



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA

**ING. HECTOR E. MACIAS GONZALEZ
PALACIO DE MINERIA
1996**

AMERICAN
ASSOCIATION

1908

1908

AMERICAN
ASSOCIATION

1908

AMERICAN ASSOCIATION

AMERICAN ASSOCIATION

AMERICAN ASSOCIATION

AMERICAN ASSOCIATION

AMERICAN ASSOCIATION

GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA

POR: ING. HECTOR L. MACIAS GONZALEZ*

1.1.- GENERALIDADES

A la GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA, también se le conoce como Hidrogeología. Este término fue introducido por Lucas en 1789 para designar el estudio geológico del agua subterránea. Mead, en su tratado sobre hidrogeología, publicado en 1919, acentuó el carácter especial del "estudio del agua subterránea considerada como un elemento geológico cuyo conocimiento contribuye a lograr la comprensión del origen y evolución de los cursos superficiales de agua y los sistemas de drenaje".

Con el tiempo, diversos autores han concebido otras definiciones sobre hidrogeología, pero en esencia todas coinciden con remarcar la importancia del conocimiento geológico, no sólo en la exploración del agua subterránea, sino en la cuantificación del recurso.

En efecto, si se acepta como la definición más simple para la hidrogeología al referirse a la relación agua-roca, se desprende de esto, que la infiltración del agua al suelo, su movimiento vertical descendente hasta llegar a la zona de saturación y el movimiento preponderantemente horizontal en el acuífero desde las zonas de recarga a las de descarga, esté controlado por el patrón geológico (litológico y estructural) en que se almacena y circula el agua subterránea. El manejo de estos controles quedaría incompleto, sin el conocimiento de la historia geológica de la región por estudiar, ya que el análisis de la secuencia de acontecimientos geológicos que la conformaron, permiten conocer de manera general la naturaleza y distribución espacial de las rocas y por tanto, que tipos de acuíferos

* Prof. de Geología y Geohidrología de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México.

Los depósitos arcillosos después de su sedimentación pueden pasar por una compactación debido al peso del estrato depositado sobre ellos. Como resultado de esta compactación, asumen una condición más o menos masiva, llamándosele a estas rocas "lodolitas", las cuales en un posterior endurecimiento se vuelven rocas duras llamadas "lutitas".

La porosidad de estas rocas, como se verá más adelante es muy elevada, pero tienen en cambio una permeabilidad muy baja. Por esta razón constituyen acuíferos de muy bajo rendimiento y generalmente se les clasifica como acuitardos.

Los tres tipos de depósitos enunciados en los párrafos anteriores de acuerdo al tamaño de su granulometría, suelen encontrarse frecuentemente mezclados, alternados e interdigitados en capas, constituyendo los rellenos de valles fluviales y tectónicos así como la cobertura aluvial de los mismos.

En estas rocas clásticas, independientemente del tamaño de los granos, el agua subterránea se almacena y circula en y por los poros, espacios e intersticios que dejan entre sí las gravas, arenas, arcillas y otros fragmentos mayores al acomodarse durante su depositación. Es por ello que a este tipo de depósitos se les clasifica como rocas de permeabilidad primaria, ya que adquirieron sus características de porosidad y permeabilidad durante el tiempo de su formación. También se les conoce como rocas con permeabilidad de intersticios o de medios porosos.

La porosidad y permeabilidad de este tipo de rocas depende de los siguientes factores:

- a) Tamaño, forma y textura de los granos
- b) Arreglo y acomodo de los granos
- c) Homogeneidad o heterogeneidad del depósito
- d) Comunicación entre los poros

Todos estos factores se combinan entre sí para formar rocas de diferentes grados de porosidad y rangos de permeabilidad. En las figuras 1 y 2, se muestran distintos tipos de intersticios, así como la relación entre la textura y la porosidad de las rocas.

Es conveniente hacer notar, que el tamaño del grano no es suficiente para caracterizar la porosidad de una roca, ya que a iguales diámetros, la porosidad puede variar significativamente con arreglos o acomodos diferentes. De igual manera es interesante resaltar que la heterogeneidad del depósito disminuye la porosidad y que la homogeneidad la aumenta.

Dado que la porosidad de una roca está definida como la relación entre el volumen de vacíos y el volumen total de la roca, si una formación se encuentra totalmente saturada, la porosidad es por tanto una medida de la cantidad de agua que la roca contiene por unidad de volumen.

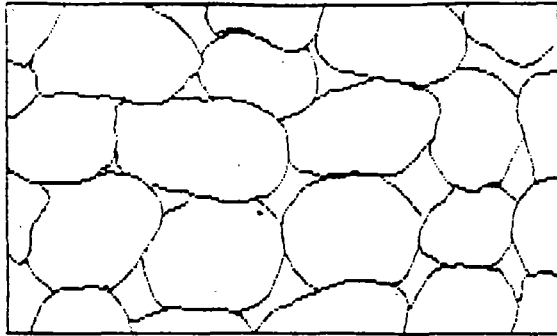
$$\phi = \frac{V_{\text{huecos}}}{V_{\text{total de la roca}}}$$

Ahora bien, una roca muy porosa y que por ello contiene mucha agua en sus espacios vacíos, no necesariamente tiene una elevada permeabilidad. Para algunas rocas como las arcillas, mientras más grande es la porosidad menor es la permeabilidad.

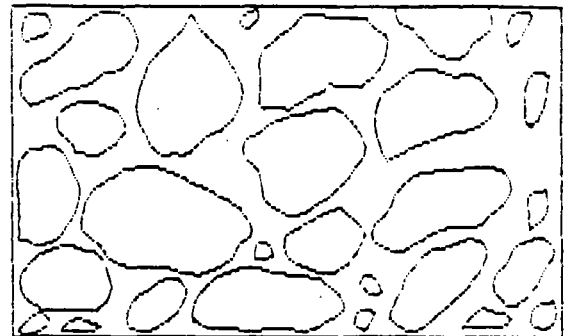
Si se recuerda que la permeabilidad, de manera simple y general, es la capacidad de una roca para permitir la circulación del agua a través de ella, es fácil comprender, que además de los factores como tamaño, forma, acomodo y heterogeneidad de las partículas, la permeabilidad dependerá también de la conexión o intercomunicación de los poros que contienen agua.

La arcilla por ejemplo, como se dijo antes, es una roca muy porosa, pero tiene una permeabilidad muy baja. Esto se debe a que sus partículas son microscópicas y se encuentran densamente empaquetadas.

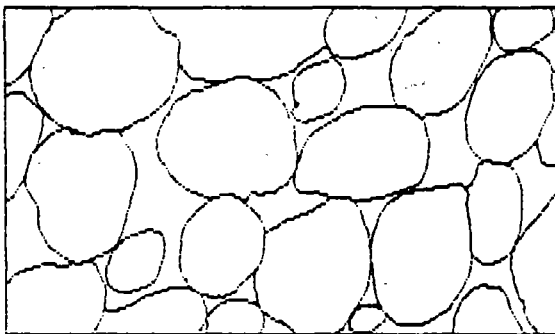
DISTINTOS TIPOS DE INTERESTICIOS Y RELACION ENTRE LA TEXTURA Y LA POROSIDAD DE LAS ROCAS



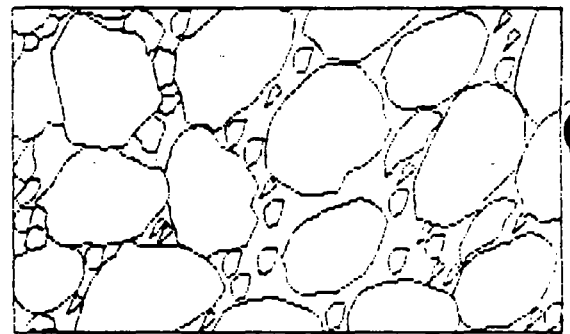
Depósito sedimentario de granulometría homogénea y gran porosidad



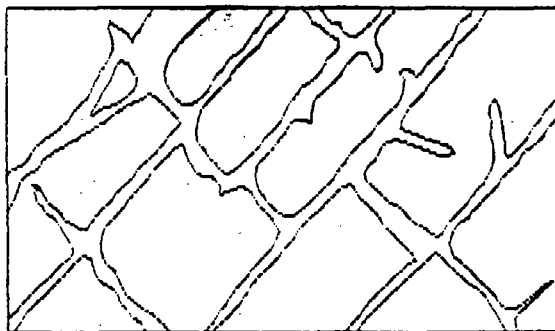
Depósito sedimentario de granulometría homogénea cuya porosidad ha disminuido por cementación de sus intersticios con materias minerales



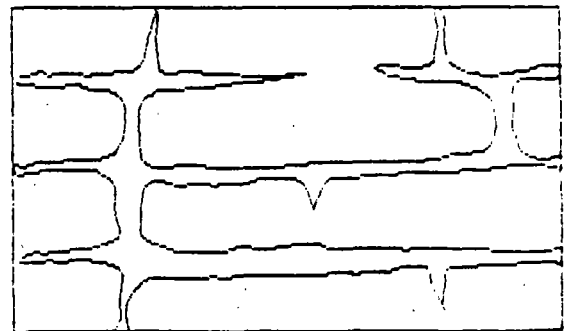
Depósito sedimentario de granulometría homogénea formada por elementos que a su vez son porosos; por tanta porosidad muy elevada



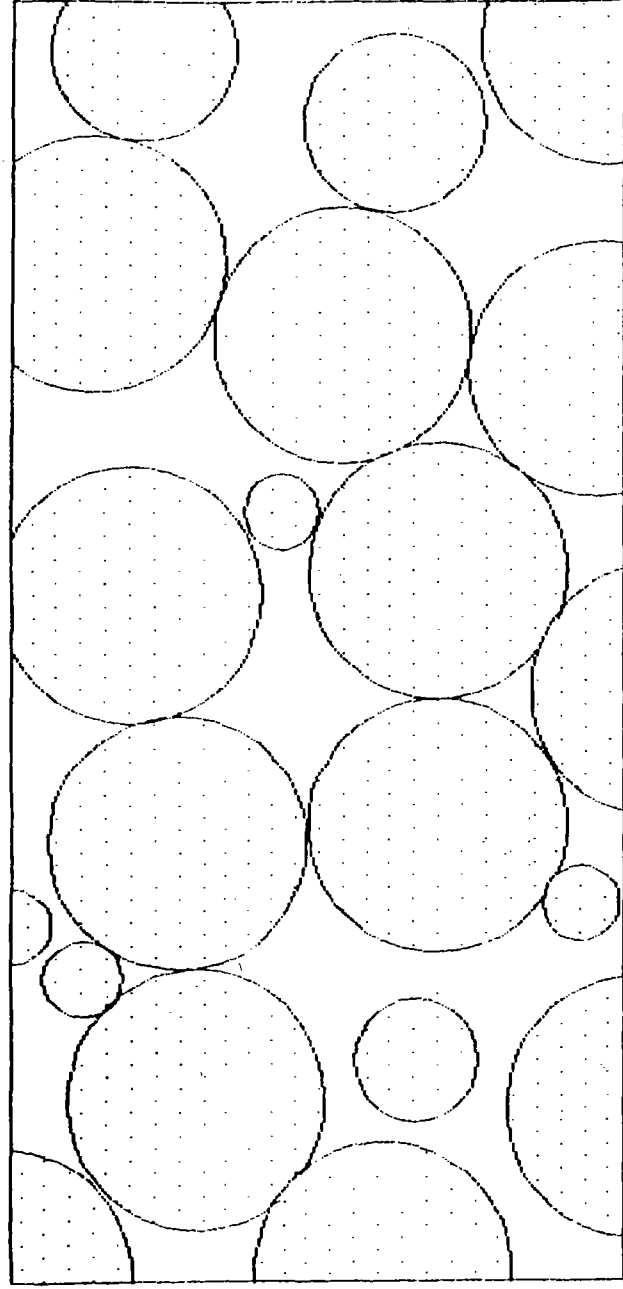
Depósito sedimentario de granulometría heterogénea y escasa porosidad



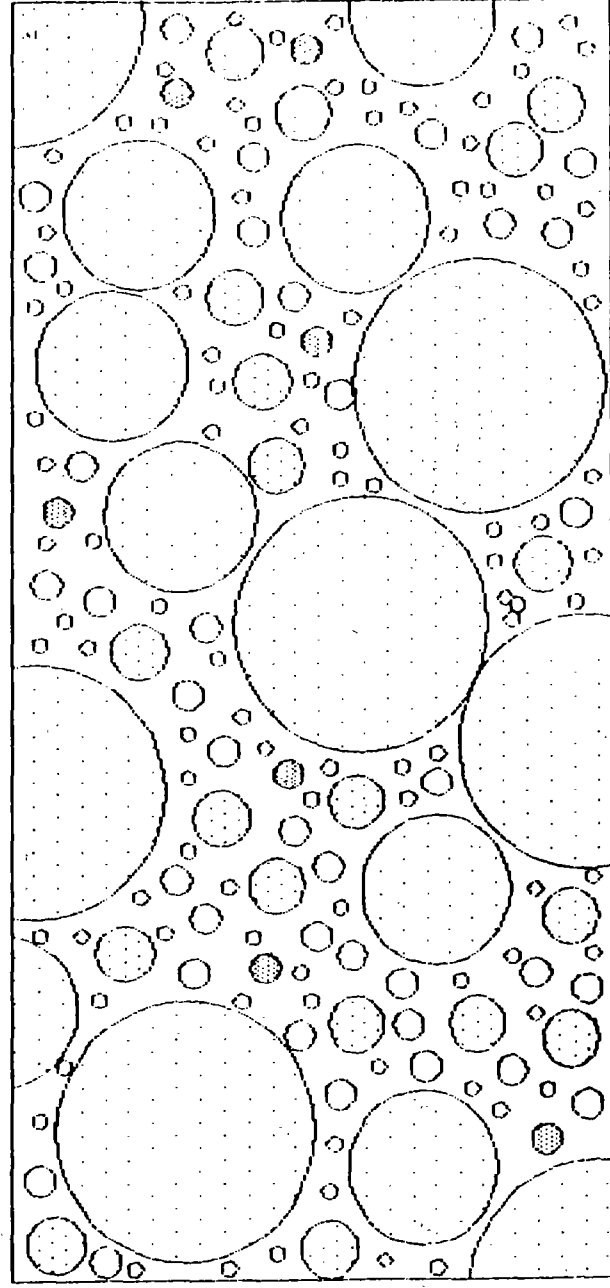
Roca porosa por fragmentación



Roca porosa por solución



POROSIDAD 32%



POROSIDAD 17%

Variación de la porosidad debida al grado de homogeneidad del tamaño de los granos. Los números que figuran al pie de cada dibujo indican el porcentaje de porosidad de la muestra

FIG. 2

Las fuerzas de atracción molecular, adhesión y cohesión se combinan para que el agua contenida entre sus poros sea cedida muy lentamente en forma natural o hacia las captaciones artificiales (Tabla I).

TABLA I

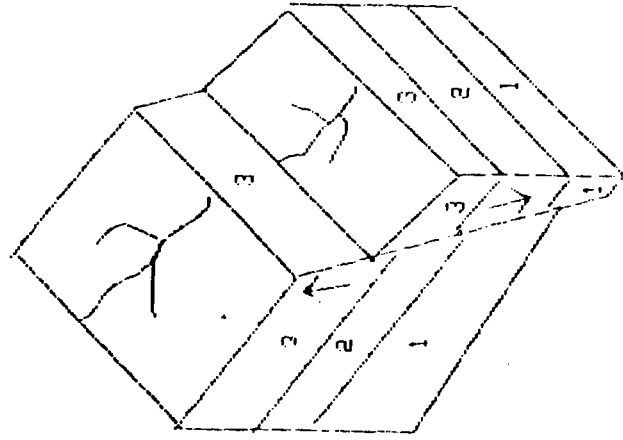
ROCA	POROSIDAD ϕ	RENDIMIENTO ESPECIFICO	PERMEABILIDAD
Arcilla	40 - 55	1 - 10	10^{-10} - 2×10^{-7}
Arena	30 - 40	10 - 30	10^{-5} - 3×10^{-4}
Grava	30 - 40	15 - 30	10^{-5} - 1.3×10^{-3}
Grava y arena	20 - 35	15 - 25	10^{-5} - 5×10^{-4}
Areniscas	10 - 20	5 - 15	10^{-8} - 5×10^{-6}
Calizas	1 - 20	9.5 - 5	muy variable

1.2.2.- ACUIFEROS FORMADOS POR FRACTURAMIENTO DE ROCAS VOLCANICAS

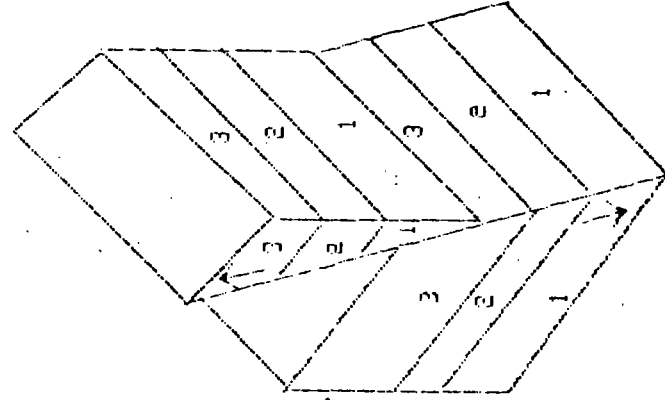
En este grupo de rocas se encuentran las rocas densas o compactas como el basalto, la andesita, riolita, riodacita, ignimbrita y dacita entre otras.

Los procesos que causan que estas rocas de origen impermeables se vuelvan permeables, pueden ser de origen tanto mecánico como químico. En la mayoría de los casos, este cambio es propiciado por la combinación de los dos procesos, pero para ello entra en juego el clima y la naturaleza de la roca. En condiciones áridas extremas, solo tienen significancia los procesos mecánicos. Las aberturas secundarias en las rocas se inician con una falla de la masa de la roca para resistir la presión sufriendo una deformación. Cuando esta deformación es expresada en una pequeña abertura se llama junta. Cuando ocurre una fractura con desplazamiento horizontal o vertical se le conoce como falla. En la figura 3 se esquematizan los principales tipos de fallas.

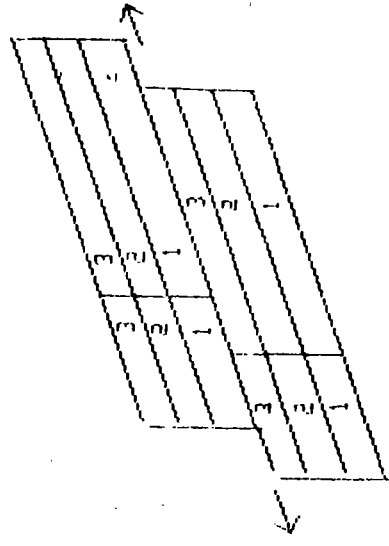
TIPOS DE FALLAS



Falla normal



Falla de rumbo



Falla inversa

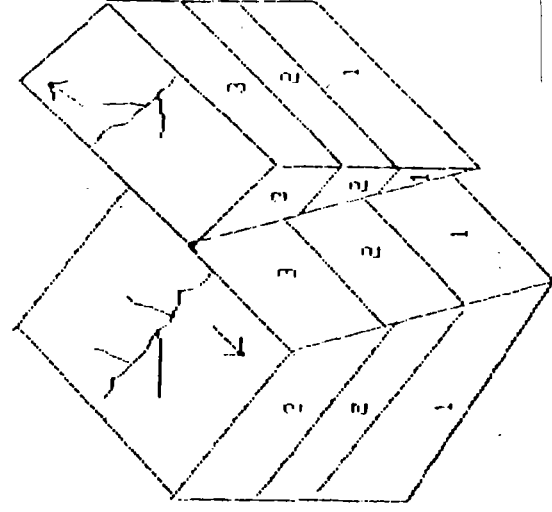


FIG. 3

Las juntas (fig. 3) se desarrollan en las rocas ígneas debido a esfuerzos de tensión desarrollados dentro de las rocas cuando se van solidificando y enfriando. En la mayoría de los casos, tales juntas se abren cuando la roca es aliviada de la presión que le rodea. En la estructura columnar de algunos flujos de basalto, el enfriamiento produce columnas hexagonales. En estas estructuras, las juntas pueden abrirse a lo largo de las columnas por esfuerzos tectónicos, lo que aumenta la densidad de discontinuidades en la roca y la infiltración.

De acuerdo a la naturaleza de la juntas, su distribución espacial puede ser inferida en el subsuelo; así, las juntas por alivio de la presión en las rocas ígneas generalmente están restringidas a profundidades someras; alrededor de 30m, pero pueden extenderse horizontalmente sobre amplias áreas, lo que propicia una buena infiltración del agua de lluvia.

Por otro lado, las fracturas y juntas relacionadas con fallas regionales, están restringidas en superficie, pero llegan hacia abajo a profundidades de unos cuantos cientos de metros (fig 4).

La permeabilidad de estas rocas volcánicas depende del grado de fracturación. En rocas ígneas de grano grueso, en lo general ésta es reducida debido a la caolinización de los minerales feldespáticos a lo largo de los planos de fracturación o de las juntas interiores como es el caso de las andesitas porfídicas. En las rocas ígneas de grano fino como los basaltos, y vetas de cuarzo de grandes juntas, pueden ser obtenidas altas permeabilidades.

- Basaltos

En México, en toda la Franja del Eje Volcánico Mexicano, los acuíferos en rocas basálticas son abundantes y muy productores. Como ejemplos pueden citarse entre muchos, los pozos del Sur y Sudeste de la Cd. de México, emplazados en basalto y con caudales muy apreciables. Los del área de Chiconautla en la parte media del Valle de México, los manantiales de Xochimilco ya agotados por la extracción

Pozo productor y seco en rocas
volcánicas fracturadas.

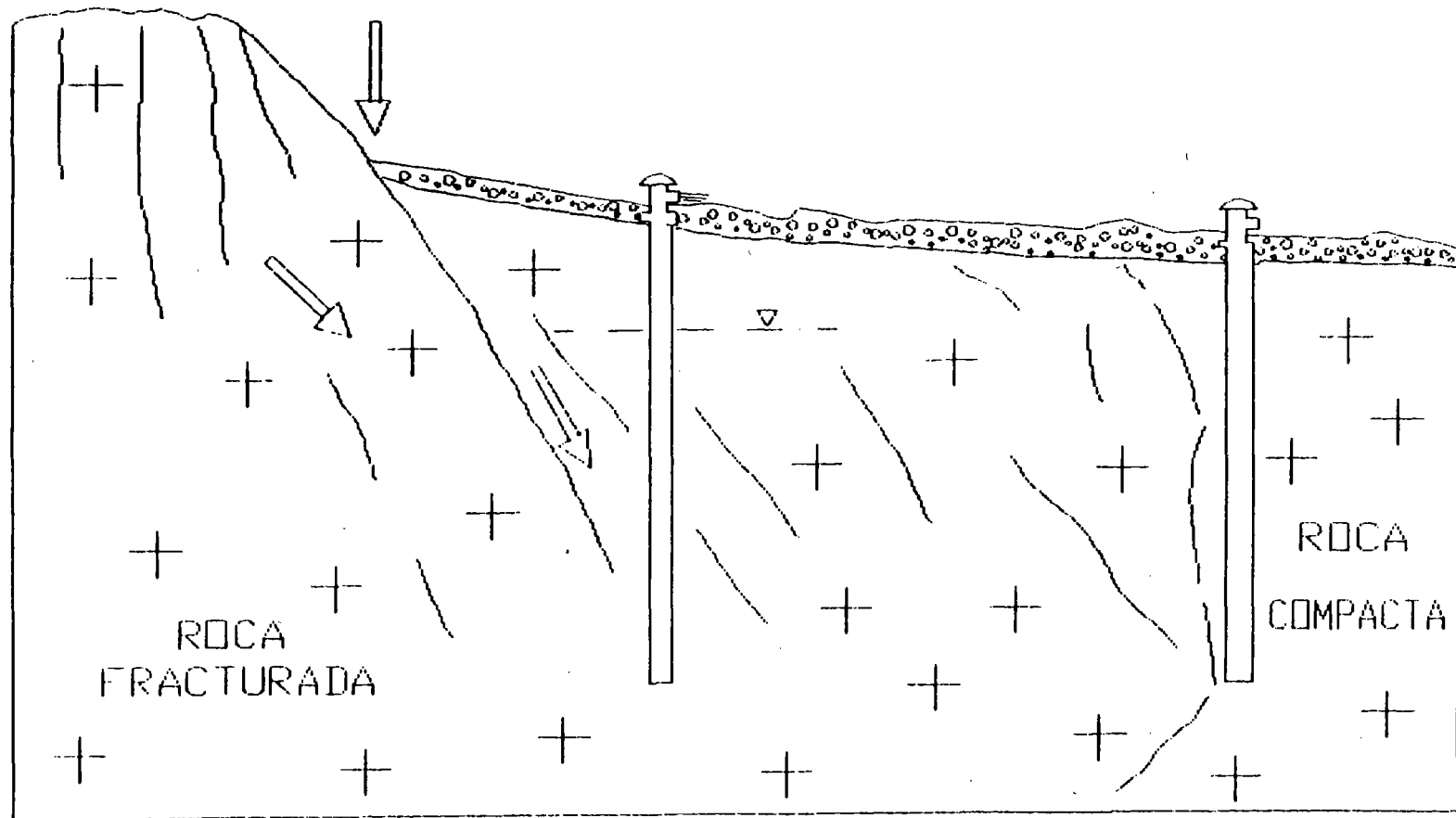


FIG. 4

Héctor L. Macías González, 1986.

de pozos en el área de la planicie, los manantiales de Chapultepec; de Cuernavaca y los pozos termales de Apaseo el Alto en Guanajuato. Lo mismo puede decirse por el material escoráceo del basalto conocido como "tezontle" que produce pozos de gran rendimiento en la misma Faja Volcánica.

- Riolitas e ignimbritas

El fracturamiento en las rocas riolíticas y las tobas conocidas como ignimbritas, se traduce también pródigamente en excelentes acuíferos en estas rocas. En ciertas porciones del territorio son abundantes las mesetas de ignimbritas con fracturamiento vertical que funcionan como zona de recarga y los fracturamientos regionales en estructuras de altos y bajos tectónicos por donde se infiltra el agua de lluvia a profundidades de cientos de metros. Los ejemplos más conocidos son el Valle de Villa de Reyes en San Luis Potosí y el Valle de León en Guanajuato. (Fig.5)

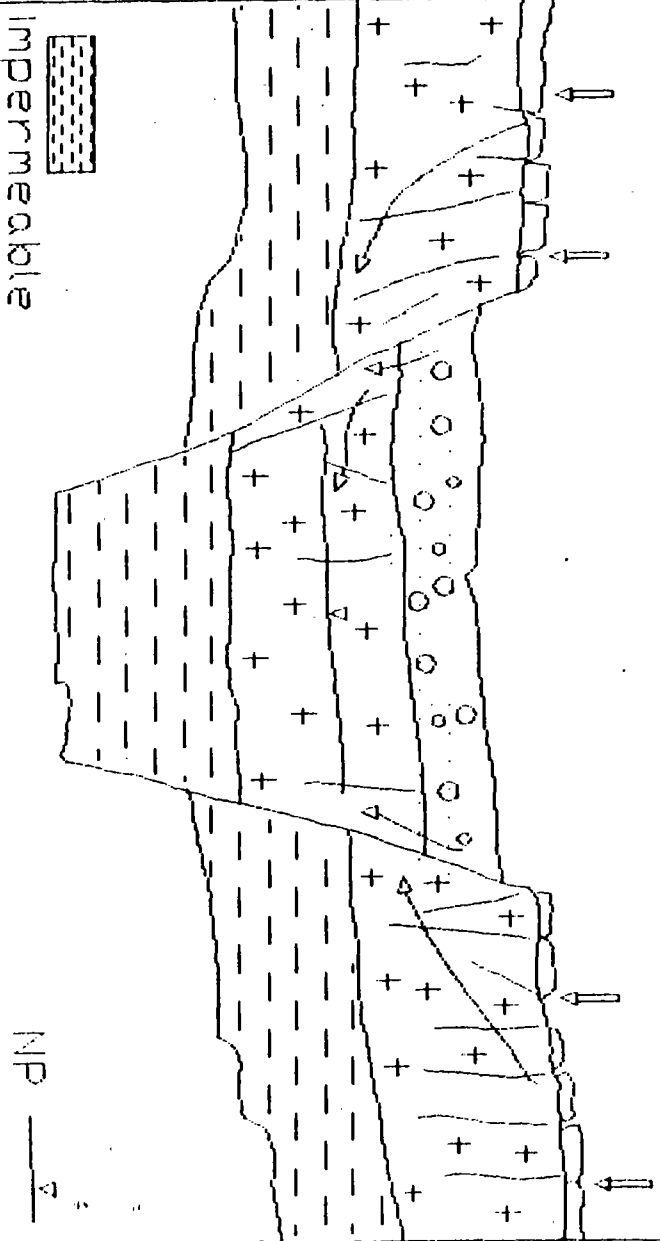
1.2.3. ACUIFEROS FORMADOS POR FRACTURAMIENTO Y DISOLUCION EN ROCAS CARBONATADAS

Algunas rocas carbonatadas como aquellas que se forman en ambientes de plataforma como arrecifes o colonias coralinas, pueden iniciarse con una permeabilidad primaria bastante alta. Sin embargo, la mayoría de los acuíferos más productores de calizas en México se deben a procesos de fracturamiento y disolución en rocas calcáreas densas. La disolución es causada por una sobresaturación agresiva del agua al entrar en las fracturas. La agresividad del agua está determinada por el contenido de CO₂ en ella, el cual toma directamente del aire y de la materia orgánica de la cubierta de suelo.

El proceso de disolución se inicia cuando el agua que contiene CO₂ se transforma en un ácido carbónico débil.



Comunicación a través de fracturas
desde la superficie



Alimentación descendente por medio
del estrato y capa sobreyacente

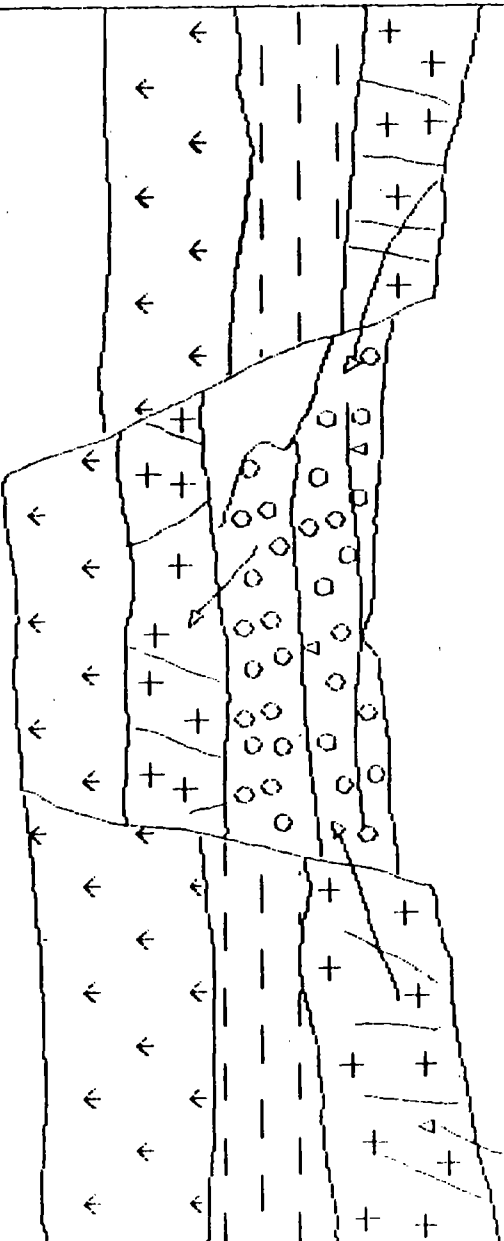
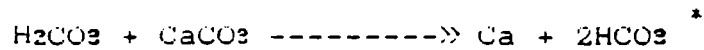


FIG. 5

Héctor L. Macías González, 1996.

El modo de acidificación del agua dependerá de la cantidad de CO₂ disponible en la atmósfera y en el suelo, de la temperatura, la presión atmosférica y el pH del agua. El ácido carbónico ataca a la roca carbonatada disolviéndola en Ca⁺⁺ y en 2HCO₃⁻ :



La cantidad total de roca soluble depende de la cantidad total del agua y CO₂ que pasen a través de la roca. Por tanto, el fenómeno de disolución es más intenso y extremo en las regiones de temperatura y humedad tropical. En estas regiones la espesa vegetación y el delgado humus que contiene el subsuelo producen un alto contenido de CO₂ en el agua.

El tiempo a través del cual ha estado en circulación este tipo de agua, es también un factor decisivo y en regiones en donde las rocas han estado sujetas a la disolución durante largos períodos geológicos, puede ser totalmente denudada.

Una región donde el fenómeno de disolución está altamente desarrollada es la región de Karst en la Dinárides, Yugoslavia, donde se tomó el nombre para marcar en general a éste fenómeno.

La petrografía y la química de la roca tienen una importante influencia en el desarrollo del fenómeno de disolución. Las observaciones han demostrado que las rocas carbonatadas formadas por cristales grandes de calcita, tienden a desarrollar permeabilidades más altas que las rocas litográficas. Las cretas pueden ser de impermeables a semipermeables; en presencia de margas, se reduce aún más su permeabilidad. La dolomita, que es Ca Mg (CO₃) es alrededor de 4 veces **menos** soluble que la caliza (CaCO₃) y sin embargo, existen acuíferos dolomíticos altamente permeables.

* El H₂CO₃ que es inestable se descompone espontáneamente en forma de H⁺ + HCO₃⁻ por lo que también suele expresarse así.

La grutas de Cacahuamilpa en el Estado de Guerrero son un típico ejemplo del poder de disolución del ácido carbónico sobre las rocas calcáreas. En los Estados de Nuevo León y Coahuila existen también grutas y manantiales de este tipo y pozos de gran producción.

1.3 - ROCAS IMPERMEABLES

Aunque el título de este subtema es el de rocas impermeables, es importante hacer notar que en la naturaleza no existen las rocas impermeables. Tanto las rocas plutónicas como las rocas metamórficas tienen permeabilidades de muy bajas a extremadamente bajas. Por esta razón, para fines prácticos se les considera como impermeables.

Las rocas que fueron formadas debido a la cristalización y consolidación de un magma y que no han pasado por la fase secundaria de fracturación y descomposición son muy impermeables. Dentro de estas, quedan comprendidas las rocas intrusivas como el granito, diorita, tonálita, granodiorita y gabro entre las principales.

En contraste con este grupo, existe el de aquellas que han estado sujetas a diversos episodios de tectonismo y que han sufrido tantas alteraciones y cambios que es difícil reconocer a la roca madre. Este tipo de rocas llamadas metamórficas, incluyen a rocas tales como el mármol, pizarras, esquistos, gneisses y cuarcitas en donde los espacios abiertos son muy reducidos. Los esfuerzos a que fueron sometidas y su prolongada edad, han producido una fuerte compactación, y en los casos de zonas de fracturamiento, estas están casi siempre rellenas por vetas de mineralización, de sílice o de relleno estéril.

Estos dos grandes grupos de rocas intrusivas y metamórficas cuando no presentan un alto grado de intemperismo tienen una porosidad total inferior al 3%, y por lo general casi siempre inferior al 1%. Esto se debe a que los escasos poros existentes en estas rocas son muy pequeños y por lo general sin conexión entre sí.

Estas consideraciones pueden ser válidas para la generalidad de las rocas plutónicas y metamórficas. sin embargo, algunos casos particulares se alejan de la generalidad como son algunos granitos y cuarcitas que en obras de tuneleo y otras llevadas a cabo en Méx. han aportado apreciables caudales de agua subterránea.

La permeabilidad que puede desarrollarse en estas rocas tiene lugar en las zonas de intemperismo y decomposición. Las rocas graníticas paleozoicas y mesozoicas que bordean a la Cd. de Nogales, Son. por ejemplo, exhiben una cubierta de intemperismo formada de arena gruesa llamada "tucuruguav". Esta cubierta que en algunas localidades alcanza espesores de hasta 150m es muy permeable y en ella se han emplazado pozos con caudales de hasta 15 l/s (Fig. 6). En estas rocas, los diques funcionan como barreras laterales al flujo. Por debajo de esta cubierta la roca sana muestra un sistema de fracturas escasamente desarrollado que se cierra a poca profundidad.

En un tipo de rocas metamórficas denominadas cuarcitas, el Ing. Mario Veytia (comunicación verbal), encontró durante uno de sus trabajos de asesoría, agua subterránea en el túnel Río Colorado - Tijuana, proveniente de las cuarcitas y con una carga de columna de agua de unos cien metros.

Como puede esperarse, estos casos son excepcionales y lo más frecuente en los trabajos de exploración o cuantificación, es el de considerar a estas rocas como barreras al flujo de agua subterránea.

1.4.- ESTRATIGRAFIA REGIONAL

En el estudio de la estratigrafía regional, se investiga la secuencia del carácter litológico y la distribución espacial de las capas en una cierta región. En el estudio geohidrológico, el hidrogeólogo se interesa en la distribución espacial de las rocas que forman acuíferos, acuícludos y acuítares. El estudio de esta secuencia se lleva a cabo investigando la sección geológica de la región.

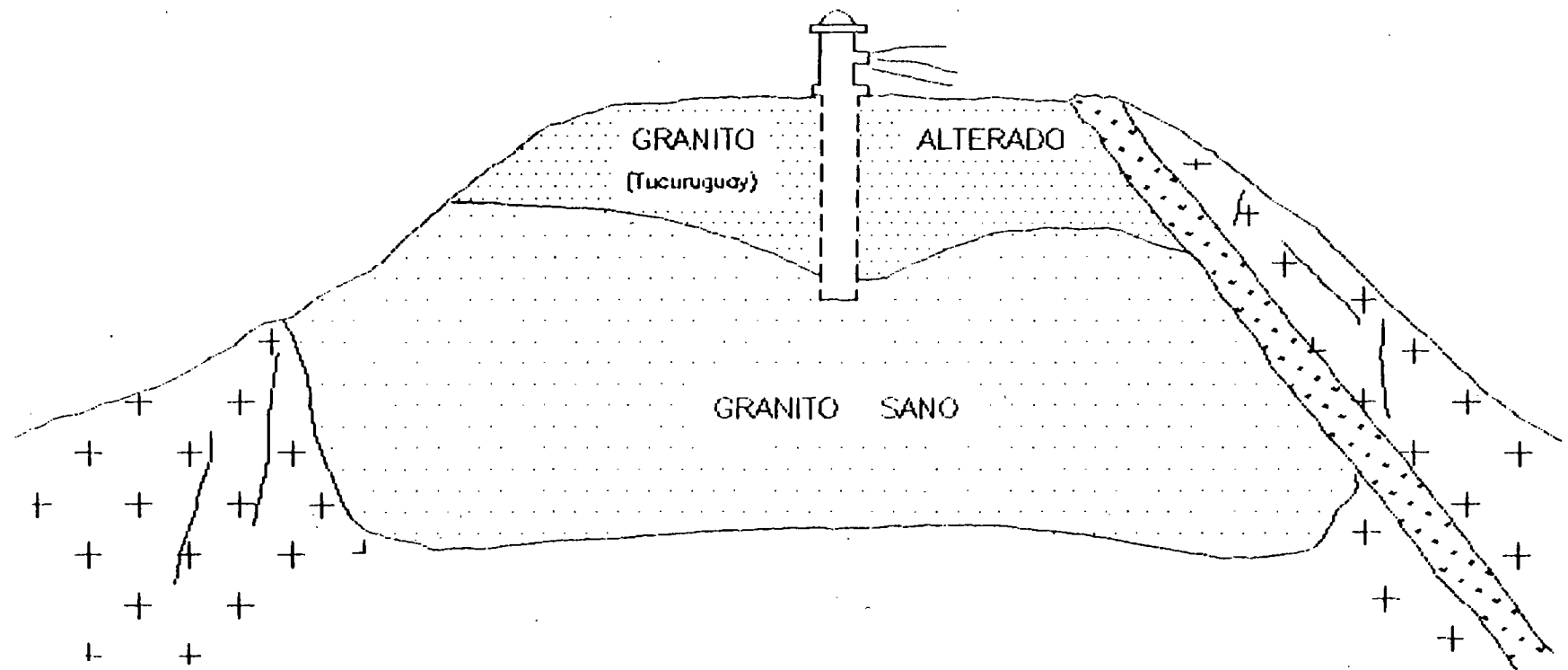


FIG. 6

Héctor L. Maciás González, 1986

La secuencia es subdividida de acuerdo con sus unidades litológicas y de acuerdo con las unidades de tiempo.

Se debe tener cuidado de no mezclarlas, ya que esto traerá malinterpretaciones y fallas en la construcción del modelo geológico.

Las unidades litoestratigráficas son aquellas distinguibles de acuerdo a su carácter litológico.

Las unidades cronoestratigráficas son aquellas distinguibles de acuerdo a sus diferentes edades absolutas o relativas.

La unidad litoestratigráfica básica es la Formación

Una Formación es una unidad cartografiable

Varias formaciones forman un Grupo

Las unidades de tiempo se fijan de acuerdo con las divisiones de tiempo de la columna geológica, la cual, a su vez, ha sido construida auxiliándose de los fósiles y elementos radioactivos.

La división dentro de las formaciones es significativa desde el punto de vista hidrogeológico y con este propósito, las formaciones pueden ser agrupadas o subdivididas en unidades hidroestratigráficas.

Una unidad hidroestratigráfica es una unidad cartografiable con propiedades hidrogeológicas específicas.

Como en la litoestratigrafía, también en la hidroestratigrafía se pueden tener cambios de facies debido a los cambios laterales en el ambiente de depósito. Estos cambios de facies tienen una importancia muy grande desde el punto de vista hidrogeológico.

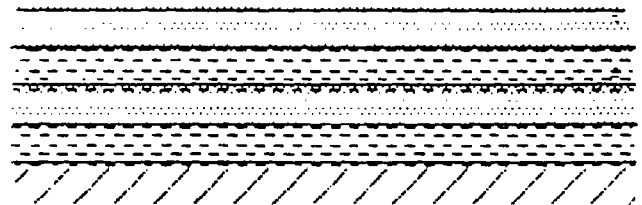
Después de definir las formaciones geológicas se procede con la ayuda de la estratigrafía, a construir la sección o columna de la región estudiada auxiliándose en los afloramientos y en la información proporcionada por pozos y exploraciones geofísicas.

Esta información permite construir secciones transversales al flujo del agua y el diagrama de bloques tridimensionales o bloque diagramático.

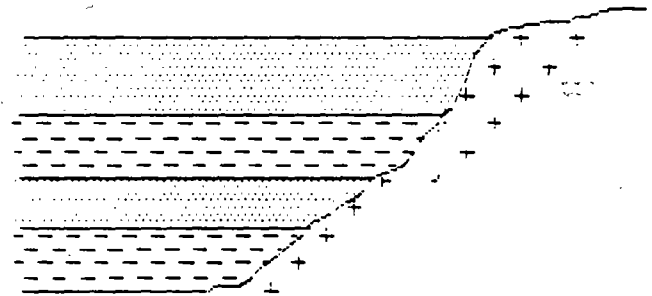
Al construirse el modelo tridimensional, se puede encontrar no sólo la correlación estratigráfica local sino la secuencia regional y ocasionalmente la presencia de discordancias en las secciones geológicas.

Una discordancia se refiere a una alteración en la historia geológica de una región y son como sigue:

DISCORDANCIA
ANGULAR



DISCORDANCIA
ESTRATIGRAFICA



DISCORDANCIA
EROSIONAL

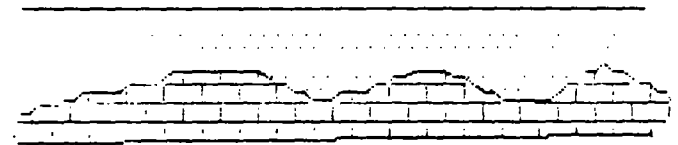


FIG. 7

Es muy importante el conocimiento de estas discordancias desde el punto de vista hidrogeológico, ya que pueden dar lugar a cambios de permeabilidad, de la superficie freática o piezométrica, o bien identificar barreras de flujo subterráneo.

1.5 - DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO

El agua que se infiltra en el subsuelo inicia un recorrido a través de él, con un movimiento preferentemente vertical causado por el efecto de la gravedad hasta alcanzar el acuífero o roca almacenante caracterizada por la saturación de agua en sus intersticios. En el trayecto del agua, antes de alcanzar su destino en el subsuelo, pueden reconocerse tres subzonas que se citan en orden descendente desde la superficie del terreno: subzona de agua del suelo, subzona intermedia y subzona capilar. Estas subzonas se agrupan y conforman la llamada zona de aereación (fig. 8).

El agua contenida en la zona de aereación se designa como agua suspendida o vadosa.

La subzona del agua del suelo tiene una extensión variable, su espesor quedará definido por el tipo de suelo y la vegetación del lugar, pero para fijar límites se puede decir que esta subzona tiene una dimensión que va desde la superficie del terreno hasta la profundidad de las raíces de las plantas.

Parte del agua contenida en la primera subzona, será capaz de drenar por acción de la gravedad, a esta agua se le conoce como agua gravitacional; la parte restante queda retenida en la superficie de las partículas del suelo, en forma de una película fina alrededor de ellas por acción de la tensión superficial. Esta agua denominada agua pelicular es utilizada en gran medida por las plantas y es precisamente en agricultura donde se define como "capacidad de campo" a la máxima cantidad de agua pelicular que es capaz de retener un suelo por unidad de volumen.

La subzona intermedia ocupa un terreno comprendido entre el límite inferior de la subzona de agua y el límite superior de la subzona capilar (fig. 8). Aunque muchos autores se empeñan en hacer intervenir a esta subzona, en opinión del autor se puede decir que es una extensión a profundidad de la subzona del agua del subsuelo, ya que también está constituida por el agua pelicular y el agua gravitacional; la única diferencia estriba en que en la subzona intermedia por definición, no debe existir la influencia de las plantas.

La subzona más profunda de la zona de aereación se le denomina subzona capilar. Esta se extiende por encima de la zona de saturación en donde el agua se eleva a causa de la atracción capilar; así, el espesor de la subzona por encima del nivel freático está definido por el límite de la elevación capilar del agua. Este límite es función de la granulometría de esta zona. A menor diámetro de las partículas mayor será la altura de la zona capilar y viceversa.

En la zona de saturación, el agua llena completamente los intersticios (poros, fisuras y fracturas) de la roca y acusa un movimiento fundamental en dirección horizontal diferenciándose del movimiento vertical que se establece en la zona de aereación.

Los límites superiores de esta zona son variables, es decir, las subzonas anteriores bien pueden no existir si el nivel freático se encuentra situado muy cerca de la superficie del terreno. Así, es en las rocas que constituyen esta zona donde se almacenan cantidades de agua, tan grandes según la porosidad existente en ellas y las características geológicas generales propias de la zona.

1.6 TIPOS DE ACUIFEROS

Como se vió en la primera parte, las rocas capaces de almacenar y transmitir agua reciben el nombre de acuíferos (del latín *acua* = agua y de *fero* = llevar).

Se vió también en el inicio de 1.2 que los acuíferos funcionan como cuerpos transmisores de agua, desde las zonas de recarga a las de descarga o hacia los embalses subterráneos de almacenamiento.

En estrecha relación con los acuíferos hay otros tipos de rocas que se clasifican de acuerdo a su funcionamiento y capacidad para almacenar agua y cederla a las zonas de drenado natural, a las captaciones artificiales o a los mismos acuíferos. Estas rocas o formaciones geológicas que sobreyacen, subyacen o limitan lateralmente a los acuíferos se conocen como acuicludos, acuitardos y acuífugos.

Aunque algunos autores se oponen al uso de estos términos, se hace la descripción de los mismos en estas notas por considerarse de interés. Los acuicludos o acuicierres (del latín *claudere* = cerrar) son las formaciones geológicas que contienen agua, pero que no la transmiten, por lo que su explotación no puede efectuarse. El ejemplo clásico que se cita en todos los libros son las arcillas, que a pesar de su alta porosidad (40-50%) no permiten que el agua sea drenada pues a ello se opone la atracción molecular, la cohesión y la tensión superficial.

Los acuitardos, como su nombre lo indica, son formaciones geológicas semipermeables que transmiten muy lentamente el agua que contienen. Por esta circunstancia, localmente los acuitardos no son aprovechables, sin embargo, a nivel regional, pueden ceder agua en cantidades significativas en un balance de aguas subterráneas. Existen numerosos ejemplos de acuitardos que limitan superiormente a acuíferos y que por diferencia de presiones hidráulicas entre ambos, se establece una recarga descendente o ascendente del acuitardo hacia el acuífero, o del acuífero hacia el acuitardo.

Ejemplos de acuitardos son algunas formaciones arcillosas mezcladas con arenas y limos, con horizontes de arenas o fragmentos de coquinas, o de arenas, cenizas y fragmentos mayores de origen volcánico.

Los acuífugos (del latín *fugere* = huir), son las formaciones impermeables que no contienen agua como son las rocas ígneas extrusivas e intrusivas que no se encuentran fracturadas o alteradas y rocas carbonatadas en las mismas condiciones.

Desde el punto de vista de funcionamiento hidráulico y según el grado de confinamiento de las aguas que contiene, los acuíferos se clasifican en tres tipos:

- acuíferos libres o freáticos
- acuíferos confinados
- acuíferos semiconfinados

Los acuíferos libres son aquellos en que el agua subterránea presenta una superficie libre sujeta a la presión atmosférica. Esta superficie libre es el límite superior de la zona de saturación y se le conoce como superficie freática (fig. 9).

Un acuífero limitado superior e inferiormente por formaciones impermeables y que contiene agua a mayor presión que la atmosférica se le clasifica como acuífero confinado. Cabe aquí hacer mención que en la naturaleza, raramente se encuentran formaciones completamente impermeables, por lo que algunos autores mencionan de manera muy atinada al referirse a estos acuíferos que las capas que los limitan son "relativamente impermeables" (fig. 10).

La compresión del agua en estos acuíferos confinados se debe a la transmisión de la presión de la carga hidráulica a altura de la columna de agua al seno del acuífero y al peso de la columna litostática que éste soporta. Por ello, cuando se perfora un pozo en estos acuíferos, al agua asciende dentro del pozo por encima del techo del acuífero, y si la presión de confinamiento es mayor, el agua puede brotar como en los pozos surgentes o artesianos.

DISTRIBUCION DE AGUA EN EL SUBSUELO

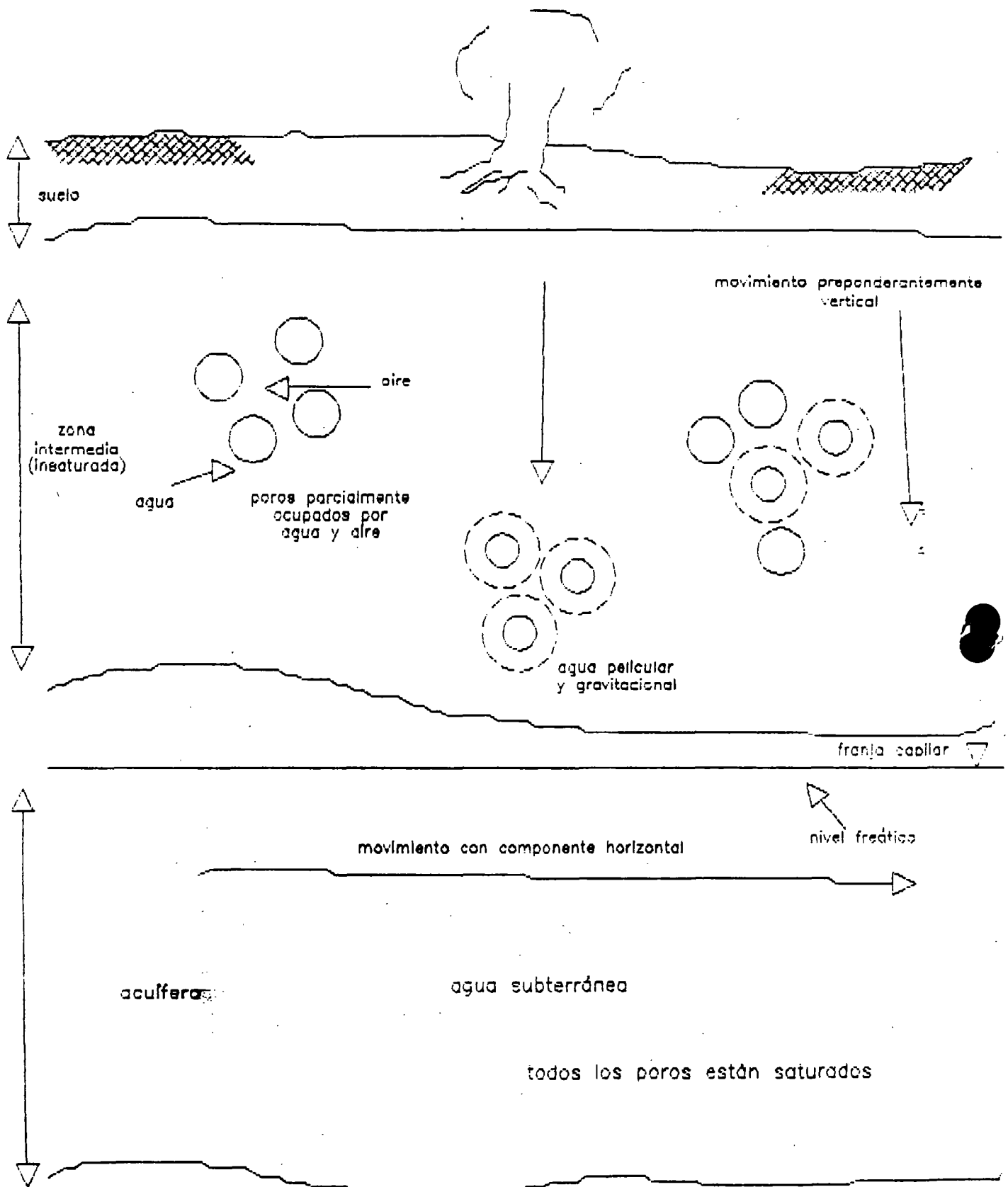


FIG. 8

DIFERENTES TIPOS DE ACUIFEROS

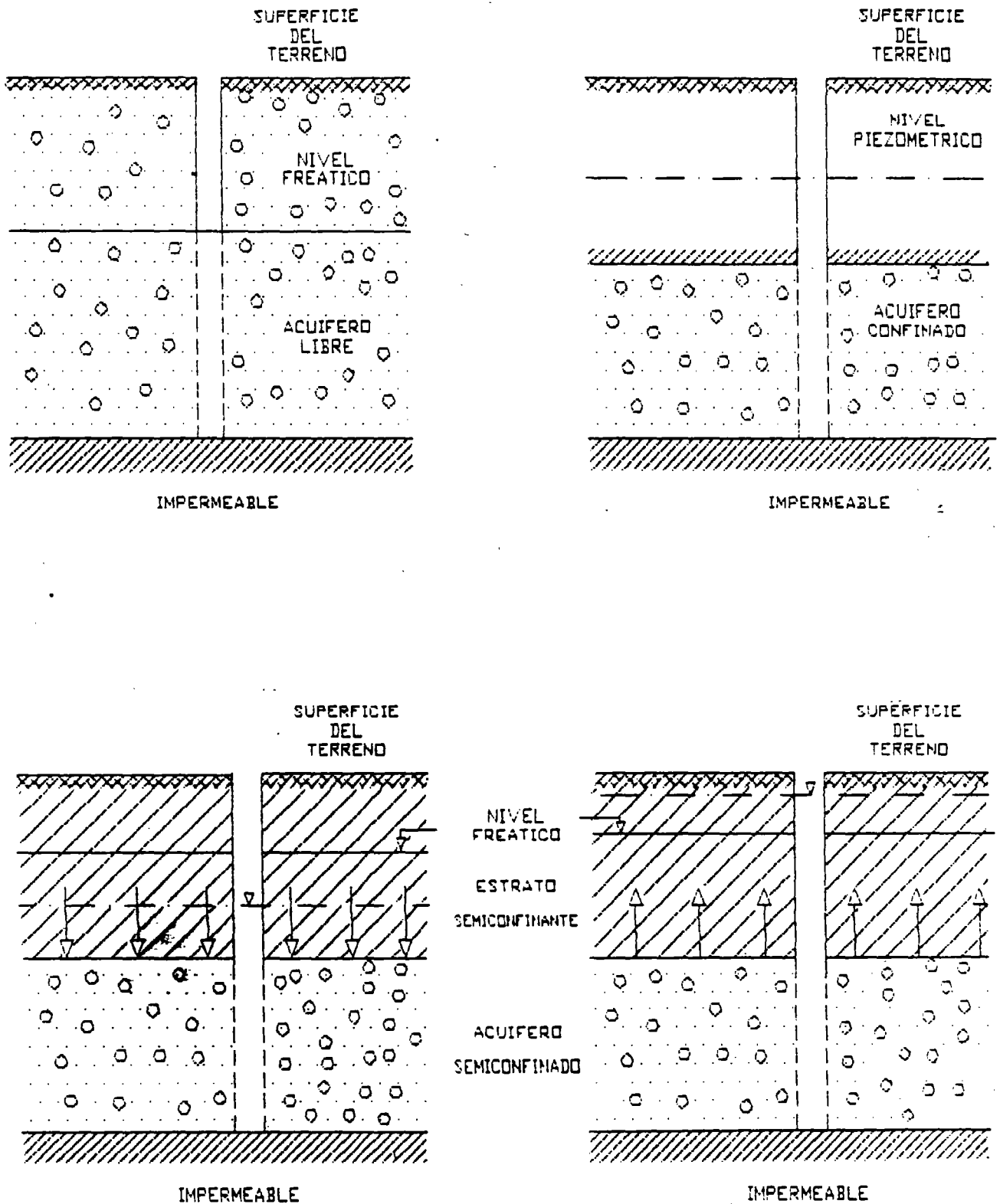


FIG. 9

Los acuíferos semiconfinados son también estratos completamente saturados y sometidos a presión, limitados en su parte superior por un estrato menos permeable a través del cual puede recibir o ceder a recarga vertical.

