

PARTE III. DEFINICION DE LA MORFOLOGIA DE LA INTERFASE

3.1. Análisis del proceso de intrusión y metodología

3.2. Detección de la intrusión marina

3.2.1. Métodos hidroquímicos

- 3.2.1.1. Aspectos hidroquímicos de la intrusión
- 3.2.1.2. Cambios en la composición química
- 3.2.1.3. Relaciones iónicas
- 3.2.1.4. Reducción de sulfatos
- 3.2.1.5. Variaciones en la zona afectada
- 3.2.1.6. Cálculo de mezclas
- 3.2.1.7. Conclusiones
- 3.2.1.8. Ejemplos
 - Acuífero de la Crau (Francia)
 - Acuífero de Oropesa Torreblanca (castellón)

3.2.2. Métodos isotópicos

- 3.2.2.1. Introducción
- 3.2.2.2. Fuentes de salinidad de las aguas
- 3.2.2.3. Conceptos básicos
- 3.2.2.4. Isótopos estables del agua
- 3.2.2.5. Radioisótopos
- 3.2.2.6. Ejemplos
 - Acuífero de la Crau (Francia)
 - Fuente de Almyros (Creta)
 - Acuífero de Minjur (India)
 - Acuífero de Cul-de-Sac (Haití)

3.2.3. Métodos geofísicos

- 3.2.3.1. Introducción
- 3.2.3.2. Técnicas espaciales
 - Sondeos eléctricos Verticales (S.E.V.)
 - Sondeos de polarización inducida

Sondeos Electromagnéticos de Dominio de Tiempo (SEDT)
Métodos electromagnéticos

3.2.3.3. Técnicas puntuales

- a) Método de la resistencia*
- b) Resistividad*
- c) Medidas del potencial espontáneo*
- d) Métodos radioactivos*
- e) Métodos sínicos*

3.2.3.4. Ejemplos

- Delta del Ter y Fluviá (Gerona)*
- Zona de Moncofar (Castellón)*
- Testificación geofísica en Vilaseca-Salou (Tarragona)*

3.2.4. Modelos matemáticos

3.2.4.1. Introducción

3.2.4.2. Modelos que consideran miscibilidad de los fluidos

A. Modelo de corte vertical en elementos finitos

A.1. Planteamiento del modelo

A.2. Resolución por el método de elementos finitos (MEF)

B. Modelo de corte vertical con aplicación del método de las características

B.1. Planteamiento del modelo

B.2. Resolución por el método de las características (MOC)

3.2.4.3. Modelos que consideran inmiscibilidad de los fluidos

C.1. Introducción

C.2. Modelo en diferencias finitas

Planteamiento del modelo

Resolución por el método de diferencias finitas (MDF)

Método de resolución de los sistemas de ecuaciones algebraicas

Condiciones inicial y de contorno

3.2.4.4. Análisis comparativo de los distintos tipos de modelos de agua dulce-agua salada

D.1. Grado de complejidad del problema de la intrusión salina que el modelo puede tratar

D.2. Resultados más importantes que se obtienen del modelo

D.3. Datos más importantes precisados por el modelo

D.4. Complejidad existente en la utilización del modelo

D.5. Operatividad de los modelos

3.2.4.5. Ejemplos

Modelo de intrusión de la Plana de Castellón

3.1. ANALISIS DEL PROCESO DE INTRUSION Y METODOLOGIA

Las metodologías utilizadas para detectar, definir y conocer la evolución de la intrusión salina en los acuíferos costeros, son similares a las utilizadas en las investigaciones hidrogeológicas.

Las fases en que puede dividirse el estudio de procesos de la intrusión son las siguientes:

- Detección de fenómenos de invasión de agua marina en los acuíferos costeros.
- Definición de la situación de la interfase salina en sus tres dimensiones: profundidad, longitud y anchura.

3.2. DETECCION DE LA INTRUSION MARINA

La existencia del fenómeno de la intrusión marina en un acuífero costero puede ser detectada mediante diversas técnicas, fundamentalmente geoquímicas y geofísicas.

Los métodos geoquímicos están basados en los análisis químicos de muestras de agua tomadas en captaciones (sondeos, pozos o piezómetros) a diversas profundidades. El análisis químico de las muestras de agua debe contemplar la determinación de los principales elementos. Por otra parte cada muestra debe ser lo más representativa posible del nivel o cota a que se muestrea.

Los métodos geofísicos, en especial los eléctricos y electromagnéticos, también son utilizados con profusión y buenos resultados para detectar la intrusión marina. Su utilización puede ser espacial o puntual (sondeos mecánicos) según el sistema empleado.

3.2.1. Métodos hidroquímicos

3.2.1.1. Aspectos hidroquímicos de la intrusión

Las modificaciones que se producen en las propiedades físico-químicas de las aguas subterráneas en los acuíferos

costeros cuando aparecen los fenómenos de intrusión marina, tienen lugar preferentemente en la denominada interfase o zona de mezcla.

Dicha zona variable en cuanto a sus características físicas, se encuentra muy influenciada por los diversos procesos que ocurren tanto en el mar (mareas, etc.), como en los acuíferos (recargas, extracciones, etc.). En su dinámica se desplaza como un "bloque", en el que se producen efectos de dilución en su parte más externa y de concentración hacia su base. Es por tanto un sector dinámico y sujeto a las fluctuaciones del agua dulce y agua salada.

Como consecuencia de la variabilidad en la composición de las aguas y de los múltiples factores que afectan a los procesos de intrusión (velocidad de dispersión, amplitud de la cuña salina, cambios de los equilibrios químicos iniciales, etc.), no es posible generalizar un esquema de comportamiento único aplicable a todos los casos.

3.2.1.2. Cambios en la composición química

Entre los principales iones mayoritarios que pueden ser aportados por el agua de mar, destacan cloruros, sulfatos, sodio, magnesio, en proporciones variables según sea la composición del agua marina local.

De ellos, el ión Cl^- , es el que menos se ve afectado por las reacciones químicas que se producen durante los procesos de mezcla por lo que, en las regiones costeras, un rápido aumento del contenido de dicho ión en las aguas subterráneas es un indicio de gran fiabilidad de la existencia del fenómeno de la intrusión salina.

Ahora bien, no es aconsejable restringir a esta única especie química el estudio de estos procesos de contaminación, dado que pueden darse fenómenos

modificadores que limiten su uso, como por ejemplo la presencia en profundidad de depósitos salinos o evaporíticos, ligados a transgresiones como es frecuente en regiones áridas en donde el agua puede ser clorurada.

Otros iones mayoritarios (CO_3H^- , Ca^{++}) ligados por la solubilidad de la calcita, no se ven afectados de forma importante por la intrusión. Los SO_4^- y el Na^+ por el contrario, pueden ver aumentado su contenido en el agua dulce cerca de la interfase, por lo que su empleo como trazadores debe tomarse con ciertas reservas, dado que ambos pueden estar afectados por fenómenos modificadores. Así por ejemplo, los sulfatos pueden reducirse, lo que es relativamente frecuente en las zonas de mezcla, donde se producen estancamientos o los movimientos son lentos y la presencia de materia orgánica propicia un ambiente reductor. El ión Na^+ está muy influenciado por los cambios de base lo que puede ocasionar interpretaciones erróneas al considerar simplemente su composición absoluta.

La conductividad, que es una medida directa del contenido salino del agua, es un excelente indicador en caso de mezclas débiles, pero cuando el contenido salino supera los 5 gr/l de cloruros, las variaciones de conductividad son poco sensibles a pequeños cambios de salinidad por lo que se hace muy difícil la interpretación.

3.2.1.3. Relaciones iónicas

Cuando el agua marina invade un acuífero, se ponen en contacto dos líquidos de diferente composición, el agua de mar es rica en cloruros y alcalinos, mientras que en las aguas dulces, por regla general, predominan los bicarbonatos y alcalino-térreos. El estudio de las relaciones entre estos elementos da una excelente información acerca de los procesos de intrusión.

Relaciones aniónicas: Los índices geoquímicos aniónicos más usuales para el estudio de la intrusión marina son los siguientes:

$$- \frac{r \text{ Cl}^-}{r \text{ CO}_3\text{H}^-} \quad (r = \text{meq/l})$$

Es el de mayor uso. Su rápido aumento es un excelente indicador de la invasión marina, dado que el agua de mar tiene un bajo contenido en CO_3H^- . Si la contaminación salina tuviese otro origen distinto, también se incrementaría el valor de los CO_3H^- y la variación no sería tan acusada.

Así el valor de $r\text{Cl}/r\text{CO}_3\text{H}^-$ para el agua de mar es del orden de 20 a 50, mientras que en las aguas dulces oscila entre 0,1 y 5.

$$- \frac{r \text{ SO}_4^{=}}{r \text{ Cl}^-}$$

Esta relación es de un gran interés cuando no existen fenómenos de reducción de sulfatos. Su utilidad está basada en los mismos principios que la anterior, dado que en las aguas algo salinas los contenidos en $\text{SO}_4^{=}$ tienden a hacerse constantes.

$$- \frac{r\text{Br}^-}{r\text{Cl}^-} \quad \text{y} \quad \frac{r\text{I}^-}{r\text{Cl}^-}$$

En el agua de mar el valor de la primera relación es del orden de $1,7 \times 10^{-3}$ y de 2 a 6×10^{-6} la segunda. La similitud a estos valores en el agua en la que existe la sospecha de contaminación marina, será un factor más que indique dicho fenómeno. Ahora bien, estas dos relaciones no son muy usuales puesto que

los análisis de Br⁻ y I⁻ no son frecuentes.

Relaciones catiónicas:

En las relaciones catiónicas la más usual es:

$$\frac{r \text{ Mg}^{++}}{r \text{ Ca}^{++}}$$

En el agua de mar esta relación alcanza valores de 5, mientras que en las aguas dulces es de 0,3 a 1,5. Por tanto una rápida elevación en los valores de esta relación puede considerarse como indicativa de una contaminación, en especial cuando va acompañada de un aumento de los cloruros y de la relación $r\text{Cl}^-/r\text{CO}_3\text{H}^-$. A veces esta relación puede verse afectada por la presencia de fenómenos de reducción de los sulfatos.

Otros posibles índices entre los cationes mayoritarios, como $r\text{Na}^+/r\text{Ca}^{++}$, $r\text{Ca}^{++}/r(\text{Na}^++\text{K}^+)$, $r\text{Mg}^{++}/r(\text{Na}^++\text{K}^+)$, $r(\text{Ca}^{++}+\text{Mg}^{++})/r(\text{Na}^++\text{K}^+)$, no tienen una aplicación directa para el estudio de la intrusión si se consideran sus valores absolutos, si bien son útiles para conocer fenómenos de cambios de base en especial cuando se relacionan con la profundidad y los porcentajes de mezcla.

Relaciones entre alcalinidad y dureza:

Aunque esta relación no es muy usual utilizarla en los estudios de intrusión, puede servir en el seguimiento de dichos procesos.

Cuando la dureza total (T_H) de un agua supera el valor de la alcalinidad total (T_A), la cantidad de dureza equivalente a la alcalinidad se denomina dureza carbonatada y el exceso de T_H es la dureza no carbonatada. Si la dureza

total es menor que la alcalinidad total toda la dureza es carbonatada.

Un exceso de la alcalinidad total respecto a la dureza total indica la presencia de bicarbonato de sodio, y se puede considerar en este caso que no existe contaminación por agua de mar puesto que, las sales cálcicas y magnésicas del agua marina reaccionarían con el CO_3HNa , precipitando CO_3Ca .

Indices de cambio de bases:

El intercambio iónico consiste en el reemplazamiento equivalente a equivalente de iones de un líquido de otro líquido o sólido. En las aguas naturales es muy común el intercambio entre cationes, principalmente Na^+ , K^+ , Ca^{++} y Mg^{++} .

Los diferentes cationes son más fuertemente fijados cuanto menos hidratado es el ión y mayor es su carga, según esto, se puede dar un poder de fijación de modo que:



Scholler (1962) llamó índice de cambio de base a la relación entre los iones cambiados y los iones de la misma naturaleza existentes en principio. Para el cambio entre alcalinos se tiene el llamado índice de cambio de bases (i.c.b.).

$$\text{i.c.b.} = \frac{r\text{Cl}^- - r(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{r\text{Cl}^-}$$

Si se realiza un cambio del calcio y magnesio por el sodio y potasio, será mejor emplear el llamado índice de desequilibrios (i.d.d.).

$$\text{i.d.d.} = \frac{r\text{Cl}^- - r(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{r(\text{SO}_4^{--} + \text{CO}_3\text{H}^- + \text{NO}_3^-)}$$

El índice de desequilibrio se suele utilizar cuando el índice de cambios de base tiene un valor negativo.

El agua de mar tiene valores del i.c.b. del orden de 1,2 a 1,3.

Cuando se inician los procesos de mezcla del agua dulce y marina, la primera suele ser más rica en iones Ca^{++} y Mg^{++} , con una relación entre alcalinos y alcalinotérreos $r(\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}) / r(\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++})$ menor que el agua salada, tendiendo entonces el agua dulce a ceder calcio y magnesio para tomar sodio y potasio del agua de mar.

Se produce por tanto un ablandamiento del agua dulce y su i.c.b. tiende a disminuir. Por el contrario, en el agua marina ocurre el fenómeno opuesto, toma alcalino-térreos aumentando entonces su dureza y también su i.c.b.

El valor del índice de cambio de bases no indica por sí solo nada sino que es su variación, cuando se dispone de una serie periódica de medidas, tanto en el tiempo como a diversas profundidades, lo que permite seguir los movimientos y mezclas de aguas saladas en la zona de la interfase.

3.2.1.4. Reducción de sulfatos

Este proceso se da en las zonas de mezcla cuando existe presencia de materia orgánica y los movimientos del flujo del agua son muy lentos o nulos, por lo que se favorece el ambiente reductor. Para que se produzcan estos fenómenos es necesaria la presencia de bacterias como la del tipo "Sporovibrio aestuarii", que tiene su desarrollo más favorable en aguas con salinidades del orden de 30 a 60 gr/l de ClNa (Custodio - Llamas, 1967).

Estas bacterias necesitan para su ciclo vital el carbono de las materias orgánicas presentes quemándolo con el

oxígeno procedente de los sulfatos. Estos pasan generalmente de $S^{=}$ a S o $S_2O_3^{=}$. El carbono orgánico pasa a CO_2 . Por tanto estos procesos son muy complicados, pues tanto el carbono como el azufre pueden estar en muy diversos estados.

En estas reacciones se produce hidrógeno por la hidrólisis del CO_2 y por otra parte, se consume en la reducción de los sulfatos. Si la producción de H^+ es superior al consumo, el agua se vuelve agresiva y puede disolver a los carbonatos dando lugar, cuando el acuífero es calcáreo, a procesos de carstificación. Si el consumo de H^+ es mayor que su producción, el agua se hace incrustante y provoca la precipitación de los carbonatos.

Por regla general, la reducción de los sulfatos lleva asociado un incremento de la relación rMg^{++}/rCa^{++} ya que puede haber una precipitación de carbonato cálcico. Por ello, el seguimiento de dicha relación en la investigación de la interfase debe de tener en cuenta la existencia de este fenómeno modificador.

3.2.1.5. Variaciones en la zona afectada

Los movimientos de aguas con composiciones variables dentro de un acuífero, provocan cambios físicos y químicos en los componentes litológicos de la zona afectada como por ejemplo, variaciones de la permeabilidad por procesos de floculación, defloculación, dolomitización, carstificación, etc.

Al igual que sucedía con la mezcla de dos tipos de aguas en la zona de transición, entre los materiales que constituyen el acuífero y el agua también se producen procesos de cambios iónicos, generalmente entre cationes. Así, si un agua marina, rica en alcalinos invade un terreno en el que predominan los alcalinotérreos, éste cederá al agua calcio y magnesio provocando un

endurecimiento de ésta; por el contrario, cuando es el agua dulce la que entra en contacto con los materiales que previamente estaban en equilibrio con las aguas saladas, el terreno tenderá a alcanzar nuevos equilibrios con el agua dulce, cediendo alcalinos a cambio de calcio y magnesio del agua, produciéndose un ablandamiento de ésta. Este fenómeno es especialmente importante en los materiales arcillosos.

Un factor que puede afectar a la permeabilidad de los materiales es la defloculación de las arcillas. Cuando en un agua aumenta la fuerza iónica como consecuencia del incremento de las sales disueltas, puede causar la defloculación de las arcillas, las cuales se hinchan, disminuyendo la porosidad del terreno. Este proceso se puede dar cuando se inyecta agua dulce en un acuífero salinizado o, en condiciones naturales, cuando el agua dulce desplaza a aguas de formaciones marinas.

Otro fenómeno que disminuye la permeabilidad de las rocas en la zona de mezcla es la dolomitización o precipitación de dolomita, lo que explicaría, en algunos casos, la reducción de la relación rMg^{++}/rCa^{++} en el agua, al disminuir en ésta el contenido en magnesio por la formación de $MgCO_3$.

En ambientes carbonatados la mezcla de agua marina, en general ligeramente sobresaturada, con un agua dulce próxima a la saturación genera un agua agresiva capaz de disolver carbonatos y dar lugar por tanto, a fenómenos de carstificación.

El desarrollo del carst provoca un descenso de los niveles del agua dulce, permitiendo la entrada de agua salada. Este proceso puede continuar mientras exista un flujo continuo de agua de la zona de mezcla, donde el agua muestra un aumento de los contenidos de CO_3H^- y $CO_3^{=}$.

3.2.1.6. Cálculo de mezclas

La mezcla de aguas dulces y salinas no responde a una combinación sencilla de ambas que de lugar a un fluido de características medias entre las dos primitivas, dado que las reacciones químicas que ocurren cuando se ponen en contacto aquellas, introducen modificaciones en la composición del agua resultante.

El cálculo del porcentaje de mezcla entre los dos líquidos es posible gracias al carácter conservativo del ión cloruro.

Así si se supone que un agua A es mezcla de otras dos, B y C, y que C_A , C_B y C_C son las respectivas concentraciones de cloruros de manera que $C_B < C_A < C_C$, y se mezclan x partes de agua B con $(1 - x)$ partes de agua C se tiene:

$$C_A = C_B \cdot x + C_C (1 - x)$$

lo que permite calcular el porcentaje de mezcla de las aguas B y C.

3.2.1.7. Conclusiones

En los procesos de intrusión marina en acuíferos costeros se produce la mezcla de dos fluidos de diferentes composiciones dando lugar a una zona intermedia con aguas de características mixtas denominada interfase.

La composición química del agua en la interfase no responde a una sencilla ley de mezcla entre ambos líquidos, sino que sufre modificaciones por efecto de las reacciones que pueden ocurrir.

En el bloque de agua salinizada ocurren procesos de dilución en su zona externa, en contacto con el agua dulce, y de concentración en la parte más profunda en contacto con el agua de mar.

Entre los cambios habidos en los procesos de intrusión hay que diferenciar aquellos que tienen lugar en el agua, de los que afectan a los materiales del acuífero.

Las modificaciones habidas en la composición del agua se traducen en un notable incremento de la mineralización como consecuencia del aporte de sales del agua de mar.

Dicho incremento puede generar variaciones de la fuerza iónica del agua lo que se traduce en cambios del poder de disolución, como ocurre en los acuíferos carbonatados.

Las especies mayoritarias que sufren los aumentos más importantes en sus contenidos son los cloruros, sulfatos, sodio y magnesio.

El incremento de cloruros es el factor más representativo de la existencia de la intrusión, al ser este elemento el que se ve menos afectado por las reacciones químicas y fenómenos modificadores que pueden ocurrir en la zona de la interfase.

Los sulfatos pueden verse alterados por procesos de reducción en ambientes con contenidos de materia orgánica, y afectar también a otros iones como el calcio debido a la precipitación de carbonatos. Este hecho, incrementaría la relación rMg^{++}/Ca^{++} .

Los cambios de base modifican las concentraciones de alcalinos y alcalinotérreos. Sus variaciones son indicativas de los movimientos del agua y de las mezclas habidas en la zona de la interfase.

Las modificaciones de los equilibrios entre el agua y los componentes mineralógicos del acuífero cuando se varían las condiciones físico-químicas del fluido, provocan también cambios en el terreno tendentes a establecer los nuevos equilibrios roca-agua.

Entre los materiales y el agua de la interfase se producen también fenómenos de cambio de base. La invasión del agua salada en un acuífero en el que predominan cationes alcalino-térreos provoca la cesión del calcio y magnesio al agua a cambio del sodio y potasio, aumentando la dureza. Cuando es el agua dulce la que desplaza a la salada ocurre el proceso inverso.

También puede verse afectada la permeabilidad del terreno por la defloculación de las arcillas como consecuencia del incremento de la capacidad de disolución del agua.

La dolomitización provoca también una reducción de la permeabilidad al precipitarse CO_3Mg . Esto puede explicar la disminución de la relación $r\text{Mg}^{++}/r\text{Ca}^{++}$.

En los acuíferos carbonatados la mezcla con agua marina puede aumentar la agresividad del agua y dar lugar a procesos de carstificación.

3.2.1.8. Ejemplos

A continuación se exponen dos ejemplos sobre la aplicación de la hidroquímica a la caracterización de la intrusión salina. Estos ejemplos son el resultado de dos investigaciones llevadas a cabo en la desembocadura del río Ródano en Francia y en una zona costera de Castellón.

Acuífero de la Crau (Francia):

Este ejemplo resume un artículo de Y. Vuillaume publicado en el Boletín del B.R.G.M. en 1970, basado en las investigaciones realizadas en el acuífero de la Crau sito en los alrededores de la desembocadura del Ródano (fig. 3.1.).

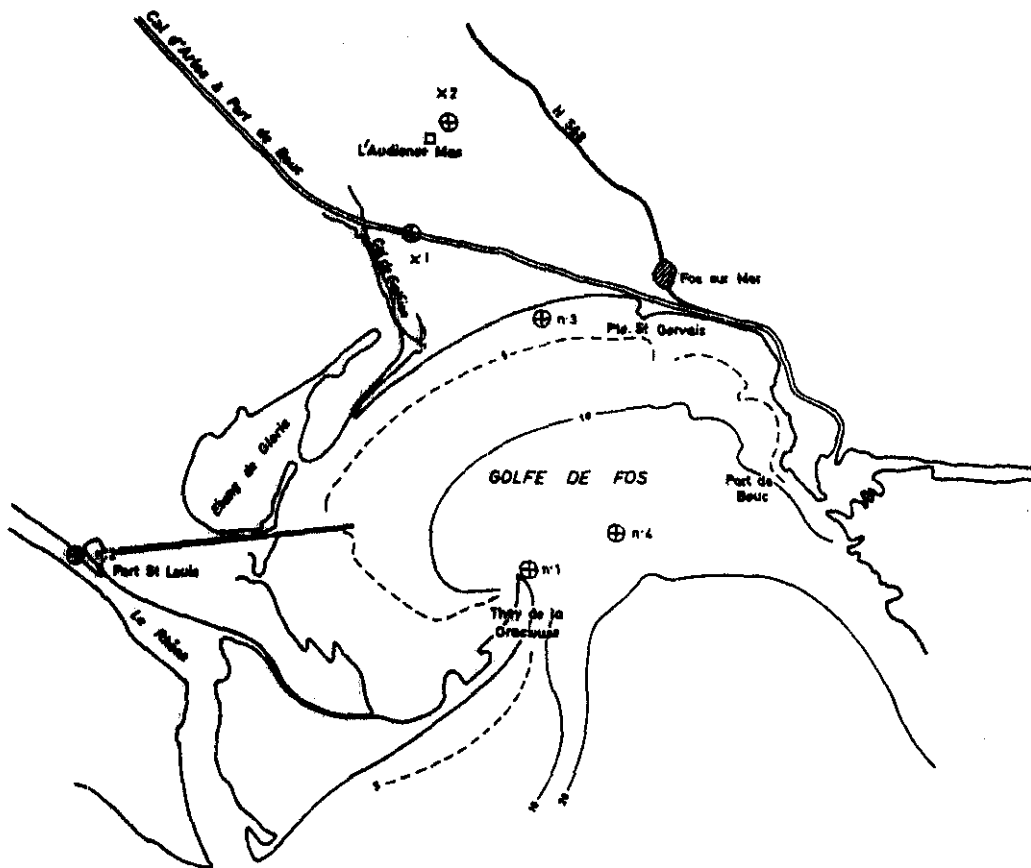


Fig. 3.1. Plano de situación de los puntos de muestreo (Vuillaume, 1970)

El acuífero de la Crau se encuentra en una zona de intrusión marina. En él se pudo observar la evolución del quimismo de las aguas dulces y saladas por medio de muestras, tomadas a lo largo de un piezómetro ranurado en toda su extensión.

Para el estudio se realizaron dos campañas de muestreo a lo largo del año 1969 en los meses de Febrero y Agosto. El estudio se centró en dos sondeos X₁ y X₂

El sondeo X₂ situado en la zona de agua dulce tiene un quimismo muy homogéneo en la vertical. Las aguas son del tipo bicarbonatado cálcico con tendencia a sulfatadas; la mineralización es inferior a 0,5 gr/l lo que hace que sean aguas de excelente calidad, y pueden

ser consideradas como representativas del acuífero de la Crau.

En el sondeo X₁ situado más cerca de la costa que el anterior, se han tomado diversas muestras en la vertical observándose que las aguas dulces se encuentran hasta los 11 m. Las facies bicarbonatadas cálcicas desaparecen a los 12,5 m. y a partir de aquí, se desarrolla la clorurada sódica. Asimismo es observable una inversión de la relación Ca^{++}/Mg^{++} y $CO_3^{=} / SO_4^{=}$.

Las concentraciones de carbonatos combinados ligadas a la solubilidad de la calcita, son similares a lo largo de toda la columna de agua al haberse alcanzado, con toda probabilidad, el límite del producto de solubilidad de la calcita. Los otros iones mayoritarios, cloruros, sulfatos, sodio, calcio, magnesio aumentan con la profundidad (fig. 3.2. y 3.3. 3.4. y 3.5.).

La movilidad del sodio puede verse entorpecida por su fijación sobre las arcillas sustituyendo al calcio. Como consecuencia de esto, las concentraciones de sodio pueden estar disminuidas en un 20-30%.

Los elementos traza utilizados muestran algunas diferencias entre las campañas de Febrero y Agosto (fig. 3.6.). Así por ejemplo, la concentración del Sr es tres veces mayor en Febrero que en Agosto. El Li y B tienen una evolución con la profundidad similar a los cloruros.

La evolución de los cloruros, el elemento de mayor fiabilidad para el estudio de la intrusión y el que mayor número de datos aporta, muestra que la masa de agua salobre (entre 15,5-18,5 m. en Febrero) se desplaza como un todo físico (14-17 m. en Agosto) con fenómenos de dilución en la parte alta y de concentración en la baja.

Los resultados obtenidos en esta investigación demuestran la aplicabilidad de los estudios geoquímicos para conocer y observar la evolución de los fenómenos de

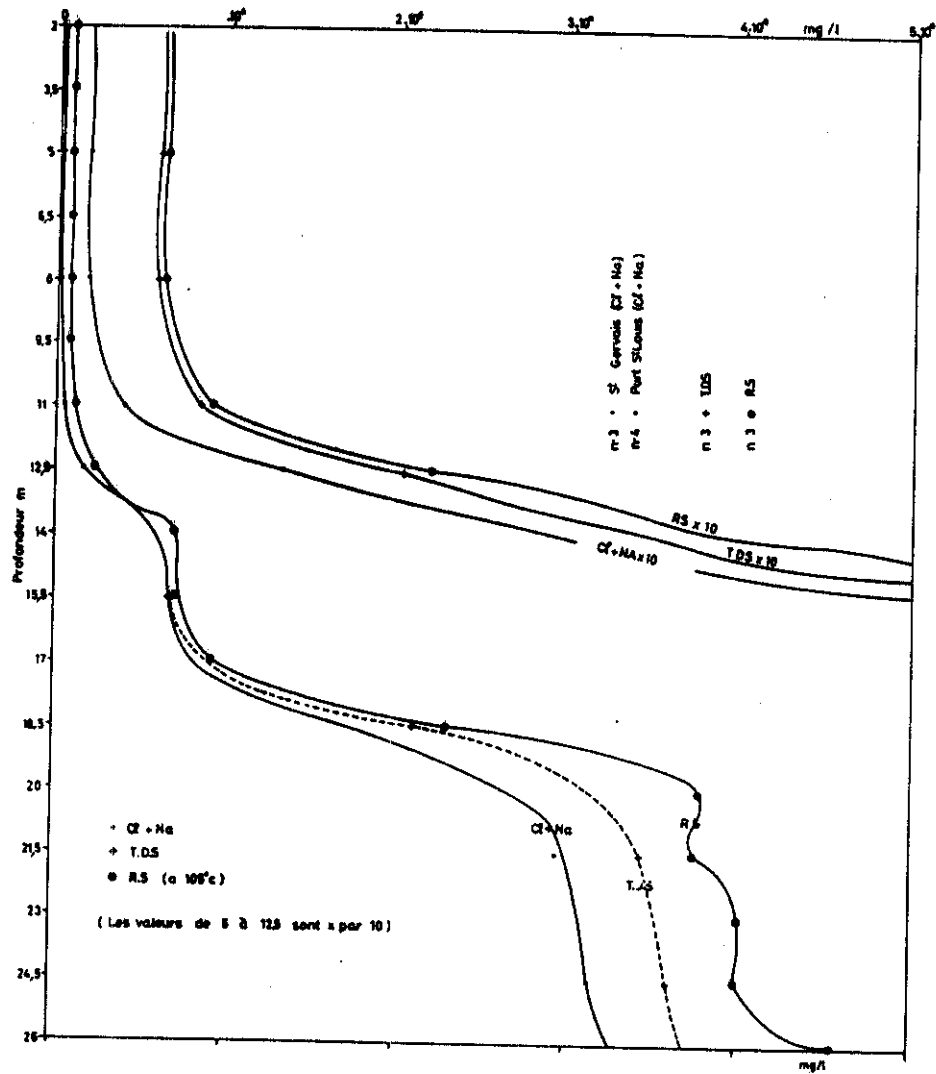


Fig. 3.2. Evolución de los cloruros, sodio, total de sólidos disueltos y residuos seco con la profundidad en el sondeo X₁ (Vuillaume, Y, 1970)

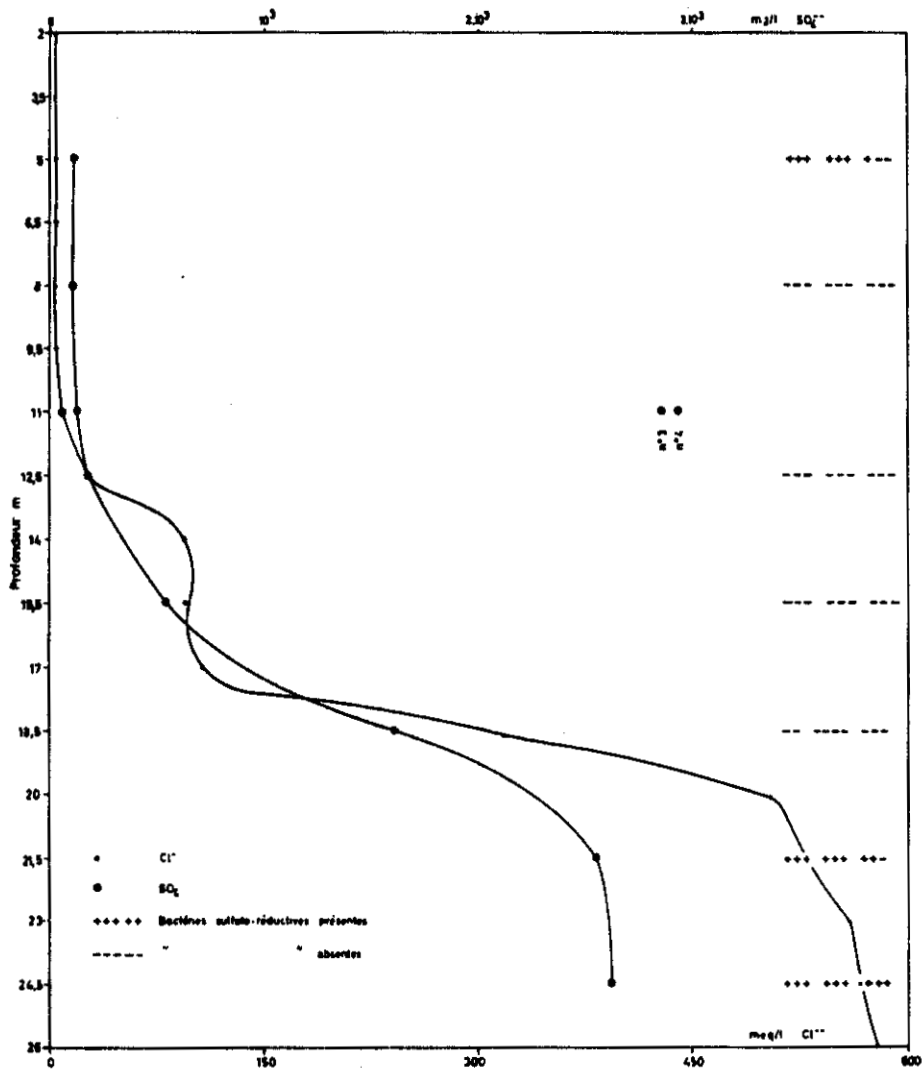


Fig. 3.3. Evolución de los cloruros, sulfatos y bacterias sulfo-reductoras con la profundidad (Vuillaume, Y, 1970)

