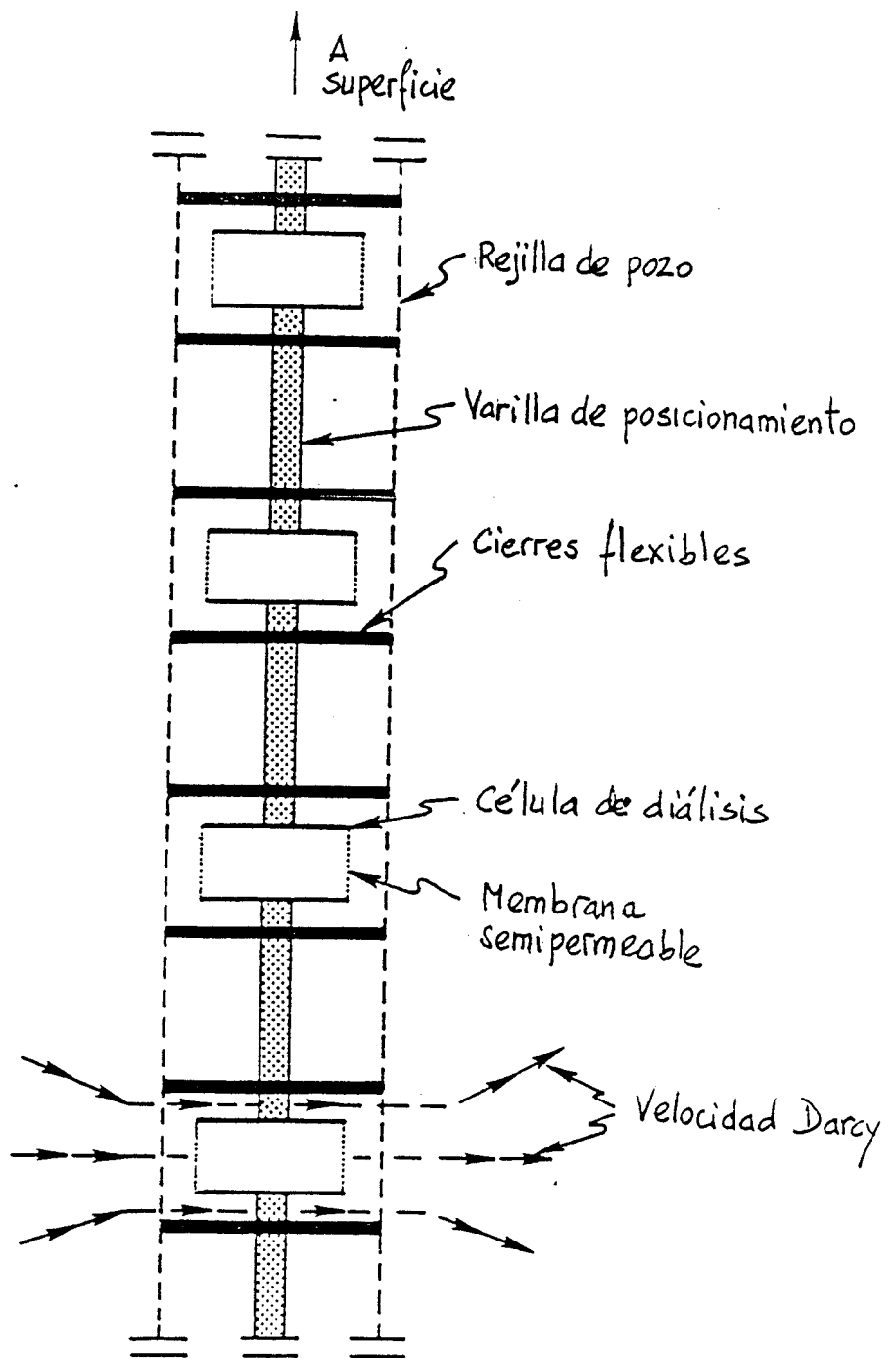


FIGURA 17.7.- Geometría e instrumentación asociada al método de la celda de diálisis para medidas de velocidad Darcy.

(3) Pozo único. Test con trazador iónico.

Fue puesto en práctica por Taylor (1988). Se inyecta agua salada en el sondeo cuando se ha alcanzado el régimen permanente. A medida que avanza la inyección del trazador, el radio de invasión del trazador se determina con una sonda de inducción (figura 17.8). A partir de las medidas de la profundidad de la invasión a diferentes tiempos, se determina la velocidad de invasión. La carga hidráulica debe ser también anotada. El trazador invadirá diferentes intervalos de la formación a diferentes velocidades, en función de las propiedades hidráulicas de cada intervalo. Por tanto, se puede obtener una distribución de la conductividad hidráulica a partir de los radios de invasión. La porosidad se puede estimar usando un modelo de conductividad eléctrica de la formación que tiene en cuenta las variaciones en la conductividad de la matriz, en función de la porosidad.

La única desventaja de este método es la necesidad de utilizar gran cantidad de electrolito y esto en algunos sitios puede no estar permitido.

TECNICAS EN DOS POZOS

Estos métodos consisten en dos tipos de ensayo en sistemas con flujo uniforme (natural) y radial. Los parámetros medidos son la porosidad y el coeficiente de dispersión, que se presuponen idénticos en ambos casos (figuras 17.9, 17.10 y 17.11).

(1) Flujo uniforme

Se coloca en un pozo un trazador sin alterar el campo

ENSAYO MEDIANTE CONDUCTIVIDAD ELECTROMAGNETICA

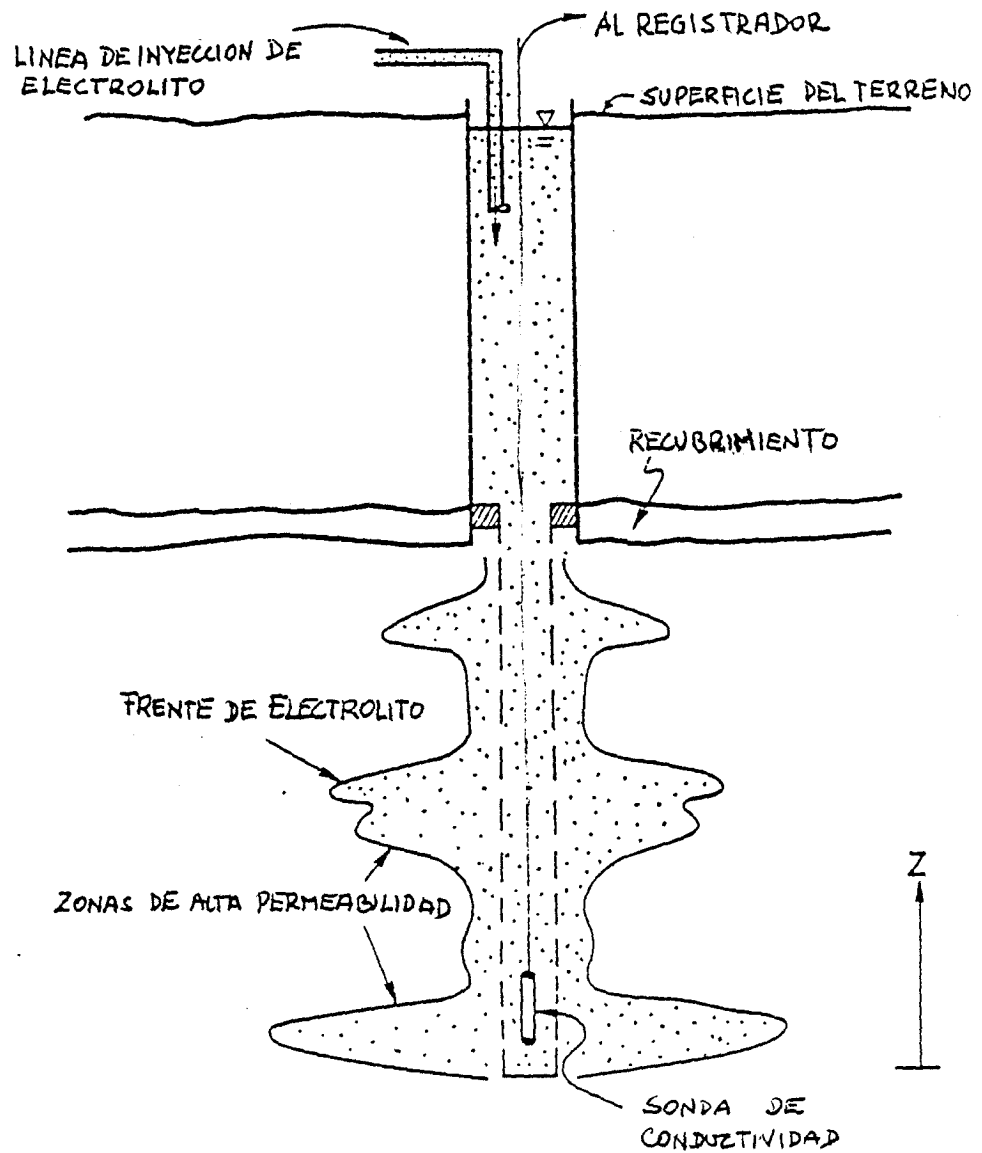


FIGURA 17.8.- Instrumentación y geometría típica del ensayo SWET.

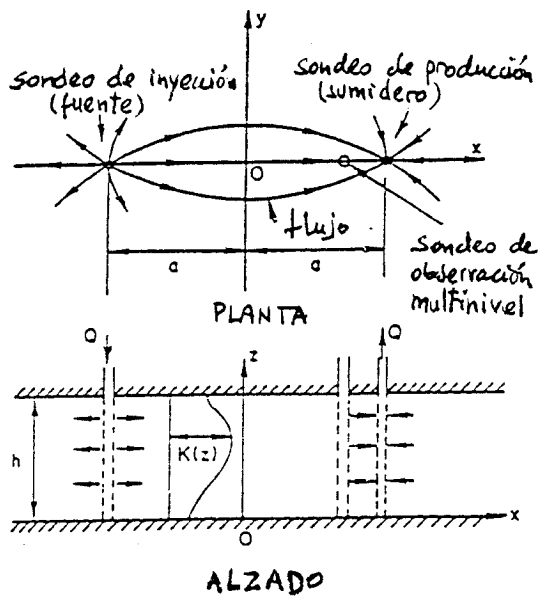
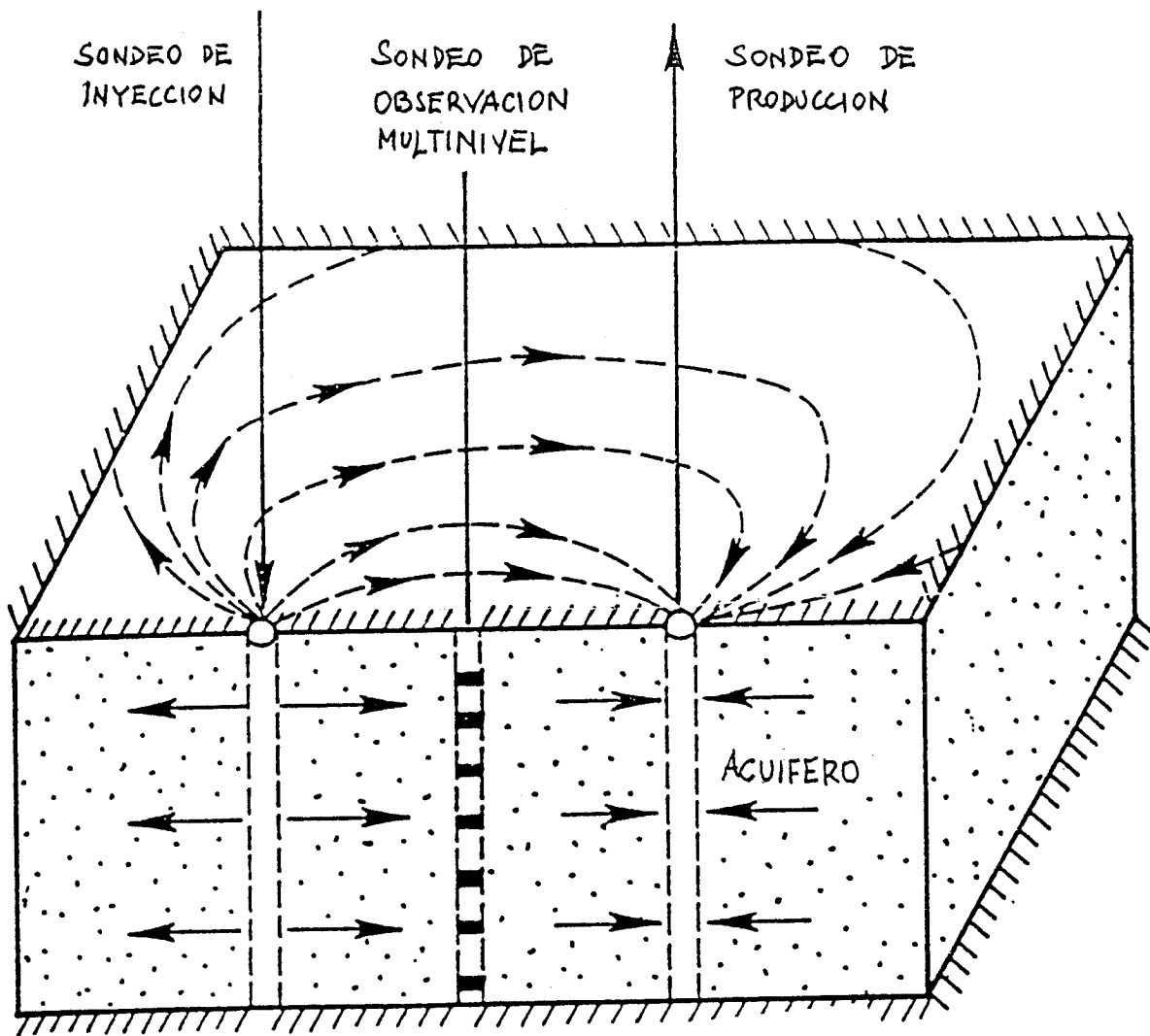


FIGURA 17.9.- Geometría de un ensayo de doble sondeo en un acuífero estratificado.

detecta en un pozo de observación, distinto del de bombeo. Las muestras deben de ser pequeñas para no alterar el flujo. Se pueden utilizar packers en el pozo de inyección para aislar un tramo. La toma de muestras puede ser puntual o múltiple.

Los tests convergentes requieren como mínimo, un pozo donde se realizan la introducción del trazador y la observación, y un pozo donde se bombea.