En las siguientes figuras se esquematizan los tipos de acuíferos descritos. En la primera (fig. 11) se idealiza un estrato de rocas calcáreas confinado entre dos capas de lutita. También se puede ver que el acuífero confinado funciona como una tubería a presión, y el acuífero libre como un canal.

Otra analogía para los acuíferos confinados además de las obras hidráulicas, es la de un vaso comunicante en donde se igualan las presiones de un líquido (fig. 12).

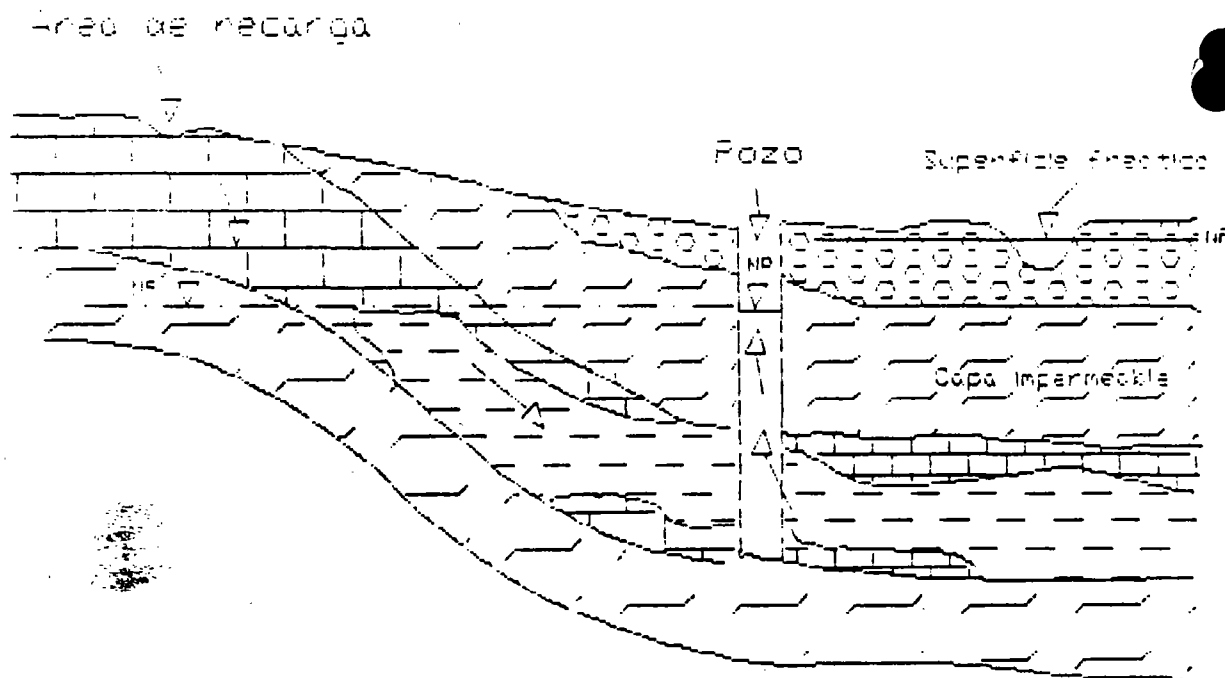
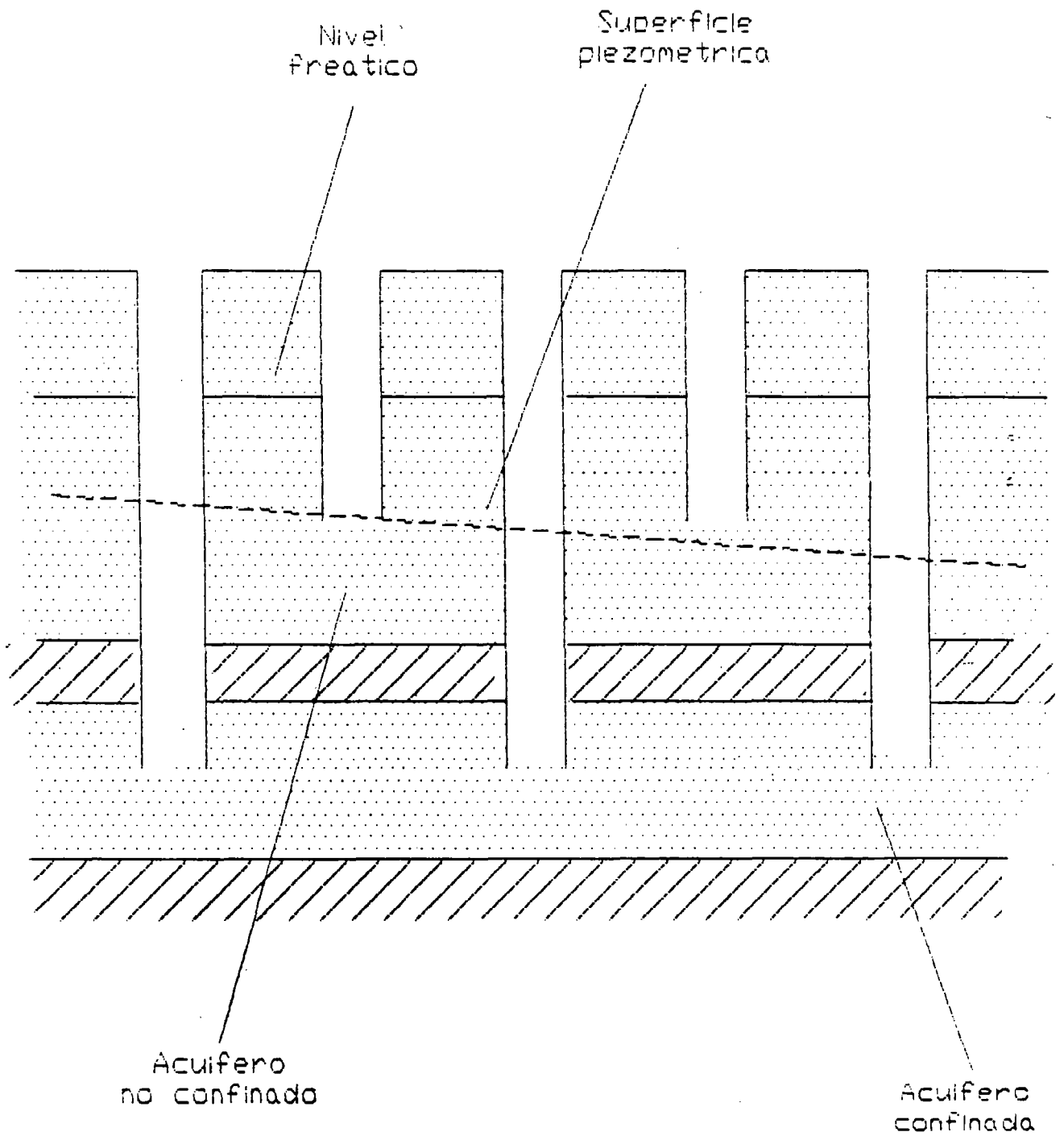


FIG. 11

Héctor L. Macías González 1986.

ACUIFERO CONFINADOS Y NO CONFINADOS



 Arena

 Arcilla

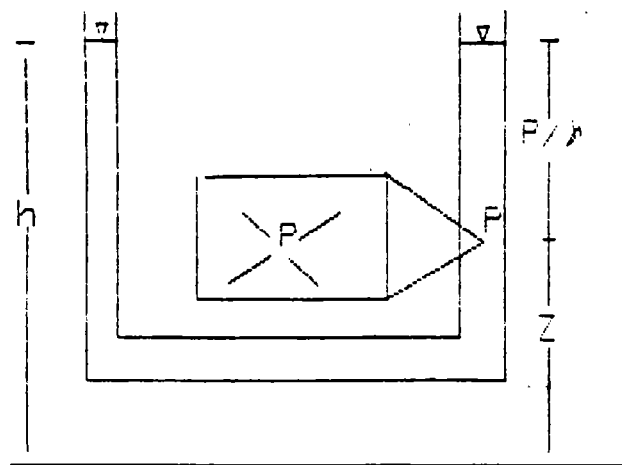


FIG. 12

Nivel de referencia arbitrario

La siguiente figura (fig. 13) muestra la esquematización de un acuífero semiconfinado:

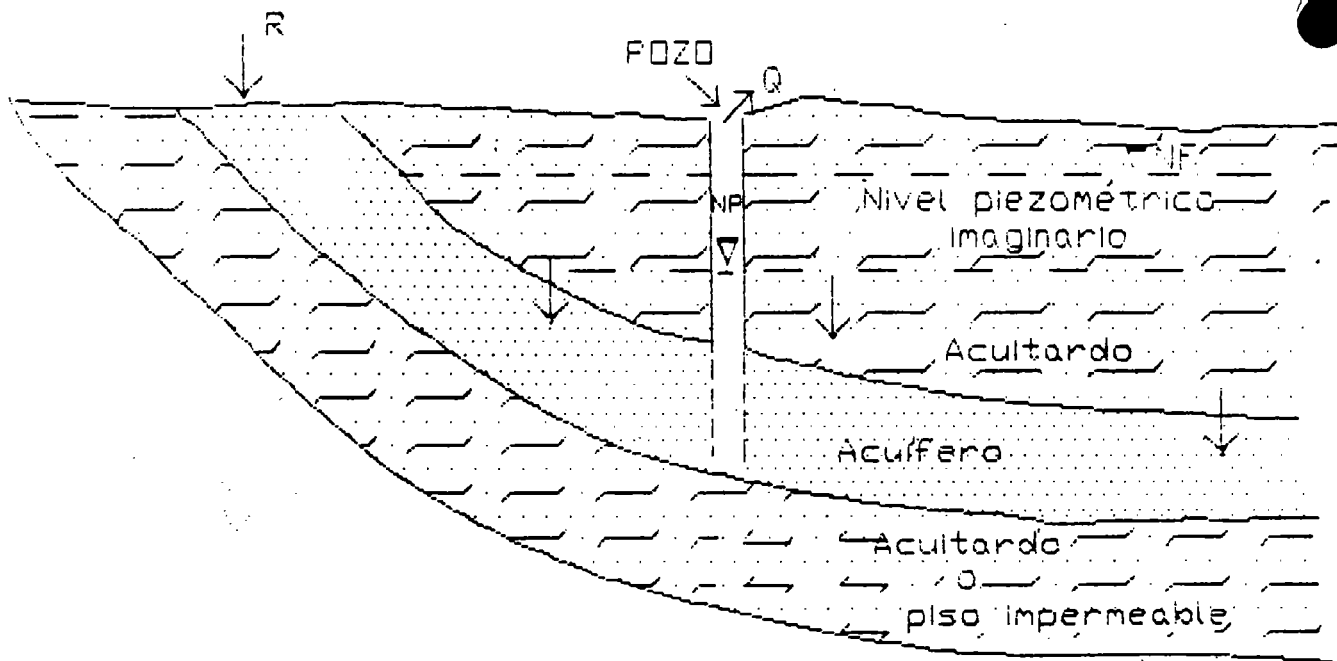
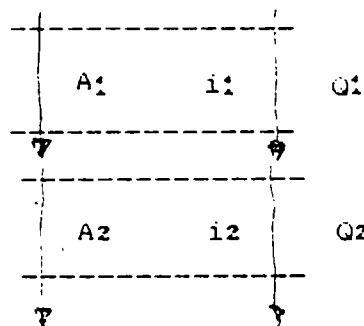


FIG. 13

1. / INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS SOBRE LA SUPERFICIE FREATICA O PIEZOMETRICA

La representación gráfica de los niveles del agua subterránea (profundidad al nivel o elevación con respecto a un nivel de referencia), son sumamente útiles para conocer de manera aproximada el grado de explotación de un acuífero, la dirección preferencial de flujo y la posición de las zonas de recarga y descarga. La dirección del flujo está determinada, en condiciones naturales o de equilibrio, por la relación geográfica entre el área de recarga y descarga. Cuando una cuenca se encuentra sobreexplotada, la red de flujo es deformada en la medida en que se tome agua del almacenamiento.

El gradiente en la red de flujo a un mismo caudal, es función inversa de la permeabilidad, por lo que si en una cierta sección se observa un cambio significativo del gradiente, esto puede deberse a un cambio en la litología y por tanto de la permeabilidad o a un cambio en el caudal de flujo.



Por hipótesis los caudales Q_1 y Q_2 son iguales

$$Q_1 = A_1 v_1$$

$$Q_2 = A_2 v_2$$

$$Q = A_1 v_1 = A_2 v_2$$

$$\therefore Q = A_1 k_1 v_1 = A_2 k_2 v_2 \therefore \frac{k_1}{k_2} = \frac{A_2 i_2}{A_1 i_1}$$

como las áreas son consistentes, entonces:

$$\frac{k_1}{k_2} = \frac{i_2}{i_1}$$

En un acuífero uniforme, se tendrá en consecuencia, una velocidad uniforme y se tienen trazos más o menos rectos.

Debido a las condiciones arriba mencionadas se puede ver que en estructuras geológicas diferentes se tendrán condiciones diferentes en el nivel del agua. Esto estará controlado por:

- a) Topografía
- b) Estructura geológica y litología (control estructural)
- c) Permeabilidad
- d) Influencia de las zonas de recarga y descarga
- e) Espesor del acuífero

En el caso de que se tuviera una capa impermeable intermedia entre la superficie y el techo del acuífero, se habla de un manto colgado y un nivel de aguas colgadas (fig. 14).

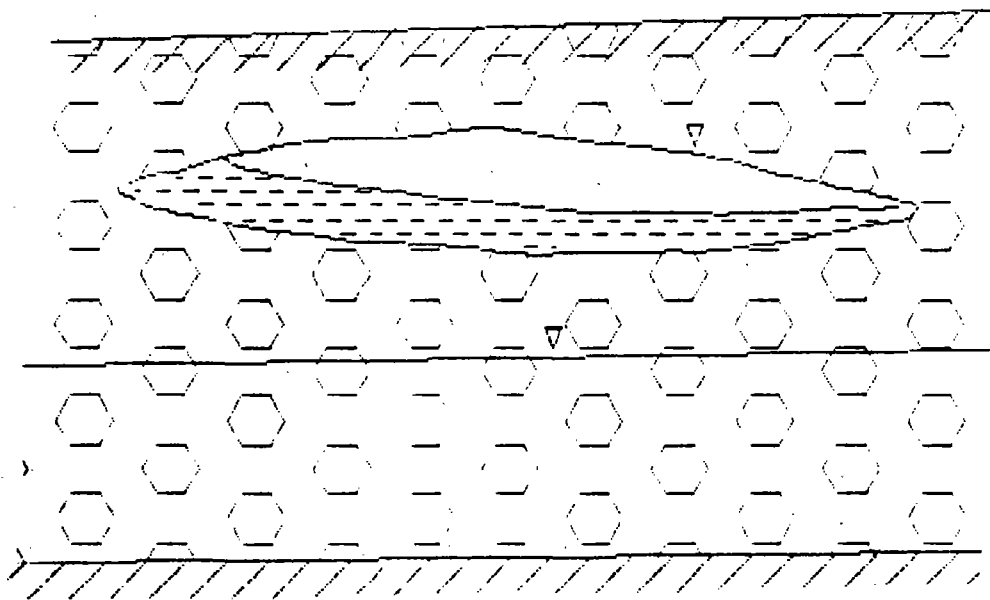


FIG. 14

HIZQUIERDO, M. G. 1966
TRABAJO DE GRADUACIÓN

Entre más húmeda sea el área, habrá más cambios para un nivel de agua somero. Otro caso es por la ocurrencia de fuentes de recarga como flujos de entrada o por el contrario, flujos de salida del agua subterránea. Como ejemplo ríos efluentes o influentes (fig. 15).

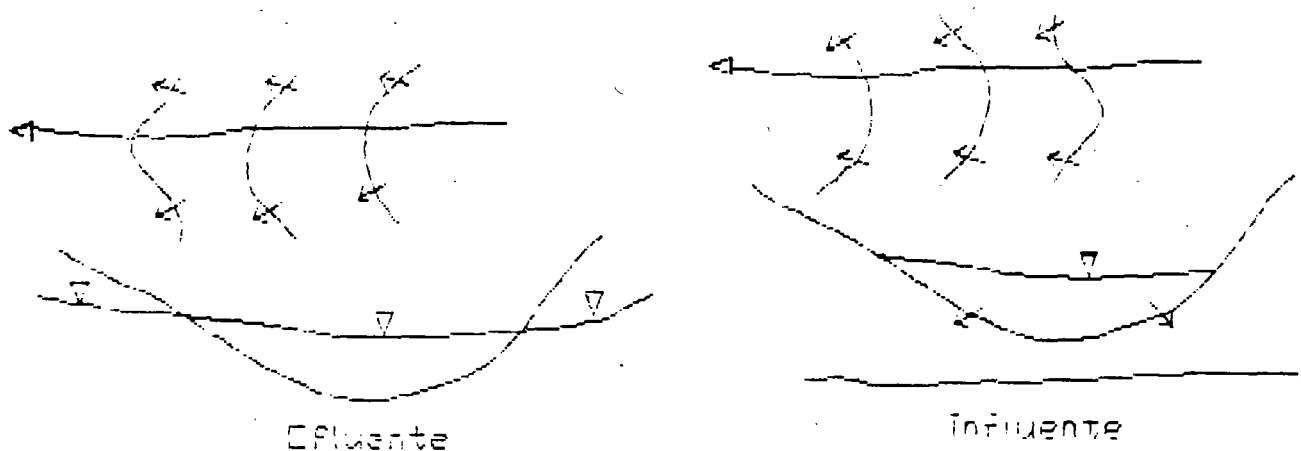


FIG. 15

Además del cambio en la forma del nivel de agua debido a un cambio en la permeabilidad del acuífero y sus espesores, se puede tener una influencia en el nivel del agua por la estructura geológica (fig. 16).

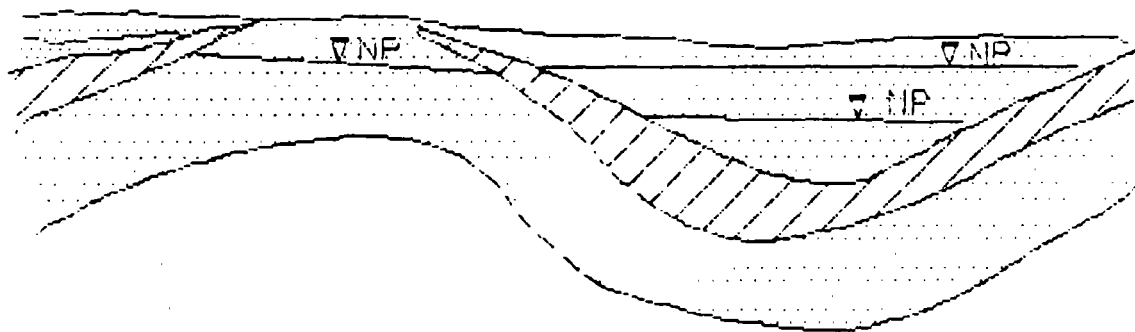


FIG. 16

Urbina L. María (Luz) S.A.

En un anticlinorio, pueden tenerse diferencias locales y regionales en el nivel de agua subterránea (fig. 17).

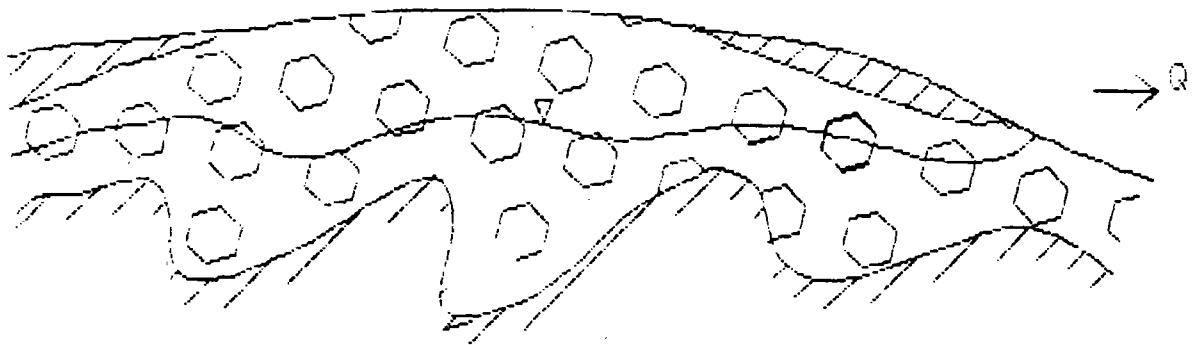


FIG. 17

En los pliegues monoclinales puede originarse una pendiente pronunciada del nivel de agua subterránea (fig. 18).

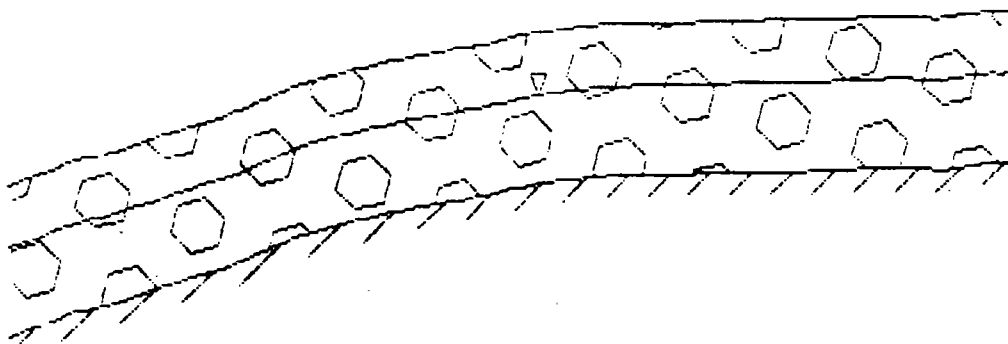


FIG. 18

En las zonas de falla se origina un cambio en el gradiente del nivel del agua debido al cambio de permeabilidad de un acuífero a otro (fig. 19).



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

PRUEBAS DE BOMBEO

**ING. DAVID GONZALEZ POSADAS
PALACIO DE MINERIA
1996**

PRUEBAS DE BOMBEO

ING. DAVID GONZALEZ POSADAS

1.- GENERALIDADES

La realización de una prueba de bombeo consiste en observar los efectos de abatimiento o recuperación de los niveles piezométricos en un acuífero. Los niveles son obtenidos a través de captaciones hidráulicas del tipo de pozos o norias y pueden ser observados en el propio pozo de bombeo (pozo de operación) o en pozos próximos a el (pozo de observación).

Al iniciarse el bombeo en un pozo, el nivel del agua sufre un abatimiento el cual es mayor en el propio pozo y decrece conforme aumenta la distancia. La fuerza que induce que el agua se mueva hacia el pozo, es el gradiente que se genera entre las cargas hidráulicas del propio pozo y las próximas a el.

El agua fluye a través del acuífero desde cualquier dirección, aumentando su velocidad conforme se acerca al pozo; expresado de acuerdo a la ley de Darcy nos dice que, en un medio poroso el gradiente hidráulico es directamente proporcional a la velocidad, por lo que el abatimiento en la superficie piezométrica forma un cono de depresión, cuyo tamaño y forma dependen del caudal, tiempo de bombeo, características del acuífero. La influencia de algunos de estos factores en la forma de la depresión piezométrica se muestran en la figura 1.

2.- OBJETIVOS

El objetivo principal de las pruebas de bombeo es estimar las características hidrodinámicas de la formación acuífera como son transmisibilidad y coeficiente de almacenamiento. También se llega a definir a través de la interpretación de pruebas de bombeo, el tipo de acuífero, la existencia de barreras laterales, recarga de ríos o manantiales, radio de influencia del pozo, factor de infiltración y predicción del comportamiento de los niveles piezométricos.

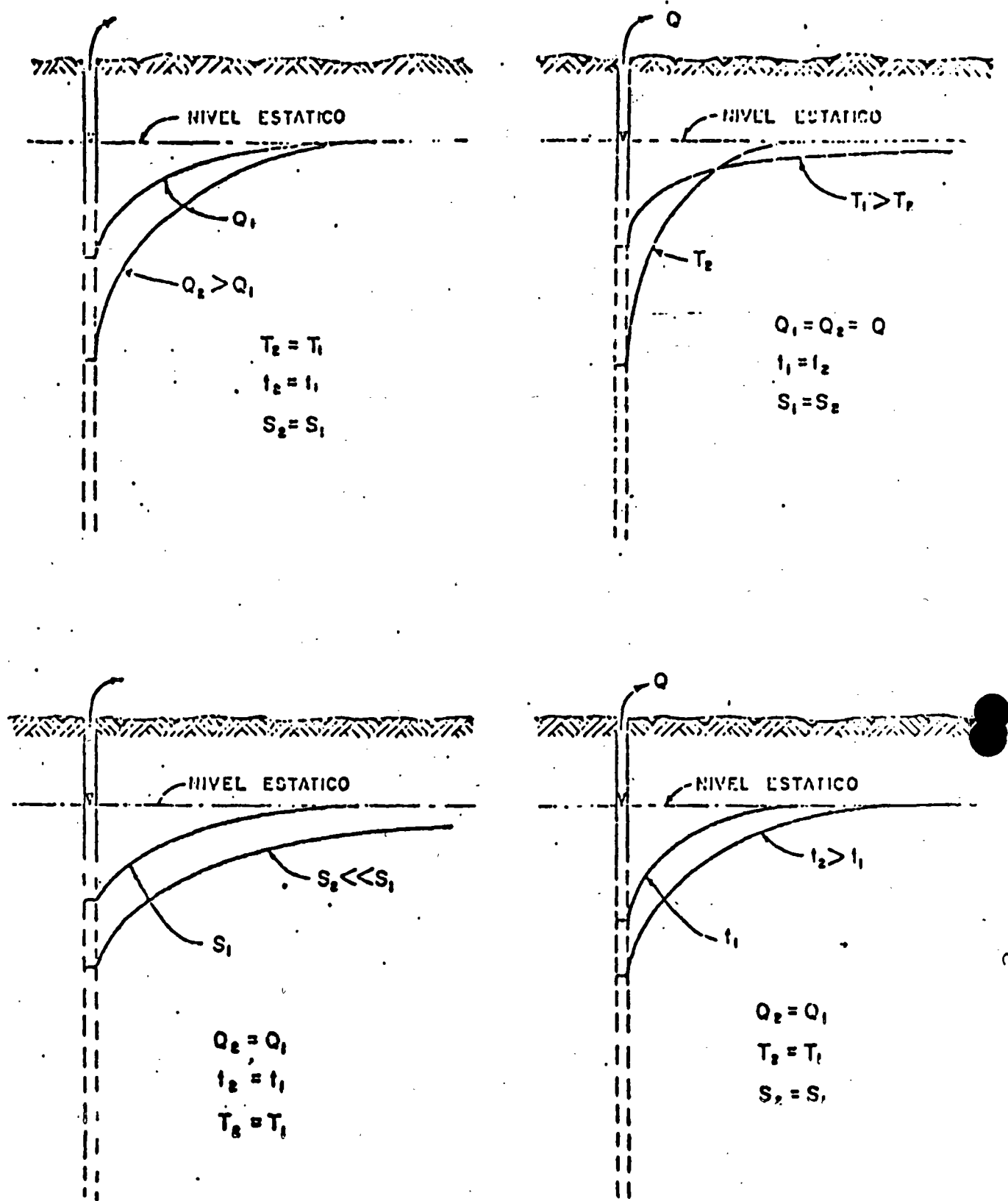


Fig.5.16 INFLUENCIA DEL CAUDAL (Q), TIEMPO DE BOMBEO (t), TRANSMISIBILIDAD (T), Y ALMACENAMIENTO (S), EN LA FORMA Y DIMENSIONES DEL CONO DE DEPRESION

FIGURA 1

3.- EQUIPO NECESARIO

- a) Sonda eléctrica (dos en caso de que se cuente con pozo de observación).
- b) Cronómetro.
- c) Regla de aforo (si el pozo tiene descarga libre y no cuenta con medidor de flujo) ver figura 2.
- d) Flexómetro.

4.- SELECCION DEL SITIO DE LA PRUEBA

En ocasiones, el sitio de la prueba está obligado, por ejemplo, cuando se trata de un problema de carácter local o interesa conocer las características hidráulicas del acuífero en un sitio específico.

En estudios geohidrológicos de carácter regional para elegir el sitio de la prueba, generalmente se realizan en pozos existentes pero considerando los aspectos siguientes.

- Que el equipo de bombeo se encuentre en condiciones apropiadas para sostener un caudal constante durante la prueba.
- Que la profundidad de nivel del agua sea fácilmente medible.
- Que el agua bombeada no se infiltre hasta el acuífero en las proximidades del pozo.
- Que las características constructivas y el corte geológico del pozo sean conocidos.
- El pozo es totalmente penetrante.
- Que los pozos próximos no operen durante la prueba.

Puesto que no es fácil que se cumplan simultáneamente todos estos requisitos, en cada caso deberá juzgarse con cierto criterio, si el incumplimiento de uno o varios de ellos obstaculiza significativamente o no, el buen desarrollo y la interpretación de la prueba.

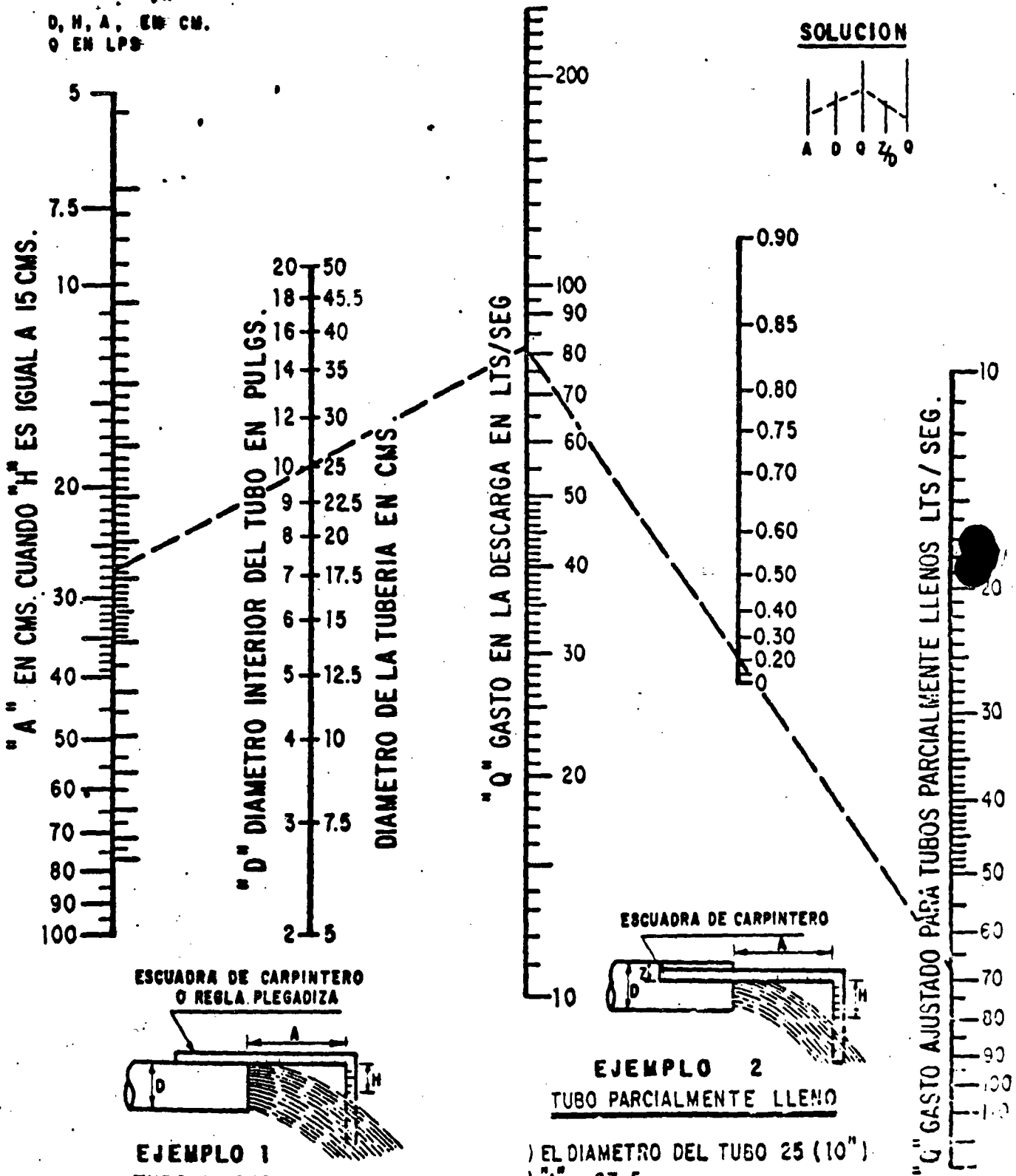
NOMOGRAMA PARA CALCULAR EL GASTO A TRAVES DE UN TUBO

FORMULA RESUELTA

$$Q = 0.0176 \frac{A D^2}{\sqrt{H}}$$

D, H, A, EN CM.
Q EN LPS

12



"A" EN CMS. CUANDO "H" ES IGUAL A 15 CMS.

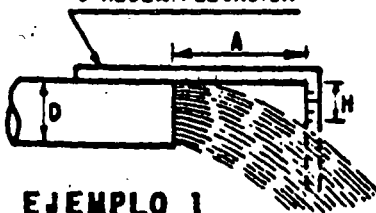
"D" DIAMETRO INTERIOR DEL TUBO EN PULGS.

DIAMETRO DE LA TUBERIA EN CMS.

"Q" GASTO EN LA DESCARGA EN LTS/SEG

"G" GASTO AJUSTADO PARA TUBOS PARCIALMENTE LLENOS LTS/ SEG.

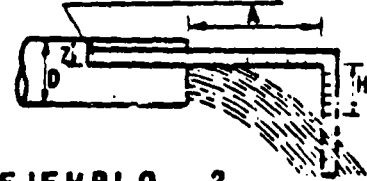
ESCUADRA DE CARPINTERO
O REGLA PLEGADIZA



EJEMPLO 1
TUBO LLENO

-) EL DIAMETRO DEL TUBO 25 (10")
-) "A" = 27.5 cm.
-) "H" = 15 cm.
-) "Q" = 81 LTS / SEG

ESCUADRA DE CARPINTERO



EJEMPLO 2
TUBO PARCIALMENTE LLENO

-) EL DIAMETRO DEL TUBO 25 (10")
-) "A" = 27.5 cm.
-) "H" = 15 cm.
-) "Z" = 5 cm.

$$\frac{Z}{D} = \frac{\text{FALTANTE}}{\text{DIAMETRO}} = \frac{5}{25} = \frac{1}{5} = 0.20$$

SOLUCION



FIGURA 2

5.- POZOS DE OBSERVACION

Para la interpretación completa de una prueba, lo ideal es contar con uno o varios pozos de observación dispuestos a diferentes distancias del pozo de bombeo. Cuando esto es posible las características deducidas son más confiables y representativas de un área menor. Por ello, es muy recomendable disponer al menos de un pozo de observación.

En la práctica es común que por razones presupuestales no se cuente con pozos de observación, por lo que la prueba se limita a interpretar las mediciones observadas en el propio pozo de bombeo. Los niveles dinámicos observados en dicho pozo pueden presentar cierta inconsistencia de acuerdo al comportamiento esperado, esto es debido a características constructivas del propio pozo, por lo anterior los resultados obtenidos de pruebas interpretadas en el pozo de operación, deberán tomarse con su debida reserva.

6.- EJECUCION DE LA PRUEBA

Habiendo revisado el correcto funcionamiento del equipo de medición se inicia midiendo el nivel estático en el pozo de bombeo y en los pozos de observación. Se anotará la hora de inicio y datos distintivos de cada pozo.

Se iniciará el bombeo, procurando mantener un caudal constante, y se procederá a medir la profundidad al nivel del agua en el pozo de bombeo y en el (o los) de observación, con la secuencia de tiempos que se indica a continuación.

LECTURA	TIEMPO A PARTIR DE LA INICIACION DEL BOMBEO	
	T I E M P O	
1	0	TIEMPO A PARTIR DE LA INICIACION DEL BOMBEO
2	15	SEGUNDOS
3	30	SEGUNDOS
4	1	MINUTO
5	2	MINUTOS
6	4	MINUTOS
7	8	MINUTOS
8	15	MINUTOS
9	30	MINUTOS
10	1	HORA
11	2	HORAS
12	4	HORAS
13	8	HORAS
14	16	HORAS
15	24	HORAS
16	32	HORAS
17	40	HORAS
18	48	HORAS
	CADA 8	HASTA 72 HORAS

A intervalos de tiempo seleccionados, se harán las observaciones o lecturas necesarias para cuantificar el caudal de bombeo.

Con las observaciones realizadas, se construirá en el sitio de la prueba, la gráfica de variación del nivel dinámico en el tiempo, para el pozo de bombeo y para cada uno de los pozos de observación. En la graficación podrá utilizarse papel semilogarítmico o logarítmico (los tiempos se llevaran en la escala logarítmica). Estas gráficas son útiles para juzgar el correcto desarrollo de la prueba: permiten detectar errores de medición, variaciones sensibles del caudal y otras anomalías causadas por factores externos, y constituyen un elemento de juicio para continuar o suspender una prueba.

Cuando en la gráfica nivel dinámico-tiempo del pozo bombeado se observe estabilización del nivel dinámico por un tiempo mínimo de 4 horas, podrá suspenderse la etapa de bombeo antes de alcanzar la duración prefijada, (ver figura 3).

Una vez concluida la etapa de bombeo, se iniciará la de recuperación, en la que se efectuarán observaciones con la misma secuencia que la etapa de abatimiento. Estos

TIEMPO DE BOMBEO, EN MIN TOS

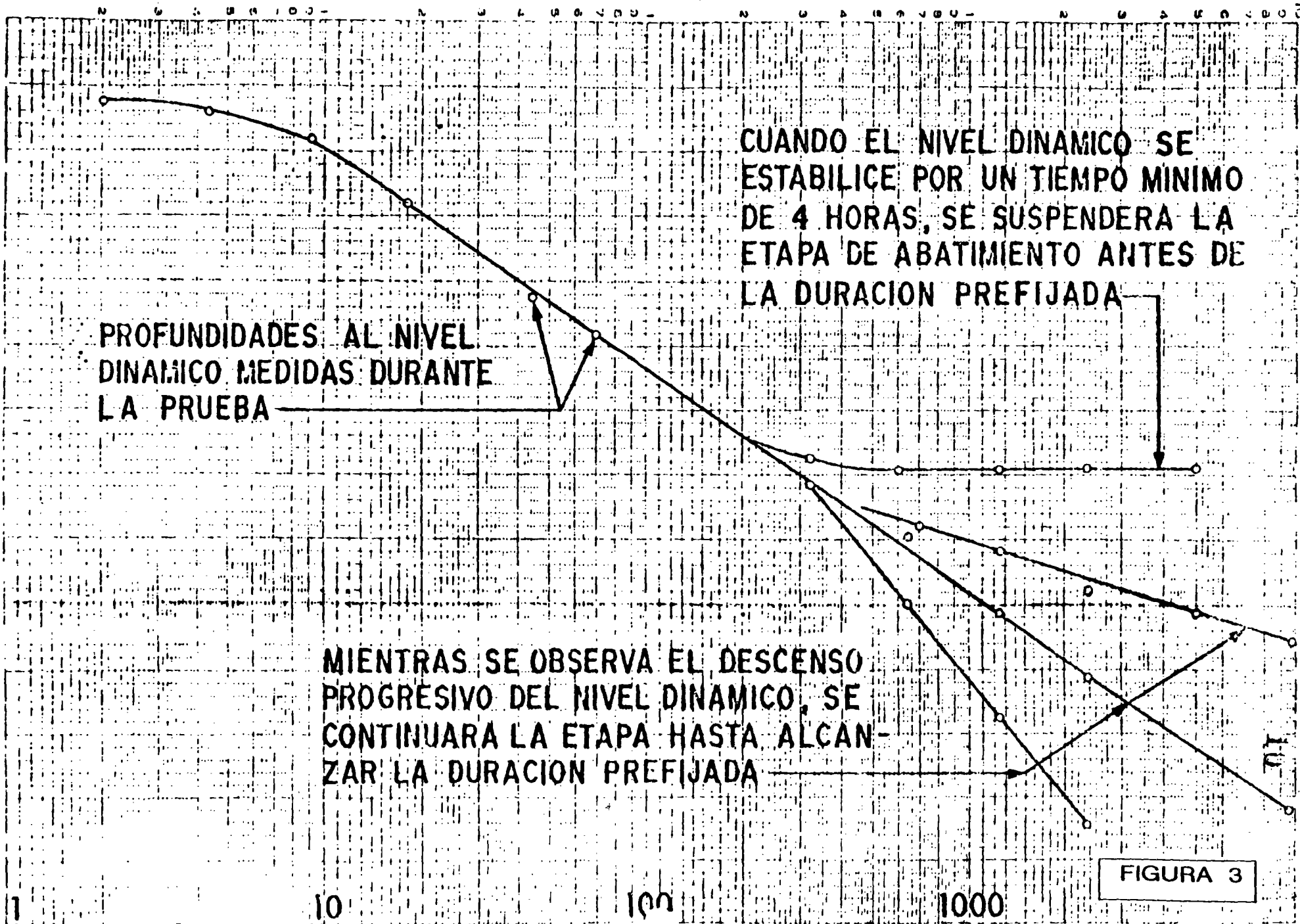
PROFUNDIDAD AL NIVEL DINAMICO, EN METROS

PROFUNDIDADES AL NIVEL DINAMICO MEDIDAS DURANTE LA PRUEBA

CUANDO EL NIVEL DINAMICO SE ESTABILICE POR UN TIEMPO MINIMO DE 4 HORAS, SE SUSPENDERA LA ETAPA DE ABATIMIENTO ANTES DE LA DURACION PREFIJADA

MIENTRAS SE OBSERVA EL DESCENSO PROGRESIVO DEL NIVEL DINAMICO, SE CONTINUARA LA ETAPA HASTA ALCANZAR LA DURACION PREFIJADA

FIGURA 3



tiempos son una guía de la frecuencia con que deben realizarse las observaciones, Si, por cualquier causa, no puede hacerse contacto con el nivel dinámico en el tiempo señalado, se hará la medición y se indicará el tiempo real a que corresponde.

7.- ANALISIS DE LAS PRUEBAS DE BOMBEO

7.1.- REGIMEN ESTABLECIDO

Cuando se bombea agua mediante un pozo, esta se deriva del almacenamiento del acuífero, y en tanto no exista una recarga vertical, el cono de depresión se va extendiendo más y más, decreciendo la magnitud de los abatimientos a medida que el área afectada es mayor, hasta que la superficie piezométrica se estabiliza en las proximidades del pozo y se llega a una condición de flujo establecido.

Las fórmulas para un pozo descargando bajo condiciones de flujo establecido, se derivaron desde tiempo atrás por varios investigadores, existiendo dos fórmulas básicas; una para acuíferos libres y otra para confinados.

Para un acuífero libre, la fórmula es.

$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} L \frac{r_2}{r_1} \text{-----}(1)$$

En la cual: h_1 = Altura piezométrica a la distancia r_1 del pozo de bombeo.
 h_2 = Altura piezométrica a la distancia r_2 del pozo de bombeo.
 Q = Caudal de bombeo
 K = Permeabilidad
 L = Logaritmo base "e"

Ver figura No. 4.

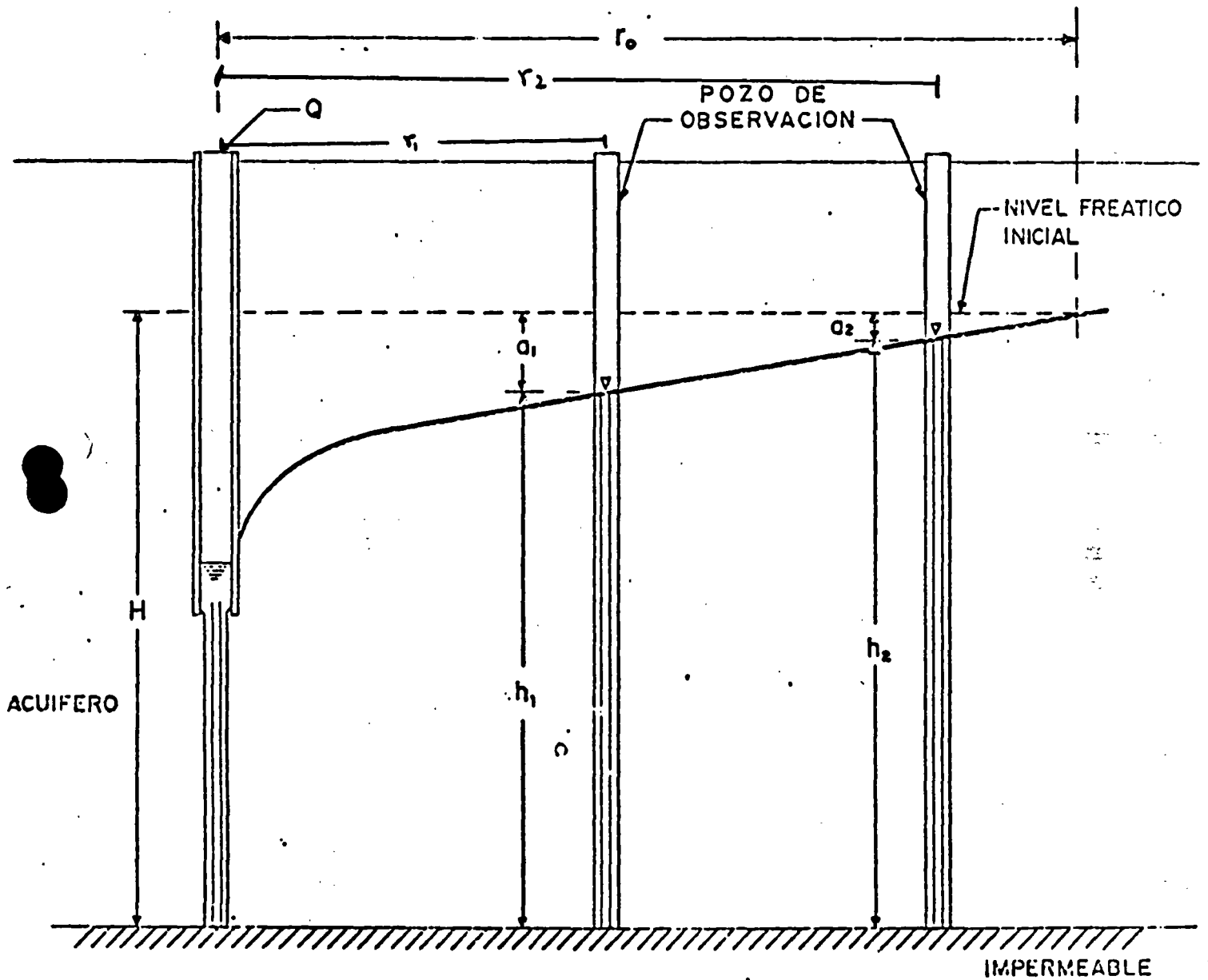
La fórmula correspondiente a un acuífero confinado es:

$$h_1 - h_2 = \frac{Q}{2\pi Kb} L \frac{r_1}{r_2} \text{-----}(2)$$

En la cual b = espesor del acuífero. Y los demás terminados, son los mismos que los de la expresión anterior. Ver figura 5.

La derivación de las fórmulas anteriores, está basada en las siguientes hipótesis simplicatorias:

REGIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO HACIA POZOS EN UN ACUIFERO LIBRE



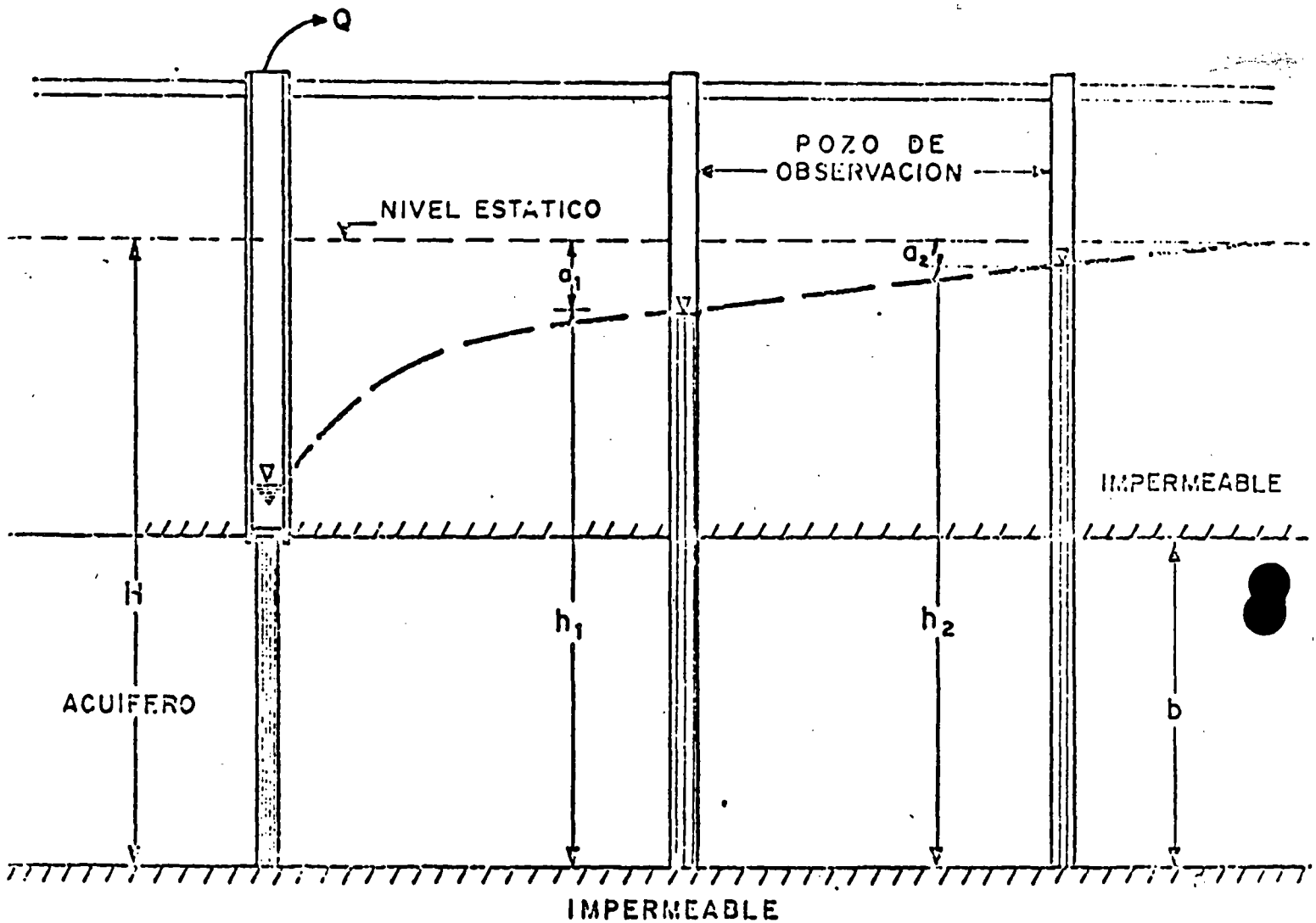
$$h_2^2 - h_1^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln \frac{r_2}{r_1}$$

DUPUIT

FIGURA 4

FIG. 5.17

REGIMEN DE FLUJO ESTABLECIDO HACIA POZOS EN ACUIFERO CONFINADO



$$a = h_1 - h_2 = \frac{Q}{2\pi K b} L \cdot \frac{r_1}{r_2}$$

(Formula de Thiem)

FIG. 5.18

FIGURA 5

- a) El acuífero es homogéneo e isótropo en el área afectada por el bombeo.
- b) El espesor saturado inicial del acuífero libre, es constante.
- c) Para el acuífero confinado, el espesor es constante.
- d) El pozo penetra totalmente al acuífero.
- e) La superficie piezométrica (o freática) es horizontal antes de iniciarse el bombeo.
- f) El abatimiento y el radio de influencia no varían con el tiempo.
- g) El flujo es laminar.