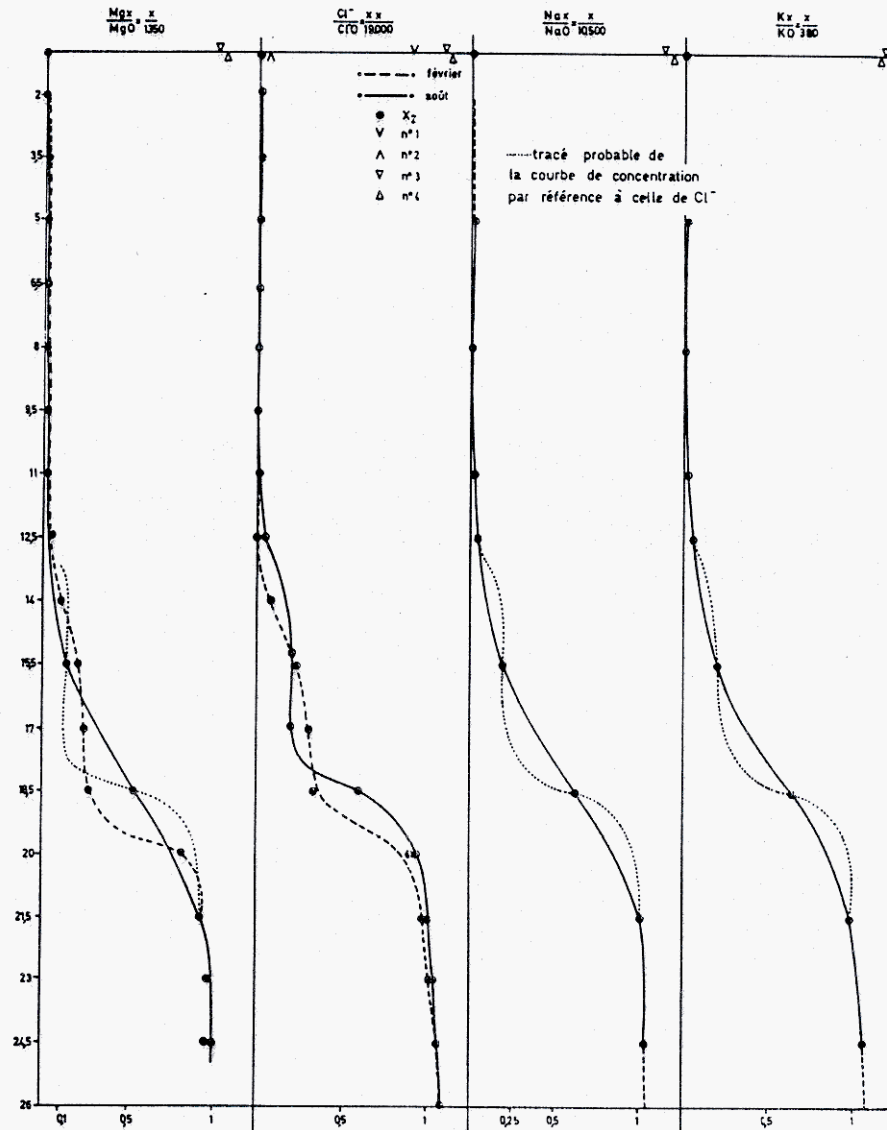


Fig. 3.4. Evolución con la profundidad de la relación iones muestra/iones agua de mar en Febrero y Agosto (Vuillaume, Y, 1970)

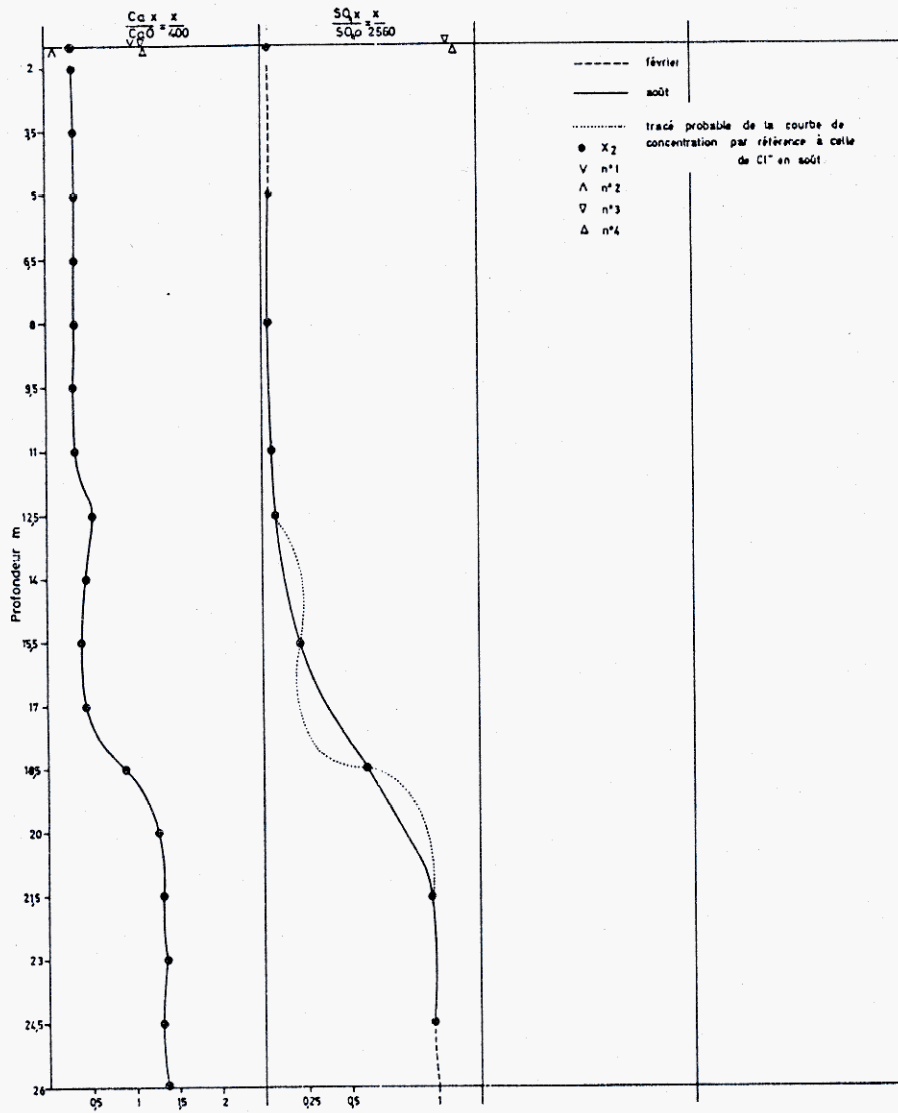


Fig. 3.5. Evolución con la profundidad de la relación iones muestra/iones agua de mar (Vuillaume, 1970)

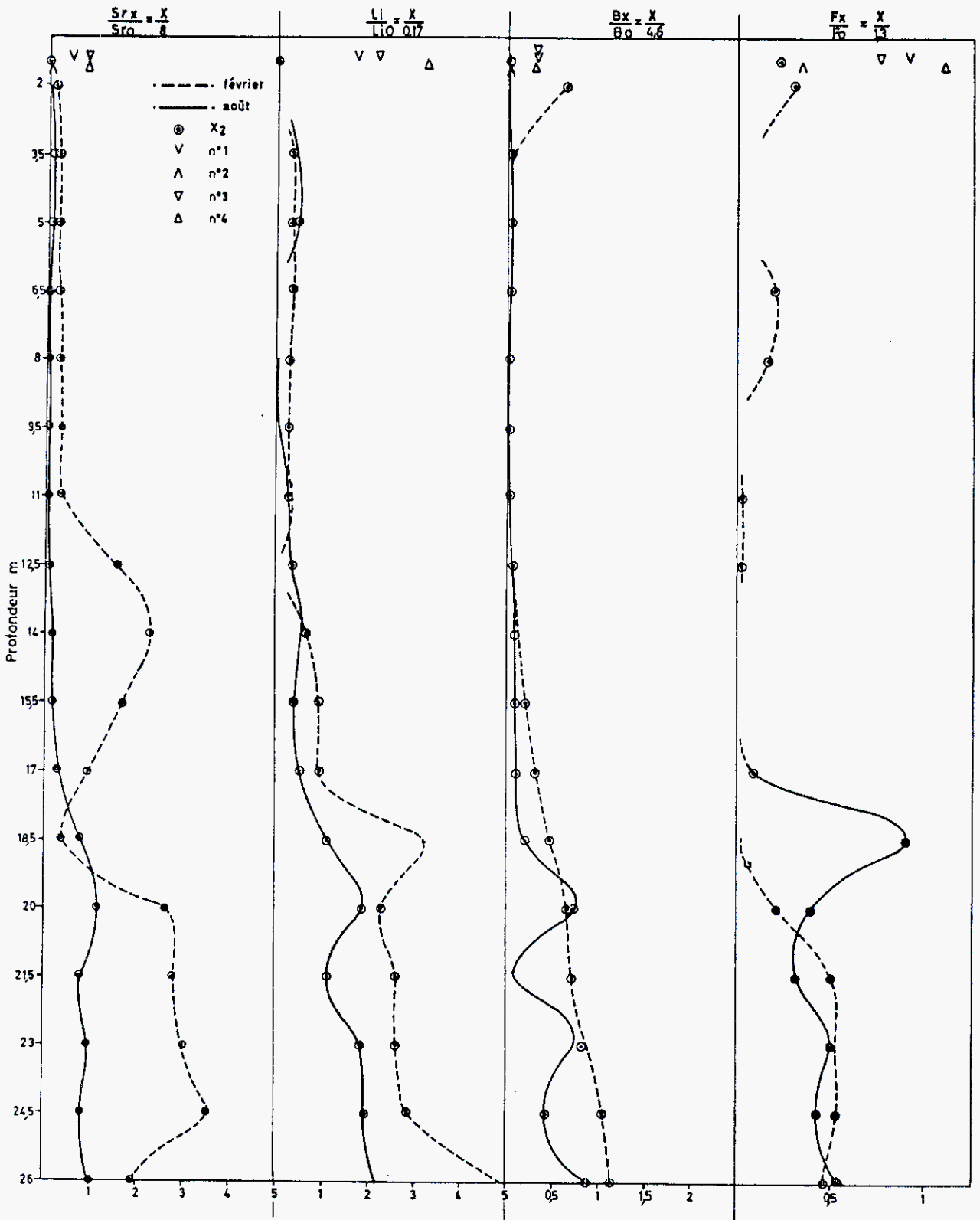


Fig. 3.6. Evolución con la profundidad de la relación iones traza muestra/iones traza agua de mar (Vuillaume, 1970)

intrusión marina. Por otra parte, también se ha podido ver que no todos los iones son apropiados para cumplir los fines propuestos, revelándose los cloruros como el más interesante.

Acuífero de Oropesa Torreblanca (Castellón)

El ejemplo que a continuación se expone es una síntesis del artículo "Caracterización de la intrusión marina en el acuífero costero de Oropesa-Torreblanca (Castellón), en base al estudio de las relaciones iónicas" de Morell Evangelista, I. et al. publicado en el nº 1 de la revista Hidrogeología de la Asociación Española de Hidrogeología Subterránea.

El objeto de la investigación fué estudiar las modificaciones de los índices hidrogeoquímicos usuales en los estudios de contaminación marina, provocadas por las interacciones roca-fluido. Para ello se hizo en primer lugar un estudio de laboratorio con mezclas de agua dulce-agua salada y la interacción de éstas con sedimentos representativos del acuífero de Oropesa-Torreblanca. En segundo lugar se estudiaron los índices hidrogeoquímicos en el acuífero con el fin de validar la utilización de éstos.

Las mezclas agua dulce-agua salada se hicieron con agua procedente del sondeo de abastecimiento a Torreblanca y agua de mar en porcentajes del 0 al 10%.

La evolución de los cationes y aniones se puede ver en la fig. 3.7. Los cationes tienen un comportamiento lineal excepto el calcio que disminuye para bajos porcentajes de mezcla de agua de mar. En los aniones se observa que el sulfato aumenta de manera progresiva, y los bicarbonatos tienen un comportamiento errático para porcentajes del 0 al 6% de agua de mar; a partir de aquí parece que las concentraciones se estabilizan con valores semejantes al inicial.

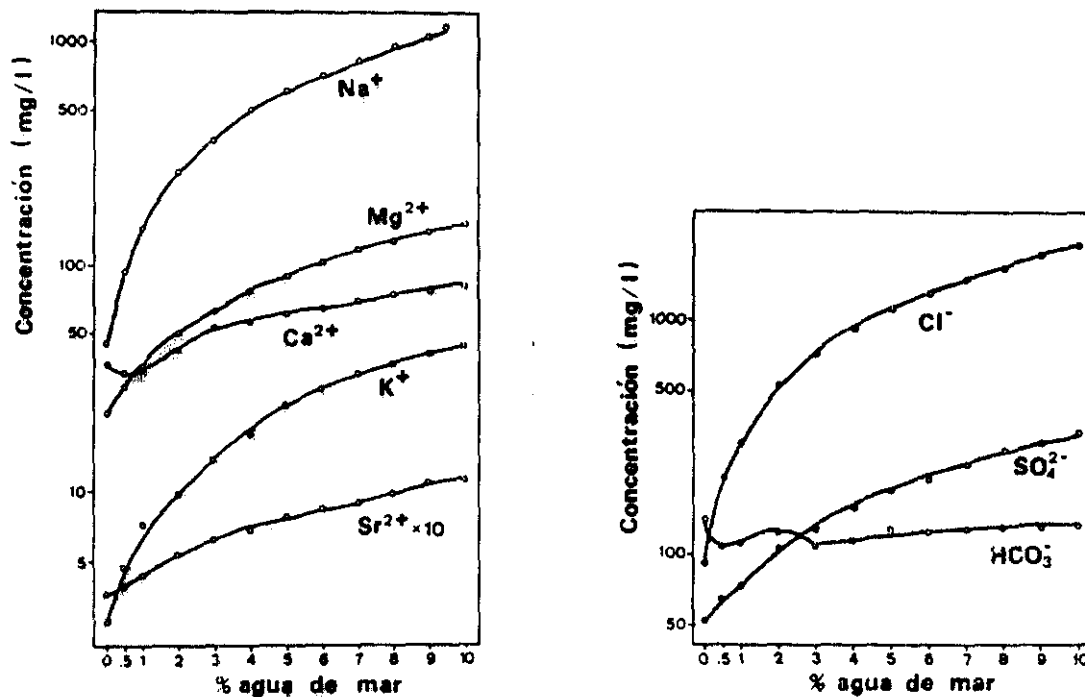


Fig. 3.7. Evolución del contenido catiónico y aniónico en las mezclas teóricas (Morell Evangelista et al., 1986)

Para conocer las modificaciones que las litofacies puedan producir en el quimismo del agua, se mezclaron 250 ml. de agua de mezcla y 50 gr. de detritus de conglomerado calizo representativo del acuífero. Se vió que los cloruros, sulfatos, sodio y estroncio no se modifican de manera significativa, mientras que los bicarbonatos, calcio, magnesio y potasio experimentan notables variaciones (fig. 3.8.).

El bicarbonato, al igual que en la mezcla de aguas, se comporta de forma anómala. En las mezclas más salinas se puede observar una reducción de hasta 0,3 meq/l en el contacto agua-roca, cuando era de esperar un aumento como consecuencia de la agresividad del agua y el carácter carbonatado del sedimento. El calcio aumenta con la interacción del sedimento hasta porcentajes cercanos al 100%. El magnesio y potasio sufren disminuciones

debidas, probablemente, a procesos de intercambio catiónico y fijación por los componentes arcillosos respectivamente.

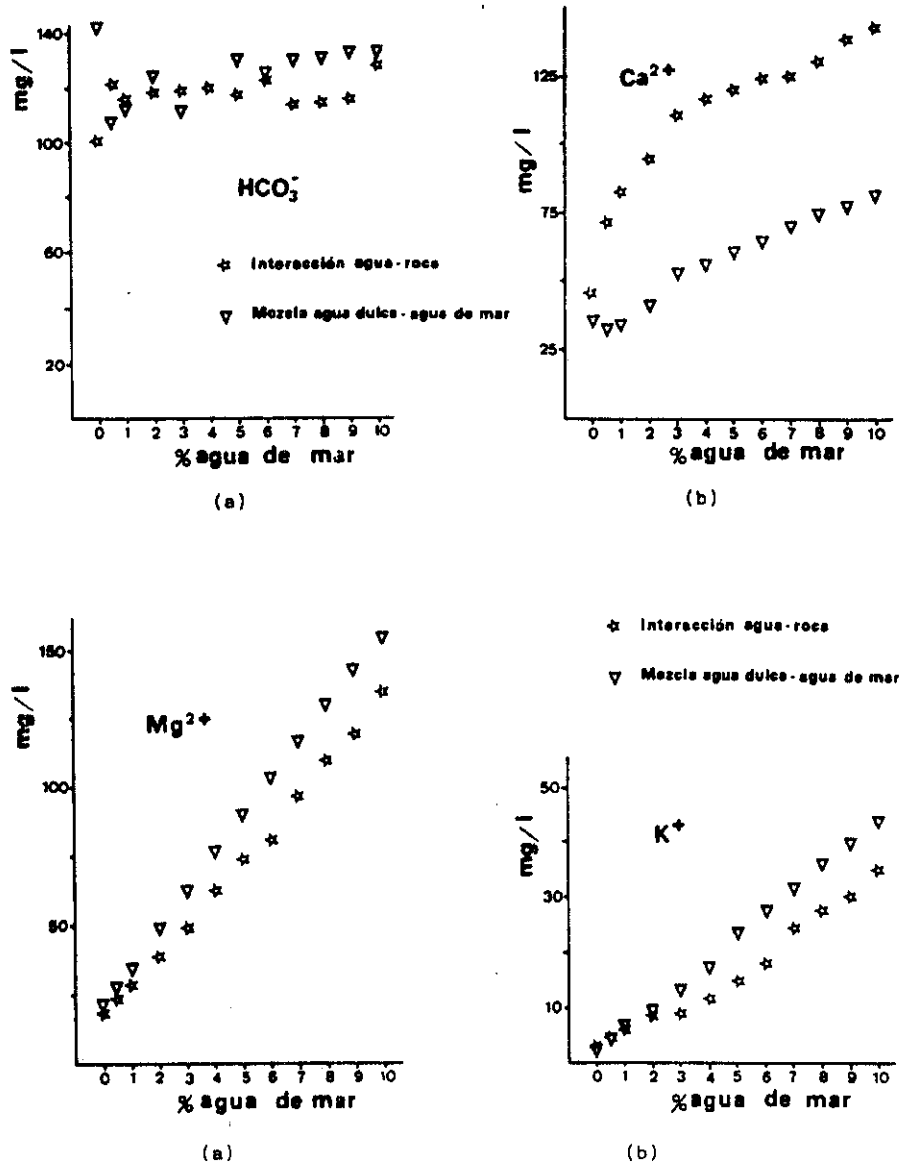


Fig. 3.8. Variaciones de los bicarbonatos, calcio, magnesio y potasio en el ensayo de mezcla (Morell Evangelista et al., 1986)

Los índices hidrogeoquímicos se ven por lo tanto fuertemente influenciados cuando intervienen iones fácilmente afectables como son los bicarbonatos, calcio y magnesio.

La relación rMg^{++}/rCa^{++} aumenta en las aguas de mezcla desde 0,99 a 3,13, valor este último representativo de la presencia de agua de mar (10%). Después de la interacción con el sedimento, los valores máximos alcanzados son de 1,54. Esto se debe al aporte de calcio por el sedimento y a la pérdida del magnesio. Este fenómeno se puede observar en el acuífero de Oropesa-Torreblanca (fig. 3.9), en donde se encuentran valores comprendidos entre 0,4 y 1, menores a los que cabría esperar en función del grado de intrusión allí existente.

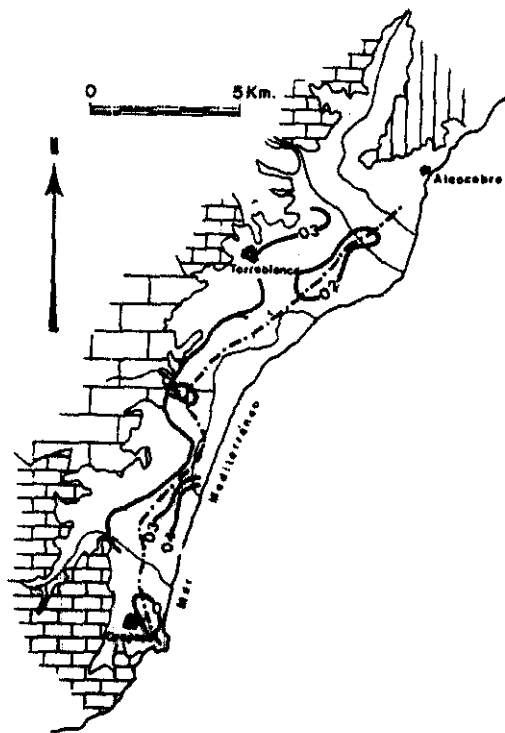


Fig. 3.9. Líneas de igual índice rMg^{++}/rCa^{++} (Morell Evangelista et al., 1986)

El índice de cambio de base evoluciona de la misma manera para las aguas mezcla e interacciones, en el sentido de una disminución de su valor para mayores salinidades. En el acuífero de Oropesa-Torreblanca los valores encontrados varían entre 0 y 0,4 y son negativos en los alrededores de Oropesa (fig. 3.10).

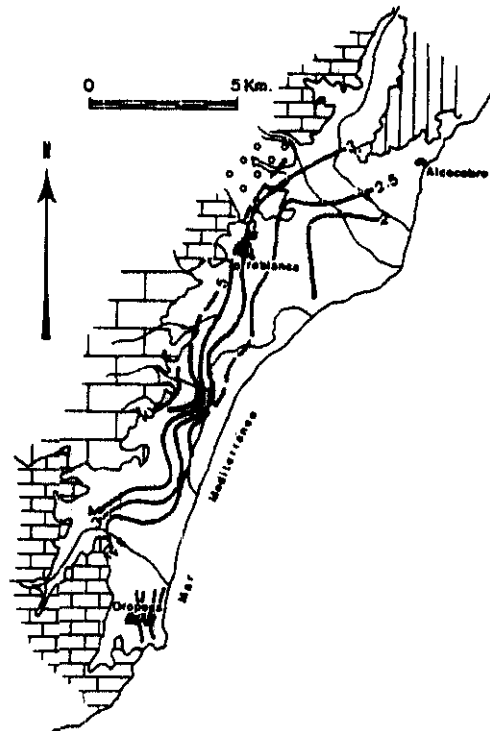


Fig. 3.10. Líneas de igual índice de cambio de bases (Morell Evangelista et al., 1986)

La línea que une los valores mínimos del i.c.b. puede dar una idea acerca de la posición de la interfase.

La relación rSO_4^{2-}/rCl^- no sufre grandes modificaciones por interacciones con la litofacies. Sus rangos de valores son menores cuanto mayor es la salinidad. En el acuífero estudiado los valores más frecuentes están comprendidos entre 0,1 y 0,2. Ocasionalmente se encuentran valores de mayor magnitud debidos

a aportes iónicos ligados a aguas retendidas.

La relación rBr^-/rCl^- es de gran valor para el estudio de los problemas de salinización. En las aguas dulces los bromuros son muy escasos, a diferencia de las aguas marinas en donde se encuentran concentraciones comprendidas entre los 1 y 9 mg/l, con valores más bajos en las áreas alejadas de la costa, lo que sugiere una contaminación marina. Los órdenes de magnitud de este índice son de $1,5 \times 10^3$, y cuando se alejan de este valor hay que pensar en procesos de salinización no ligados a agua de mar. En la zona de Oropesa se encuentran valores cercanos a 10×10^3 , lo que se interpreta como aportes de aguas salinas de escasa circulación.

El valor de la relación rSr^-/rCl^- en el agua de mar es de aproximadamente $5,5 \times 10^{-4}$. En el acuífero se han encontrado valores comprendidos entre $5,5$ y 15×10^{-4} observándose que, las aguas más salinas tienen un índice cercano al del agua de mar.

3.2.2. Métodos isotópicos

3.2.2.1. Introducción

La intrusión salina puede ser también identificada con el empleo de técnicas isotópicas. Los isótopos estables proporcionan una variable independiente que puede ayudar a identificar el mecanismo de salinización. La composición de los isótopos estables del agua no está generalmente sujeta a cambios durante el flujo, por tanto los problemas de cambios secundarios que ocurren en la composición química no les afectan.

Cuando la salinidad es el resultado de la mezcla de una fuente de agua salina con otra dulce, las aguas salobres resul

tantes tendrán salinidades y composiciones isotópicas distintas. Esta diferente composición isotópica se debe al hecho de que la composición en isótopos estables de la fuente salina como es el agua de mar, es diferente de las del agua dulce.

Por tanto, los valores de oxígeno-18 y deuterio en conjunto o individualmente junto con la especie química más conservativa como es el cloruro, están linealmente correlacionados sobre una línea de mezcla dentro de los límites definidos por los componentes de las aguas dulce y marinas. Ahora bien, esta aproximación es sólo aplicable para aguas relativamente salobres. Por ejemplo, en un agua dulce una contribución de aproximadamente un 5% de agua de mar, equivalente a un contenido adicional de cloruro de 950 mg/l, no producirá un cambio significativo en el valor del oxígeno-18.

También el azufre-34 y el oxígeno-18 de los sulfatos pueden ser usados para determinar el origen del sulfato. Los sulfatos procedentes del agua del mar actual tienen una composición isotópica de S-34 de 20,3‰ (Con respecto a la troilita del Cañón del Diablo).

Por último los isótopos radioactivos tales como el tritio y carbono-14, pueden ser empleados para resolver problemas de salinización de las aguas.

3.2.2.2. Fuentes de salinidad de las aguas

La salinización de las aguas subterráneas, su origen y prevención, son componentes importantes del problema de las aguas subterráneas especialmente en el contexto del deterioro de la calidad resultante de la contaminación o explotación de los recursos subterráneos.

La salinización de las aguas subterráneas es debida a una fuente o a la combinación de varias de ellas. Estas fuentes pueden agruparse en dos categorías. La primera consiste en sales resultantes del lavado por aguas de percolación, y la segunda comprende el agua salina superficial, agua de mar, salmueras y aguas congénitas. Las variaciones en las características de los ratios iónicos puede proporcionar información sobre las posibles fuentes de salinidad.

Sin embargo, después del transporte de las sales por el agua de infiltración hacia el nivel freático y después de una mezcla primaria con aguas salinas, la química del agua puede sufrir posteriores cambios secundarios que pueden dificultar la identificación precisa del mecanismo de salinización. El problema de la identificación del mecanismo de la salinización se hace más agudo en las áreas de regadío en regiones áridas. El lixiviado es normalmente un fenómeno local y las sales solubles pueden no ser transportadas muy lejos. Esto se debe particularmente a la baja precipitación y a la alta evaporación que son características de las zonas áridas, que tienden a concentrar las sales en las aguas subterráneas. Además, los sistemas de drenaje superficial pueden estar pobremente desarrollados no teniendo salida a corrientes permanentes.

Las formas más comunes de introducción de sales dentro de un sistema de agua dulce, son el lavado o arrastre de las sales de los poros, llevados a cabo directamente por la precipitación o por la disolución de minerales evaporíticos desde la superficie del suelo a las formaciones acuíferas, la intrusión marina o la mezcla con salmueras congénitas. Últimamente están siendo consideradas también las fuentes antropogénicas como los fertilizantes o las fuentes industriales.

Muchas de las fuentes de salinidad tales como el agua de mar o las salmueras superficiales, están asociadas a aguas de una composición isotópica característica

que es distinta de la de las aguas meteóricas. Las técnicas isotópicas tienen por objeto identificar la mezcla de agua que origina la salinidad en las aguas subterráneas. El marcado isotópico es a menudo mucho mejor en el acuífero que en los componentes de la salinidad, que pueden llevar consigo procesos de intercambio iónico, precipitación, etc. Esta aproximación es particularmente útil en áreas costeras donde toda la salinidad está originada recientemente a partir del ambiente marino, puesto que existe una pequeña distinción química entre la salinidad originada por dispersión marina (efecto spray), o por intrusión directa del agua de mar, por lagoons superficiales o por aguas intersticiales.

Obviamente la disolución y arrastre de sales secas por la precipitación o por otras aguas meteóricas, no produce ningún cambio en la composición isotópica del agua. En un diagrama oxígeno-18 versus salinidad, tales procesos muestran un desplazamiento de los puntos mientras que no se observan cambios en el espacio oxígeno-18-deuterio. Cualquier disolución o cambio en la matriz rocosa en sí mismo

nación de análisis químicos e isotópicos.

La composición isotópica de las mezclas de aguas salinas y dulces describe una línea recta de mezcla en el diagrama oxígeno-18 versus deuterio, en el que cada punto se sitúa de acuerdo con el porcentaje de mezcla de la fuente salina. En muchos casos, los métodos basados en los isótopos son útiles para identificar el componente salino únicamente en aguas bastante salobres, mientras que en aguas menos salinas, el cambio de la composición isotópica resultado de la adición de salmuera, puede estar por debajo de la sensibilidad de los análisis isotópicos; por ejemplo, la adición mínima detectable de agua de mar a las aguas subterráneas cuando el valor de oxígeno-18 de las aguas subterráneas es de -5‰, es del orden de 2-3‰, equivalente a una salinidad añadida de casi 500 mg. de cloruro por litro.

La proporcionalidad entre salinidad y cambio en la composición isotópica se puede realizar sólo cuando la salinidad no está perturbada por interacciones químicas. Por eso, son preferibles los elementos conservativos como el cloruro a bajas salinidades, o las concentraciones de litio y valores del total de sólidos disueltos (TSD) a más altas salinidades. Los iones alcalinotérreos no son normalmente útiles por estar sujetos a intercambios iónicos y a sustituciones de carbonatos.

La figura 3.11 muestra un esquema de las relaciones isotópicas de los diferentes procesos de salinización. Obviamente, una distinción clara entre los diferentes mecanismos depende de la singularidad en el cambio de la composición isotópica para cada proceso. El método funciona mejor cuando la composición isotópica de las aguas meteóricas está bien definida. Bajo ciertas circunstancias (variación del oxígeno-18 en el agua entre -2 y -5‰), la línea de evaporación y la línea de mezcla entre agua dulce y agua salada casi coincide, y los procesos de enriquecimiento evaporítico y de adición de agua de mar no pue

den ser distinguidos fácilmente. Sin embargo, en el caso de aguas más empobrecidas tal distinción puede ser hecha sin ambigüedad.