El trazador se inyecta entre packers (straddle) o debajo de un packer (off-bottom). Se inyectan 2 ó 3 volúmenes de pozo de agua para "empujar" el trazador hacia el acuífero. En el pozo de bombeo se aíslan entre packers los tramos de interés, particularmente en almacenes fracturados, o si no se obtiene una muestra integradora.

Un test de recirculación es similar al anterior, pero en vez de bombear se inyecta en un pozo de inyección. Este test afecta a la mayor parte de la formación. Las líneas de flujo son más largas, eliminando así las ventajas de un mayor gradiente. Sauty (1980) calculó las curvas teóricas para los tests de recirculación.

POZOS MULTIPLES CON FLUJO NATURAL E INDUCIDO

El acuífero basáltico de Roza, en el Este del Estado de Washington, se investigó como parte de un proyecto de la U.S. Nuclear Regulatory Commission con vistas a evaluar las técnicas para determinar el flujo y transporte de contaminantes en acuíferos basálticos fracturados.

Los acuíferos y serie geológica pertenecen al Columbia River Formation. Los almacenes son basaltos fracturados separados por intercapas sedimentarias arcillosas.

Se hicieron cuatro test con trazadores salinos diseñados para evaluar la dispersión bajo gradientes hidrogeológicos naturales. Posteriormente también se estudió la dispersión de trazadores en condiciones de bombeo. Se inyectaron por gravedad disoluciones de cloruro sódico o potásico (entre 40 y 80 litros de 280 gr/l de cloruro) en los pozos de cabecera y se dispusieron 8 pozos gradiente abajo, equipados con sondas transmisoras de conductividad, temperatura y de nivel para detectar los trazadores. Los datos se recogieron en 1 y 12 meses utilizando data-loggers programables. La disposición y equipamiento de los sondeos de inyección y detección se describen en las figuras 17.14 a 17.16.

Durante el ensayo, se determinaron las velocidades de transporte, las características de la dispersión, y se estudió una barrera hidrogeológica.

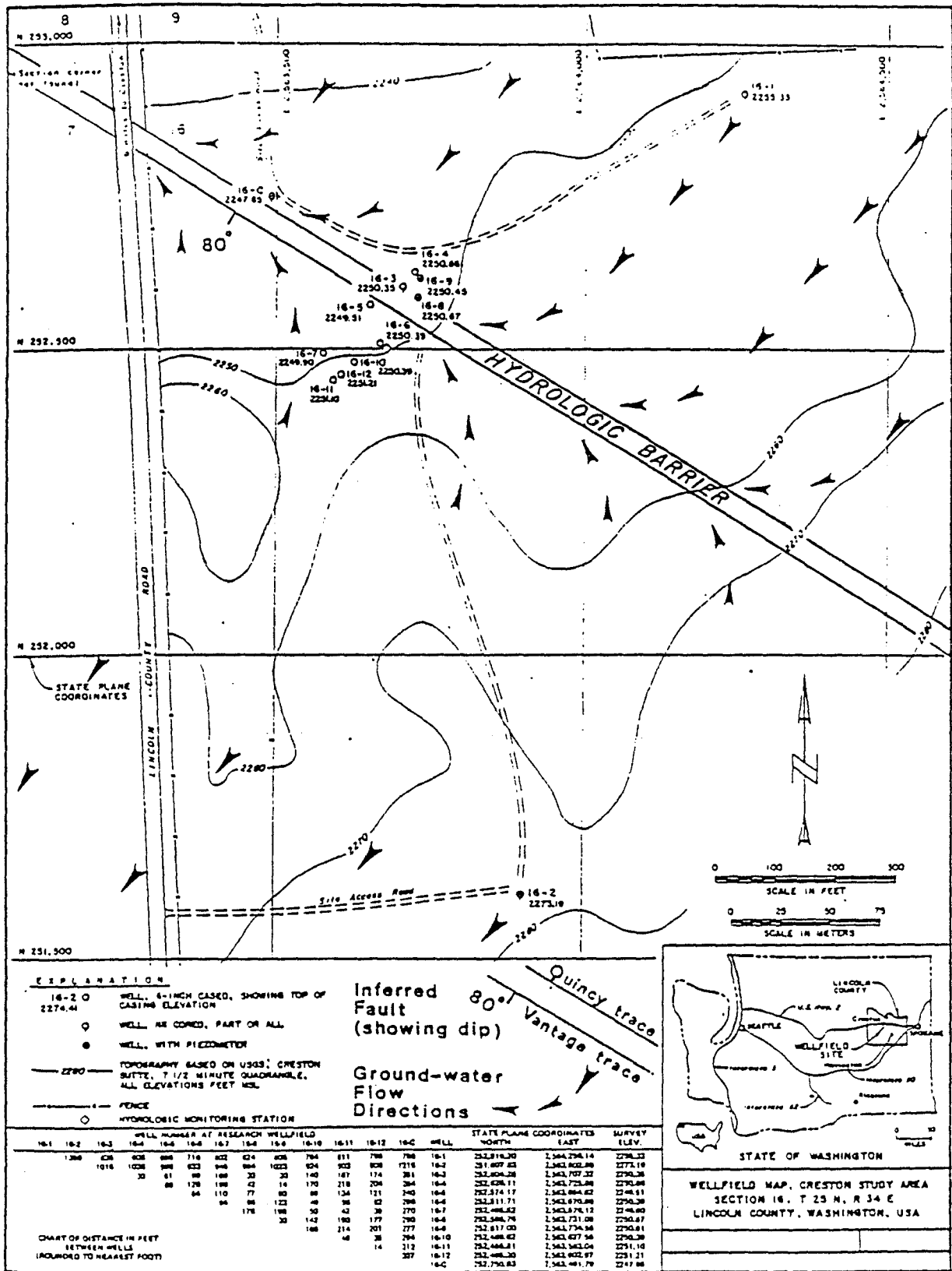


FIGURA 17.12.- Mapa del campo de sondeos de investigación.

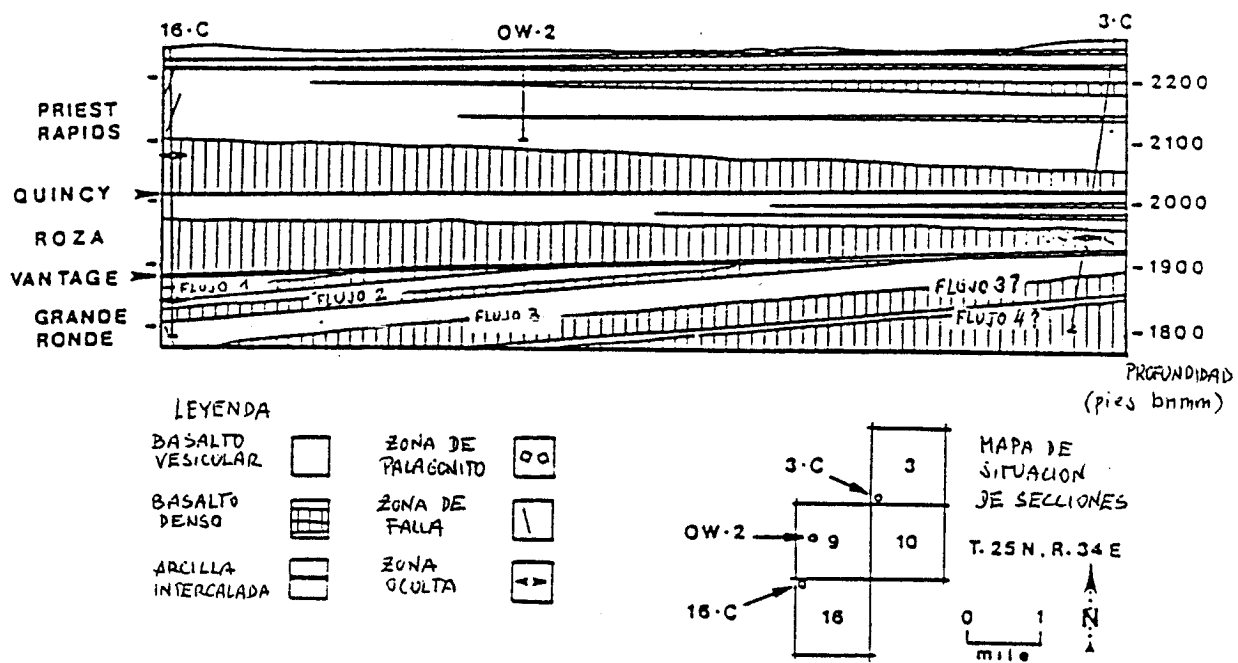


FIGURA 17.13.- Corte geológico entre los sondeos 16-C y 3-C mostrando la estratigrafía y estructura de arcillas y basaltos (Campo de sondeos de investigación de Creston).

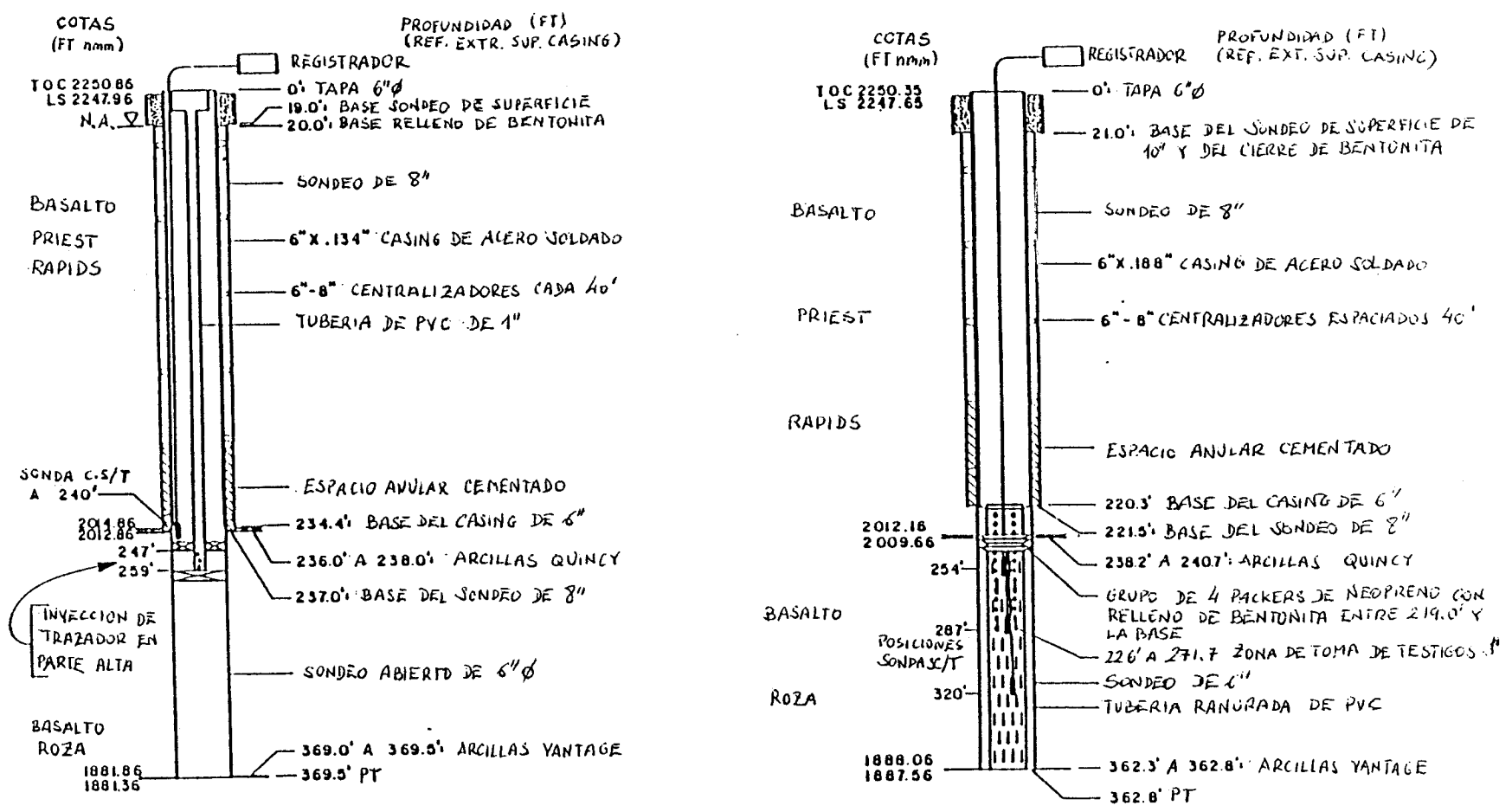


FIGURA 17.14.- Colocación de la instrumentación y packers durante el ensayo con trazadores número 1.

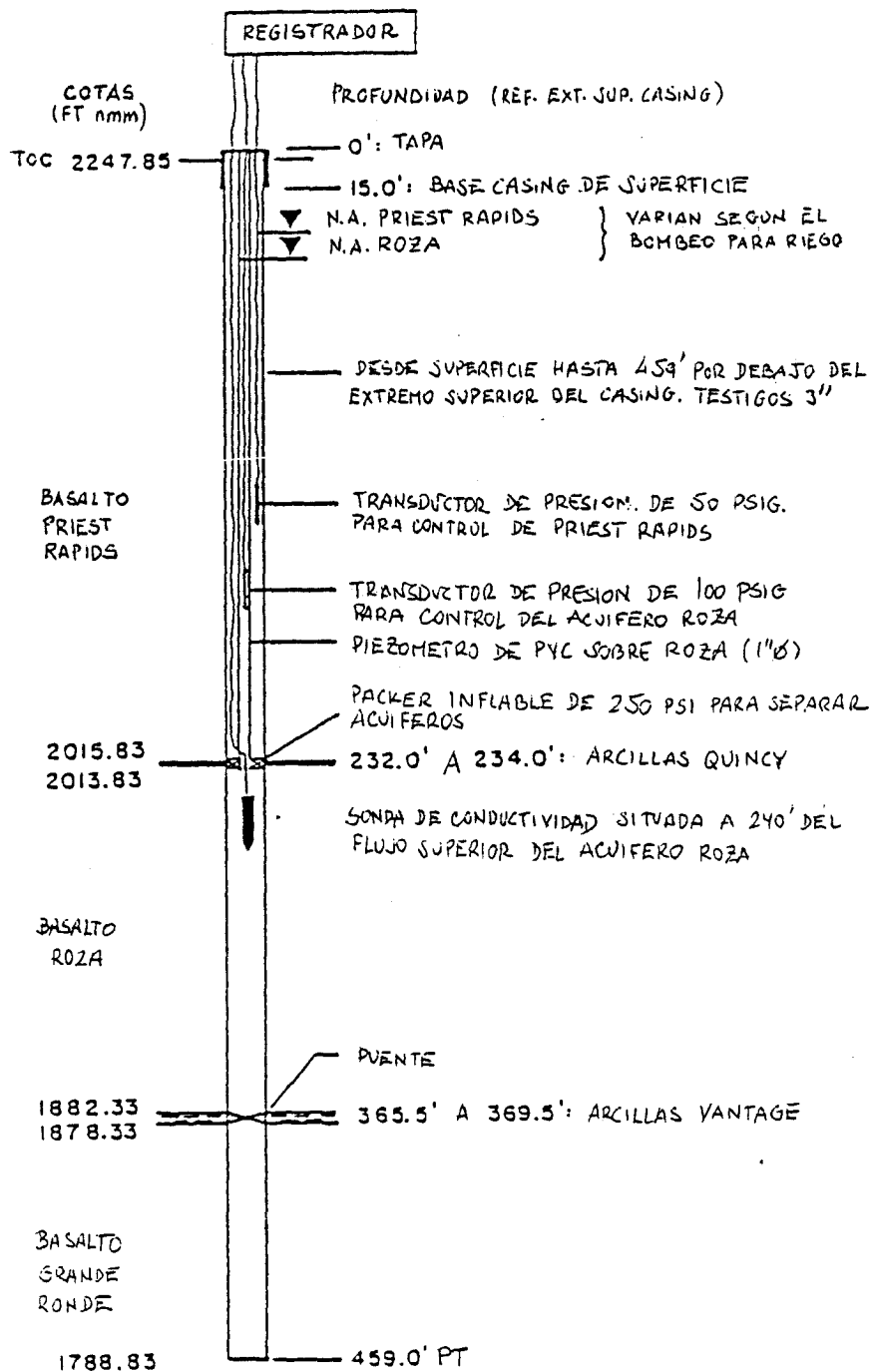


FIGURA 17.15.- Colocación de la instrumentación en el sondeo de detección 16-C. Ensayo con trazadores número 2.