Estas hipótesis parecen limitar seriamente la aplicabilidad de ambas fórmulas, pero en realidad no es así, la permeabilidad media del acuífero es más o menos constante; aunque la superficie piezométrica no es completamente horizontal en ningún caso, el gradiente hidráulico es generalmente muy pequeño y no afecta sensiblemente la forma de la superficie piezométrica: el flujo es laminar en la mayor parte del área afectada por el bombeo, y solo en la vecindad inmediata del pozo de bombeo puede llegar a ser turbulento; aunque el flujo no es rigurosamente establecido, después de cierto tiempo de bombeo puede considerarse como tal en un área próxima al pozo de bombeo.

Teniendo dos pozos de observación se obtiene la permeabilidad despejando de las ecuaciones 1 y 2.

$$K = \frac{Q}{(h_2^2 - h_1^2)} L \frac{r_2}{r_1} \text{ para acuífero libre}$$

$$K = \frac{Q}{2\pi b(h_1 - h_2)} L \frac{r_1}{r_2} \text{ para acuífero confinado}$$

Aun cuando las fórmulas anteriores son aplicables a algunos casos prácticos, tienen dos limitaciones principales: no proporciona ninguna información respecto al coeficiente de almacenamiento del acuífero, y no permiten calcular la variación de los abatimientos en el tiempo. Además, no son aplicables al estudio de acuíferos semiconfinados, ni a sistemas de penetración parcial. Por otra parte su aplicación requiere de dos pozos de observación.

7.2.- REGIMEN TRANSITORIO

En 1985, C.V. Theis inició el estudio de la hidráulica de pozos en régimen transitorio, al desarrollar la fórmula que lleva su nombre. Mediante ella pueden deducirse los valores de los coeficientes de transmisibilidad y almacenamiento, a partir de los abatimientos registrados en uno o varios pozos de observación para diferentes tiempos de bombeo, con la ventaja de que no es necesario esperar la estabilización del cono de abatimiento, como en régimen establecido.

La derivación de la fórmula de Theis se basa en las siguientes consideraciones.

- a) El acuífero es homogéneo e isótropico.
- b) El espesor saturado del acuífero es constante.
- c) El acuífero tiene extensión lateral infinita.
- d) El bombeo del pozo es a costa del almacenamiento del acuífero.
- e) El pozo penetra totalmente el acuífero.
- f) El agua del acuífero es liberado instantáneamente con el abatimiento.

La solución desarrollada por Theis, es:

$$a = \frac{Q}{4\pi T} W(u) \text{-----(3)}$$

Despejando T.

$$T = \frac{Q}{4\pi a} W(u)$$

Donde: a es el abatimiento registrado a la distancia r del pozo de bombeo; Q, es el caudal, T la transmisibilidad; W(u), la función de pozo.

Por otra parte.

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t} \text{-----(4)}$$

Despejando S

$$S = \frac{4 T t}{r^2} u$$

Donde: r es la distancia al pozo de bombeo; t , tiempo de bombeo; S , coeficiente de almacenamiento, T , transmisibilidad.

Los valores de la función de pozo en relación con los de u , se encuentra en tabla 1, los cuales vaciados en una gráfica de $W(u)$ contra $1/u$ en papel logarítmico, nos da una curva tipo para interpretar pruebas de bombeo en pozos totalmente penetrantes en acuíferos confinados (figura 6).

En base a las fórmulas 3 y 4 Theis desarrolló un método gráfico de solución para determinar los parámetros T y S , de acuerdo a los pasos siguientes:

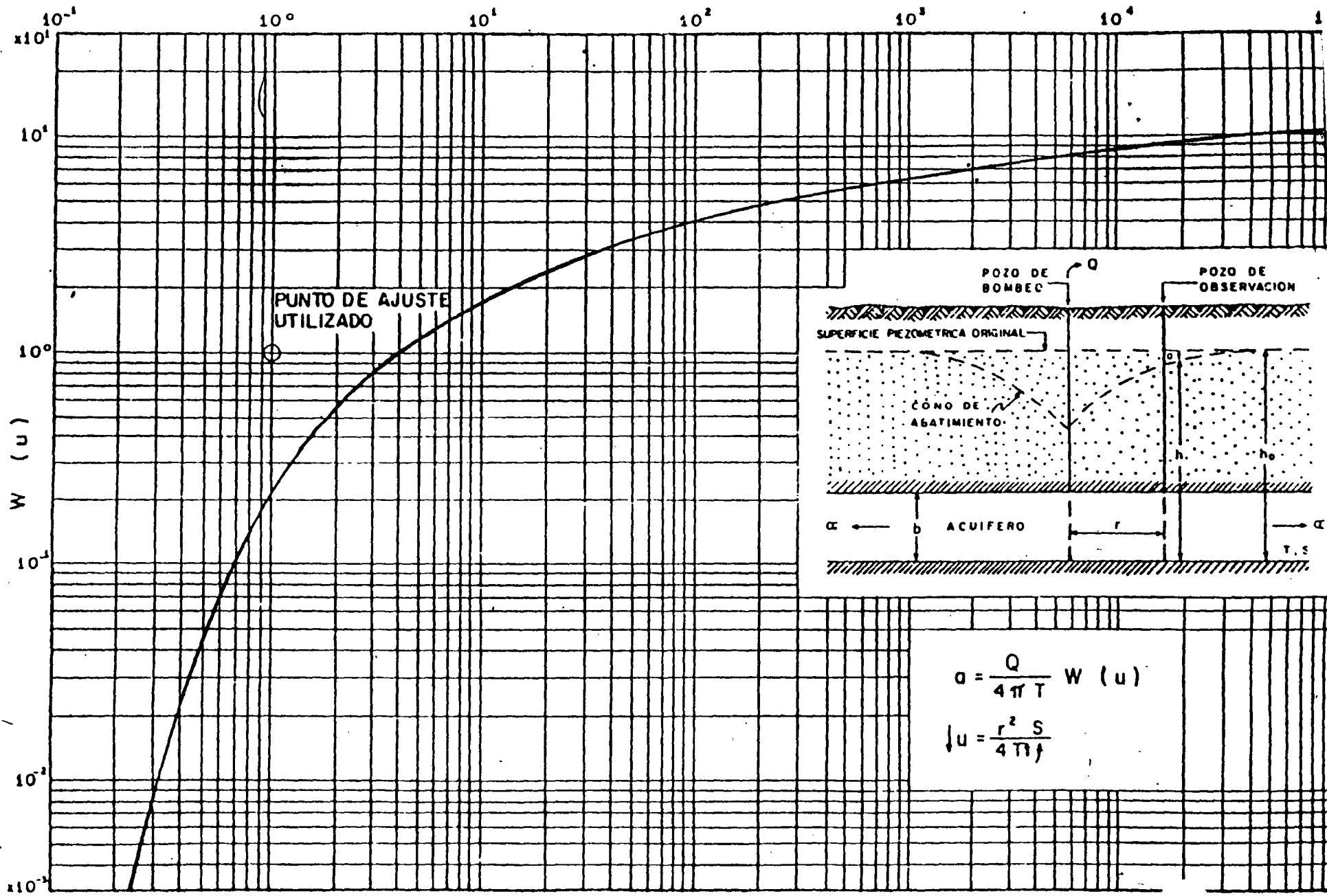
- a) Trazar la curva tipo $W(u)-1/u$ en papel con trazo doble logarítmico.
- b) Construir la gráfica abatimiento - tiempo del pozo de observación en papel idéntico al utilizado en el inciso a.
- c) Superponer las gráficas manteniendo los ejes paralelos y buscar la coincidencia de la curva de campo y la curva tipo.
- e) Substituir los valores de las coordenadas en las ecuaciones (3) y (4), despejando T y S .

En general, debe darse menor peso a los puntos correspondientes a los tiempos más cortos, pues en esta parte de la prueba pueden tenerse las mayores discrepancias entre las condiciones reales y las hipótesis establecidas para obtener la fórmula; hay cierto retraso entre el abatimiento de la superficie piezométrica y la liberación del agua, retraso que puede ser mayor en esta parte de la prueba, en la que los niveles se abaten rápidamente; el caudal puede variar apreciablemente por el incremento brusco de la carga de bombeo, etc. Para tiempos mayores de bombeo, estas discrepancias se van minimizando y se tiene un mejor ajuste entre la teoría y las condiciones reales.

Ejemplos de interpretación.....

D

1/u



CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS CONFINADOS

FIGURA 6

FORMULA MODIFICADA PARA PRUEBAS DE BOMBEO CON REGIMEN TRANSITORIO

Un método más sencillo para la interpretación de las pruebas de bombeo, fue desarrollado por Jacob, quien observó que para tiempos largos ($t > 5 S r^2 / T$), la ecuación (3), puede modificarse sin un error significativo a la forma siguiente:

$$a = \frac{2.3 Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 T t}{r^2 S} \text{-----}(5)$$

A partir de esta fórmula, desarrolló el método gráfico de interpretación que lleva su nombre, y que consiste en lo siguiente.

- a) Construir la gráfica abatimiento (en escala aritmética) contra tiempo (en escala logarítmica).
- b) Pasar una recta por los puntos que se alinean, y determinar su pendiente. Los puntos correspondientes a los primeros minutos de la prueba generalmente se apartan de la recta, debido a que corresponden a tiempos cortos ($t < 5 S r^2 / T$) para los cuales no es válida la fórmula de Jacob.
- c) Si la pendiente de la recta de ajuste es Δs , la Transmisibilidad puede obtenerse de la expresión.

$$T = \frac{0.183 Q}{\Delta s} \text{-----}(6)$$

- d) Determinar el valor del tiempo, t_0 , para el cual la prolongación de la recta de ajuste intercepta la línea de abatimiento nulo.
- e) Calcular el coeficiente de almacenamiento mediante la expresión.

$$S = \frac{2.25 T t_0}{r^2} \text{-----}(7)$$

Ejemplos de interpretación.....

El método anterior puede seguirse, cuando se conocen los abatimientos en varios pozos de observación para un tiempo dado. En este caso se gráfica el abatimiento (en escala aritmética) contra la distancia (en escala logarítmica). Los coeficientes buscados se obtienen mediante las fórmulas.

$$T = \frac{0.366 Q}{\Delta S} \quad \text{y} \quad S = \frac{2.25 T t}{r_0^2} \text{-----(8)}$$

En donde r_0 corresponde al valor para el cual la prolongación de la recta de ajuste intercepta la línea de abatimiento nulo.

La forma más general del método, se aplica cuando se tienen observaciones en varios pozos de observación para diferentes tiempos. En este caso, los valores de la relación t/r se anotan en el eje logarítmico, y se sigue la secuela descrita anteriormente.

PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS SEMICONFINADOS

Probablemente, el acuífero más común en la naturaleza es el de tipo semiconfinado; los rellenos siempre tienen cierta estratificación, alternándose estratos de granulometría variada. Cuando un estrato de material permeable queda limitado verticalmente por materiales, también saturados, de menor permeabilidad, se tiene un acuífero semiconfinado. (ver figura 7).

Al bombearse un acuífero de este tipo se provocan abatimientos de sus niveles piezométricos, generándose una diferencia vertical de cargas, que induce el flujo descendente del agua a través del semiconfinante. La cantidad de agua que circula a través de este es directamente proporcional a la diferencia de cargas entre las superficies freática y piezométrica, e inversamente proporcional a la resistencia hidráulica del mismo estrato.

Puesto que en este sistema solo una parte del volumen bombeado procede del acuífero, y el resto es aportado por el estrato adyacente el semiconfinante, el abatimiento de los niveles piezométricos es menor que en el caso del acuífero confinado. Como la aportación vertical aumenta con el tiempo, el abatimiento de los niveles piezométricos va decreciendo, hasta que la aportación vertical equilibra el caudal de extracción y en ese momento, los niveles piezométricos se estabilizan.

La solución correspondiente a este sistema es la siguiente:

$$a = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B)$$

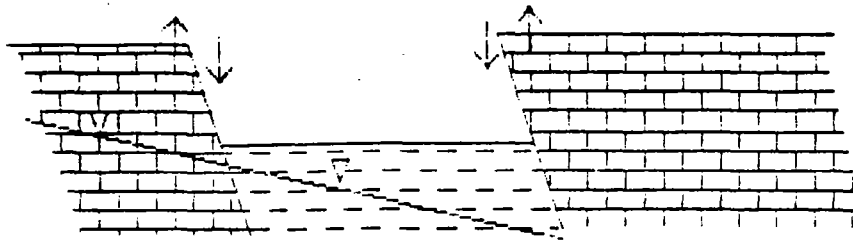


FIG. 19

Si las zonas de falla son de una alta permeabilidad, el gradiente del agua subterránea se atenuará en esta zona y viceversa. Recuérdese que el gradiente es inversamente proporcional a la permeabilidad (fig.20).

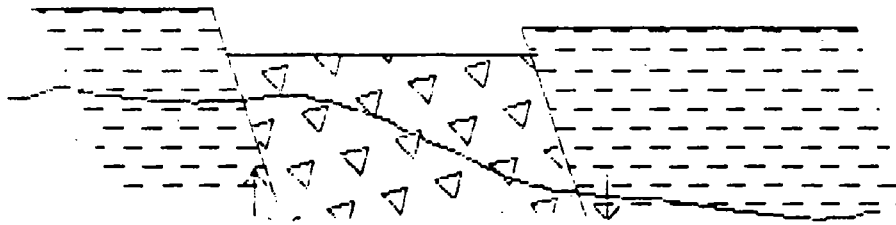


FIG. 20

Una falla puede causar un ascenso del nivel del agua debido a una alimentación proveniente de un manto de agua confinada, producir el caso contrario o un manantial (fig. 21).

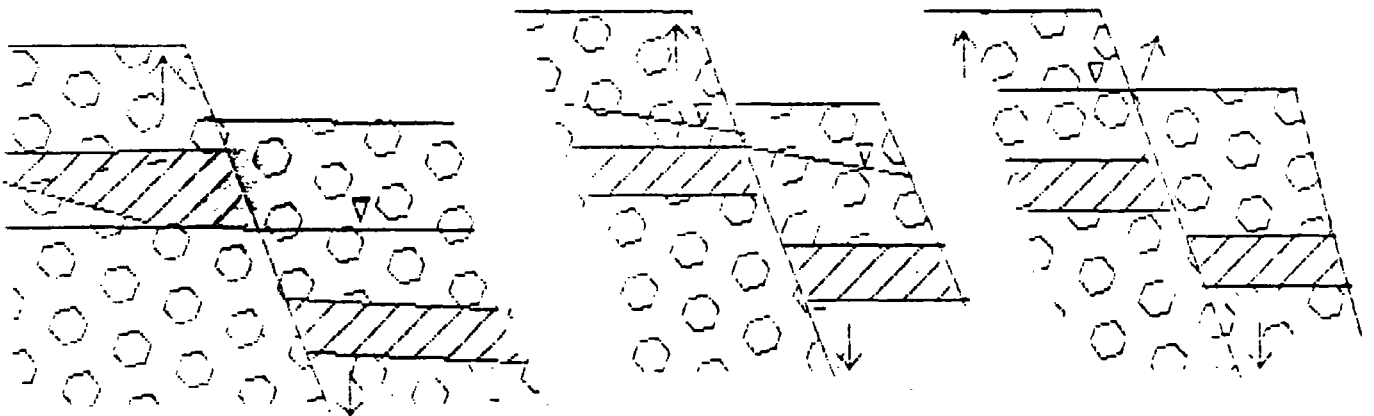


FIG. 21

Dentro de un graben, el nivel del agua puede mostrar una tendencia a bajar (fig. 22).

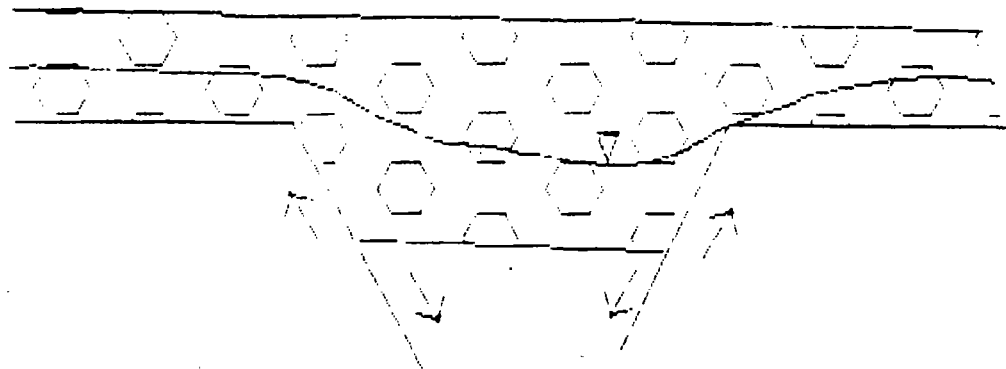


FIG. 22

En un horst al contrario, puede establecerse un nivel de agua colgado independiente (fig. 23).

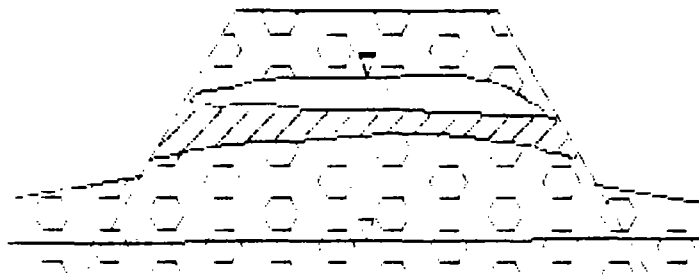


FIG. 23

1.8 - ZONAS DE RECARGA Y DESCARGA DE ACUIFEROS

Las zonas de recarga natural a los acuíferos están estrechamente ligadas a la latitud, relieve, litología y los rasgos geológicos estructurales.

Una zona templada de relieve moderado formada por rocas permeables es una zona de recarga, debido a que el escurrimiento superficial será relativamente lento y en consecuencia se tendrá un mayor tiempo de contacto entre el agua y las rocas permeables lo que se traducirá en una infiltración significativa.

En una zona árida de relieve accidentado donde la lluvia ocurre esporádicamente en régimen torrencial, aún si las rocas son permeables, el agua escurrirá rápidamente sin que se genere una recarga apreciable.

En los casos precedentes es obvio que la temperatura ambiente, el tipo de suelos y la vegetación son factores que complementan el criterio para definir a una zona como área de recarga.

En algunas cuencas hidrográficas las zonas de recarga se localizan en los bordes perimetrales compuestos de rocas permeables y en los límites interiores (fig. 24).

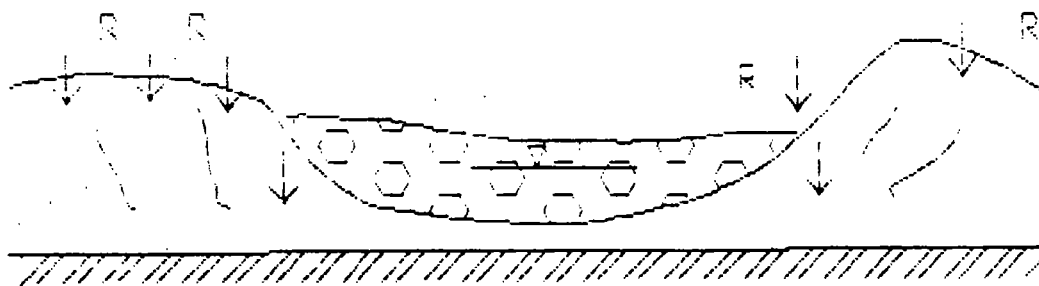


FIG. 24

Según el patrón estructural, la recarga puede incorporarse a un flujo local somero o a otro más profundo (fig. 25).

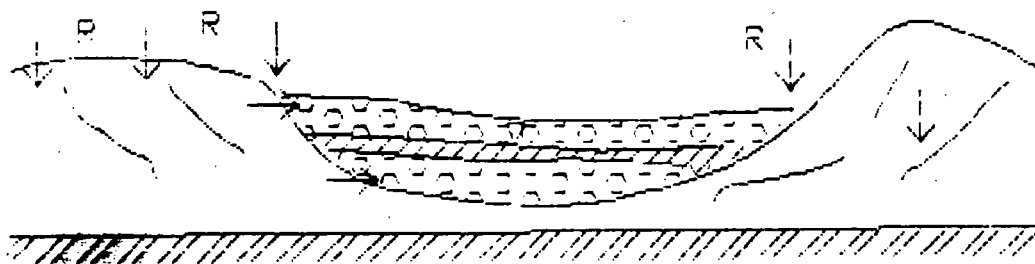


FIG. 25

La recarga natural en los valles fluviales tiene lugar por la infiltración del escurrimiento del colector principal y los arroyos tributarios que escurren sobre la planicie (fig. 26).

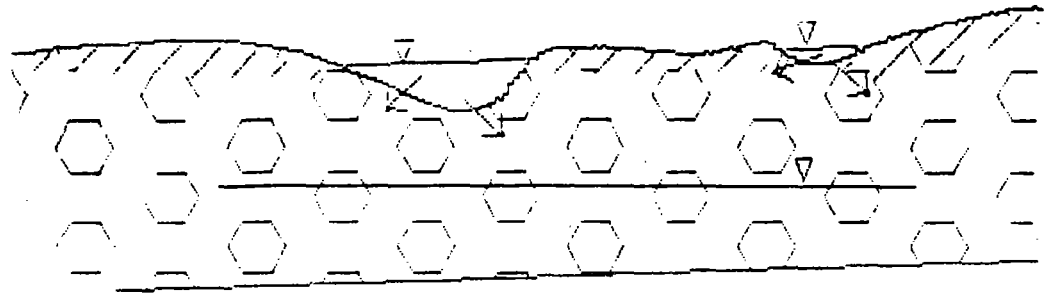


FIG. 26

Cuencas de este tipo son muy comunes en México. Algunos ejemplos son la Cuenca de Río Aguanaval en Zacatecas y Durango. Hace unos 40 años, la recarga mas importante de la zona de la laguna de Coahuila, era inducida por el Río Nazas, antes de que se construyera sobre él la Presa Francisco Zarco.

En las cuencas de origen tectónico la recarga se establece a través de los grandes sistemas de fallas y fracturas (fig. 27), para alimentar tanto al relleno como a las rocas permeables más profundas. Uno de los casos más representativos de este mecanismo de recarga son los valles de León y del Río Turbio que son alimentados a través de extensos afloramientos de ignimbritas y riolitas.

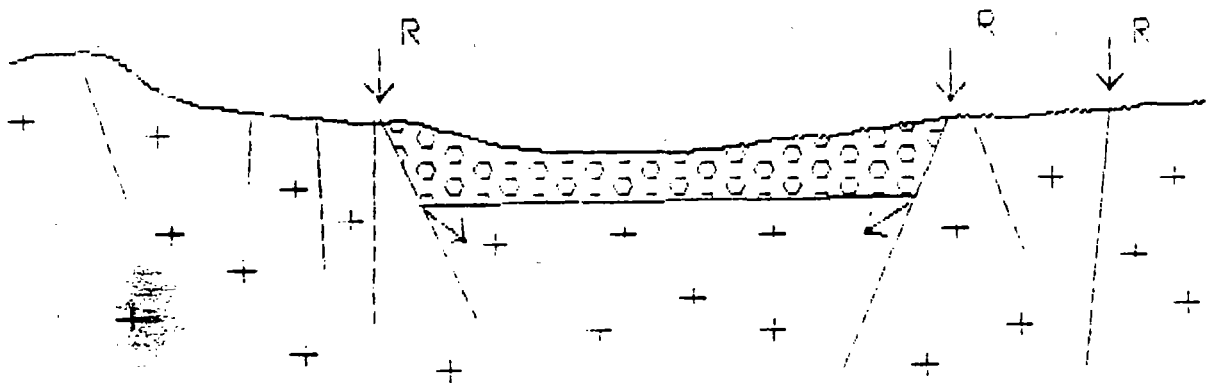


FIG. 27

Extensas planicies como la de Ojuelos en Guanajuato funciona como zona de recarga a la Fosa de Villa de Reyes en San Luis Potosi (fig. 28).

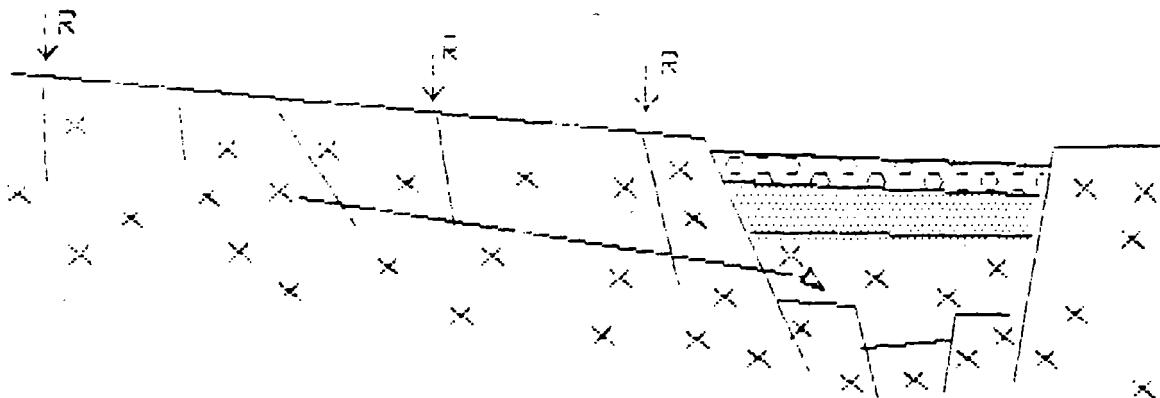


FIG. 28

En algunas cuencas tectónicas como la de Guaymas y San Ignacio en Sonora y la de Valle de Banderas en Jalisco, tienen como zonas de recarga los bordes de falla y la que ocurre por infiltración del escurrimiento del Arroyo Santa Cruz, San Ignacio y Ameca, sobre la planicie permeable (fig. 29).

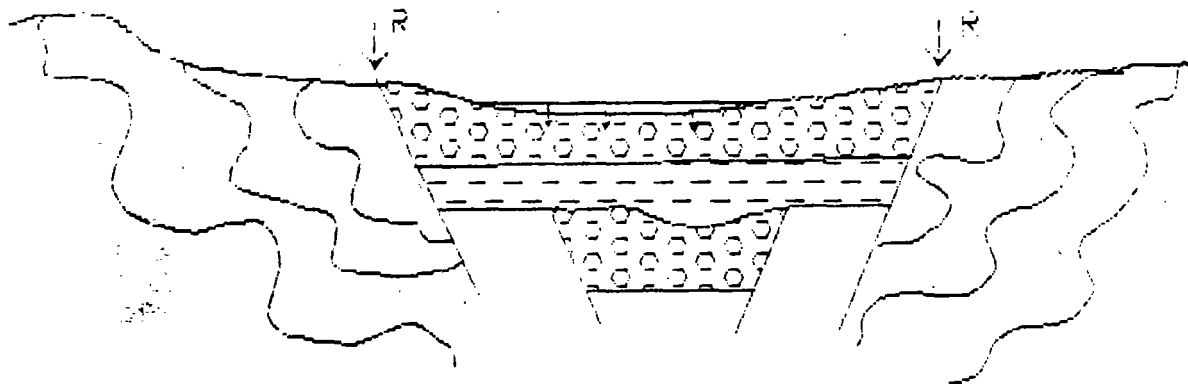
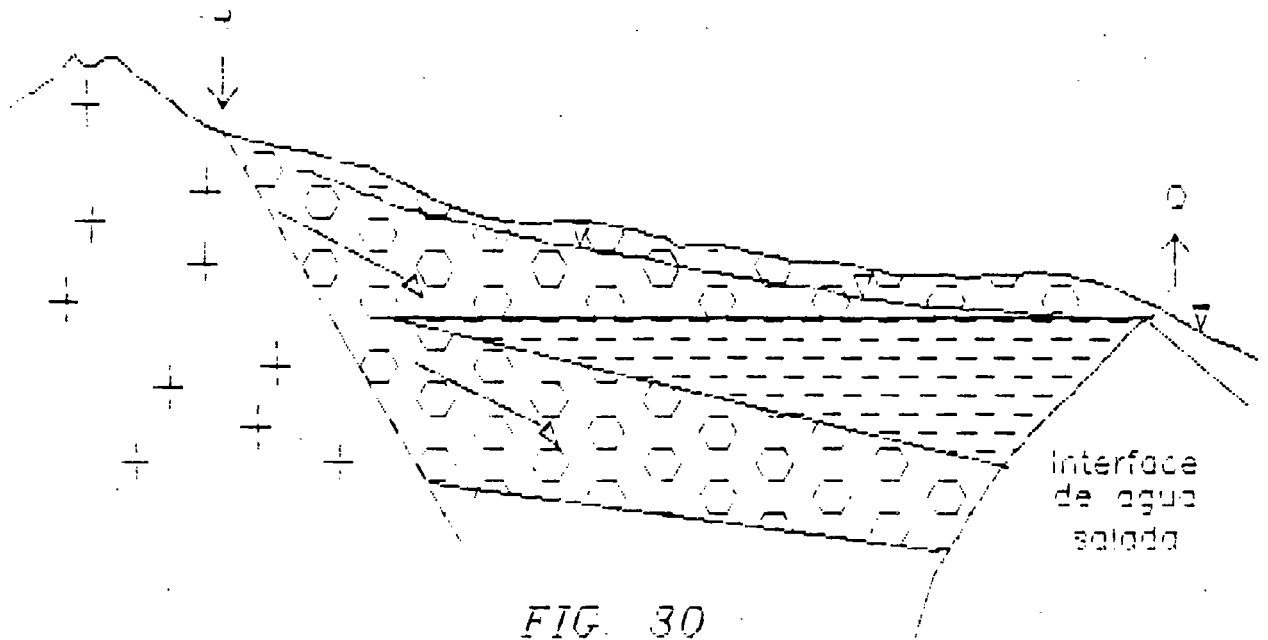
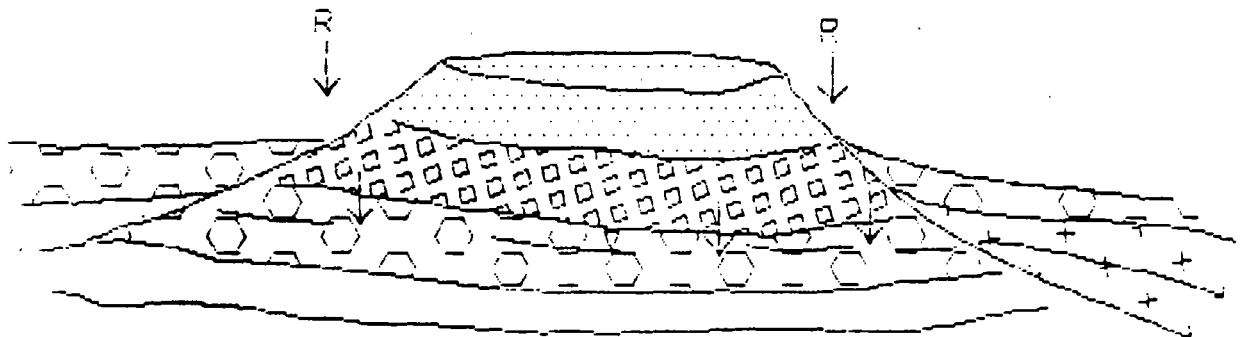


FIG. 29

En otros valles de origen tectónico otra zona de recarga se ubica en las terrazas altas de la cabecera (fig. 30).



Los conos volcánicos estratificados de grandes dimensiones, también zonas de recarga, debido a la alta permeabilidad de los productos piroclásticos (fig. 31).



Muchas de estas estructuras de estrato-volcanes se ubican a lo largo del Eje Neovolcánico Mexicano en rocas basálticas y andesíticas y sus piroclastos asociados. También dentro del Eje Neovolcánico se encuentran numerosas calderas, donde se acumula el agua de lluvia para drenarse hacia el subsuelo posteriormente (fig. 32). Los ejemplos más conocidos son los de la Caldera en Valle de Santiago, Gto., La Alberca en Zacapu, Mich. y la Laguna de Achichica, Pue.

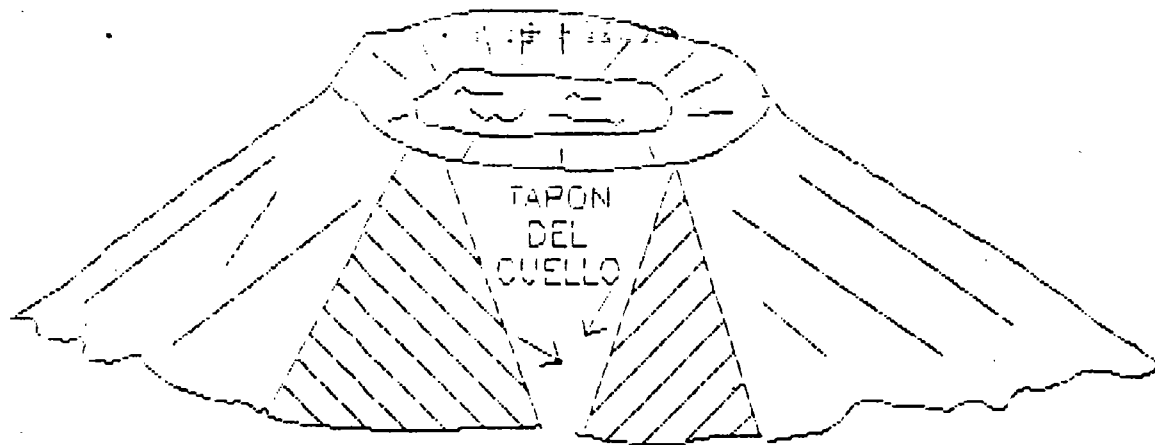


FIG. 32

Las barrancas y cañones rellenos por coladas de lava basáltica son también excelentes zonas de recarga y almacenamiento (fig. 33).

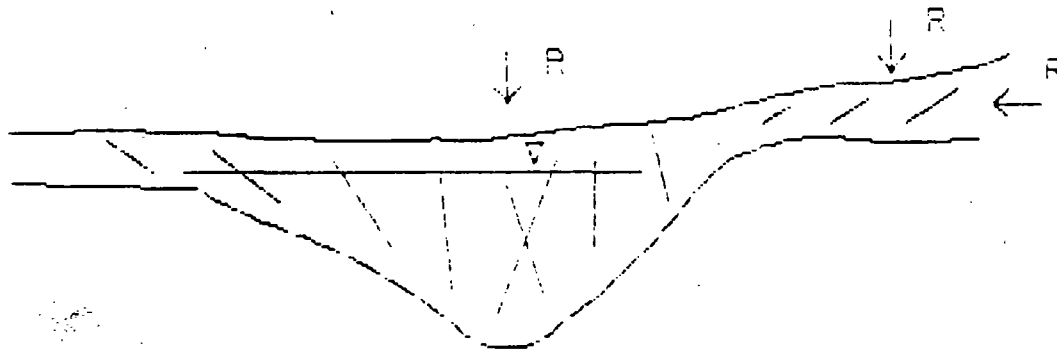


FIG. 33

En las rocas carbonatadas la zona de recarga puede ubicarse a distancias considerables del área de descarga. Un ejemplo es el Manantial de la Media Luna en Río Verde, S.L.P. que descarga aproximadamente $6\text{m}^3/\text{s}$ (fig. 34).

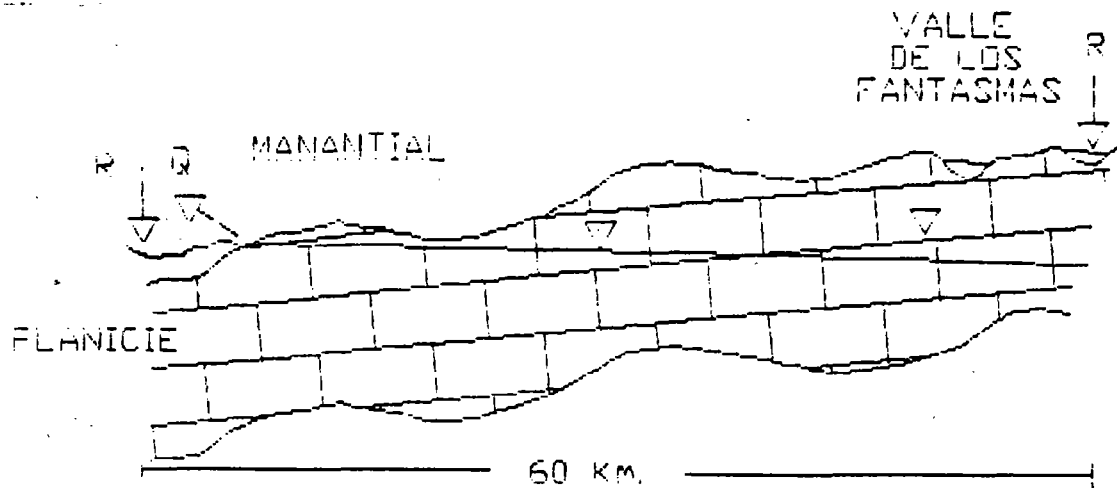


FIG. 34

1.8.1. ZONAS DE RECARGA INDUCIDA

En áreas de irrigación extensas se induce una recarga vertical por reinfiltración de la lámina de agua aplicada al riego de los cultivos y por la infiltración de la red de canales sin revestimiento (fig.35). Un ejemplo ocurre en el Valle del Mezquital.

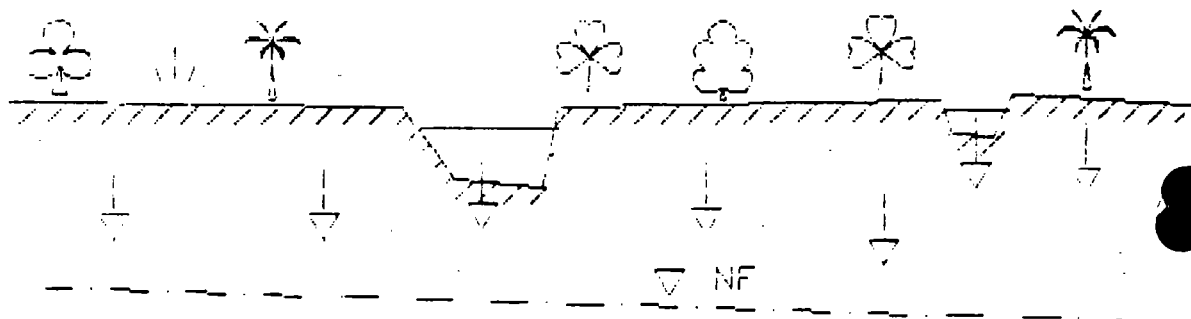


FIG. 35

Existe otro tipo de recarga inducida de acuíferos, llamada Recarga Artificial. En esta caso el hombre controla y maneja el agua de escurrimientos para introducirla en el acuífero. La elección del sitio o zonas de recarga artificial se basa en dos factores fundamentales que son las características físicas e hidrodinámicas del acuífero que se pretende alimentar y del tipo de agua que se va a introducir. Otros factores complementarios cuando la recarga se realizará sobre la superficie y que condicionarán también la recarga son la topografía, la cubierta de suelo, la naturaleza de las rocas en superficie, la pendiente del terreno y la profundidad del nivel de saturación.

La recarga artificial en superficie puede realizarse de diversas maneras; en los arroyos de la vertiente del Océano Pacífico en la Península de Baja California se han construido bordos convenientemente espaciados con el mismo material de acarreo, con el fin de disminuir la velocidad de escurrimiento del agua y extenderla sobre zonas permeables y extensas. Con estas barreras de bajo costo, se logra mayor tiempo de permanencia del agua en contacto con los acarrees fluviales y se aumentan las posibilidades de inducir una mayor infiltración.

Este mismo artificio puede aplicarse a llanuras de inundación, construyendo terrazas a modo de embalses. El agua así retenida, puede canalizarse posteriormente a zanjas o canales de infiltración. Una generalización esquemática de éste último sistema es como sigue (fig.36):

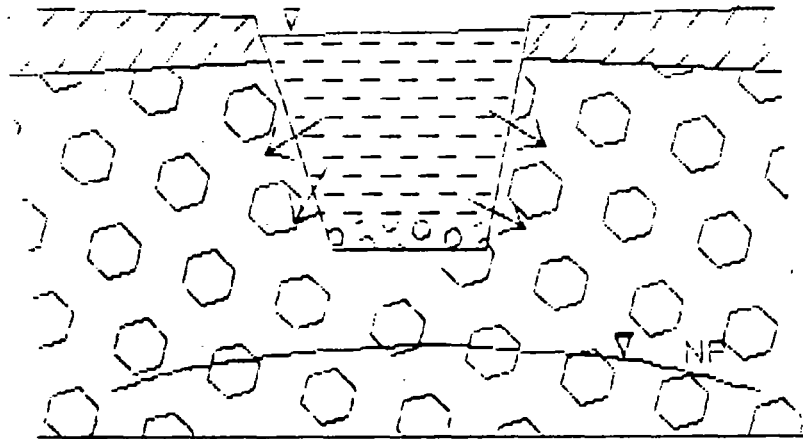


FIG. 36

La recarga artificial por pozos de absorción, además de ser evidentemente más costosa, presenta más problemas en el manejo previo del agua a infiltrar. Como en este caso el agua llegará directamente al acuífero, ésta deberá ser previamente tratada. El tratamiento

consiste esencialmente en eliminar en lo posible los sólidos en suspensión y someterla a un proceso de eliminación de bacterias. En los casos en que la depuración bacteriológica no se haya hecho eficientemente, en poco tiempo la proliferación de colonias bacterianas es suficiente para formar una costra que sella las ranuras de la tubería de ademe. El control de la temperatura del agua que se inyectará también tiene relevancia, ya que a diferentes temperaturas entre el agua del acuífero y de recarga, provoca la precipitación de sales en la vecindad del pozo con los mismos resultados de obstrucción de las ranuras.

Otro aspecto muy importante es la profundidad al nivel del agua. mientras más grande sea esta longitud, la columna de agua dentro del pozo tendrá mayor presión de entrada hacia el acuífero. Los siguientes esquemas ilustran pozos libres y confinados (fig. 37).

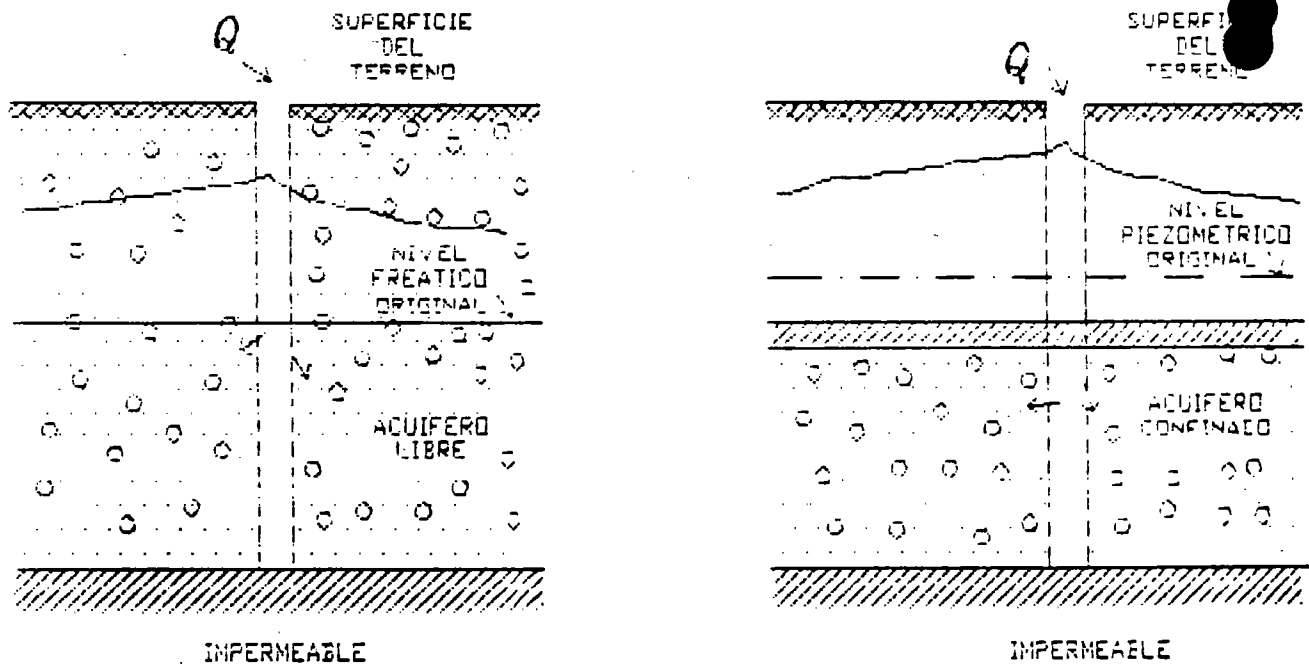


FIG. 37

Experiencias de este tipo se empezaron a tener en México en la década de los sesenta por la Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México de la Secretaría de Recursos Hidráulicos. En esa época se construyeron dos pozos de absorción cerca de la Presa Tarango en la parte alta de Mixcoac. La profundidad al nivel estático era en ese entonces de 90m, lo que representaba una presión muy significativa para introducir agua al acuífero.

Actualmente se están reiniciando este tipo de trabajos con el fin de optimizar nuestros recursos hidráulicos subterráneos.

1.8.2. ZONAS DE DESCARGA

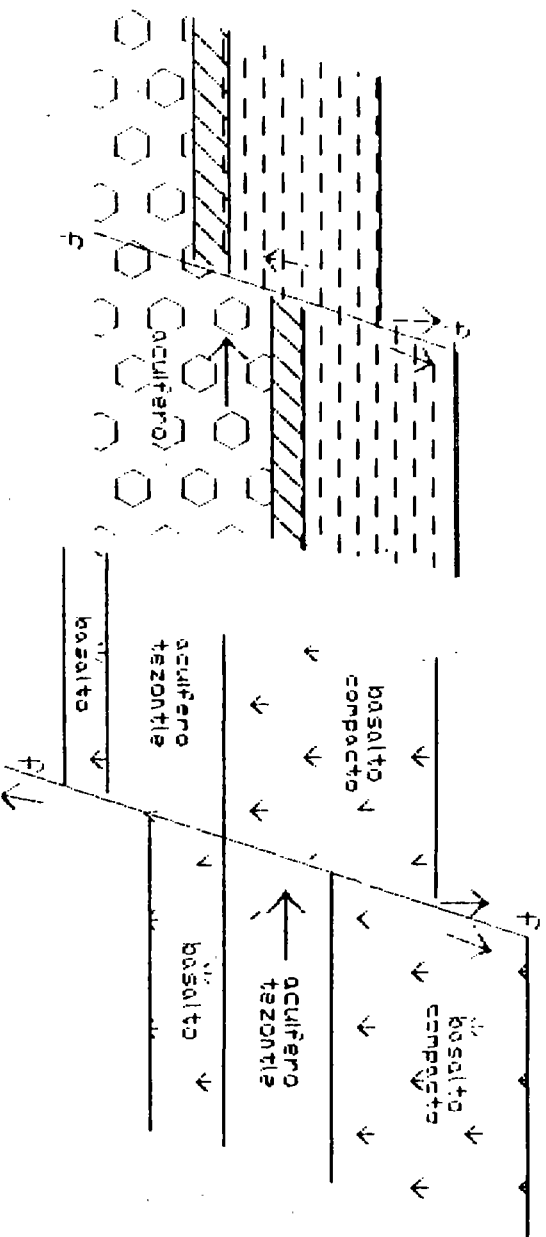
Las zonas de recarga y descarga guardan una estrecha relación con la topografía, ya que el agua subterránea se desplaza desde los niveles energéticos más altos a los más bajos, por lo que su energía procede fundamentalmente de las diferencias de nivel y de presión.

La descarga de los acuíferos ocurre de tres maneras posibles: descarga natural por manantiales, evapotranspiración y tectónicos. De entre las diversas clasificaciones de manantiales, se toman para estas notas, algunas figuras de Dr. Issar, que correlacionan la descarga por manantiales con los aspectos topográficos y geológicos mencionados.

En las Fig. 38 y 39 se esquematizan diversos tipos de manantiales.

MANANTIALES ORIGINADOS POR FALLAS

MANANTIALES ASCENDENTES



MANANTIAL EN PLIEGUES FALLADOS

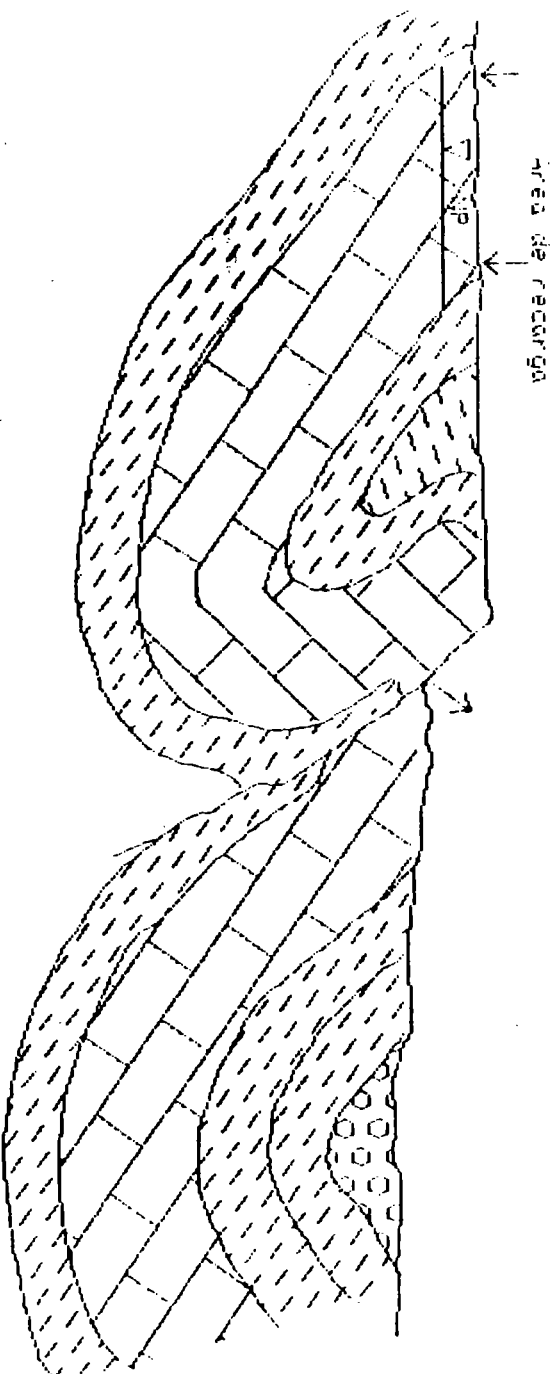
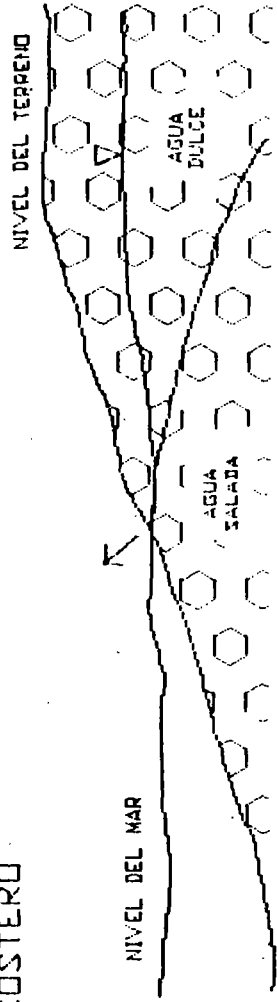


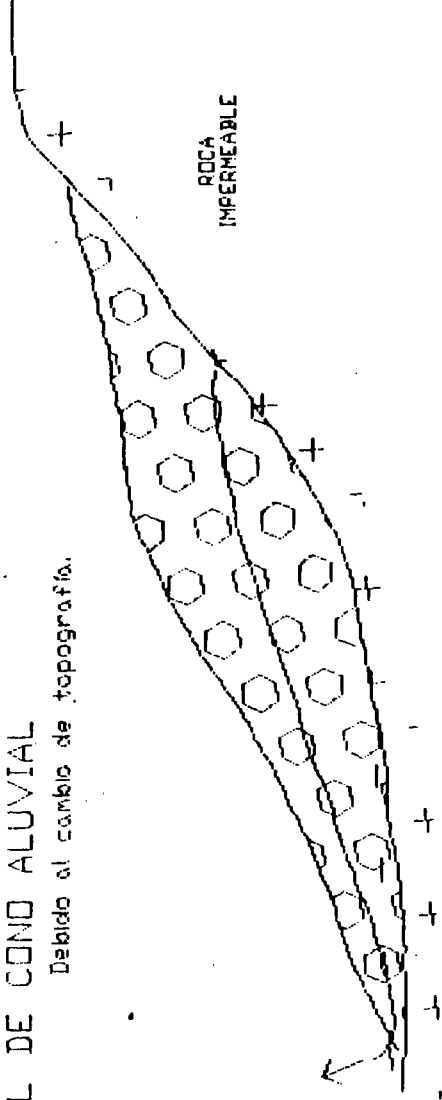
FIG. 38

MANANTIAL COSTERO



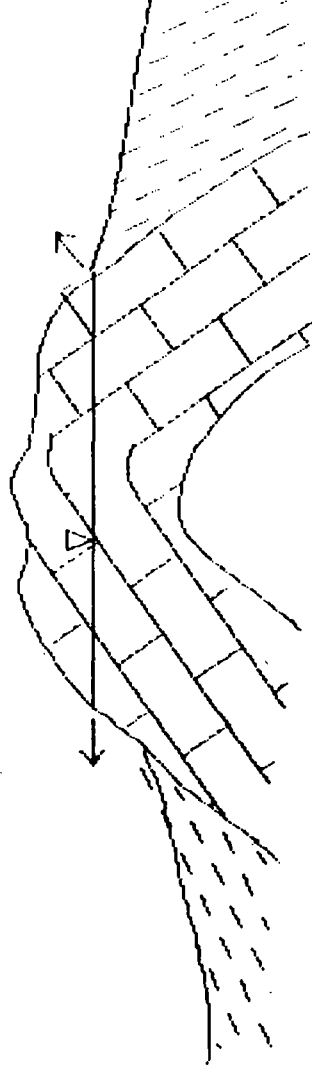
MANANTIAL DE CONO ALUVIAL

Debido al cambio de topografía.