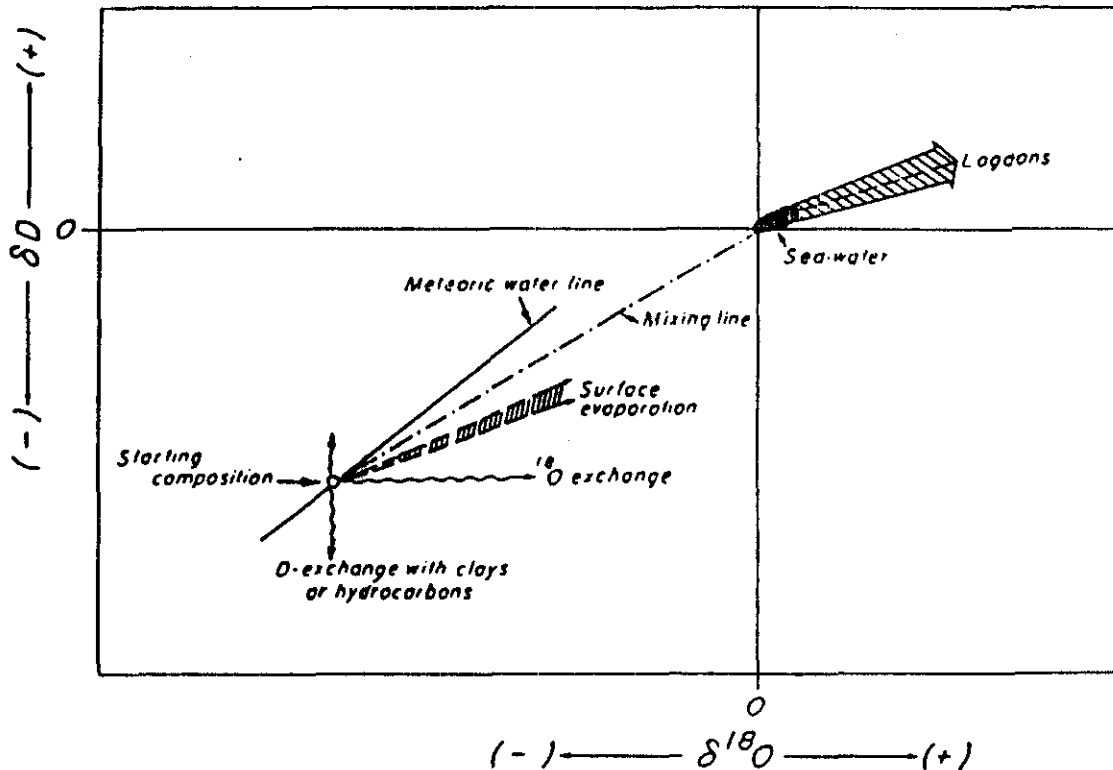


Fig. 3.11. Cambio en la composición isotópica del agua asociado con los diferentes procesos de salinización: diagrama de deuterio versus oxígeno-18

Existe un amplio número de estudios sobre las fuentes de salinidad en la literatura, tratando la intrusión marina, salmueras marinas fósiles o sistemas de evaporación tierra adentro. Asimismo, ha sido descrito un caso de disolución de depósitos salinos en un estudio de aguas salinas, en el cual, se han combinado las técnicas geoquímicas e isotópicas para identificar las fuentes de salinidad en un cierto número de manantiales del Valle del Jordán.

3.2.2.3. Conceptos básicos

Se llaman isótopos a todos aquellos núclidos que tienen el mismo número de protones y distinto de neutrones. En la naturaleza se conocen alrededor de 1.300 núclidos de los cuales 274 permanecen en la naturaleza sin alterarse durante largos periodos de tiempo. A estos núclidos se les llama estables (oxígeno-18, deuterio, etc.), otros, la mayoría, no son estables debido a que se transforman en otros núclidos mediante emisión de radiaciones (tricio, carbono-14, etc.) siendo denominados isótopos radioactivos o radioisótopos.

TABLA 3.1.

ABUNDANCIA ISOTOPICA

ELEMENTO	ISOTOPO	ABUNDANCIA	
		ISOTOPICA	OBSERVACIONES
Hidrógeno	¹ H	99,984	
	² H	0,015	
	³ H	10 ⁻⁴ a 10 ⁻¹⁶	Radioactivo (t _{1/2} = 12,35 años)
Oxígeno	¹⁶ O	99,76	
	¹⁷ O	0,037	No utilizado en estudios ambientales
	¹⁸ O	0,1	
Carbono	¹² C	98,89	
	¹³ C	1,11	
	¹⁴ C	10 ⁻⁴	Radioactivo (t _{1/2} = 5.730 años)
Nitrógeno	¹⁴ N	99,34	
	¹⁵ N	0,3666	
Azufre	³² S	95,02	
	³³ S	0,75	No usado en estudios ambientales
	³⁴ S	4,21	
	³⁶ S	0,02	No usado en estudios ambientales

Algunos elementos poseen un sólo isótopo estable aunque la mayoría poseen dos o más. La proporción con que cada isótopo estable entra a formar parte del elemento natural es definida y constante. A esta proporción se le llama "abundancia isotópica" y es expresada en "tanto por ciento".

En la tabla adjunta se da la "abundancia isotópica" de los elementos más utilizados en estudios hidrogeológicos.

3.2.2.4. Isótopos estables del agua

En el agua existen varios tipos de moléculas de las cuales la más abundante es la $H_2^{16}O$ con una concentración media de 997680 p.p.m., frente a las del tipo $DH^{16}O$ (320 p.p.m.) o $H_2^{18}O$ (2000 p.p.m.). Estas concentraciones son variables de unas aguas a otras debido a que las moléculas de agua que contienen D (deuterio, 2H) y ^{18}O son algo más pesadas y por ello, su desplazamiento a lo largo del ciclo hidrológico es distinto, produciéndose el fraccionamiento de las tres moléculas. En cada agua las concentraciones de ^{18}O y D son distintas y dependen de su historia a través de ciclo hidrológico, por lo que resultan unas excelentes herramientas para resolver diversos problemas hidrogeológicos como pueda ser la intrusión marina.

Al objeto de homogeneizar los valores de las concentraciones de ^{18}O y D en el agua y facilitar sus comparaciones, el National Bureau of Standards, fijó el "Patrón medio del agua del océano" (Standard Mean Ocean Water, S.M.O.W.). Este patrón está basado en una serie de muestras de agua de varios océanos tomadas a diversas profundidades.

Al patrón se le asigna un valor de concentración cero para el ^{18}O y D; para otros tipos de aguas, dichas concentraciones se expresan como desviaciones, positivas o negativas, con relación al patrón expresadas en tanto por mil (‰):

$$\delta (^{\circ}/_{\text{oo}}) = \frac{C_{\text{muestra}} - C_{\text{SMOW}}}{C_{\text{SMOW}}} \times 1000$$

siendo:

δ = desviación relativa
 C_{muestra} = concentración de ^{18}O o D de la muestra
 C_{SMOW} = concentración de ^{18}O o D del patrón

Los errores de las medidas se pueden cifrar en un $\pm 2\%$ para el deuterio y $\pm 0,2\%$ para el oxígeno-18.

Las causas del fraccionamiento isotópico del agua a través del ciclo hidrológico, se deben a las diferencias de la presión de vapor en los tres tipos de moléculas de agua (H_2^{16}O , DH^{16}O y H_2^{18}O).

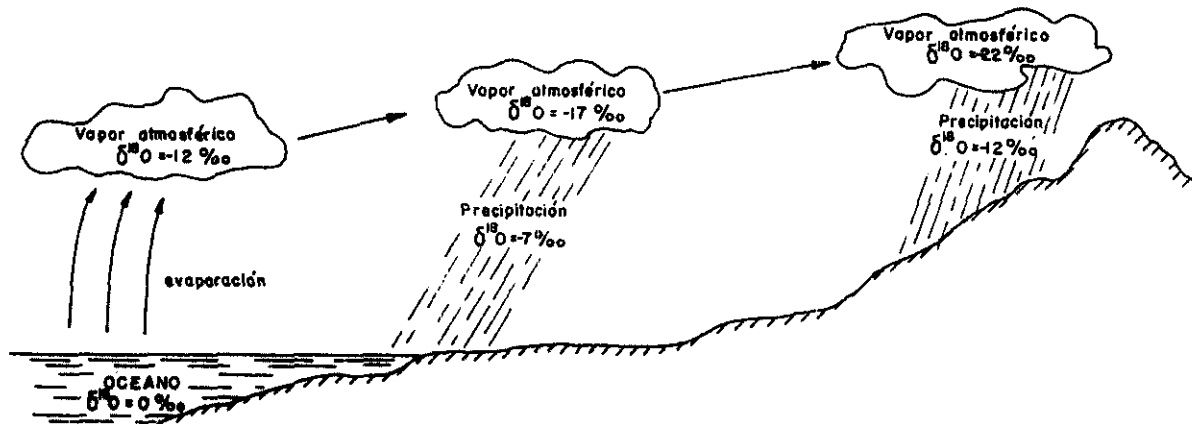


Fig. 3.12. Efecto de continentalidad

Las diferentes concentraciones de D y ^{18}O en las aguas se deben fundamentalmente a cuatro factores:

- Distancia al océano
- Temperatura
- Intercambio con el vapor atmosférico
- Evaporación

* Distancia al océano: El vapor que sale del océano presenta unas desviaciones (δ) ligeramente negativas, dependiendo de la composición isotópica del agua en la superficie de aquel y se debe a la evapo

ración preferencial de las moléculas de agua ligera ($H_2^{16}O$). A medida que este vapor avanza hacia el interior del continente, se va haciendo cada vez más ligero debido a la precipitación preferencial de las moléculas más pesadas (fig. 3.12).

* Temperatura: El fraccionamiento isotópico del agua es tanto mayor cuanto menor es la temperatura a la cual se producen los fenómenos de evaporación y condensación. Esta influencia de la temperatura hace que las concentraciones varíen con la latitud y altitud.

En la figura 3.13 se muestran las variaciones de las medias mensuales de ^{18}O en las precipitaciones producidas en zonas continentales (A) y costeras (B) frente a las temperaturas medias (Yurtsever, 1975).

El efecto de latitud ha sido evaluado por Yurtsever (1975) para el continente americano en aproximadamente 0,5% $\delta^{18}O$ por cada grado de latitud (fig. 3.14).

El efecto altitud depende del clima local y de la topografía, siendo valores normales de gradiente de 0,15 a 0,5% para el ^{18}O por cada 100 m. Para el deuterio oscila entre 1,2 a 4% cada 100 m.

* Intercambio con el vapor atmosférico. Las gotas de agua se intercambian con el vapor existente en las capas bajas de la atmósfera, cuya concentración en isótopos estables es diferente. La influencia ejercida por este vapor depende del tamaño de las gotas, de la intensidad y duración de la lluvia y de la temperatura (Plata, 1972).

* Evaporación: La evaporación del agua produce una disminución paralela de las concentraciones de ^{18}O y D.

Dentro de una misma región del globo, la composición isotópica media anual de las precipitaciones se mantiene aproximadamente constante, debido a que los fraccionamientos actúan de forma similar año tras año.

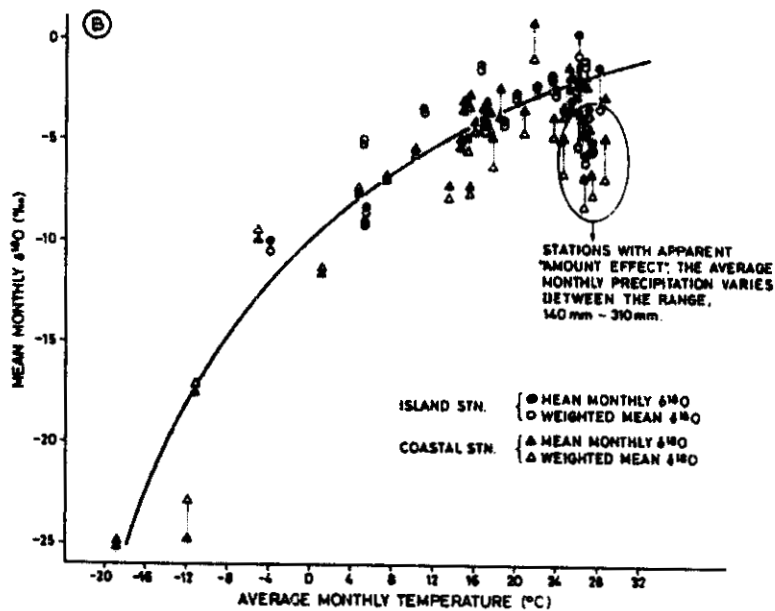
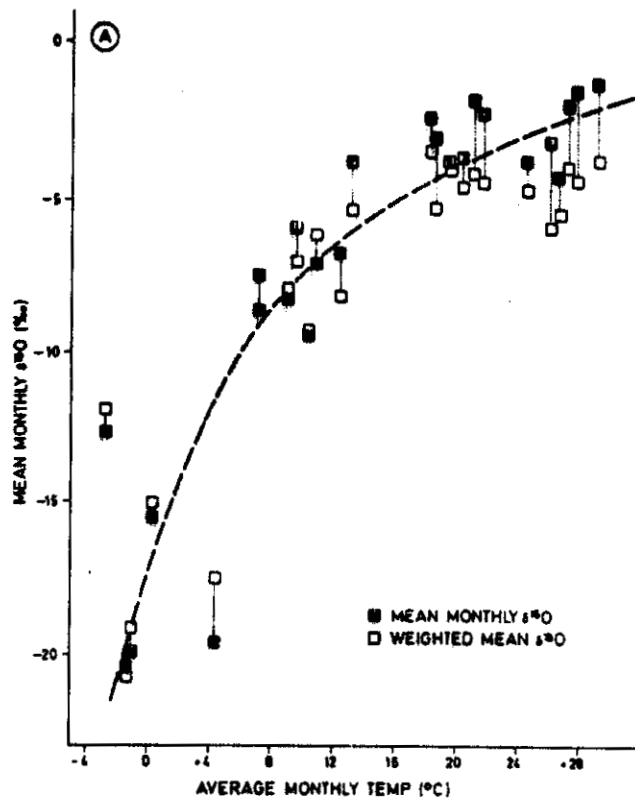


Fig. 3.13. Correlación entre la concentración de ^{18}O y la temperatura (Yurtsever, 1975)

Debido a que las variaciones estacionales de la climatología son de carácter cíclico, las concentraciones de ^{18}O y D en las precipitaciones varían a lo largo del año, para una región dada, de forma que son más ligeras en invierno que

en verano (fig 3.15)

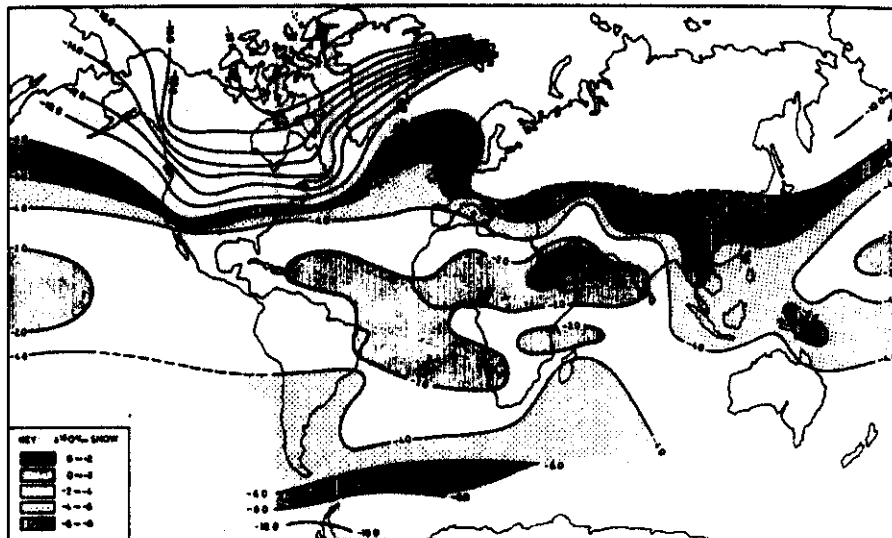


Fig. 3.14. Valores medios anuales de ^{18}O en las precipitaciones (Yurtsever, 1975)

Los cambios en la concentración de ^{18}O en el agua de lluvia se correlacionan de forma proporcionada con los producidos en las concentraciones de D. Existe una excelente relación de los valores de ^{18}O y D en las muestras de agua de lluvia recogidas en las estaciones de la IAEA. La recta que los define es:

$$\delta D = (8,17 + 0,08) \delta ^{18}\text{O} + (10,56 + 0,64)$$

con un coeficiente de correlación de 0,997

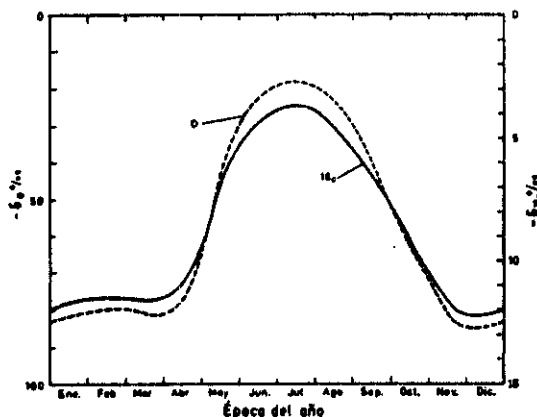


Fig. 3.15. Variaciones estacionales de las concentraciones de ^{18}O y D en las precipitaciones del hemisferio Norte (Plata, 1972)

Esta recta se denomina como "Recta de aguas meteóricas" (fig. 3.11).

3.2.2.5. Radioisótopos

Los radioisótopos naturales también pueden ser utilizados para el estudio de mezclas de aguas de distintos orígenes. Entre los más usados se encuentran el tritio, carbono-13 y azufre-34.

- Tritio: El tritio es el único isótopo radioactivo del hidrógeno. Su presencia en la atmósfera se debe a las siguientes causas (Plata, 1972):

a) Reacciones nucleares originadas por los rayos cósmicos con los gases de la atmósfera, principalmente por protones de elevada energía con nitrógeno y oxígeno. Esta fuente de producción de tritio es permanente y produce en las precipitaciones concentraciones del orden de los 4 a 25 U.T. (Unidades Tritio).

b) Explosiones termonucleares llevados a cabo a partir de 1952. Estas explosiones liberaron grandes cantidades de tritio, que aumentaron enormemente sus concentraciones en la atmósfera hasta detectarse valores de 10.000 U.T. (fig. 3.16).

La concentración de tritio en las precipitaciones posteriores a 1952 ha experimentado grandes oscilaciones cuyas causas son:

- a) Frecuencia e intensidad de las explosiones termonucleares.
- b) Variaciones estacionales
- c) Variaciones con la latitud
- d) Condiciones meteorológicas locales
- e) Influencia de la altitud.

La presencia del tritio en las precipitaciones tiene como consecuencia el trazado de las aguas en todas las fases del ciclo hidrológico. Su aplicación a los problemas de intrusión marina está hoy día en discusión, pero puede ser utilizado dado que las aguas marinas presentan pequeños contenidos

de tritio y podrían, en los problemas de mezcla, indicar la presencia de aguas recientes.

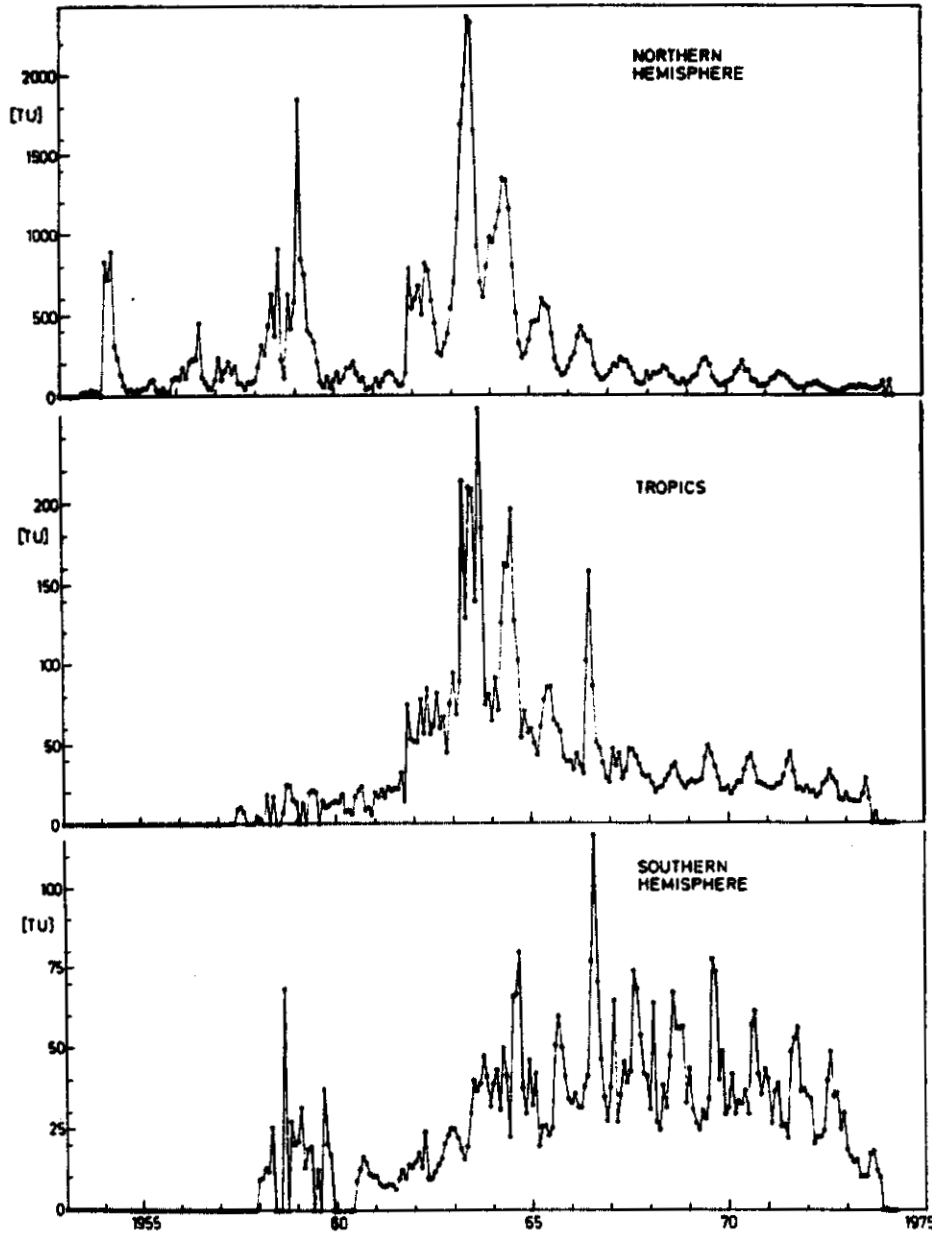
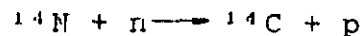


Fig. 3.16. Concentraciones medias de tritio en las precipitaciones del hemisferio norte, trópicos y hemisferio sur, basadas en datos de la IAEA (Groeneveld, 1977)

- Carbono: El carbono-14 se produce continuamente en la atmósfera terrestre. A través de una serie de intercambios, asimilaciones

y otros procesos de fijación del carbono, toda la materia orgánica contiene ^{14}C . A lo largo del tiempo, el ^{14}C disminuye en una cierta cantidad de acuerdo con la ley de desintegración radioactiva. Los compuestos carbonosos posibilitan la datación mediante la medida del ^{14}C residual.

El origen del ^{14}C se debe a la acción de los neutrones, liberados por los rayos cósmicos, en los núcleos de nitrógeno.



Esta reacción se produce de forma constante en la alta atmósfera, entre la troposfera y estratosfera. El ^{14}C se oxida y forma moléculas del tipo $^{14}\text{CO}_2$ que se mezclan con las de CO_2 inactivo entrando a formar parte del ciclo biológico del carbono.

Durante los últimos miles de años la producción de carbono-14 se ha mantenido constante. Las posibles variaciones anteriores no son bien conocidas, aunque se cree que en cualquier caso, han de ser inferiores al 10%.

Cuando el carbono queda aislado del ciclo biológico, por infiltración del agua o muerte de un ser viviente, su actividad específica disminuye en función del tiempo de acuerdo con la ley exponencial de la desintegración.

La concentración de ^{14}C se da generalmente en actividades específicas, las cuales se comparan con una actividad estándar correspondiente a un patrón de ácido oxálico preparado con carbono del año 1950 por el NBS (USA).

En los últimos tiempos, el hombre ha influido en el contenido natural de ^{14}C en la atmósfera de dos maneras:

a) La combustión de materiales fósiles, sin contenido en ^{14}C , ha disminuido el nivel de ^{14}C en la troposfera en una cantidad de aproximadamente el 10%. A este fenómeno se le conoce como "efecto Suess".

b) Las recientes explosiones termonucleares han actuado en sentido contrario a la anterior causa. Estas explosiones han liberado grandes cantidades de neutrones, activando la formación de ^{14}C y aumentando su actividad en el ciclo biológico. Esta actividad ha llegado a ser el doble de la normal, pero el cese de las pruebas nucleares junto con el intercambio con las aguas oceánicas evaporadas, está disminuyendo esta sobreactividad. También puede aplicarse a los estudios hidrogeológicos estos efectos producidos por las explosiones nucleares para datar aguas subterráneas recientes.

El carbono-13 es un isótopo estable del carbono. Los valores de las concentraciones de ^{13}C se dan con referencia a un patrón que es el PDB. Este es un carbonato estandar derivado de la "Belemnitella americana" de la formación Pee Dee de Carolina del Sur. Actualmente el National Bureau of Standards distribuye otros patrones de referencia que son el NBS-20 y NBS-21.

En la figura 3.17 se muestran los distintos valores del ^{13}C y ^{14}C para el sistema del CO_2 atmosférico. En las aguas marinas los bicarbonatos tienen un valor de $\delta^{13}\text{C}$ de + 1‰ (Fritz and Fontes, 1980).

- Azufre: El azufre tiene cuatro isótopos estables ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S y ^{36}S y varios radioisótopos de corta vida creados artificialmente. En los estudios hidrogeológicos sólo se utiliza la relación $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$. Los valores de ésta relación se dan con respecto a un estandar en tanto por mil. Este estandar es la troilita (SFe) procedente de hierro meteórico del Cañón del Diablo (USA).

El valor del ^{34}S de los sulfatos de las aguas marinas es constante siendo de + 20‰. En las aguas subterráneas las fuentes de los sulfatos son diversas (lluvia, disolución de minerales evaporíticos, oxidación de sulfuros, etc.), y la variación de la composición isotópica del azufre es por tanto muy variada. Una vez conocida ésta es factible conocer, en el caso de acuíferos costeros, la presencia de sulfatos de origen marino.

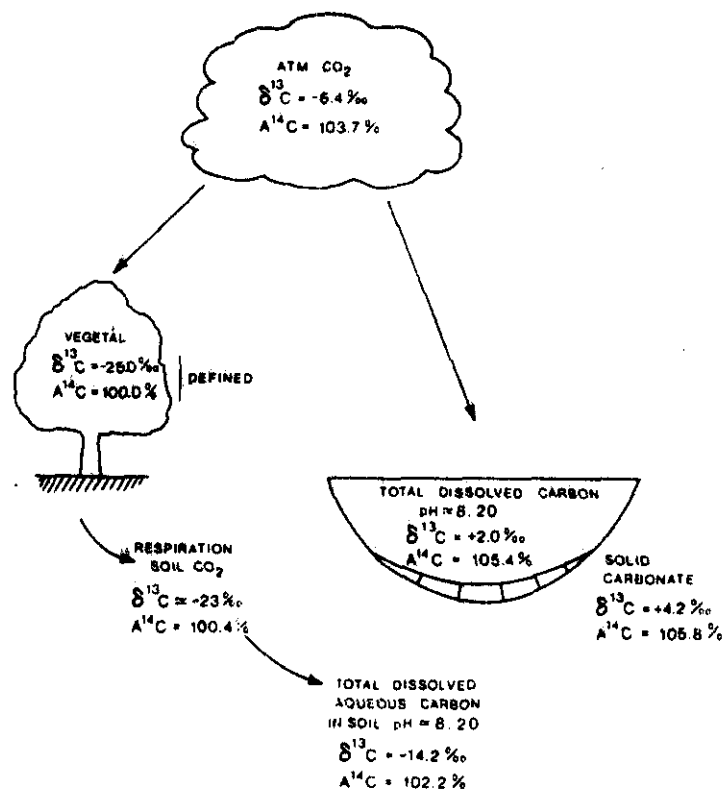


Fig. 3.17. Representación esquemática de los isótopos ^{13}C y ^{14}C en el sistema CO_2 . (Fritz y Fontes, 1980)

3.2.2.6. Ejemplos

A continuación se exponen una serie de aplicaciones del empleo de las técnicas isotópicas al estudio de la intrusión salina. Estos ejemplos se refieren a casos estudiados fuera de nuestro país.

-Acuífero de la Crau (Francia):

Este ejemplo es el resumen de un artículo de Merlivat y Vuillaume publicado en 1970 en el Boletín del B.R.G.M. En él se muestra la utilización del deuterio para resolver el origen de una salinización en el acuífero de la Crau en las inmediaciones de la desembocadura del río Ródano. Este acuífero se encuentra salinizado en las cerca

nias del Golfo de Fos (fig. 3.18).

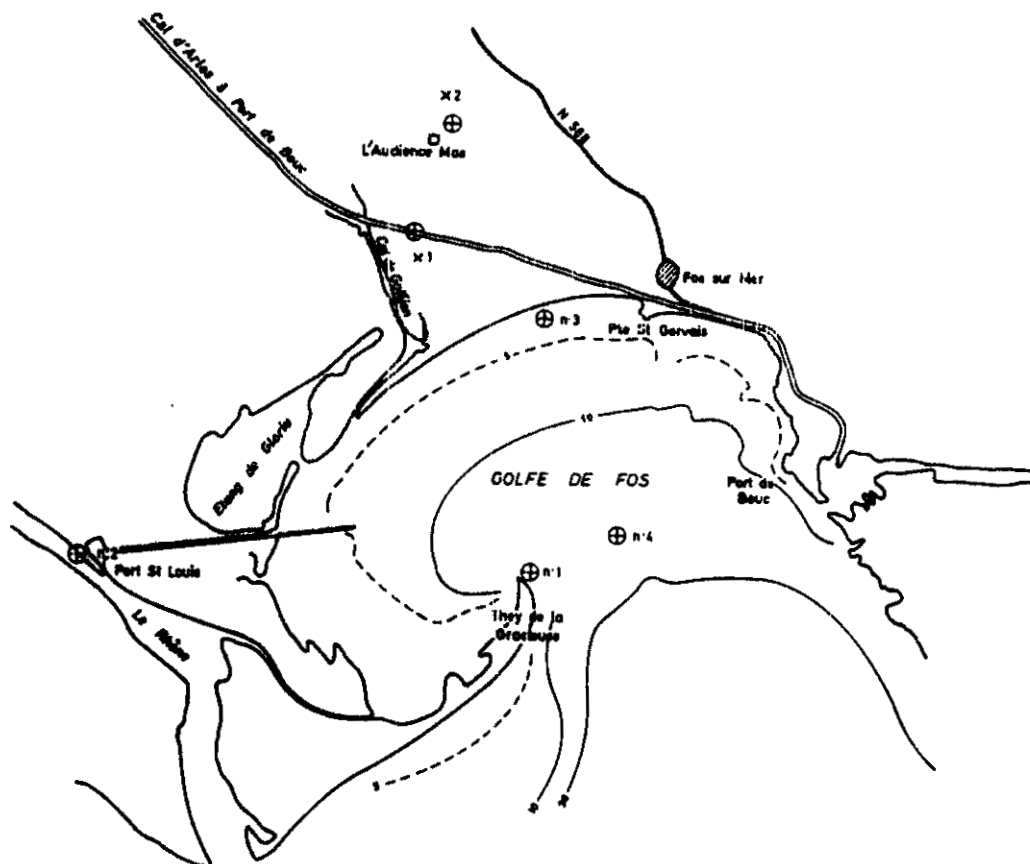


Fig. 3.18. Croquis de la situación de los puntos de muestreo (Merlivat y Vuillaume, 1970)

Para estudiar el origen de la salinización se tomaron una serie de muestras de agua, un total de 34, para su posterior análisis isotópico, repartidas de la siguiente manera (Fig. 3.18).:

- 17 muestras en el sondeo X₁
- 13 muestras en el sondeo X₂
- 3 muestras de agua de mar
- 1 muestra de agua dulce (Port Saint-Louis)

Los resultados de los análisis del deuterio son:

SONDEO X₁

<u>Muestra</u>	<u>δD‰</u>
2.0	-68,5
3.5	-67,5
5.0	-67,5
6.5	-68,5
8.0	-68,0
9.5	-67,5
11.0	-68,0
12.5	-67,5
14.0	-63,5
15.5	-50,0
17.0	-49,5
18.5	-45,5
20.0	-13,5
21,5	- 7,5
23,0	- 5,0
24.5	- 5,0
26,0	- 4,5

SONDEO X₂

<u>Muestra</u>	<u>δD‰</u>
2.0	-64,5
3.5	-65,0
5.0	-64,5
6.5	-65,5
8.0	-66,5
9.5	-66,0
10.0	-66,5
11.5	-66,5
13,0	-66,5
14.5	-67,0
16.0	-66,0
17.5	-67,0
19.0	-66,5

AGUAS SUPERFICIALES

<u>Muestra</u>	<u>δD‰</u>
nº 1 (a)	- 8,5
nº 2 (b)	-81,5
nº 3 (c)	+ 4,5
nº 4 (d)	+ 7,0

Valor medio del Mediterráneo a 1,35 m. de profundidad (d) + 9,5

En la figura 3.19 se representan los valores del deuterio en función de la profun

didad para los sondeos X₁ y X₂. Como se puede observar, aparece a partir de los 14 m. de profundidad en el sondeo X₁ un cambio en los contenidos de deuterio. Esta evolución hacia valores menos negativos, próximos a los valores del agua de mar, continúa hasta los 21,5 m. y señalan una contaminación marina.