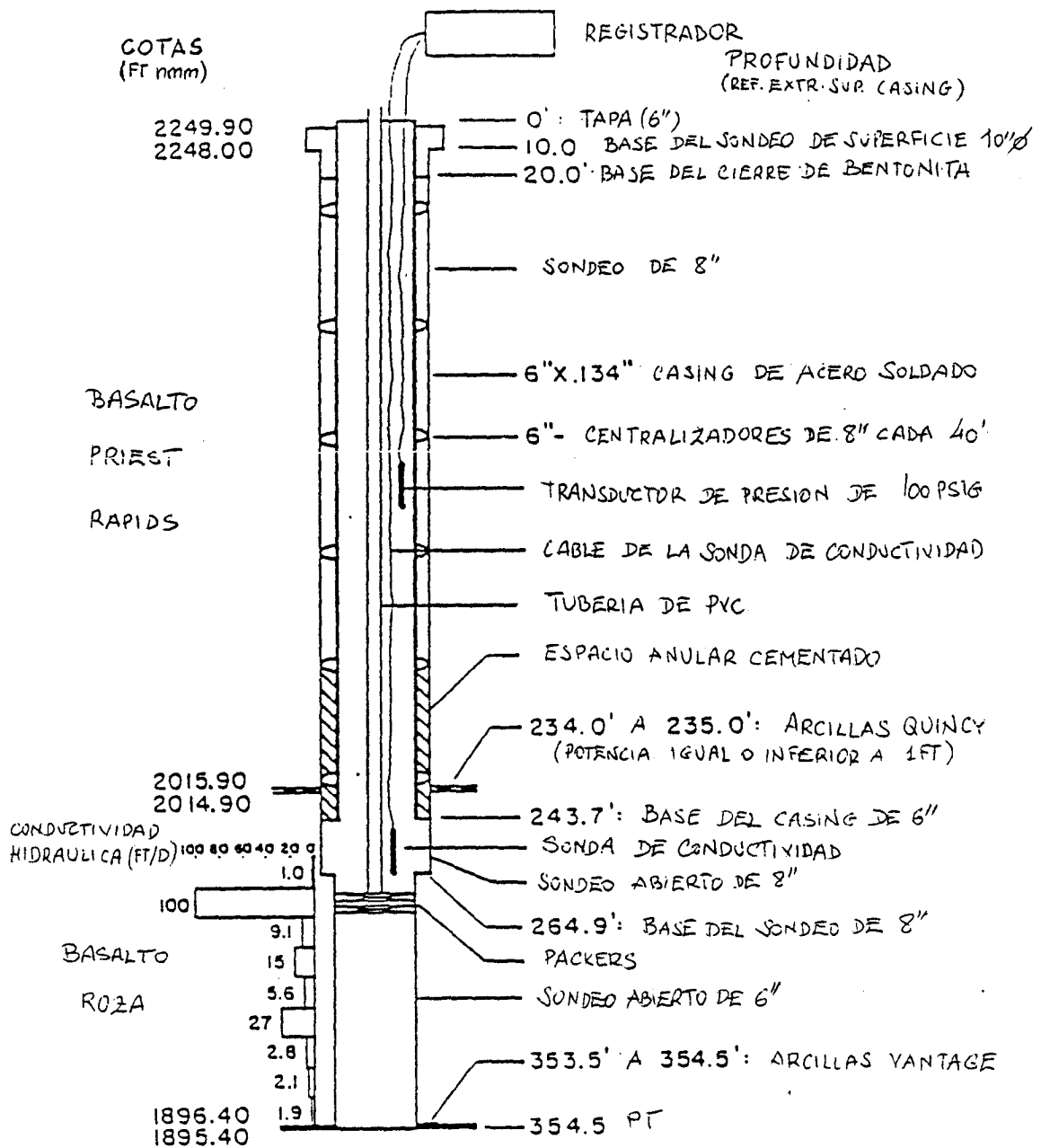


FIGURA 17.16.- Situación de la instrumentación y packers en el sondeo de inyección 16-7. Ensayo de trazadores número 3.

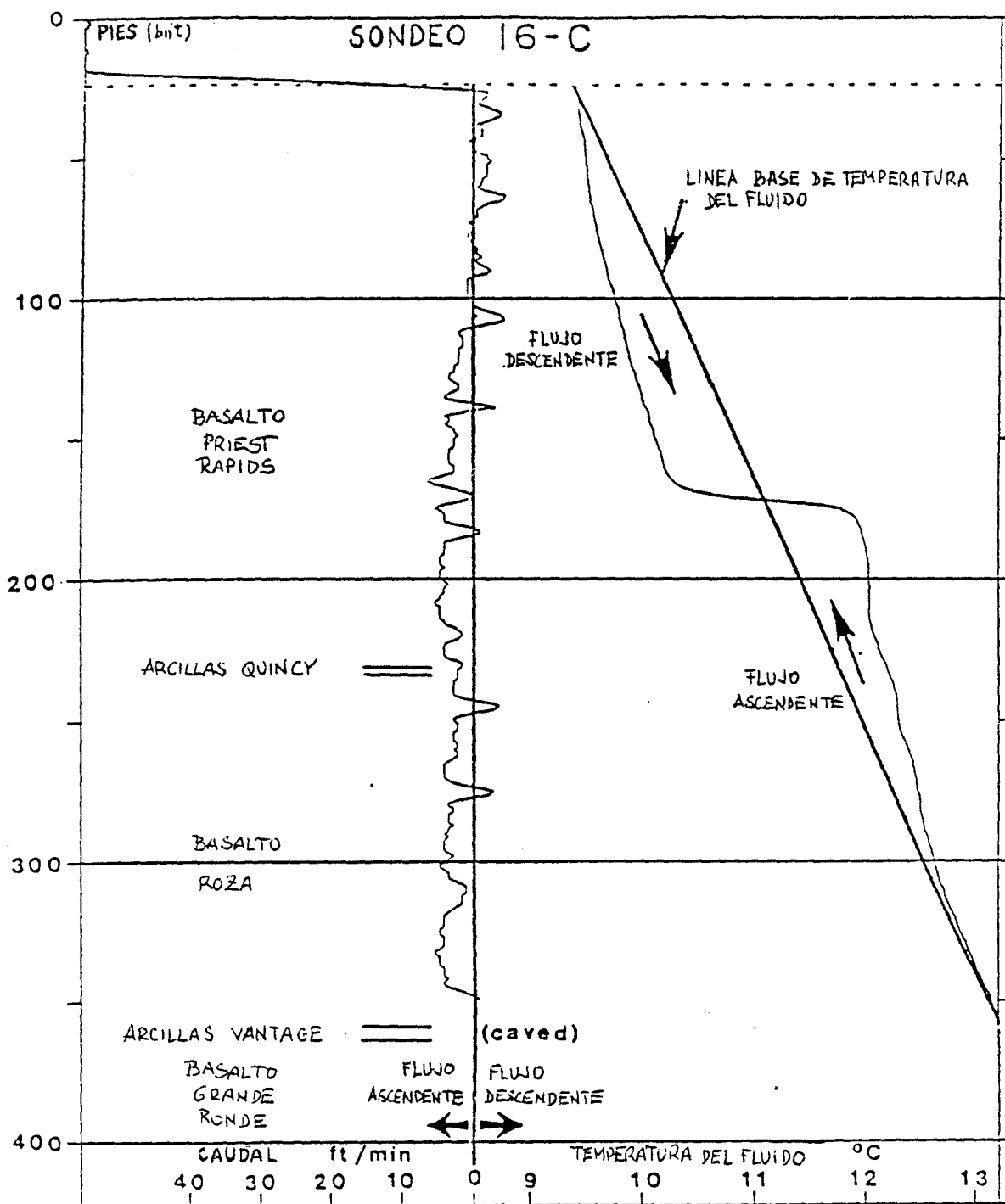


FIGURA 17.17.- Logs de temperatura y velocidad del fluido.
Sondeo 16-C.

18.- ALGUNOS ASPECTOS DE LOS ENSAYOS

CON TRAZADORES EN SONDEOS

18.1.- INYECCION Y TOMA DE MUESTRAS

El equipo de inyección depende de la profundidad del sondeo y del presupuesto disponible. En sondeos poco profundos el trazador puede ser introducido en una ampolla guiada por un tubo, o simplemente vertido. Obtener una mezcla homogénea es deseable e importante para la mayor parte de los tests. En sondeos poco profundos es sencillo conseguirla. Por ejemplo, se puede pistonear en el sondeo o inyectar el trazador a través de un tubo con muchos agujeros, unas aletas en la parte exterior del tubo permitirán que el trazador se mezcle subiendo y bajando el tubo. En sondeos más profundos el trazador tendrá que ser inyectado a presión y el equipo debe de ser más sofisticado. La figura 18.1. muestra un esquema de un sistema de inyección a presión. El intervalo de interés es colocado entre packers. Este equipo suele ser construido para ensayos específicos puesto que en estudios de agua no son de uso frecuente y no están disponibles comercialmente.

La inyección instantánea es una condición ideal. En un ensayo real, el impulso puede suponer un período de inyección variable entre un minuto y una hora, en función del equipamiento disponible.

La toma de muestras puede ser simple o sofisticada. Para trazar impulsos térmicos sólo se necesita bajar un termistor. Para trazadores químicos a poca profundidad puede ser suficiente una bomba de mano. Las cucharas se pueden usar en aquellos casos en que la mezcla de trazador no enmascare los

SISTEMA DE INYECCION DEL TRAZADOR

SISTEMA DE MUESTREO DEL TRAZADOR

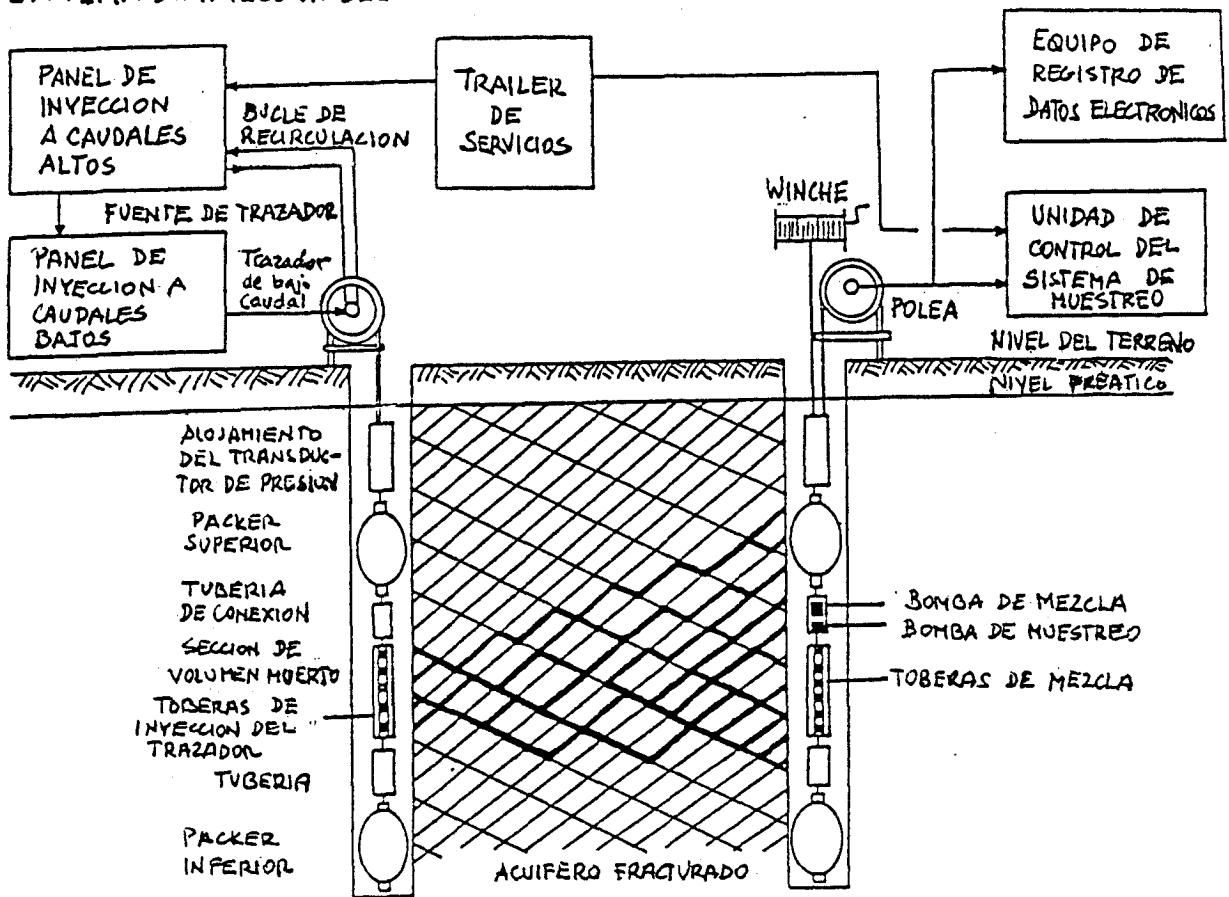


FIGURA 18.1.- Esquema de la instalación de un ensayo mediante trazadores de doble sondeo en acuífero fracturado. (Cullen, 1984).

resultados e impida su interpretación. Una cuchara de teflón lastrado como la descrita por Buss y Bunt (1981), puede ser deseable para limpiar el pozo antes de tomar la muestra. También se puede emplear una bomba de gasolina. Para sistemas sin bombeo, la determinación de cuánta agua se debe sacar antes de tomar la muestra, no es problema trivial. Si no se extrae suficiente agua, la composición de la muestra estará influida por el agua semiestática que rellena parte del sondeo. Si se saca mucha agua, se creará un gradiente hidráulico hacia el pozo y el movimiento natural del trazador quedará distorsionado. Una regla práctica es sacar cuatro veces el volumen del agua que hay en el pozo antes de tomar la muestra (figura 18.2).