MANANTIALES EN ANTICLINALES

Se forma en algunos puntos de los flancos de la estructura en contacto con rocas impermeables



MANANTIALES TERMINALES DE LINEA DE FALLA

La fuente de agua de tales manantiales es la precipitación de agua de lluvia ocurrida en las áreas de captación e infiltración, las cuales pueden encontrarse alejadas o cercanas al área de afloramiento.

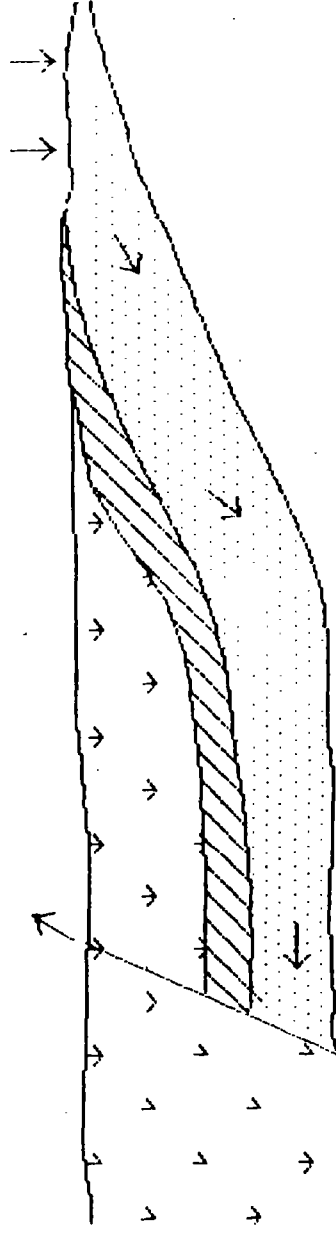


FIG. 39

1.9. CARACTERISTICAS DEL AGUA SUBTERRANEA

1.9.1. CICLO HIDROLOGICO

El agua en la naturaleza se mantiene en un constante proceso de movimiento ciclico. La energia solar y la gravedad terrestre son los principales factores que originan los fenómenos de precipitación, evaporación, escurrimiento e infiltración, que en conjunto constituyen lo que se conoce como *CICLO HIDROLOGICO* (fig. 40).

El ciclo hidrológico es la descripción simplificada de los mecanismos que sigue el agua para desplazarse de un lugar a otro del planeta, en un continuo movimiento que involucra prácticamente a la totalidad del agua de la Tierra.

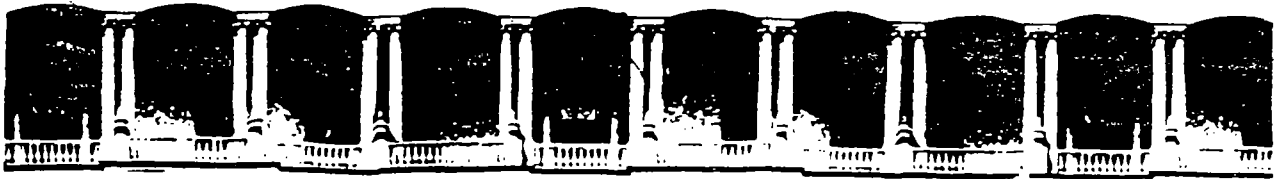
Durante la etapa de diferenciación de la Tierra, el agua se almacenó originalmente en el interior de la misma, atrapada en las moléculas de los silicoaluminatos hidratados que formaban la gran mayoría de las rocas. Al aumentar la temperatura en la Tierra tuvo lugar la fusión parcial de estas rocas y se inició la liberación y acarreo del agua hacia la superficie con el magma fundido. Cuando las lavas alcanzaron la superficie, gran cantidad de agua en forma de vapor caliente se desprendió y llenó los océanos en los primeros 1,000 millones de años de la historia de la Tierra. Aunque en el presente, el vulcanismo contribuye con emisión de agua, CO₂ y otros gases a la atmósfera, los volúmenes de agua constituyen una mínima parte del ciclo hidrológico.

Una gran cantidad de agua que llega a la superficie de la Tierra a formar parte de los ríos, lagos y océanos, vuelve a la atmósfera debido a la transpiración de las plantas; a la interacción de ambos fenómenos - evaporación y transpiración - se le conoce como evapotranspiración y actúa en gran medida principalmente en zonas de clima tropical, donde el calor del sol que llega a la superficie terrestre es alto y la vegetación abundante.

La mayor parte del vapor de agua incorporado a la atmósfera en forma de masa de aire, se reúne en gotas de agua o cristales de hielo que se precipitan sobre los océanos o sobre la superficie hasta llegar a los océanos, donde gran cantidad de agua se evapora nuevamente, reiniciándose en esta fase el ciclo hidrológico.

La cantidad de agua que se infiltra al subsuelo para formar el agua subterránea, es solo una pequeña parte del volumen total que interviene en el ciclo hidrológico.

Esto se debe a que la infiltración está controlada por diversos factores fisiográficos y geológicos tales como el relieve del terreno, la permeabilidad de las rocas, tipo de suelos, temperatura ambiente, cobertura vegetal y modo de ocurrencia de la lluvia en el tiempo y en el espacio. En la figura 40 se muestra de manera esquemática la interacción de los fenómenos que integran el ciclo hidrológico.



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

***PRINCIPIOS Y PROPIEDADES FISICAS
DE ROCAS Y ACUIFEROS***

**AUTOR: ING. JAIME A. TINAJERO GONZALES
EXPOSITOR: ING. HECTOR L. MACIAS GONZALEZ
PALACIO DE MINERIA**

1996

PRINCIPIOS Y PROPIEDADES FISICAS DE ROCAS Y ACUIFEROS

1. Definición de Términos

A continuación se presentan algunas definiciones que son necesarias para entender la ocurrencia del agua subterránea así como para establecer el marco conceptual relativo a los diferentes temas que se exponen posteriormente.

Porosidad (n) de una roca o de un suelo es su propiedad de contener intersticios o huecos y se define como la relación del volumen de huecos al volumen total de la muestra que los contienen y depende de un gran número de factores, tales como la naturaleza fisicoquímica del terreno, granulometría de sus componentes, grado de cementación o compactación de los mismos, efectos de disolución, meteorización, fisuración, etc. (fig. 5.1)

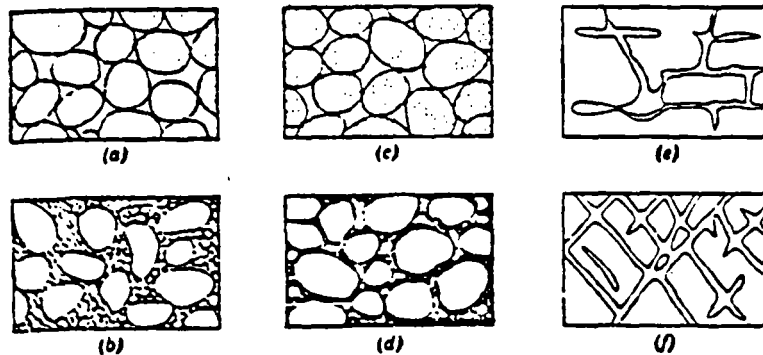


Fig. 5.1 — Distintos tipos de intersticios y relación entre la textura y la porosidad de las rocas. a) Depósito sedimentario de elementos de tamaño uniforme; porosidad alta. b) Depósito sedimentario constituido por elementos heterométricos; baja porosidad. c) Depósito homométrico de cantos redados porosos; porosidad muy alta. d) Depósito sedimentario cuya porosidad ha disminuido por colmatación de los intersticios con materiales finos. e) Rocas cuya porosidad se debe a fenómenos de disolución. f) Rocas porosas por fracturación. (Meinzer, U. S. Geological Survey Water-Supply Paper, 459, 1932, fig. 1, p. 3.)

A continuación indicamos las porosidades teóricas que tendrían lugar en terrenos formados por esferas de tamaño homogéneo, según los sistemas de agrupación estudiados por Slichter (2.8.1.) y Graton y Fraser (2.8.2.).

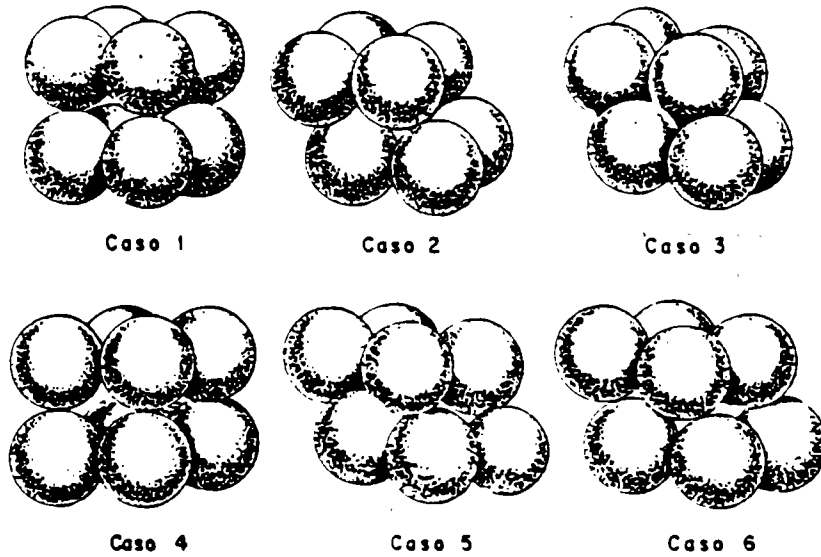


FIG. 2.8.1. Seis tipos de agrupación de granos esféricos.

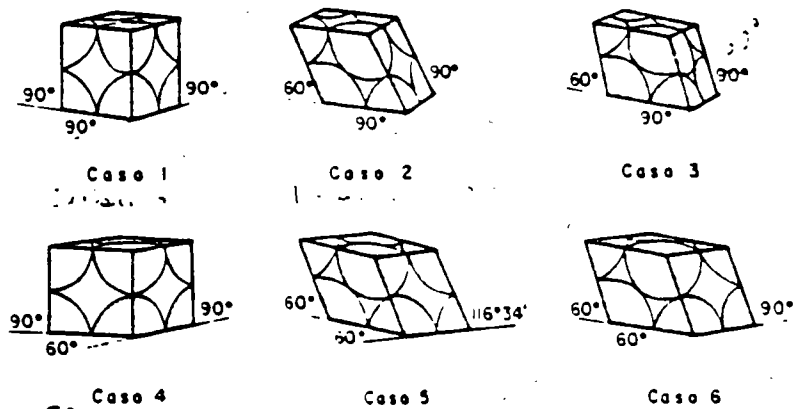


FIG. 2.8.2. Elementos de los seis casos de agrupación.

(2.8.1.) Slichter, C. S., Theoretical Investigation of the Motion of Ground Water, U. S. Geological Survey, 19th Ann. Rept., 1899

(2.8.2.) Graton, L. C., y Fraser, H. J., Systematic Packing of Spheres, with Particular Relation to Porosity and Permeability, Jour. Geol., vol. 43, nov. 1935

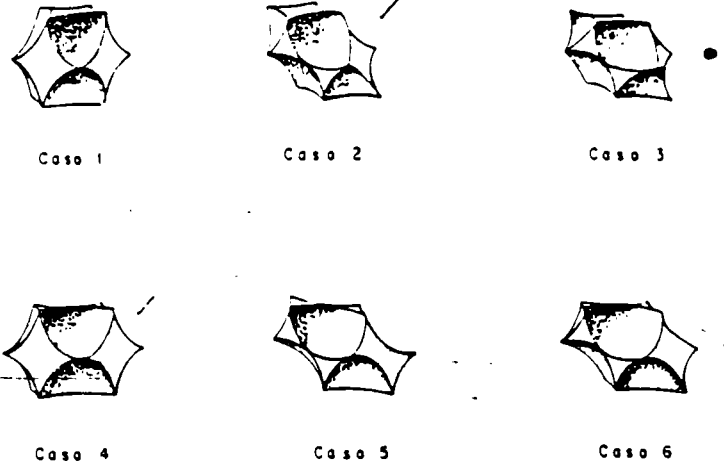


Fig. 5.16 Intersticios de los seis casos de agrupación.

T A B L A II

Possibilidades de las agrupaciones

MAGNITUDES	CASO 1	CASO 2	CASO 3	CASO 4	CASO 5	CASO 6
Volumen del elemento unidad	8.00 R ³	6.93 R ³	5.66 R ³	6.93 R ³	6.00 R ³	5.66 R ³
Volumen del intersticio unidad	3.91 R ³	2.74 R ³	1.47 R ³	2.74 R ³	1.81 R ³	1.47 R ³
Porosidad en %	47.64	39.54	25.95	39.54	30.19	25.95

R = radio del grano esférico.
(Segun Graton y Fraser.)

Hay una serie de métodos de medida de la porosidad, basados principalmente en mediciones gravimétricas o volumétricas de la muestra de terreno seca y saturada de agua. Pueden éstos resumirse en las igualdades siguientes:

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

en las cuales:

p = porosidad en tanto por ciento:

A = volumen de agua necesaria para saturar la muestra:

ALBERTO BENITEZ

- V = volumen de la muestra;
- v = volumen de sólidos de la muestra;
- S = peso específico medio de sólidos de la muestra;
- a = densidad relativa de la muestra seca;
- b = densidad relativa de la muestra saturada.

Se han utilizado una serie de aparatos para tomar muestras de terreno sin perturbar. Siempre existe, sin embargo, una gran modificación de las condiciones del terreno al obtener la muestra, que, por otra parte, no puede representar más que una porción infinitesimal de la zona que se estudia.

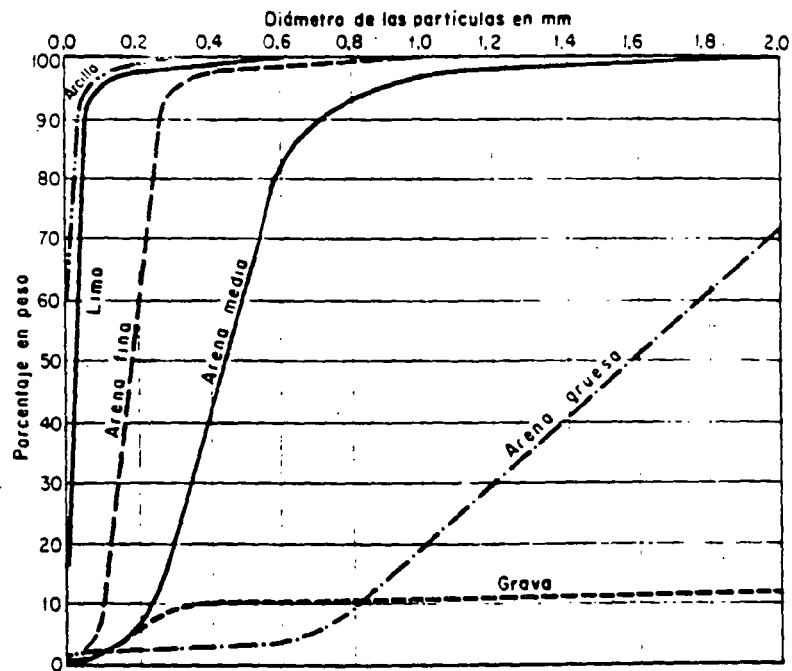


FIG. 32 Curva granulométrica acumulativa de materiales de distintos tipos.

2.9. Composición granulométrica

La determinación de la composición granulométrica de un terreno se hace normalmente clasificando sus partículas por tamaños y determinando el porcentaje en peso que representa cada tamaño. Esta separación suele hacerse generalmente por medio de tamices, hasta tamaños superiores a los

4

$$n = \frac{Vv}{Vo}$$

donde

n = porosidad

Vv = volumen de vacios que puede estar ocupado por agua, gases y materia organica

Vo = volumen total de la muestra

En el caso de las aguas subterráneas, la porosidad puede oscilar de un 5 a un 40 % en materiales granulares, considerandose baja cuando es < 5 %, media del 5 al 20 % y alta > 20 %.

Porosidad efectiva. - Se refiere a la magnitud del poro, al espacio disponible para la transmisión del fluido; es la relación de intersticios interconectados a volumen total, y una forma de expresarla es mediante el término de rendimiento específico (S_y) que se define posteriormente.

Composición Granulométrica. - Juega un papel determinante respecto a la porosidad de los materiales, ya que se refiere a la clasificación de las partículas por tamaños y sus porcentajes en peso, representandose regularmente mediante una curva granulométrica acumulativa (fig. 5.2)

Grado de saturación. - Es la relación entre el volumen de agua y el volumen de poros en una muestra.

$$G = \frac{Vw}{Vv}$$

donde

G = grado de saturación

Vw = volumen de agua

Vv = volumen de vacios, ya definidos antes.

Se dice que un terreno está saturado cuando el volumen de sus huecos está totalmente lleno de agua. En este caso, la porosidad coincidirá prácticamente en el tanto por ciento del volumen agua que contiene el terreno.

Contenido volumétrico de humedad. -

$$c = \frac{V_w}{V_o}$$

c = contenido volumétrico de humedad

V_w = volumen de agua

V_o = volumen total de la muestra

Rendimiento específico. - Se obtiene del volumen de agua que, después de saturada la roca o suelo, escurre por gravedad, dividido entre el volumen de la muestra.

$$s_y = \frac{V_d}{V_o}$$

donde

S_y = rendimiento específico

V_d = volumen drenado por gravedad

V_o = volumen total de la muestra

Con ayuda de otros términos que se definen más adelante, se dará una definición de mayor aplicación.

Retención específica. - Con respecto al anterior corresponde en forma complementaria a la relación del volumen de agua que, en una roca saturada, queda retenido contra la acción de la gravedad, entre el volumen de roca.

$$S_r = \frac{V_r}{V_o}$$

donde

S_r = retención específica

V_r = volumen retenido

V_o = volumen total de la muestra

En relación a la porosidad y de acuerdo a las definiciones de Rendimiento específico (S_y) y su complemento la Retención específica (S_r), se pueden establecer:

$$S_y + S_r = \frac{V_d}{V_o} + \frac{V_r}{V_o} = \frac{V_d + V_r}{V_o} = \frac{V_v}{V_o} = n$$

Densidad.- Es la masa que corresponde a la unidad de volumen

$$\rho = \frac{m}{V_o}$$

donde

ρ = densidad (ML^{-3} o $FL^{-3}T^{-2}$); ML^{-3} = en el sistema CGS, gramos masa por cm^3

m = masa (M)

V_o = volumen total de la muestra (L^3)

Peso específico.- Es el peso de la unidad de volumen de un fluido

$$\gamma = \frac{W}{V_o}$$

γ = peso específico (FL^{-3})

W = peso total de la muestra (F)

V_o = volumen total de la muestra (L^3)

Se tienen las siguientes relaciones:

$$W = mg$$

m = masa

$$\gamma = \frac{mg}{V_o}$$

g = aceleración de la gravedad.

A continuación se presenta un cuadro con los rangos de porosidad y rendimiento específico de algunas rocas

ROCA	n (%)	Sy (%)
Arcilla	45 - 55	1 - 10
Arena	35 - 40	10 - 30
Grava	30 - 40	15 - 30
Arena y grava	20 - 35	15 - 25
Arenisca	10 - 20	5 - 15
Lutita	1 - 10	0.5 - 5
Caliza	1 - 10	0.5 - 5

A la presión que experimenta el agua en los intersticios de un medio poroso, se le llama presión de poro (fig. 5.3)

Presión total = presión de poro + presión intergranular

La presión intergranular es el esfuerzo en el esqueleto granular

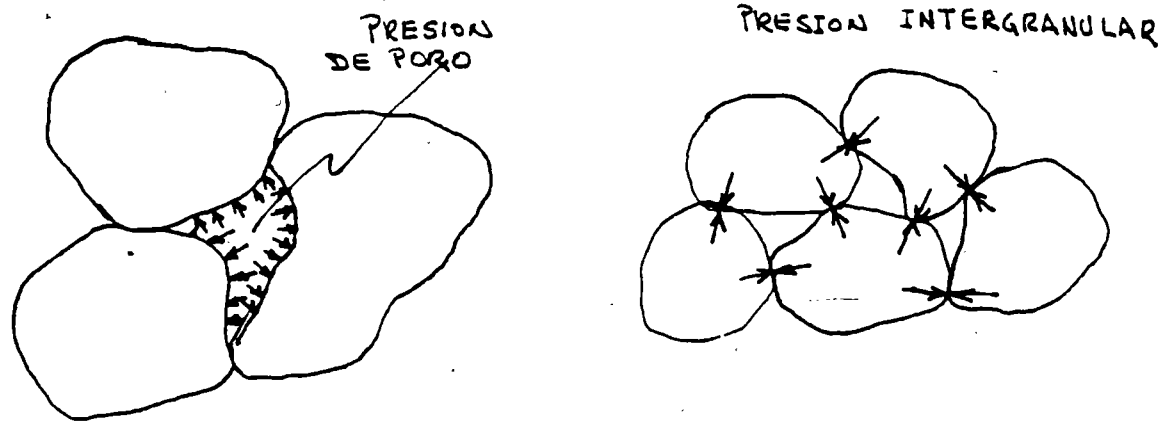


fig. 5.3 Presión de poro y presión intergranular

La presión de poro se puede medir con un piezómetro instalado como se muestra la figura 5.4 donde la acotación h_p se conoce como carga de presión y se mide a partir del punto en consideración.

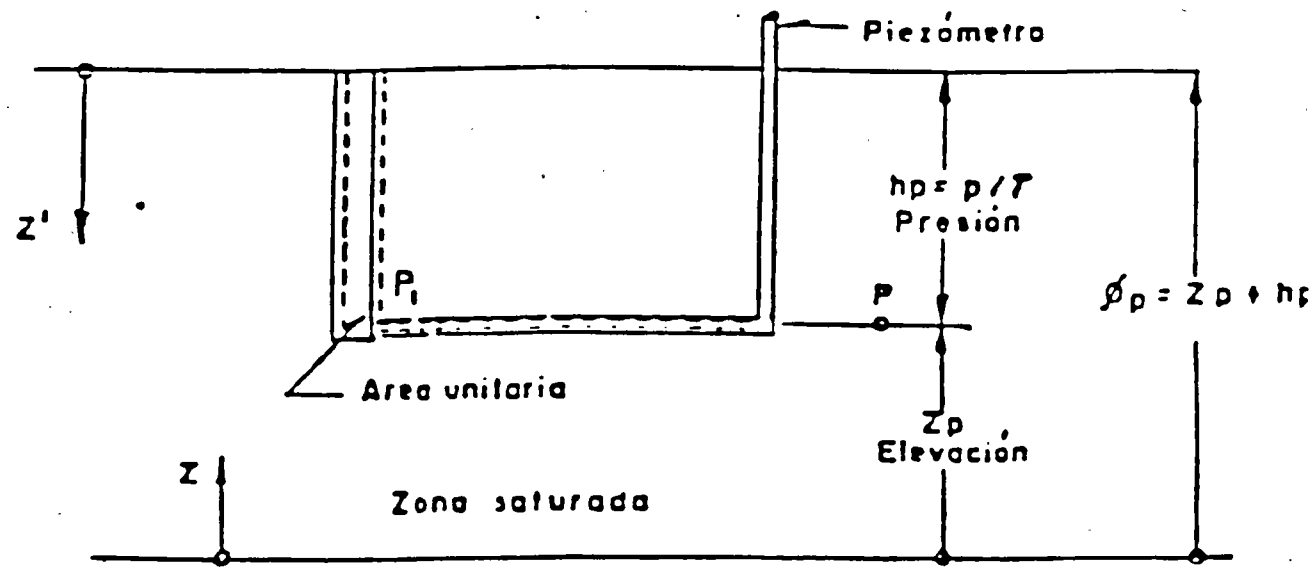


Fig. 5.4 Potencial piezométrico y la zona saturada

Tomando en cuenta la elevación z_p , denominada carga de posición, medida con respecto a un plano de referencia se tiene:

$$\phi = h_p + z_p$$

donde

ϕ = elevación piezométrica

La carga de presión equivale a la presión manométrica que surge a la presión atmosférica local da la presión absoluta, como se ilustra en la figura 5.5.

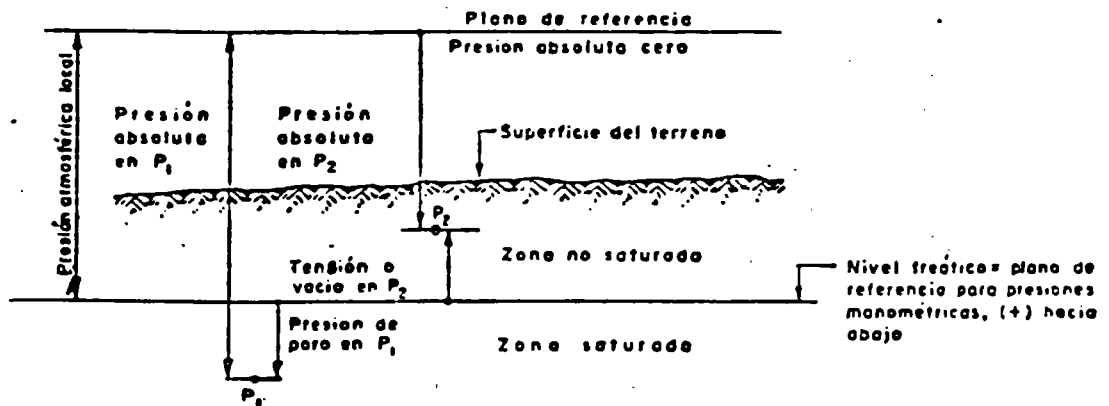


Fig. 5.5 Diferentes tipos de presión

Distribución del agua en el subsuelo (fig. 5.6)

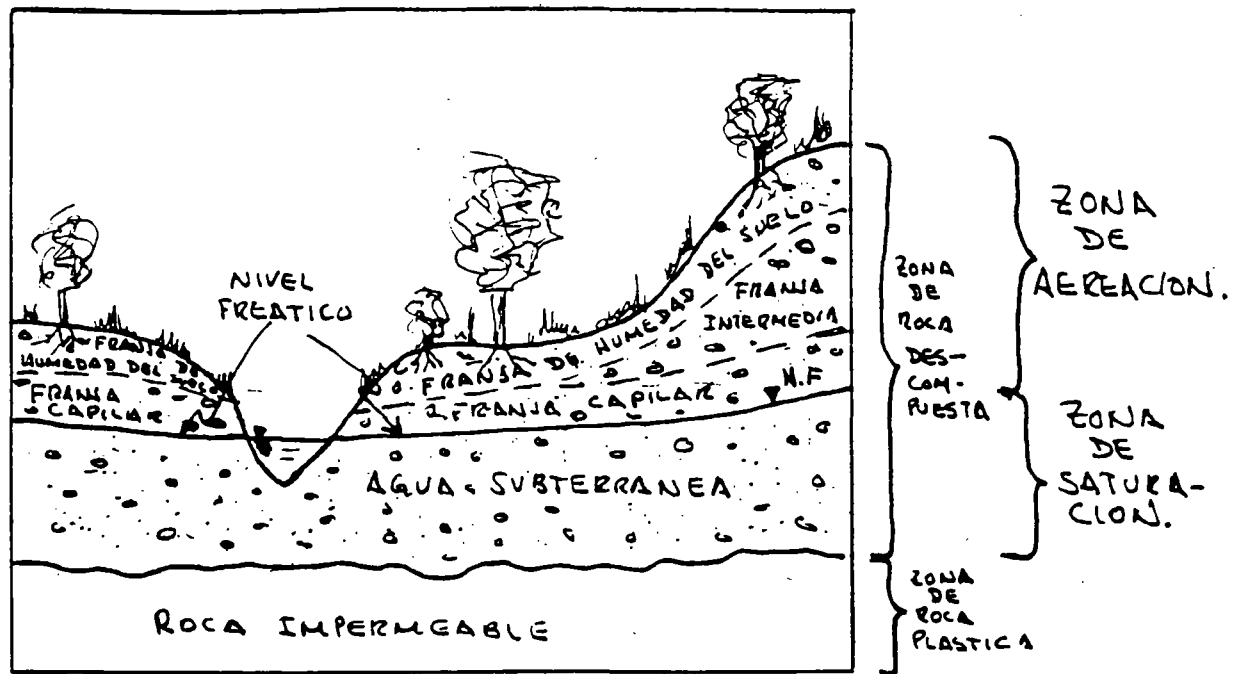


Fig 5.6

- En la zona saturada todos los huecos están idealmente llenos de agua.

- El nivel freático es la superficie que se encuentra a presión atmosférica y la franja capilar se define como la zona inmediata al nivel freático, encontrándose saturada bajo presión negativa, tensión o succión y tiene como límite superior a la superficie libre, por lo que ésta es el límite de la zona no saturada o zona de aireación que se encuentra a partir de la superficie del terreno, la cual se divide en tres franjas: de agua superficial o de humedad del suelo, intermedia y capilar (Fig. 5.6)

La franja capilar se puede determinar mediante el cilindro de suelo que se satura y se deja drenar por gravedad durante una semana, protegido contra la evaporación. Se mide el contenido volumétrico de humedad a distintas profundidades y se traza la curva mostrada en la figura 5.7.

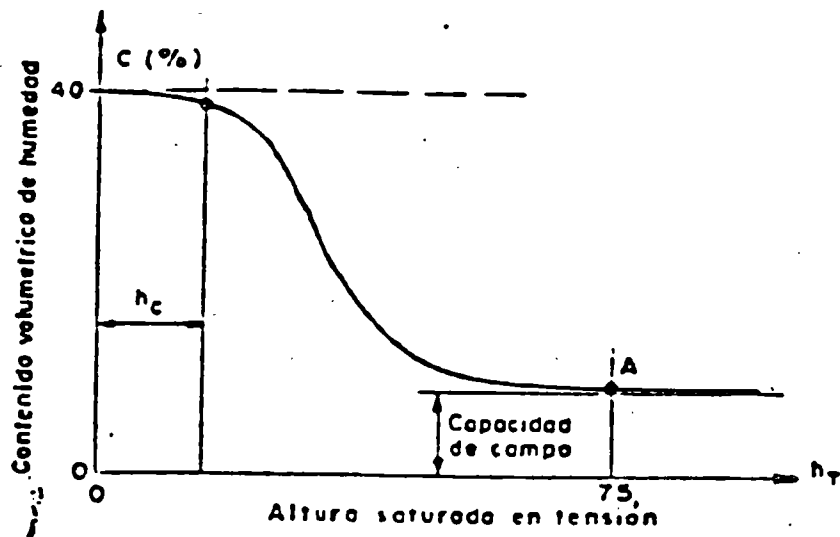


figura 5.7 Tensión de la humedad del suelo contra el contenido de humedad.

La curva de la figura 5.8 relaciona el grado de saturación .contenido de humedad de la arena con la altura a partir del nivel freático.

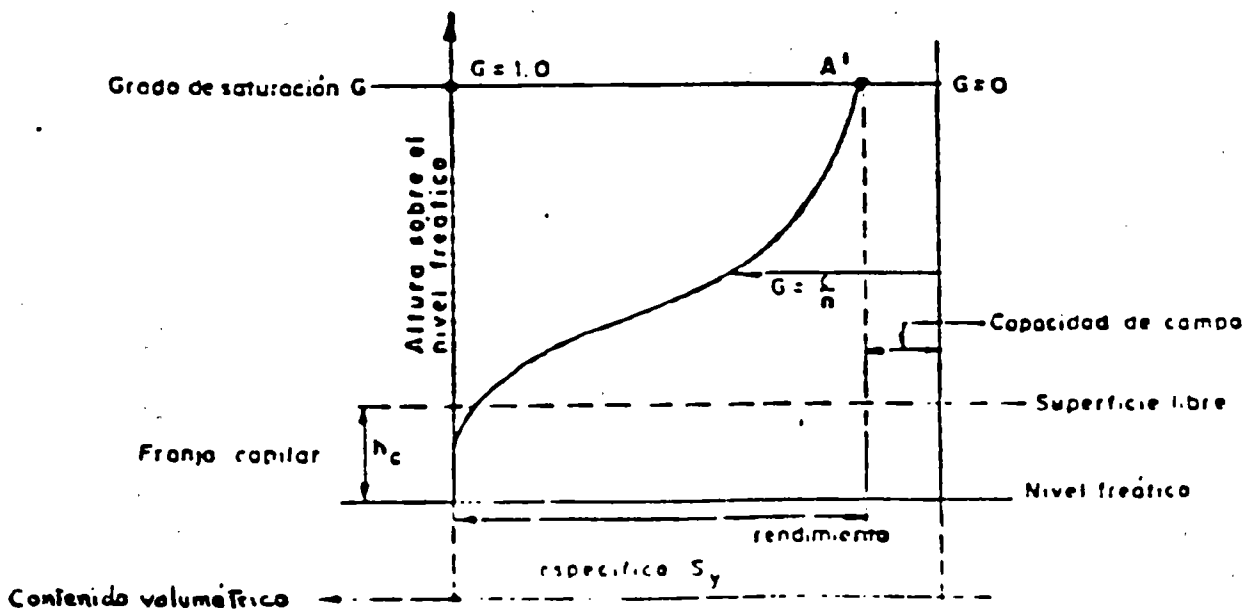


Fig. 5.8 Contenido de humedad del suelo y grado de saturación por arriba del nivel freático

- El agua subsuperficial (Meinzer 1959) que se encuentra en los intersticios completamente saturados y que se mueve bajo la acción de la gravedad y de presiones hidrodinámicas, se denomina agua subterránea o gravitacional.
- Se llama agua vadosa la subsuperficial que se halla en la zona de aeración. Esta denominación ha adquirido varios sentidos por lo que aquí se utilizará en la forma descrita, incluyendo además:
 - Vapor de agua. Llena completamente los vacíos entre las partículas de suelo desplazándose a zonas de mayor a menor presión.
 - Agua higroscópica. Al contacto con el aire húmedo condensa en las partículas de suelo secas, las que absorben la humedad e incrementan el volumen de suelo.
 - Agua pelicular. Se retiene en las partículas de suelo por fuerzas moleculares de adherencia sin que pueda ser desplazada por fuerzas centrífugas con aceleraciones muy superiores a las de gravedad.
- Acuífero, es una formación geológica que permite la circulación y almacenamiento del agua, siendo factible su aprovechamiento en forma continua y económica.
- Acuitardo y/o acuícludo, formación geológica que aun cuando contiene agua, su permeabilidad es prácticamente nula y constituye una frontera. Dependiendo del contenido de material más permeable y bajo ciertas condiciones de presión, puede ceder el agua que contenga.
- Acuífugo, formación geológica impermeable que no contiene ni transmite agua subterránea.
- Acuífero no confinado o libre, es aquel donde el agua subterránea tiene una superficie libre abierta a la atmósfera que se denomina nivel freático.
- Acuífero artesiano es aquel donde el agua está confinada a presión por acuitardos, acuícludos o acuífugos suprayacentes. Los niveles piezométricos se encuentran sobre el límite superior o techo del acuífero. De esta manera se constituyen los acuíferos semiconfinados, según se ve del caso de acuerdo a las definiciones anteriores.

Como se muestra en la figura 5.9 se puede tener un acuífero artesiano confinado o semiconfinado según esté limitado por un acuífugo o por un acuitardo respectivamente.

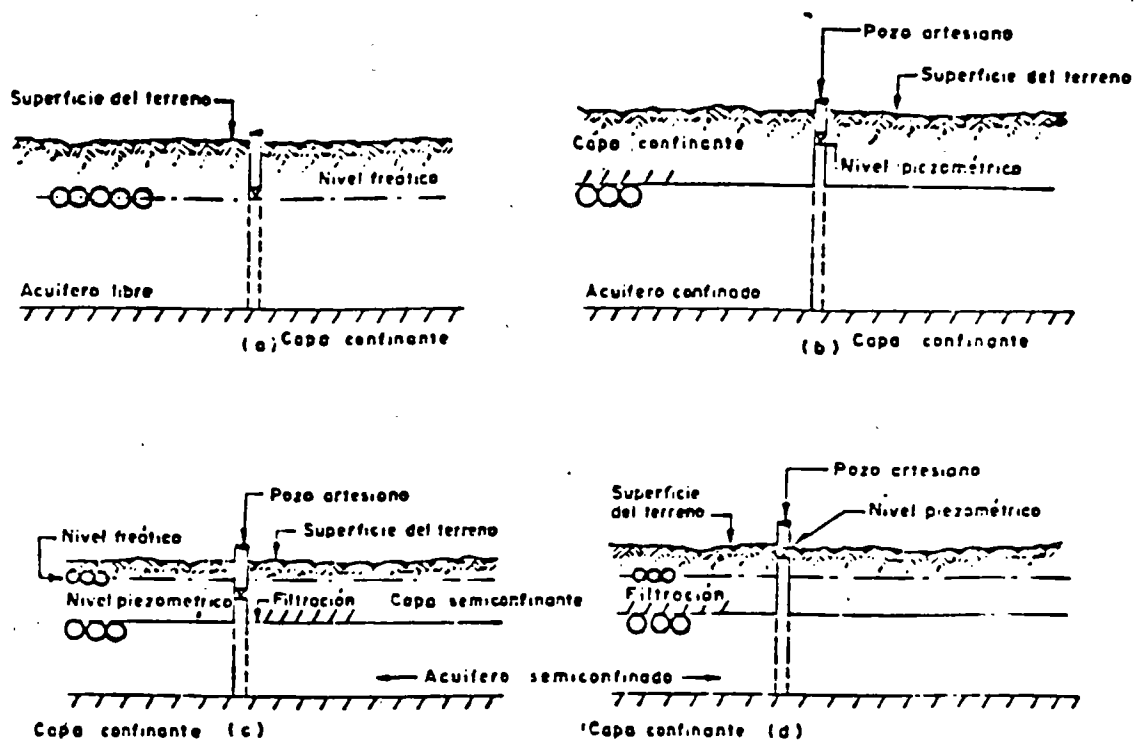


Fig. 5.9 Ejemplos esquemáticos de acuífero libre (a), acuífero confinado (b), acuífero semiconfinado (c), acuífero semiconfinado con recarga vertical hacia arriba (d).

- Cuando el nivel piezométrico en un pozo que capta un acuífero artesiano rebasa la superficie del terreno se tiene un pozo fluente.
- La superficie imaginaria que determinan los niveles en los pozos que captan al acuífero artesiano se le denomina superficie piezométrica.
- El coeficiente de almacenamiento (S), se define como el volumen de agua que un acuífero cede o toma en almacenamiento por unidad de área (en planta) cuando la carga piezométrica se abate o recupera una unidad. figura 5.10

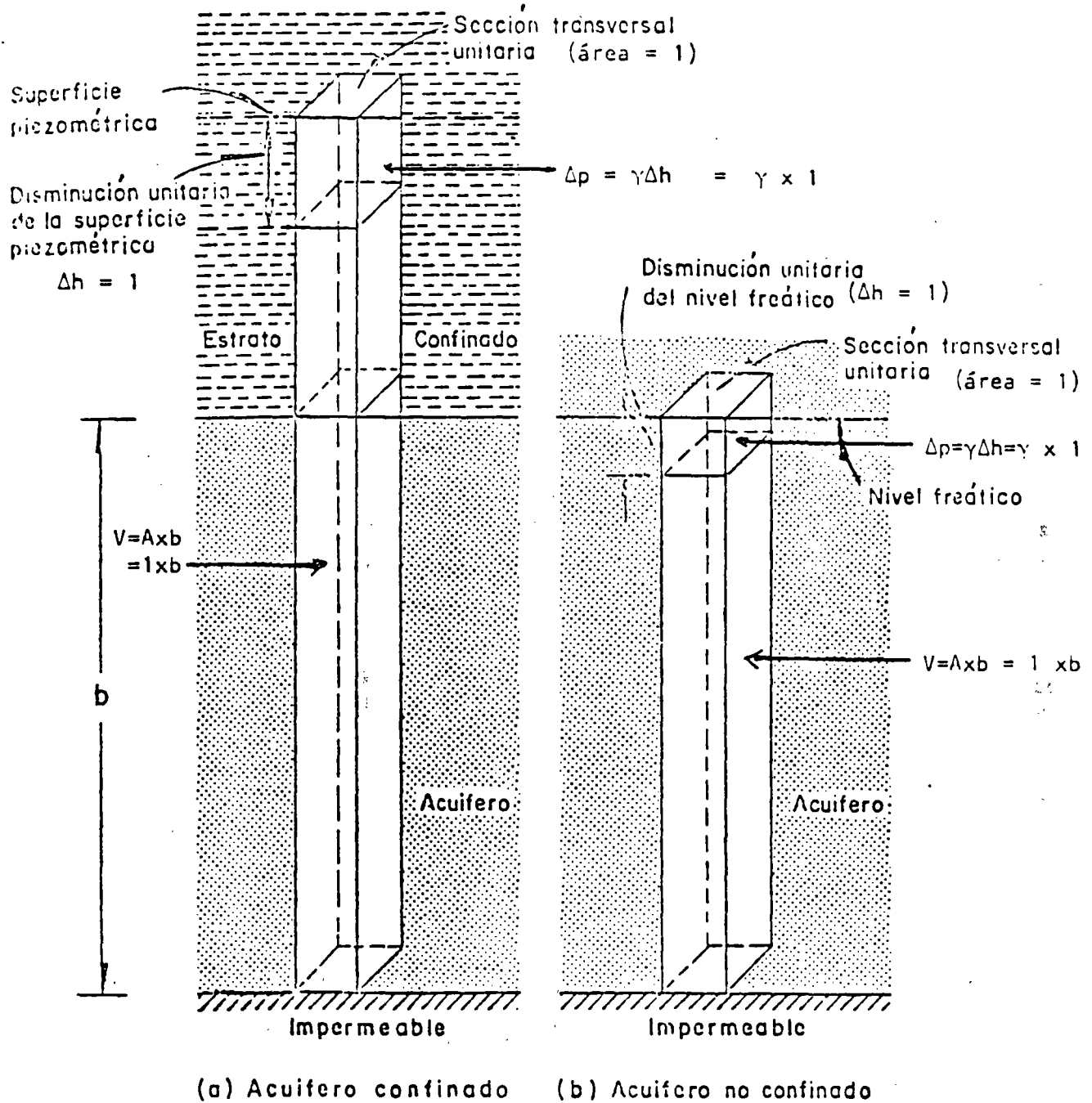


FIG. 5.10 Definición del coeficiente de almacenaje

(a) Acuífero confinado

(b) Acuífero no confinado

Fig. 5.10 Definición del coeficiente de almacenamiento

En un acuífero libre, el coeficiente de almacenamiento (S) es igual al rendimiento específico (Sy), si el drenado es completo de acuerdo a la definición que se dió con anterioridad.

Rangos aproximados para el coeficiente de almacenamiento (S).

	de	a
En acuíferos libres	0.02	0.30
En acuíferos artesianos	0.00001	0.001

El coeficiente de almacenamiento específico (Ss) es el volumen de agua que un acuífero cede o toma en almacenamiento por unidad de volumen (en planta) cuando la carga piezométrica se abate o se recupera una unidad.

$S = Ss b$; $b =$ espesor del acuífero

$$Ss = \frac{S}{b}$$

- El coeficiente de permeabilidad o permeabilidad (K), es una medida de la factibilidad que tiene el agua de moverse en acuíferos y acuitardos y se define como el caudal de agua que pasa a través de una sección de área unitaria bajo la carga producida por un gradiente hidráulico unitario a la temperatura ambiente. Sus unidades son de velocidad (L/T),

$$\text{caudal} \times \text{gradiente} \times \frac{1}{\text{superficie}} = (L / T) \times (L/L) \times (1/L^2) = L/T$$

por sus características depende fundamentalmente de un factor de forma C que toma en cuenta la disposición de los granos y el valor medio del tamaño de los mismos.

$$K = c d^2$$

- Conductividad hidráulica (K) - es un coeficiente relacionado con la permeabilidad (K) que depende de la naturaleza del medio y de las propiedades del fluido (densidad y viscosidad μ), por lo tanto, en su concepto, es el mismo de la permeabilidad afectado por la densidad y la viscosidad del agua.

- Gradiente hidráulico (i). Es la forma de expresar el movimiento del agua desde niveles de potencial altos a los más bajos, manifestando una pérdida de carga dentro de un tramo de acuífero recorrido (fig. 3.11), anotándose de la siguiente manera:

$$i = \frac{h_1 - h_2}{L}$$

en general:

$$i = \frac{dh}{dl}$$

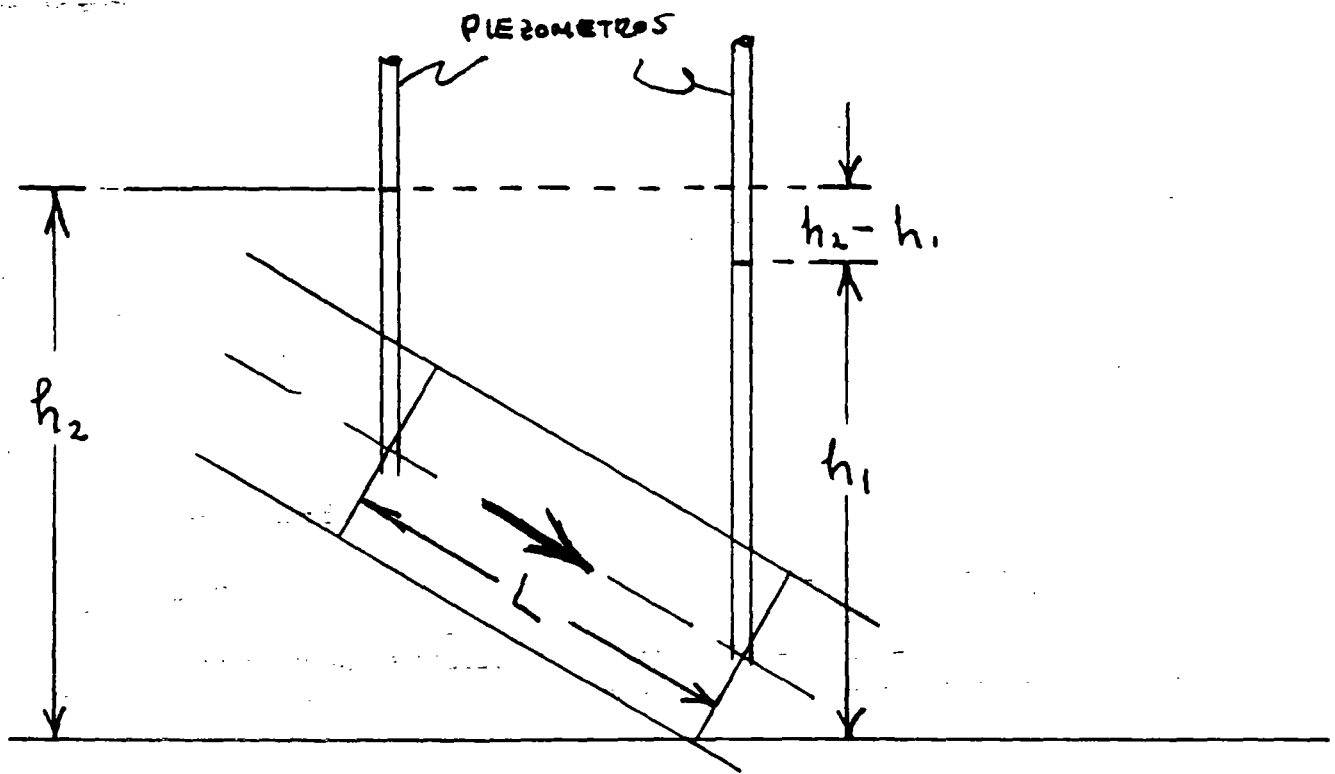


Fig. 5.11 Interpretación del gradiente hidráulico

El coeficiente de Transmisibilidad (T), es la capacidad de un acuífero de transmitir agua a través de todo su espesor y se expresa como el producto de la permeabilidad (K), por el espesor saturado del acuífero (b).

$$T = K b$$

Se puede interpretar como el caudal a través de una franja vertical del acuífero de una unidad de ancho por el espesor saturado y bajo un gradiente unitario a la temperatura del agua reinante. fig. 5.12.

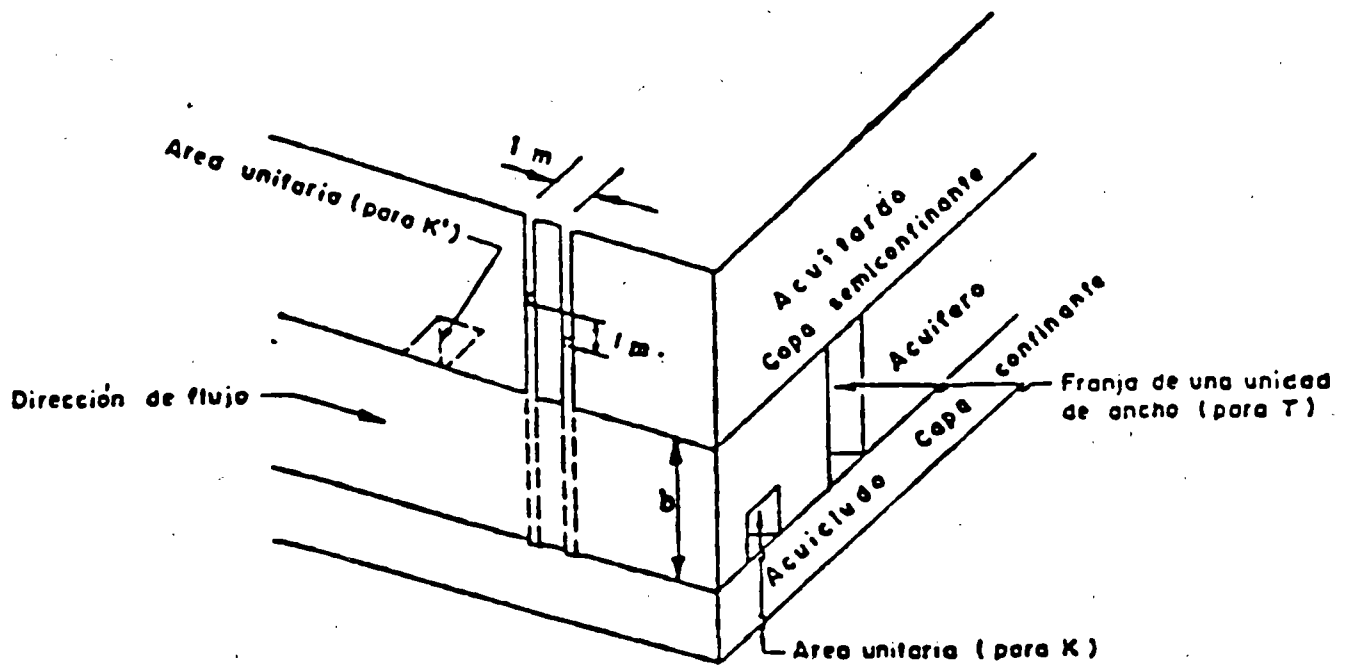


Fig. 5.12 Representación esquemática de los coeficientes de permeabilidad y transmisibilidad

El coeficiente de permeabilidad K' de un acuífero se define como el caudal vertical de agua a través de una sección horizontal de área unitaria bajo un gradiente vertical unitario.

RED DE FLUJO. - Cuando ya se cuenta con configuraciones de curvas de igual elevación al nivel estático, es posible determinar la red de flujo, en la cual se presenta la dirección que sigue el agua subterránea, las zonas de recarga y descarga, los gradientes hidráulicos, el comportamiento de las fronteras, los efectos de la explotación, etc.

Con la red de flujo trazada y considerando la ley de Darcy, puede hacerse una cuantificación de los caudales de flujo subterráneo. Normales a las curvas de igual elevación al nivel estático o equipotenciales, se presentan las líneas de corriente que son las trayectorias que sigue el agua subterránea. Se llama red de flujo a la malla formada por las líneas equipotenciales y las líneas de corriente (Fig. 5.13).

LEY DE DARCY (1856). - La Ley de Darcy establece que la velocidad de flujo a través de un medio poroso, es proporcional a la pérdida de carga e inversamente proporcional a la longitud de trayectoria de flujo. Matemáticamente esta ley se expresa de la siguiente manera:

$$v = K (h / L) = K i \quad (1)$$

en la que v es la velocidad media de flujo, h es la pérdida de carga en la distancia L , i es el gradiente hidráulico y K es el coeficiente de permeabilidad.

Con estos elementos podemos entonces cuantificar al caudal de flujo que circula a través de una sección limitada por dos líneas equipotenciales y dos líneas de corriente. Considerando la Ley de continuidad y la Ley de Darcy tenemos:

$$Q = A v = A K (h / L) \quad (2)$$

en la que A es el área transversal al flujo. Utilizando el concepto de transmisibilidad, expresado como el coeficiente de permeabilidad multiplicado por el espesor del acuífero ($T = K b$), obtenemos:

$$Q = T B (h / L) = T B i \quad (2')$$

en la que T es la transmisibilidad y B es el ancho medio del canal de flujo. (Fig. 5.13)

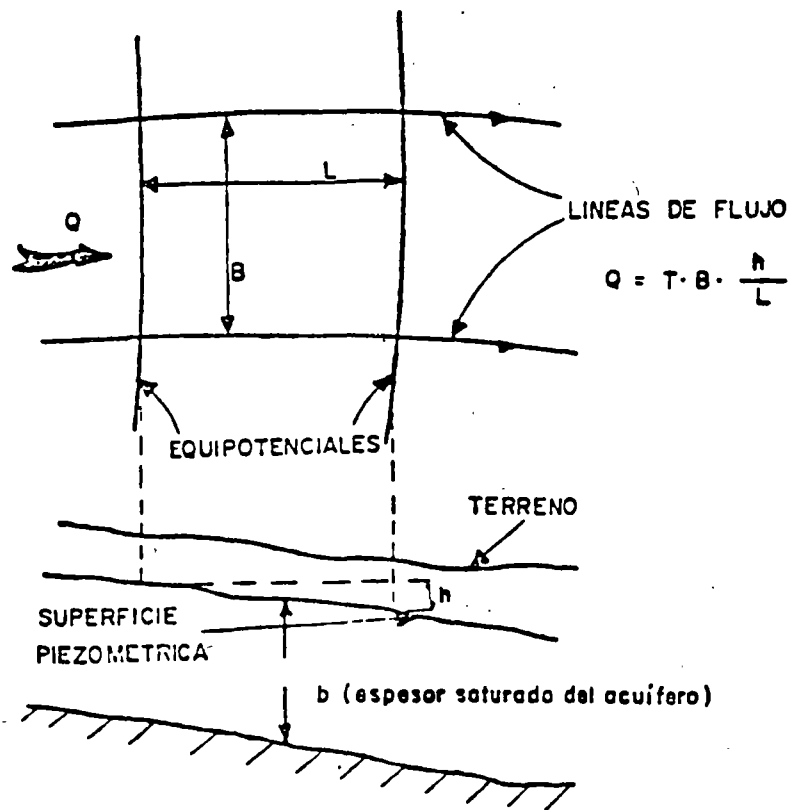


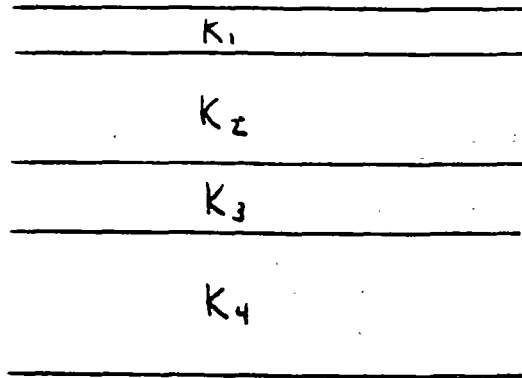
Fig. 5.13 Relación entre las redes de flujo y la determinación del caudal de agua subterránea que pasa por un canal determinado en función de las leyes de continuidad y de Darcy.