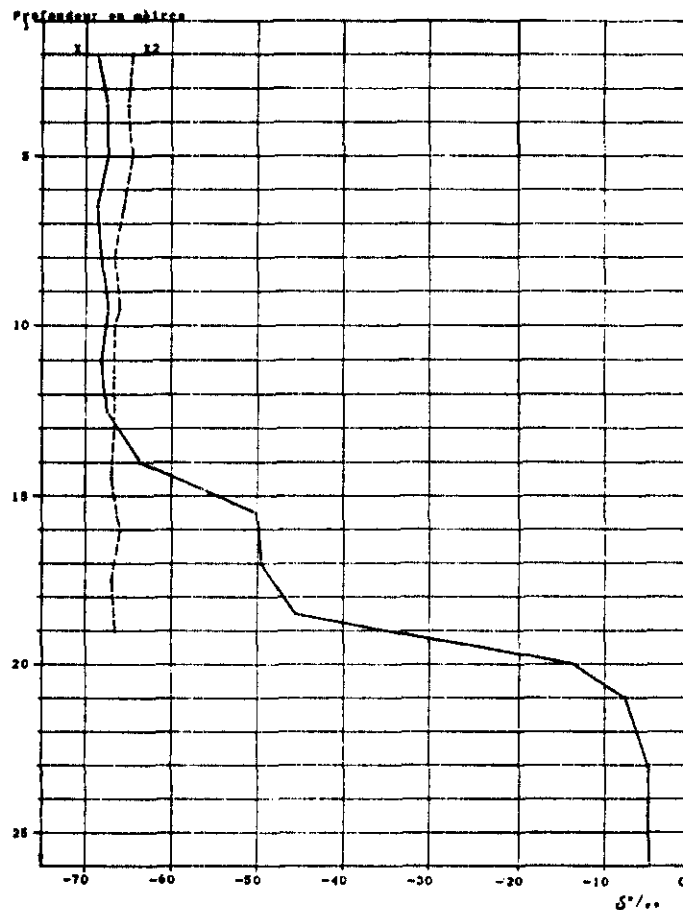


Fig. 3.19. Variación del contenido de deuterio con la profundidad (Merlivat y Vuillaume, 1970)

La figura 3.19, variación del contenido de deuterio con la profundidad, refleja perfectamente el fenómeno de la intrusión marina, distinguiéndose el tramo de agua dulce, el espesor de la interfase y la zona de aguas salobres.

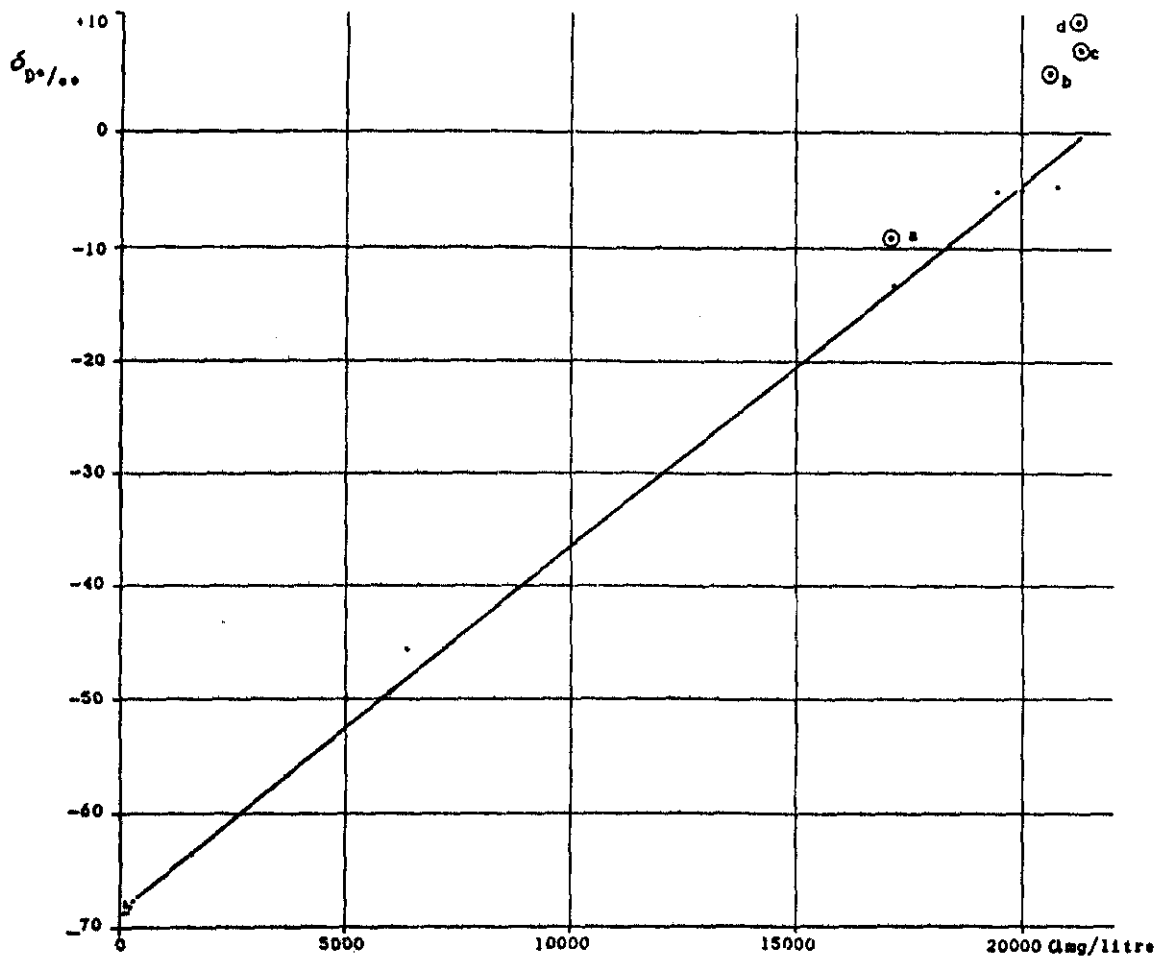


Fig. 3.20. Relación deuterio-cloruros (Merlivat y Vuillaume, 1970)

En la fig. 3.20 se representan los contenidos de deuterio frente a los cloruros de las muestras del sondeo X₁. Los puntos representados se ajustan a una recta que puede considerarse como una línea de mezcla entre las aguas dulces y salinas. Los puntos b, c y d representantes del agua del mar se encuentran en un extremo de la recta mientras que, las muestras correspondientes a las aguas poco profundas se sitúan al otro extremo.

Los autores del artículo sugieren en función de la posición de los puntos b, c y d (muestras de agua del mar) con respecto a la recta deuterio-cloruros de las aguas subterráneas (fig. 3.20), la posibilidad que la

contaminación salina sea debida a aguas de formación.

- Fuente de Almyros (Creta)

Este manantial tiene una descarga máxima de 10 m³/s. La intrusión salina origina unas concentraciones de cloruros del orden de los 6 gr/l en los periodos de estiaje. En las cercanías del manantial existen una serie de pozos que bombean agua con contenidos variables de cloruros.

Se realizó un estudio para conocer si el agua dulce que alimentaba al manantial tenía el mismo origen que la de los cercanos pozos. Para ello se utilizaron los contenidos de oxígeno-18 de diversas muestras tomadas en los pozos y manantial.

Se pudo comprobar que el oxígeno-18 del agua de los pozos no variaba con el contenido de los cloruros, por lo que éstos no eran debidos a una contaminación marina. Además el valor del oxígeno-18 del agua de los pozos era de aproximadamente 1,6% más positivo que el del manantial, lo que indica una zona de recarga distinta en cada caso.

- Acuífero de Minjur (India)

El progresivo incremento de la salinidad en este acuífero es consecuencia de la extracción para el abastecimiento de la ciudad de Madrás, combinada con el incremento en la extracción privada lo que origina una depresión pronunciada del nivel piezométrico por debajo del nivel medio del mar en la parte oriental del acuífero, facilitando la intrusión del agua de mar. Además, ha existido en la parte oriental del acuífero hasta hace pocos años la explotación de salinas.

Inicialmente se habían llevado a cabo estudios detallados del acuífero usando geofísica, ensayos de bombeo, hidroquímica, etc.

Todos los estudios indicaban una intrusión marina. No obstante la existencia

de bolsas de agua subterránea hipersalina (salinidad mayor que la del agua de mar) en el área, indicaba que no debían descartarse otras fuentes de salinidad como aguas congénitas marinas en la zona costera. Asimismo, la contribución del agua marina de los canales navegables existentes no debía ser considerada insignificante. Para estudiar la salinización del acuífero de Minjur se utilizaron isótopos ambientales (deuterio, oxígeno-18, azufre-34 y tritio), junto con especies químicas traza (estroncio-litio y yodo-bromo). También se realizó un ensayo con inyección de trazador para determinar la velocidad del agua subterránea en ciertos puntos, con el fin de predecir la velocidad de avance de la interfase agua dulce-agua salada hacia el interior del acuífero.

Se muestrearon los piezómetros de tres zonas, pozos perforados dentro y cerca de las salinas, pozos de producción y aguas superficiales de los canales, río Koraliyar y agua de mar.

Los resultados de los análisis indicaban que el contenido de cloruros y la conductividad del agua en los canales era similar a la del agua de mar, y que estas aguas estaban enriquecidas en isótopos ajustándose a la línea de evaporación en el diagrama de $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ como era de esperar para aguas superficiales.

El agua de mar muestreada en la costa de Minjur se usó como punto final en el diagrama $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ para identificar las mezclas de agua dulce-agua de mar en las aguas subterráneas profundas.

Los pozos de producción situados en el lado oeste del acuífero de Minjur son de aguas recientes y caen cerca de la línea teórica en el diagrama de $^{18}\text{O}/^2\text{H}$. Estas aguas se han considerado también componentes origen para identificar la mezcla agua dulce-agua salada.

Las muestras de los piezómetros poco profundos situadas dentro y cerca de las salinas, en la parte oriental, son saladas. Se ajustan a una línea de regresión que muestra un efecto de evaporación distinto. La salinidad de las muestras dentro y cerca

de las salinas, es debida a aguas con sales evaporadas procedentes de las salinas que recargan la zona poco profunda o debido a la contribución de los canales.

La salinidad de las bolsas de agua hipersalina es debida a la evaporación.

Las muestras de los piezómetros profundos en la parte oriental, dentro y cerca de las salinas, tienen salinidades cercanas a la del agua de mar, situándose en el diagrama $^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$ próximas al punto que define el agua de mar. Existen muestras de salinidad intermedia que se sitúan aproximadamente sobre la línea de mezcla entre el agua de mar y el agua dulce. Es por tanto obvio, que en este caso la salinidad se debe a la contaminación por agua de mar. Hay muestras que tienen una salinidad superior a la del agua de mar que sobre el diagrama de $^{18}\text{O}/^{2}\text{H}$ se sitúan lejos de la composición de ésta. Estas aguas pueden ser debidas a la contribución de agua salina evaporada a partir de las salinas que se infiltran hacia la zona más profunda.

El azufre-34 fué muestreado a partir de los sulfatos de unos pocos piezómetros en las salinas así como en el agua de mar. En base a los resultados de los análisis, se observa que el agua de mar tiene un valor ^{34}S igual a 21.6‰ que está cercano al valor de los sulfatos de origen marino actuales ($^{34}\text{S} = 20\text{‰}$). Las muestras de piezómetros de la zona profunda con salinidad alta presentan un valor de ^{34}S comprendido entre 16,5‰ y 17,5‰, que es ligeramente más bajo que el valor de los sulfatos en los océanos actuales. Se ha establecido de forma clara que el contenido de ^{34}S en los sulfatos del océano se ha mantenido constante durante el Terciario Superior y Cuaternario. Este empobrecimiento en ^{34}S de las muestras de los piezómetros puede ser el resultado de la mezcla de antiguas evaporitas que están empobrecidas en ^{34}S , o de la mezcla de sulfatos marinos con sulfatos derivados de la oxidación de los sulfuros por bacterias (isotópicamente más ligeros).

Los datos de tritio de las muestras de los piezómetros de la zona profunda en el área de las salinas tienen un contenido de

tritio de 2 a 3 U.T. Dado que el agua de mar tiene un contenido en tritio de 7 U.T., las muestras de los piezómetros de la zona profunda, en las salinas, representan agua de mar intruida con un tiempo de residencia en el acuífero de 10 a 15 años.

El tritio encontrado en las bolsas de agua hipersalina tiene un valor de 3 U.T. lo que confirma que estas aguas no son aguas congénitas. La zona superior de estas bolsas hipersalinas tiene un contenido en tritio de 8 U.T., lo que indica la presencia de aguas modernas. Por tanto la salinidad de la zona superior es debida al arrastre de sales en las salinas por aguas modernas.

La velocidad del agua subterránea calculada usando el método de dilución de un trazador en un punto, da unos valores para los piezómetros cercanos a las salinas de alrededor de 2 cm/día lo que significa que la velocidad del flujo del agua salada cerca de las salinas es muy pequeña, y unos tiempos de residencia largos. Los piezómetros de la parte occidental del acuífero cerca de los pozos de producción, presentan unas velocidades de flujo más altas, de unos pocos metros por día. Esta velocidad de tránsito mayor es debida a la proximidad de un campo de pozos de producción.

- Acuífero de Cul-de-Sac (Haití)

En este caso se investigó el origen de la salinización de las aguas subterráneas en la parte norte de la llanura, y en la zona de Puerto Príncipe con la ayuda de isótopos.

Se llevaron a cabo cuatro campañas de muestreo isotópico. Los pozos con aguas con una salinidad superior a 1 gr/l tuvieron que ser muestreados a nivel de la superficie del agua por carecer de bomba. Posteriormente se demostró que la composición química e isotópica era dependiente de la profundidad.

En base a los resultados de los análisis, se observó la existencia de dos

áreas en la llanura de Cul-de-Sac, la zona norte de la llanura y la situada al norte y este de Puerto Príncipe.

La hipótesis sostenida por los hidrogeólogos, y que más tarde fué corroborada por los resultados obtenidos para explicar el origen de la salinidad en la zona norte, es la mezcla con agua de mar atrapada en los sedimentos marinos durante la sedimentación. Además y como un mecanismo adicional importante que contribuye a la salinización, sería la intrusión marina producida como consecuencia de la explotación en el área de Puerto Príncipe. Sin embargo, aunque la mezcla entre el agua subterránea y el agua de mar aparece claramente en el diagrama triangular y en la correlación cloro-bromo, los datos isotópicos indican un tipo más complejo de relación.

La intrusión marina puede ser considerada como origen de la salinización en los pozos cercanos a la costa, en el área de Puerto Príncipe, puesto que dos muestras tomadas en diferentes épocas muestran unas variaciones isotópicas y químicas que corresponden a la mezcla de agua de mar. En el caso de los pozos salinos situados más lejos del mar, en el área de Puerto Príncipe, el mecanismo de salinización sería similar con la única diferencia de que el componente de agua dulce procedería de la recarga por la infiltración de la precipitación, como queda demostrado por el relativo alto contenido en tritio y por su contenido en isótopos estables.

3.2.3. Métodos geofísicos

3.2.3.1. Introducción

Las técnicas geofísicas han sido unas de las más empleadas en el estudio de la intrusión salina. Sin embargo, hasta hace poco tiempo eran los Sondeos Eléctricos Verticales (S.E.V.) los más utilizados.

Actualmente han surgido nuevas técnicas o bien se han puesto a punto otras, que hasta el momento no se empleaban en el problema de la identificación de la intru

sión.

Es decir, se ha pasado de aplicar exclusivamente los S.E.V. a utilizar otros métodos como la polarización inducida o los sondeos electromagnéticos de baja frecuencia, aplicados independientemente cada uno de ellos o combinados entre sí, para contrastar o completar los resultados obtenidos.

Ahora bien, la aplicación de los métodos geofísicos consiste en realizar medidas en superficie. En éstas se involucra el efecto de todos los constituyentes del suelo como la matriz rocosa, la porosidad, la naturaleza y salinidad de la disolución que ocupa los espacios, etc. Debe de reseñarse esto puesto que aunque el comportamiento de las disoluciones se puede determinar con bastante precisión, los otros factores que entran en juego introducen un nivel de incertidumbre en las medidas y en su interpretación.

De cualquier modo, el fenómeno que afecta a la mayoría de los métodos eléctricos aplicados a la prospección hidrogeológica es la conducción iónica que se realiza principalmente a través de la disolución que satura a las rocas y a través del agua de constitución de las mismas. Por tanto, en cualquier medida va a predominar el efecto asociado a la mayor o menor salinidad de los fluidos del subsuelo. De esto nace la capacidad de utilización de los métodos de resistividad en cualquiera de sus múltiples variantes.

La clasificación de los métodos geofísicos aplicados al estudio de la intrusión salina puede hacerse, desde un punto de vista realista, en función de la profundidad a investigar.

Con esta premisa existe un primer grupo de técnicas cuya característica principal es su buena respuesta frente a pequeñas variaciones de la conductividad del subsuelo y su rango de penetración se limita a los primeros 50-60 m. Son los métodos electromagnéticos operando en el dominio de frecuencias.

Un segundo grupo comprendería los

Sondeos Electricos Verticales que bien pudieran incluirse en el primer grupo en cuanto a profundidad de investigación, pues aunque éstos teóricamente pueden ser de centenares de metros, su limitada focalización al aumentar la profundidad de investigación hace que sean idóneos para pequeñas distancias. También se pueden incluir en este apartado cualquier modalidad de perfiles eléctricos de resistividad por corriente continua así como los Sondeos de Polarización Inducida que usados conjuntamente con los S.E.V. permiten resolver algunas indeterminaciones en acuíferos detríticos dentro de medios arcillosos.

Cuando las intrusiones son profundas, las técnicas con mayores posibilidades se centran en los Sondeos Electromagnéticos de Dominio de Tiempo (SEDT) que junto con su capacidad de penetración aportan una gran focalización de la respuesta.

Todas estas técnicas reseñadas en los apartados anteriores se pueden incluir en un grupo mucho más amplio que puede denominarse como técnicas geofísicas espaciales, puesto que permiten el estudio de la intrusión en los tres ejes coordenados. Un segundo gran grupo incluiría las técnicas denominadas puntuales que se refieren a las que suministran datos sólo en profundidad, como son las testificaciones geofísicas realizadas en sondeos.

3.2.3.2. Técnicas espaciales

- Sondeos Eléctricos Verticales (S.E.V.)

Un sondeo Eléctrico Vertical consiste en establecer la curva de variación de la resistividad aparente de un terreno con la profundidad, mediante la realización en la superficie del terreno de medidas con la ayuda de un dispositivo de cuatro electrodos.

De estos cuatro electrodos, AMNB (fig. 3.21), dos son de introducción de corriente continua (AB) llamados electrodos de corriente y otros dos (MN) son de medida

de potencial, electrodos de potencial.

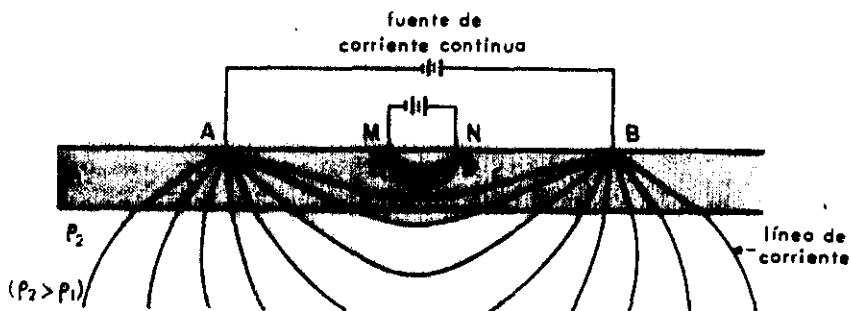


Fig. 3.21. Dispositivo para la realización de S.E.V. (Astier, 1975)

La profundidad de investigación se puede regular variando la distancia entre los electrodos A y B de corriente.

Los dispositivos electródicos más empleados son el Schlumberger y el Wenner. En ambos, los cuatro electrodos están alineados y el punto central (O) es el centro común de AB y MN.

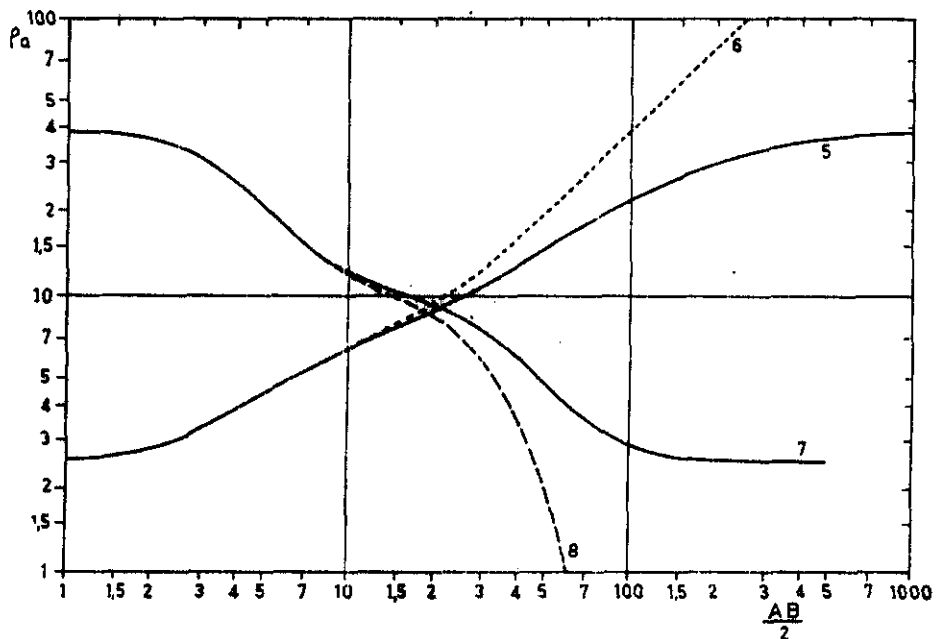


Fig. 3.22. Representación gráfica de un S.E.V. (Astier, 1975)

En el dispositivo Wenner la relación AB/MN es siempre igual a 3 mientras que en

el Schlumberger se mantiene tan grande como sea posible, en función de la dificultad de la medida de la diferencia de potencial.

La representación de las medidas de la resistividad aparente ρ_a en función de la distancia $AB/2$ se hace de forma gráfica en coordenadas logarítmicas. En el eje de abscisas se marcan los valores de $AB/2$ y en el de ordenadas la resistividad aparente (fig. 3.22).

La conductividad eléctrica o su inversa la resistividad varían ampliamente de una rocas a otras. Esta conductividad

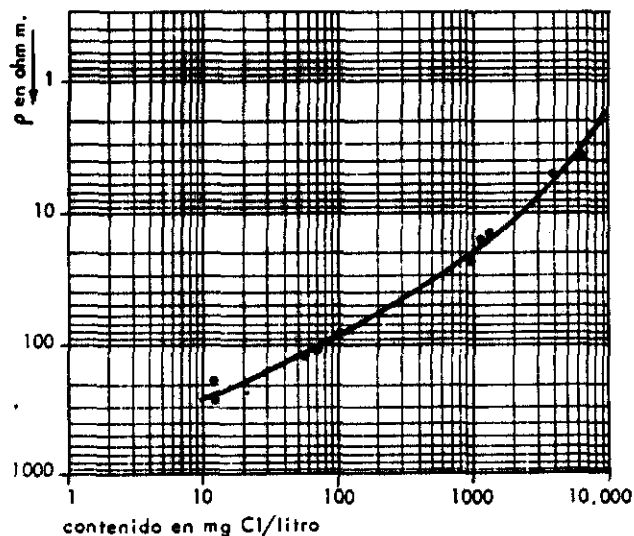


Fig. 3.23. Variación de la resistividad con el contenido de sales del agua de imbibición (Volker y Dijkstra)

puede ser metálica o electrolítica; la primera se caracteriza por el transporte de electrones en la misma matriz rocosa y es el caso de algunas menas metálicas. La conductividad electrolítica se debe al desplazamiento de los iones contenidos en el agua de imbibición de la roca y es el tipo de conductividad más frecuente en las rocas. La resistividad de las rocas saturadas depende fundamentalmente de la conductividad del agua de imbibición de manera que, a una menor resistividad corresponde una mayor conductividad o salinidad del agua (fig. 3.23). En el caso de la intrusión salina que se caracteriza por un espectacular aumento de la salinidad

del agua del acuífero, se corresponderá con una notable disminución de la resistividad de la roca (Tabla 3.1.), de ahí la bondad de la aplicación de las medidas de resistividad para el estudio de la contaminación marina.

TABLA 3.1.

Formación acuífera	Resistividad (en ohm m)	
	Saturación en agua dulce a 7 ohm m (0,8 g/l de ClNa)	Saturación en agua de mar a 0,2 ohm m
Arenas	56	1,6
Areniscas	143	4,1
Calizas o lavas	300	8,6

- Sondeos de polarización inducida

Si por dos electrodos A y B se envía una corriente al terreno y se corta brusca mente, puede observarse la existencia de una diferencia de potencial decreciente entre dos electrodos M y N. En ausencia de fenómenos inductivos, esta diferencia de potencial representa la polarización inducida en el terreno por la corriente enviada por AB. Esta diferencia de potencial se disipa rápidamente, pero su total anulación requiere siempre un tiempo de algunas decenas de segundos si la duración de la corriente de excitación es de varios minutos.

Las técnicas de medida son tres:

a) Dominio de tiempos: consiste en introducir una corriente por los electrodos A y B y observar las variaciones de diferencia de potencial (ΔV) en los electrodos M y N. Para tipificar el fenómeno de la polarización inducida en dominio de tiempos, se utiliza un parámetro denominado "polarizabilidad aparente" que viene definido por:

$$(\eta_t^I)_a = (p_t^I)_a = \frac{\Delta V_t}{\Delta V_T}$$

La "polarizabilidad aparente" se expresa en tanto por ciento o tanto por mil; ΔV_i se mide un tiempo t después del cese del paso de la corriente; ΔV_r se mide cuando el circuito está cerrado.

Otro parámetro utilizado es la "cargabilidad aparente", que se expresa en segundos o milisegundos y se define por:

$$(M_{t_1, t_2}^T)_a = \frac{1}{\Delta V_T} \int_{t_1}^{t_2} \Delta V(t) dt$$

Cuando $t_2 - t_1$ es muy pequeño, la polarizabilidad aparente puede ser considerada como un promedio de la cargabilidad aparente.

El ciclo de tiempos utilizados para obtener los valores de ΔV_r y ΔV_i son de 10 a 100 seg. (técnica de transitorios) o de 4 seg. (técnica de impulsos).

b) Dominio de frecuencias: Consiste en comparar la diferencia de potencial utilizando corriente continua y corriente alterna. Para expresar el fenómeno de la polarización inducida en el dominio de frecuencias se hace mediante la fórmula

$$(E.F.)_a = \frac{\rho_{acc.} - \rho_{aF.}}{\rho_{acc.}}$$

siendo:

$\rho_{acc.}$ = resistividad aparente en corriente continua.

$\rho_{aF.}$ = resistividad aparente en corriente alterna.

Por razones instrumentales, la corriente continua se sustituye por corriente alterna de baja frecuencia f (0,05 a 0,5 hercios) y se compara la resistividad aparente ($\rho_{aF.}$), medida para esta frecuencia con la medida para una frecuencia más alta de 1 a 10 hercios ($\rho_{aF.}$).

c) Dominio de fases: se compara el desfase existente, para corriente alterna, entre la

intensidad y el voltaje. El parámetro utilizado, según esta técnica, es el ángulo φ .

Los dispositivos de medida sobre el terreno son varios:

a) Dipolo-Dipolo: los electrodos de corriente (AB) están separados una longitud l_1 ; los de potencial (MN), se separan una longitud l_2 y están alineados con los anteriores de forma externa (fig. 3.24). Generalmente $l_1 = l_2 = l$ y los centros de ambos dipolos se encuentran a una distancia L , ($L = n.l$) siendo n entero y mayor de 1.

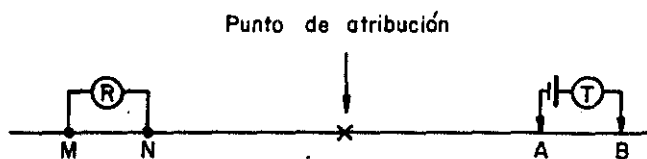


Fig. 3.24. Dispositivo Dipolo-Dipolo

Las medidas se pueden hacer para uno o varios valores de n . El punto de atribución se encuentra en el centro de la distancia entre ambos dipolos.

b) Polo-Dipolo: a este dispositivo se le denomina también trielectrónico. Sobre el terreno se alinean los electrodos A, M y N desplazando el B a un punto lo suficientemente retirado para que a efectos prácticos, se pueda considerar nula su influencia sobre las medidas realizadas. Las dimensiones del espaciamiento son l para MN, y L entre el centro de MN y A (fig. 3.25).

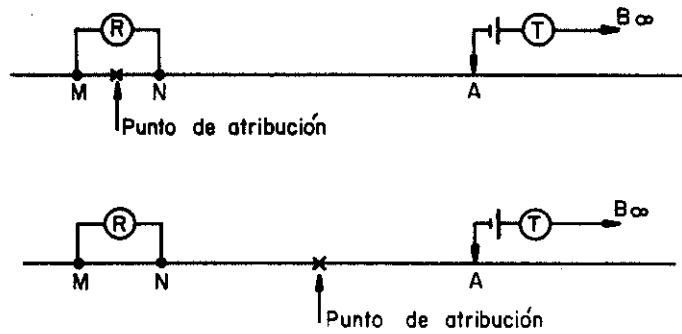


Fig. 3.25. Dispositivo Polo-Dipolo

Al igual que en el dispositivo anterior, se pueden utilizar varias separaciones de L . También se puede disponer el electrodo A a un lado y luego al otro de MN conservando la longitud L . En este caso se habla de SPI combinada.

Los distintos puntos de atribución pueden verse en la figura 3.25.

c) Dispositivos de bloques o de gradiente: en este caso los electrodos MN se separan una longitud l , la cual suele ser la distancia entre estaciones. Las medidas se realizan en el interior de un rectángulo cuyas dimensiones están ligadas a la distancia L a la que se sitúan los electrodos A y B (fig. 3.26) que permanecen fijos para todas las medidas de la forma siguiente:

- longitud de los lados paralelos a AB = $2/3 L$
- longitud de los lados perpendiculares a AB = L

El punto de atribución de las medidas es el punto medio de MN.

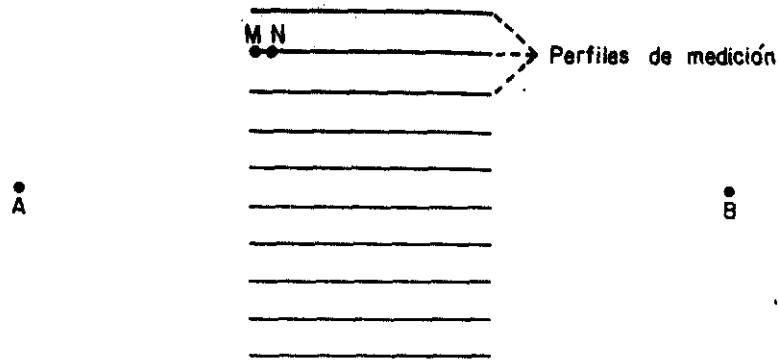


Fig. 3.26. Dispositivo de bloques o gradiente

d) Dispositivo simétrico: también recibe el nombre de cuadrípulo, disponiéndose los cuatro electrodos simétricamente con respecto a un punto central; los de potencial comúnmente se sitúan en el interior de los de corriente (fig. 3.27).

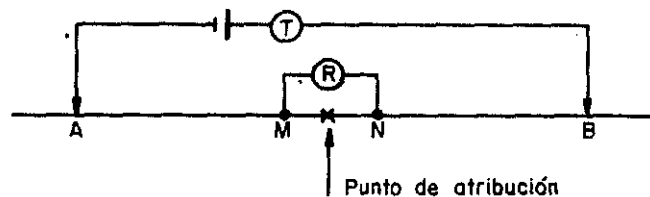


Fig. 3.27. Dispositivo simétrico

El punto de atribución de las medidas es siempre el central del dispositivo.

e) Puesta en masa: en este caso el cuerpo que se desea estudiar deberá ser accesible desde el exterior, por ejemplo por un sondeo. En ese punto se sitúa uno de los electrodos de corriente, mientras que el otro se aleja a una posición remota de la zona a investigar (fig. 3.28). Las medidas se realizan con los electrodos MN, según perfiles paralelos.