En sondeos ya existentes que se han perforado para abastecimiento de agua y que pretenden utilizarse para un ensayo con trazadores, hay que tener un cuidado extremo por la compleja relación entre las variables ritmo del bombeo, modelos de circulación de agua dentro del pozo y producción de los distintos niveles. Esta complejidad se refleja en la variabilidad de la química del agua cuando se bombea.

En pozos que sacan agua de un acuífero complejo o de varios niveles acuíferos, el análisis de una simple muestra de agua tomada en un punto dado no puede proporcionar información definitiva sobre la química del agua de cualquier zona particular.

Se han descrito muchos sistemas de muestrear. La publicación *Ground-water Monitoring* es una buena fuente de consulta de este tipo de técnicas. Muestreadores multinivel son descritos en esta revista por Pickeng (1981) y Cherry y Jhonson (1982)

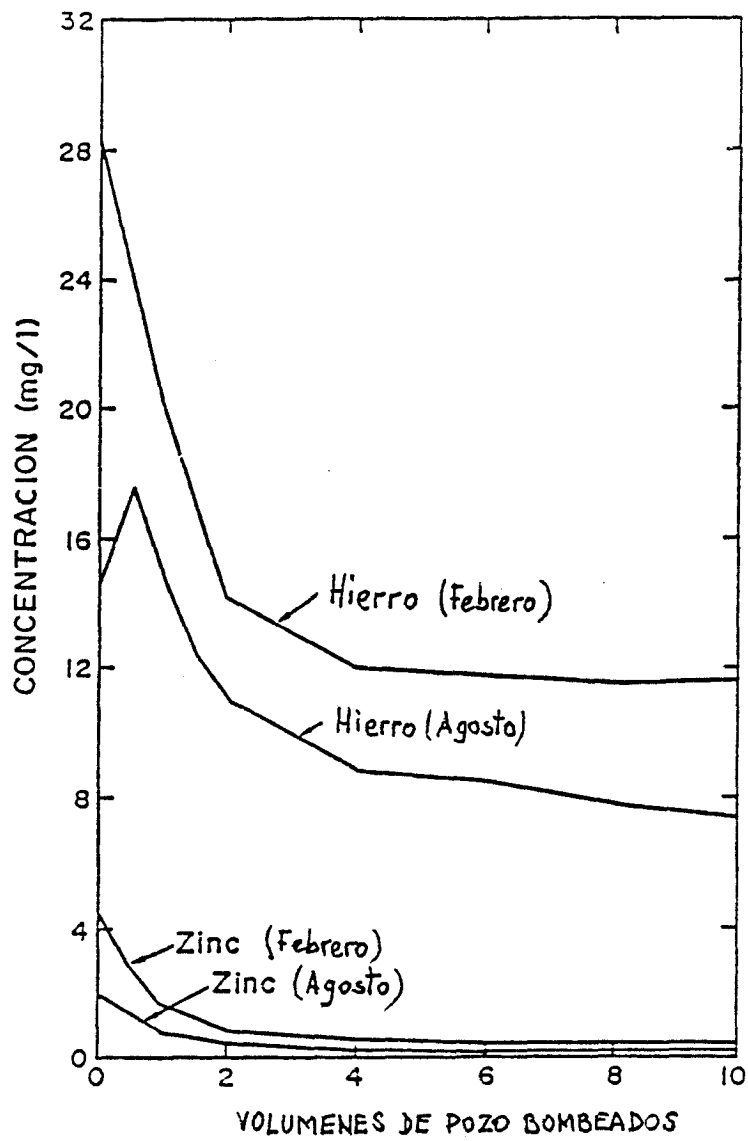


FIGURA 18.2.- Variación de concentración durante la toma de muestras.

18.2.- INTERPRETACION DE RESULTADOS

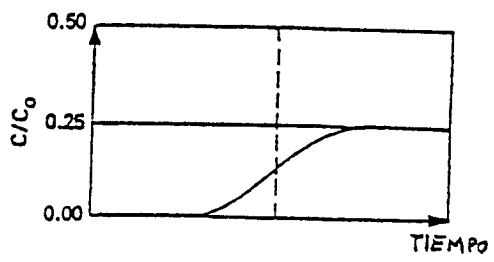
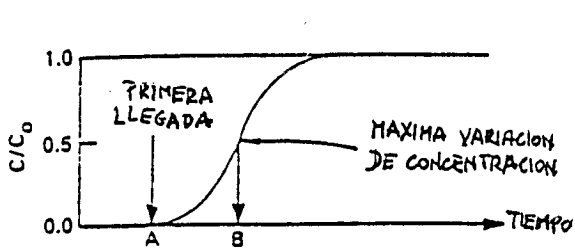
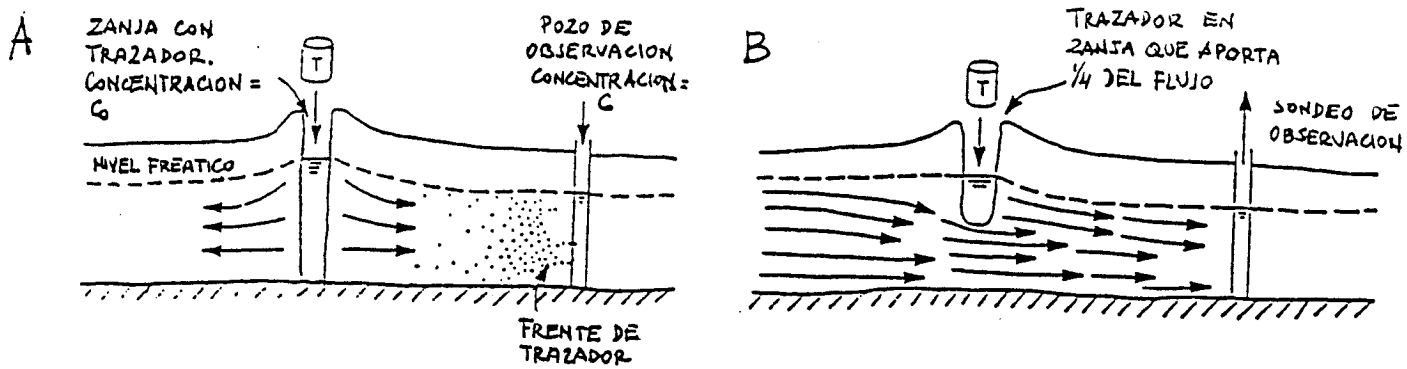
Las siguientes conclusiones y figuras pretenden solo ser un breve resumen cualitativo introductorio a la interpretación de resultados de ensayos con trazadores. Tratamientos cuantitativos más detallados pueden encontrarse en los trabajos de Halevy y Nor (1962), Fried (1975), Grisak y Pickens (1981) y Gelhar (1982).

La representación de la concentración de un trazador como función del tiempo o volumen de agua que pasa a través del sistema se llama curva de tiempos de llegada (breakthrough). La concentración se representa como concentración instantánea, mediante el cociente de la concentración medida del trazador en el punto de muestreo, C , dividida por la concentración de entrada C_0 (figura 18.3).

La medida fundamental en la mayor parte de los test es el primer tiempo de llegada del trazador desde el punto de inyección al de muestreo, que proporciona dos tipos de información: indica que la conexión existe (en muchos casos es la única información esperada, como en el karst) y segundo, da una aproximación de la velocidad máxima entre los dos puntos, si el trazador es conservativo.

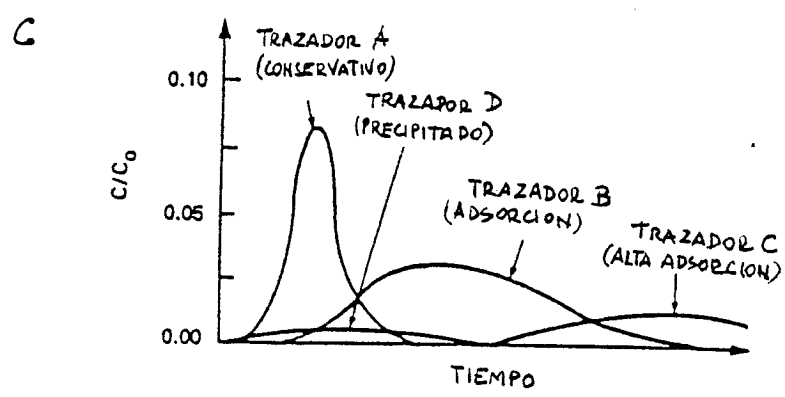
Para interpretaciones más elaborados que las arriba mencionadas hace falta tener en cuenta el tipo de acuífero, la velocidad del flujo subterráneo, la configuración de la inyección y muestreo, y el tipo de trazador o mezcla de trazadores utilizados.

Después del primer tiempo de llegada, el mayor interés se centra en la estimación del tiempo de llegada del máximo de concentración. Tanto para una inyección de slug como para una alimentación continua de trazadores, es también de interés la



(A) Concentración de trazador en el sondeo de observación C frente a la concentración inicial C_0 .

(B) Acuífero parcialmente saturado con trazador.



(C) Curvas de detección de trazadores conservativos y no conservativos.

FIGURA 18.3.

determinación del tiempo transcurrido entre la inyección y el instante en el que la concentración del trazador cambia más rápidamente. En general, si el trazador es conservativo, este tiempo es muy próximo al tiempo de tránsito teórico de la molécula media del agua que viaja entre los dos puntos. La "dispersión" de la curva es también interesante y se puede relacionar con los efectos de dispersión hidrodinámicos y la difusión molecular.

Métodos analíticos son tratados por Fried (1975), Sauty (1978) y, Carrera y Walter (1985), usan los programas denominados RAMSES y CONFLO, de diferencias finitas para proporcionar soluciones al transporte de soluto. Un ejemplo del tipo de curvas se da en la figura 18.4 utilizadas en la interpretación de un ensayo con dos pozos, uno de inyección y otro de muestreo, para encontrar la dispersividad (α) y la porosidad (ϕ). El eje vertical es una concentración sin dimensiones, definida como sigue:

$$C_0 = \frac{\pi r^2 b \phi C}{m} \quad (3.2.1.)$$

donde

$\pi r^2 b \phi$ = volumen del cilindro definido por la inyección y la extracción.

b = es el espesor del acuífero.

r = distancia entre pozos.

C = concentración medida en el tiempo t.

m = masa del trazador inyectada en el test.

El eje horizontal es reducido en el tiempo, definido como:

$$t_R = \frac{tQ}{\pi r^2 b \phi} \quad (3.2.2.)$$

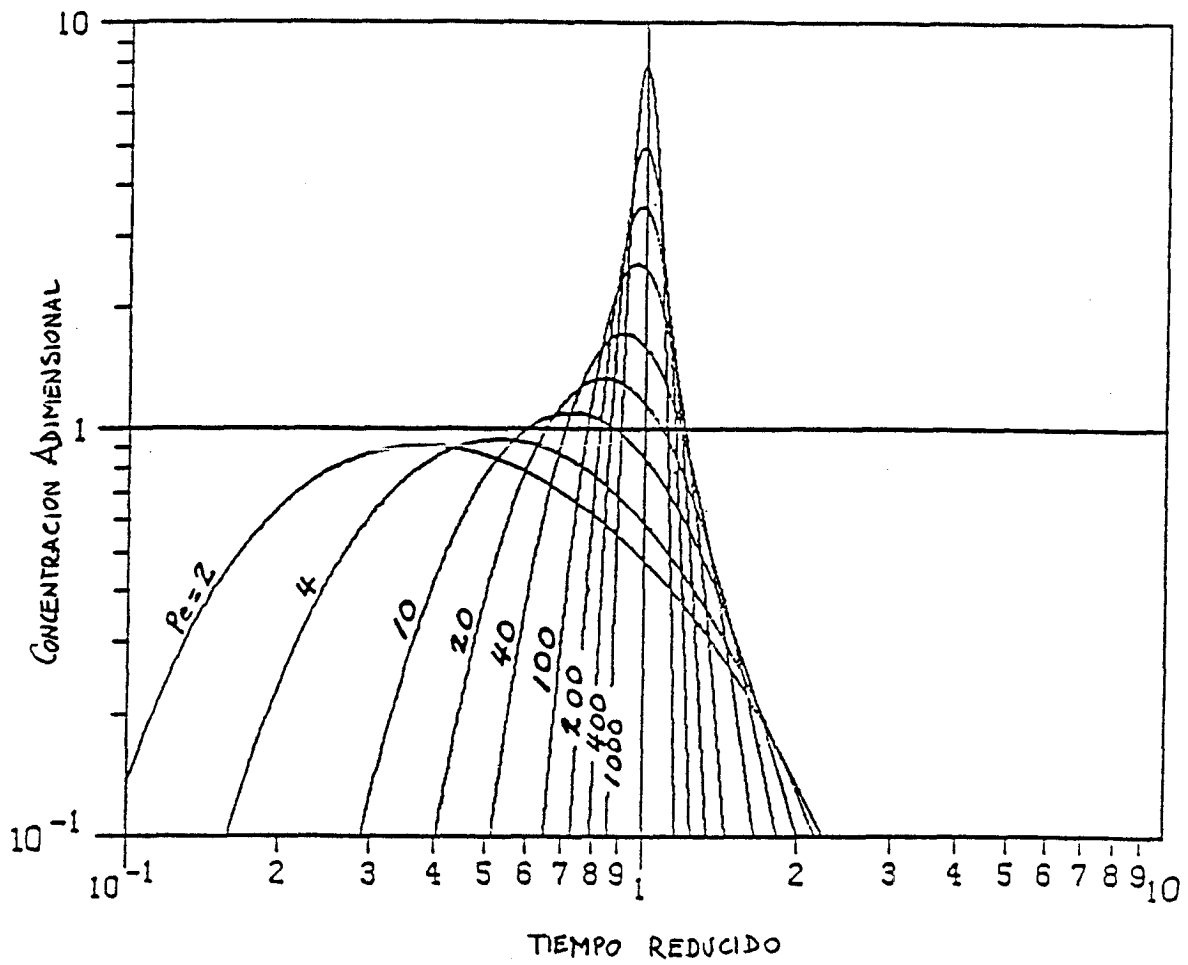


FIGURA 18.4.- Curvas de transporte de soluto obtenidas mediante modelos cualitativos aplicados en un ensayo con trazadores entre dos sondeos.

donde

t = tiempo de muestreo

Q = ritmo de bombeo

Cuando se analiza un test, los resultados se representa como log C frente a log t en los ejes verticales y horizontales. La curva experimental se compara con la curva tipo, manteniendo los ejes paralelos. Por la comparación se obtiene el número de Peclet. El número de Peclet (P_e) es igual a r/α , de donde se obtiene la dispersividad. A continuación se toma un punto de coincidencia de ambas curvas. Se usa la ecuación para tiempo reducido, donde todos los valores excepto ϕ son conocidos. Entonces:

$$Q = \frac{Q_t}{\pi r^2 b t R} \quad (3.2.3.)$$

Para verificar la validez del método, se utiliza la ecuación de la concentración sin dimensiones. En el punto de superposición, C y C_0 son conocidos. Si $C_0 = (\pi r^2 b \phi C)/m$, el método se debe verificar. Este tipo de curvas se desarrollaron por Hydrogeochem Inc. de Tucson, Arizona (1984).