Heterogeneidad y anisotropía de la conductividad hidráulica.

Los valores de la conductividad hidráulica, generalmente muestran variaciones dentro del espacio de las formaciones geológicas, esta propiedad se denomina heterogeneidad. Asimismo, se dan cambios en la dirección de medición de cualquier punto dado de las formaciones, denominándose a esta característica anisotropía. En caso de que no se den estas, se habla de homogeneidad e isotropía.

Homogeneidad y heterogeneidad.

Si la conductividad hidráulica K es independiente de la posición dentro de la formación geológica, esta se dice que es homogénea en tanto, si K depende de su posición la formación es heterogénea. Si se ubica un sistema de coordenadas x, y, z en una formación homogénea, $K(x, y, z) = C$, en donde C es constante, mientras que en una formación heterogénea, $K(x, y, z) \neq C$ (Fig. 5.14)



heterogeneidad estratificada

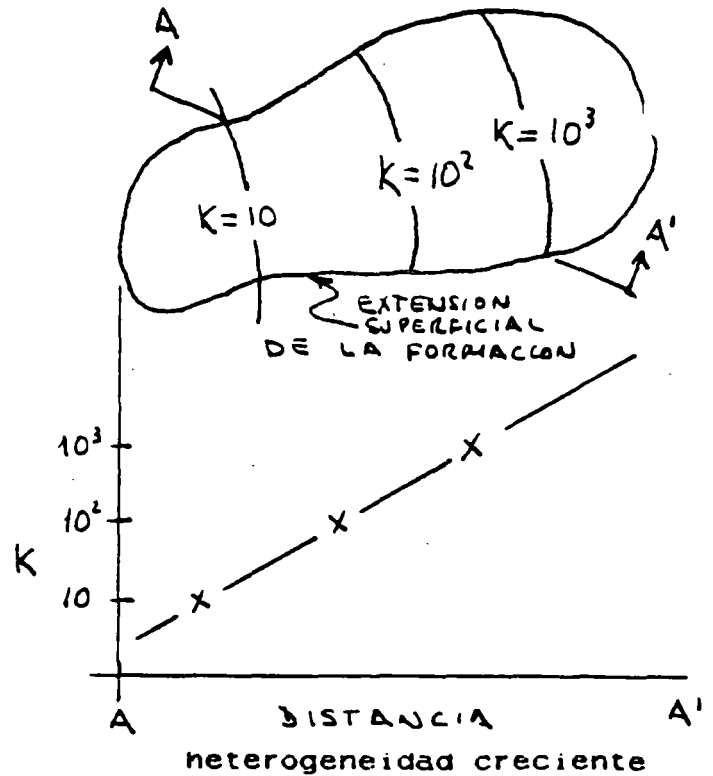


Fig 5.14

Isotropía y anisotropía

Si la conductividad hidráulica K es independiente de la dirección en que se mida en un punto dado de la formación geológica, esta es isotrópica en ese punto, por el contrario, si varia, la formación es anisotrópica.

Considerando una sección vertical bidimensional en una formación geológica anisotrópica, en la cual el ángulo θ entre la horizontal y la dirección de medición de un valor K en algún punto se toma, entonces $K = K(\theta)$. Las direcciones en el espacio correspondiente al ángulo θ en las cuales K permita sus valores máximo y mínimo se conocen como las direcciones principales de anisotropía y regularmente son perpendiculares una de otra.

Si un sistema de coordenadas x, y, z , se coloca de tal manera que sus ejes coinciden con las direcciones principales de anisotropía, los valores de la conductividad hidráulica en esas direcciones se especificarían por K_x, K_y, K_z , y en cualquier punto (x, y, z) una formación isotrópica tendría $K_x = K_y = K_z$, mientras que una anisotrópica sería $K_x \neq K_y \neq K_z$. Si $K_x = K_y \neq K_z$, como es común en los estratos de depósitos sedimentarios, se dice que la formación es transversalmente isotrópica.

Para describir totalmente la naturaleza de la conductividad hidráulica en una formación geológica, es necesario usar dos adjetivos, uno relacionado a la heterogeneidad y el otro a la anisotropía. Por ejemplo, para un sistema de dos dimensiones homogéneo e isotropo: $K_x(x,z) = K_z(x,z) = C$ para cualquier posición en (x,z) , en donde C es constante. Para un sistema homogéneo y anisótropo, $K_x(x,z) = C_1$ y $K_z(x,z) = C_2$ en cualquier punto (x,z) , pero $C_1 \neq C_2$. Las cuatro combinaciones posibles para esta tipo de sistema se muestra en la fig. 5.15

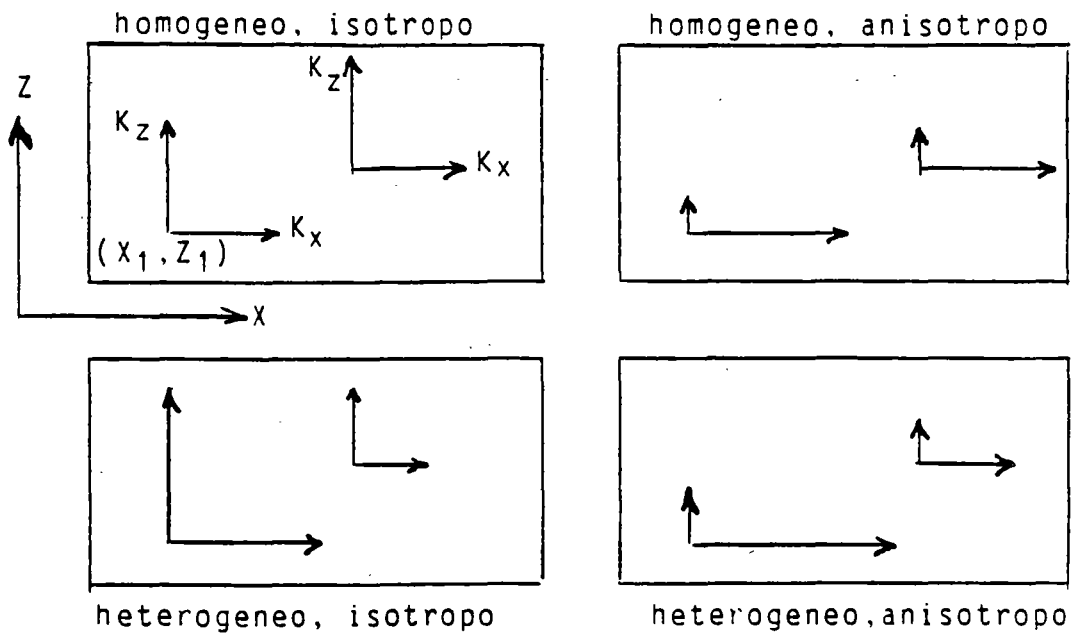
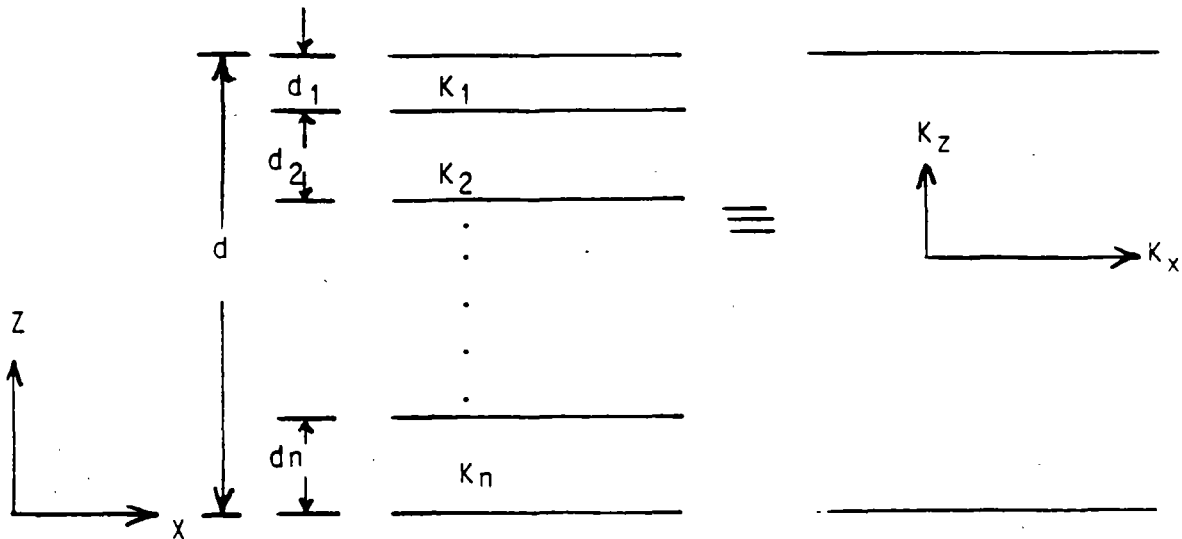


Fig. 5.15 Combinaciones de homogeneidad, heterogeneidad, isotropía y anisotropía, posibles en un sistema bidimensional.

Relacion entre heterogeneidad estratificada y anisotropica



ACUIFERO SEMICONFINADO

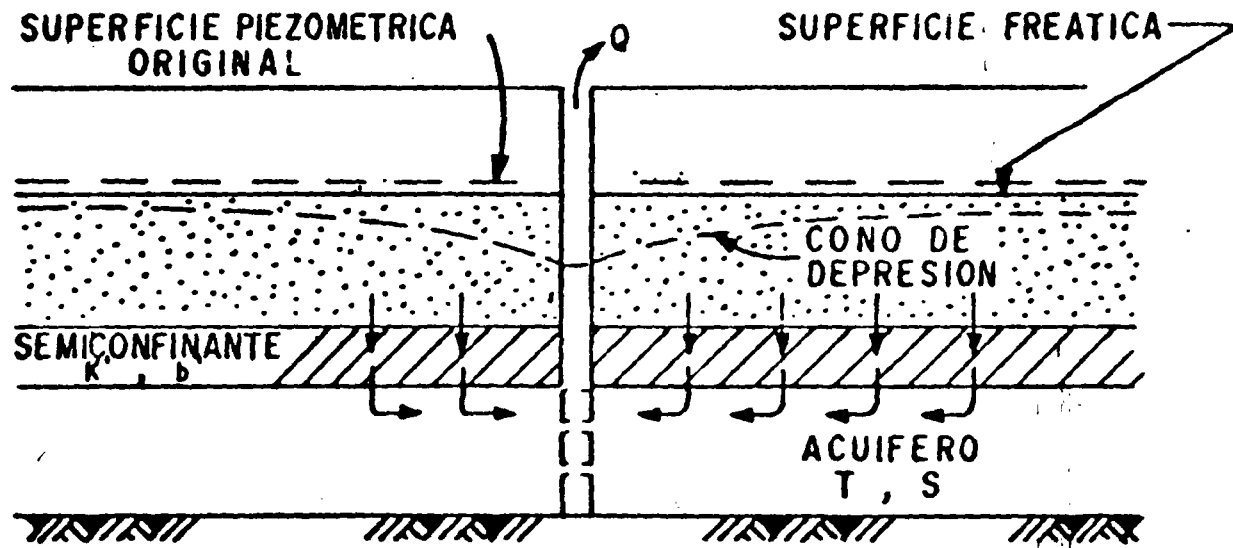


FIGURA 7

Donde

$$B = \sqrt{T b' / K'}$$

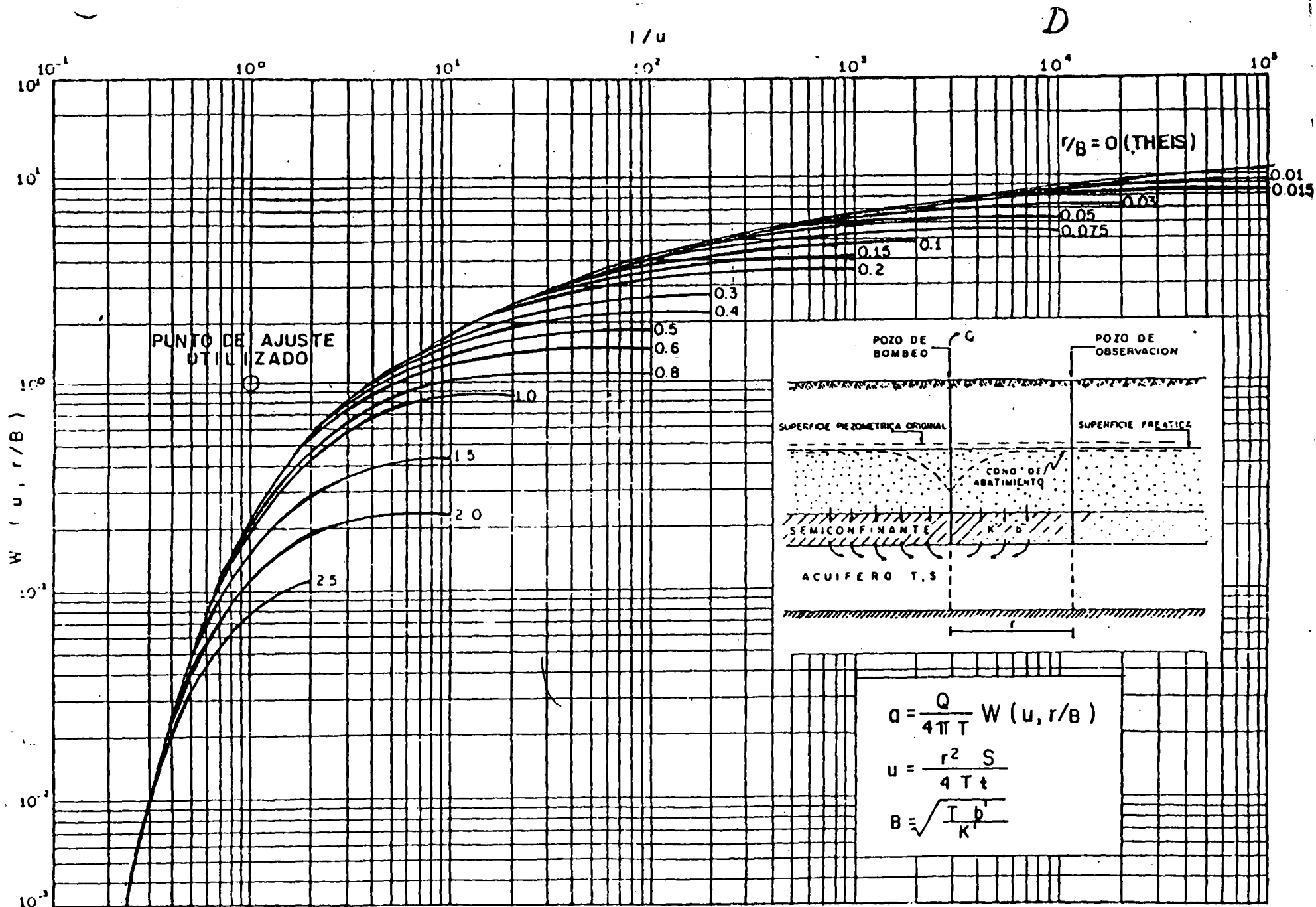
Siendo K' y b' la permeabilidad vertical y el espesor del estrato semiconfinante.

Las curvas tipo correspondientes a esta solución se presentan en la figura 8, en la cual puede apreciarse el comportamiento arriba descrito.

El procedimiento de interpretación de las pruebas en este caso es semejante al seguido en el caso de los acuíferos confinados, con la diferencia de que ahora debe buscarse la coincidencia entre la curva de campo y una de las curvas tipo. Lograda la coincidencia, se selecciona un punto de ajuste, y se substituyen los valores de sus coordenadas en las ecuaciones correspondientes, para deducir los parámetros buscados.

Ejemplos de interpretación.....





CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS SEMICONFINADOS

FIGURA 8

METODO GRAFICO DE HANTUSH PARA ACUIFEROS SEMICONFINADOS

- 1.- Graficar el abatimiento medido en un pozo de observación contra el tiempo en minutos en papel semilogarítmico y etrapolar los datos hasta que el máximo abatimiento (S_{max}) se encuentre.
- 2.- Localizar el punto de inflexión en la curva de abatimiento tomando $S_i = S_{max}/2$, en donde S_i es el abatimiento en el punto de inflexión.
- 3.- Determinar gráficamente la pendiente m_i de la curva de abatimiento en el punto de inflexión y leer el tiempo t_i correspondiente al punto de inflexión.
- 4.- Como se comprueba en el apéndice A del libro Geohydrology de De Wiest. (ref. 1)

$$e^{r/b} K_0 \frac{r}{B} = \frac{2.3 s_i}{m_i}$$

Los valores de la función $e^x k_0(x)$ en donde $x = r/b$, han sido trabajados por Hantush. Aquí la función está determinada por la relación 2.3 s_i/m_i . El valor del argumento, llamado r/B , puede determinarse mediante la tabla 1.

- 5.- Calcular T de la fórmula siguiente:

$$T = \frac{0.159 \times Q}{S_{max}} K(r/b)$$

- 6.- En el punto de inflexión.

$$U_i = \frac{r^2 S}{4 \times 60 T t_i} = \frac{r}{2b}$$

de esta relación se puede obtener S.

PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS LIBRES

Los acuíferos libres se caracterizan por estar limitados superiormente por una superficie freática, puesto que el espesor saturado del acuífero varía con las fluctuaciones de esta superficie, la transmisibilidad del acuífero es también variable en el área y en el tiempo. Si las fluctuaciones de los niveles son poco significativos con respecto al espesor del acuífero, la transmisibilidad puede suponerse constante, y la

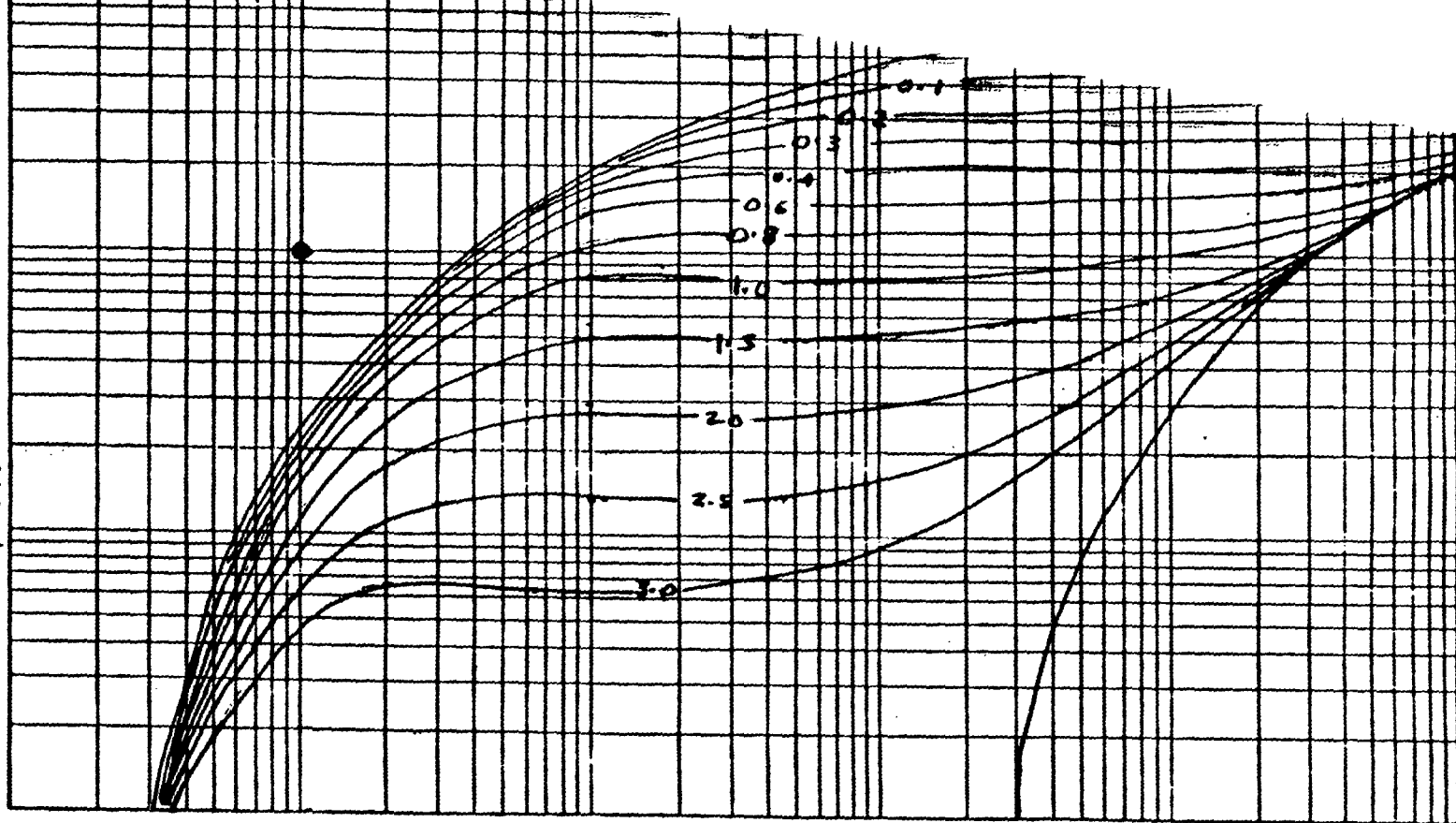
interpretación de las pruebas se efectúan como si se tratara de un acuífero confinado. En cambio, si dichas fluctuaciones son importantes, específicamente, mayores del 20% del espesor saturado del acuífero, los abatimientos medidos se corrigen en la forma siguiente.

$$ac = a - \frac{a}{2b}$$

Siendo ac el abatimiento corregido y b , el espesor saturado inicial del acuífero, los abatimientos así corregidos, se interpretan como si se tratara de un acuífero confinado.

ABATIMIENTO EN METROS

$W (U_A, r/D_e)$



TIEMPO EN MINUTOS

$$T = \frac{r^2}{4\pi a} W(U_A, r/D_e)$$

$$S = \frac{4TE}{r^2} U_A$$

FECHA:

FIGURA:

REPRESENTACION
LOGARITMICA DE
PRUEBAS DE
BOMBEO
ETAPA DE

FIGURA 9

CURVAS TIPO PARA LA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZOS PARCIALMENTE PENETRANTES

$M(U, \beta)$

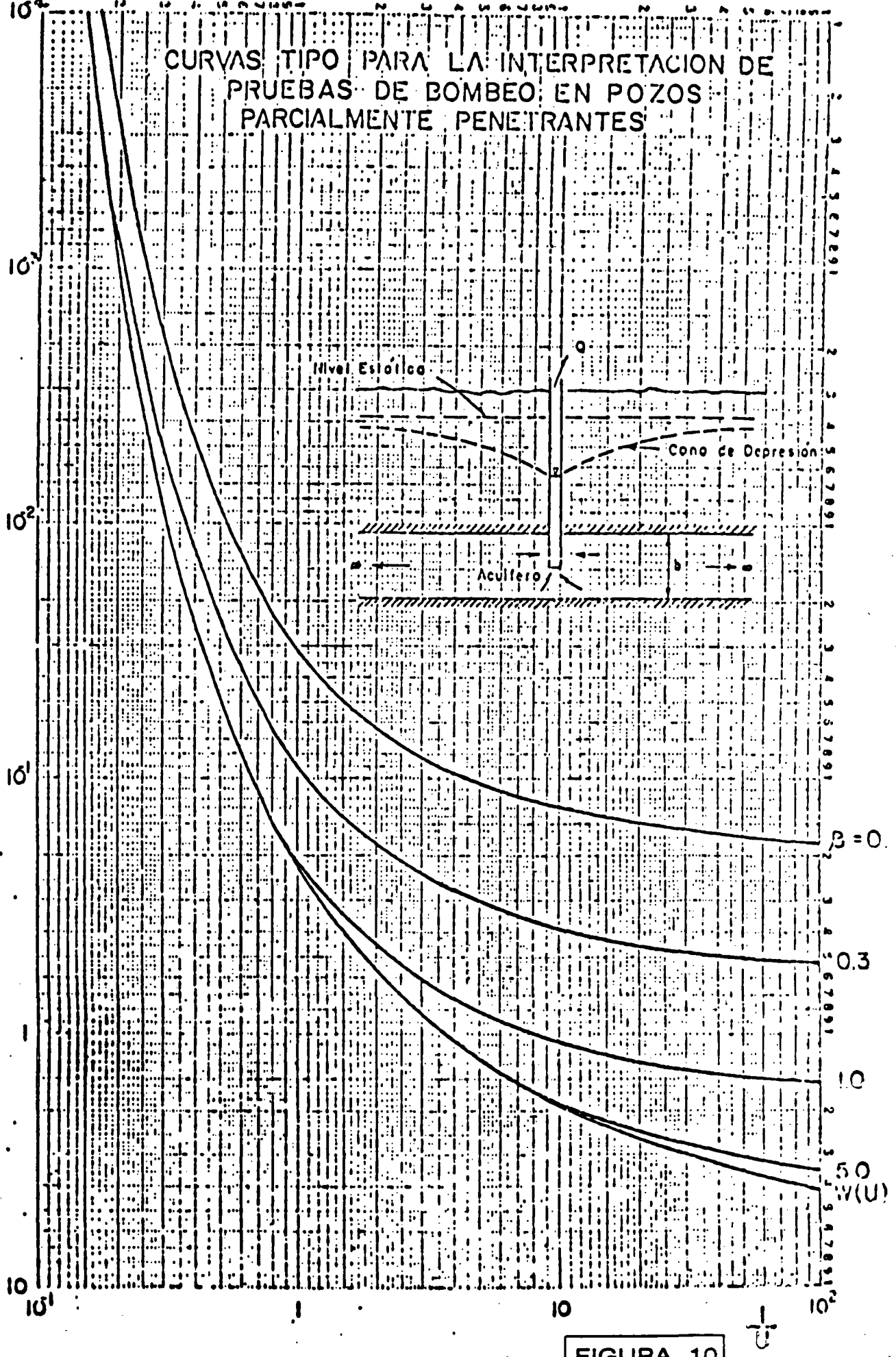


FIGURA 10



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

***PROGRAMA PARA INTERPRETACION
DE PRUEBAS DE BOMBEO***

**ING. DAVID GONZALES POSADAS
PALACIO DE MINERIA
1996**

VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS

DIVISION DE EDUCACION CONTINUA

FACULTAD DE INGENIERIA, UNAM

PROGRAMA PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO

GROUNDWATER COURSE PROGRAMS

- (1) - FORMAT A DATA DISK
- (2) - DRAWSIMS
- (3) - DISTDRWS
- (4) - PUMPTSTS
- (5) - HAAM-S
- (6) - FINITE DIFFERENCE MODEL

WHICH ONE ?

4

PUMP TEST
GENERAL INFORMATION

PROJECT ? VII CURSO CONTAMINACION

FILE # ? 1

LOCATION ? Palacio de Minería

AQUIFER COEFFICIENT EVALUATION
1 = PERFORM COEFFICIENT EVALUATION
2 = DO NOT PERFORM COEFFICIENT EVALUATION
WHICH NUMBER ? 1

Do you want to use previously saved data? n

ENTER PUMPING RATE (USGPM) ? 1600

LINE NO.	TIME	WATER LEVEL
1	1	30.52
2	2	30.53
3	4	30.64
4	8	30.85
5	15	31.05
6	30	31.31
7	60	30.70
8	120	32.05
9	250	32.25
10	470	32.70
11	940	33.00
12	end	end

PUMPING TEST ANALYSIS

STRAIGHT LINE APPROXIMATION METHOD

D
L
E
S
D
O
R
C
L
I

0
1
2
3
4
5

1 10 100 1000
(t) Time Since Pumping Started (minutes)
PROJECT: VI CURSO CONTAMINACI FILE: 1 LOCATION: Palacio de Minería

START SEGMENT AT TIME (T) IN (MIN) 1
 END SEGMENT AT TIME (T) IN (MIN) ? 300
 LOG CYCLE FOR DELTA 5: 1-10 (Y/N) N
 10 - 100 (Y/N) ? Y
 SEGMENT LINE: DRAW STRAIGHT LINE BETWEEN POINTS
 (Y/N) ? N
 PERFORM LEAST SQUARES FIT (Y/N) ? Y

delta s = .8559959 FT

T = 493460.3 USGPD/FT

Data Base = prueba
 Number of Tests = 1

No	TEST IDENTIFICATION
1	prueba1

FUNCTIONS :

U=Define Unit
 D=Data Input,
 Edit etc.
 A=Test
 Analysis

X=Exit

Working units
 d [m]
 t [min]
 Q [m³/day]
 Tr [m²/day]

Press U,D or A to select a function group.

①

②

③

Data Base = prueba
 Number of Tests = 1

No	TEST IDENTIFICATION
1	prueba1

FUNCTIONS :

N=New Test
 E=Edit
 D=Delete
 P=Print Data
 A=Print ASCII file
 S=Screen Display
 G=Apply Group
 B=Plot Graph

Esc=Exit to
 Main Menu

Working units
 d [m]
 t [min]
 Q [m³/day]
 Tr [m²/day]

Press N,E,D,P,A,S or B to select a function.
 Do not use S if both SWL and pumping levels above land surface

③

PUMPING TEST DATA INPUT/EDIT	prueba1	FUNCTIONS <i>K = Input from key board</i> Esc=Exit to Data Input/Edit Menu
Constant Pumping Rate = 8640.0 [m3/day] Distance from Pumping Well = 100.00 [m] Confined or Unconf. Aq. ?(C/U) = CONFINED Drawdown or Level Data ?(D/L) = DRAWDOWN Standard or Dug Well ?(S,D) = STANDARD		
④		

Edit General Data

PUMPING TEST DATA INPUT/EDIT	prueba1	FUNCTIONS : Esc=Finish edit Ctrl-C=Abort edit NOTE: Levels above ground surface should be typed with - sign. F1-Inserts row F2-inserts a field in column F3-Erases numbers CTRL F1 -Erases row CTRL F2 -Erases a field																																						
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th style="width: 10%;">N°</th> <th style="width: 20%;">Time [min]</th> <th style="width: 20%;">Drawdown [m]</th> </tr> </thead> <tbody> <tr><td style="text-align: center;">1</td><td style="text-align: center;">1.</td><td style="text-align: center;">0.02</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">2</td><td style="text-align: center;">2.</td><td style="text-align: center;">0.03</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">3</td><td style="text-align: center;">4.</td><td style="text-align: center;">0.14</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">4</td><td style="text-align: center;">8.</td><td style="text-align: center;">0.35</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">5</td><td style="text-align: center;">15.</td><td style="text-align: center;">0.55</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">6</td><td style="text-align: center;">30.</td><td style="text-align: center;">0.81</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">7</td><td style="text-align: center;">60.</td><td style="text-align: center;">0.20</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">8</td><td style="text-align: center;">65.</td><td style="text-align: center;">1.15</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">9</td><td style="text-align: center;">120.</td><td style="text-align: center;">1.55</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">10</td><td style="text-align: center;">250.</td><td style="text-align: center;">1.75</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">11</td><td style="text-align: center;">470.</td><td style="text-align: center;">2.20</td></tr> <tr><td style="text-align: center;">12</td><td style="text-align: center;">940.</td><td style="text-align: center;">2.50</td></tr> </tbody> </table>	N°	Time [min]	Drawdown [m]	1	1.	0.02	2	2.	0.03	3	4.	0.14	4	8.	0.35	5	15.	0.55	6	30.	0.81	7	60.	0.20	8	65.	1.15	9	120.	1.55	10	250.	1.75	11	470.	2.20	12	940.	2.50	⑤
N°	Time [min]	Drawdown [m]																																						
1	1.	0.02																																						
2	2.	0.03																																						
3	4.	0.14																																						
4	8.	0.35																																						
5	15.	0.55																																						
6	30.	0.81																																						
7	60.	0.20																																						
8	65.	1.15																																						
9	120.	1.55																																						
10	250.	1.75																																						
11	470.	2.20																																						
12	940.	2.50																																						

CTRL HOME - data file top; CTRL END - data file end;
 HOME-screen top; END-screen bottom; PG UP, PG DN:F1,F2,F3

Data Base = prueba
 No | TEST IDENTIFICATION

Number of Tests = 1

1 | prueba1

FUNCTIONS :
 A=Select Data
 J=Jacob Metho
 R=Recovery
 T=Theis Method
 H=Hantush INT.
 L=Hantush Leak
 D=Dug Well
 S=Screen Graph
 G=Print Graph.
 P=Print Result
 B=Plt/Prt Grad
 Esc=Exit M/Mer

Working units
 d [m]
 t [min]
 Q [m3/day]
 Tr[m2/day]

Press A,J,T ... or B to select a function or ESC to return

7

9

Data
 No

THEIS METHOD

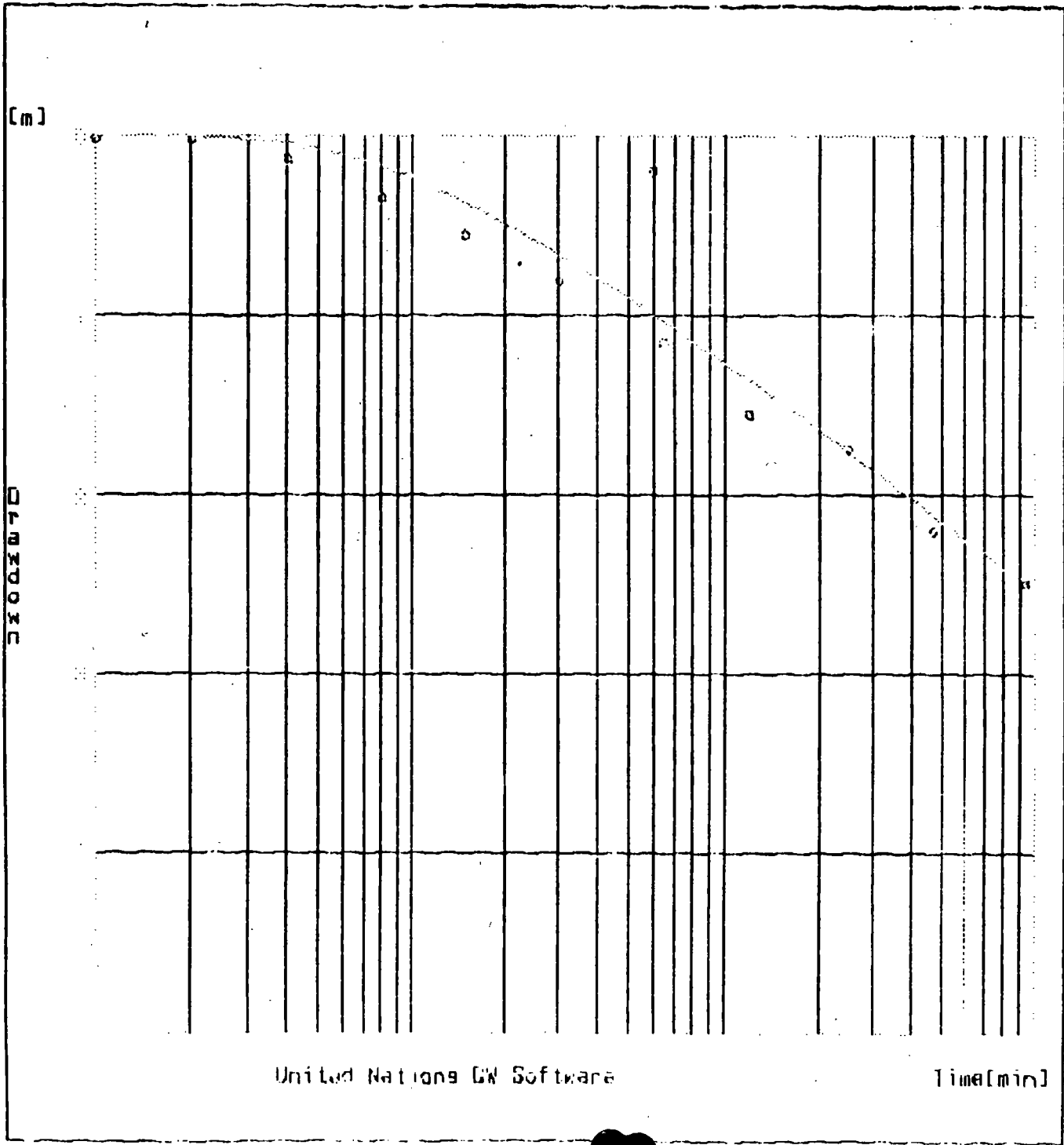
1 | Test Identification
 prueba1

Transmissivity = 1222. [m2/day]
 Storage Coefficient = 0.22E-02
 Standard Deviation = 0.2559 [m]
 Number of Points = 12 of 12
 Iterations Number = 9

8

Working units
 d [m]
 t [min]
 Q [m3/day]
 Tr[m2/day]

Press any key to continue.



FUNCTIONS:

- Z=Zoom
(Move cursor to the Left-Lower corner, press left button, Move cursor to the Up-Right corner, press left button)
- F=Full drawing
- Esc=Exit graph.

10

PRUEBA DE
BOMBEO

ETAPA DE:

POZO DE:

ZONA:

POZO No. _____

LOCALIZACION _____

Ø DESC. _____ Pulg.

CAUDAL _____ l.p.s.

PROF. _____ m.

N.E. _____ m.

N.D. _____ m.

FECHA _____

HORA DE INICIO _____

HORA DE LECTURA	SECUENCIA DE LECTURAS	TIEMPO EN MINUTOS	PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA

OBSERVACIONES:

PRUEBA DE
BOMBEO

ETAPA DE:

POZO DE:

ZONA:

POZO No. _____
LOCALIZACION _____

Ø DESC. _____ Pulg.

CAUDAL _____ l.p.s.

PROF. _____ m.

N.E. _____ m.

N.D. _____ m.

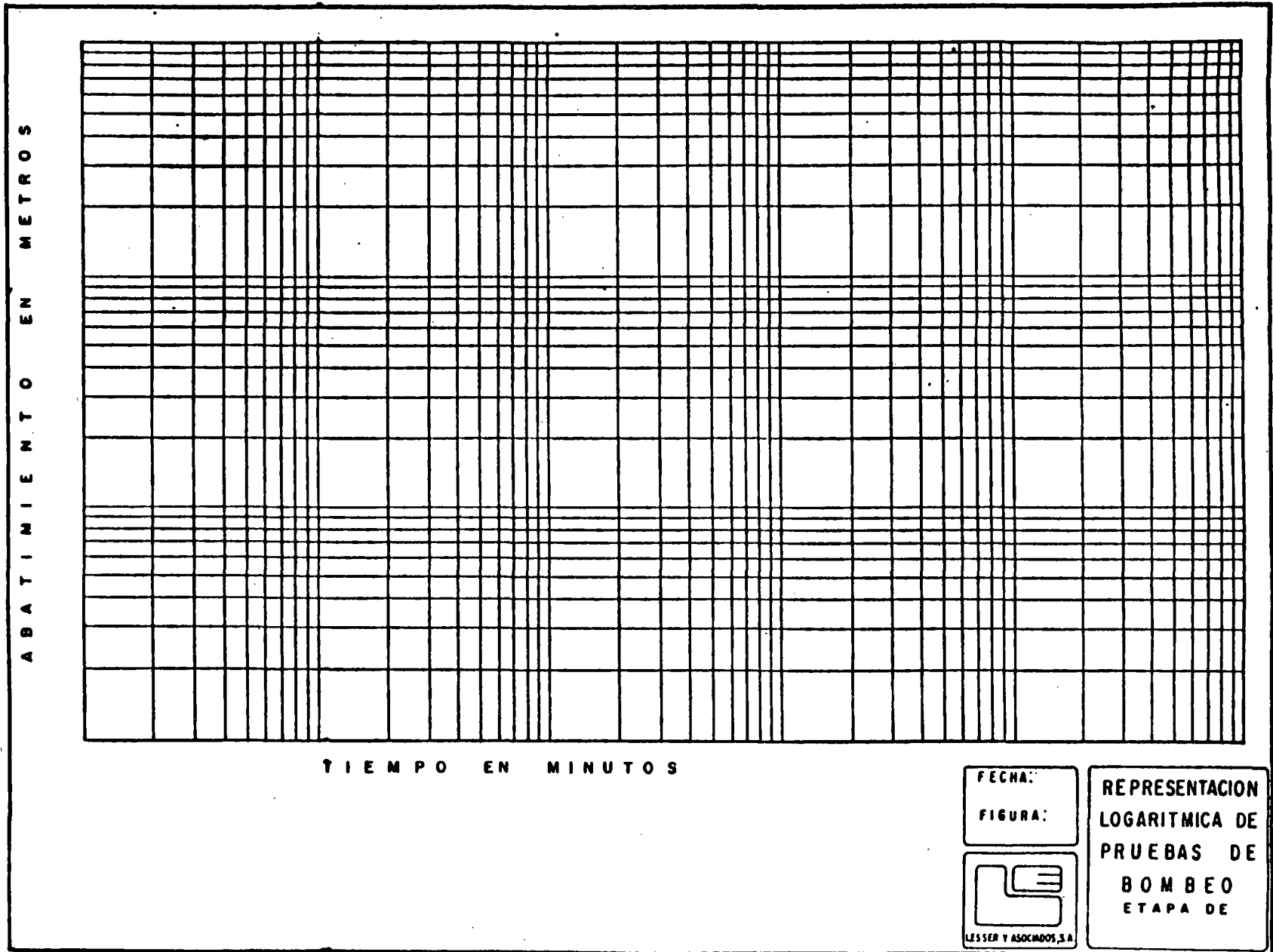
FECHA _____

HORA DE INICIO _____

HORA DE LECTURA	SECUENCIA DE LECTURAS	TIEMPO EN MINUTOS	PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA	

OBSERVACIONES:

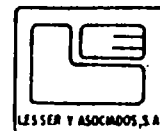
D



ABATIMIENTO EN METROS

TIEMPO EN MINUTOS

FECHA:
FIGURA:

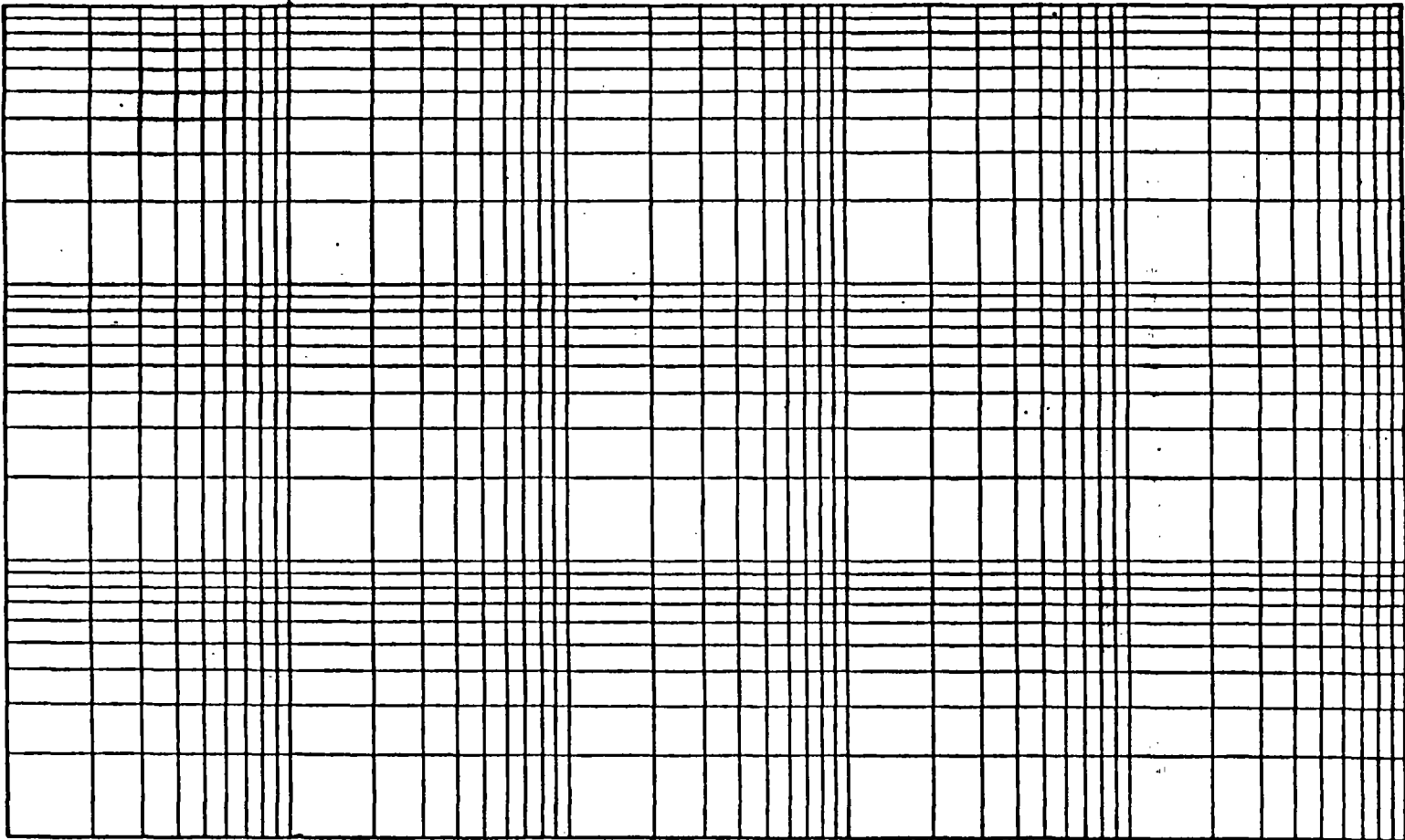


LESER Y ASOCIADOS, S.A.

REPRESENTACION
LOGARITMICA DE
PRUEBAS DE
BOMBEO
ETAPA DE

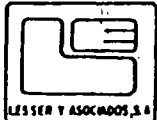
D

ABATIMIENTO EN METROS



TIEMPO EN MINUTOS

FECHA:
FIGURA:

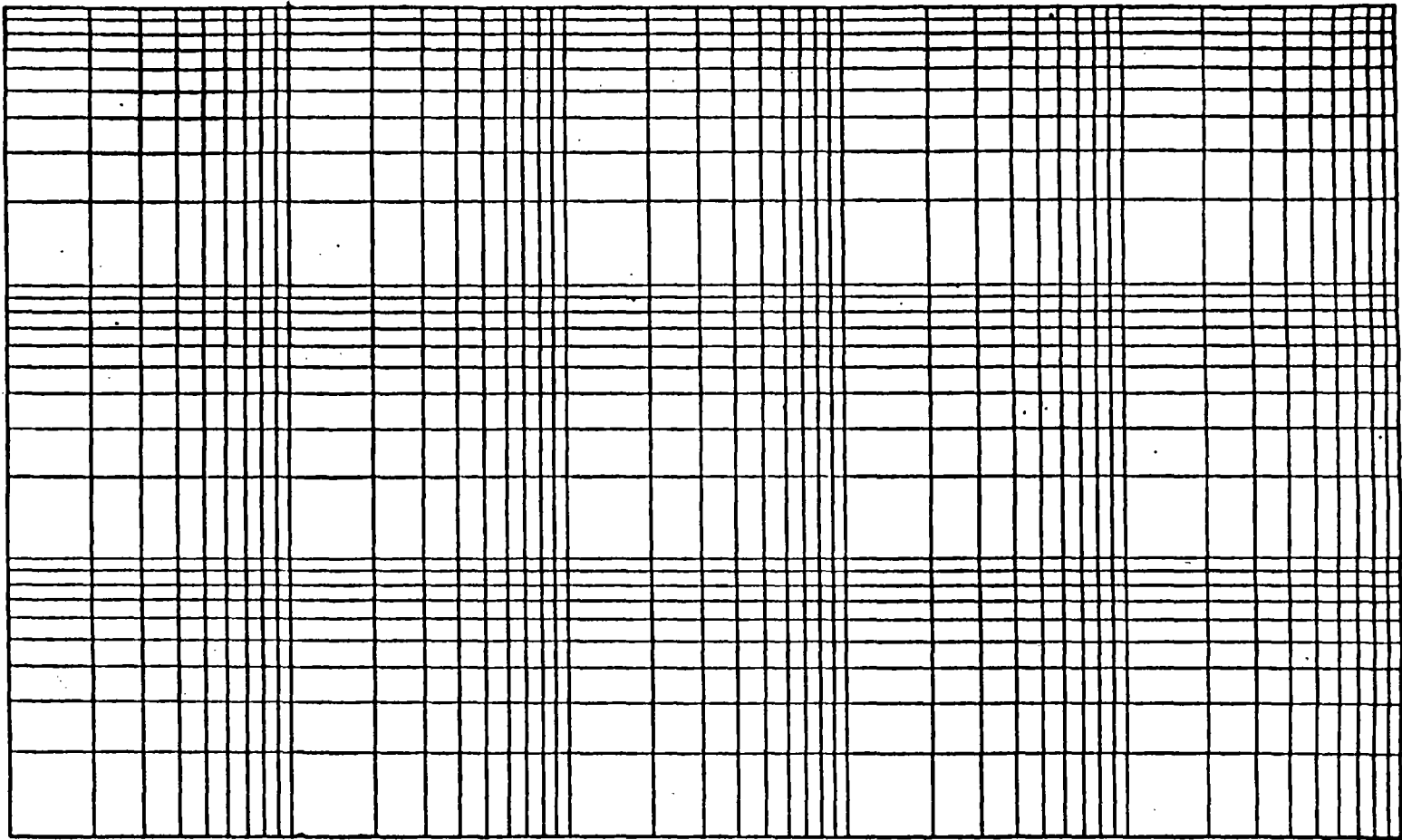


LESSER Y ASOCIADOS, S.A.