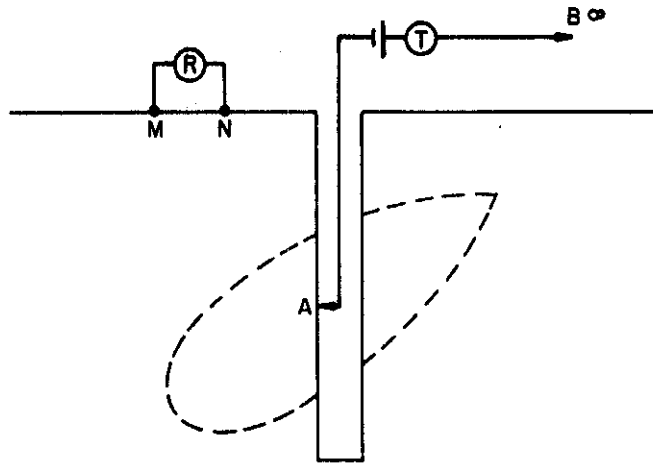
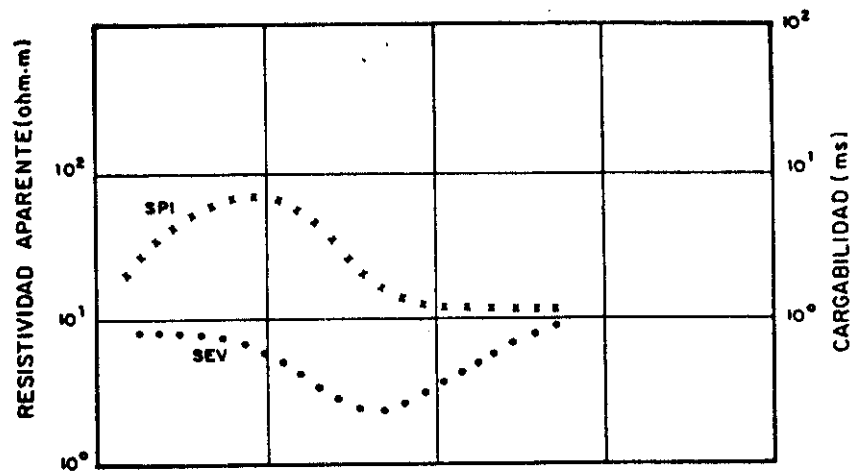


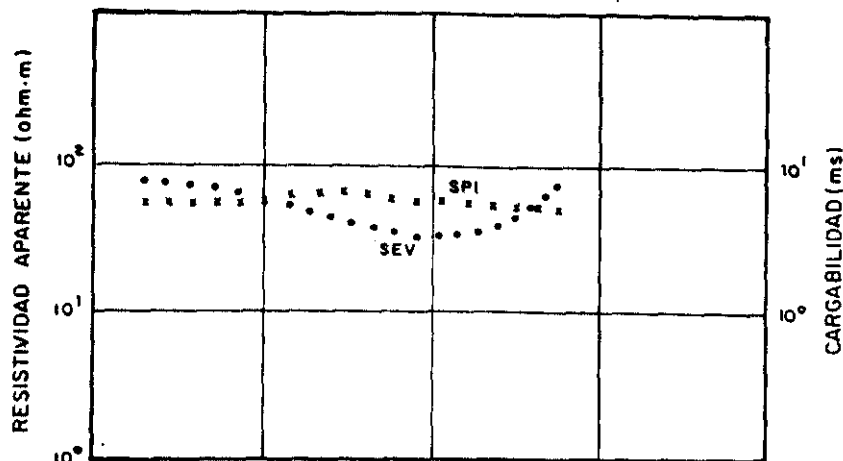
Fig. 3.28. Dispositivo de puesta en masa

El empleo de los Sondeos de Polarización Inducida se realiza de forma combinada con los Sondeos Eléctricos Verticales y va destinado a la resolución de una indeterminación muy característica que puede darse con ellos. En presencia de acuíferos detríticos dentro de una formación arcillosa, la existencia de zonas de baja resistividad puede asociarse bien a estas zonas arcillosas o a acuíferos salinizados.

El fenómeno de Polarización Inducida permite diferenciar en el caso anterior ambas situaciones, ya que su respuesta es característica en presencia de arcillas, puesto que la cargabilidad (medida del P.I.



a) Zona salinizada



b) Zona no salinizada

Fig. 3.29. Comparación de curvas de SEV-SPI entre zonas de diferente grado de afección por intrusión marina

en el dominio de tiempos) es muy superior en las arcillas que en las arenas. Así pues si tenemos una zona conductora a la cual se asocia una alta cargabilidad se tratará de arcillas, y si la cargabilidad es baja puede interpretarse como unas arenas salinizadas (fig. 3.29).

- Sondeos Electromagnéticos de Dominio de Tiempo (SEDT)

Esta modalidad es muy reciente en su incorporación a los estudios hidrogeológicos. Tiene dos características muy importantes que la hacen especialmente atractiva para la investigación de las intrusiones salinas siempre que se involucre una profundidad superior a los 150-200 m.

- a) Gran capacidad de penetración
- b) Notable focalización

Este método se utiliza para determinar la distribución de las resistividades del subsuelo según la vertical de un punto de medida de manera análoga a los Sondeos Eléctricos Verticales.

El método operativo consiste en hacer circular un pulso de corriente a través de una espira situada sobre el

terreno. La interrupción brusca de esta corriente genera un campo magnético variable, que a su vez induce en el terreno una corriente cuya distribución refleja un comportamiento gobernado por ecuaciones de tipo difusión del tiempo. Indirectamente se estudia el comportamiento de estas corrientes de difusión midiendo a través de una bobina receptora el campo magnético secundario generado por ellas. Es evidente que la forma en que las corrientes de difusión se transmiten por el subsuelo viene condicionada por la distribución de resistividades del mismo, y por tanto pueden determinarse estas.

Las magnitudes medidas son extraordinariamente pequeñas, del orden de nV/A, y se toman del orden de treinta lecturas distribuidas a lo largo de 150 mseg a partir del instante de corte de la corriente primaria. En orden a asegurar la mayor fiabilidad de los datos se opera por "stacking", controlando la operación mediante un microprocesador que rechaza una determinada lectura cuando no cumple unas normas de coherencia que el operador establece.

Los valores medidos se transforman en resistividades aparentes y estas se representan en función del tiempo, expresado en mseg., sobre papeles bilogarítmicos análogos a los de los S.E.V.

Para la interpretación, a diferencia de los S.E.V., no existen curvas patrón, porque cada modelo geoelectrico considerado puede producir multitud de curvas S.E.D.T. dependiendo que se utilicen bucles coincidentes para emisor y receptor, o que se realice la recepción mediante una bobina situada en el centro del borde emisor. Además cada curva S.E.D.T. depende de las dimensiones del bucle emisor, que suelen ser de 100 x 100m. a 300 x 300 m.

Las diferencias entre los S.E.D.T. y los S.E.V. son las siguientes:

a) La respuesta de un S.E.D.T. es muy focalizada lo que permite la resolución de situaciones complejas donde se dan contrastes laterales de resistividad dentro de pequeñas extensiones.

b) La capacidad de penetración de los S.E.D.T., salvo en presencia de secciones muy conductoras, es claramente superior a los S.E.V. Se pueden alcanzar profundidades de 1000 m. o más con bucles de tan solo 300 x 300 m.

c) En presencia de pantallas resistivas se dan las mejores condiciones operativas pudiéndose investigar a través de ellas mientras que en los S.E.V. esta situación es insalvable.

d) Para alcanzar profundidades de investigación equivalentes los medios logísticos son menores en los S.E.D.T. que en los S.E.V.

- Métodos electromagnéticos

Estos métodos determinan la resistividad del subsuelo de forma continua o semicontinua a lo largo de perfiles, cubriendo un rango de profundidades somero de sólo algunas decenas de metros.

Tienen un campo de aplicación específico en el control de las contaminaciones de acuíferos poco profundos. En relación con los métodos clásicos de perfiles geoelectricos, calicatas eléctricas, ofrecen una serie de ventajas como pueden ser: fiabilidad de los datos por no estar influenciados por contactos y mayores rendimientos, lo que se traduce en menores costos monetarios.

Los dos métodos más interesantes dentro de este tipo son el GENIE y el L.i.n. (low induction numbers), siendo este último el más apropiado para el estudio de la intrusión al realizar sus medidas en unidades de conductividad.

El funcionamiento del L.i.n. consiste en hacer circular a través de una bobina emisora un pulso de corriente alterna. El campo magnético variable (H_p) asociado a esta corriente, induce una pequeña corriente variable en el medio rocoso. Tal corriente genera a su vez un campo magnético secundario.

dario (H_s) que puede medirse conjuntamente con el primario.

Bajo determinadas condiciones técnicamente definidas se cumple la relación:

$$\frac{H_s}{H_p} = i \cdot \omega \frac{\mu_0 \sigma s^2}{4}$$

siendo:

- $\omega = 2 f$
- $f =$ frecuencia en hercios
- $\mu_0 =$ permeabilidad del aire
- $\sigma =$ conductividad del subsuelo (mho/cm)
- $s =$ separación entre bobinas emisora y receptora en metros.
- $i = \sqrt{-1}$

De la expresión anterior puede obtenerse directamente el valor σ . Así este parámetro viene dado como una conductividad aparente.

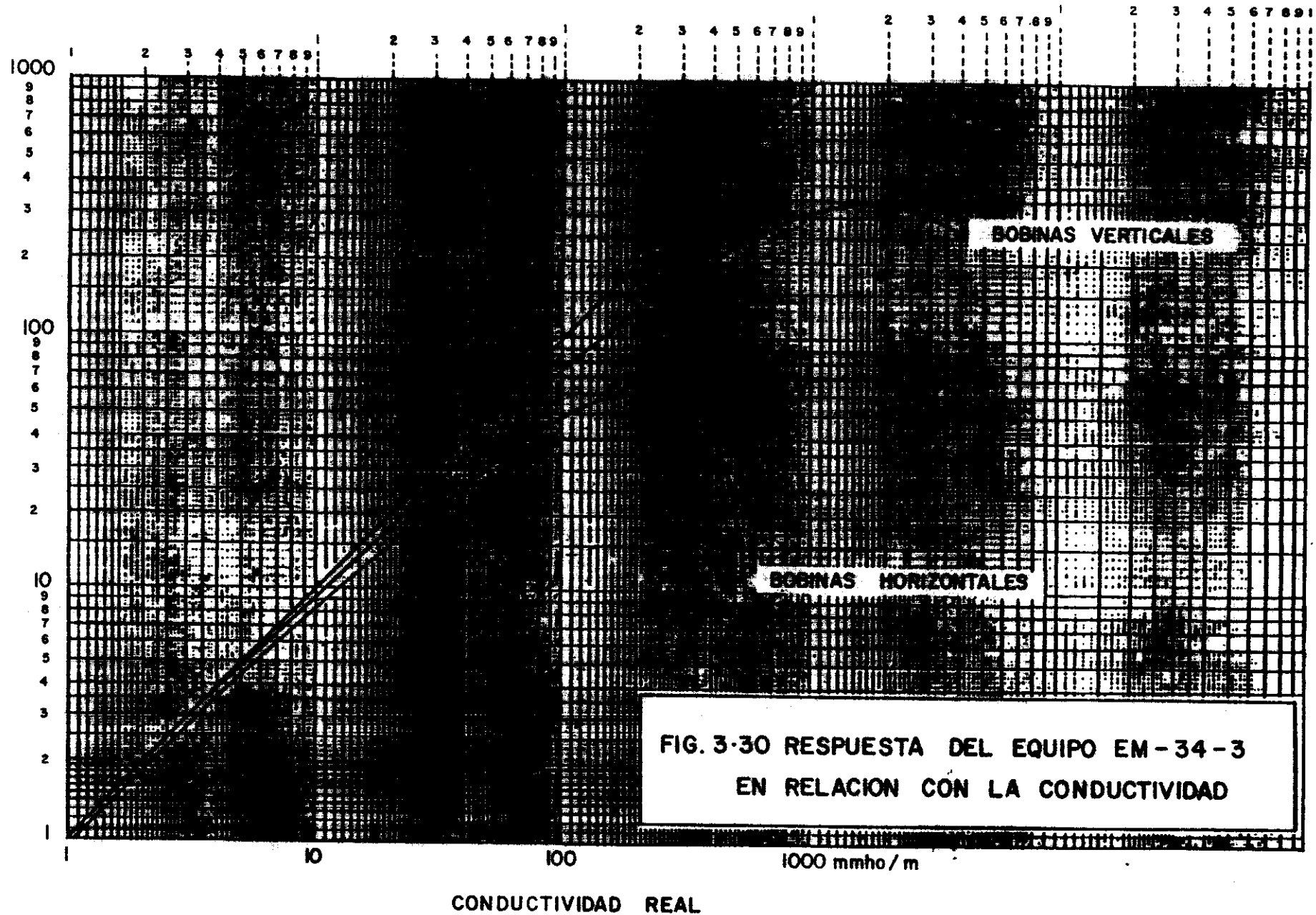
$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 s^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right)$$

La relación entre la verdadera conductividad y la aparente se expresa en un gráfico (fig. 3.30).

La capacidad de penetración de este sistema depende de la distancia entre bobinas y de la posición relativa de estas (tabla 3.2.)

TABLA 3.2.

Separación entre bobinas (m)	Profundidad de exploración	
	Dipolos horizontales	Dipolos verticales
10	7,5	15
20	15	30
40	30	60



El L.i.n. es por consiguiente rápido para la detección de zonas salinizadas de forma fiable y siempre que las profundidades no sean superiores a 60 m.

3.2.3.3. Técnicas puntuales

Se refieren estas técnicas a las utilizadas en sondeos mecánicos y que se conocen con el nombre de testificación geofísica. Estas técnicas permiten el estudio de gran cantidad de datos como pueden ser:

- determinación de litologías (contactos, naturaleza, etc.)
- correlación entre sondeos
- medida continua de toda la sección de pozo
- calidad de las aguas
- porosidad y permeabilidad
- granulometría
- dirección y velocidad del flujo
- etc.

Los métodos de testificación son múltiples y los de más amplia utilización en la investigación hidrogeológica son:

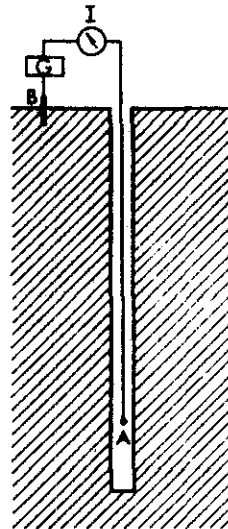
<u>METODO</u>	<u>UTILIZACION</u>
<u>Resistencia</u> (monoelectrodo)	Determinación de los límites de niveles delgados. Correlación.
<u>Resistividad</u> Normal corta	Localización del techo de capas resistivas. Determinación de la resistividad en zonas invadidas. Contacto de capas. Evaluación de la porosidad de formaciones potentes invadidas. Correlación.
Normal larga	Resistividad verdadera de capas potentes medianamente invadidas. Obtención de datos para calcular la resistividad del agua.

Lateral	Determinación de la resistividad aunque halla invasión algo profunda. Detección de niveles delgados.
<u>Resistividad focalizada:</u>	
Laterolog	Formaciones delgadas. Buena resistividad de la formación si el lodo es de baja resistividad.
Inducción	Formaciones delgadas
Microlog	Buenas indicaciones cuantitativas de la permeabilidad
Microlaterolog	Buen valor de la resistividad de la zona lavada.
<u>Potencial espontáneo:</u>	Determinación del contacto entre formaciones. Información sobre la calidad del agua.
<u>Radioactivos:</u>	
Radiación natural (Rayos gamma)	Determinación de arcillas, pizarras y margas de otras formaciones. Distinción entre arcillas y acuíferos con agua salada.
Neutrón (Neutrón-R. gamma)	Porosidad en calizas. Muy influenciado por arcillas.
Densidad (R. gamma-gamma)	Porosidad. Poco influenciado por arcillas.
<u>Acústicos:</u>	
Sónico	Porosidad
Amplitud	Fracturación y cementación.
Densidad variable	Cementación

a) Método de la resistencia

La sonda monoelectrónica es el dispositivo más sencillo que existe para la medición en un sondeo de la resistividad del terreno.

En esquema (fig. 3.31) se trata de un electrodo (B) fijo en superficie y otro (A) que se desplaza a lo largo del sondeo.



G: generador de corriente

Fig. 3.31. Sonda monoelectrónica (Astier, 1975)

Las variaciones de la resistencia total del circuito se deben prácticamente a las variaciones de la resistividad del terreno en las proximidades del electrodo A, si la tensión que suministra el generador (G) es rigurosamente estable.

La sonda monoelectrónica señala con bastante precisión los contactos entre diversas formaciones litológicas. La profundidad lateral de investigación es escasa, del orden del diámetro del sondeo.

La resistividad aparente que se mide se encuentra muy influenciada por la resistividad del lodo y por las variaciones del diámetro del pozo, por lo que no se puede evaluar la resistividad del terreno.

b) Resistividad

Todos los dispositivos que se utili

zan miden resistividades aparentes, las cuales son función de la resistividad del fluido en el sondeo, de la invasión de los terrenos permeables por los lodos de perforación, del espesor finito de las capas respecto de la longitud del dispositivo de medida y de la resistividad de las formaciones.

En estas sondas siempre existe una fuente emisora que envía una señal, corriente eléctrica o campo electromagnético, y un dispositivo de medida situado a una distancia de la fuente. Cuanto mayor sea esta distancia mayor es el radio de investigación pero menor la definición vertical.

En función de esto se distinguen dos grupos de dispositivos:

- a) Macrodispositivos:
 - Normal larga
 - Normal corta
 - Lateral
 - Inducción
- b) Microdispositivos
 - Microlog
 - Microlaterolog

Sonda normal: el dispositivo de medida es de tipo cuadripolar con cuatro electrodos AMNB (fig. 3.32). Por los electrodos A y B se envía una corriente de intensidad I y se mide la diferencia de potencial ΔV que se produce entre M y N. La resistividad aparente ρ_a se calcula por la fórmula:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I}$$

K es un factor que depende de la posición relativa de los electrodos y es igual:

$$K = \frac{4\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{BN}}$$

En esta sonda el electrodo M se encuentra situado entre A y B (fig. 3.32). La distancia AM es pequeña en relación a las AN y BM y BN por lo que la fórmula que da la

resistividad aparente se puede escribir de la forma siguiente:

$$\rho_a = 4\pi AM \frac{\Delta V}{I}$$

La distancia AM se denomina "espaciado" y la resistividad aparente observada se atribuye a un punto situado en el centro de AM.

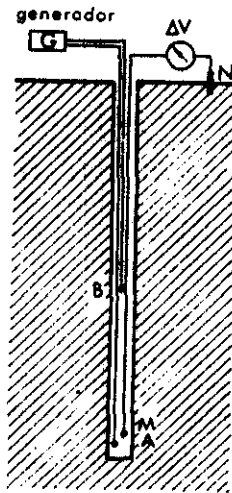


Fig. 3.32. Sonda normal (Astier, 1975)

De este tipo de sonda existen dos modalidades "normal corta" y "normal larga". En la primera el espaciado suele ser de 16" (40 cm.) y la segunda de 64" (160 cm.). El radio de investigación en las sondas normales es del doble del espaciado por lo que en la corta es de 80 cm. y en la larga de 3,2 m.

La ventaja de disponer de los dos tipos de registro, largo y corto, radica en que su comparación permite conocer las capas porosas y permeables invadidas por el lodo, si la resistividad de este es distinta de la del agua de las formaciones. La resistividad aparente de los niveles gruesos permeables es próxima a la resistividad verdadera de la

zona invadida en el "normal corto" y a la resistividad verdadera de la capa en el "normal largo" (Astier, 1975).

Sonda lateral: En la sonda lateral los electrodos M y N están situados a un lado de la línea AB (fig. 3.33).

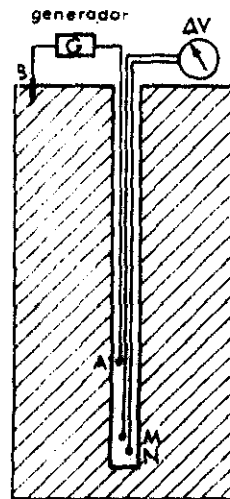


Fig. 3.33. Sonda lateral (Astier, 1975)

Las distancias BM y BN son mucho mayores que las AM y AN por lo que el cálculo de la resistividad aparente se hace con la siguiente fórmula:

$$\rho_a = 4 n \frac{AM \cdot AN}{MN} \frac{AV}{I}$$

El valor de ρ_a se atribuye a un punto O, situado en la mitad de la distancia MN. El espaciado en la sonda lateral es igual a AO. Cuando el medio es homogéneo, el radio de investigación es igual al espaciado (Astier, 1975).

Laterolog: El conocer la resistividad verdadera a partir de un registro eléctrico convencional es difícil en formaciones de peque

ño espesor, especialmente cuando el lodo de la perforación es muy conductor. Para solventar este problema se utiliza una sonda de Laterolog en la que la corriente se hace que fluya radialmente, lo cual elimina la influencia del lodo.

Para su modo de operación esta sonda está formada por siete electrodos M_1 , M_2 , M'_1 , M'_2 , A_1 y A_2 distribuidos simétricamente con relación a otro A_0 y cortocircuitados los de cada par (fig. 3.34).

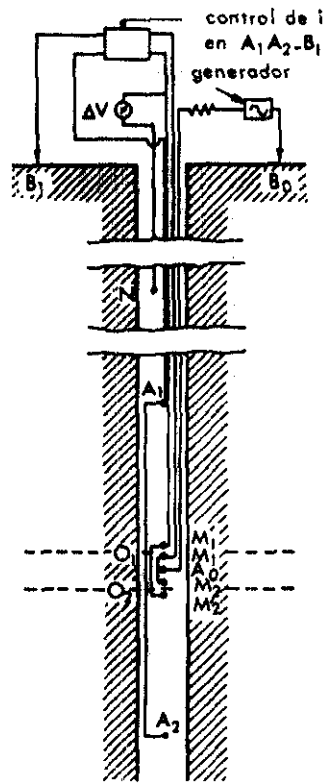


Fig. 3.34. Sonda laterolog (Astier, 1975)

Por medio de dos electrodos auxiliares A_1 y A_2 se envía una corriente ajustable. La intensidad se ajusta automáticamente de forma que los dos pares de electrodos M_1 y M_2 y M'_1 y M'_2 permanezcan al mismo potencial. Posterior

mente se mide la caída de potencial entre uno de estos electrodos y el infinito.

Sonda de inducción: La sonda de inducción se pensó para la obtención de registros de resistividad en sondeos secos o en los perforados con fluido resistivo.

El fundamento del funcionamiento consiste en hacer circular una corriente constante por una bobina emisora, que induce un campo magnético en las formaciones cercanas. Las corrientes inducidas por este campo originan a su vez un campo magnético alterno que induce una fuerza electromotriz, o señal, en una bobina receptora. La intensidad de las corrientes inducidas es proporcional a la conductividad de las formaciones (fig. 3.35).

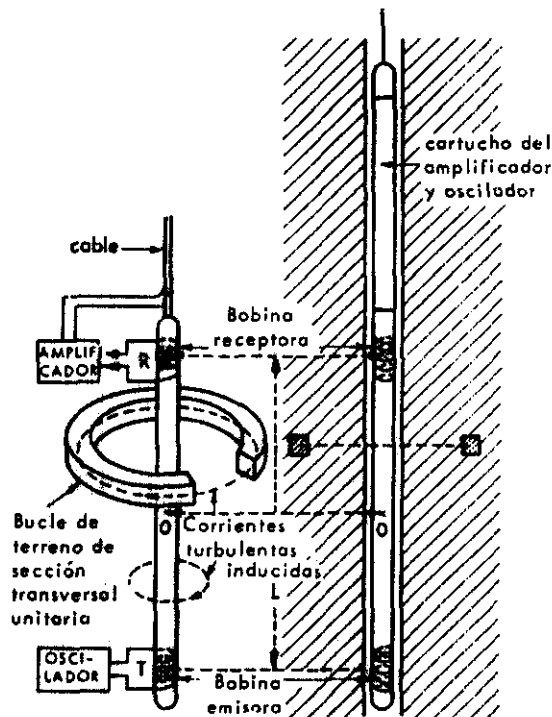


Fig. 3.35 Sonda de inducción (Astier, 1975)

En la práctica se emplean sondas que llevan 3 ó 4 solenoides auxiliares cuya misión es enfocar las corrientes inducidas en la zona comprendida entre los dos solenoides principales. El espaciado entre estos es de unas 40" (1 m.).

Esta sonda da muy buenos resultados en formaciones con resistividades menores de 100 ohm.m y con resistividad del fluido de perforación de al menos cinco veces mayor que la del agua de las formaciones. (Astier, 1975).

Microdispositivos: Los microdispositivos se caracterizan por un pequeño espaciado, y por ir montados sobre una zapata que se apoya firmemente sobre la pared del sondeo para evitar la influencia del lodo de perforación.

Actualmente se utilizan el microlog y el microlaterolog.

El primero lleva tres electrodos con los que se realiza un registro micronormal y una diagrafía microlateral. La sonda microlaterolog es del tipo laterolog con espaciado del orden de 4 cm (fig. 3.36)

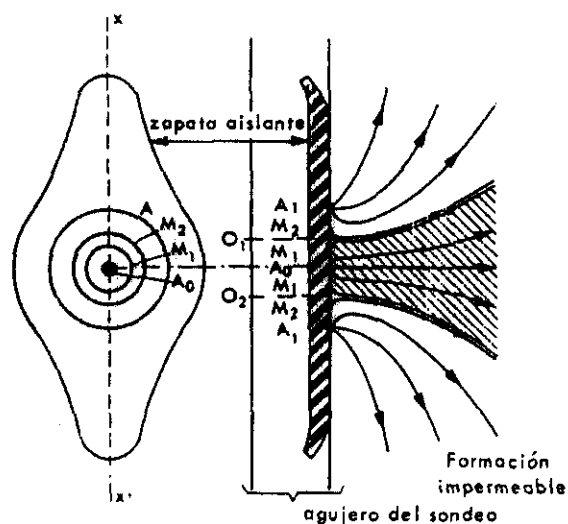


Fig. 3.36. Sonda Microlog (Astier, 1975)

Las ventajas de estos microdispositivos radican en un elevado poder de separación de las capas, y en el caso que estas fuesen permeables, la resistividad aparente medida es muy parecida a la resistividad verdadera (Astier, 1975).

c) Medidas del potencial espontáneo

El registro de los potenciales espontáneos se realiza al mismo tiempo que cada uno de los registros de resistividad enumerados. La curva de potencial espontáneo es un registro de la diferencia de potencial entre un electrodo fijo situado en superficie y otro que se mueve a lo largo del sondeo.

El origen de los potenciales espontáneos son de tipo electrocinético y electroquímico. El primero debido a las diferencias de presión existentes entre el lodo del sondeo y el agua de formación y pueden considerarse en la mayoría de los casos como despreciables. El segundo está causado por las diferencias existentes entre las concentraciones de las disoluciones representadas por el lodo de perforación, el agua de las formaciones permeables y el agua de las arcillas.

Las capas arcillosas o margosas de un sondeo tienen el mismo potencial natural y se alinean, en un registro, según una línea recta que se define como "línea base de las arcillas". En las formaciones permeables, las curvas de potencial espontáneo presentan desplazamientos a la izquierda (valor negativo) o a la derecha (valor positivo) de la línea base, dependiendo de las salinidades del agua de formación y del filtrado.

La curvatura de los registros de potencial espontáneo es proporcional a la intensidad de las corrientes de potencial espontáneo en el lodo en el nivel considerado. La intensidad de las corrientes es máxima en los límites de las formaciones permeables con las arcillas.

La forma de la curva en el registro

y la amplitud frente a los estratos permeables depende de varias causas:

- Espesor y resistividad verdadera de los niveles permeables.
- Resistividad de la zona permeable invadida por el lodo y el espesor de la misma.
- Resistividad de las capas encajantes.
- Resistividad del lodo de perforación y diámetro de la perforación.

Cuando las formaciones son muy permeables, se observan frecuentemente anomalías en el potencial espontáneo las cuales si no se comprenden bien pueden causar errores en la interpretación. La estimación de la resistividad del agua a partir del potencial espontáneo da generalmente buenos resultados.

Las ecuaciones que rigen el potencial espontáneo en formaciones permeables dependen de las actividades de los iones en disolución.

$$P.E = - K \lg \frac{(a_{Na} + \sqrt{a_{Ca} + a_{Mg}})_w}{(a_{Na} + \sqrt{a_{Ca} + a_{Mg}})_b}$$

donde:

P.E. = potencial espontáneo en milivoltios.

K = coeficiente que depende de la temperatura.

$(a_{Na}, a_{Ca}, a_{Mg})_w$ = actividad del sodio, calcio y magnesio del agua.

$(a_{Na}, a_{Ca}, a_{Mg})_b$ = actividad del sodio, calcio y magnesio del lodo.

Cuando tanto el lodo como el agua de las formaciones pueden considerarse como soluciones de ClNa entonces:

$$P.E = - K \lg \frac{\rho_b}{\rho_e}$$

donde:

ρ_b = resistividad del lodo
 ρ_e = resistividad del agua

d) Métodos Radioactivos

Las testificaciones radioactivas o nucleares consisten en la medida de la radioactividad natural o inducida.

Las testificaciones que son utilizadas son:

- Medida de la radioactividad natural: testificación por rayos gamma.
- Medida de la radioactividad inducida:
 - a) testificación por neutrones.
 - b) testificación gamma-gamma.

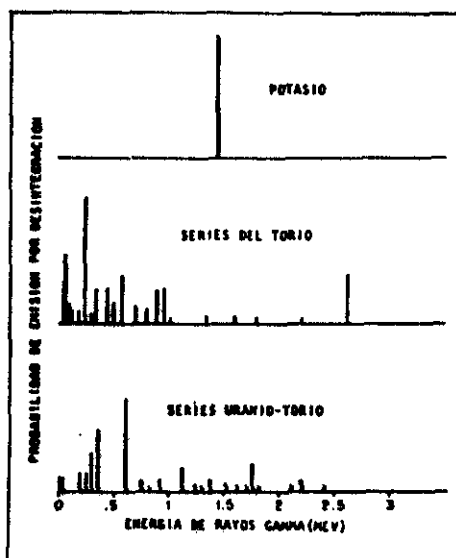


Fig. 3.37. Energía de rayos gamma

Testificación por rayos gamma: Todas las formaciones geológicas presentan porcentajes variables de elementos radioactivos en proporciones relativamente constantes, por lo que este contenido puede ser considerado como característico de dichas formaciones.

Los rayos gamma son impulsos de alta energía de las ondas electromagnéticas emitidas espontáneamente por algunos elementos radioactivos, como son el isótopo del potasio de peso atómico 40 y los de las familias del uranio y torio. Estos impulsos son cuantos de luz o fotones sin masa ni carga y ricos en energía (fig. 3.37).

Los elementos radioactivos tienden a concentrarse en las arcillas por lo que es útil para evaluar cuantitativamente este contenido. El perfil de rayos gamma puede ser registrado en pozos entubados y es muy frecuente utilizarlo como sustitutivo del potencial espontáneo en estos casos.

La unidad de medida es el microgramo de radio equivalente por tonelada de formación o bien la A.P.I., cuya equivalencia con el anterior es:

$$1 \mu\text{gr. de Ra/Tm} = 16,5 \text{ A.P.I.}$$

La radioactividad de las formaciones sedimentarias varía entre pocas unidades A.P.I. en la anhidrita y sal a más de 200 en las arcillas (Tabla 3.3.).

Rocas	Radioactividades (unidades A.P.I.)
Lavas	10-100
Arenas y areniscas no arcillosas	30- 80
Calizas y dolomías: color claro	30- 70
color gris oscuro a negro	70-100
Arcillas: color vivo o claro	150-300
color gris oscuro o negro	300-500

TABLA 3.3. Radioactividad natural de diferentes rocas (Astier, 1975)

La medida de las radiaciones se puede realizar bien con un contador Geiger-Müller o con un contador de centelleo. Los registros gamma dan una radioactividad aparente pues el valor medido depende del diámetro del sondeo, de la naturaleza del fluido, del espesor del entubado y del cemento (Astier, 1975).