Si un trazador se introduce de una manera continua en una zanja excavada en un acuífero como muestra la figura 3.3, el ratio C/C_0 se aproximará a 1 después de que el trazador empiece a pasar el punto de muestreo. Sin embargo, el ratio 1.0 rara vez se alcanza en los ensayos de campo porque las aguas se mezclan por dispersión y difusión en el acuífero y porque los pozos usados para el muestreo interceptarán normalmente más aguas que la marcada por los trazadores. Los ratios C/C_0 varían entre 10^{-5} y $2 \cdot 10^{-1}$ comúnmente en los ensayos de campo.

Si un trazador se introduce pasivamente en un acuífero pero se recupera por bombeo en un sondeo, tienen lugar varias

mezclas del trazador y el agua del acuífero, según la cantidad de agua bombeada, transmisividad del acuífero, pendiente de la superficie piezométrica, formas de la pluma contaminada, etc.

Cuando se introduce una mezcla de trazadores, se debe estudiar la posible interacción de los trazadores y la matriz sólida del acuífero. Si la interacción ocurre, se puede detectar comparando la curva de tiempos de llegada de un trazador conservativo con las curvas de otros trazadores ensayados (figura 18.5). La estrategia más común en este tipo de test es inyectar y después retirar el agua que contiene la mezcla de trazadores desde un pozo. Si la inyección es rápida y el bombeo inmediato, se recupera la casi totalidad del trazador. Si el bombeo es diferido el trazador irá en la dirección del gradiente general del flujo y la recuperación será menor cuanto más tiempo transcurra. Pueden realizarse test sucesivos invirtiendo tiempos mayores entre la inyección y el bombeo para estimar las velocidades del agua subterránea en acuíferos con gradientes moderados a elevados.

Los métodos de análisis cuantitativos de las curvas de tiempos de llegada se basan en la comparación de curvas generadas por computador o por métodos analíticos.

Los métodos clásicos de estimación de la porosidad no tienen en cuenta las variaciones de conductividad hidráulica debidas a la heterogeneidad de los acuíferos. En trabajos de contaminación se necesitan valores detallados de la distribución de porosidad con la profundidad. En el anexo II se fotocopia un artículo de Jarandel donde se resumen los trabajos más importantes realizados con trazadores para la evaluación de la porosidad en sondeos.

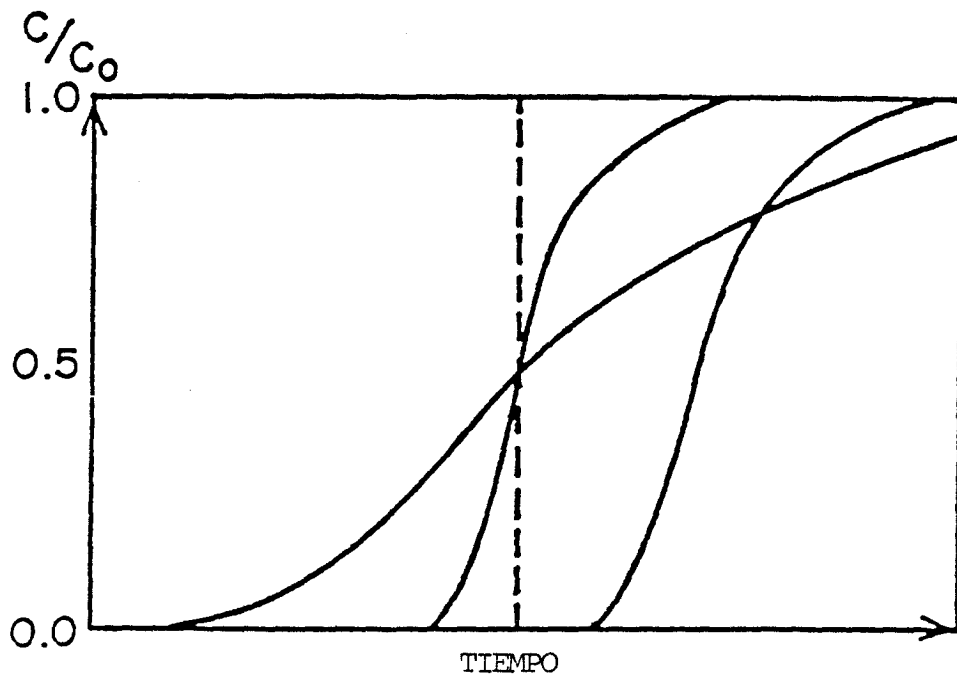


FIGURA 18.5.- Comparación de curvas de detección

19.- APLICACIONES DE ALGUNOS TRAZADORES PARTICULARES

19.1.- LOGS CON TRAZADORES RADIATIVOS

Logs de un trazador radiactivo inyectado se puede utilizar para localizar zonas permeables cuando la velocidad de flujo es tan bajo que no permite el uso de los caudalímetros de flujo de calor.

Este tipo de log lo pueden proporcionar compañías de testificación geofísica con licencia para el uso de isótopos radiactivos. El ejemplo de la figura 19.1(a) corresponde al trabajo del U.S.G.S. en las Calizas Madison antes y después de acidificar y fracturar a una profundidad de 4.500 pies.

En la figura 19.1(b) se comparan los logs del caudalímetro de impulsión y de trazadores radiactivos correspondientes al pozo Calizas de Madison-1. Aunque ambos son similares, el caudalímetro de impulsión no tiene resolución suficiente para mostrar pequeños cambios en el flujo, que pueden ser significativos en rocas donde la porosidad secundaria está bien desarrollada. El log de inyección de trazador radiactivo no sólo resuelve los pequeños cambios sino que parece más adecuado. Los test indican que una gran parte del flujo viene de un intervalo fracturado alrededor de los 1.000 m. de profundidad. Con este dato se puede determinar la transmisividad de los intervalos permeables calculando el porcentaje del flujo total de cada intervalo y multiplicandolos por la transmisividad del pozo obtenida en el ensayo de bombeo.

Se pueden usar igualmente caudalímetros durante la

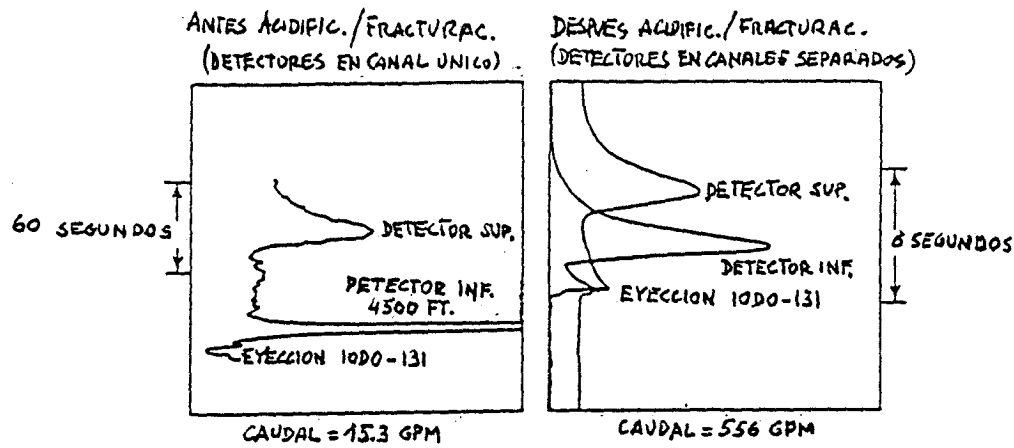


FIGURA 19.1(a).- Logs de la inyección de trazador radiactivo antes y después de la acidificación y fracturación de la Caliza Madison (Montana). Sondeo de ensayo 3. (Blankennagel, 1981).

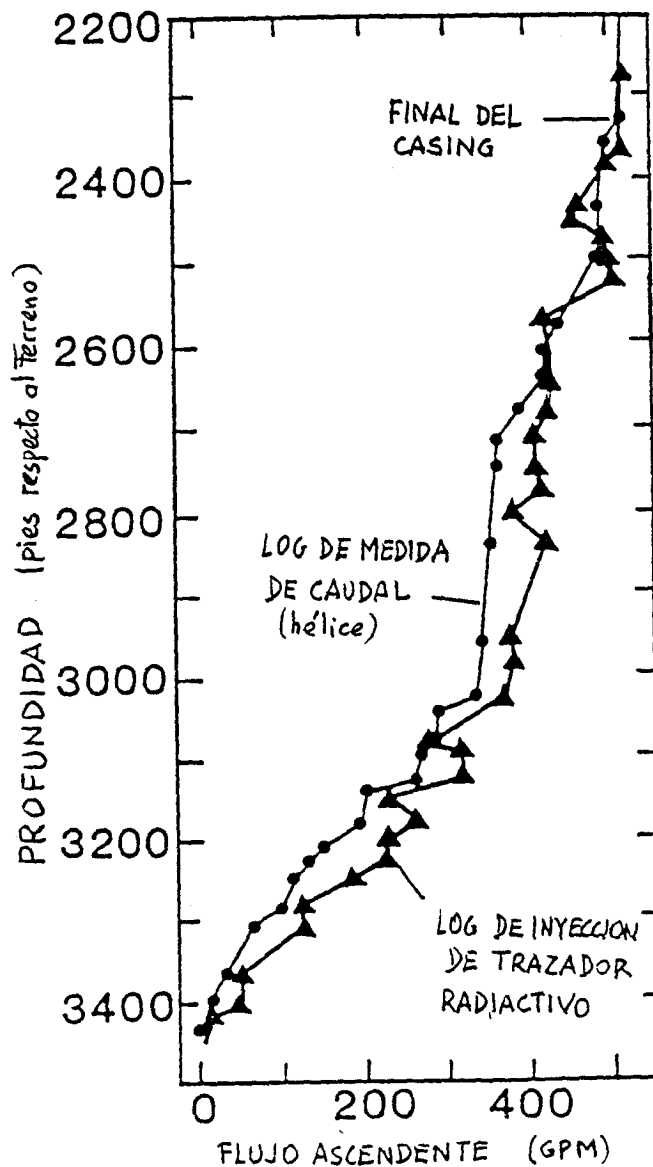


FIGURA 19.1(b).- Comparación de flowmeter y log de inyección de trazador radiactivo en la Caliza Madison. Sondeo de ensayo 1. (Blankennagel, 1977).

inyección para localizar intervalos permeables. El iodo 131 (figura 19.2(a)) se inyecta a profundidades de 100, 1200, 1500 y 1800 pies en un pozo en granito cerca de Aiken, S.C. Durante dos semanas (gráfico izq. de la figura) se inyecta agua en la superficie del terreno a caudal constante. Se hicieron logs de rayos γ en los días indicados por puntos en las curvas. La profundidad de la inyección del trazador a 100 pies en el casing se usó como referencia para calcular el perfil de inyektividad del lado derecho de la figura. El calibre indica que los intervalos de máxima inyektividad están relacionados en las zonas de fracturas del granito, cuya permeabilidad primaria es mínima.

En la figura 19.3 se muestra en relación entre el log de inyección de trazador radiactivo y el de temperatura. Ambos indican la situación de los intervalos permeables, debajo de las perforaciones, a 3.420 pies. Sin embargo, el log de temperatura no indica correctamente la proporción relativa de agua que entra a esta profundidad en el ensayo.

19.2.- TRAZADO MEDIANTE TEMPERATURA EN SONDEOS

La temperatura se usó como trazador en pequeños ensayos de campo en acuíferos aluviales. En el ejemplo de la figura 19.4(a) el tiempo de tránsito de los puntos de temperatura fué de unos 107 minutos, mientras que los datos de resistividad indican 120. El agua inyectada tenía una temperatura de 47°C y la del agua subterránea 22°C. La temperatura máxima en el pozo de observación fue de 27°C.

Los cambios en la temperatura del agua provocan cambios de densidad y viscosidad, por lo que alteran la velocidad y dirección del flujo. Por ejemplo, las aguas inyectadas a 40°C van dos veces más rápido, en el mismo acuífero bajo el mismo gradiente hidráulico, que el agua a 5°C. Puesto que el agua

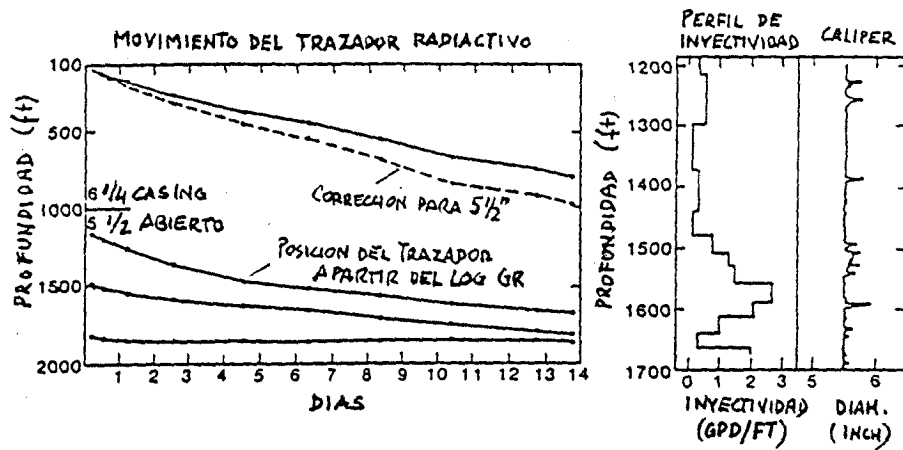


FIGURA 19.2.- Movimiento descendente de cuatro inyecciones de I-131, en un sondeo de rocas graníticas.