REPRESENTACION
LOGARITMICA DE
PRUEBAS DE
BOMBEO
ETAPA DE

D

ABATIMIENTO EN METROS



TIEMPO EN MINUTOS

FECHA:
FIGURA:

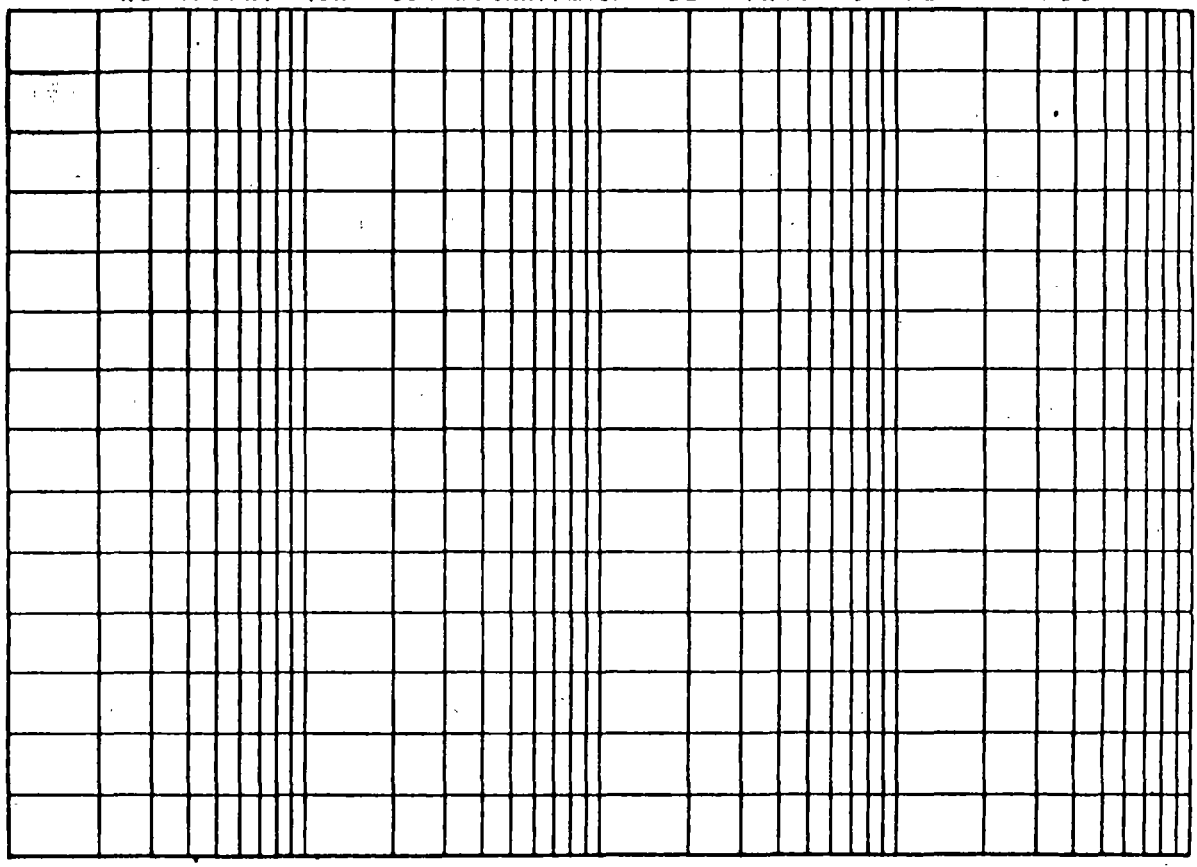


REPRESENTACION
LOGARITMICA DE
PRUEBAS DE
BOMBEO
ETAPA DE

D

REPRESENTACION SEMILOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA. (m)



TIEMPO EN

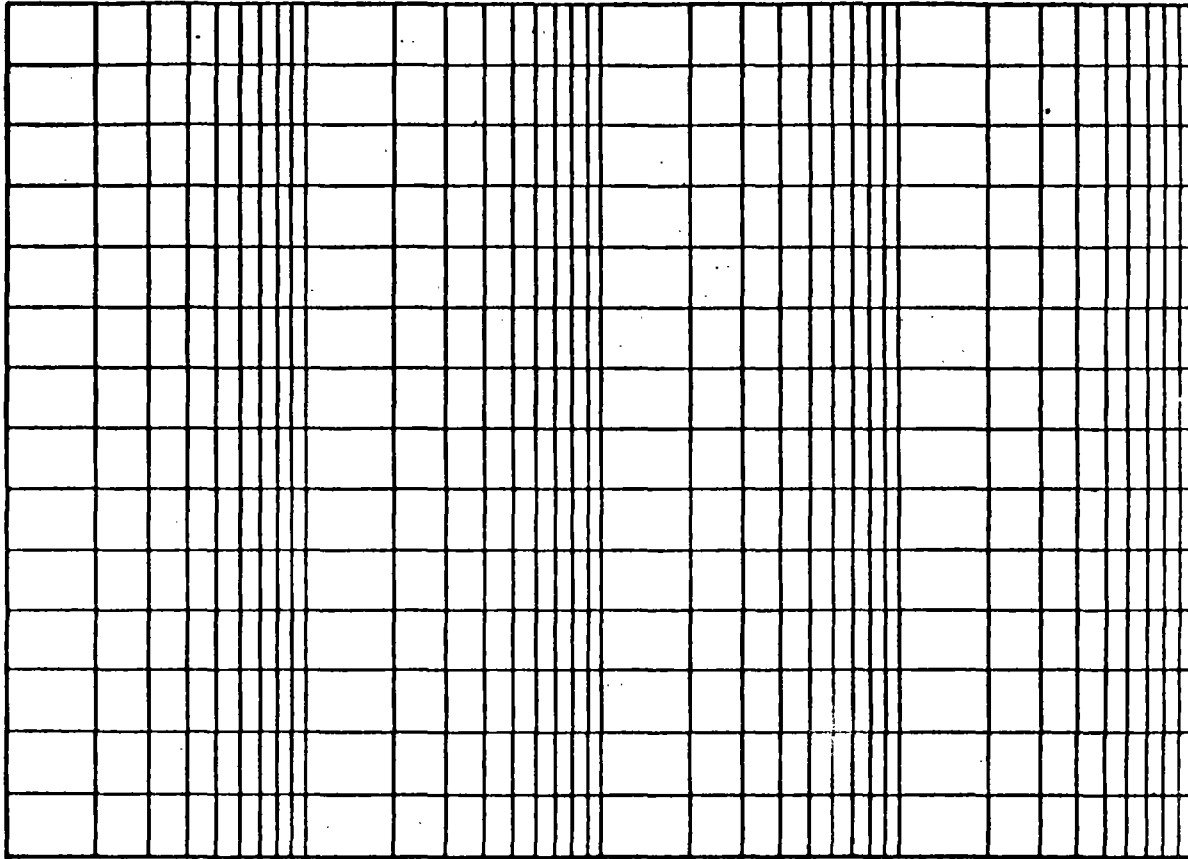
FECHA:
FIGURA:

PRUEBA DE
BOMBEO
ETAPA DE

D

REPRESENTACION SEMILOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA. (m)



TIEMPO EN

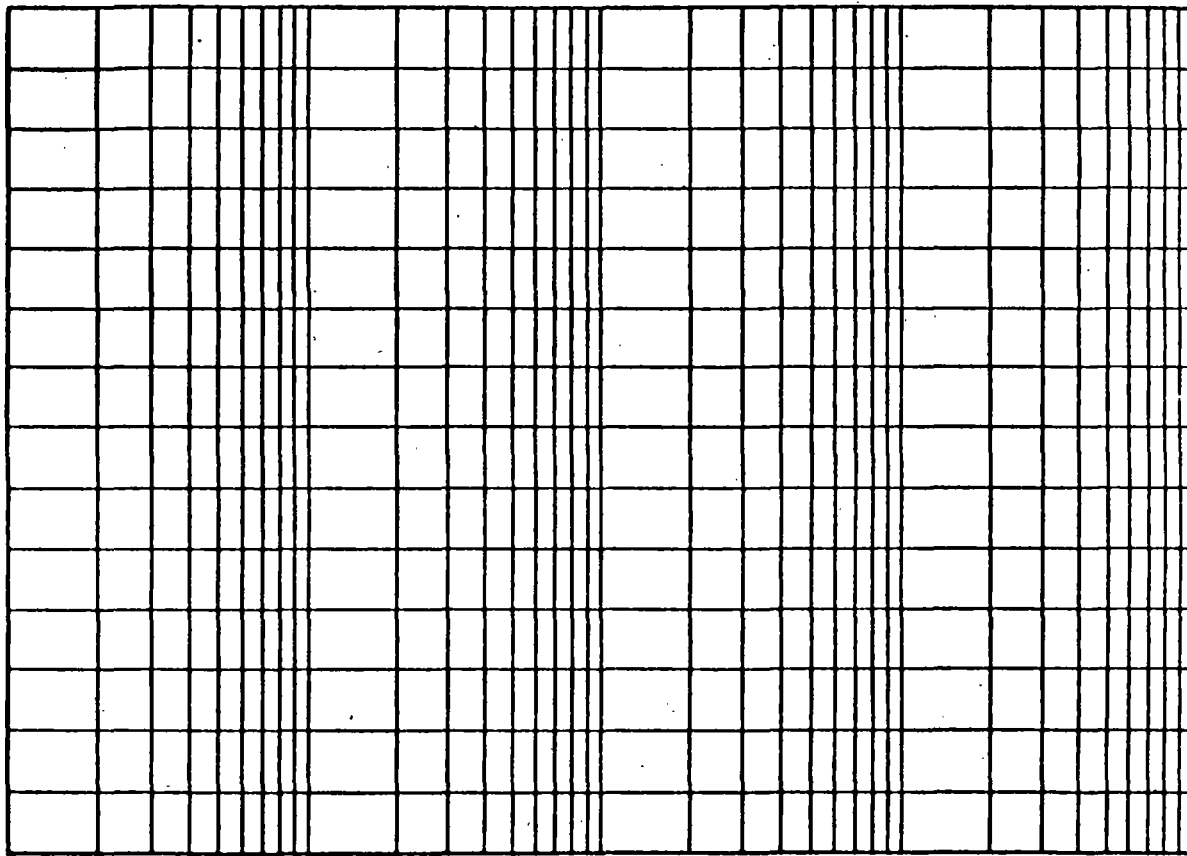
FECHA:
FIGURA:

PRUEBA DE
BOMBEO
ETAPA DE

D

REPRESENTACION SEMILOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA, (m)



TIEMPO EN

FECHA:
FIGURA:

PRUEBA DE
BOMBEO
ETAPA DE

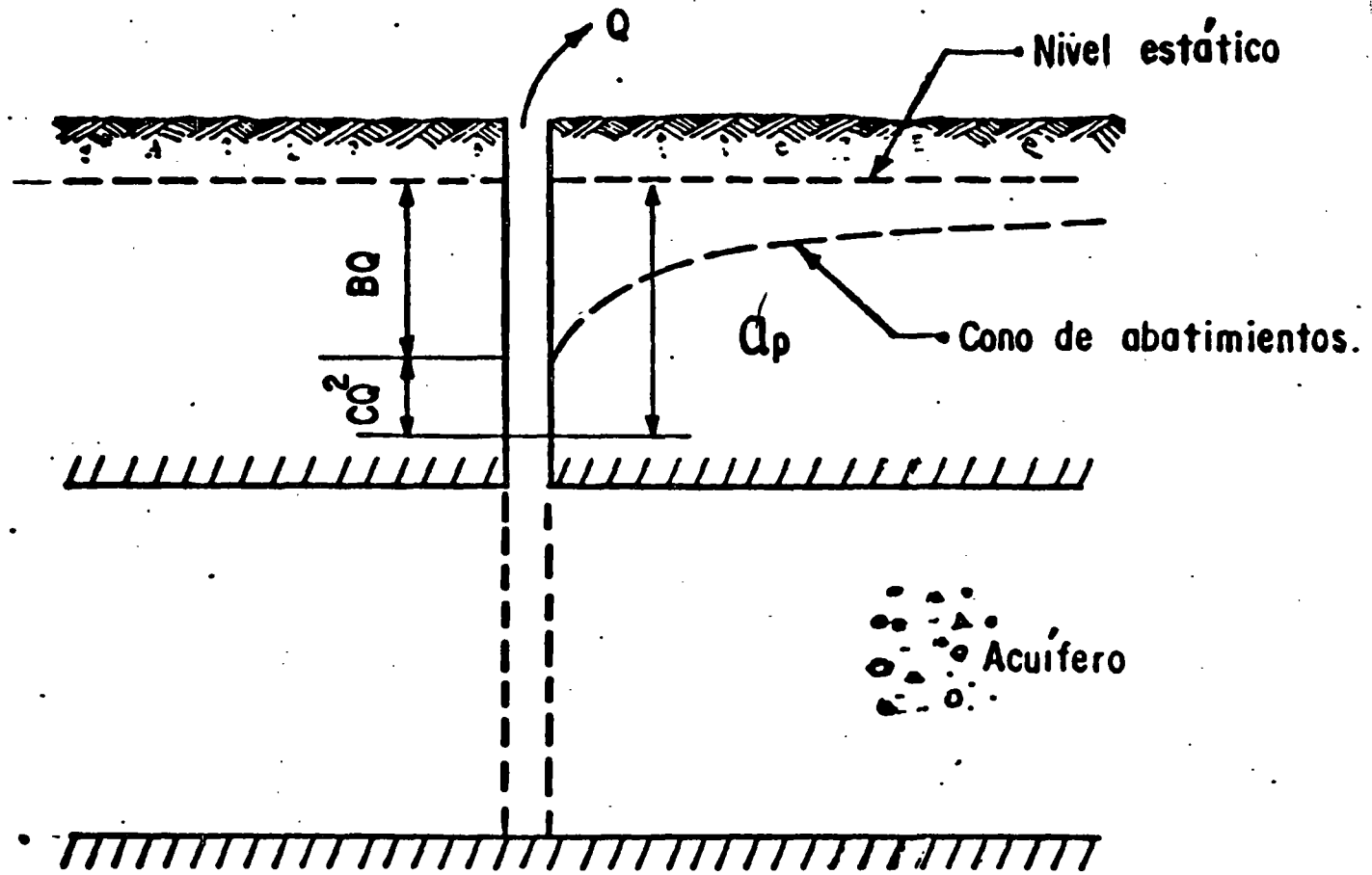


FIGURA No. 23

INTERPRETACION DE LA PRUEBA DE AFORO.

ZONA : _____

POZO No. _____

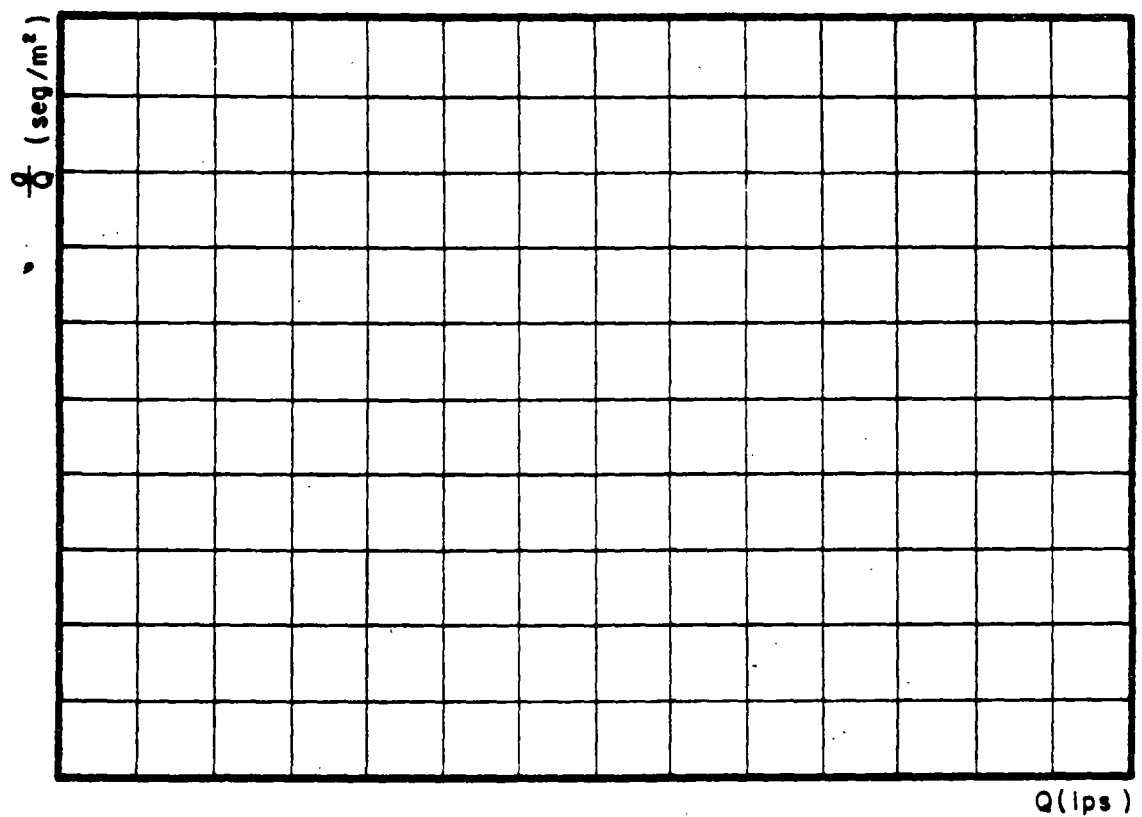
RPM	Q m ³ /seg.	M. D. m	s m	s/Q seg./m ²	B Q m	CQ ² m	QT	QT	Q/QT	Q/OF ⇒ T	
							CALCULADO m	OBSERVADO m	OBSERVADO lps/m	lps/m	m ² /seg

INTERPRETACION DE LA PRUEBA DE AFORO

ZONA : _____

POZO No. _____

N. E. : _____

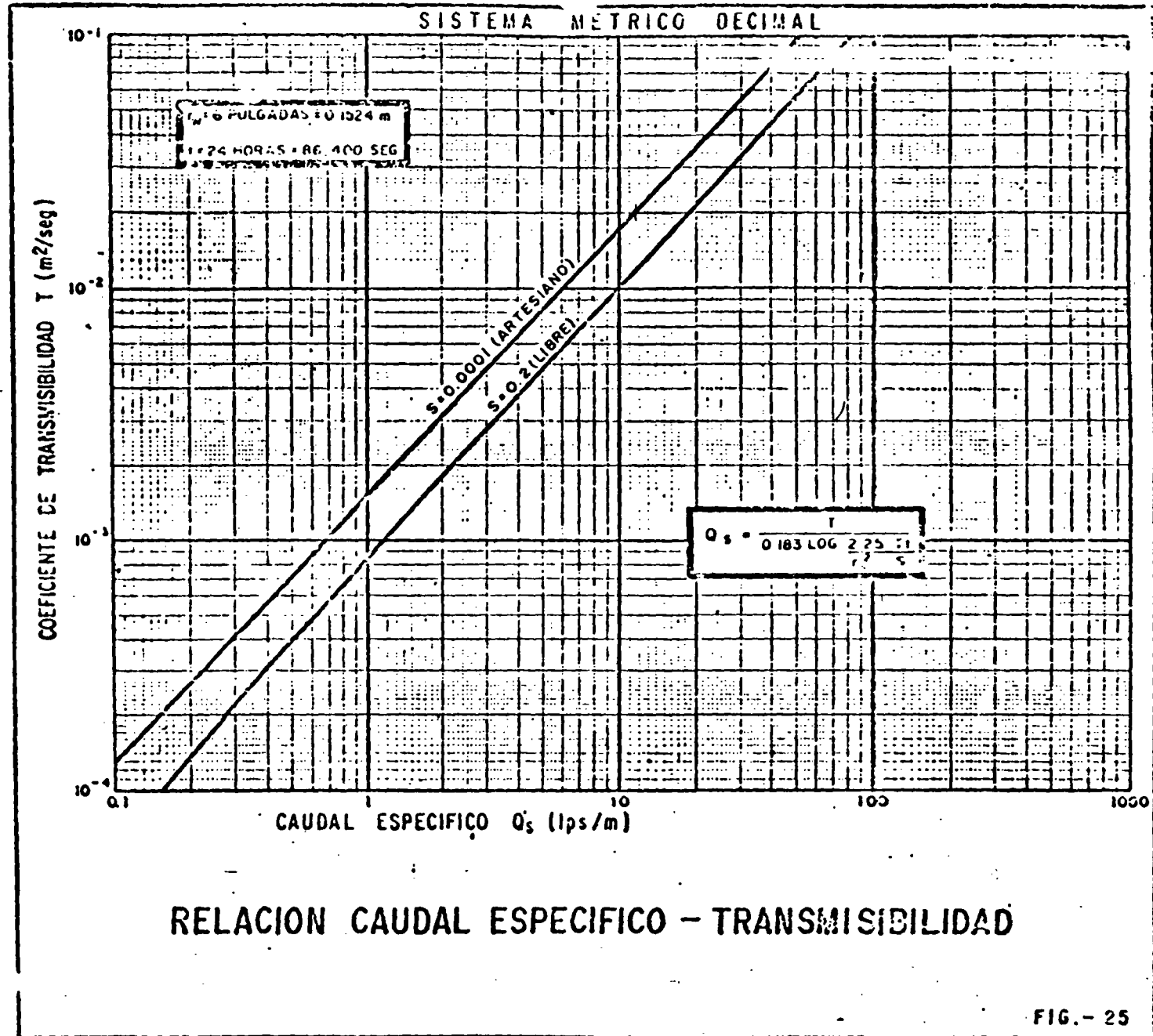


$$at = BQ + CQ^2$$

$$\frac{a}{Q} = B + CQ$$

B = C =

t = hrs





**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

GEOFISICA EN GEOHIDROLOGIA

**ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA
PALACIO DE MINERIA
1996**

VI CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS
PROSPECCION GEOFISICA APLICADA (1994)

ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA ACEVES
GEOINGENIERIA ALFVEN, S.A. DE C.V.

1. GENERALIDADES Y OBJETIVOS

El AGUA es sin duda el recurso natural más importante para el ciclo de la VIDA. Cualquier actividad está regida por la disponibilidad del agua; su carencia marcaría el asolamiento de la agricultura y finalmente de la humanidad. De ahí formar la CULTURA DEL CUIDADO DEL AGUA en la sociedad.

La interacción SUELO-AGUA es muy importante, pues de la conservación del primero depende la calidad de la segunda; basta recordar que en el ciclo hidrológico el agua al precipitarse primeramente toca al suelo, a través del suelo es percolada y filtrada hasta el almacenamiento.

La postura de los geocientíficos no se debe concretar a la localización de acuífero de agua de buena calidad, además de la administración de los recursos hidráulicos, se deben tomar acciones éticas para la conservación en equilibrio de la fuente y el ecosistema.

La presencia de VIDA en pociones de las cortezas oceánica y continental, así como la atmósfera rica en oxígeno; hacen de la Tierra un planeta de particular interés por lo menos en nuestro propio sistema solar. La tierra presenta una superficie irregular (figura 1.1), el 7% de la masa de la tierra es agua, pero, el 97% es agua salada que constituye los océanos, el 2.3% está en forma de hielo en los casquetes y el 0.7% es el agua que forma los lagos, ríos, acuíferos y agua de la atmósfera.

Según evidencias geológicas y geoquímicas existen diferencias composicionales entre la corteza de los continentes y la correspondiente al fondo de los océanos. La figura 1.2 muestra esquemáticamente la distribución de rocas y su composición.

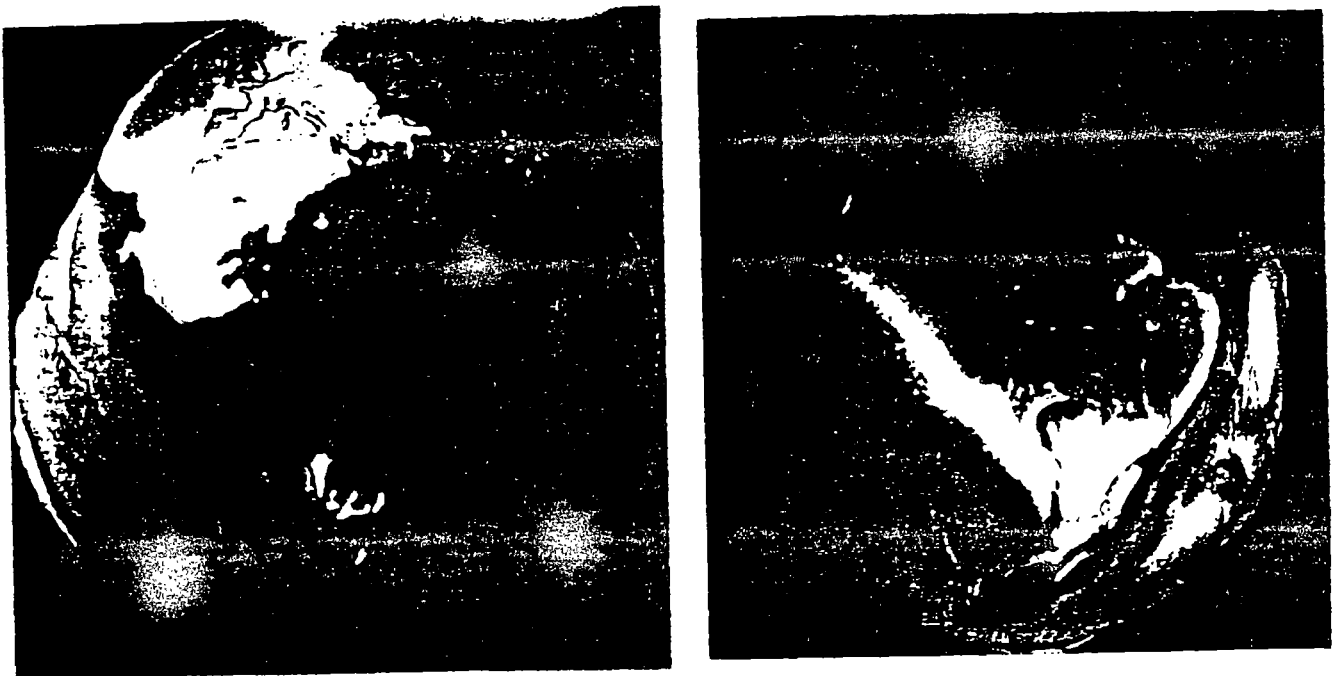


Figura 1.1. Hermosas vistas de la Tierra desde el satélite Topex-Poseidón.

Los suelos son una mezcla rica en compuestos orgánicos e inorgánicos que afectan la calidad del aire y agua, la materia viva o muerta contenida, son factor importante para la circulación de elementos químicos. Los microorganismos catalizan muchas reacciones en las que los sólidos son desgastados, como resultado de la descomposición orgánica, los suelos liberan H_2O y gases tales como CO_2 , N_2 y N_2O .

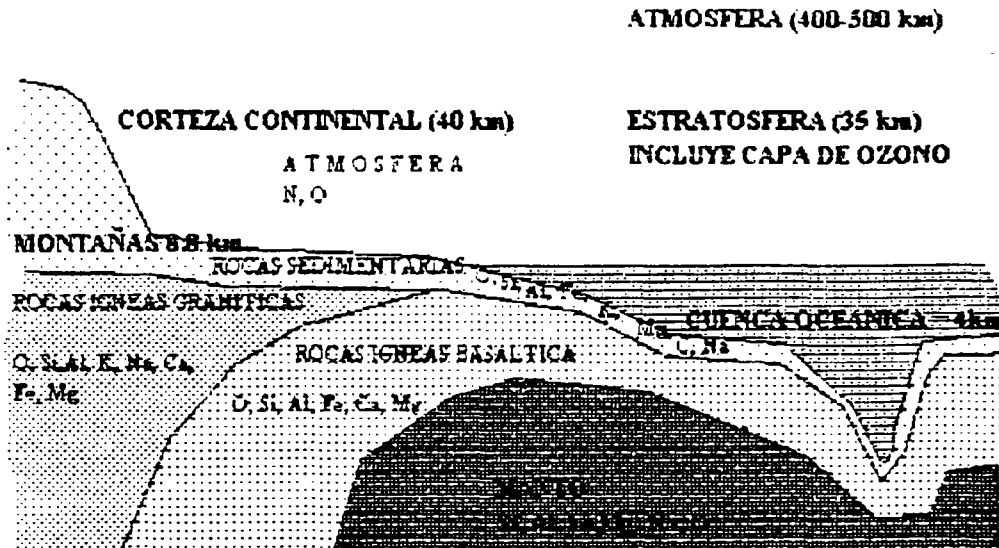


Figura 1.2. Distribución esquemática de la distribución de las rocas y su composición.

El suelo ha modificado químicamente el ambiente desde el origen de la Tierra y el medio ha modificado al suelo. Las interacciones químicas entre suelo-atmósfera-agua percolada, regulan la composición de la zona vadosa y aguas subterráneas. Las reacciones son importantes para la limpieza del aire y agua después de la contaminación natural y antropogénica.

Los solutos y electrolitos en solución con el suelo aportan los nutrientes necesarios para la vida vegetal y animal. Los mecanismos aportadores de iones al suelo son el intemperismo de las rocas, descomposición de materia orgánica, lluvia, fertilización y aquellos iones liberados de la fracción coloidal de la arcilla. Los iones en solución son esenciales para la vida, y en su fase sólida son tóxicos.

La tabla 1 muestra los elementos esenciales. Durante la formación de la superficie de la Tierra, los más pesados se acomodaron a profundidades variables, mientras que los ligeros quedaron distribuidos superficialmente.

"La vida al evolucionar aprovechó la distribución de los elementos en superficie, de ahí que se volvieran esenciales los más ligeros".

Los elementos tóxicos que con mayor regularidad se encuentran en el ecosistema, son suministrados por los medios natural (nada perjudiciales) o antrópicos (dañinos). Los vegetales se han adaptado a las condiciones físico-químicas del medio, el hombre no.

Oparin intuyó que las moléculas orgánicas se formaron en la atmósfera rica en CH_4 , H_2 , CO_2 , NH_3 , N_2 , H_2S) durante tormentas eléctricas; aunque todavía existe la incertidumbre de como se pudieron polimerizar moléculas simples para formar complejas orgánicas.

Las arcillas son el medio propicio para polimerizar moléculas orgánicas, cabe mencionar que los minerales arcillosos se formaron antes de que la vida comenzara. Los aminoácidos se polimerizan cuando son absorbidos por las arcillas.

Periodo	Grupo IA																	Grupo VIIA	Grupo VIII					
1	H																	He						
2	Li	Be																	B	C	N	O	F	Ne
3	Na	Mg	Al	Si	P	S	Cl	Ar																
4	K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr						
5	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe						
6	Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn						
7	Fr	Ra	Ac																	U				
		Lantánidos		6	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu						
		Actínidos		7	Th	Pa	U																	

Tabla 1. Elementos esenciales en blanco, tóxicos en diagonales y punteados los de poca importancia. Tomado de Bohn, McNeal & O'Connor, (1993)

Como se mencionó anteriormente, la vida es oportunista; los organismos aprovechan las condiciones del medio en que se desarrollan y sus características químicas así lo demuestran, esto es: la composición de las plantas, animales y fluidos corporales son $Ca > K > Na = Mg$; el orden de disponibilidad en los suelos es $Ca > Mg > K = Na$.

Para Bohn, McNeal y O'Connor (1993) la vida es mas activa en los suelos que en el mar, afirmando que el mar abierto es estéril, y como consecuencia, es mas probable que la vida comenzó en el suelo y no en el mar.

La contaminación del suelo, subsuelo y agua ocurre cuando desechos líquidos o lixiviados se mueven desde su lugar de depósito. La contaminación potencial depende de la movilidad del contaminante, vida media del contaminante, características de la roca o suelo huésped y clima.

los suelos permeables permiten el rápido movimiento, de ahí que los contaminantes biológicos puedan ser parcialmente filtrados por movimiento, en tanto que los constituyentes inorgánicos se mueven con mayor rapidez hasta el sistema acuifero y viajar grandes distancias. Las zonas kársticas y de rocas muy fracturadas permiten la filtración de contaminantes fácilmente. Las áreas con materiales practicamente impermeables retardan el movimiento percolandose en un entorno muy pequeño a partir del depósito.

Las condiciones climáticas de la localidad son condicionantes, por ejemplo; en zonas de alta precipitación pluvial la contaminación potencial es mayor que en aquellas áreas menos húmedas. En regiones áridas y semiáridas la contaminación potencial es casi nula debido a que el agua infiltrada es adsorbida o sostenida por la humedad del suelo.

El carácter y concentración del contaminante dependen del tiempo en que ha estado en contacto con el agua, y el máximo potencial para contaminación del agua, ocurre en regiones con nivel estático somero.

Con la disciplina geofísica se tendrán como objetivos ilustrar los principales mecanismos fisicoquímicos de los procesos de control, erradicación de contaminación y la exploración del agua.

2. EXPLORACION GEOFISICA

El objetivo del presente escrito es mostrar las posibilidades y limitaciones de los métodos mayores de la prospección geofísica en:

- a) búsqueda de agua
- b) investigaciones estructurales del subsuelo
- c) monitoreo, control y prevención de la contaminación

La Prospección Geofísica se puede dividir en PURA y APLICADA, la primera estudia la física de la tierra sólida; a la segunda compete aplicar los principios físicos en la investigación de yacimientos económicamente explotables, geotécnica, geoquímica, geohidrología y contaminación.

Las diferentes técnicas geofísicas nacieron de las variadas propiedades físicas y fisicoquímicas de la interacción de sólidos y líquidos. Los métodos geofísicos se sumarizan en la tabla 2 donde aparece la propiedad y fenomenología.

Tabla 2. Métodos geofísicos, propiedad y fenomenología envueltos.		
METODO	PROPIEDAD ENVUELTA	FENOMENO ENVUELTO
MAGNETICO	SUSCEPTIBLE MAGNETICA (μ)	VARIACION ESPACIAL DEL CAMPO MAGNETICO NATURAL ESTACIONARIO
GRAVIMETRICO	DENSIDAD, GRAVITRONES (ρ)	VARIACION ESPACIAL DE "g" EN EL CAMPO GRAVIMETRICO NATURAL
ELECTROMAGNETICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA PERMEABILIDAD MAGNETICA (k)	(σ) FASE DEL CAMPO ALTERNO ELECTRICO Y MAGNETICO.
ELECTRICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA	(σ) RESISTIVIDAD APARENTE
POTENCIAL NATURAL	POTENCIAL DE OXIDACION (Eh) CONCENTRACION IONICA (pH)	POTENCIAL ELECTROQUIMICOS NATURALES
POLARIZACION INDUCIDA	CONDUCTIVIDAD IONICA Y ELECTRONICA (e)	IMPEDANCIA COMPLEJA
SISMICOS	CONSTANTES ELASTICAS Y (λ) DENSIDAD (ρ)	VELOCIDADES SISMICAS ONDAS COMPRESIONALES
RADIOACTIVO	RADIONUCLEOS	RADIACION GAMMA
TERMICO	CONDUCTIVIDAD TERMICA	FLUJO CALORIFICO

La aplicación de los métodos geofísicos solo es aplicable si en cualquiera de las propiedades físicas y fisicoquímicas de las fases sólidas y líquidas, existe un fuerte contraste. Cuando existe una carencia marcada en el contraste de las propiedades y sus efectos no pueden ser medidos en superficie por el enmascaramiento de ruido, el método geofísico no puede ser aplicado.

3. PROSPECCION ELECTRICA

3.1 PROCESOS DE OXIDACION-REDUCCION (REDOX)

El fenómeno electroquímico que regula la dirección, rapidez y productos finales de las reacciones orgánicas e inorgánicas, son los procesos Redox, dependientes fundamentalmente de la disponibilidad de los iones de Hidrógeno (H^+) y el electrón (e^-).

La Oxidación es la pérdida o donación de electrones en una sustancia; la Reducción es la ganancia o aceptación de electrones. Los procesos Redox siempre van apareados ya que no puede existir un donador de electrones sin que exista el aceptor.

Pese a que es limitado el número de elementos que intervienen en el cambio electrónico, son importantes al estar incluidos el C, N y S; pues los procesos de oxidación-reducción son esenciales en el desarrollo y decaimiento de los organismos vivientes, líquidos y sistemas minerales.

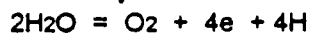
El oxígeno es el principal elemento oxidante o aceptor de electrones en la naturaleza, que lo convierte en un regulador de electrones. La disponibilidad de electrones es fuerte en los suelos aeróbicos, dejando en segundo plano al ion Hidrógeno.

Las condiciones anaeróbicas (falta de oxígeno) incrementan la concentración de iones reducidos (CO_2 y H_2CO_3) y otros ácidos orgánicos que regulan el pH; estos iones son indeseables para el subsuelo.

En la fotosíntesis el oxígeno es el donador y el Carbón el aceptor, donde se muta el estado de oxidación del C^{4+} a C^0 del CO_2 para formar un carbohidrato $(CH_2O)_n$ de la siguiente forma:



la oxidación de la reacción consiste en la pérdida de electrones por parte del O_4 en el agua para convertir el O_4 en O_8 de manera que:



Los vegetales y organismos superiores son capaces de utilizar el oxígeno solo como aceptores, pero los microorganismos del subsuelo utilizan los estados oxidados de nitrógeno, azufre, hierro y manganeso de la manera siguiente:



La reacción química para la oxidación de la materia orgánica en el subsuelo es:



La ecuación global de la oxidación de la materia orgánica es:

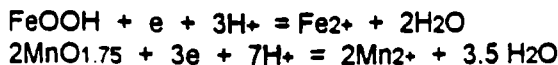


Otros donadores de electrones además del carbohidrato son los grupos amino ($-NH$) y el sulfidril ($-SH$) y los iones de amino de la materia orgánica.

La descomposición de la materia orgánica, suelos afectados por fuga de gas o presencia de diesel, gasolina, grasas, depósitos de desechos orgánicos y sólidos (basureros) incrementan la actividad microbiana; ambiente propicio para una demanda alta de oxígeno.

La difusión del oxígeno es tan lenta que provoca la fermentación, liberando CO_2 y CH_4 , también ácidos orgánicos de olor pútrido y aldehídos; productos de una reacción de reducción.

La hojarasca de hierro y nódulos de manganeso observados por medio de la videograbación del interior de pozos, provienen de las reacciones:



La habilidad de los elementos químicos para donar o aceptar electrones es medida por su potencial de electrodo. La tabla 3 enseña los potenciales de reducción (electrodo).

TABLA 3. Potenciales de REDUCCION (ELECTRODO) según Bohn (1993)	
Eh° (V)	
$\text{F}_2 + 2e = 2\text{F}^-$	2.87
$\text{Cl}_2 + 2e = 2\text{Cl}^-$	1.36
$\text{NO}_3^- + 6\text{H}^+ + 5e = 1/2\text{N}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$	1.26
$\text{O}_2 + 4\text{H}^+ + 4e = 2\text{H}_2\text{O}$	1.23
$\text{NO}_3 + 2\text{H}^+ + 2e = \text{NO}_2 + \text{H}_2\text{O}$	0.85
<hr/>	
$\text{Fe} + e = \text{Fe}$	0.77
$\text{SO}_4 = 10\text{H}^+ + 8e = \text{H}_2\text{S} + 4\text{H}_2\text{O}$	0.31
$\text{CO}_2 + 4\text{H}^+ + 4e = \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$	0.21
$\text{N}_2 + 6\text{H}^+ + 6e = 2\text{NH}_3$	0.09
$2\text{H}^+ + 2e = \text{H}_2$	0
<hr/>	
$\text{Fe} + 2e = \text{Fe}$	-0.44
$\text{Zn} + 2e = \text{Zn}$	-0.76
$\text{Al} + 3e = \text{Al}$	-1.66
$\text{Mg} + 2e = \text{Mg}$	-2.37
$\text{Na} + e = \text{Na}$	-2.71
$\text{Ca} + 2e = \text{Ca}$	-2.87
$\text{K} + e = \text{K}$	-2.92

Los valores altos indican que los iones de la izquierda de la reacción aceptan electrones de manera rápida (agentes oxidantes). Los valores de potencial bajo significan que los iones y elementos del lado izquierdo donan electrones, que los convierte en agentes reductores. Los metales comunes se manifiestan como inestables y fácilmente corroibles.

La energía eléctrica liberada por los procesos de oxidación-reducción constituye una fuerza electromotriz (fem) comparable a una "pila eléctrica" sepultada. Las corrientes eléctricas provocan características distribuciones de potencial asociadas a la geometría del cuerpo que las produce y son fácilmente medibles en superficie. En la figura 3.1 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, se aprecian las zonas de oxidación y reducción.

3.2 METODO DEL POTENCIAL NATURAL

El potencial natural tiene su origen en fenómenos electroquímicos asociados a los potenciales de oxidación-reducción (REDOX). Existen dos clasificaciones para el potencial natural, la primera es el potencial de Fondo y el segundo es el Mineralización. El potencial de interés en geohidrología es el de fondo, ya que es indicador de la presencia de agua en el subsuelo; el segundo es el utilizado en monitoreo de contaminación. Los principales mecanismos que originan potenciales de fondo son:

3.2.1 POTENCIALES DE DIFUSION. Se presenta cuando en los poros de las rocas contactan electrolitos diferentes o de diferencias en sus concentraciones. Un ejemplo claro de este potencial es el observado en los registros eléctricos de pozos.

3.2.2 POTENCIALES DE FILTRACION. Schlumberger lo llamo electrofiltración, y es el campo eléctrico producido por el ascenso de electrolitos en los poros del suelo y rocas. El potencial de electrofiltración está dado por:

$$E = \frac{\rho \varepsilon \eta}{4 \pi \mu} \Delta P$$

donde ρ es la resistividad del medio, ε es la constante dieléctrica, η es el potencial zeta de la doble capa electroquímica, ΔP caída de presión a lo largo de camino del flujo y μ es la viscosidad del fluido.

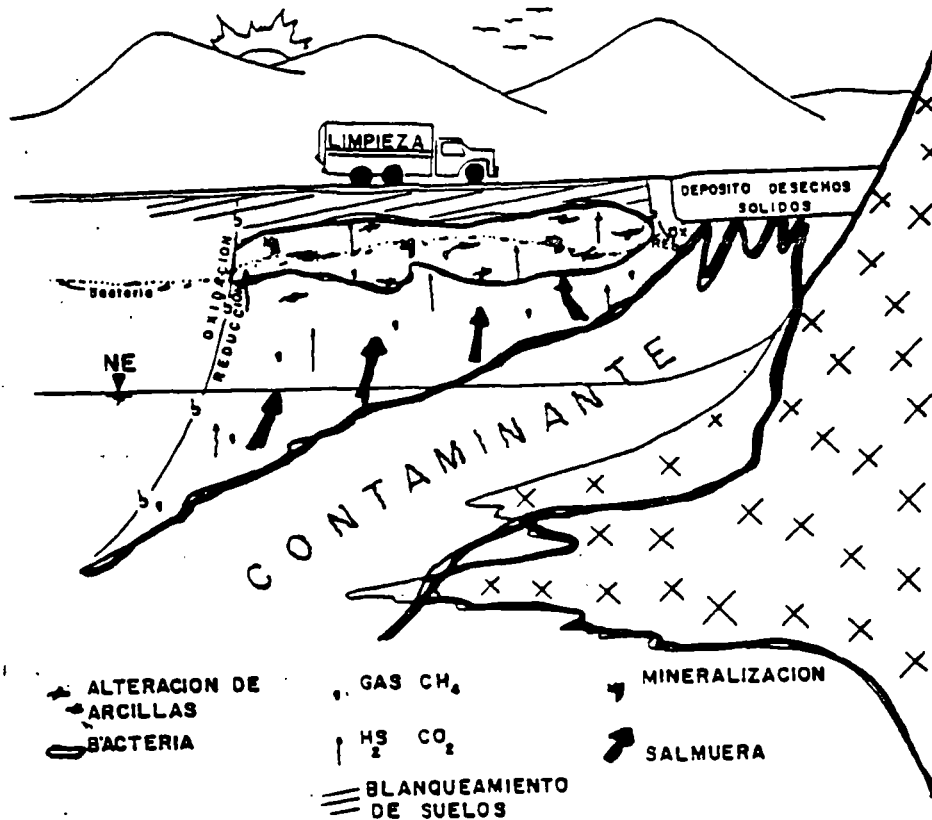


Figura 3.1 Mecanismo del potencial natural en zonas alteradas.

Son producidos por filtración de las aguas de lluvia y ascenso de la humedad por capilaridad.

3.2.4 POTENCIALES VARIABLES CON EL TIEMPO Y TEMPERATURA. Se debe a que si un gradiente de temperatura es sostenido constante en una roca o material geológico, aparecerá un gradiente de voltaje conocido como **Efecto Soret**.

3.2.5 EQUIPO BASICO.

El equipo necesario para los levantamientos de potencial natural consiste en un potenciómetro de alta impedancia de entrada, cables, electrodos impolarizables tales como tazas de porcelana y sulfato de cobre.

3.2.6 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO.

Dos métodos son los clásicos; de potenciales y de gradientes.

La técnica de Potenciales consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en varias estaciones respecto a un punto de referencia. Un electrodo permanece fijo y otro va a cada estación previamente

establecidas para hacer la medida. Se trazan varios perfiles que se unen por una línea perpendicular a ellos, figura 3.2a. La diferencia de potencial se escribe para cada punto con su signo respectivo.

El método de gradientes mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estacas contiguas del perfil. Las mediciones se hacen en polígonos cerrados como se indica en la figura 3.2b.

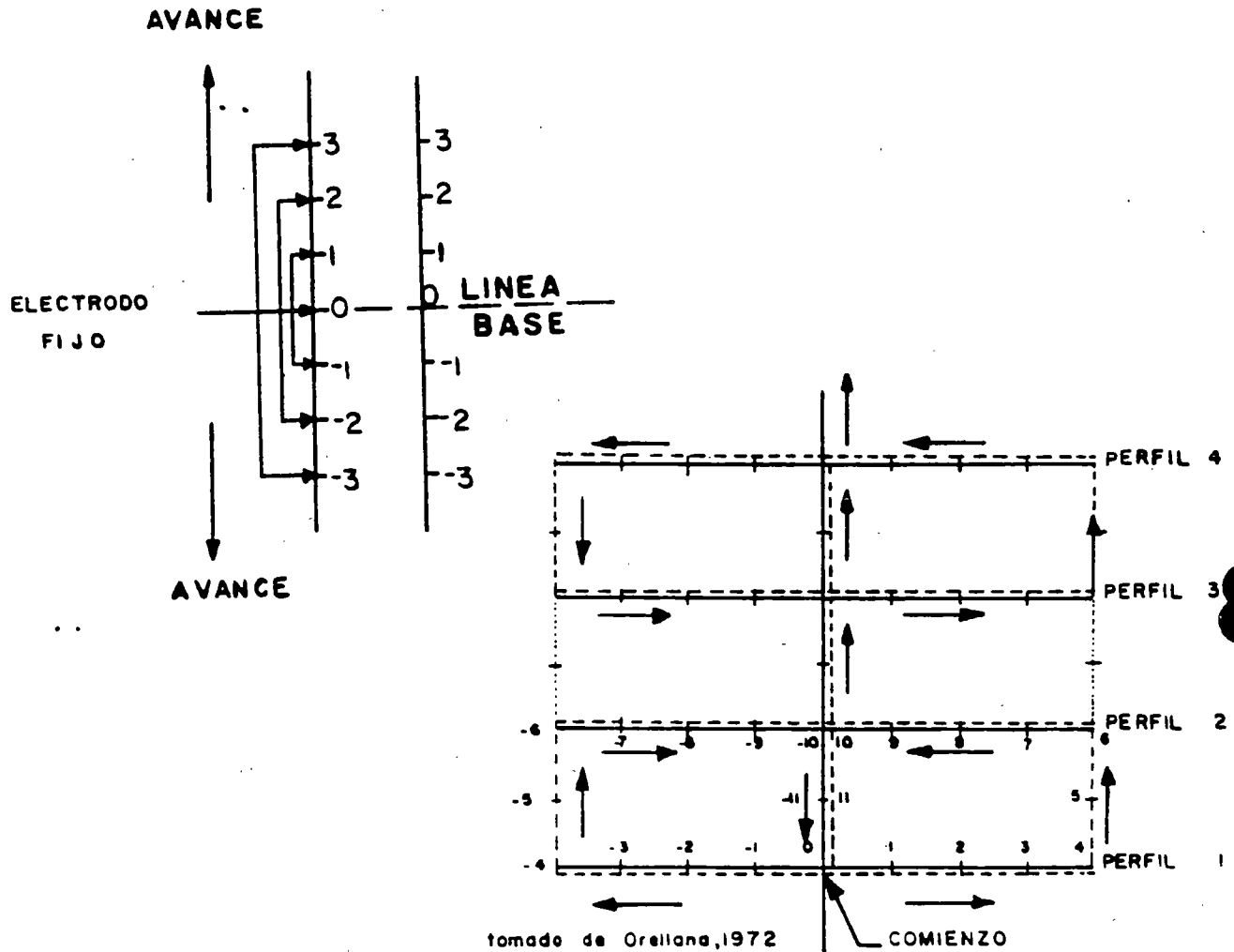
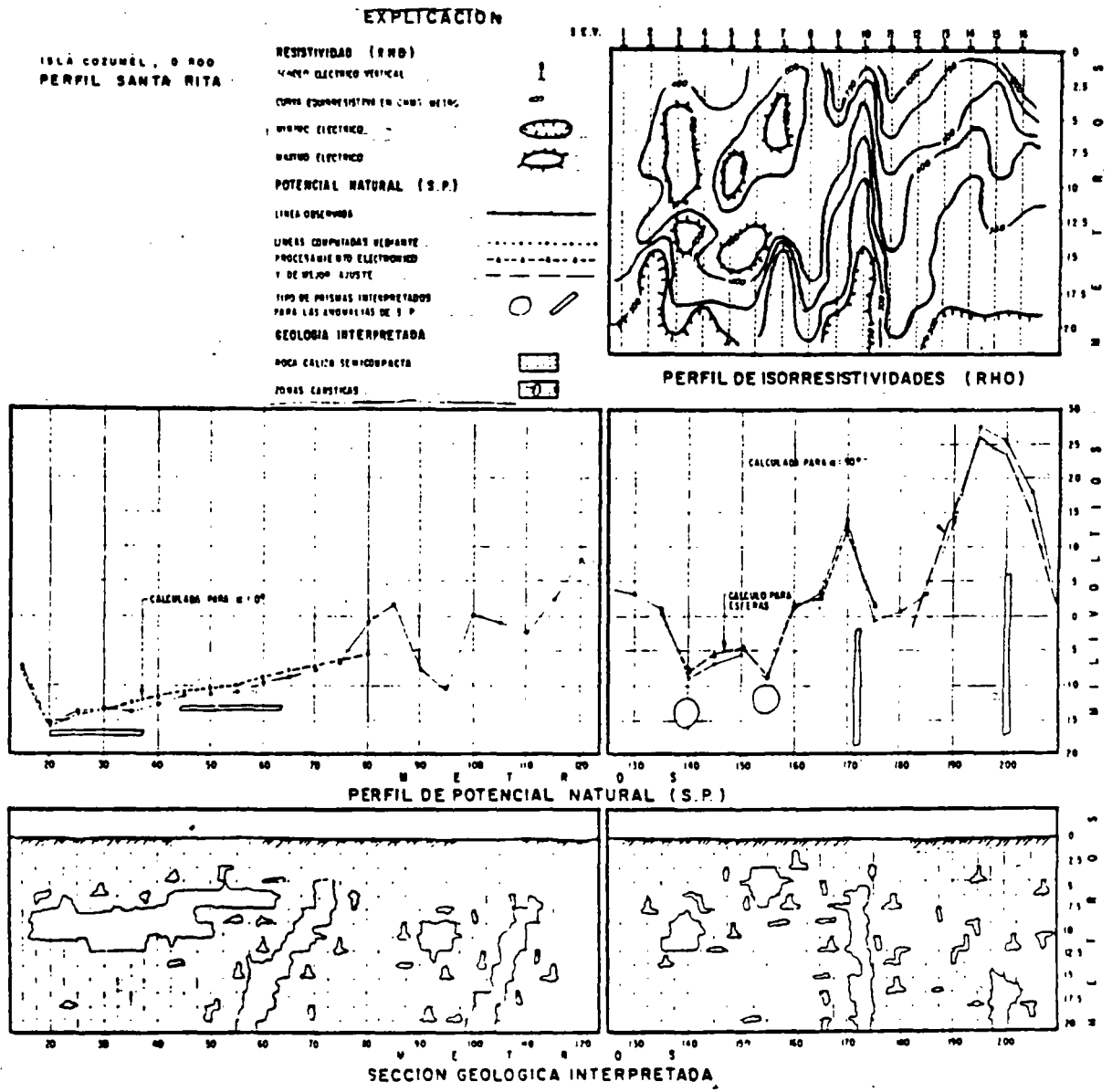


Figura 3.2 .a) Técnica de potenciales. b) Técnicas de gradientes.

3.2.7 EJEMPLOS DE APLICACION DEL POTENCIAL NATURAL.

La figura 3.3 presenta el perfil de potencial natural efectuado en la Isla de Cozumel en la localización de zonas kársticas susceptibles de almacenar agua. En esa misma figura se observan dos fotos de dolinas por las que el potencial de electrofiltración se lleva a cabo. Se da la sección geológica interpretada, estas anomalías fueron perforadas con éxito.

En la figura 3.4 se da la sección geológica y el perfil del potencial natural en un acuífero calcáreo conteniendo una mena de carbón. Existe contaminación debido a la percolación ascendente de salmueras. Esto es en Piedras Negras, Coahuila.



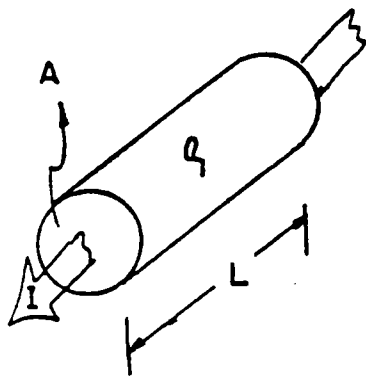
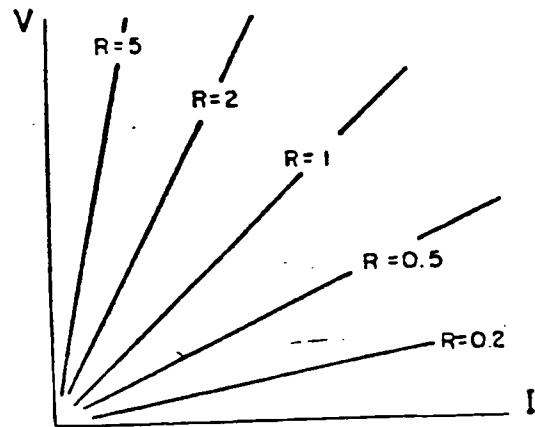
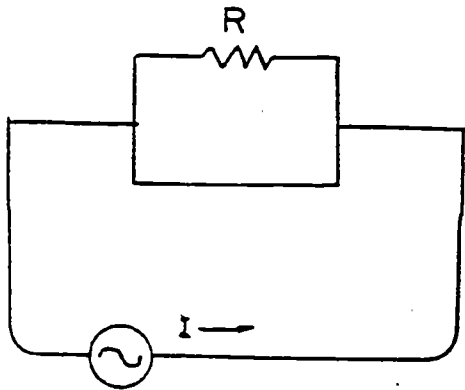
Figuras 3.3 y 3.4 Potencial Natural en Cozumel, QR. y en la zona carbonera de Piedras Negras, Coah.

3.3 RESISTENCIA Y RESISTIVIDAD.

La resistencia eléctrica R está definida por la Ley de Ohm en la expresión: $R = V/I$, donde V es la diferencia de potencial $V_1 - V_2$ en los bornes del circuito (figura 3.5a), I corresponde a la corriente que circula en el circuito. El circuito de la figura 3.5a representa en corriente continua la simulación de una resistencia eléctrica, al hacer un análisis de la ecuación 1 se manifiesta la relación lineal entre el voltaje V y la corriente I , la pendiente de la recta representa el valor de la resistencia eléctrica R en unidades de ohms. La figura 3.5b presenta gráficamente la variación de R en función de V e I . Del análisis anterior se deduce que al aumentar la intensidad de corriente no variará el valor de R , solamente se hace más intenso el voltaje V .

Los materiales presentan resistividades características de acuerdo a su constitución. Si se considera la muestra de un material cualquiera de forma geométrica definida según figura 3.5c y se aplica una diferencia de potencial ΔV , causará un flujo de corriente I , cuya resistencia eléctrica es proporcional a la longitud L de la muestra e inversamente proporcional a la sección transversal A . Depende fundamentalmente de su resistividad característica ρ quedando finalmente expresada como: $R = \rho L/A$.

A ρ se le conoce como resistividad eléctrica característica, se hace notar que es una propiedad de Bulk o masa y es análoga a la densidad.



Figuras 3.5a Modelo reológico de la resistencia eléctrica de una roca, b Variación de R en función de V e I . c) Resistencia y resistividad eléctrica.

3.3.1 RESISTIVIDADES DE ALGUNAS FORMACIONES GEOLOGICAS.

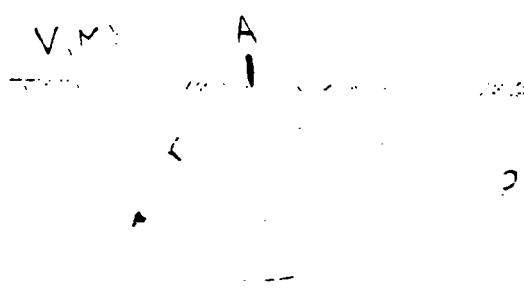
La Tabla 4 muestra los márgenes usuales de variación de las aguas y otros tipos de material que conforman el subsuelo.