Testificación por neutrones: La testificación por neutrones se basa en una fuente radioactiva de berilio-radio o berilio-americio en la cual, bien el radio o el americio emiten partículas que bombardean al berilio, y éste a su vez emite neutrones a gran velocidad. Los neutrones emitidos chocan contra los núcleos de la formación y van perdiendo parcialmente su energía cinética. Después de una serie de choques la velocidad de los neutrones se estabiliza en un valor que depende de la temperatura ambiente pasando al denominado "estado térmico". Estos neutrones térmicos son absorbidos inmediatamente por los núcleos de ciertos átomos (hidrógeno y cloro principalmente) con emisión de rayos gamma.

Un contador mide la intensidad de los neutrones térmicos (registro neutrón-neutrón) o bien los rayos gamma emitidos en la captura de los neutrones (registro neutrón-gamma).

De lo anterior se deduce que la testificación por neutrones es sensible al número de átomos de hidrógeno o cloro presentes en la formación, lo que prácticamente equivale al contenido de agua dulce o salada.

Como la absorción de los neutrones se debe fundamentalmente a los átomos de hidrógeno, y la cantidad de éstos en una formación es proporcional al volumen de agua que en ella existe, el registro de neutrones mide de forma indirecta la porosidad de formación.

Testificación gamma-gamma: Cuando una fuente radioactiva emite rayos gamma, estos chocan contra los electrodos de la formación que atraviesan, cediendo parcialmente su energía hasta que acaban por desaparecer.

Si se mide la intensidad de los rayos gamma, es evidente que su valor dependerá del número de electrones presentes en la unidad de volumen de la roca y por tanto de su densidad.

Este registro está muy influenciado por los huecos del sondeo y por la película

de lodo de las paredes por lo que para obviar este problema, tanto la fuente como el detector se apoyan fuertemente en la pared del sondeo.

Las diagrafas gamma-gamma tienen su principal aplicación en la determinación de la porosidad.

e) Métodos sónicos

Estos métodos tienen por objeto la medida de la velocidad del sonido en las formaciones atravesadas por un sondeo.

Consisten en un emisor de ultrasonidos por magnetostricción que envía de diez a veinte veces por segundo una señal de frecuencia. Luego mediante dos receptores separados algunas decenas de centímetros (fig. 3.38) se mide el tiempo mínimo invertido por la componente vertical de la onda sonora en recorrer la distancia existente entre los dos receptores.

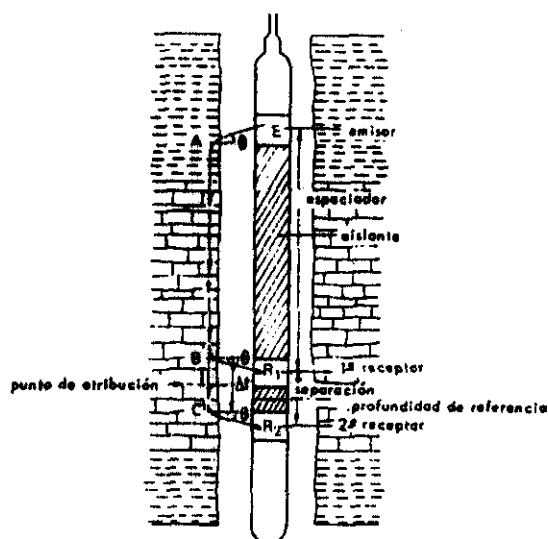


Fig. 3.38. Sonda de testificación acústica (Astier, 1975)

Para eliminar la influencia de la variación del diámetro de la perforación, de la inclinación o del descentrado de la

sonda, se utilizan las sondas compensadas. Constan de dos dispositivos, emisor-receptor, dispuestos de forma que, midiendo la diferencia de tiempo existente entre las llegadas de las ondas sónicas a ambos, permiten deducir la velocidad de transmisión de las ondas acústicas en las formaciones litológicas.

Los registros acústicos son idóneos para el estudio de formaciones consolidadas especialmente referidos a la fracturación y porosidad total. En las formaciones no consolidadas el registro acústico no tiene gran interés dada la similitud de la velocidad sónica entre las arcillas y las arenas acuíferas.

3.2.3.4. Ejemplos

En los apartados posteriores se citan una serie de casos reales de técnicas geofísicas, espaciales y puntuales, desarrolladas por el IGME en acuíferos costeros del área Mediterránea.

Delta del Ter y Fluviá (Gerona)

En estos dos lugares se sospechaba que la actual línea de costa había variado notablemente a lo largo de los tiempos históricos. Con la investigación geofísica se pretendía definir la posición y entidad de los antiguos deltas, con especial mención respecto a los materiales que los constituyen y la presencia de zonas salinizadas.

Para la localización de los tramos detríticos dentro del conjunto arcilloso se utilizaron los S.E.V. Para detectar la presencia de zonas salinizadas, bien por la presencia de aguas connatas o por sobre explotación de acuíferos costeros, se realizaron una serie de perfiles de sondeos de polarización inducida (S.P.I.). También se empleó para definir de una manera cualitativa la presencia de zonas salinizadas el método L.i.n.

Los resultados que se obtuvieron fueron los siguientes (fig. 3.39).

- En todo el área investigada se detectó un conjunto de naturaleza eminentemente arcillosa que yace sobre materiales margosos del eoceno.
- En el río Fluviá se identifican unas formaciones detríticas de tipo deltaico. En algunos S.E.V. se localizan zonas supuestamente salinizadas ligadas a la intrusión marina con resistividades que no superan los 5 ohm.m. Los perfiles de S.P.I. han confirmado este extremo dando valores de cargabilidad menores a 2 m.s.
- En el río Ter existe una formación similar a la del Fluviá, pero el efecto de la salinización enmascara las verdaderas resistividades de los materiales. Estas zonas salinizadas pudieran ser de carácter detrítico permeable y saturadas con aguas conñatas con altos contenidos en cloruros.
- Los perfiles de L.i.n. resultaron altamente satisfactorios demostrando que es el método más rápido y preciso para identificar zonas salinizadas dentro de un rango de profundidades de 50-60 m. como máximo (fig. 3.39).

Zona de Moncofar (Castellón):

Este área constituye una amplia llanura costera situada entre macizos montañosos de relieve abrupto. Los materiales detríticos que constituyen los acuíferos, descansan sobre un basamento impermeable de naturaleza arcillosa y margosa; la potencia es muy variable y de modo general aumenta de W a E.

Los acuíferos son explotados intensamente y sus aguas son utilizadas para el regadío. Como consecuencia de las fuertes extracciones de agua la interfase se ha desplazado hacia el interior, salinizándose parcialmente el acuífero.

La geometría del acuífero fue elaborada anteriormente mediante la realización de S.E.V., presentando en algunas zonas ambigüedades debidas a la incertidumbre de saber si las disminuciones de resistividad se debían a la existencia de tramos arcillo

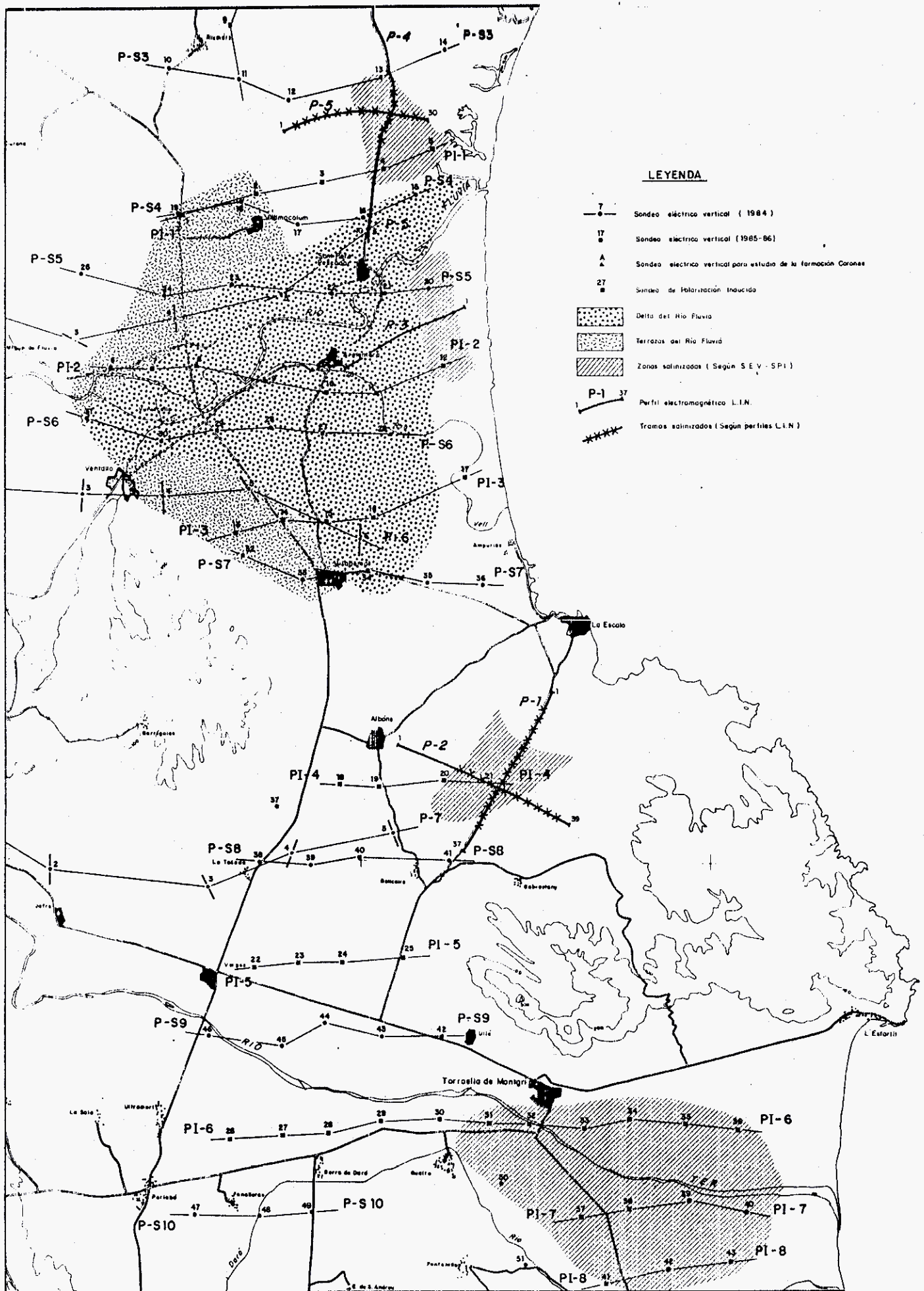


Fig. 3.39. Síntesis de los resultados en los aluviales del Fluviá y Ter

sos o a zonas salinizadas.

Para estudiar las incertidumbres apuntadas se intentó resolverlas con la aplicación de S.E.V. combinados con S.P.I. En total se realizaron 47 S.E.V.-S.P.I. a lo largo de 7 perfiles (fig. 3.40).

Los resultados más destacables de esta investigación más fueron los siguientes:

- La zona salinizada se caracteriza por unos valores muy bajos de resistividad los cuales van creciendo de forma progresiva a medida que la intrusión es menos acusada.
- Los perfiles de polarización inducida señalan valores muy bajos de cargabilidad, menores de 2 milisegundos, dentro del acuífero detrítico

Testificación geofísica en Vilaseca-Salou (Tarragona)

En el área de Vilaseca-Salou los acuíferos se encuentran salinizados como consecuencia de la intrusión marina. Para su estudio se realizaron una serie de sondeos, tres en total, y en ellos aparte de controles químicos y piezométricos, se llevó a cabo unas testificaciones geofísicas para definir las características y situación de la interfase.

Los registros realizados incluyeron los siguientes parámetros:

- Radiación gamma natural
- Resistividad de doble espaciado (ρ_{M16} y ρ_{M64})
- Autopotencial
- Resistividad del fluido en el sondeo
- Temperatura

El estudio de la interfase se abordó a través de los registros de resistividad del fluido y temperatura. Se calculó mediante el diagrama GEN-9 de Schlumberger la salinidad expresada en ClNa para diferentes puntos.

De la comparación de los resultados de las tres testificaciones se pueden ex

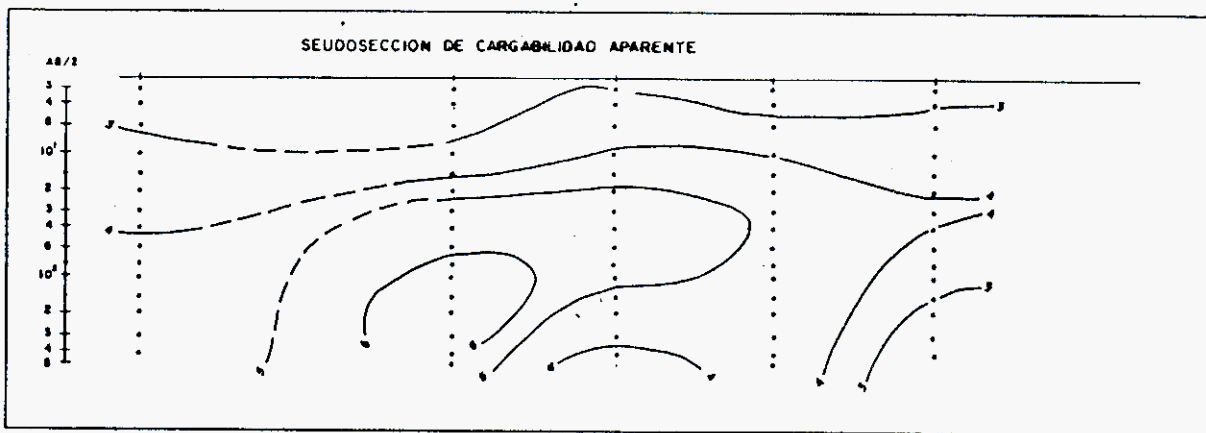
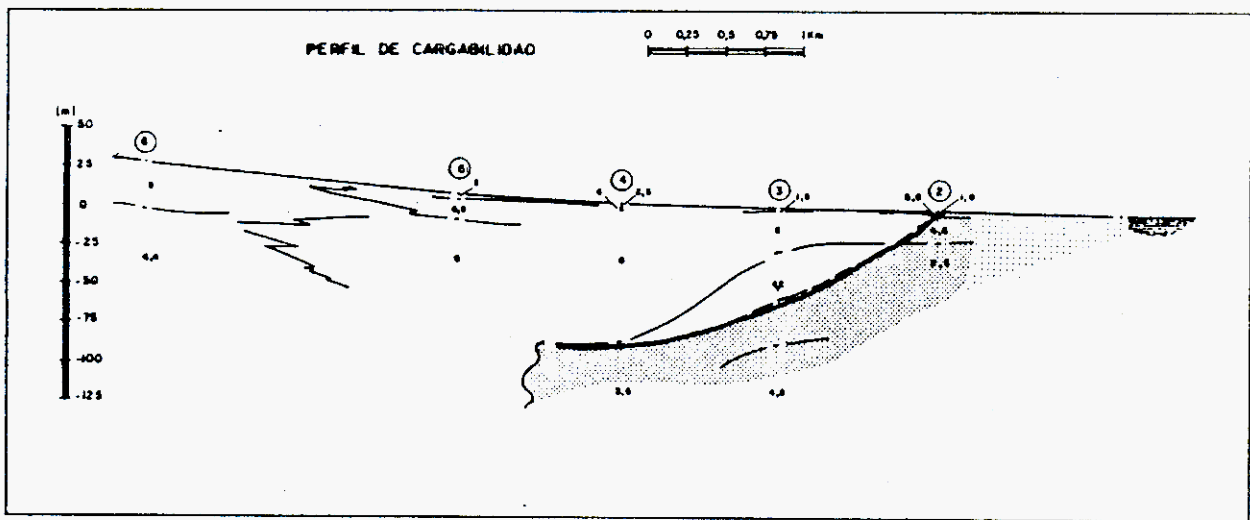
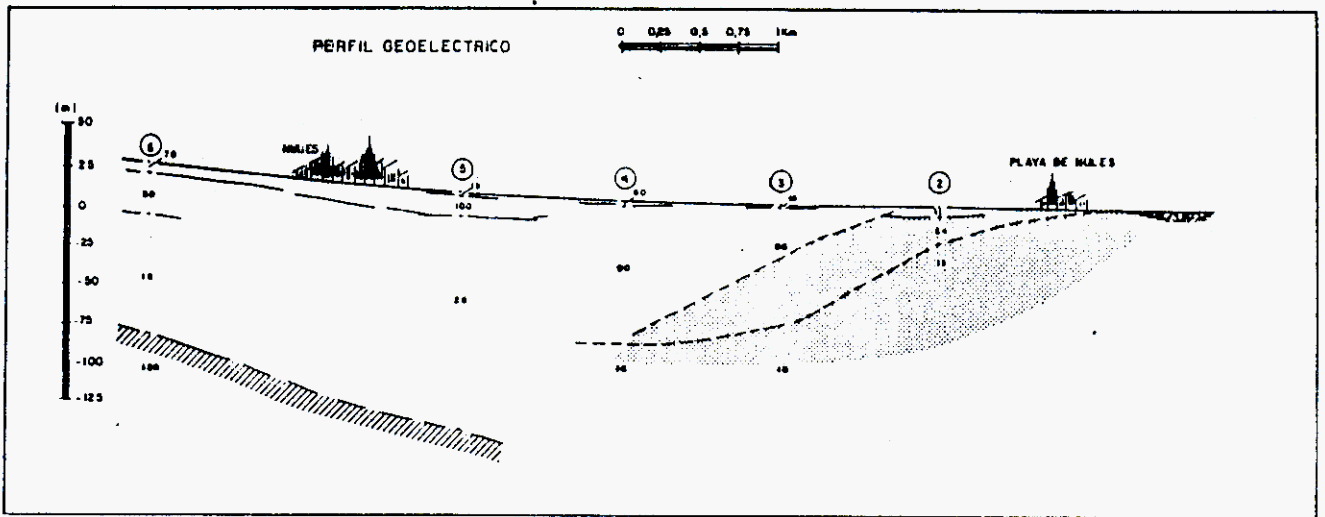



Fig. 3.40. Ejemplo de perfil S.E.V.-S.P.I.

LEYENDA

- ① SEV-SP1
- VALORES DE RESISTIVIDAD (en Ω) O DE CARGABILIDAD (en %)
- ARCILLAS, ARENAS, MARGAS Y CONGLOMERADOS
- ▨ SUSTRATO CARBONATADO
- ▤ ARCILLAS Y EVAPORITAS (MEUPER)
- ZONAS SALINIZADAS

DISEÑADO		MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA	
FECHA Enero 1984			
COMPROBADO		PROYECTO ENSAYO SOBRE LA APLICACION DEL METODO DE POLARIZACION INDUCIDA A LA DETECCION DE INVASIONES MARINAS	CLAVE
AUTOR A GRANDA	ESCALA H: 1/25 000 V: 1/2 500		PLANO Nº
COMPLETADO		C E S S A.	7
		RESULTADOS DEL PERFIL 7	

traer las siguientes consideraciones (fig 3.41):

- El sondeo 1 está salinizado a partir de los 140 m. de profundidad. El 2 lo está parcialmente hasta los 48 m. y totalmente a partir de esta cota, mientras que el 3 lo está enteramente.

- El sondeo 2 presenta valores de salinidad, en sus tramos más superficiales, ligeramente superiores a los que en realidad deberían corresponderle como consecuencia del efecto de la menor salinidad del lodo empleado en su perforación, con respecto a los otros dos sondeos.

Para el estudio de la interfase ha sido esencial la ejecución de registros de salinidad del fluido en distintas fechas, debido a las distorsiones provocadas por el empleo de agua salada para la perforación.

3.2.4. Métodos matemáticos

3.2.4.1. Introducción.

Se denominan modelos matemáticos de agua dulce-agua salada o también modelos matemáticos de intrusión salina, a aquellos cuyo objetivo es la simulación del comportamiento de acuíferos costeros, teniendo en cuenta la presencia de una posible intrusión de agua de mar en el acuífero. Con estos modelos se dispone de herramientas matemáticas que permiten al planificador hidráulico diseñar distintas alternativas de explotación de los recursos de los acuíferos costeros, con el propósito de seleccionar aquella que signifique la gestión más racional del recurso hídrico.

Existen dos grandes conjuntos de modelos, según se plantee la hipótesis de miscibilidad o inmiscibilidad de los fluidos agua dulce y agua salada.

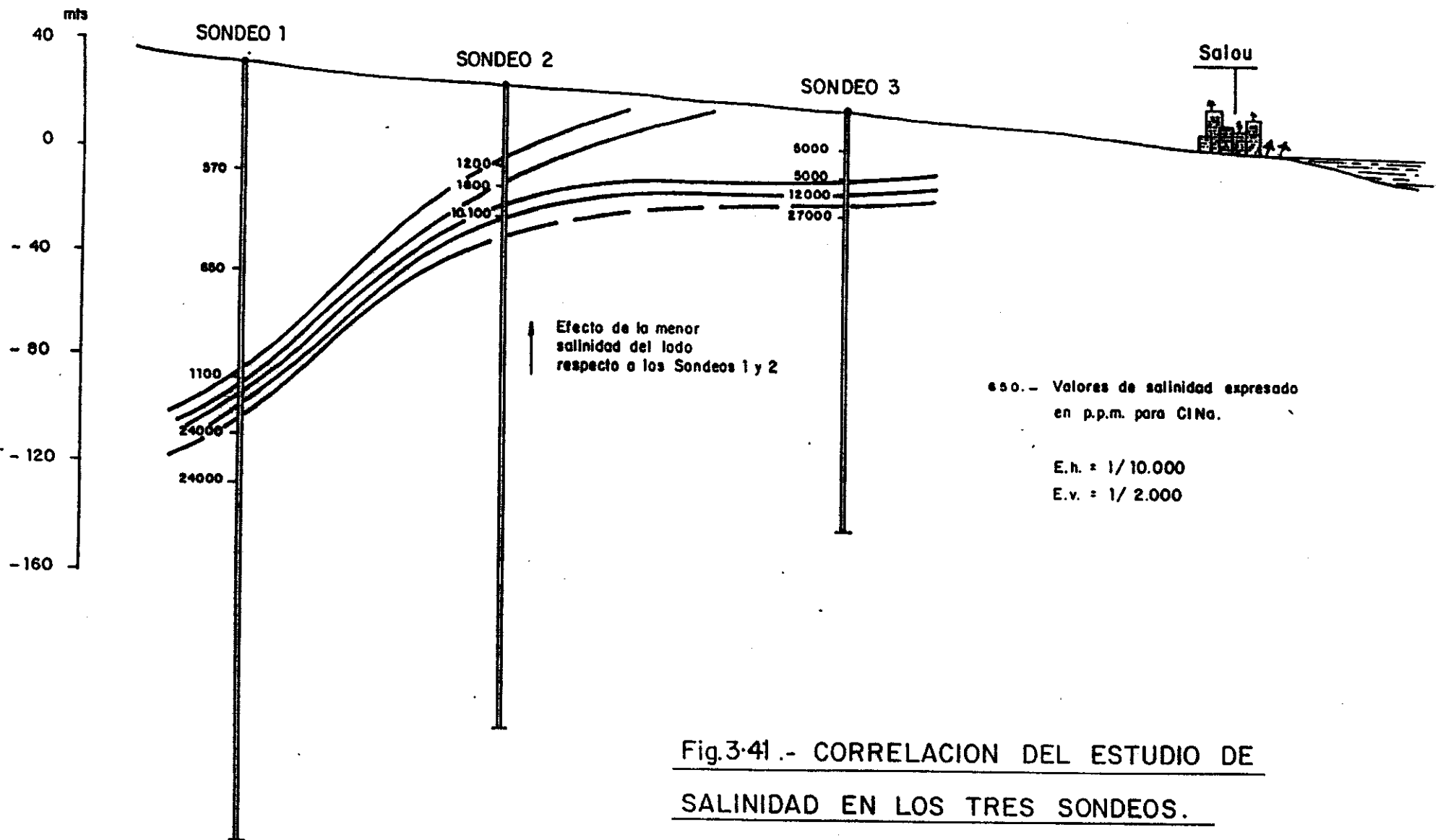


Fig.3.41.- CORRELACION DEL ESTUDIO DE SALINIDAD EN LOS TRES SONDEOS.

Los modelos que consideran la hipótesis de miscibilidad son, lógicamente, los que más se acercan a la realidad física del problema; se apoyan en la ecuación del transporte de solutos o ecuación general de la dispersión planteada para el cloruro de sodio que debe resolverse de manera acoplada a la ecuación del flujo subterráneo, puesto que en este caso el soluto no actúa como trazador sino que afecta sustancialmente a propiedades físicas del fluido tales como densidad y viscosidad y, por consiguiente, al flujo. Los métodos numéricos empleados en la resolución de la ecuación del transporte son los de diferencias finitas (MDF), de las características (MOC) y de elementos finitos (MEF).

Por otra parte, estos modelos son los que más problemas presentan, tanto por la complejidad de la propia herramienta en sí, como por lo que representa el gran volumen de datos de que es necesario disponer para contrastar la validez de sus resultados.

La hipótesis de inmiscibilidad entre los fluidos agua dulce y salada con ausencia de una zona de dispersión entre ellos y presencia por tanto de una superficie brusca de separación o interfase no es, como resulta obvio, una hipótesis realista, pero permite obtener resultados prácticos y suficientemente aproximados y es sin duda la más utilizada hasta el momento.

Los modelos que asumen esta hipótesis se apoyan, exclusivamente, en la ecuación del flujo subterráneo, que se plantea tanto para la zona del acuífero ocupada sólo por el agua dulce como para la zona ocupada sólo por el agua salada, y en la ecuación que expresa la igualdad de presiones a ambos lados de la interfase y que es la condición de contorno común a las dos anteriores. Este conjunto de ecuaciones puede ser resuelto sin mayores complicaciones por el método de diferencias finitas (MDF) o por el método de elementos finitos (MEF).

3.2.4.2. Modelos que consideran miscibilidad de los fluidos.

El tratamiento numérico del problema físico que se refiere al desplazamiento de dos fluidos de diferente densidad en un medio poroso saturado o, dicho de otra forma, al transporte de un soluto no trazador (es decir, cuya presencia afecta a la configuración del flujo subterráneo) en el seno del fluido circulante a través de un medio poroso saturado es, esencialmente, el mismo que el empleado para el problema físico del movimiento de dos fluidos de análoga densidad en un medio poroso saturado o, si se quiere, del transporte de un soluto trazador en el seno de un fluido circulante a través de un medio poroso saturado.

Ahora bien, el modelo matemático (conjunto de ecuaciones) de este problema físico se ve modificado con respecto a los modelos de advección-dispersión, puesto que debe tenerse presente el efecto diferencial de la densidad. Ello implica una formulación matemática de la ley de Darcy en términos de altura de presión y posición, en lugar de su formulación habitual en términos de potencial hidráulico total y la consideración de una relación experimental que proporcione la ley de variación de la densidad del fluido en función de la concentración.

Por otra parte, las ecuaciones diferenciales del flujo y transporte deben resolverse de manera acoplada para cada paso de tiempo de la simulación y no independientemente como en el caso del transporte de solutos trazadores; es decir, a partir de unos valores iniciales o previstos de concentración que proporcionan una distribución inicial de densidades, se resuelve para el paso de tiempo inicial la ecuación del flujo que proporciona una distribución de presiones y velocidades; estas últimas son empleadas para evaluar el transporte advectivo y, por consiguiente, poder resolver la ecuación del transporte que proporcionará la nueva distribución de concentraciones; este proceso de cálculo debe ser realizado sucesivamente para cada paso de tiempo, hasta cubrir el periodo total de simulación.

Son dos los métodos numéricos realmente válidos utilizables para resolver la ecuación diferencial del transporte (o ecuación general de la dispersión): el MOC y el MEF. Su aplicación práctica en los modelos de advección - dispersión, ha sido en general para problemas bidimensionales (areas), dado el elevado tiempo de cálculo y la gran disponibilidad de almacenamiento en memoria de ordenador necesarios para abordar problemas tridimensionales; extrapolando lo anterior al problema de la intrusión salina, ello ha implicado que los modelos utilizados en la práctica, bidimensionales, hayan sido modelos de corte vertical para planos perpendiculares a la costa pues, como resulta obvio, las hipótesis de Dupuit y de variación vertical despreciable o nula de la concentración son ahora inaceptables; esto significa un lastre importante por lo que respecta al empleo de este tipo de modelos de intrusión en la resolución de problemas reales que, en general, exigen soluciones sobre toda la superficie del acuífero.

A continuación se describen dos modelos de corte vertical; el primero, diseñado por George G. Pinder (1975), emplea el MEF y el segundo, diseñado por George F. Pinder y Hilton H. Cooper (1970) hace uso del MOC.

A.- Modelo de corte vertical en elementos finitos (George F. Pinder, 1975).

A.1.- Planteamiento del modelo.

Las principales hipótesis y restricciones consideradas por el modelo son las siguientes:

1º Existe miscibilidad de los fluidos agua dulce y agua salada y, por consiguiente, una zona de dispersión o de mezcla entre ambos.

2º La presencia del cloruro de sodio en el agua afecta ostensiblemente a sus propiedades físicas, como p.e. la densidad; es decir, el soluto no actúa como un trazador y su presencia modifica al flujo subterráneo.

3º Validez de la ley de Darcy.

4° La porosidad del acuífero es independiente de la densidad y viscosidad del fluido.

La formulación matemática de las anteriores hipótesis conduce al siguiente modelo matemático o conjunto de ecuaciones:

$$\frac{\partial}{\partial x_{\alpha}} (D_{\alpha\beta} \frac{\partial c}{\partial x_{\beta}}) - \frac{\partial}{\partial x_{\alpha}} (v_{\alpha} c) = \frac{\partial c}{\partial t} \quad (1)$$

$$q = - \frac{k_{\alpha\beta}}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial x_{\beta}} + \rho g_{\beta} \right) \quad (2)$$

$$\frac{\partial}{\partial x_{\alpha}} (\rho q_{\alpha}) = 0 \quad (3)$$

$$\rho = \rho_w + (1 - E) c \quad (4)$$

La ecuación (1) es la ecuación diferencial del transporte de solutos, en donde:

- c : concentración del soluto.
- $D_{\alpha\beta}$: componentes del tensor coeficiente de dispersión hidrodinámica.
- v_{α} : componentes del vector velocidad lineal media.
- x_{α}, x_{β} : coordenadas espaciales (horizontal-vertical).
- α, β : índices que toman valores 1 y 2.

Las ecuaciones (2) y (3) son, res

pectivamente, la expresión de la ley de Darcy en términos de altura de presión y de posición, y la ecuación diferencial del flujo subterráneo, en donde:

q_α : componente de la velocidad de Darcy.
 p : presión.
 ρ : densidad del fluido.
 g_β : componente del vector aceleración de la gravedad en la dirección x_β .
 k : componentes del tensor permeabilidad intrínseca.
 μ : viscosidad cinemática.

Ambas ecuaciones pueden combinarse, obteniéndose:

$$\frac{\partial}{\partial x_\alpha} \frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial x_\beta} + \rho g_\beta \right) = 0 \quad (5)$$

Finalmente, (4) representa una ley experimental de variación de la densidad del fluido con la concentración, en donde E es un coeficiente adimensional igual a 0.3.

Las ecuaciones de transporte y flujo se encuentran acopladas a través de la velocidad de Darcy, q_α , dado que en (1) las componentes de v_α se calculan como:

$$v_\alpha = \frac{q_\alpha}{\varepsilon} \quad (6)$$

en donde ε , es la porosidad del medio.

En general, el procedimiento seguido para la resolución de las incógnitas p , q_α , y c es el siguiente; se evalúa p a partir de la ecuación (5), y se sustituye su valor en (2) obteniéndose q_α ; las componentes v_α de la velocidad lineal media son obtenidas a partir de (6), con lo que ya puede resolverse c en la ecuación (1). Sin embargo, este esquema no proporciona una distribución continua de la velocidad sobre el modelo produciéndose dificultades numéricas en la ecuación (1) cuando en ella el transporte advectivo no es despreciable frente al dispersivo; en concreto, y para zonas de ele

vados gradientes de presión, la discontinuidad en la velocidad calculada conduce con frecuencia a valores negativos de la concentración.

El presente modelo soslaya esta dificultad resolviendo simultaneamente los valores de presión y velocidad, obteniendo para esta última una distribución continua; a continuación se resuelve separadamente la ecuación del transporte, lo que permite deducir nuevos valores de densidad (ecuación (4)) que se emplean en la resolución de las ecuaciones de flujo. Este proceso iterativo entre las ecuaciones de transporte y flujo es seguido hasta que se alcanza la convergencia.