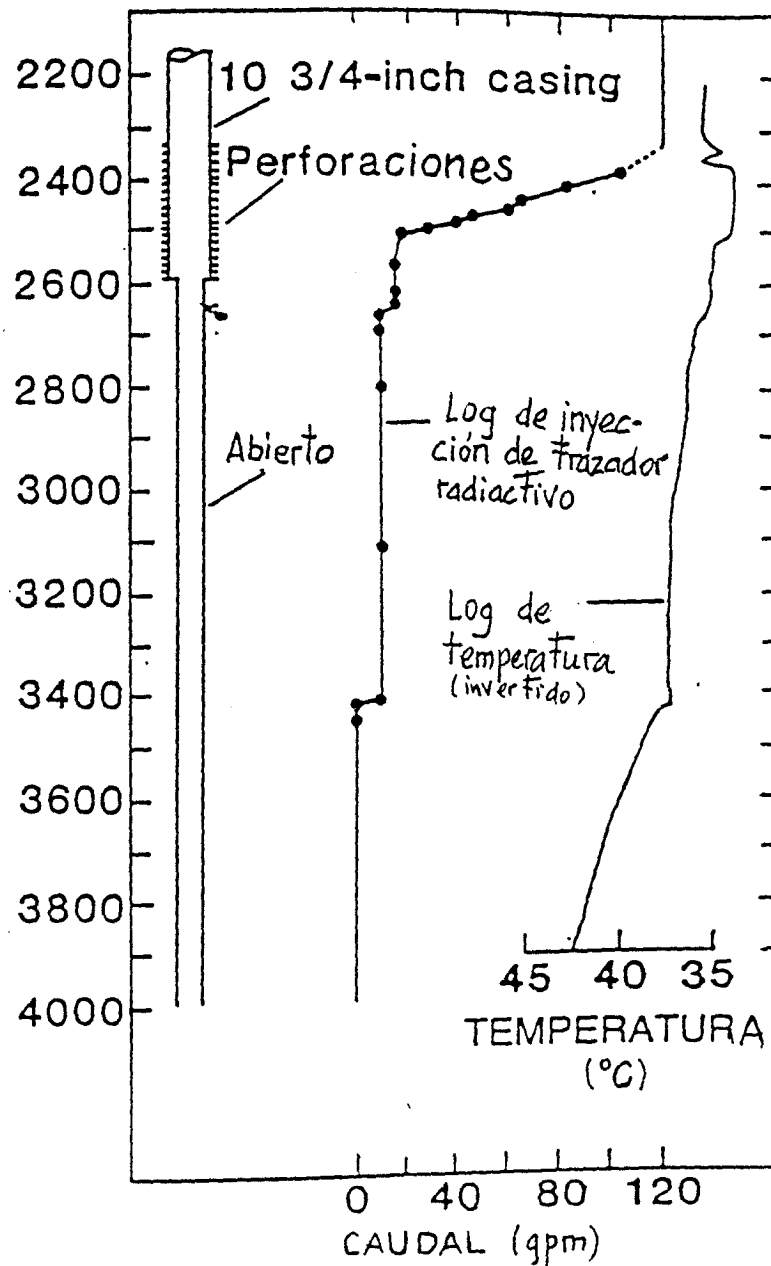


FIGURA 19.3.- Log de inyección de trazadores radiactivos frente a log de temperatura realizados durante bombeo en el sondeo USW H-5, Yucca Mountain (Nevada). (Blankennagel, USGS, 1983).

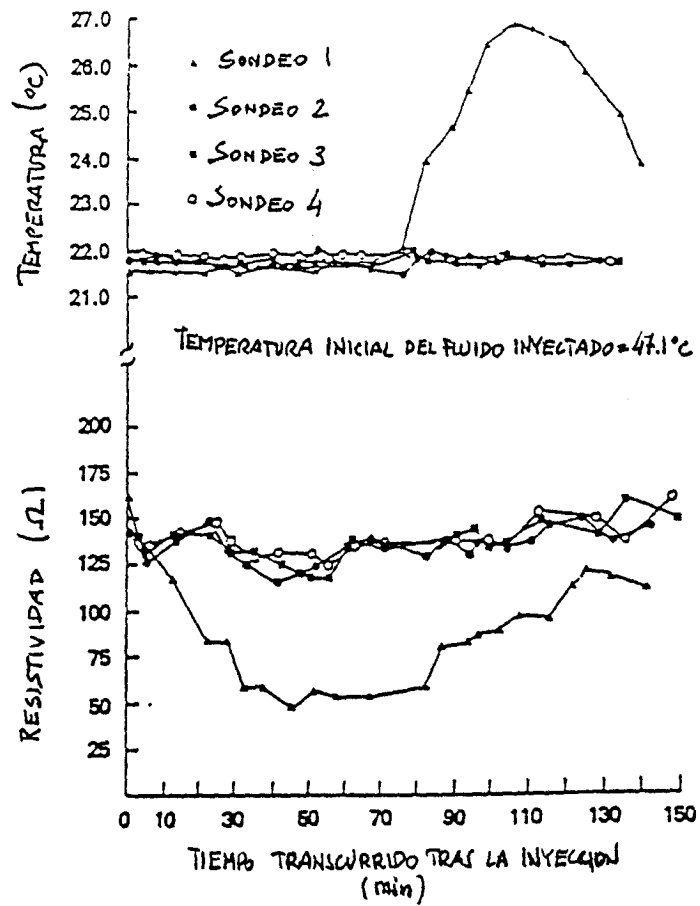


FIGURA 19.4(a).- Resultados de un ensayo en el que se emplea agua caliente como trazador.

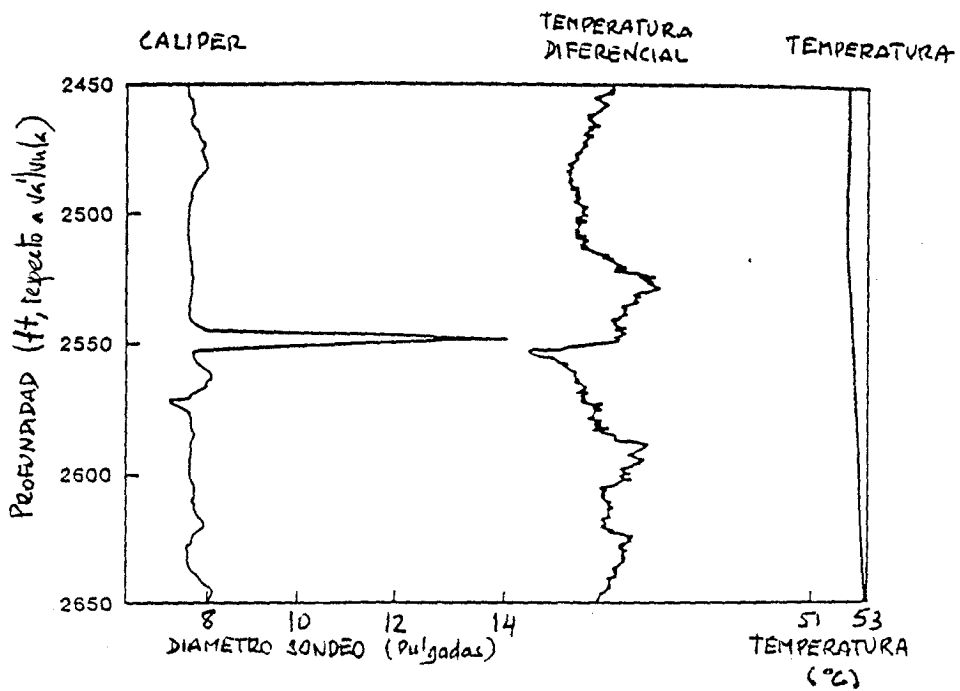


FIGURA 19.4(b).- Logs, caliper, temperatura diferencial y temperatura en un tramo de la Caliza Madison, Wyoming. Sondeo de ensayo 1.

caliente es un poco menos densa que el agua fría "flotará" por encima del agua fría. Para minimizar estos problemas de convección inducida, se debe procurar tener pequeñas diferencias de temperatura y realizar la detección mediante dispositivos de medida de precisión suficiente para conseguir resultados en condiciones lo más próximas posibles a las naturales.

Estos tests sirven como indicadores de las curvas de llegada de trazadores químicos. Aportan los tiempos de llegada adicionales y también se pueden emplear como un método simple y barato para fijar el emplazamiento de sondeos de muestreo.

Otra aplicación de los trazadores de temperatura es la detección de la recarga de un acuífero procedente de un río. Si el río recarga un acuífero, las fluctuaciones estacionales de temperatura se pueden detectar en el acuífero.

Los logs de temperatura en sondeos son extraordinariamente útiles para proporcionar información sobre el movimiento del agua hacia el interior de un sondeo, incluyendo la profundidad de los intervalos productivos, para extracción o para inyección. Por tanto, pueden proporcionar datos respecto a la conductividad hidráulica y a la presión. Se pueden utilizar para trazar el movimiento de agua inyectada o de un contaminante, para localizar cemento detrás del casing o para corregir otros logs sensibles a la temperatura. El log de temperatura ha sido durante muchos años el único disponible para los hidrogeólogos.

Se suelen hacer dos tipos de logs: temperatura-profundidad y temperatura diferencial, este último más sensible a cambios en el gradiente de temperaturas (figura 19.5(b)).

El log de la figura 19.5(a) en un pozo geotérmico indica los intervalos con fracturas productivas. La mayor parte del agua entra a 2.900 pies, pero hay producción adicional a 3.000.

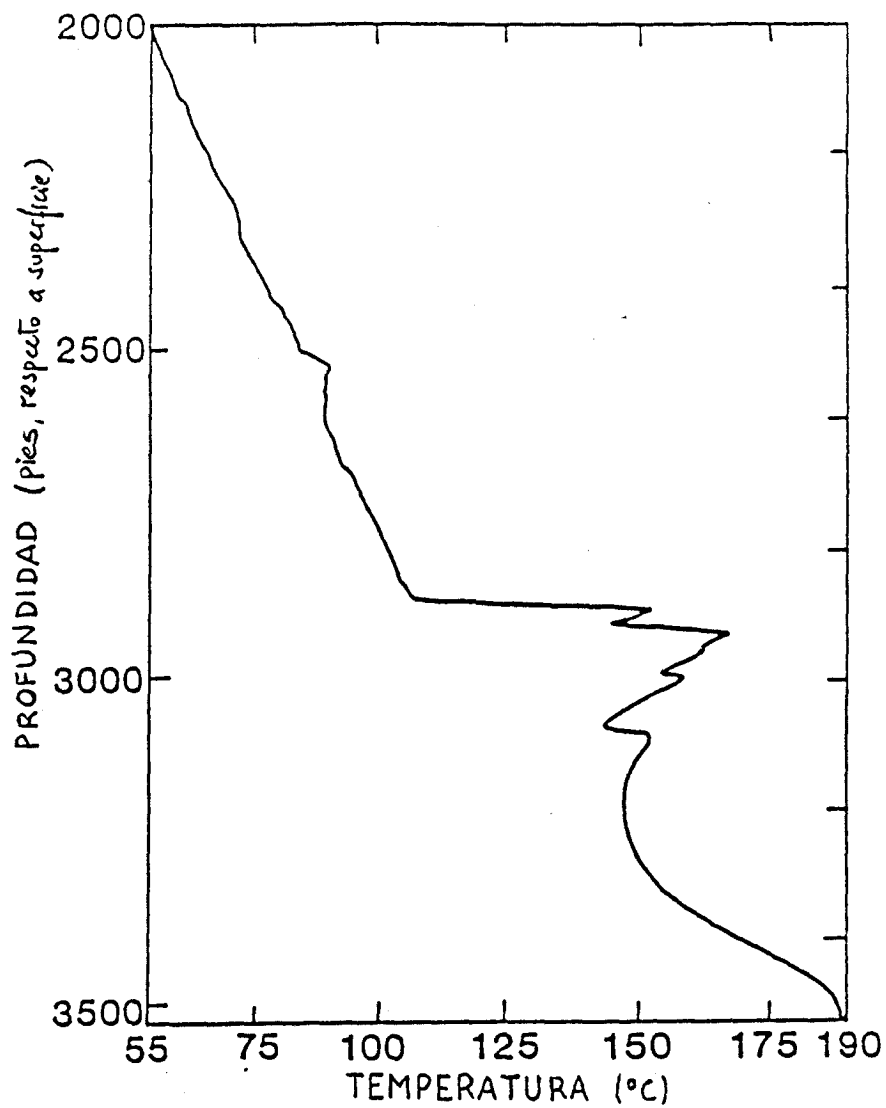


FIGURA 19.5(a).- Log de temperatura de un sondeo geotérmico de producción.

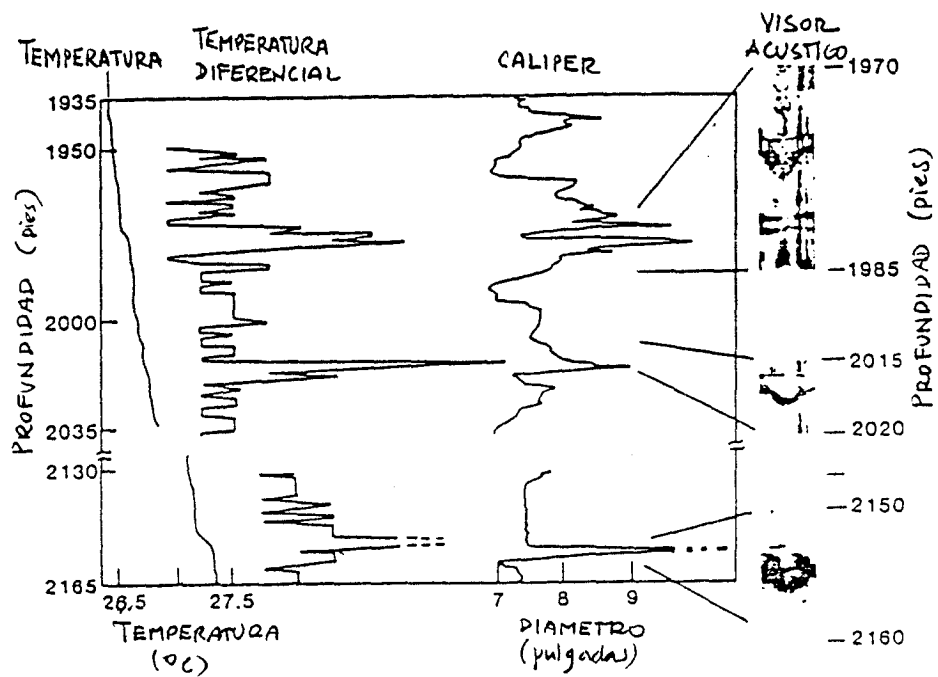


FIGURA 19.5(b).- Logs de temperatura, temperatura diferencial, caliper y visor acústico del sondeo de ensayo 1. Raleigh, N.C.