Tabla 4 Rangos usuales de variación de diferentes tipos de agua y rocas según Telford, et al, 1975.	
TIPO DE AGUA	RESISTIVIDAD (ohms-metro)
METEORICA DE PRECIPITACION	30 - 1000
SUPERFICIAL EN DISTRITOS DE ROCAS IGNEAS	30 - 500
SUPERFICIAL EN DISTRITOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS	10 - 100
SUBTERRANEA EN DISTRITOS DE ROCAS IGNEAS	30 - 150
SUBTERRANEA EN DISTRITOS DE ROCAS SEDIMENTARIAS	>1
MAR	=0.2
POTABLE (0.25% MAXIMO DE STD)	>1.8
IRRIGACION Y ALMACENAJE (0.7 MAXIMO DE STD)	>0.7

Cabe observar que los valores antes señalados pueden variar desde unos cuantos ohms hasta cientos por arriba o debajo dependiendo de la alteración, fracturación, saturación, iones en solución, temperatura, sales, porosidad, compacidad etc.

3.3.2 ECUACIONES BASICAS.

Considerando una fuente puntual A situada en un plano que divide un perfecto aislador de extensión semi-infinito, isotrópico, homogéneo de resistividad ρ , según la figura 3.6 y recordando las ecuaciones de R y ρ , se tiene que el potencial V en un punto de observación M, queda expresado como: $V(M) \propto \rho/(2\pi r)$, si $\rho/2\pi = 1$; entonces $V(M) \propto 1/r$



VARIACION DE LA FUNCION POTENCIAL $V(M) \propto 1/r$

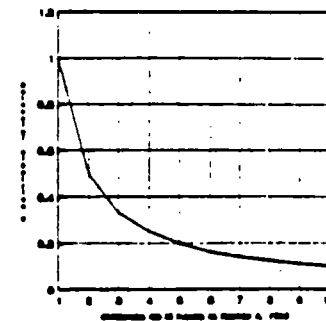


Figura 3.6a Semiespacio de resistividad ρ , distancia r entre la fuente y el punto de medición; b variación del potencial $V(M)$ en función de r. Utilizando los límites en la expresión $V(M) \propto 1/r$ para evaluar el comportamiento del potencial se tiene:

cuando $r \rightarrow 0$ $V \rightarrow \infty$ y
 $r \rightarrow \infty$ $V \rightarrow 0$

el primer límite establece que el potencial tendrá un valor infinito entre más corta sea la distancia entre la fuente y el receptor, y el segundo que cuando la distancia sea infinita el potencial tiende a cero.

Suponiendo ahora que existen dos fuentes denominadas A,B y considerando los potenciales respecto a dos puntos conocidos como M, N según se muestra en el cuadrípulo de la figura 3.7; el potencial queda expresado como:

$V(M,N) = \rho I \{ [1/AM - 1/AN - 1/BN + 1/BN] \}$ los términos entre paréntesis definen el factor geométrico y depende del arreglo electrodo empleado.



Figura 3.7 Cuadrípulo característico para medida de resistividad de la tierra.

En la técnica del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) el campo es función directa del valor de resistividad y función inversa de " r "; para un medio estratificado la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamiento electrodo y sensibilidad del aparato receptor.

Para los espaciamientos largos el potencial tenderá a un valor pequeño, casi imperceptible para la sensibilidad del receptor, pero su manejo depende del operador y con tan solo aumentar el espaciamiento entre los electrodos de potencial (cuidando la anisotropía) o incrementar al paso siguiente de la intensidad de corriente, el voltaje aumentará proporcional a cualquiera de estos cambios.

3.3.3 PRACTICA DEL METODO ELECTRICO.

Existen dos tipos básicos de procedimiento de campo, que se escogen de acuerdo a los objetivos de la exploración, estos son:

1) SONDEO DE RESISTIVIDAD. El centro del arreglo de sondeo permanece fijo y el intervalo del espaciamiento cambia. La profundidad de exploración se incrementa conforme aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo, se conoce como varía la resistividad con la profundidad. Figura 3.8a

b) PERFIL DE RESISTIVIDAD O CALICATAS ELECTRICAS. En la práctica del perfilaje o calicateo el centro del arreglo se cambia, en tanto que las distancias de los electrodos en el arreglo permanecen fijas. La profundidad de exploración permanece constante, es determinada la variación horizontal de la resistividad. Figura 3.8b

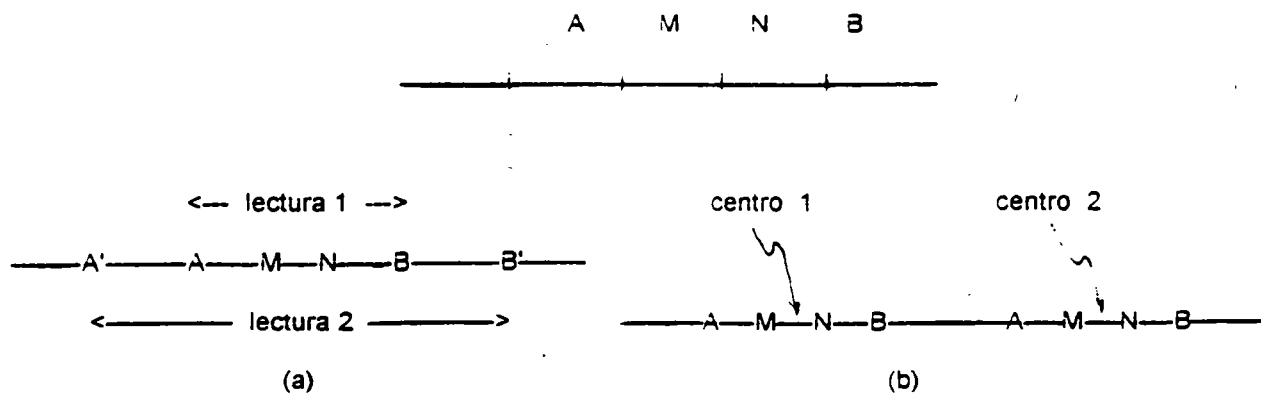


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico. b)calicata o perfilaje eléctrico.

el primer límite establece que el potencial tendrá un valor infinito entre más corta sea la distancia entre la fuente y el receptor, y el segundo que cuando la distancia sea infinita el potencial tiende a cero.

Suponiendo ahora que existen dos fuentes denominadas A,B y considerando los potenciales respecto a dos puntos conocidos como M, N según se muestra en el cuadrípolo de la figura 3.7; el potencial queda expresado como:

$V(M,N) = \rho I \{ [1/AM - 1/AN - 1/BN + 1/BN] \}$ los términos entre paréntesis definen el factor geométrico y depende del arreglo electródico empleado.

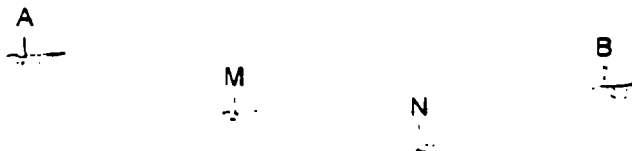


Figura 3.7 Cuadrípolo característico para medida de resistividad de la tierra.

En la técnica del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) el campo es función directa del valor de resistividad y función inversa de " r "; para un medio estratificado la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamiento electródico y sensibilidad del aparato receptor.

Para los espaciamientos largos el potencial tenderá a un valor pequeño, casi imperceptible para la sensibilidad del receptor, pero su manejo depende del operador y con tan solo aumentar el espaciamiento entre los electrodos de potencial (cuidando la anisotropía) o incrementar al paso siguiente de la intensidad de corriente, el voltaje aumentará proporcional a cualquiera de estos cambios.

3.3.3 PRACTICA DEL METODO ELECTRICO.

Existen dos tipos básicos de procedimiento de campo, que se escogen de acuerdo a los objetivos de la exploración, estos son:

1) SONDEO DE RESISTIVIDAD. El centro del arreglo del sondeo permanece fijo y el intervalo del espaciamiento es cambiado. La profundidad de exploración se incrementa conforme aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo, se conoce como varía la resistividad con la profundidad. Figura 3.8a

b) PERFIL DE RESISTIVIDAD O CALICATAS ELECTRICAS. En la práctica del perfilaje o calicateo el centro del arreglo se cambia, en tanto que las distancias de los electrodos en el arreglo permanecen fijas. La profundidad de exploración permanece constante, es determinada la variación horizontal de la resistividad. Figura 3.8b

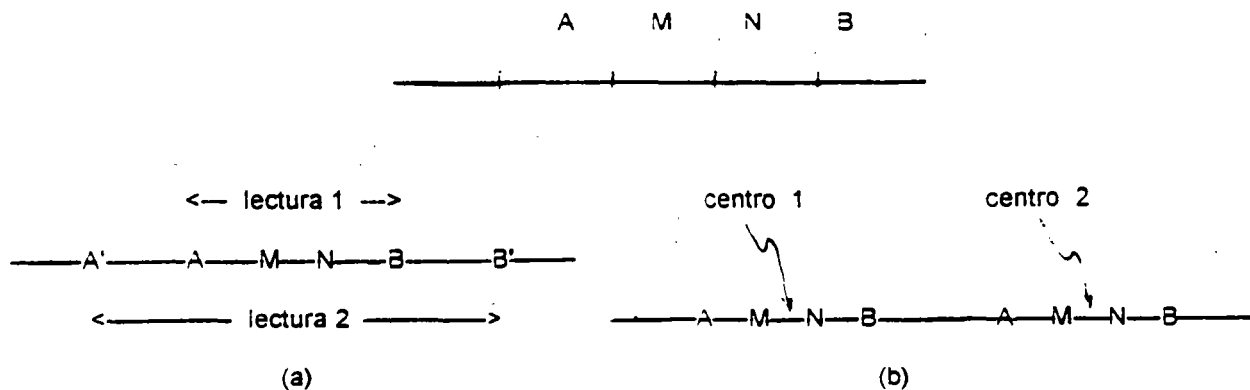


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico. b)calicata o perfilaje eléctrico.

el primer límite establece que el potencial tendrá un valor infinito entre más corta sea la distancia entre la fuente y el receptor, y el segundo que cuando la distancia sea infinita el potencial tiende a cero.

Suponiendo ahora que existen dos fuentes denominadas A,B y considerando los potenciales respecto a dos puntos conocidos como M, N según se muestra en el cuadripolo de la figura 3.7; el potencial queda expresado como:

$V (M,N) = \rho I \{ [1/AM - 1/AN - 1/BN + 1/BN] \}$ los términos entre paréntesis definen el factor geométrico y depende del arreglo electródico empleado.



Figura 3.7 Cuadripolo característico para medida de resistividad de la tierra.

En la técnica del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) el campo es función directa del valor de resistividad y función inversa de " r "; para un medio estratificado la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamiento electródico y sensibilidad del aparato receptor.

Para los espaciamientos largos el potencial tenderá a un valor pequeño, casi imperceptible para la sensibilidad del receptor, pero su manejo depende del operador y con tan solo aumentar el espaciamiento entre los electrodos de potencial (cuidando la anisotropía) o incrementar al paso siguiente de la intensidad de corriente, el voltaje aumentará proporcional a cualquiera de estos cambios.

3.3.3 PRACTICA DEL METODO ELECTRICO.

Existen dos tipos básicos de procedimiento de campo, que se escogen de acuerdo a los objetivos de la exploración, estos son:

1) SONDEO DE RESISTIVIDAD. El centro del arreglo del sondeo permanece fijo y el intervalo del espaciamiento es cambiado. La profundidad de exploración se incrementa conforme aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo, se conoce como varía la resistividad con la profundidad. Figura 3.8a

b) PERFIL DE RESISTIVIDAD O CALICATAS ELECTRICAS. En la práctica del perfilaje o calicateo el centro del arreglo se cambia, en tanto que las distancias de los electrodos en el arreglo permanecen fijas. La profundidad de exploración permanece constante, es determinada la variación horizontal de la resistividad. Figura 3.8b

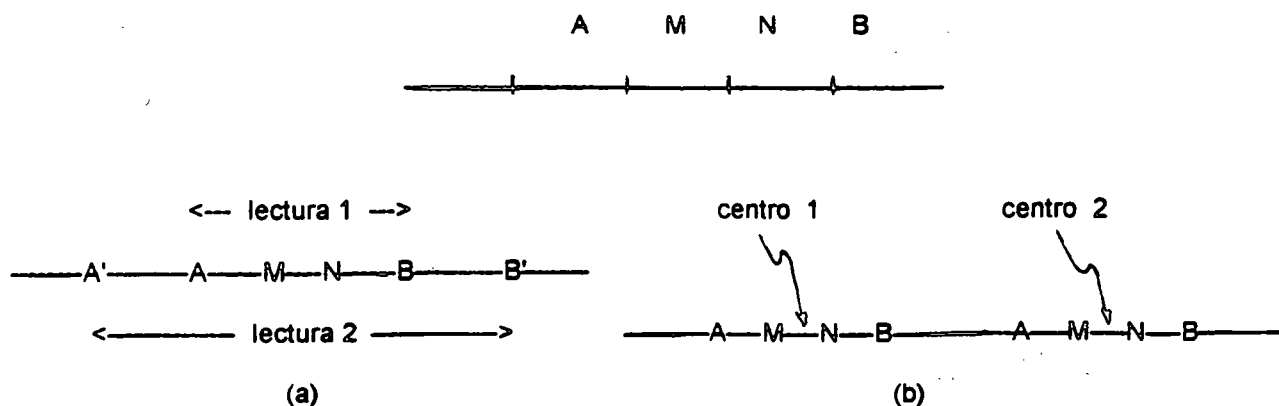


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico, b)calicata o perfilaje eléctrico.

3.3.4 ARREGLOS ELECTRODICOS.

Durante un sondeo se trata de medir la resistividad aparente de las distintas capas como una función de la profundidad. Para la práctica del sondeo eléctrico vertical (SEV) son empleados dos arreglos básicos: el Schlumberger y el Wenner. Ambos arreglos consisten de cuatro electrodos colineales y simétricos respecto a un centro "O". Los electrodos de corriente o emisión se denominan A y B, los de potencial o recepción M y N.

En el arreglo Schlumberger los electrodos M,N permanecen fijos mientras que la distancia entre los electrodos de corriente A, B se incrementa paulatinamente, de igual manera la profundidad de exploración. La expresión para el cálculo de la resistividad aparente en el sondeo Schlumberger es:

$$\rho_{sch} = \frac{\Delta V \pi [(L/a)^2 - 0.25]}{I}$$

ρ_{sch} resistividad aparente (ohms-metro)
 ΔV diferencia de potencial medido en M,N
 I corriente eléctrica a través de A,B
 L distancia media entre AB
 a distancia entre MN

En el arreglo Wenner la distancia entre los electrodos debe ser igual, por lo que se debe cumplir la relación AB/3, distancia que corresponde a la profundidad teórica explorada. Al tener que cumplir la relación AB/3, es obligado mover los electrodos de potencial al variar los de corriente. La expresión para el cálculo de la resistividad para el arreglo Wenner es:

$$\rho_w = \frac{(\Delta V/I) 2\pi a}{a}$$

ρ_w resistividad aparente (ohms-metro)
 a espaciamiento electródico AB/3

El arreglo Wenner ha caído en desuso debido que requiere del doble de personal, es lento el trabajo de campo, es muy susceptible a las variaciones laterales de resistividad y efectos de electrodo.

Las ventajas del arreglo Schlumberger es la no influencia en por anisotropía, rapidez y requiere mínimo de personal.

Cuando se requiere conocer como varía una formación geológica horizontalmente se recurre al perfilaje; y los arreglos de mayor demanda son los Dipolo.

En el arreglo Dipolo-Dipolo son hincados cuatro electrodos alineados y agrupados en dos dipolos denominados de potencial y corriente con una distancia electródica x y separados submúltiplos de n veces x . La profundidad de exploración se regula por " n " y a esta posición se asocian los valores de resistividad. La expresión para el cálculo de la resistividad empleando el arreglo dipolo-dipolo es:

$$\rho_{dd} = \frac{(\Delta V/I) 2\pi x \{1/[1/n - 2/(n+1) + 1/(n+2)]\}}{x}$$

ρ_{dd} resistividad aparente (ohms-metro)
 x espacio entre dipolos
 n múltiplos enteros de x

La figura 3.8 presenta los diferentes arreglos electródicos empleados en el sondeo y perfilaje, así como los puntos de atribución para las medidas de resistividad.

3.3.5 REPRESENTACION DE DATOS Y TIPOS DE CURVAS DE RESISTIVIDAD.

Los datos de resistividad aparente son representados en forma de gráficas con ejes perpendiculares bilogarítmicos, se denomina "curva de resistividad aparente". En la figura 3.9 se aprecia una curva de resistividad aparente en la que se observan los traslapes efectuados para diferentes aberturas de M, N y el suavizamiento efectuado para su interpretación analítica, después de H. M. Mooney (1980).

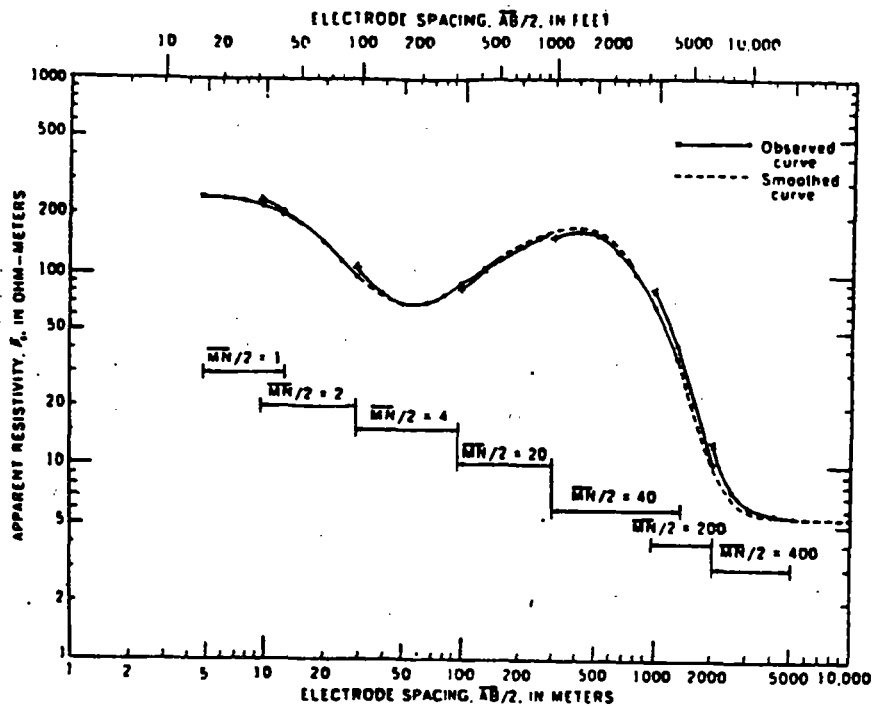


Figura 2.8 Curva de resistividad aparente y suavización después de H. M. Mooney (1960)

Figura 3.9 Curva de resistividad aparente y suavización, H.M. Mooney (1980).

3.3.6 INTERPRETACION.

Los datos de resistividad aparente obtenidos de los SEV, son interpretados para conocer el corte geoelectrico y su equivalencia geológica. Los métodos de interpretación son divididos en Cualitativo o Empírico y Cuantitativo.

3.3.6a INTERPRETACION CUANTITATIVA O EMPIRICA. Tiene por objeto obtener una primera aproximación de la distribución de las estructuras geológicas en el subsuelo, no se determinan valores absolutos, sino relaciones o rangos. La representaciones más comunes son: mapas de curvas tipo, mapas de isoresistividades y perfiles de isoresistividad.

3.3.6b INTERPRETACION CUANTITATIVA. Consiste en evaluar la profundidad, espesor y resistividad verdaderos de cada una de las capas interpretadas, los valores resultantes son constitutivos del corte geoelectrico. Mediante la técnica del filtrado desarrollada principalmente por D. Gosh (1971) y O. Koefoed (1979) es hecha la interpretación.

En el subsuelo se pueden presentar cortes geoelectricos sencillos o muy complejos. Los cortes sencillos son aquellos que presentan dos capas y los complejos tres o más capas. En la figura 3.10 son mostrados los diferentes cortes geoelectricos. De acuerdo a los valores de resistividad de cada una de las capas se puede clasificar en dos grandes grupos.

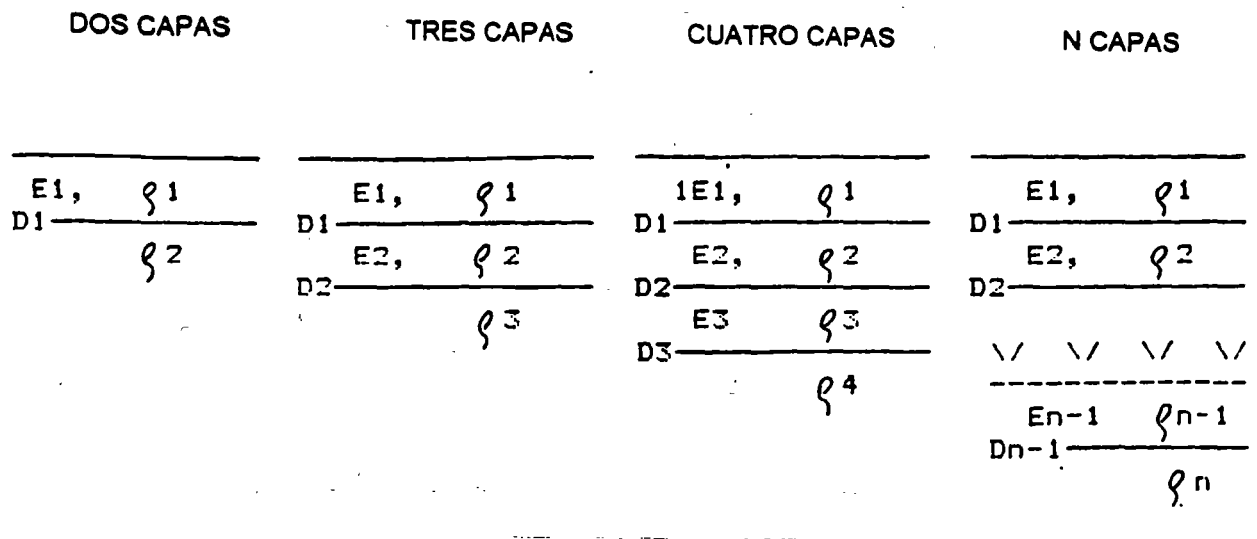


Figura 3.10 Diferentes tipos de cortes geoelectricos con dos, tres, cuatro y n capas.

Las curvas de dos capas se clasifican como ascendentes si $\rho_2 > \rho_1$ y descendentes si $\rho_2 < \rho_1$. En el caso de tres capas existen cuatro tipos de curvas; H, K, Q y A. Los valores de resistividad son:

TIPO	H	$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
	K	$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$
	Q	$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
	A	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

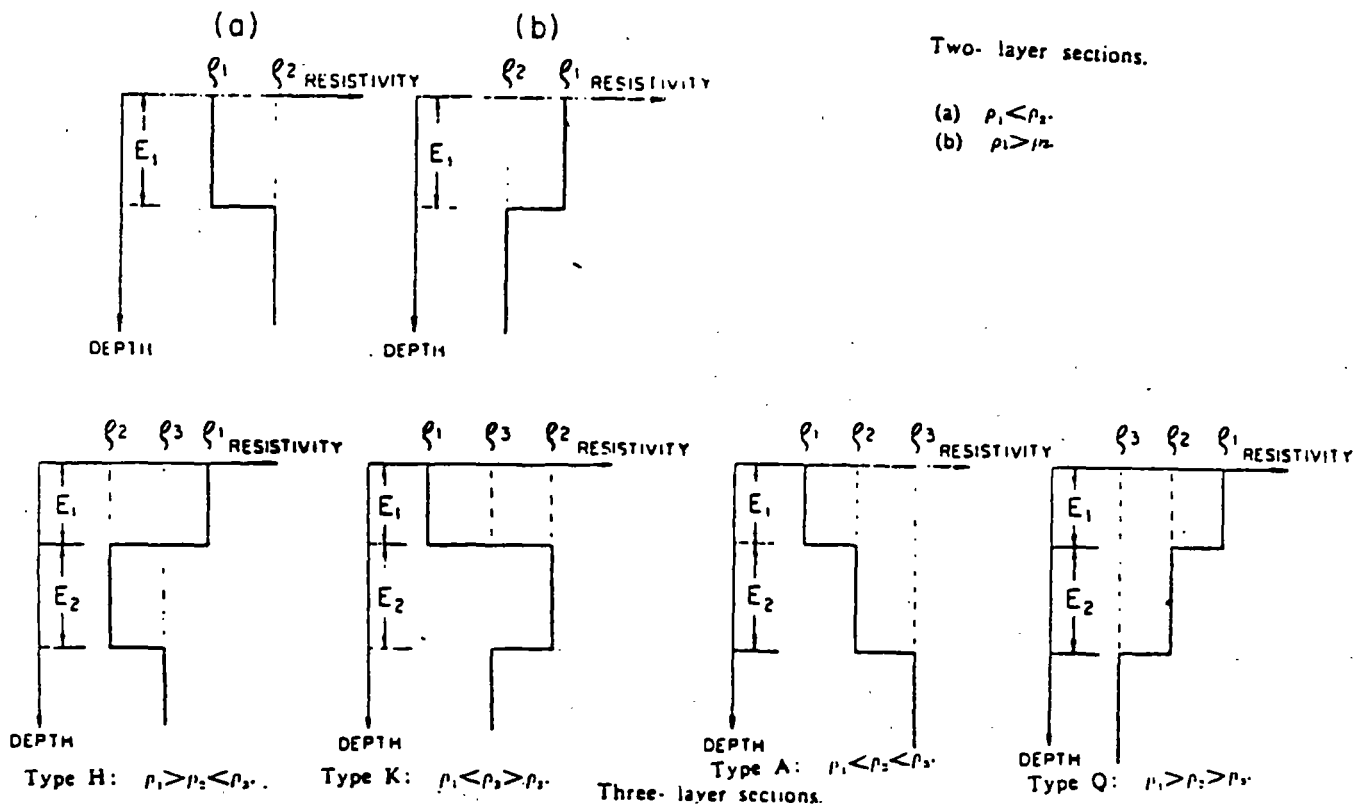


Figura 3.11 Cortes geoelectricos clasicos para dos y tres capas, despues de H. M Mooney (1980).

La figura 3.11 presenta los diferentes tipos de curvas, existen las combinaciones lógicas como HA, KO, etc..., pero no como aquellas que se indican a continuación: AQ, QK, KAQ.

La automatización para la interpretación de los SEV, fue formulada por Zohdy (1974) (1975), el proceso envuelve dos pasos para cada espaciamento eléctrico AB/2, AB/3, nx etc.; primero se calcula la función Kernel T(x) para el corte geoelectrico, en seguida es convolucionada con el filtro de Gosh para el arreglo dado para obtener la curva de resistividad aparente:

$$\rho = \sum_{j=-3}^5 b_j T_{m-j}(x)$$

Σ sumatoria
 b_j coeficiente del filtro de Gosh
 T_{m-j} función Kernel discreta

En el espacio de computadoras, se presenta un programa para la interpretación cuantitativa de los SEV, cortesía de Bison y Geingeniería Alfven.

3.3.7 EL EFECTO "SKIN" EN LA EXPLORACION GEOELECTRICA.

En la actualidad se continúa con el empleo de equipos de corriente alterna para la realización de medidas de resistividad en corriente continua y la interpretación se efectúa en el mismo supuesto. Las corrientes alternas en Dominio de Frecuencia o Tiempo se amortiguan con la profundidad más rápido que la directa debido al Efecto Skin. Es más notable cuanto la frecuencia es alta y la roca huésped muy conductora.

Esto hace que las curvas de resistividad aparente obtenidas de formaciones homogéneas de baja resistividad tales como arcillas, evaporitas, depósitos lacustres, termalismo, margas etc..., ascienda a partir de un valor relativamente pequeño de espaciamento, indicando la presencia de un estrato resistivo o conductor que no existe en realidad a esa profundidad. La figura 3.12 muestra ejemplos de SEV influenciados por el efecto Skin para un estrato resistivo y conductor.

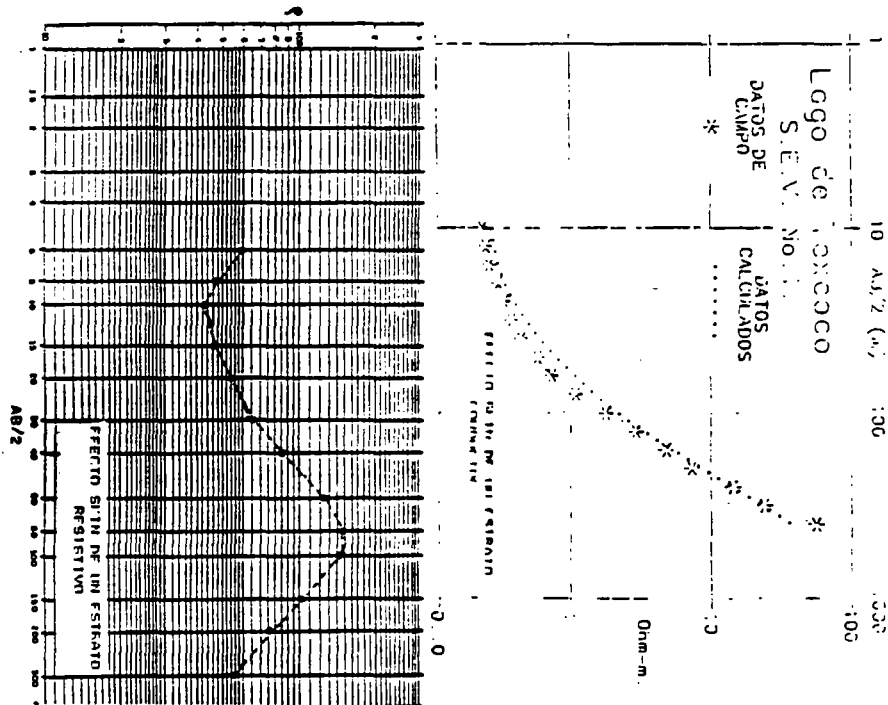


Figura 3.12 Influencia del efecto Skin para estratos conductor (Exvaso de Texcoco) y resistivo (Oaxaca)

3.3.8 LA PROFUNDIDAD DE INVESTIGACION EN LA PROSPECCION ELECTRICA.

La profundidad de investigación en cualquier método de resistividad en corriente continua fue definida por H. Evjen como la profundidad a la cual una delgada capa horizontal y paralela a la superficie del terreno contribuye a la máxima cantidad de señal medible en la superficie.

La profundidad de exploración no depende de la potencia de un equipo o de su sensibilidad, sino como que depende básicamente que los cuerpos en el subsuelo con fuerte contraste fuerte en cualquiera de las propiedades físicas mesurables.

E. Orrellana (1966) establece que: *lo importante en un equipo transmisor son los amperios que se puedan inyectar al terreno y no los kilovatios. Por ejemplo; si el generador es de 500 voltios de salida y la resistencia de contacto entre los electrodos y el terreno es de 500 ohms, la intensidad de corriente máxima que se puede poner en el subsuelo es de 1 amperio, independientemente que el generador sea de 10, 20, 100 o 1000 kilowats. En resumen; NO IMPORTA LA POTENCIA DEL GENERADOR, LO PRINCIPAL ES CUANTA CORRIENTE DEJA PASAR LA RESISTENCIA DE CONTACTO.*

Para garantizar la buena ejecución de una campaña geoelectrica es mejor asegurarse que el receptor sea de excelente calidad, alta impedancia de entrada, buena sensibilidad, acondicionado con filtros para erradicar los ruidos telúricos, culturales, etc.

En la figura 3.13 se aprecia la curva de resistividad aparente en la que la corriente máxima inyectada fue de 2 miliamperios, se realizó la perforación resultando el corte geoelectrico muy apegado a la estratigrafía interpretada por el geólogo.

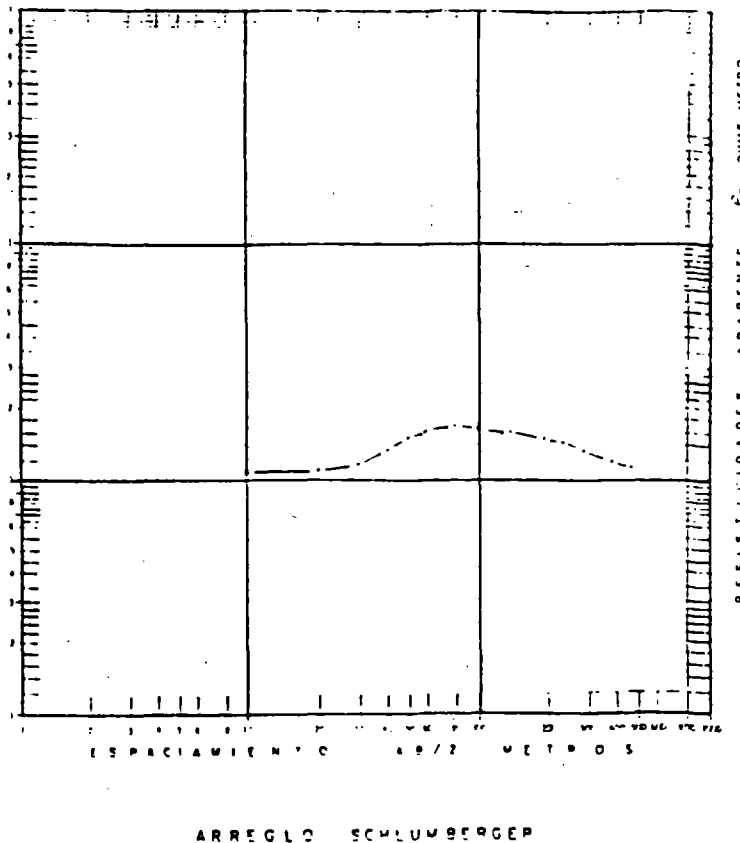


Figura 3.13 Curva de resistividad aparente con $MN/2=15$ m e $I=2$ ma.

3.3.9 RESISTIVIDAD MEDIA CUADRATICA NATURAL

La prospección eléctrica presenta el problema de la ambigüedad en la interpretación, esto es: a un corte geoelectrico le corresponde una sola curva de resistividad aparente, pero, a una curva de resistividad aparente le satisfacen varios cortes geoelectricos. Barnes (1970) y Hernández M., G., (1983) supusieron al medio como un tensor de resistividades y descompusieron a la resistividad característica en tres componentes básicas: resistencias serie, paralelo y media natural. Si se hace el análisis para el caso mas sencillo en el arreglo electrodico Wenner, se recordará que: $\rho_w = (\Delta V/I)2\pi a \cong Rk$, ρ_w resistividad aparente (ohms-metro), a es el espaciamento electrodico $AB/3$, k factor geométrico que depende de A, B, M, N y $R = \Delta V/I$ o resistencia eléctrica que depende de las condiciones del terreno y posición de los electrodos.

En un SEV, la estación inicial de medida es relativamente pequeña y se puede asumir que la resistividad aparente es igual a la resistividad característica del medio. La segunda estación de medida corresponde a una abertura mayor de los electrodos de corriente y la lectura de R es generalmente menor que la primera posición. El intervalo de cada una de estas zonas geoelectricas será para la primera k_1 , para la segunda k_2-k_1 en el sistema Wenner. Los índices 1, 2 indican la estación de medida de los electrodos. Estas zonas con resistencias características diferentes pueden considerarse como un sistema de resistencias conectadas en serie y paralelo, la resistencia de cada zona geoelectrica se considera con un medio geométrico, así, tomando únicamente las resistencias en paralelo se tiene:

$1/R_{12} = 1/R_1 + 1/R_2$, R_{2p} es la resistencia característica de la segunda zona cuyo valor es:
 $R_{2p} = (R_1 R_2) / (R_1 + R_2)$ según Barnes.

La equivalente resistencia en serie fue dada por Hernández M., como $R_{12} = R_1 + R_2$ de igual manera siendo R_{2s} la resistencia característica de las dos zonas.

La resistencia media característica R_{mc} de cada zona valdrá: $R_{mc} = (R_{2p}/R_{2s})^{1/2}$. En medios estratificados el espesor E puede ser obtenido de la curva de DZ , empleando las resistividades medias calculadas.

3.3.10 EJEMPLOS DE APLICACIONES DEL SEV.

A continuación se presentan algunos ejemplos de interpretación cualitativa y cuantitativa.

3.3.10a INTERPRETACION CUALITATIVA Y CUANTITATIVA. La figura 3.14a muestra el mapa de curvas, la 3.14b el mapa de isoresistividades aparentes, la 3.14c el perfil de isoresistividades y la 3.14d el corte geoelectrico interpretado. La exploración se llevó a cabo donde en la Microfosa Menchaca, Querétaro, Qro. En una sección geológica estructural en SLP fue reconocida por medio de resistividad, donde fueron interpretadas las isoresistividades mostradas en la figura 3.15.

3.3.10b RESISTIVIDAD MEDIA CUADRATICA. Con objeto de mapear la existencia de una falla de tensión por compactación del acuífero (Celaya, Gto), se realizó la sección geoelectrica mostrada en la figura 3.16; en ella son apreciadas las configuraciones de isoresistividades a) aparente, b) media cuadrática natural, c) serie natural y d) paralelo natural.

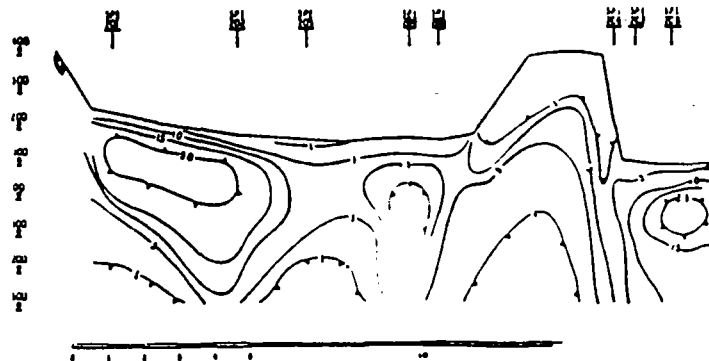
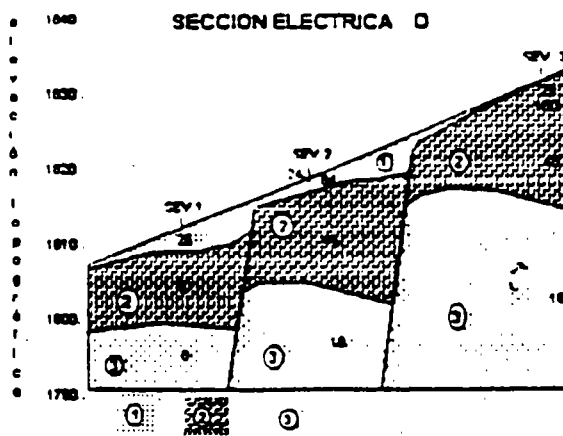
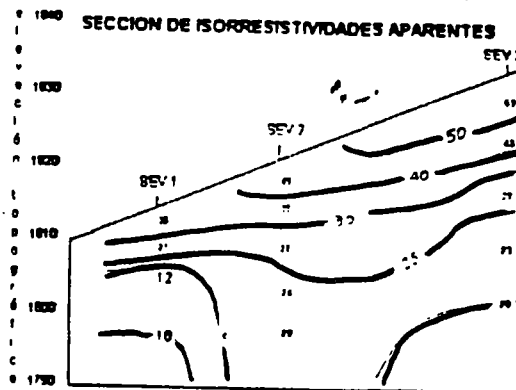
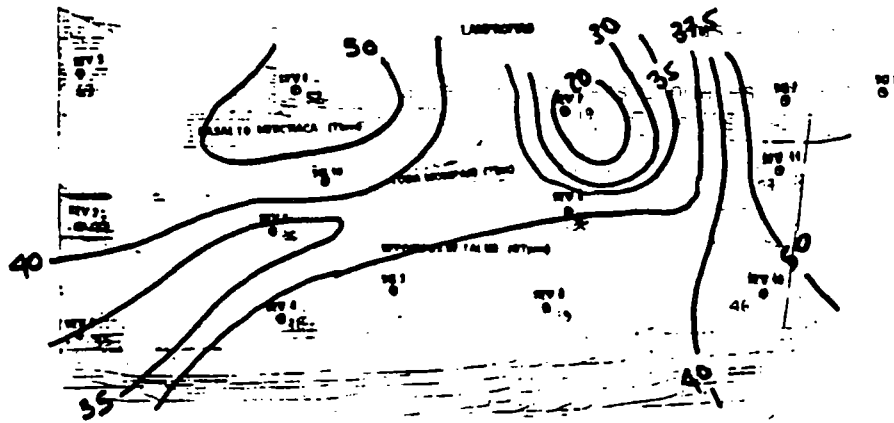
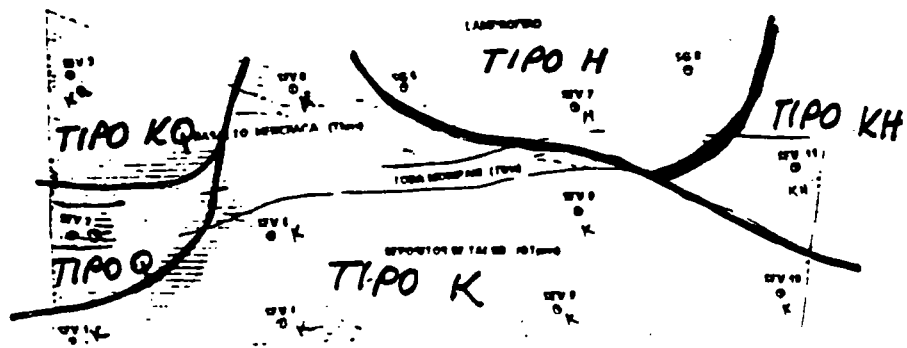


Figura 3.15 Secciones de isoresistividades en Ocampo-Nuevo Morelos, SLP.



Figuras 3.15a, Mapa de curvas tipo; b, mapa de isorresistividades; c, perfil de isorresistividades; d, sección geoelectrica.

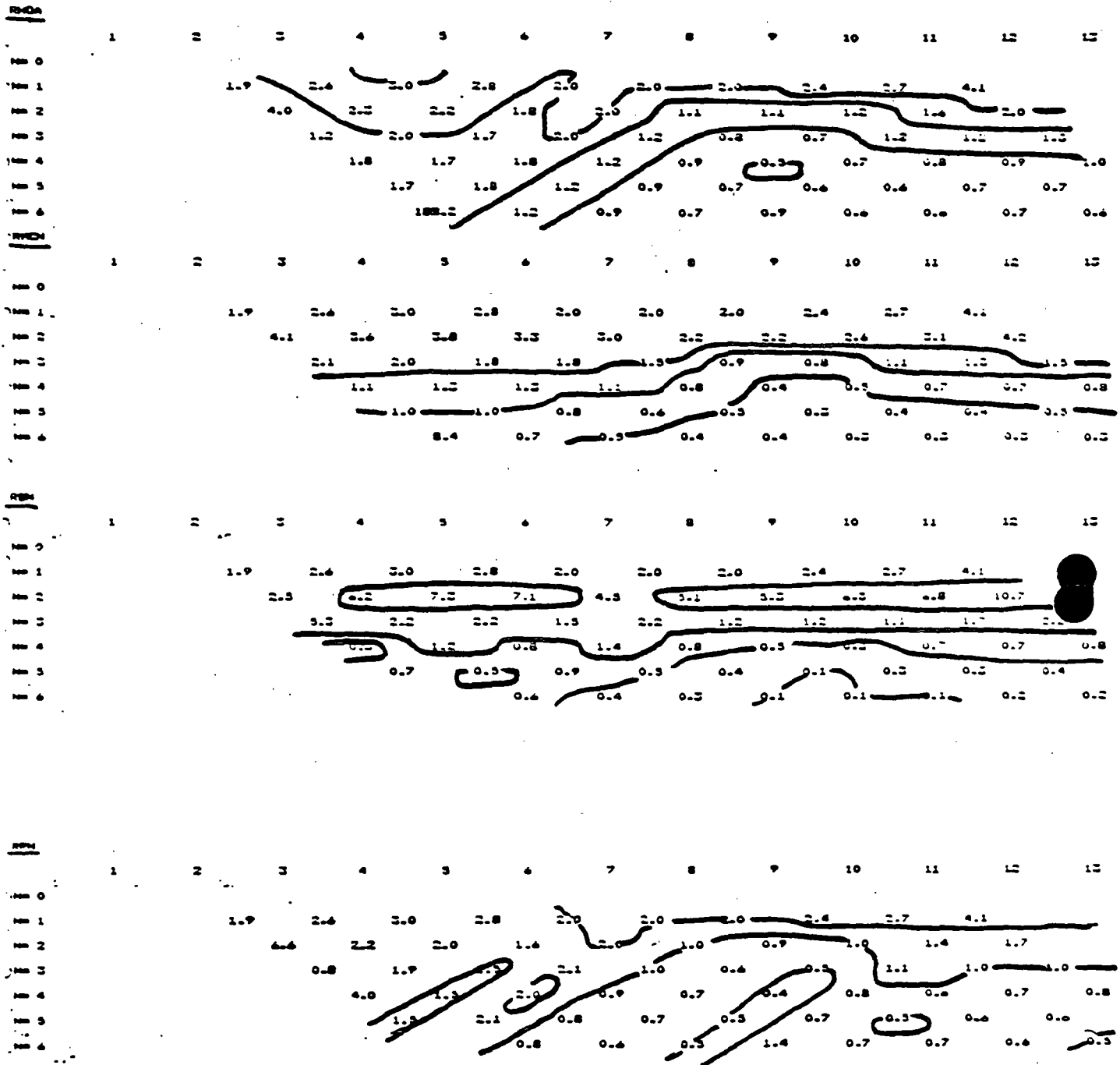


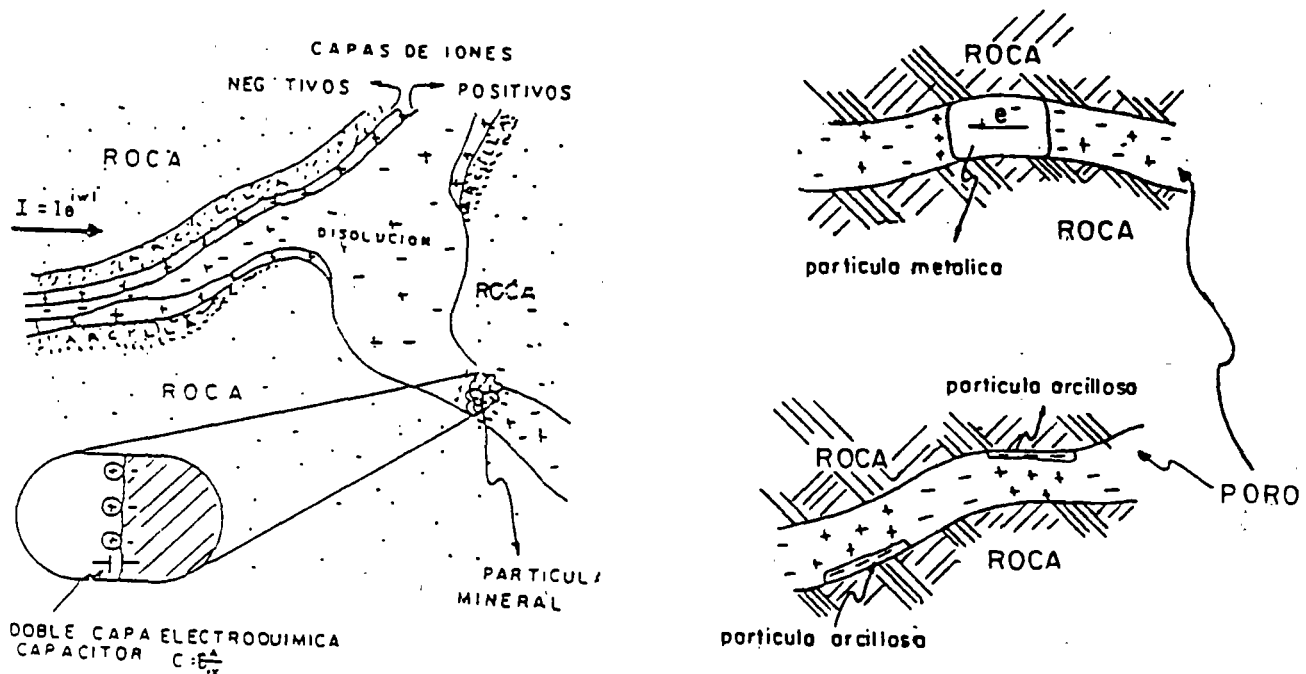
Figura 3.16 configuraciones de isorresistividades a) aparente, b) media cuadrática natural, c) serie natural y d) paralelo natural.

3.4 POLARIZACION INDUCIDA (PI)

Los materiales que conforman el subsuelo están constituidos por minerales metálicos y no metálicos que independiente al tipo, provocan el fenómeno de polarización inducida.

3.4.1 CAUSAS DEL FENOMENO DE POLARIZACION INDUCIDA.

Dos tipos de polarización son reconocidas: la de Electrodo (PE) y Membrana (PM). La Polarización de Electrodo se produce al contacto de partículas minerales y un electrolito, en la interfase se produce una doble capa electroquímica (figura 3.17) que se comporta símil a un capacitor, el cual almacena energía. La conducción iónica en el electrolito cambia a electrónica en la partícula mineral. Las anomalías debidas a la polarización de electrodo son de gran interés en minería.



Figuras 3.17 y 3.18a, b. Doble capa electroquímica y Polarizaciones de Electrodo y Membrana.

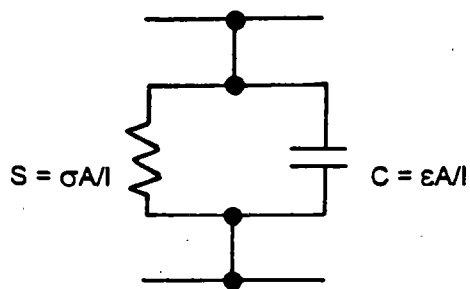
La Polarización de Membrana constituye el potencial de fondo o la polarización normal del medio y se puede observar aún en ausencia de conductores minerales. Este fenómeno se debe principalmente a la presencia de arcillas y derrames de líquidos tóxicos. La figura 3.18 ilustra esquemáticamente ambos tipos de polarización.

3.4.2 CONCEPTO REOLOGICO DEL SISTEMA

Dado que las propiedades eléctricas de cualquier material varían con la frecuencia (dependiendo de la condensador de la doble capa electroquímica), el modelo reológico para representar un volumen de suelo o roca es un circuito en paralelo compuesto de una resistencia y un capacitor, ambos dependientes de la frecuencia del campo eléctrico.

Los parámetros son: $C = \epsilon A/l$ (condensador) y $S = \sigma A/l$ (resistencia), A y l son la sección transversal y longitud de la muestra; ϵ y σ son la permitividad dieléctrica y conductividad del medio.

El circuito de la figura 3.19 constituye el modelo reológico de cualquier material polarizable.



$$Z = R + X$$

Z es la impedancia equivalente

R es $1/S$

X es un número complejo V^{-1}

X es $1/\omega C$

ω es la frecuencia

Figura 3.19. Modelo físico para analizar cualquier material polarizable.

Para mostrar la dependencia existente entre la permitividad dieléctrica y la conductividad del medio, la figura 3.20 muestra el gráfico hecho por Cole-Cole, que representa el comportamiento de las propiedades eléctricas de un material en función de la frecuencia del campo de excitación y a nivel subatómico corresponde a la acción del electrón bajo influencia de un campo eléctrico alterno. El modelo de dispersión dieléctrica de Cole-Cole tiene la forma

$$h(\omega) = R \{1 - m[1 - 1/(1 + (\omega\tau)^c)]\}$$

$h(\omega)$ es la función de transferencia después del análisis de Fourier, m es la cargabilidad del medio medida en función de los voltajes $V_s(t=0+)$ y $V_p(t=0-)$, τ es la constante de tiempo. La tabla 5 fue extraída del artículo de Pelton, Smith & Sill denominado Interpretation of complex and dielectric data (1983) y se muestran los modelos reológicos de dispersión más comunes.

CIRCUITOS Y LA DISPERSION DIELECTRICA			ASINTOTAS DE ϕ	
NO		$h(\omega)$	$\omega \rightarrow 0$	$\omega \rightarrow \infty$
0	Circuito Simple	R	0	0
1	Circuito RC	$R \left[\frac{1}{1 + i\omega\tau} \right]$	1	0
8	Cole-Cole	$R \left[1 - m \left(1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^c} \right) \right]$	c	$-c$

Tabla 5. Reología de la Dispersión Dieléctrica

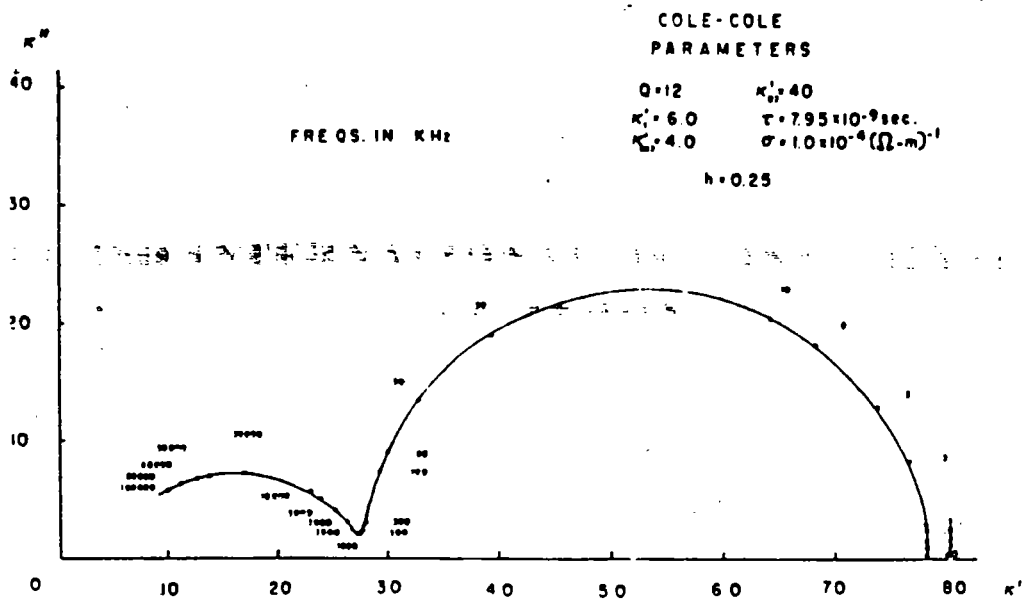


Figura 3.20 Gráfico de Cole-Cole para el modelo de dispersión dieléctrica.

3.4.3 TECNICAS DE MEDICION DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

Tres diferentes técnicas de medida fueron desarrolladas, son:

FRECUENCIA VARIABLE. El efecto de polarización inducida se detecta como un decremento de la resistividad aparente al aumentar la frecuencia.

DOMINIO DEL TIEMPO. El efecto es detectado como un voltaje pequeño de decaimiento después de que una corriente continua se ha cesado.