A.2.- Resolución por el método de elementos finitos (MEF).

Formulación de Galerkin. La expresión de las funciones que aproximan las funciones incógnitas p , v_1 , v_2 , y c , como combinación lineal de un conjunto n de funciones de base linealmente independientes, es la siguiente:

$$p \approx \hat{p} = \sum_{j=1}^n P_j(t) w_j(x_\beta)$$

$$v_1 \approx \hat{v}_1 = \sum_{j=1}^n V_{1j}(t) v_{1j}(x_\beta)$$

(7)

$$v_2 \approx \hat{v}_2 = \sum_{j=1}^n V_{2j}(t) v_{2j}(x_\beta)$$

$$c \approx \hat{c} = \sum_{j=1}^n C_j(t) \gamma_j(x_\beta)$$

en donde $w_j(x_\beta)$, $v_{1j}(x_\beta)$, $v_{2j}(x_\beta)$ y $\gamma_j(x_\beta)$ son funciones de base que deben satisfacer las condiciones de borde esenciales de las anteriores ecuaciones diferenciales, independientemente de otras condiciones o restricciones $P_j(t)$; $v_{1j}(t)$, $v_{2j}(t)$ y $C_j(t)$ son coeficientes incógnita, dependientes del

tiempo.

Se consideran ahora los siguientes operadores:

$$L_c (c, v_\alpha) = \frac{\partial}{\partial x_\alpha} (D_{\alpha\beta} \frac{\partial c}{\partial x_\beta}) - \frac{\partial}{\partial x_\alpha} (v_\alpha c) - \frac{\partial c}{\partial t} = 0$$

$$L_p (c, v_\alpha) = \epsilon \frac{\partial}{\partial x_\alpha} (\rho v_\alpha) = 0 \quad (8)$$

$$L_{v_\alpha} (p, c, v_\alpha) = v_\alpha + \frac{k_{\alpha\beta}}{\mu \epsilon} (\frac{\partial p}{\partial x_\beta} + \rho g_\beta) = 0$$

y teniendo en cuenta que en el método de residuos ponderados de Galerkin, las funciones ponderadoras son precisamente las de base, se obtienen los siguientes sistemas de n ecuaciones cada uno:

$$\int_A L_c (c, v_\alpha) Y_i dA = 0 \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (9)$$

$$\int_A L_p (c, v_1, v_2) w_i dA = 0 \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (10)$$

$$\int_A L_{v_1} (p, c, v_1) v_{1i} dA = 0 \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (11)$$

$$\int_A L_{v_2} (p, c, v_2) v_{2i} dA = 0 \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (12)$$

Los sistemas (10), (11), (12) pueden expresarse de manera más desarrollada al reemplazar en ellos las funciones aproximadoras como:

$$\int_A \sum_j \left[\epsilon \frac{\partial}{\partial x_\alpha} (\rho v_{\alpha j}) w_i v_{\alpha j} \right] dA = 0 \quad (13)$$

$$\int_A \sum_j \left[v_{\alpha j} v_{\alpha i} v_{\alpha j} + \frac{k_{\alpha\beta}}{\mu\epsilon} \left(\frac{\partial w_j}{\partial x_\beta} p_j v_{\alpha i} + \rho g_\beta v_{\alpha i} \right) \right] dA = 0$$

y ser combinados en forma matricial:

$$[H] \{\Pi\} + \{F\} = 0 \quad (14)$$

en donde $[H]$, $\{\Pi\}$ y $\{F\}$ son matrices de orden $3n$ definidas por:

$$\{\Pi_i\} = \begin{Bmatrix} P_i \\ v_{1i} \\ v_{2i} \end{Bmatrix} \quad \{F_i\} = \int_A \begin{Bmatrix} 0 \\ \rho g_1 v_{1i} \\ \rho g_2 v_{2i} \end{Bmatrix} dA \quad (15)$$

$$[H_{ij}] = \int_A \begin{bmatrix} 0 & \epsilon \frac{\partial}{\partial x_1} (\rho v_{1j}) w_i & \epsilon \frac{\partial}{\partial x_2} (\rho v_{2j}) w_i \\ \frac{k_{11}}{\mu\epsilon} \frac{\partial w_j}{\partial x_1} v_{1i} & v_{1j} v_{1i} & 0 \\ \frac{k_{22}}{\mu\epsilon} \frac{\partial w_j}{\partial x_2} v_{2i} & 0 & v_{2j} v_{2i} \end{bmatrix} dA$$

considerándose que las componentes del tensor permeabilidad son nulas si $\alpha \neq \beta$.

Por su parte, el sistema (9) puede desarrollarse como:

$$\int_A \sum_j \left[\frac{\partial}{\partial x_\alpha} (D_{\alpha\beta} \frac{\partial Y_j}{\partial x_\alpha}) Y_i C_j - Y_j Y_i \frac{dC_j}{dt} - \frac{\partial}{\partial x_\alpha} (\hat{v}_\alpha Y_j) Y_i C_j \right] dA = 0 \quad (16)$$

$$i = 1, 2, \dots, n$$

Aplicando el teorema de Green a la primera integral de (16) y utilizando notación matricial se obtiene:

$$[N] \{C\} + [M] \frac{d\{C\}}{dt} + \{R\} = 0 \quad (17)$$

en donde $\{C\}$, $\{R\}$, $[M]$ y $[N]$ son matrices de orden n definidas por:

$$C_i = C_i(t)$$

$$R_i = - \int_l D_{\alpha\beta} Y_i \frac{\partial}{\partial x_\beta} \sum_{m=1}^n (C_m Y_m) l_\alpha dl \quad (18)$$

$$M_{ij} = \int_A Y_i Y_j dA$$

$$N_{ij} = \int_A (D_{\alpha\beta} \frac{\partial Y_j}{\partial x_\alpha} \frac{\partial Y_i}{\partial x_\beta} + \hat{v}_\alpha Y_i \frac{\partial Y_j}{\partial x_\alpha} + Y_j Y_i \frac{\partial \hat{v}_\alpha}{\partial x_\alpha}) dA$$

en donde l_α son los cosenos directores de la normal exterior al borde l de la superficie A (dominio en estudio).

Por otra parte, la derivada temporal que aparece en (17) es aproximada por el método de diferencias finitas:

$$\frac{d\{C\}}{dt} (t + \Delta t) = \frac{1}{\Delta t} (\{C\}_{t + \Delta t} - \{C\}_t) \quad (19)$$

de manera que sustituyendo (19) en (17) y considerando un esquema implícito (el nivel de cálculo es $t + \Delta t$), los sistemas (14) y (17) quedan como sigue:

$$[H] \{ \Pi \}_{t + \Delta t} + \{ F \} = 0 \quad (20)$$

$$\left([N] + \frac{1}{\Delta t} [M] \right) \{ C \}_{t + \Delta t} = \frac{1}{\Delta t} [M] \{ C \}_t - \{ R \} \quad (21)$$

Los sistemas (20) y (21) son resueltos secuencialmente para cada paso de tiempo Δt en que se haya discretizado el periodo de simulación, obteniéndose simultáneamente de (20) presiones y velocidades, y empleándose éstas para resolver el sistema (21) que proporciona el valor de las concentraciones, obteniéndose una nueva distribución de densidades en el fluido para el próximo paso de tiempo.

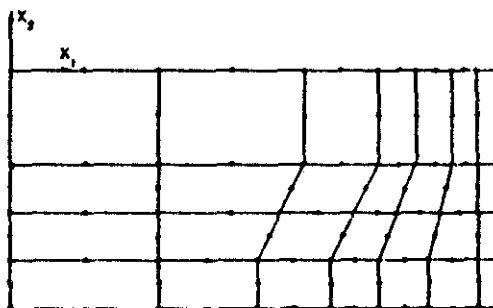
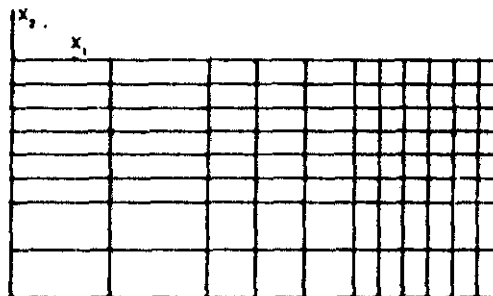


Fig. 3.42. Discretización espacial en elementos finitos
a) Lineales; b) cuadráticas

Por último, es importante comentar a efectos prácticos, que las matrices $[H]$ y $[N]$ son no simétricas y, por consiguiente, implican una disponibilidad importante de memoria en el ordenador; no así la matriz simétrica $[M]$, de la que sólo debe almacenarse la parte triangular superior.

Discretización en elementos finitos. Funciones de base. Como es sabido la aplicación práctica de la formulación de Galerkin para la resolución de ecuaciones diferenciales implica la discretización espacial del dominio en estudio en un conjunto de subespacios denominados elementos finitos; en el presente modelo se emplean elementos finitos cuadrilaterales isoparamétricos lineales, cuadráticos o cúbicos (Fig. 3.42).

Puede emplearse también mallados con mezcla de estos tres tipos de elementos, más los elementos mixtos de transición necesarios.

Por lo que respecta a las funciones de base, se eligen como polinomios (lineales, cuadráticos o cúbicos), de forma que tomen el valor unidad en el nodo al cual están asociados, y el valor cero en el resto de nodos del mallado; de esta forma, los coeficientes incógnita (ecuación (7)) son justamente los valores de las funciones incógnita en los nodos o valores nodales.

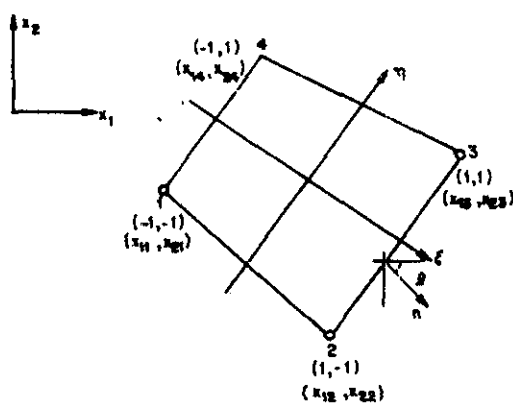


Fig. nº 3.43 Sistemas de coordenadas global y local

Puesto que los elementos empleados son isoparamétricos, es decir, se definen

respecto a un sistema local de coordenadas (ξ, η) , también denominado sistema isoparamétrico (Fig. 3.43) las funciones de base vendrán descritas en dichas coordenadas.

B.- Modelo de corte vertical con aplicación del método de las características. (George F. Pinder y Hilton H. Cooper, 1970).

B 1.- Planteamiento del modelo.

Las hipótesis consideradas son las mismas que para el modelo de elementos finitos, expuesto con anterioridad; además si bien se admite la naturaleza tensorial del coeficiente de dispersión hidrodinámica, se considera en el modelo que dicho coeficiente es un escalar constante con el espacio y el tiempo, con el único objeto de poder validar el modelo matemático con una solución analítica en la que esta hipótesis no realista es aceptada.

Por consiguiente, el conjunto de ecuaciones, expresadas en su forma desarrollada para dos dimensiones, queda en la forma siguiente:

$$D_x \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 c}{\partial y^2} - v_x \frac{\partial c}{\partial x} - v_y \frac{\partial c}{\partial y} = \frac{\partial c}{\partial t} \quad (22)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{k_x}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{k_y}{\mu} \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right) \right] + g \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{k}{\mu} \rho \right) = 0 \quad (23)$$

$$\rho = \rho_w + (1 - E) c \quad (24)$$

En donde el significado de las variables y parámetros es, pues conocido; la ecuación (23) es la ecuación del flujo expresada en su forma desarrollada, y obtenida como combinación de las ecuaciones (2) y (3), y las componentes v_x , y v_y de la ecuación del transporte se obtienen a partir de:

$$v_x = \frac{q_x}{\varepsilon} \quad ; \quad v_y = \frac{q_y}{\varepsilon} \quad (25)$$

El proceso de cálculo se realiza, en esencia, en dos fases: 1ª. A partir de una distribución inicial de c , se calcula una distribución de presiones, resolviendo la ecuación (23) por aplicación de un esquema en diferencias finitas; 2ª. Evaluadas las componentes v_x y v_y , se aplica el método de las características a la ecuación (22), cuya resolución proporciona unas nuevas concentraciones.

B.2.- Resolución por el método de las características (MOC).

A continuación se describen las dos fases del cálculo, citadas anteriormente; puesto que va a emplearse el Método de Diferencias Finitas (MDF) para resolver (23) y el MOC para resolver (22), será necesario realizar una discretización espacial en N celdas del dominio en estudio (Fig. 3.44) y una discretización en pasos de tiempo k del periodo de simulación.

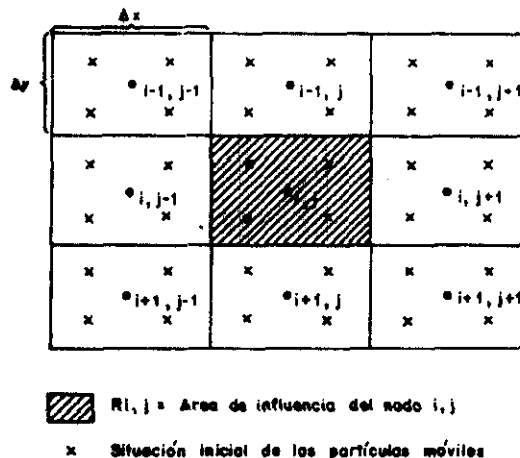


Fig. nº 3.44. Discretización espacial en diferencias finitas. Partículas móviles

1ª Fase: Cálculo de la distribución de presiones.

Mediante la aplicación de un esquema de diferencias finitas se obtiene la siguiente aproximación de (23) para la celda (i,j):

$$\begin{aligned}
 & K_{i,j+1/2} (p^{m+1/2}_{i,j+1,k+1} - p^{m+1/2}_{i,j,k+1}) - \\
 & - K_{i,j-1/2} (p^{m+1/2}_{i,j,k+1} - p^{m+1/2}_{i,j-1,k+1}) + \\
 & + K'_{i+1/2,j} (p^{m+b}_{i+1,j,k+1} - p^{m+b}_{i,j,k+1}) - \\
 & - K'_{i-1/2,j} (p^{m+b}_{i,j,k+1} - p^{m+b}_{i-1,j,k+1}) - \\
 & - g \Delta y (K'_{i+1/2,j} \cdot p_{i+1/2,j,k} - K'_{i-1/2,j} \cdot p_{i-1/2,j,k}) + \\
 & + \alpha H (p^{m+1/2}_{i,j,k+1} - p^{m+b}_{i,j,k+1}) = 0 \tag{26}
 \end{aligned}$$

en donde

$$K_{i,j} = \frac{k_{i,j}}{(\Delta x)^2} \quad ; \quad K'_{i,j} = \frac{k_{i,j}}{(\Delta y)^2}$$

y m representa un cierto nivel de iteración, k un nivel de tiempo, y H un parámetro de iteración.

La aproximación de (23) por el MDF implica el planteamiento de un sistema de N ecuaciones algebraicas como la (26) con N incógnitas, la $p_{i,j}$ de cada celda, que será necesario resolver para cada caso de tiempo k. El método empleado para resolver este sistema es un método implícito de direcciones alternadas que, básicamente, consiste en resolver las ecuaciones del tipo (26) en la dirección x (es decir, por filas) con a = -1 y b = 1. Se completa una iteración cuando las ecuaciones (26) han sido resueltas por columnas y filas una vez, realizándose en cada paso de tiempo tantas iteraciones como

sean precisas hasta cumplir un cierto criterio de convergencia, o bien hasta alcanzar un cierto tope de iteraciones si el citado criterio no es cumplido.

El modelo efectúa, dentro de cada paso de tiempo, un balance de masa para el flujo subterráneo, que permite evaluar el error numérico cometido.

2ª Fase: Cálculo de la distribución de la concentración salina.

La aplicación de método de las características a la ecuación del transporte (22) conduce al siguiente sistema equivalente de ecuaciones:

$$\frac{dx}{dt} = \frac{q_x}{\epsilon}$$

$$\frac{dy}{dt} = \frac{q_y}{\epsilon}$$

(27)

$$\frac{dc}{dt} = D_x \frac{\partial^2 c}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 c}{\partial y^2}$$

de manera que si se distribuye un conjunto de partículas fluidas virtuales sobre el mallado del modelo (fig. 3.44), la trayectoria de cada una de ellas corresponde a una curva característica de (22).

Asignando un índice r de identificación a cada partícula, se obtiene, resolviendo (27) en cada paso de tiempo k el valor de las coordenadas de la partícula $x_{r,k}$, $y_{r,k}$ así como de su concentración $c_{r,k}$.

El cálculo de la concentración de las partículas para un cierto paso de tiempo $k+1$, se aborda en dos etapas: en la primera, una vez conocida la distribución de presiones $p_{i,j,k+1}$ para cada celda del mallado (valores asignados al centro geométrico de las celdas) se evalúan las componentes v_x , v_y en los centros y bordes de cada celda

(i,j), de forma que pueda calcularse la nueva posición de cada partícula como consecuencia del transporte advectivo, a partir de la siguiente aproximación en diferencias finitas explícitas de las dos primeras ecuaciones de (27):

$$x_{r,k+1} = x_{r,k} + \Delta t_{k+1/2} v_x(x_{r,k}, y_{r,k})$$

$$y_{r,k+1} = y_{r,k} + \Delta t_{k+1/2} v_y(x_{r,k}, y_{r,k})$$

Las velocidades v_x , v_y asignadas a cada partícula en una celda son las componentes calculadas a partir de la distribución de presiones más cercanas a la misma; por otra parte, la máxima distancia que puede recorrer una partícula en un paso de tiempo esta limitada a un cierto valor δ predeterminado, evaluándose el paso del tiempo $\Delta t_{k+1/2}$ a partir de:

$$\Delta t_{k+1/2} = \frac{\delta}{v_{\text{máx},k+1}}$$

Una vez que todas las partículas han sido movidas (es decir, el efecto del transporte advectivo ha sido evaluado), se calcula una nueva distribución de concentraciones $c'_{i,j,k}$ en cada celda (i,j) del mallado, con carácter temporal, como media aritmética de las concentraciones $c_{r,k}$ de las partículas que quedan dentro de los límites de cada celda. A continuación se procede a la segunda etapa que consiste en evaluar el cambio producido en la concentración de las partículas como consecuencia de la dispersión hidrodinámica; dado lo complejo de calcular dicho cambio para cada partícula, se procede a calcularlo sobre cada celda (i,j) a partir de una aproximación explícita en diferencias finitas de la tercera ecuación de (27):

$$\Delta c_{i,j,k+1/2} = \Delta t_{k+1/2} \left(\frac{D_x}{\Delta x^2} (c'_{i,j+1,k} - 2c'_{i,j,k} + c'_{i,j-1,k}) + \frac{D_y}{\Delta y^2} (c'_{i+1,j,k} - 2c'_{i,j,k} + c'_{i-1,j,k}) \right)$$

de manera que las nuevas concentraciones para el paso de tiempo $k+1$ en las celdas del mallado son:

$$c_{i,j,k+1} = c'_{i,j,k} + \Delta c_{i,j,k+1/2}$$

asignándole a continuación este mismo cambio (con ciertas restricciones), a cada partícula dentro de la celda (i,j) , es decir:

$$c_{r,k+1} = c_{r,k} + \Delta c_{i,j,k+1/2}$$

con lo que se está en condiciones de abordar un nuevo paso de tiempo de la simulación, con una nueva distribución geométrica de las partículas y una nueva distribución de concentraciones en las mismas.

3.2.4.3. Modelos que consideran inmiscibilidad de los fluidos

C.1.- Introducción.

Como es sabido, la resolución numérica de la ecuación del flujo subterráneo puede abordarse, básicamente, por dos métodos: el método de las diferencias finitas (MDF) y el método de los elementos finitos (MEF). La elección de uno u otro método no resulta, ni mucho menos, tan crítica como en el caso de la resolución de la ecuación general de la dispersión, puesto que no cabe hablar de errores numéricos de envergadura; los criterios seguidos son, en la práctica y muchas veces, la familiaridad que el usuario tenga con uno u otro método o incluso la pura disponibilidad de los correspondientes programas de cálculo.

Análogas consideraciones pueden realizarse para el caso de los modelos de intrusión salina con hipótesis de inmiscibilidad, que se apoyan en el planteamiento de dos ecuaciones de flujo subterráneo, una en la zona de agua dulce y otra en la zona de agua salada, y de una ecuación de contorno común a las dos anteriores, que es la

expresión de la igualdad de presiones a ambos lados de la interfase. No obstante, en la bibliografía revisada para la confección de este informe no se ha encontrado referencia alguna relativa al empleo del MEF, sino sólo al empleo del MDF.

Por lo tanto, en el apartado siguiente se va a exponer en detalle un modelo de intrusión salina, en diferencias finitas, desarrollado por J. Ferrer Polo y J. Ramos Ramis (1982) a partir de un primer modelo de M. Bonnet y J.P. Sauty (1975) y que evita los problemas básicos de este último, referentes a la no convergencia en el tiempo con la subsiguiente limitación en la duración de los pasos de tiempo, y a la no creación automática de las condiciones de contorno en la costa, con la subsiguiente necesidad de introducir las como dato.

C.2.- Modelo en diferencias finitas (J. Ferrer Polo y F.J. Ramos Ramis, 1982).

Planteamiento del modelo.

Las principales hipótesis y restricciones consideradas para el planteamiento del modelo son las siguientes:

1º Inmiscibilidad de los fluidos agua dulce y agua salada y, por consiguiente, existencia de una superficie brusca de separación entre ellos, denominada interfase.

2º Validez de la hipótesis de Dupuit, lo que implica que la componente vertical del flujo en las zonas de agua dulce y salada es despreciable.

3º Validez de la ley de Darcy.

Se considera que las propiedades del suelo y de los fluidos son constantes con el tiempo.

La formulación matemática de las anteriores hipótesis y restricciones conduce al siguiente conjunto de ecuaciones:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k_x^d (h^d - h^i) \frac{\partial h^d}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k_y^d (h^d - h^i) \frac{\partial h^d}{\partial y} \right] + q =$$

$$= s_d \frac{\partial h^d}{\partial t} - \theta \frac{\partial h^i}{\partial t} \quad (28)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[k_x^s (h^i - z^f) \frac{\partial h^s}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[k_y^s (h^i - z^f) \frac{\partial h^s}{\partial y} \right] =$$

$$= s_s \frac{\partial h^s}{\partial t} + \theta \frac{\partial h^i}{\partial t} \quad (29)$$

$$h^i = \left[\frac{\rho_s}{(\rho_s - \rho_d)} \right] h^s - \left[\frac{\rho_d}{(\rho_s - \rho_d)} \right] h^d = \alpha_s h^s - \alpha_d h^d \quad (30)$$

en donde (fig. 3.45):

h^d, h^s :	piezometría del agua dulce y salada, respectivamente
h^i :	cota de la interfase
z^f :	cota del sustrato impermeable
k_x^d, k_x^s :	permeabilidad según el eje x, en las zonas de agua dulce y salada, respectivamente
k_y^d, k_y^s :	permeabilidad según el eje y, en las zonas de agua dulce y salada, respectivamente
s_d, s_s :	coeficiente de almacenamiento en las zonas de agua dulce y salada, respectivamente
ρ_d, ρ_s :	densidad del agua dulce y salada, respectivamente

q : caudal extraído o recargado por unidad de superficie

Para acuíferos cautivos, debe reemplazarse $(H^d - h^i)$ por $(z^i - h^i)$, en donde z^i es la cota del techo impermeable.

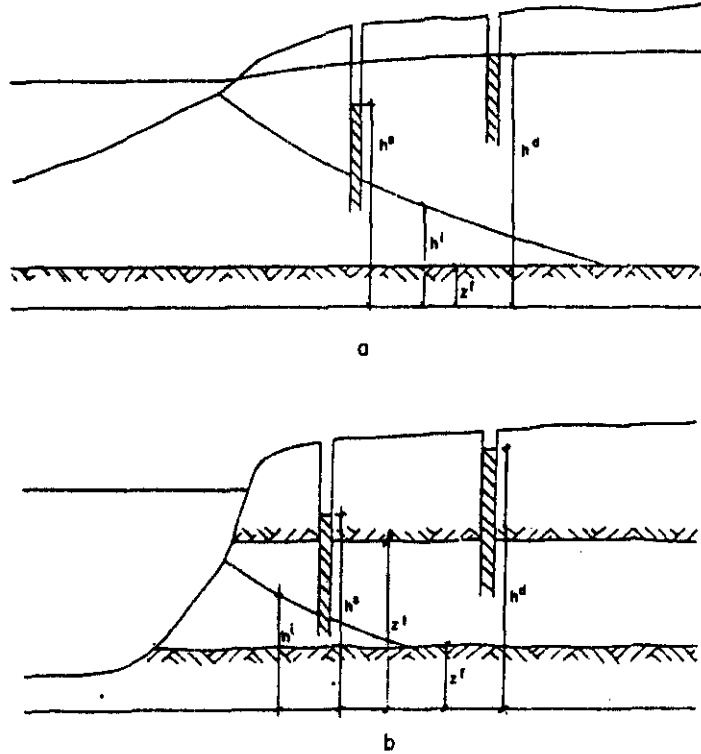


Fig. 3.45. Esquema explicativo de algunas variables y parámetros más importantes del modelo. a) Acuífero Libre; b) Acuífero Cautivo

Las ecuaciones (28) y (29) son las ecuaciones del flujo subterráneo en las zonas de agua dulce y salada, respectivamente, la ecuación (30) es la condición de contorno común a ambas y expresa la igualdad de presiones sobre la interfase, a ambos lados de la misma.

Deben tenerse en cuenta además las siguientes relaciones entre parámetros físicos:

$$k_s = (\rho_s / \rho_d) k_d \quad (\text{acuíferos libres y cautivos})$$

$$s_s = (\rho_s / \rho_d) s_d \quad (\text{acuíferos confinados})$$

$$s_d = 0; s_s = 0 \quad (\text{acuíferos libres})$$

El sistema de ecuaciones constituido por (28), (29) y (30) puede reducirse, sustituyendo los productos de permeabilidad por espesor saturado por la transmisividad, al siguiente sistema:

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_x^d \frac{\partial h^d}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_y^d \frac{\partial h^d}{\partial y}) + q = s_d (1 + \alpha) \frac{\partial h^d}{\partial t} \quad (31)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_x^s \frac{\partial h^s}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_y^s \frac{\partial h^s}{\partial y}) = (S_s + \Theta \alpha_s) \frac{\partial h^s}{\partial t} - \alpha_d \Theta \frac{\partial h^d}{\partial t} \quad (32)$$

$$\alpha = \frac{\Theta}{S_d} (\alpha_d - \alpha_s (\frac{\partial h^s}{\partial t} / \frac{\partial h^d}{\partial t})) \quad (33)$$

La comparación de (28) y (31) permite expresar (33) como:

$$\alpha = - \frac{\Theta}{S_d} (\frac{\partial h^i}{\partial t} / \frac{\partial h^d}{\partial t}) \quad (34)$$

de manera que el valor de α será siempre positivo, pues por razones de funcionamiento físico del acuífero, las derivadas temporales de h^d y h^i tendrán siempre, en todo momento, signos contrarios; por tanto, podrán escribirse las ecuaciones (31) y (32) como:

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_x^d \frac{\partial h^d}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_y^d \frac{\partial h^d}{\partial y}) = \Theta_d \frac{\partial h^d}{\partial t} - q \quad (35)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} (T_x^s \frac{\partial h^s}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T_y^s \frac{\partial h^s}{\partial y}) = \Theta_s \frac{\partial h^s}{\partial t} - q_s \quad (36)$$

en donde:

$$\begin{aligned} \theta_d &= S_d (1 + \alpha) \\ \theta_s &= S_s + \theta \alpha_s \\ q_s &= \alpha_d \theta \frac{\partial h^d}{\partial t} \end{aligned} \tag{37}$$

Resolución por el método de diferencias finitas (MDF).

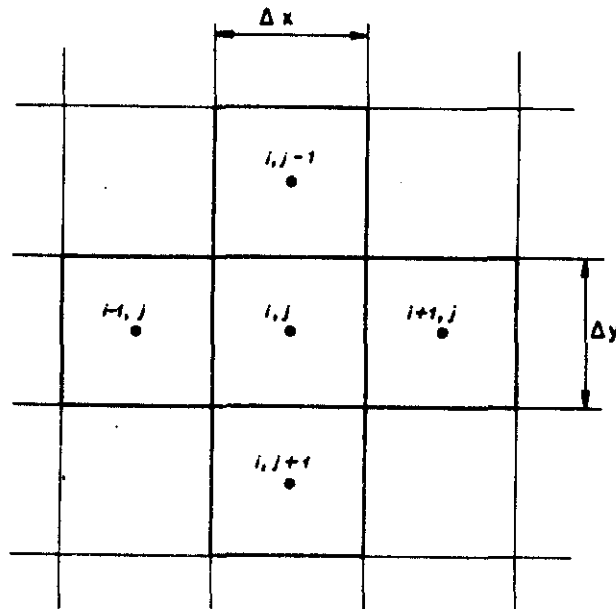


Fig. 3.46. Discretización espacial por el M.D.F.

La aplicación del MDF para la resolución aproximada de las ecuaciones (35) y (36), implica la discretización espacial del dominio en estudio en celdas de dimensiones Δx y Δy (fig. 3.46) y una discretización temporal del periodo de simulación en intervalos de tiempo de duración Δt .

Empleando un esquema implícito para las derivadas temporales, las ecuaciones (35) y (36) puede aproximarse por:

$$\begin{aligned}
& - \frac{T_x^d(i-1,j)}{\Delta x^2} \frac{\Delta t}{\Theta_d} h^d(i-1,j) - \frac{T_y^d(i,j-1)}{\Delta y^2} \frac{\Delta t}{\Theta_d} h^d(i,j-1) + \\
& + \left(1 + \left(\frac{T_x^d(i-1,j)}{\Delta x^2} + \frac{T_y^d(i,j-1)}{\Delta y^2} + \frac{T_y^d(i,j)}{\Delta y^2} + \frac{T_x^d(i,j)}{\Delta x^2} \right) \frac{\Delta t}{\Theta_d} \right) h^d(i,j) - \quad (38)
\end{aligned}$$

$$- \frac{T_y^d(i,j)}{\Delta y^2} \frac{\Delta t}{\Theta_d} h^d(i,j+1) - \frac{T_x^d(i,j)}{\Delta x^2} \frac{\Delta t}{\Theta_d} h^d(i+1,j) = h_1^d(i,j) + \frac{\Delta t}{\Theta_d} q$$

$$\begin{aligned}
& - \frac{T_x^s(i-1,j)}{\Delta x^2} \frac{\Delta t}{\Theta_s} h^s(i-1,j) - \frac{T_y^s(i,j-1)}{\Delta y^2} \frac{\Delta t}{\Theta_s} h^s(i,j-1) + \\
& + \left(1 + \left(\frac{T_x^s(i-1,j)}{\Delta x^2} + \frac{T_y^s(i,j-1)}{\Delta y^2} + \frac{T_y^s(i,j)}{\Delta y^2} + \frac{T_x^s(i,j)}{\Delta x^2} \right) \frac{\Delta t}{\Theta_s} \right) h^s(i,j) - \quad (39)
\end{aligned}$$

$$- \frac{T_y^s(i,j)}{\Delta y^2} \frac{\Delta t}{\Theta_s} h^s(i,j+1) - \frac{T_x^s(i,j)}{\Delta x^2} \frac{\Delta t}{\Theta_s} h^s(i+1,j) = h_1^s(i,j) +$$

$$+ \frac{\alpha_d \Theta}{\Theta_s} (h^d(i,j) - h_1^d(i,j))$$

en donde $h_1^d(i,j)$ y $h_1^s(i,j)$ son las piezometrias del agua dulce y salada, respectivamente, en la celda (i,j) para un paso de tiempo inmediatamente anterior al paso de tiempo sobre el que se está calculando; por otra parte, Θ_d se aproxima mediante la siguiente expresión en diferencias finitas:

$$\Theta_d = S_d \left(1 + \frac{\Theta}{S_d} \left(\alpha_d - \alpha_s \frac{h_1^s(i,j) - h^s(i,j)}{h_1^d(i,j) - h^d(i,j)} \right) \right) \quad (40)$$

Si se plantean las expresiones (38) y (39) para cada una de las N celdas en que se haya discretizado el dominio se llega a un sistema no lineal de ecuaciones algebraicas que, expresado matricialmente, tiene la siguiente forma:

$$(A) \left\{ h^d \right\} = \left\{ h_1^d \right\} + \left\{ q^d \right\} \quad (41)$$

$$(B) \left\{ h^s \right\} = \left\{ h_1^s \right\} + (D) \left\{ h^d \right\} - (D) \left\{ h_1^d \right\} = \left\{ h_1^s \right\} + \left\{ q^s \right\} \quad (42)$$

Las expresiones matriciales (41) y (42) representan un sistema de ecuaciones con la particularidad de que resolviendo h_d directamente en (41), puede obtenerse h_s a través de (42) por lo que en realidad no se trata de un sistema de 2 N ecuaciones con 2 N incógnitas, sino de dos sistemas de N ecuaciones y N incógnitas cada uno. Además, ninguno de ellos es un sistema lineal, dado que las transmisividades y el coeficiente de almacenamiento ficticio $\bar{\theta}_d$ definido en (37), que intervienen en las correspondientes matrices de coeficientes de los sistemas, son dependientes de las incógnitas.