La identificación de fracturas productivas en el triásico de Raleigh (North Carolina) se ilustra en la figura 19.5(b). El log de temperatura indica varios cambios en el gradiente que están claramente definidos en el log de temperatura diferencial, que muestra un mayor contraste de la anomalía. Esta interpretación fué complementada con un log de televisión acústica.

Una descripción muy completa de otras posibles utilizaciones de log de temperatura pueden encontrarse en el libro de Scott Keys "Borehole geophysics applied to groundwater investigations" de donde se han tomado estos ejemplos.

19.3.- ANALISIS DE IMPULSOS EN SONDEOS

Hirasaki (1974) propuso una técnica de ensayo mediante impulso para estimar la permeabilidad vertical. El test consiste en bombear o inyectar un pequeño intervalo de un sondeo durante un corto intervalo de tiempo; cerrar y después medir el tiempo transcurrido hasta obtener la máxima presión de respuesta en otro pequeño intervalo del pozo (figuras 19.6, 19.7 y 19.8). Se empleó este método para estimar la permeabilidad vertical en una zona de baja permeabilidad, en Omán. La conductividad hidráulica medida por este procedimiento es representativa de los materiales muy próximos al pozo, y se basa en la hipótesis de que el periodo de inyección o bombeo es casi despreciable, en comparación con el tiempo en que se alcanza la máxima presión de respuesta.

El análisis de la oscilación de presión en pozos de observación durante el primer minuto de un ensayo de bombeo proporciona los datos adecuados para caracterizar hidráulicamente una zona con elevada transmisividad. Este método permite ahorros sustanciales en trabajos donde las características a largo plazo del acuífero, tales como la percolación, no sean necesarias.

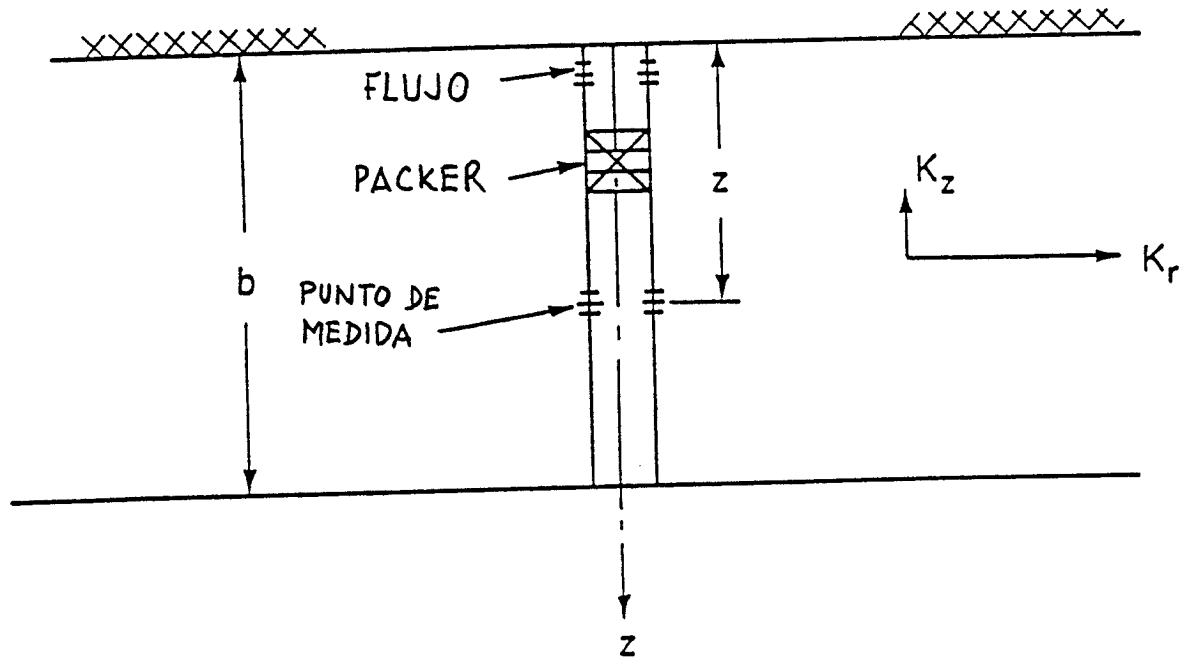


FIGURA 19.6.- Esquema de la configuración del ensayo Hirasaki.

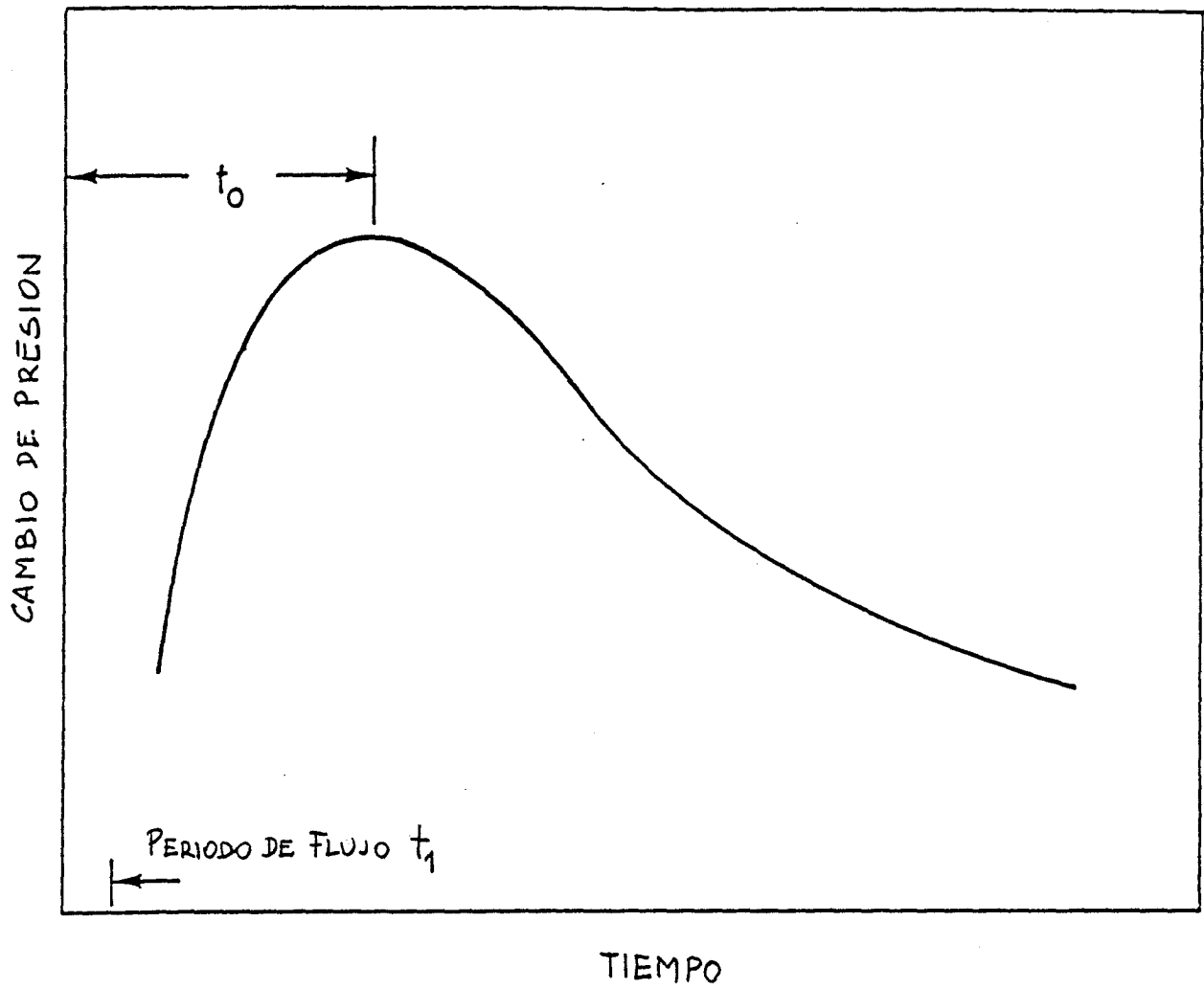


FIGURA 19.7.- Respuesta típica del ensayo de pulso en el intervalo inferior (Hirasaki, 1974).

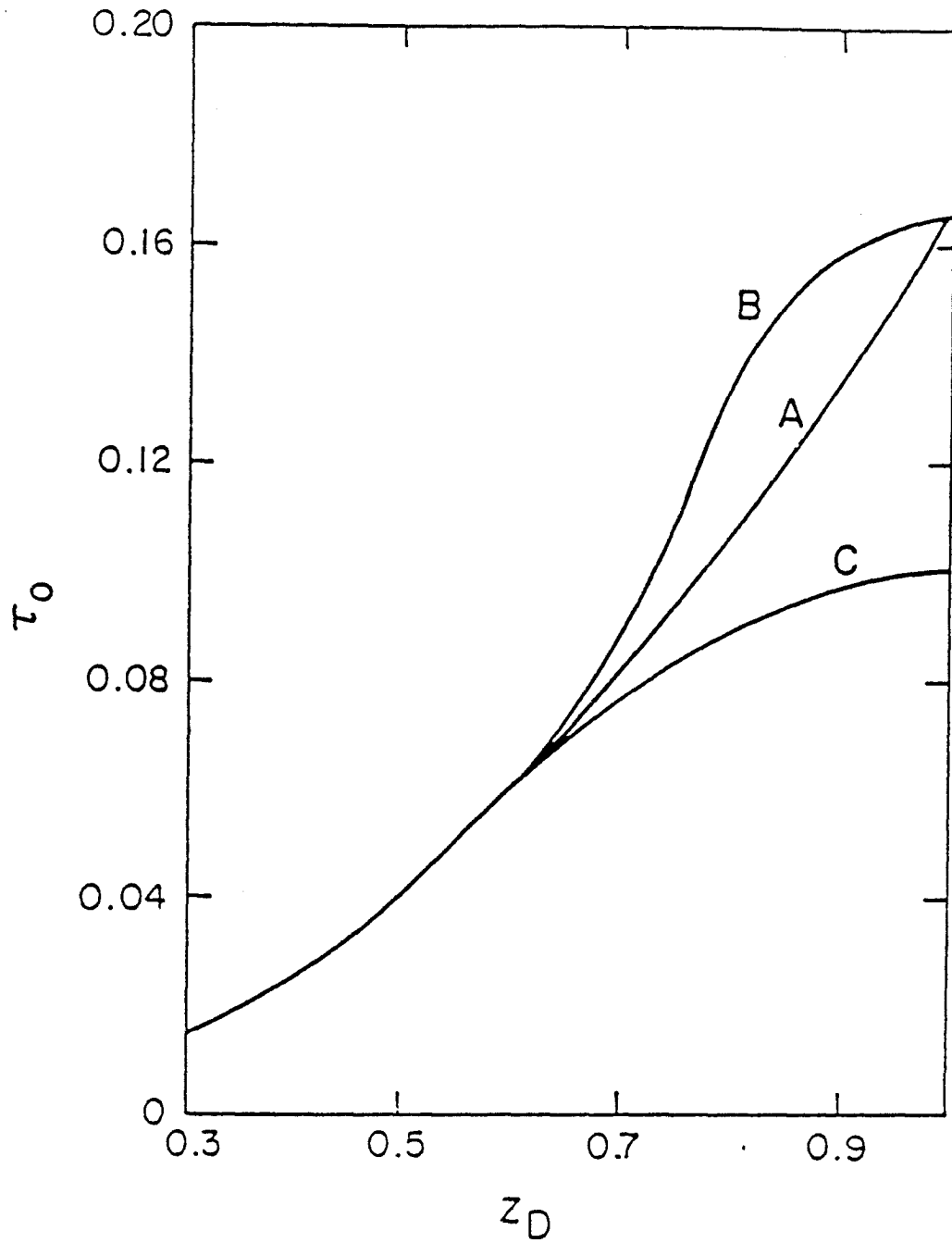


FIGURA 19.8.- Tiempo de respuesta adimensional en los ensayos de pulso. A) caso semi-infinito; B) para un acuífero de espesor finito sobre nivel impermeable; C) para un acuífero de espesor finito sobre acuífero de nivel pizométrico constante.

Con el uso de transductores de presión que proporcionan 60 lecturas por segundo, se pueden obtener medidas precisas durante los primeros minutos de un ensayo. En segundos, los pozos de observación localizados a unos centenares de pies del pozo de bombeo, responden de una manera oscilatoria y muestran amplitudes de casi un pie de abatimiento. La declinación de las desviaciones sinusoidales se analizan según el método de Van der Kamp, y los cuyos resultados son coherentes con los obtenidos mediante la interpretación tradicional de bombeos de ensayo en descenso y recuperación.

En el artículo de Daniel Goffin y David Ward se expone un bombeo de ensayo en el acuífero floridano, la interpretación según esta técnica y su comparación con las clásicas (figuras 19.9 y 19.11).