Método de resolución de los sistemas de ecuaciones algebraicas.

Ya que los sistemas de ecuaciones ((41) y (42)) no son lineales, es obligado el empleo de un método iterativo en su resolución; en concreto, se emplea el método IADI modificado con predictor (Prickett y Lonquist, 1971), habitualmente empleado en los modelos de flujo convencionales.

La resolución es, lógicamente, algo más compleja que la de un modelo de flujo convencional, debiendo resolverse los sistemas (41) y (42) y un conjunto de expresiones (30), (37) y (40) que permiten enlazar la zona de agua dulce con la de agua salada. El proceso de cálculo puede resumirse en las siguientes fases:

1ª Partiendo de valores anteriores o previstos de h^d y h^s , y utilizando las expresiones auxiliares citadas, se obtiene T^d , θ^d y, por tanto, la matriz de coeficientes A.

2ª Se realiza una iteración sobre (41), obteniéndose nuevos valores de h^d .

3ª Con los valores de h^d calculados (2ª fase) y los de h^s (1ª fase) se obtienen como en la 1ª fase, T^s , θ^s y q_s y, por tanto, la matriz B de coeficientes.

4ª Se realiza una iteración sobre (42), obteniéndose nuevos valores de h^s .

5ª Se vuelve a la 1ª fase hasta que las diferencias entre los valores de h^d y h^s correspondientes a dos iteraciones sucesivas sea, sobre todo el mallado del modelo, menor que un cierto valor prefijado.

El principal problema de este proceso es el hecho de que en las celdas en que no existe agua salada $\partial h^i / \partial t = 0$, pues $h^i = z^f$ siempre, y en consecuencia la transmisividad al agua salada en esas celdas es 0, lo que impide que pueda haberla en ningún momento de la simulación.

Para soslayar este problema se fuerza a que todas las celdas del modelo tengan intrusión salina, de forma que si $h^i = z^f$ se hace en la celda que $h^i = z^f + \delta$, en donde δ es una cantidad pequeña (p.e. 0,001 m.) con lo que si bien la transmisividad T^s es prácticamente nula, permite el avance o retroceso de la interfase.

Condiciones inicial y de contorno.

El establecimiento de estas condiciones son dos de los principales problemas de carácter práctico con los que se enfrenta cualquier modelo de este tipo y que es necesario resolver de manera sencilla y operativa, como a continuación se indica.

1.- Condición inicial. Dado que el modelo se resuelve en régimen transitorio, es preciso disponer al comienzo de la simulación del valor de las incógnitas (h^d , h^s y h^i) sobre todo el mallado; no obstante,

en la práctica sólo suele disponerse del valor de h^d y, además de la relación (30) que liga las tres incógnitas.

Una forma de determinar el resto de condiciones iniciales es por medio de un parámetro L de calibración (por celda del mallado), de forma que pueda expresarse:

$$h^i = h_0^s - (h^d - h_0^s) L \quad (43)$$

$$h^s = (\alpha_d/\alpha_s) h^d + h^i/\alpha_s$$

exigiéndose el cumplimiento de

$$h^s < h_0^s \quad \text{si la interfase avanza} \quad (44)$$

$$h^s > h_0^s \quad \text{si la interfase retrocede}$$

Los valores del parámetro L suelen estar comprendidos entre $0,9\alpha_d < L < 1,2\alpha_d$, siendo la hipótesis de Ghyben-Herzberg la de $L = \alpha_d$, que supone una hipótesis conservadora pues calcula la interfase más alta de lo que en realidad es; por ello suelen ser frecuentes valores de L comprendidos entre $1,05\alpha_d$ y $1,2\alpha_d$.

Una vez dispuestas las condiciones iniciales, se efectúa una pasada de cálculo simulándose sólo unos cuantos pasos de tiempo con el objeto de observar la evolución de la interfase (h^i) en las celdas de mallado; dado que en la naturaleza no se producen variaciones bruscas de h^i , se observa si éstas se producen, en cuyo caso se corrige para las celdas pertinentes el valor de L , exigiendo siempre el cumplimiento de (43) y (44). En cualquier caso, hay que tener presente que las condiciones iniciales tienen una gran influencia sobre los resultados de los primeros pasos de tiempo, siendo después las condiciones de contorno las que prevalecen, por lo que bastará que no se consideren dichos pasos iniciales a efectos de calibración.

2.- Condiciones de contorno. Estas condiciones se establecen con los mismos criterios empleados en un modelo de flujo convencional, si bien ahora las condiciones

son dobles pues el acuífero se ha dividido en dos zonas: agua dulce y agua salada.

En la zona de agua dulce las condiciones son las del acuífero sin presencia de intrusión salina, por tanto, del tipo límite impermeable, potencial impuesto constante,

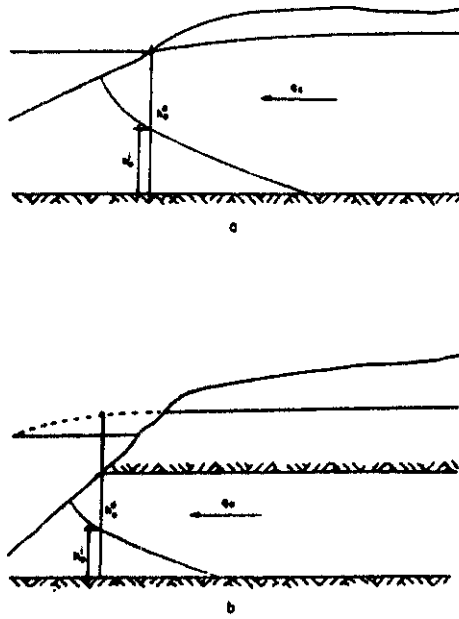


Fig. 3.47. Condiciones de contorno en la costa

etc.; en la zona de agua salada las condiciones son del tipo límite impermeable en todo el contorno salvo en la costa, en donde se establece un límite a potencial impuesto constante e igual al nivel medio del mar en la zona.

Por último, es necesario definir en la zona de costa el valor de h^1 , cuestión que el modelo resuelve automáticamente en cada paso de tiempo empleándose la solución analítica estacionaria para el caudal que llega a la costa desde el interior del acuífero; es decir, (fig. 3.47).

. Acuífero libre:

$h_0^d = h_0^s =$ nivel medio del mar en zona de estudio

(45)

$$h_o^i = h_o^s - \sqrt{\frac{\alpha_d - 1}{\alpha_s} \frac{q_o \alpha_d}{K}} \quad (46)$$

. Acuífero cautivo:

$$h_o^d = z_o^t + \frac{\alpha_d}{\alpha_s} (h_o^s - z_o^t) + \frac{q_o}{K} \beta \quad (47)$$

$$h_o^i = z_o^t - \frac{q_o \alpha_d}{K} \beta \quad (48)$$

en donde el parámetro β ha sido determinado analítica y experimentalmente para los casos extremos de pendiente del terreno bajo el mar prácticamente nula y de afloramiento vertical; en el primer caso $\beta = 1$ (Verruijt, 1968 y Glover, 1959) y en el segundo $\beta = 0,741$ (Vappicha y Nagaraja, 1975 y Rummer y Harleman, 1963); en general se toma $\beta = 1$, pero si las pendientes fueran importantes puede interpolarse el valor de β entre los dos anteriores, suponiendo una variación lineal de β con el ángulo que forma el terreno con la vertical.

Es preciso señalar que las expresiones (45) a (48) representan la solución analítica para un plano perpendicular a la costa y están referidas a una franja de acuífero de 1 m. de ancho. Como en general el mallado no es perpendicular a la línea de costa (Fig. 3.48), es preciso determinar cuál es el punto A de la línea de costa enfrentado perpendicularmente con el centro de la correspondiente celda de contorno para, una vez definidos en él, por interpolación lineal, los valores de h^d , h^i , z^t , z^f y K calcular el caudal q_o que desde dicho punto vierte al mar; a continuación, se emplearán las relaciones (45) a (48) para determinar las citadas condiciones en la costa que por tanto no es necesario conocer ni suponer, ya que el modelo las resuelve automáticamente en cada paso de tiempo.

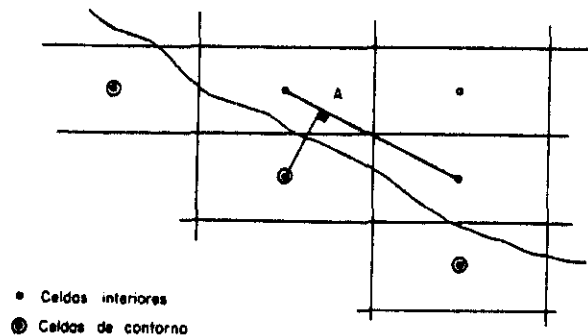


Fig. 3.48. Cálculo del caudal q_0

3.2.4.4. Análisis comparativo de los distintos tipos de modelos de agua dulce - agua salada

En este apartado se realiza, en base a criterios de tipo práctico, una comparación entre los modelos de agua dulce-agua salada desarrollados en los apartados precedentes, es decir, los modelos con hipótesis de miscibilidad en elementos finitos (MEF) y del método de las características (MOC), y el modelo con hipótesis de inmiscibilidad en diferencias finitas (MDF).

D.1. Grado de complejidad del problema de la intrusión salina que el modelo puede tratar.

- Los modelos MEF y MOC son los únicos que consideran la realidad física en toda su dimensión, al considerar la hipótesis de miscibilidad de los fluidos y, por consiguiente, la existencia de una zona de dispersión entre ellos; por el contrario el MDF contempla la realidad física de una manera simplificada, aceptando que los fluidos no son miscibles y que existe por tanto una superficie brusca de separación (interfase) entre ellos.

- Los tres modelos consideran que el flujo es bidimensional pero con la importante diferencia de que MEF y MOC sólo abordan problemas de intrusión para planos o secciones del acuífero perpendiculares a la costa, es decir, son modelos de corte vertical, mientras que el MDF es capaz de resolver pro

blemas planteados sobre toda la superficie del acuífero es decir, es un modelo areal.

D.2. Resultados más importantes que se obtienen del modelo.

Los tres modelos tienen por objeto principal el simular la evolución espacio-temporal del frente salino ante unas ciertas condiciones de explotación y de contorno en el acuífero; por consiguiente, éste es el resultado más importante que aportan los tres modelos si bien de una manera diferente: MEF y MOC proporcionan una distribución de concentraciones salinas para cada paso de tiempo de la simulación, que permite obtener gráficamente las isolíneas de cloruros y por tanto, identificar el frente salino y su evolución; MDF proporciona la cota de interfase en cada paso de tiempo, que es la versión simplificada del frente salino, obteniendo además, si se desea, los correspondientes espesores saturados de agua dulce y agua salada.

D.3. Datos más importantes precisados por el modelo

Estos datos se dan en la tabla siguiente:

DATO	MODELO		
	MEF	MOC	MDF
1. Presión/Potencial hidráulico	X	X	X
2. Concentración	X	X	
3. Permeabilidad	X	X	X
4. Cota del sustrato			X
5. Porosidad eficaz	X	X	
6. Coeficiente de almacenamiento			X
7. Coeficiente de dispersión hidrodinámica	X	X	
8. Caudales (Fuentes/sumideros)	X	X	X

Los datos de presión (MEF y MOC) o potencial hidráulico (MDF) y concentración (MEF y MOC) para el periodo de simulación elegido no son propiamente datos de partida para los respectivos modelos sino que se emplean como control de referencia en el proceso de ajuste o calibración de los mismos.

El dato diferencial de mayor trascendencia entre los modelos MOC y MEF, por una parte, y MDF por otra, es sin duda el que se refiere a los coeficientes de dispersión hidrodinámica pues, como es sabido, este es un dato rara vez disponible en los acuíferos y cuya obtención puede ser compleja y costosa.

D.4. Complejidad existente en la utilización del modelo

- El modelo MEF es el que entraña una mayor dificultad en su comprensión ya que el método de elementos finitos requiere, por una parte, un cierto nivel de conocimientos matemáticos y, por otra, es el más novedoso de los tres métodos numéricos empleados.

- La preparación de datos para el programa de cálculo es sencilla en todos los casos si bien algo más laboriosa para el MEF, en lo que respecta a la definición del mallado.

- El proceso de calibración o ajuste es sin duda más laborioso para el MEF y MOC dado que hay que resolver simultáneamente un modelo de flujo y un modelo de transporte; el MDF se ajusta prácticamente como un modelo de flujo convencional.

D.5. Operatividad de los modelos

A nivel práctico, la única manera realmente operativa de abordar el problema de la intrusión salina en acuíferos costeros es por medio del MDF que proporciona la evolución del frente salino sobre toda la super

ficie del modelo y no sólo para una sección vertical perpendicular a la costa, como es el caso del MEF y MOC, si bien es cierto, por otra parte, que la solución del MDF no es rigurosa al no tener presente el fenómeno de la dispersión hidrodinámica.

El MDF es además el modelo más sencillo y fácil de asimilar, realizándose su ajuste de manera casi similar a cualquier modelo de flujo convencional; no requiere, por otra parte, ningún dato de difícil obtención y es con diferencia el menos costoso en cuanto a necesidades de memoria central y tiempo de cálculo de ordenador.

Los modelos MOC y MEF tienen el inconveniente adicional de precisar como dato de entrada los coeficientes de dispersión hidrodinámica que, en general, no están disponibles en prácticamente ningún acuífero español. Por lo que respecta a la elección de uno de estos dos últimos modelos hay que señalar que, en general, sus características son muy similares. El MEF se adapta mejor a la geometría y heterogeneidades del acuífero aunque puede presentar problemas de dispersión numérica cuando los coeficientes de dispersión hidrodinámica son pequeños, caso en el que parece claramente indicado emplear el MOC.

3.2.4.5. Ejemplo

El ejemplo que a continuación se expone, es el resultado de una investigación llevada a cabo por el IGME en el año 1984 en un acuífero costero de la región levantina.

Modelo de intrusión de la Plana de Castellón

Los dos graves problemas que desde el punto de vista de la calidad del agua afectan al acuífero de la Plana de Castellón son la contaminación por nitratos, como consecuencia del empleo de fertilizantes nitrogenados y la incorporación de aguas urbanas residuales en el riego de los cultivos de cítricos existentes en la zona, y la contaminación por intrusión de agua salada, como consecuencia de la sobreexplotación de los

recursos del acuífero en ciertas áreas del mismo.

El objetivo de este estudio fue la calibración o puesta a punto de un modelo matemático de intrusión que permitiera simular el comportamiento del acuífero incluyendo en el esquema de simulación el fenómeno de la intrusión salina, de manera que puedan plantearse o diseñarse alternativas de explotación de los recursos del acuífero conociendo la respuesta de éste no sólo en cuanto a los niveles de agua dulce se refiere, sino también por lo que respecta a la evolución de la interfase (ficticia) de separación del agua dulce y salada.

- En la figura 3.49 pueden observarse las características litoestratigráficas del acuífero, así como sus límites:

- . Zona de agua dulce: límite meridional de carácter impermeable y resto del contorno a potencial impuesto; una parte de este último tipo de límite, lo constituye (borde oriental) el contacto con el mar Mediterráneo siendo el potencial impuesto constante el nivel medio del mar en la zona; por otra parte, a continuación del límite impermeable, el límite a potencial impuesto constante queda definido por el contacto con formaciones mesozoicas, produciéndose a su través una importante aportación subterránea al acuífero.
- . Zona de agua salada: El límite es impermeable en todo el contorno salvo en el contacto con el mar, en donde el límite es a potencial impuesto constante e igual al nivel medio del mar en la zona.

- La permeabilidad inicial se obtuvo a partir de los valores finales de transmisividad correspondientes a un modelo de flujo convencional realizado por el IGME en 1982. Es necesario distinguir dos zonas: donde hay agua dulce, la permeabilidad se ha obtenido como cociente de la transmisividad y el espesor saturado de agua, obteniéndose este último como diferencia entre la piezometría inicial (es decir, al comienzo del periodo de simulación, en Septiembre de 1977) y la cota del sustrato impermeable. A continuación, se ha

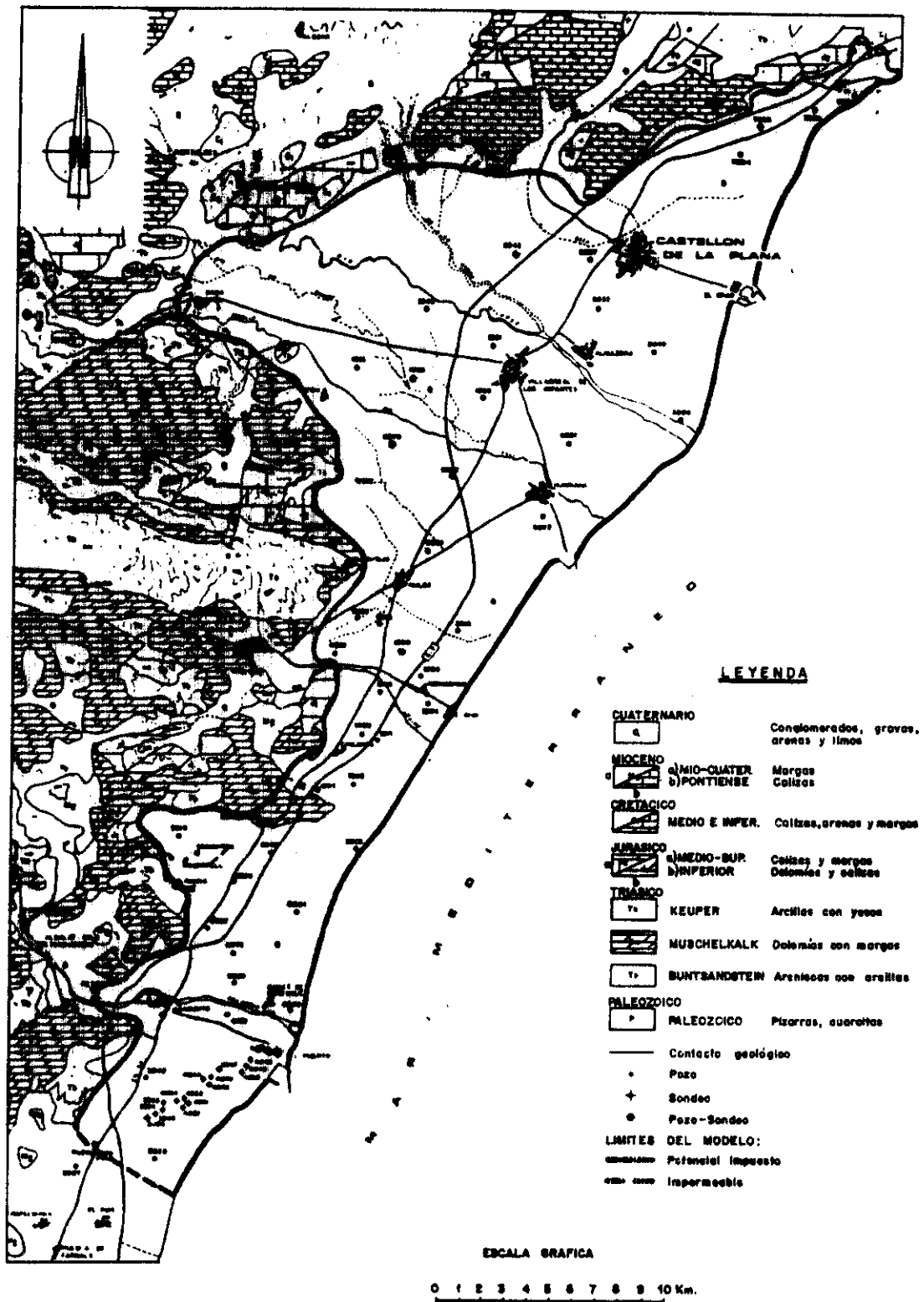


Fig. 3.49. Mapa geológico. Situación y límites

utilizado la hipótesis conservadora de Ghyben-Herzberg para delimitar la zona del acuífero afectada por intrusión salina, calculándose en ésta el espesor saturado como diferencia entre la piezometría del agua dulce y la cota de la interfase, h^1 , pudiéndose por consiguiente obtener unos valores iniciales de permeabilidad.

- La distribución inicial del coeficiente de almacenamiento coincide también con los valores finales procedentes del modelo de flujo citado.

- El sustrato impermeable del acuífero está constituido por arcillas y margas del Mioceño; su posición fue obtenida a partir de la geofísica realizada en la zona.

- El periodo de identificación elegido para la simulación en régimen transitorio corresponde a los años hidrológicos 1978, 1979 y 1980, empleándose como paso de tiempo el mes (30 días). Como control de referencia funda

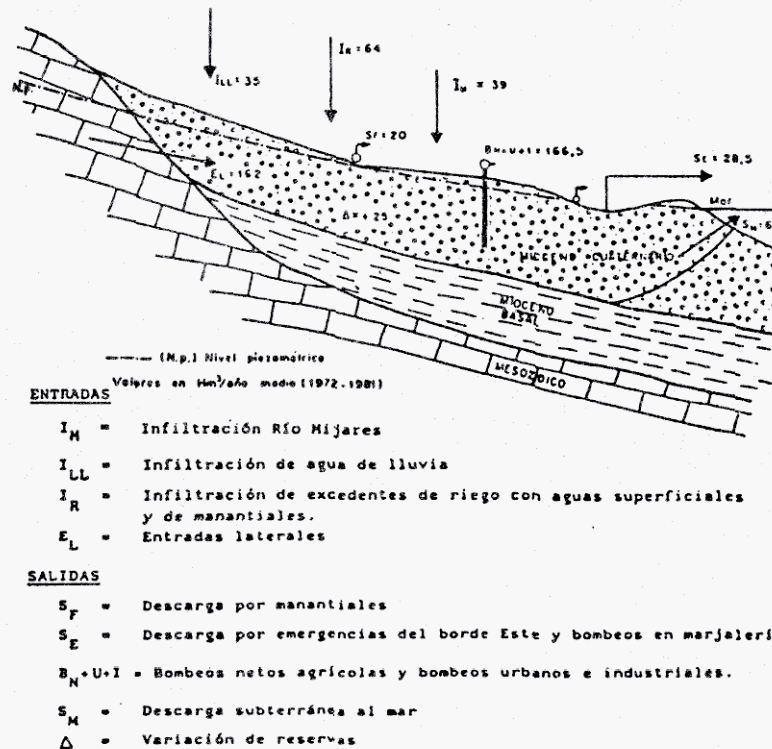


Fig. 3.50. Esquema de funcionamiento del acuífero

mental para la calibración, se han empleado los registros de evolución piezométrica mensual en un total de 29 piezómetros.

- El funcionamiento del acuífero se indica esquemáticamente en la figura 3.50, en donde se da el balance hidráulico correspondiente al periodo 1972-1981.

- El mallado empleado (Figura 3.51) es rectangular irregular y consta de 337 celdas, cuya superficie varía entre 1.5 y 4 Km². La superficie total cubierta por el modelo es de 545 Km².

El proceso de calibración o ajuste del modelo se ha realizado atendiendo a tres criterios: 1º Comparación de la piezometría real y calculada por el modelo en la zona de agua dulce, en un conjunto de 29 piezómetros distribuidos en la superficie modelada; 2º Análisis del balance referente a aquellas componentes del mismo que el modelo calcula, y que son conocidas a través de medidas o estimaciones de campo. Estas componentes son las emergencias, las aportaciones subterráneas laterales y salidas al mar a través del límite abierto a potencial impuesto, y la infiltración del río Mijares; 3º Análisis de la evolución de la interfase, teniendo en cuenta que en la naturaleza no son previsibles variaciones bruscas.

Para conseguir dicho ajuste se realizan cambios en los parámetros hidrodinámicos, es decir, permeabilidad y coeficiente de almacenamiento, y en el parámetro L de cálculo de las condiciones iniciales no disponibles, es decir, piezometría del agua salada (h^s) y cota de la interfase (h^i) en Septiembre de 1977.

Gracias a que se partía de parámetros hidrodinámicos calibrados en un modelo de flujo convencional, sólo se han necesitado formalmente tres pasadas de cálculo, con mínimos cambios en la permeabilidad inicial y ninguno en el coeficiente de almacenamiento inicial.

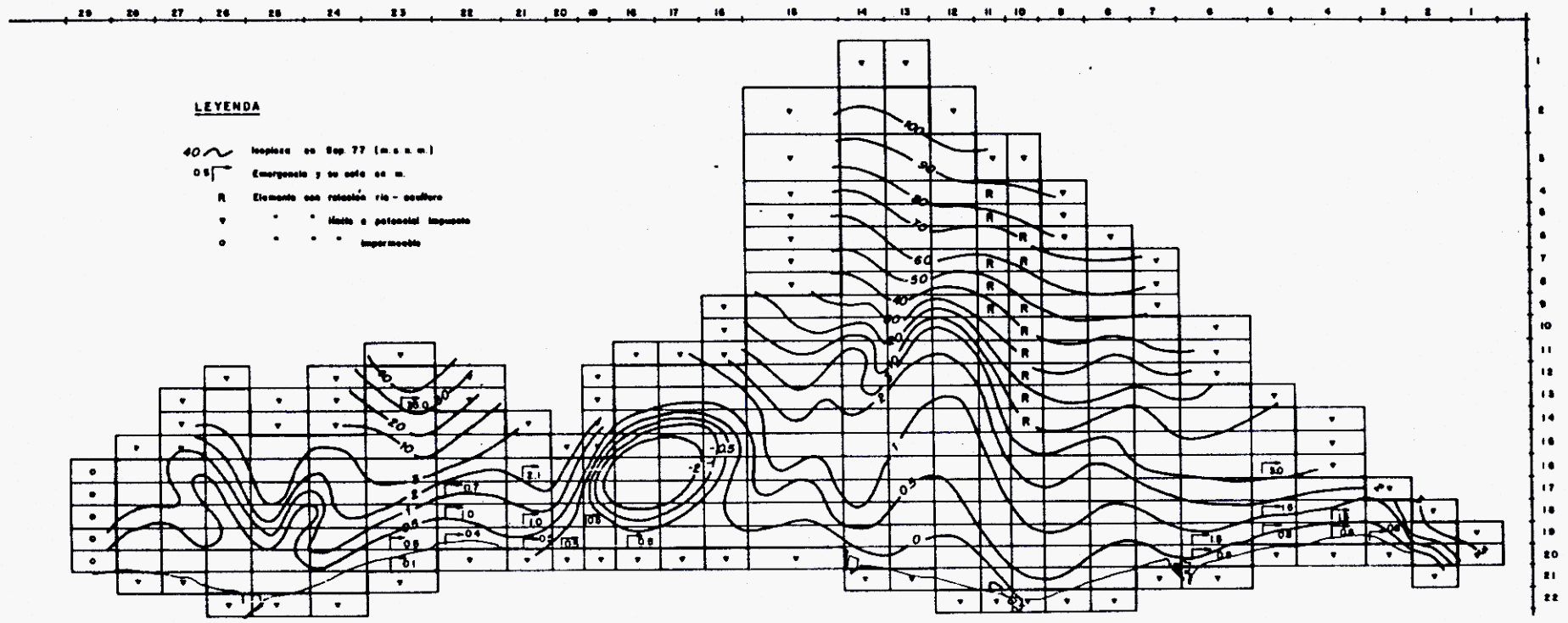
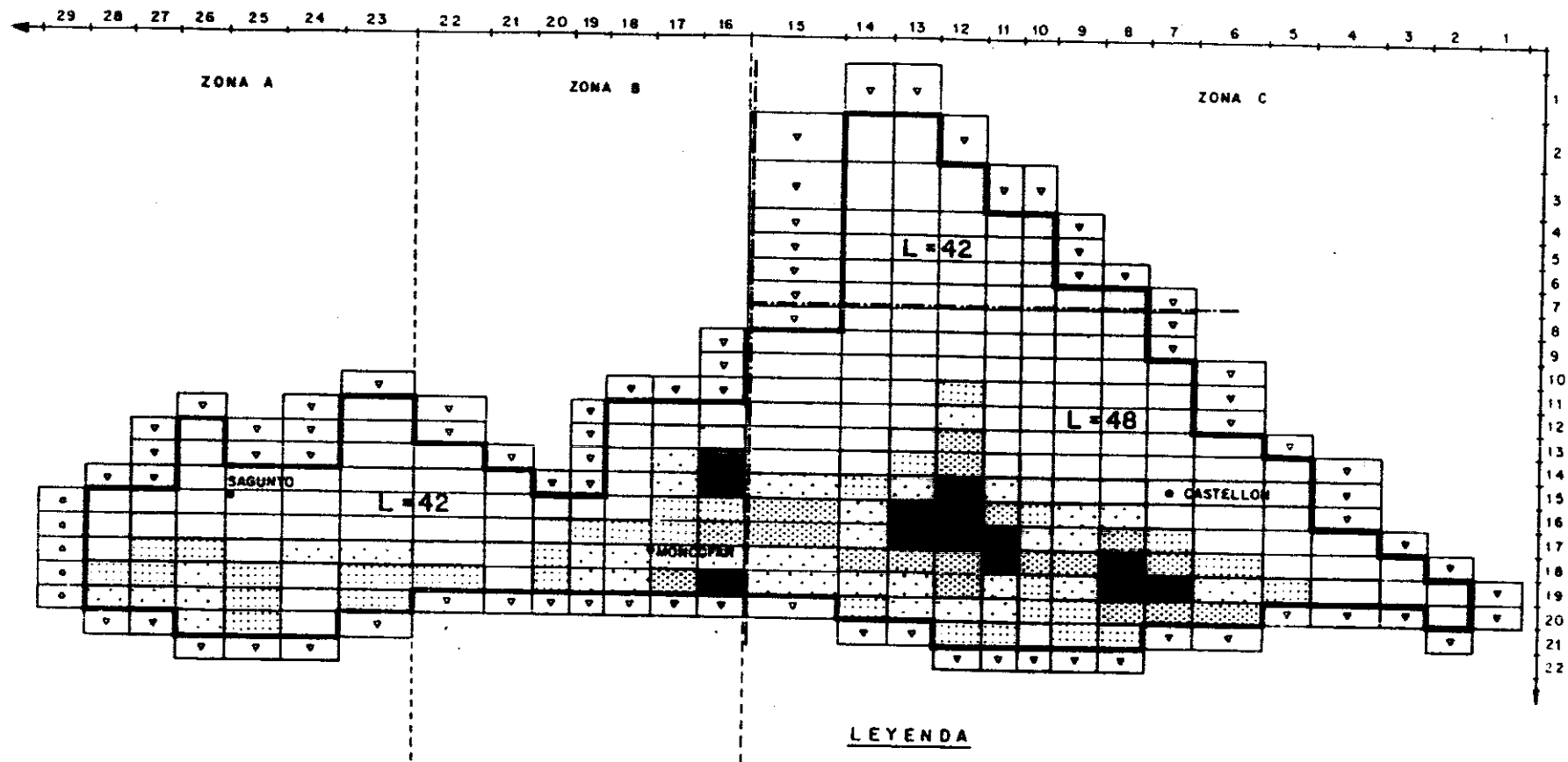


Fig. 3.51. Piezometria y geometria del modelo

Los resultados más importantes correspondientes a esta fase de ajuste del modelo pueden resumirse así:

. Piezometría del agua dulce: El grado de ajuste fue considerado como suficientemente aceptable en la mayor parte de los piezó metros.

. Evolución de la interfase: En la figura 3.52 se indica la zonificación del espesor de agua salada (obtenido como diferencia entre la cota de la interfase y el sustrato impermeable) para el final de la simulación en Septiembre de 1980; la tendencia es de disminución en los citados espesores y, por tanto, de retroceso de la interfase, lo que es coherente con los balances excedentarios resultantes para cada año de la simulación.



LEYENDA

ZONIFICACION DEL ESPESOR DE AGUA SALADA EN METROS:

- 0 - 25
- 25 - 50
- 50 - 75
- 75 - 100
- 100 - 120

--- ZONIFICACION DE L

Fig. 3.52. Espesor final (Sept. 80) de agua salada