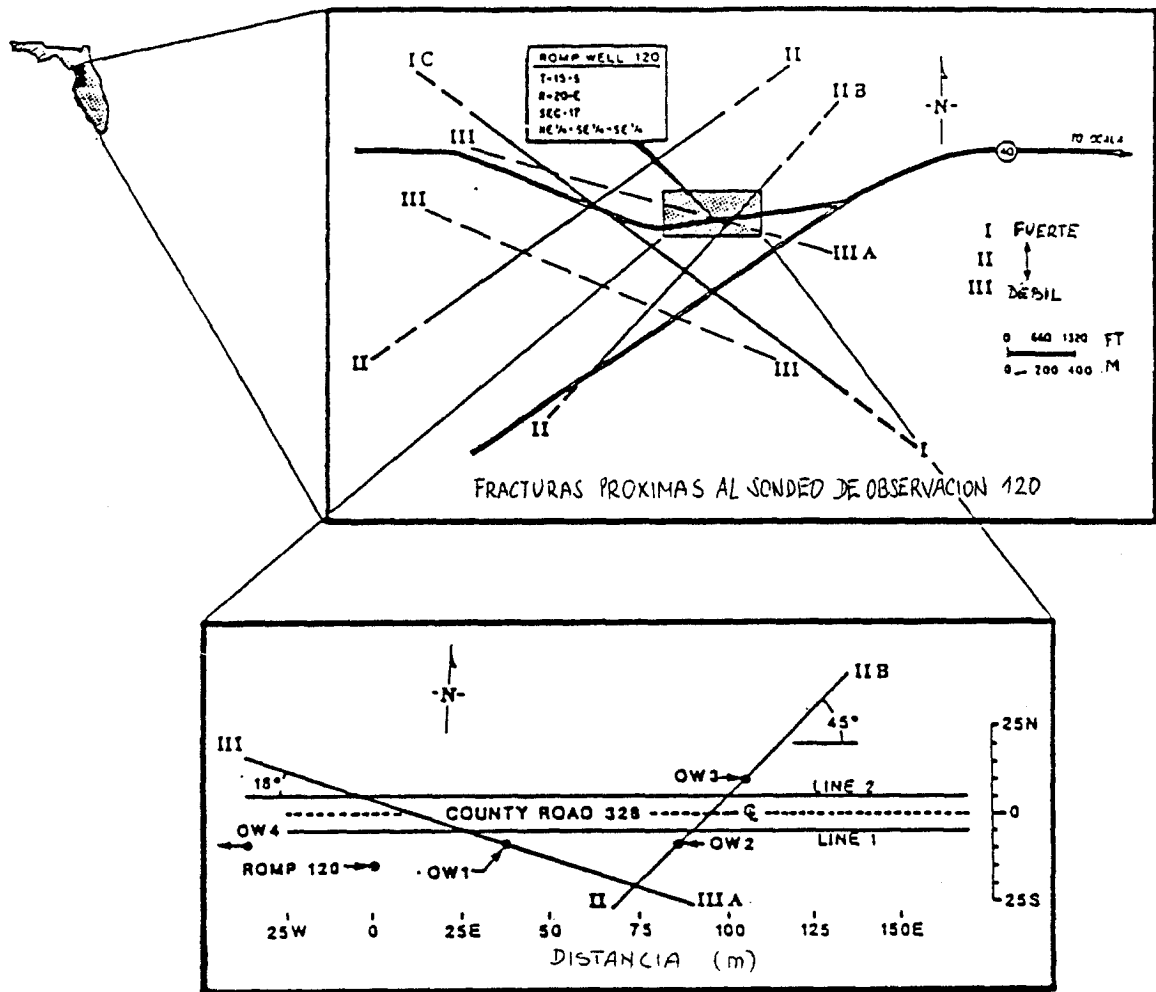


FIGURA 19.9.- Situación de las fracturas y sondeos de observación dentro del área de estudio.

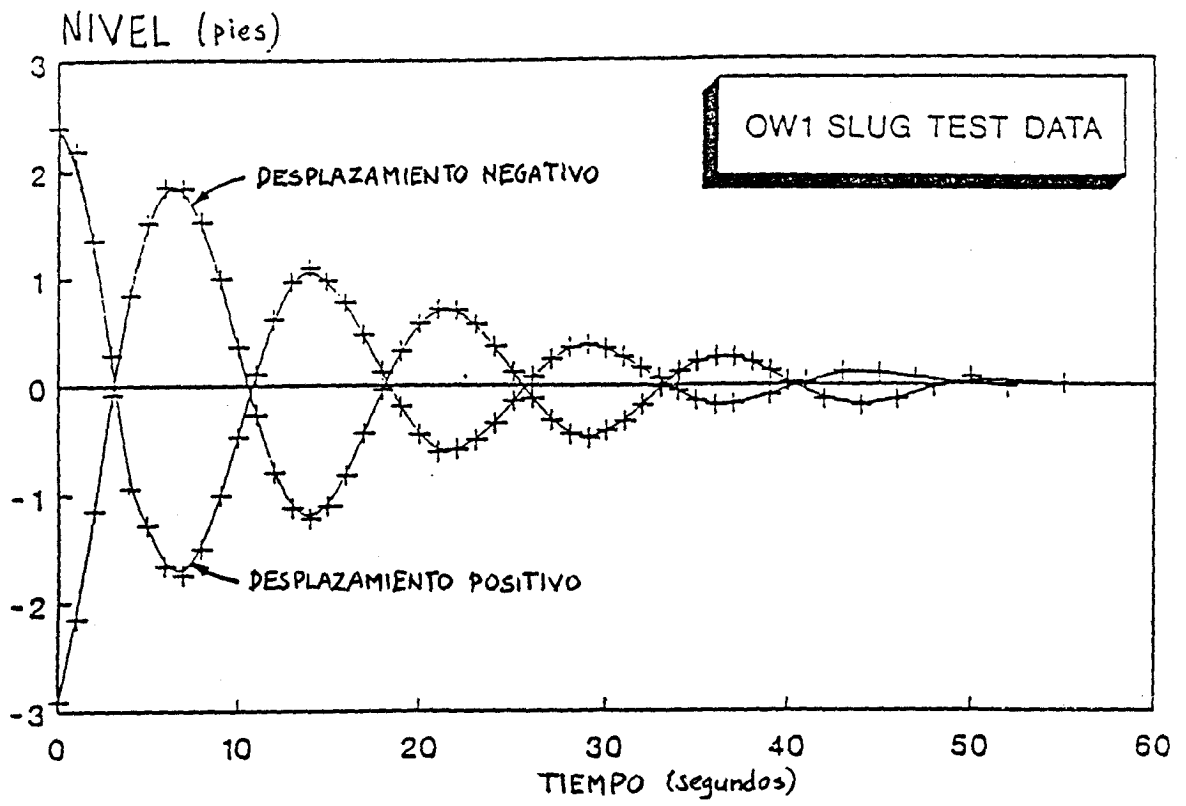


FIGURA 19.10(a).- Respuesta del slug test en el sondeo OW1.

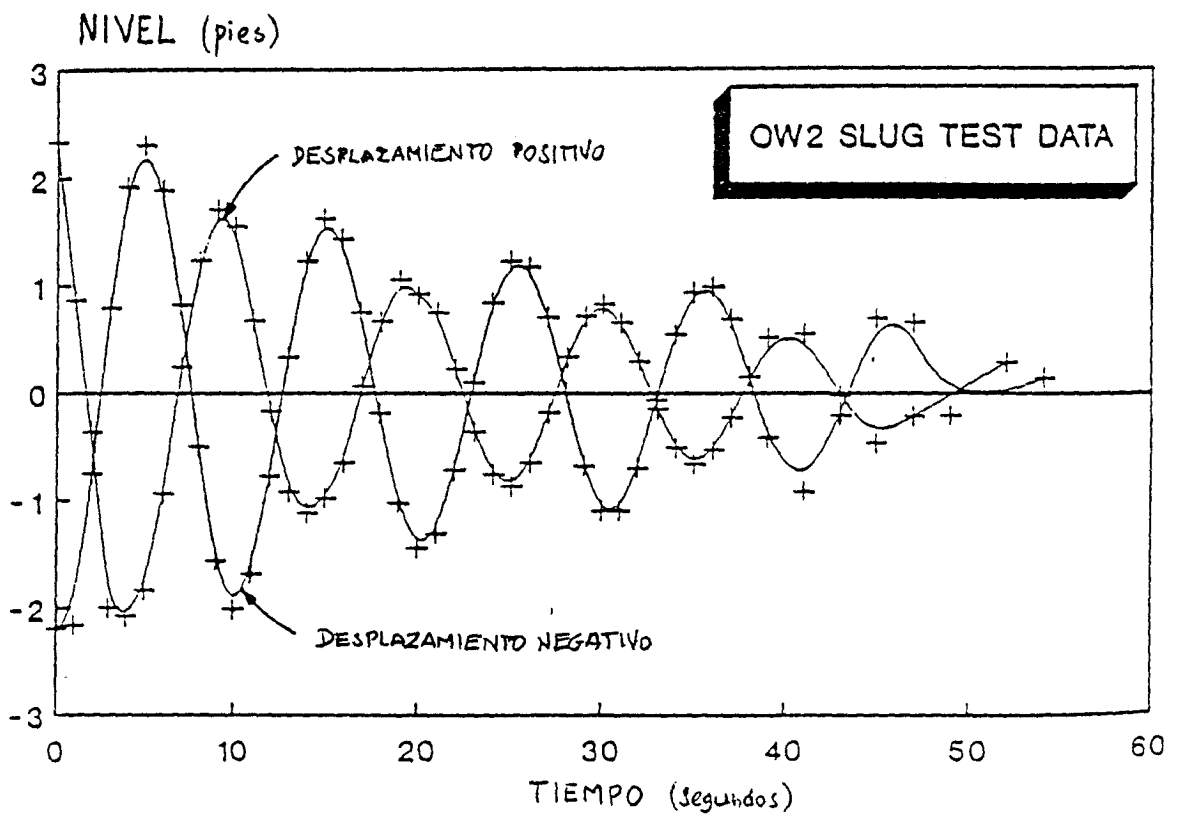


FIGURA 19.10(b).- Respuesta del slug test en el sondeo OW2.

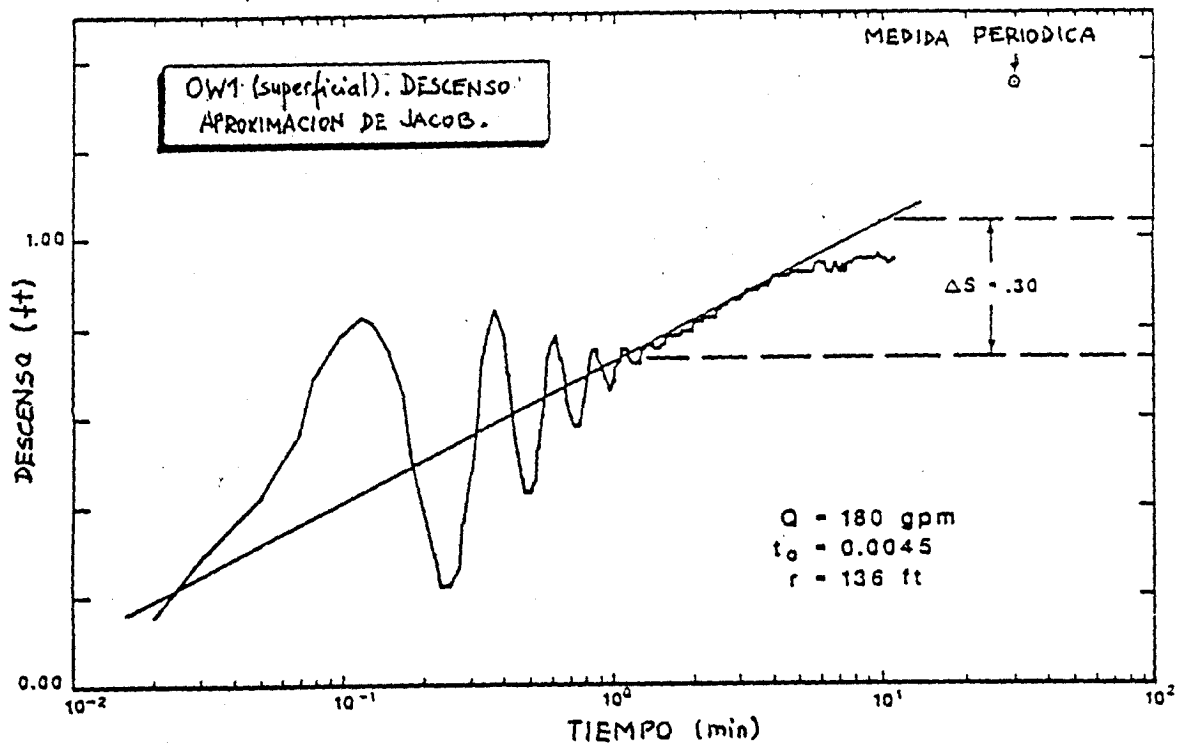


FIGURA 19.11(a).- Interpretación de ensayo mediante bombeo a partir de datos tomados con un transductor profundo mediante la aproximación de Jacob.

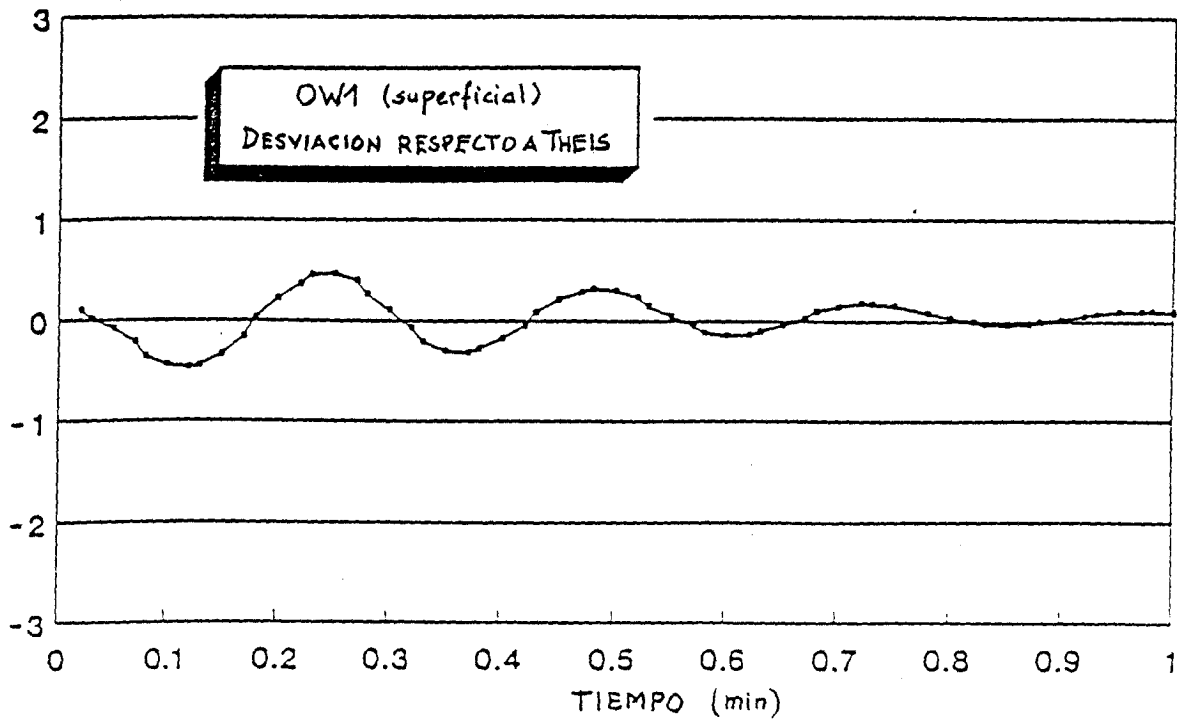


FIGURA 19.11(b).- Respuestas oscilatorias residuales en el sondeo OW1 (superficial) después de aplicar el filtro de Theis.