POLARIZACION ESPECTRAL. En esta modalidad, el efecto se detecta como un retraso en la fase del voltaje de recepción respecto al de transmisión.

La técnica de Frecuencia Variable y Polarización Espectral son las mejor definidas y con más ventajas sobre el dominio de tiempo, por ello se hará más énfasis en esta modalidad. Normalmente la polarización en Frecuencia Variable se mide como el porcentaje efecto de frecuencia aparente (PEFa), y se define por:

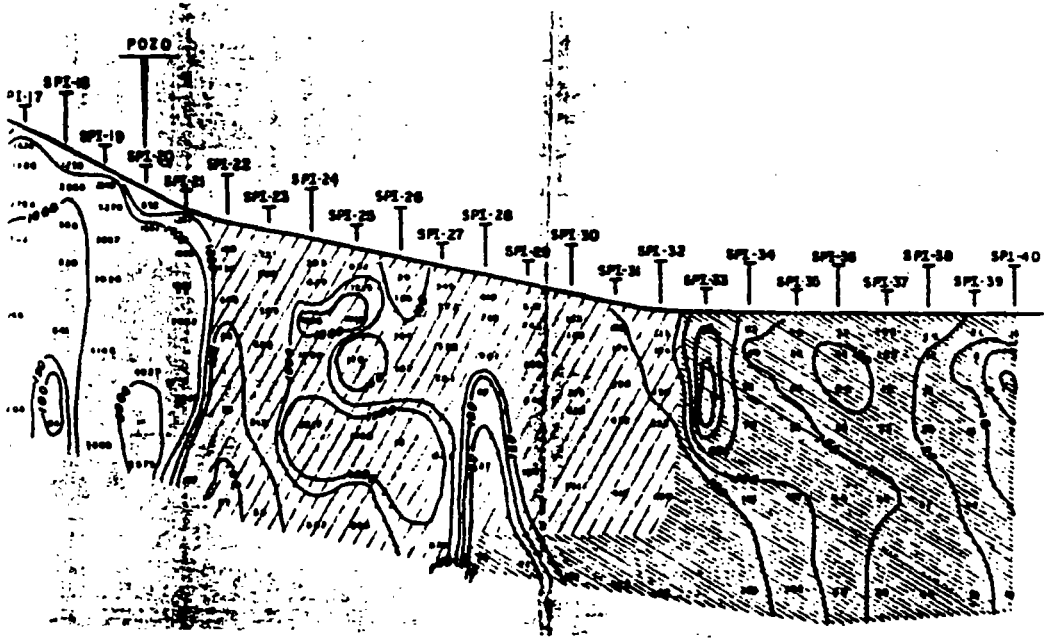
$$\text{PEFa} = 100(\rho_b - \rho_a) / \rho_a$$

en donde ρ_b es la resistividad a la frecuencia baja y ρ_a corresponde a la resistividad a la frecuencia alta. Con estos valores aparentes de polarización y de isoresistividad se formulan perfiles y mapas similares a los de la técnica del SEV.

De acuerdo al objetivo del proyecto, las técnicas del perfilaje y sondeo vistas son aplicadas en PI, los conceptos de resistividad media cuadrática conducen a resultados más confiables.

3.4.4 EJEMPLOS DE APLICACION DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

Como ejemplos de aplicación de polarización inducida en estudios de contaminación, se presentan en las figuras 3.21a) una zona generadora de gas metano, b) zona de filtración de agua residual y a provocado "contra natura" la degradación química de adentro hacia afuera de la roca y c) el escape de agua rica en H_2SO_4 de una laguna neutralizadora y su lengüeta de avance.



PERFIL DE PORCENTAJE EFECTO DE FRECUENCIA SECCIÓN]

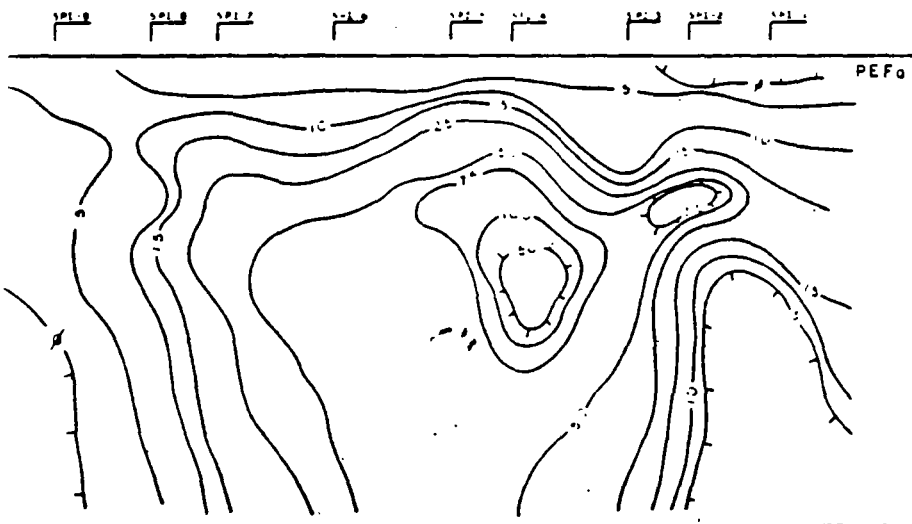


Figura 3.22a, PI en: zona generadora de metano; b) percolación de agua acida desde una alberca neutralizadora

4. PROSPECCION SISMICA

Si por medio de cualquier fuente de energía son generadas ondas elásticas, estas se propagan en el medio a velocidades características; algunas son refractadas y otras son reflejadas, con esos conceptos fueron generados los métodos de refracción y reflexión sísmica.

Para la exploración geofísica aplicada solo se utilizan dos tipos de ondas elásticas:

Ondas de Compresión o longitudinales V_p , son ondas de cuerpo y se propagan a través de superficie y subsuelo, retoman por refracción y reflexión, presentan las mas altas velocidades.

Ondas de Corte V_s , son también ondas de cuerpo y se propagan perpendicular a las V_p , sus velocidades oscilan de 45% a 58% de las V_p de acuerdo si es material pobremente consolidado o compacto. No se propagan en el agua y aire.

En el subsuelo las ondas se propagan de acuerdo a las condiciones físicas, las velocidades de las ondas de compresión varían entre 300 y 7000 m/s. Las condiciones que pueden alterar la velocidad de propagación son: acidez de la roca, consolidación, compactación, humedad, fracturamiento, fallamiento, edad y profundidad.

La tabla 6 muestra los rangos de propagación de las ondas elásticas de compresión de algunos materiales del subsuelo, según Jakovsky (1950), los valores pueden variar dependiendo de las condiciones antes descritas.

material superficial alterado	305	-	610
grava y arena secas	468	-	915
arena humedad	610	-	1830
arcilla	915	-	2750
arenisca	1830	-	3970
lutita	2750	-	4270
caliza	2140	-	6100
granito	4580	-	5800
rocas metamórficas	3050	-	7020

4.1 SISMOLOGIA DE REFRACCION. Esta técnica mide la velocidad de compresión V_p de cada estrato, la cual es indicativa del tipo de material, presencia de agua subterránea, ocurrencia de fallas, fracturas y de la potencia de cada estrato. Provee de valores como densidad de la roca, grado de descomposición y de las propiedades dinámicas como son los módulos de Youn, Rigidez, Bulk y relación de Poisson.

4.1.1 EQUIPO BASICO. Consta de fuente de energía, transductores electromecánicos, sismógrafo con registro, accesorios de tiempo y grabadora. Las ondas elásticas registradas forman un sismograma. Generalmente para geohidrología y geotécnica es suficiente un sismógrafo de 12 a 24 canales.

4.1.2 PROCEDIMIENTO DE CAMPO. En el terreno se colocan geófonos tanto de componente horizontal como vertical, de acuerdo al objetivo del estudio, figura 4.1a; A diferentes distancias (si es sismógrafo de un solo canal) o en un punto de golpe de martillo es producida la onda elástica y es medido el tiempo que tarda en llegar la onda hasta los geófonos (figura 4.1b). La representación de datos es por medio de gráficas tiempo-distancia (dromocrónicas) presentada en la figura 4.1c.

4.1.3 CALCULO DE LOS MODULOS ELASTICOS, VELOCIDADES Y ESPESORES.

De las gráficas tiempo distancia son cuantificadas las velocidades tal y como lo muestra la tabla 7 de interpretación, y con los valores de velocidad de propagación de las ondas de cuerpo compresional y corte interpretadas, los módulos elásticos dinámicos del medio son valuados "in situ". Las fórmulas que se dan a continuación están condicionadas a que el medio de propagación debe ser perfectamente elástico; o bien, que la deformación sea proporcional al esfuerzo. La densidad ρ puede ser medida en laboratorio, registros de densidad y gravimetría.

$$\nu = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2(V_p/V_s)^2 - 1} \quad \text{Relación de Poisson}$$

$$G = \rho V_s^2 \quad \text{Módulo de Rigidez}$$

$$E = 2G(1 + \nu) \quad \text{Módulo Elástico}$$

$$K = E/3(1 - 2\nu) \quad \text{Módulo de Bulk}$$

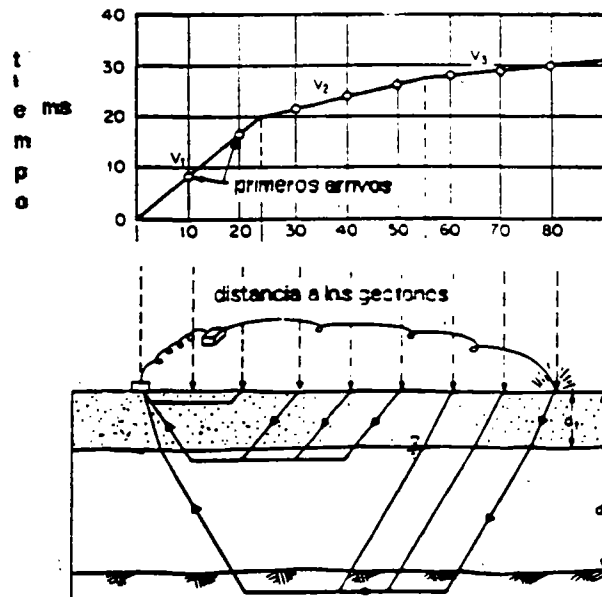
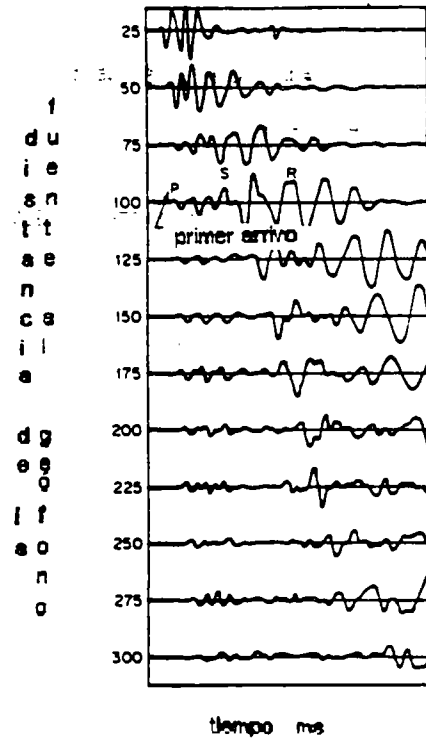


Figura 4.1a) Disposición del equipo, b) sismograma, c) gráfica tiempo-distancia

5. OTROS METODOS GEOFISICOS DE EXPLORACION EN GEOHIDROLOGIA.

Los recursos naturales en una época anterior se encontraban localizados someramente, su distribución y forma eran explícitas, lo que facilitaba la exploración y cuantificación. En la actualidad lo anterior es solo una utopía. Es indispensable en la actualidad aplicar técnicas geofísicas sofisticadas para la prospección del agua como las que se emplean en la exploración del petróleo.

Como se apunto en el capítulo de métodos eléctricos, este resulta ser ambiguo cuanto más profundo se desee explorar y según sean las características fisico-químicas del sistema. Baste recordar que la resistividad cambia con: temperatura, sales minerales metálicas y no metálicas en disolución, alteración de la roca, vejez de la roca huésped, etc. lo que provoca ambigüedad en la interpretación. Pese a utilizar métodos clásicos de prospección petrolera en geohidrología, es viable convertirlos tan económicos como los eléctricos.

Ejemplo concreto se puede citar la prospección geoelectrica que se deseaba realizar en el Valle de Puebla para determinar la cima de las rocas con 2000 metros de espaciamento eléctrico en los SEVs y resultando con la gravimetría que la roca caliza se encuentra a un promedio de 3000 metros de profundidad.

Al Norte del Valle de Querétaro, se emplazaron un total de 4 pozos sobre granito con malos resultados, confundiendo valores altos de resistividad de la roca intrusiva con los de tobas de caída libre limpias y saturadas, con un criterio geológico y técnicas geofísicas bien planeadas esto no hubiese sucedido.

Los métodos de prospección que se presentan en los siguientes incisos pueden ser utilizados en la prospección geohidrológica y de contaminación de acuíferos tan económicos y con mejores resultados que los eléctricos normales.

5.1 PROSPECCION GRAVIMETRICA

El empleo de la exploración gravimétrica es intenso en: definir la forma y evolución del geoide, (primeras medidas de la geofísica), cuencas, trenes estructurales (anticlinorios y sinclinorios), localización de fallas (normales, inversas y transcurrancia), localización de zonas kársticas y oquedades, arqueología, geotécnia, etc.... Gracias a los cambios laterales y verticales de la distribución de masas y su densidad es posible aplicar la exploración gravimétrica.

Una serie de correcciones es necesario practicar a las mediciones gravimétricas, destacando principalmente las de altitud, latitud y rugosidad. Con las medidas de gravedad corregidas se forma la configuración correspondiente a la Anomalía de Bouger, de la cual se extraen los mapas de anomalía Residual y Regional. Del análisis de las configuraciones se desprende que las anomalías de frecuencia baja son debidas a la topografía del basamento, en tanto que las de frecuencia alta corresponde a cuerpos geológicos someros de poca extensión.

5.1.2 CORRECCION POR ALTITUD

La fuerza de gravedad varía con la altura, por lo que se deben reducir todas las lecturas a un mismo plano de referencia (superficie del terreno, Brandi, P y Tejero, A 1990)., se lleva a cabo en dos partes:

a) Aire libre, tomando en cuenta que el punto de observación está más alejado del centro de la tierra que el plano de referencia.

b) Corrección de Bouger, la cual elimina el efecto de losa de terreno de referencia. La expresión para la corrección por latitud está dada por: $G_o = G_h + (.03086 - .0419\sigma)h$ mg

donde: G_o gravedad reducida al nivel de referencia

G_h Gravedad observada a la altura h

σ elevación de la estación medida

d densidad media en gr/cm^3 del terreno arriba del plano de referencia

mg miligales

5.1.3 CORRECCION POR TOPOGRAFIA

Las elevaciones cercanas al punto de medida originan una componente vertical a la atracción gravitacional que contraresta, en parte a la atracción hacia el interior del resto de la tierra. La corrección debida a las elevaciones y depresiones topográficas circundantes al punto de observación, se realiza por el método de plantillas de Hammer.

5.1.4 CORRECCION POR LATITUD

La tierra no es una esfera perfecta, la mejor aproximación para fines prácticos es un elipsoide de revolución con radio ecuatorial 21 km mayor polar; el elipsoide de referencia corresponde a la superficie del nivel medio del mar. El achatamiento polar provoca que la gravedad aumente con la latitud; la expresión para esta corrección es: $G_1 = 978.030 (1 + 0.0053024 \text{ sen}^2\phi - 0.0000058 \text{ sen}^2 2\phi) \text{ mg}$

donde G_1 gravedad corregida por latitud
 ϕ latitud en grados, minutos y segundos

5.1.5 ANOMALIA DE BOUGER

Después de haber efectuado las correcciones pertinentes, se conoce ya el valor de gravedad de Bouger para cada estación teniendo que: $GB = GO + Ga - G_1 + G_t$

donde GB Gravedad de Bouger
 GO Corrección de gravedad observada en campo
 G_a Corrección de gravedad por altitud
 G_1 Corrección de gravedad por latitud
 G_t Corrección de gravedad por rugosidad del terreno

La configuración de la anomalía de Bouger es importante para todas las estimaciones que se requieran hacer. En la configuración de la anomalía de Bouger (AB) se encuentran implícitos los efectos de cuerpos someros y profundos; al separar cada uno de ellos se obtienen las configuraciones de la anomalía Regional (AR) debida a estructuras geológicas profundas y la del Residual (Ar) originada por efectos de cuerpos someros. Entonces: $AB = AR + Ar$

La figura 5.1a, b, c y d; muestra las anomalías de Bouger, Regional y Residual para el Exlago de Texcoco y una sección interpretada.

5.2 PROSPECCION MAGNOMETRICA

De no haber sido la geodesia las primeras medidas geofísicas de la tierra, la magnetometría sería el tópico antiguo de geofísica. La magnetometría puede ser estudiada desde el punto de vista histórico, ya que el campo magnético de la tierra cambia con el tiempo y una buena porción de su variación a quedado grabado en las mismas rocas. La magnetometría proporciona información acerca de: límite de cuencas, profundidad al basamento, lineamientos del basamento, edad de las rocas (magnetoestratigrafía), latitudes magnéticas del tiempo en que se formó la roca, plumas de contaminación en combinación con otras técnicas, localización de contenedores de fierro sepultados, etc.

A continuación se transcriben algunos párrafos de la Tesis que defendió el Ing. Guillermo Hernández Moedano para ingresar a la Academia Mexicana de Ingeniería (1990) en la que propone formar un banco de datos geofísicos para mejor conocimiento del Territorio Mexicano y sus recursos. El tema de Tesis fue:

PROPUESTA PARA EL LEVANTAMIENTO DE LA CARTA AEROMAGNETICA DE LA REPUBLICA MEXICANA.

Uno de los procedimientos geofísicos que provee una información valiosa para la prospección de la tierra y que se realiza con rapidez y de un costo relativamente bajo cuando se trata de áreas de gran extensión, es el levantamiento aeromagnético. Se considera que un levantamiento de esta índole de todo el territorio nacional,

presentado en hojas Atlas Geográficas semejantes a las que existen para topografía y geología sería una carta muy útil en la exploración petrolera, minera, geotermia, agua subterránea, para mejorar el conocimiento de la Física del interior de la Tierra y para precisar los contactos geológicos y aplicaciones en geotécnica.

Las hojas Atlas que formen la carta aeromagnética sirven como infraestructura para el prospector....., determina con relativa rapidez la profundidad del basamento magnético..., descubre cuerpos ígneos que se encuentran dentro de los sedimentos..., sirven para planear futuras líneas con procedimientos geofísicos que deban aplicarse para detallar un prospecto seleccionado..., es un elemento necesario en la integración final de datos geofísicos y geológicos.

En geotermia pueden descubrirse las rocas intrusivas causantes de la energía térmica....

Para agua subterránea pueden delimitarse los límites de las cuencas hidrológicas y subcuencas que hay en ellas.

La hoja aeromagnética en sí se puede utilizar para decidir las áreas donde es necesario realizar trabajo de detalle y actualmente es casi indispensable para una integración óptima de los datos geofísicos a la geología del área.

Como se entiende de los párrafos anteriores la magnometría aérea o terrestre es de vital importancia para cualquier prospecto respetable por su tamaño, y aunque el mapa magnético se interprete en forma cualitativa es mucha y variada la información que se puede extraer de él.

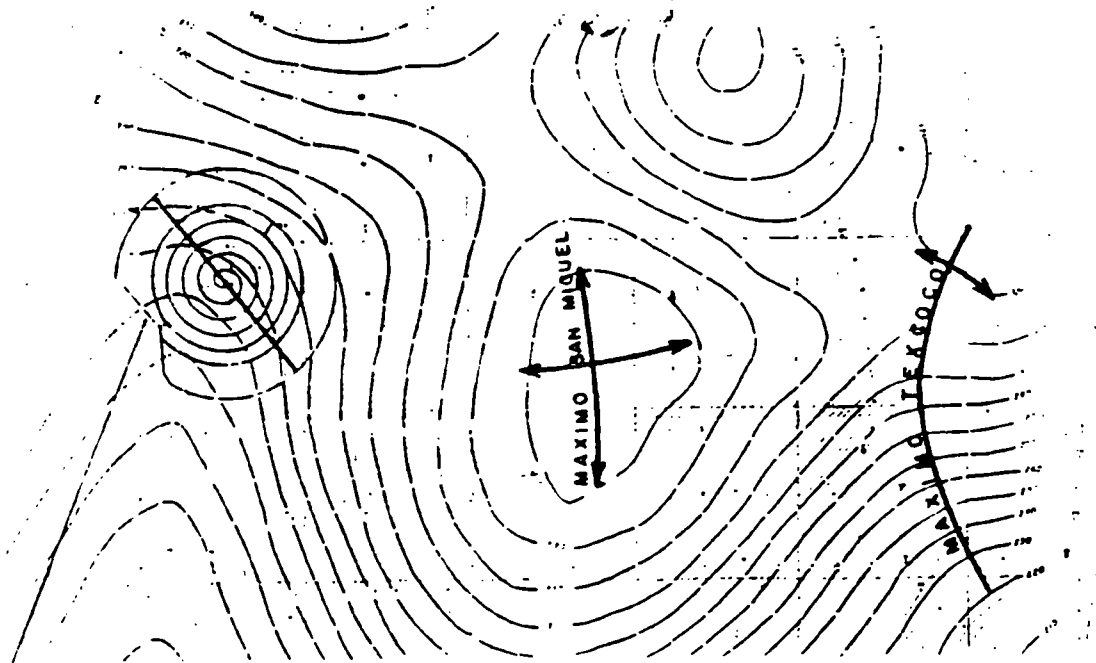
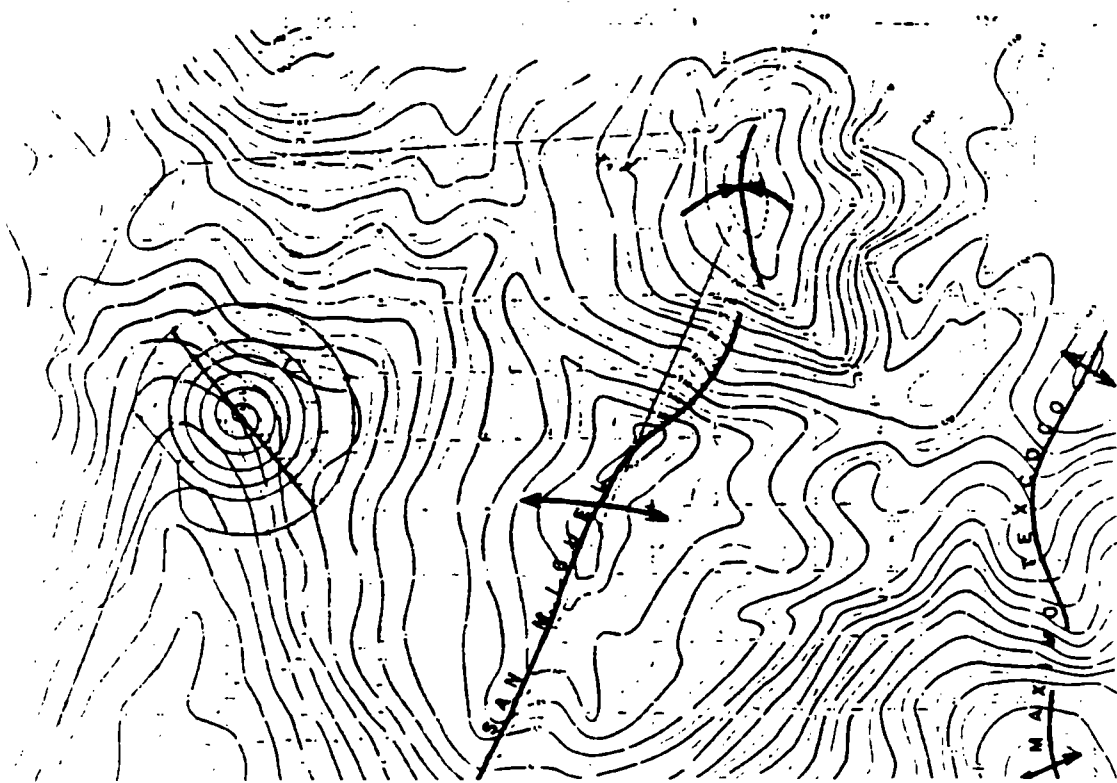
Se presenta el mapa magnético de la zona Exlago de Texcoco en la figura 5.2, en ella se aprecia la chamela de un cráter sepultado, así como las zonas erosionadas.

6 RADAR

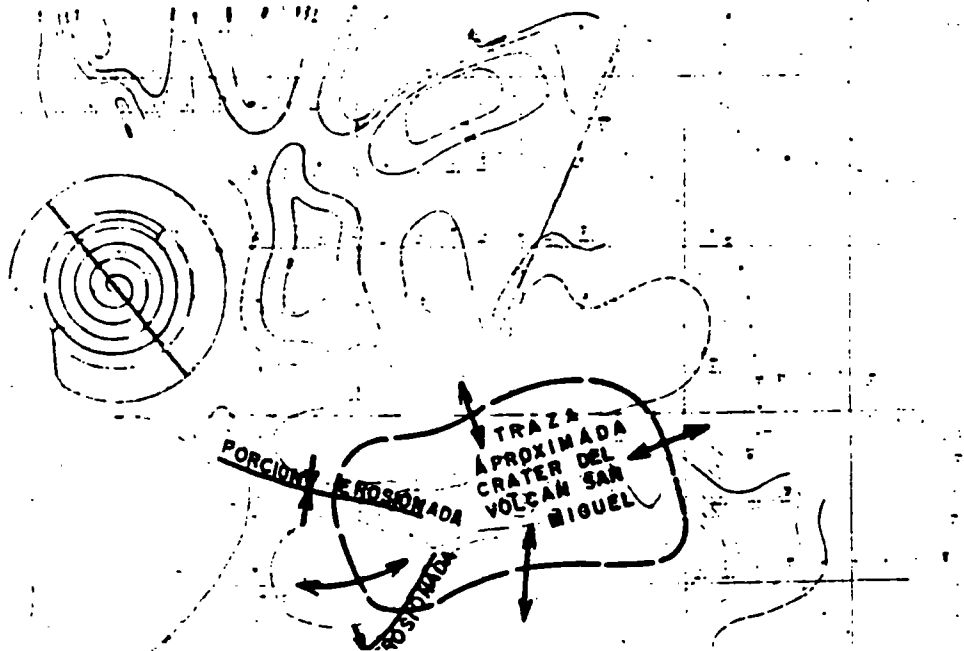
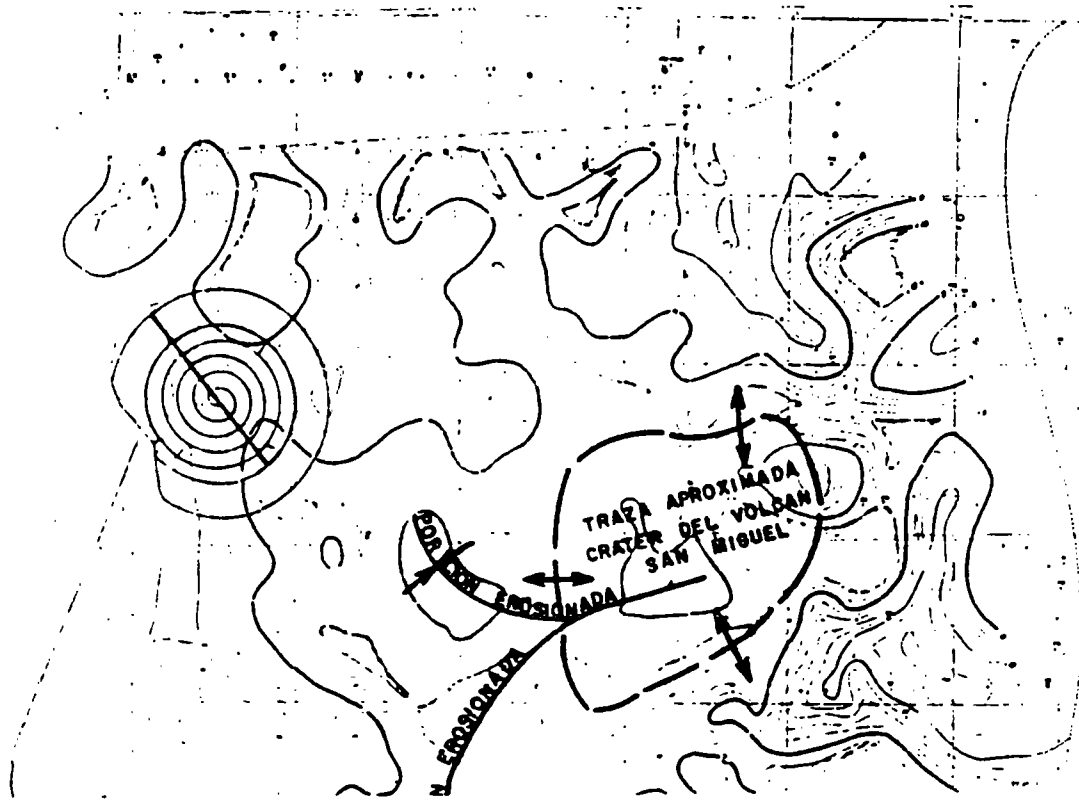
Es un método importante para perfilaje somero del subsuelo (<30 m), está diseñado para detectar cuerpos opacos a las ondas de radio, tales como: tuberías enterradas, tanques enterrados, capa resistente, cavernas, túneles, zonas arcillosas, fallas, fracturas, cuerpo de interés económico u arqueológico, cantos sepultados, etc...

6.1 BASES TEORICAS

La energía es emitida en la región de ondas de radio del espectro electromagnético. La onda de radar-retorna y es registrada como pulso de video, el cual es similar a las ondas sísmicas refractadas. Las irregularidades (arcillas saturadas, cavernas, vacíos) en el tren de ondas por el reflector aparecen en el monitor. Provee de un registro continuo de imágenes Figura 6.1.



Figuras 5.1a, Anomalia de Bouger y b) Anomalia Regional en el Exlago de Texcoco



Figuras 5.1d Anomalia Residual y 5.2 Anomalia magnetica en el Exlago de Texcoco

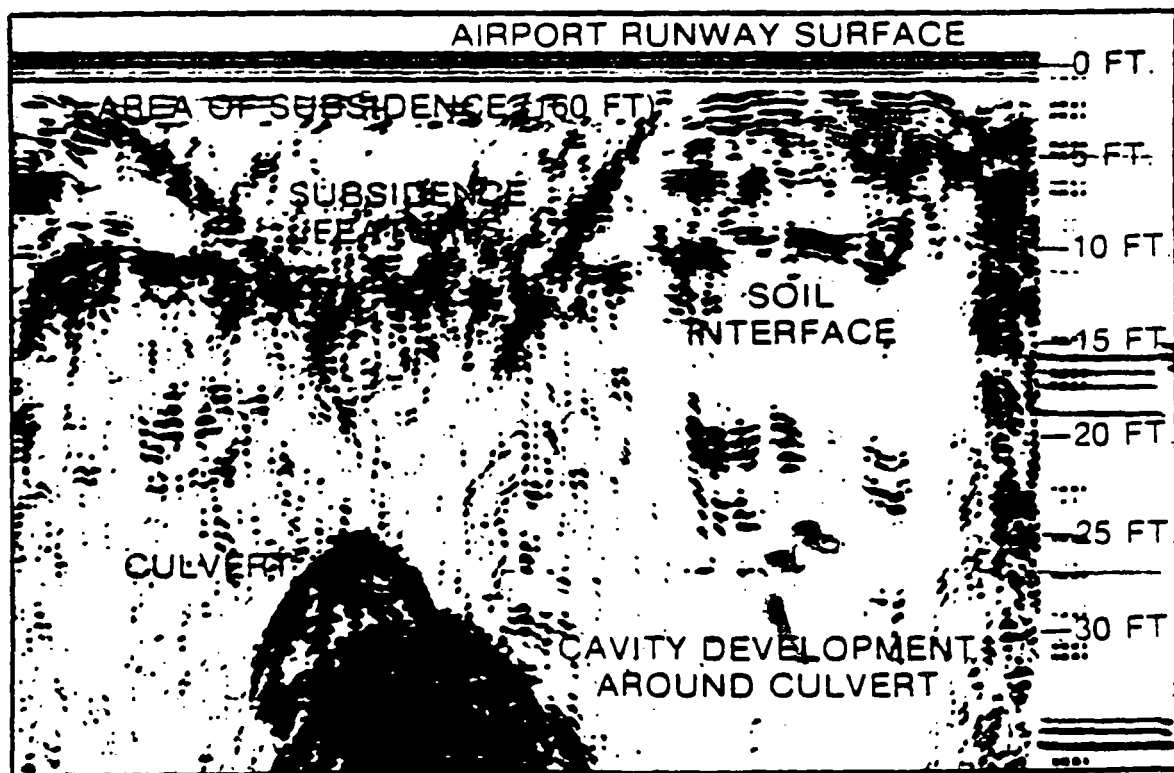


Figura 6.1 Perfil con la técnica del radar.



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO

**FIS. ALEJANDRA CORTES SILVA
PALACIO DE MINERIA
1996**

INTRODUCCION

El interés y desarrollo en el estudio de aguas subterráneas, ha crecido debido a la necesidad de obtener este vital elemento con una mayor disponibilidad y mejor calidad, tanto para el consumo doméstico como para el uso industrial y agrícola.

Una de las disciplinas que ha contribuido al estudio de las aguas subterráneas, ha sido la hidrogeoquímica, la cual adquirió un interés particular cuando los estudiosos en esta área empezaron a utilizar la experiencia química como evidencia para la interpretación de diversos procesos. Antes de esto, el interés principal se había enfocado a clasificar la calidad del agua en función de sus constituyentes básicos, así como la determinación de su trayectoria en el medio geológico por el cual transita.

Actualmente, con el creciente avance tecnológico se ha hecho posible la determinación de nuevos parámetros, que en conjunto aportan una información más clara del comportamiento del agua subterránea a través de los diferentes estratos geológicos.

Dentro de estas aportaciones científicas modernas, el descubrimiento de las distintas variedades isotópicas de los átomos que componen el agua y la determinación de su concentración natural, ha hecho posible la utilización de los isótopos como trazadores naturales. Facilitando, de esta manera, el estudio del comportamiento del agua dentro del ciclo hidrológico. Entre las aplicaciones que se pueden señalar, están las siguientes determinaciones: origen de la recarga, intrusión salina, tiempos de residencia, familias de agua y procesos evaporativos, (Fritz and Fontes, 1980).

TRAZADORES

De manera muy general podemos definir a un trazador como "aquellos" que determina o describe una trayectoria de "algo" a través de un medio. Para que un trazador sea considerado como "ideal" en estudios hidrológicos, debe definir una trayectoria fácil de detectar, de manera directa o indirecta, no tóxico, soluble en agua, resistente a cambios

químicos, tener poca capacidad de intercambio iónico, poca capacidad de absorción y económico. (White, 1967; Davis, 1985). Los trazadores mas conocidos y utilizados a la fecha son Fluoriceinas, sales, esporas, colorantes y los isótopos estables y radioactivos (algunos de ellos, mejor conocidos como isótopos ambientales)

En hidrogeología el término isótopos ambientales es generalmente usado para describir isótopos que ocurren naturalmente en el ciclo hidrológico, sin incluir isótopos que son introducidos a los sistemas artificialmente para propósitos de trazado.

CARACTERISTICAS GENERALES DE LOS ISOTOPOS

Los isótopos son átomos del mismo elemento cuyo núcleo contiene el mismo número de protones y diferente número de neutrones esto es, son especies que tienen el mismo número atómico pero diferente masa atómica y por lo tanto propiedades químicas practicamente iguales. Estas especies atómicas pueden ser estables o inestables; las primeras son aquellas que no cambian su concentración en el tiempo y las inestables o radioactivas decaen en isótopos de otro elemento, lo cual significa que una cantidad de un isótopo radioactivo en un sistema cerrado, cambia con el tiempo en forma exponencial. (Hoefs, 1980)

Los isótopos se encuentran como constituyentes de los elementos que existen en la naturaleza. Para la mayoría de los elementos pesados las cantidades relativas entre ellos casi no varían. Sin embargo, para elementos ligeros las pequeñas diferencias en masa, traen como consecuencia variaciones en propiedades físicas como: diferente punto de ebullición y de condensación, así como diferentes velocidades de reacción. La distribución de los isótopos de un elemento ligero entre dos compuestos que raccionan entre si o coexisten entre dos fases no es uniforme; por tanto, a mayor diferencia relativa de masa entre dos isótopos de un elemento dado, más significativo será su fraccionamiento y en consecuencia el efecto isotópico será más pronunciado.

Algunos de los isótopos radioactivos existentes en la naturaleza, son producidos continuamente por medio de reacciones nucleares que se llevan a cabo en la alta atmósfera, por la interacción entre algunos de

los gases que la componen y rayos cósmicos, como es el caso del Tritio y el Carbono-14.

Para el caso específico del agua, todas las especies isotópicas del hidrógeno y del oxígeno son incorporadas a su molécula. Por lo que las moléculas formadas por la combinación de los respectivos isótopos estarán presentes en cualquier masa de agua. De todas las posibles combinaciones que se pueden formar sólo tres tienen interés práctico, debido principalmente a su abundancia. Tabla I.

Tabla I. Características Generales de los Isótopos

ELEMENTO/ ISÓTPOS	ABUNDANCIA (%)	ESTANDAR /UNIDADES	VIDA MEDIA (AÑOS)	TIPO DE ANÁLISIS
HIDROGENO				
¹ H	99.984			
² H	0.015	V-SMOW%		E.M. ^{***}
³ H	10 ⁻¹⁰⁻¹⁸	(U.T.)	12.35	C.C.L. ^{****}
OXIGENO				
¹⁶ O	99.76			
¹⁷ O	0.037 [*]			
¹⁸ O	0.1 ^{**}	V-SMOW%		E.M. ^{***}
CARBON				
¹² C	98.89			
¹³ C	1.11	PDB%		E.M. ^{***}
¹⁴ C	10 ⁻¹⁰	A.Ox.(pmc)	5730	C.C.L. ^{****}
AZUFRE				
³² S	95.02			
³³ S	0.75 [*]			
³⁴ S	4.21	CDT		E.M. ^{***}
³⁶ S	0.02 [*]			

*No se utiliza en estudios ambientales.

**Se utiliza también en estudios paleoambientales.

***Espectrometría de masas.

****Contador de centelleo líquido.

ESPECTROMETRIA DE MASAS

Después del importante impulso que hubo en el área de geoquímica y técnicas de espectrometría de masas como consecuencia de las investigaciones científicas posteriores a la II gran Guerra; se determinó que los métodos de espectrometría de masas eran los más efectivos para medir abundancias relativas de los isótopos.

Nier, 1950, fue el primer científico en desarrollar un instrumento

con el cual, logró medir abundancias relativas de elementos ligeros tales como hidrógeno, oxígeno, carbono, nitrógeno, argón, potasio y azufre. Los modernos espectrómetros de masas utilizados actualmente en diversas investigaciones están basados fundamentalmente en el principio del espectrómetro de Nier.

Descripción del Aparato

Un espectrómetro de masas es un aparato diseñado para separar moléculas de acuerdo a su relación carga-masa en base a su movimiento a través de campos eléctricos y/o magnéticos. Esencialmente un espectrómetro de masas opera de acuerdo a los siguientes principios básicos, Fig. 1.

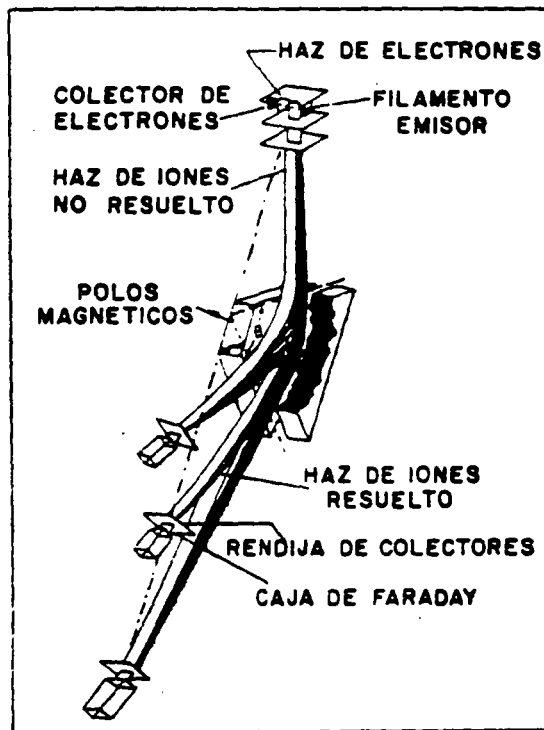


DIAGRAMA ESQUEMATICO DE UN ESPECTROMETRO DE MASAS TIPO NIER.

- I) Admisión del gas y formación de iones
- II) Aceleración y colimación de iones
- III) Analizador Magnético
- IV) Colección y medición de iones

Al introducirse el gas en la fuente de iones, las moléculas neutras son convertidas en iones por bombardeo electrónico. Estos iones son acelerados y colimados por medio de campos eléctricos. Los iones acelerados entran a una región en la que actúa un campo magnético, el cual separa los iones en regiones distintas del espacio, dependiendo de su masa. La colección y medición de iones se realiza colocando cajas de Faraday en posiciones previamente calculadas, al ser colectados los iones producen una corriente la cual pasa a través de resistencias de muy alta impedancia, provocando, de esta manera una caída de potencial la cual será proporcional al número de iones detectados. (McDowell C., 1963).

NOTACION DELTA

Dada la dificultad de medir con suficiente exactitud la abundancia absoluta de cada isótopo, se ha preferido medir abundancias relativas con respecto a una referencia. El valor relativo de abundancia isotópica en una muestra determinada, con respecto a una referencia se reporta en unidades de "δ", que se define como: (Gat J. and Gonfiantini R., 1981):

$$\delta_{m-r} = [(R_m - R_r)/(R_r)] \times 1000$$

donde R, es la razón del isótopo pesado o raro al ligero o abundante, para la muestra, m y para la referencia, r. Debido a que las diferencias entre muestra y referencia son muy pequeñas, es conveniente reportar los resultados en tantos por mil, (‰). Las relaciones para los diferentes isótopos de los elementos más usados se expresan como: ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$), (D/H), ..., etc.

Para fines de interpretación, el hecho de que el valor delta sea mayor que cero significa que la muestra se encuentra enriquecida en el isótopo pesado con respecto a la referencia; de igual manera, para deltas menores que cero diremos que la muestra se encuentra empobrecida con respecto a la referencia, (Gonfiantini, 1978).

PATRONES DE REFERENCIA

Uno de los problemas más serios que se presentaron al inicio de la

utilización de los isótopos estables en agua, fue la comparación de resultados obtenidos por los diferentes laboratorios. Es por esto, que se ha aceptado internacionalmente que los datos isotópicos sean referidos a patrones de referencia distribuidos por organismos como el NBS (National Bureau of Standards) y IAEA (International Atomic Energy Agency).

Debido a la imposibilidad de utilizar patrones internacionales en análisis rutinarios, es conveniente que cada laboratorio cuente con un patrón interno de trabajo.

El patrón de referencia que es universalmente aceptado como base para medir las variaciones de abundancias relativas de isótopos estables de oxígeno e hidrógeno en agua, es el llamado SMOW (Standard Mean Ocean Water), que correspondería a un tipo de agua "hipotética" con relaciones isotópicas iguales de oxígeno e hidrógeno; asociando a este valor el de referencia "cero".

Para muestras de agua, se pueden mencionar las siguientes ventajas de usar la referencia SMOW:

i) El océano constituye el punto inicial y final del ciclo hidrológico, por lo que se puede considerar una referencia lógica para la composición isotópica de aguas naturales.

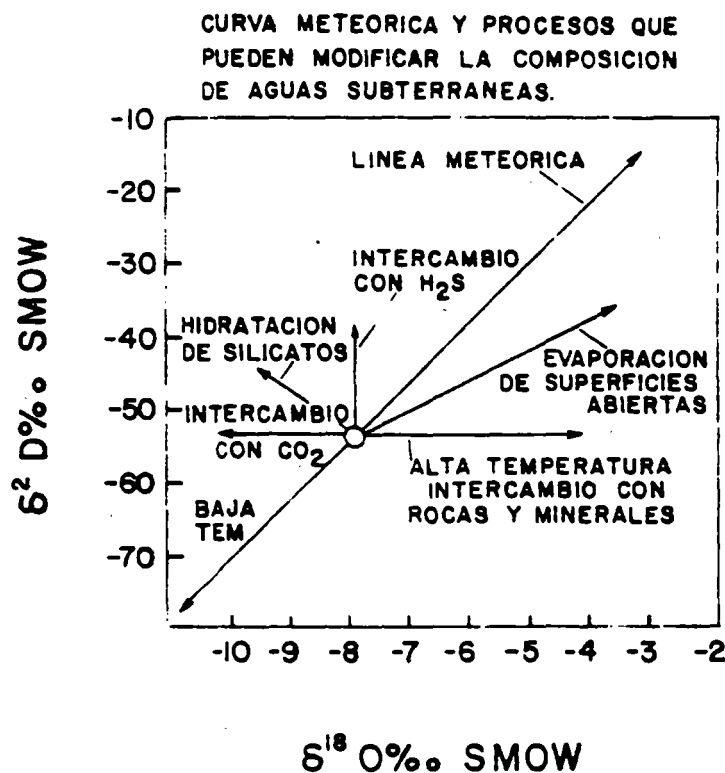
ii) Para agua dulce los valores contra SMOW, representan la evaluación del fraccionamiento isotópico, desde su evaporación en los océanos hasta el momento de la recolección de la muestra, siendo éste el resultado de los procesos físico-químicos que reflejan la historia hidrológica de cada agua.

iii) Los océanos contienen el mayor porcentaje del total de agua contenida sobre la superficie terrestre conservando además, una composición isotópica uniforme.

LINEA METEORICA MUNDIAL

La concentración de oxígeno-18 expresada como relación isotópica

en la precipitación, se encuentra correlacionada linealmente con la relación isotópica de deuterio, Fig. 2.

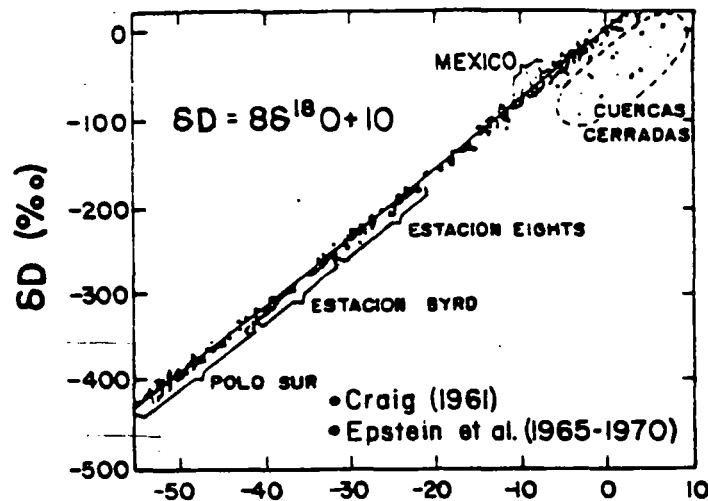


A pesar de los factores, que pueden influir en la composición isotópica de aguas meteorológicas, la composición media anual de las precipitaciones se mantiene aproximadamente constante dentro de una misma región. Esto se debe a que los factores que deciden el fraccionamiento, actúan de forma reproducible año con año. Esta propiedad es utilizada en estudios de caracterización global de la composición de isótopos estables durante el ciclo hidrológico a nivel mundial.

Debido a que el mayor porcentaje del agua que circula en la litósfera es de origen meteorológico, resulta muy importante el estudio de la precipitación mundial, con el fin de obtener una mejor evaluación en investigaciones con isótopos estables, para fines de explotación de los recursos hídricos subterráneos.

Con este objetivo, el Organismo Internacional de Energía Atómica (IAEA), estableció una red de estaciones meteorológicas alrededor el mundo para determinar el contenido isotópico de Oxígeno-18 y Deuterio en

agua de lluvia. La red quedó formada por un total de 144 estaciones clasificadas como: Isleñas, Costeras y Continentales, de acuerdo a su localización geográfica. Fig. 3.



Una evaluación de los datos recolectados durante los primeros 40 meses de este programa, arrojó la siguiente relación en el contenido de ^{18}O y D en las precipitaciones. (IAEA. 1981):

$$\delta D = (8.17 \pm 0.1)\delta^{18}\text{O} + (10.56 \pm 0.64)\text{‰}$$

Con un coeficiente de correlación de 0.997. En esta línea se observa gran similitud con respecto a la definida por Craig en 1961 para aguas meteóricas representada por la ecuación:

$$\delta D = 8\delta^{18}\text{O} + 10.$$

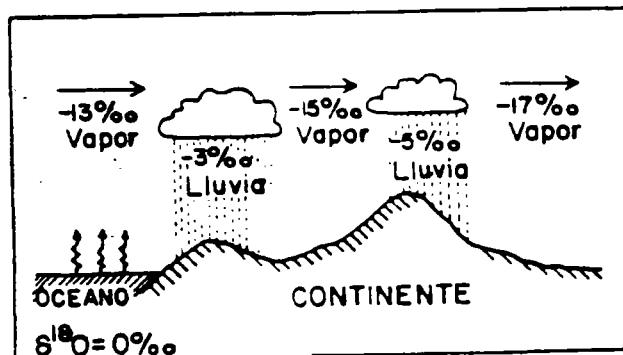
Esta relación lineal se puede explicar por el hecho de que, en el equilibrio, la diferencia de presiones entre el agua y su vapor es aproximadamente 8 veces más grande, en la delta de deuterio que en la de oxígeno-18. La relación entre oxígeno-18 y deuterio suele diferir a nivel regional de los valores mencionados, aun cuando la pendiente de 8 casi siempre se conserva, reflejando los procesos de condensación que ocurren en condiciones de equilibrio termodinámico (vapor y líquido), variando muy poco la ordenada al origen, (Fritz and Fontes, 1980).

De los conceptos mencionados anteriormente, podemos considerar a los isótopos ambientales como trazadores cercanos al "ideal". Además de formar parte intrínseca de la molécula de agua, estos actúan como su memoria; mejor aún, conservan la historia que el agua ha tenido a través del ciclo hidrológico.

La mayoría de las masas de vapor atmosférico que llevan el agua a los continentes se originan en el océano; debido a los diferentes cambios físicos que afectan a los elementos que forman a la molécula de agua, estas masas de vapor estarán empobrecidas en los isótopos pesados ($O-18$ y D), comparadas con el agua oceánica. Esto se debe principalmente a que el proceso de evaporación en los océanos se lleva a cabo en condiciones fuera del equilibrio e involucra efectos cinéticos y además al proceso de condensación que origina las precipitaciones. (Castillo R. 1985).

Por lo anterior, se observa que el contenido de los isótopos pesados del agua en casi todas las precipitaciones será menor que en los océanos. La condensación removerá preferentemente los isótopos pesados de la nube, así el enfriamiento continuo y la condensación progresiva empobrecerán en $O-18$ y D a la masa de vapor. El fraccionamiento isotópico durante la condensación en las nubes es un proceso dependiente fundamentalmente de la temperatura a la cual ocurre, Fig. 4.

Figura 4. Efecto Continental y de fraccionamiento por precipitación.



La presión atmosférica, en el momento de la condensación influye muy poco. Esto se ve reflejado en la relación de la composición

isotópica de la precipitación con respecto a la temperatura media anual del lugar.

VARIACIONES DE DEUTERIO Y OXIGENO-18 EN EL CICLO HIDROLOGICO

Los diferentes tipos de agua pueden ser clasificadas de varias formas. La manera más común de agruparlas es de acuerdo a los diferentes procesos ya sean físicos o químicos ésto es, debido a los diferentes procesos termodinámicos y de intercambio que sufren durante su historia.

Refiriéndonos a las aguas meteóricas, consideradas como aquellas que siguen el ciclo hidrológico; evaporación, condensación y precipitación. Podemos expresar en términos "generales" que las aguas continentales caen dentro de esta categoría y por tanto las que más conciernen al estudio de aguas subterráneas, (Cortés, 1985).

Las variaciones, tanto temporales como espaciales del contenido isotópico de las aguas de precipitación, tienen su origen en la redistribución isotópica que existe durante los cambios de fase a través de ciclo hidrológico. El grado de fraccionamiento isotópico depende de varios parámetros tales como: la composición isotópica inicial, la velocidad de reacción y las condiciones termodinámicas en las cuales ocurre el cambio de fase. La intervención de estos factores, esencialmente la temperatura, en forma individual o combinada trae como consecuencia ciertos patrones de fraccionamiento o como usualmente se le llama "efectos" que influyen de manera determinante sobre la composición isotópica de la precipitación.

La aplicación de las técnicas isotópicas está estrechamente ligada a la existencia de los efectos isotópicos, estos estudios han sido derivados de observaciones a largo plazo en los cuales han intervenido varios grupos de investigación a nivel mundial.

- *Efecto de latitud*: La latitud geográfica de un lugar tiene una relación fuerte con la temperatura media anual, por lo que la concentración de isótopos del agua precipitada reflejará el efectos de la latitud. La red mundial establecida por la IAEA reconoció que las

estaciones localizadas a grandes latitudes en los hemisferios sur o norte, presentan valores más negativos que las estaciones localizadas cerca del Ecuador. Para Norteamérica el efecto de latitud es de -0.5 ‰ en oxígeno por grado de latitud.

- *Efecto de altitud*: Experimentalmente, se observa que a medida que las masas de aire suben o bajan, dependiendo de la topografía y el clima local se presenta una variación isotópica, reflejando valores más negativos cuando la altitud aumenta. Las variaciones en relación a la altitud son en promedio de -0.30 ‰/100m para el O-18 y de -3 a -3.5 ‰/100m para el Deuterio. De hecho, las variaciones de $\delta^{18}\text{O}$ y δD con la altitud pueden usarse para estimar la altura de las áreas de recarga de manantiales.

- *Efecto de cantidad*: Existe también una correlación entre la cantidad de lluvia precipitada y el contenido isotópico; pero este efecto se puede observar principalmente en las estaciones localizadas en las islas tropicales.

- *Efecto continental*: Se ha observado que a medida que se toman muestras de agua meteórica partiendo de la costa hacia el centro de los continentes, éstas presentan un empobrecimiento en los isótopos pesados de oxígeno e hidrógeno.

- *Variaciones estacionales*: Las lluvias de invierno, en general, están empobrecidas en isótopos pesados en comparación con las precipitaciones del verano por razones de la temperatura, a la cual ocurre la precipitación, Fig. 4 y 5.

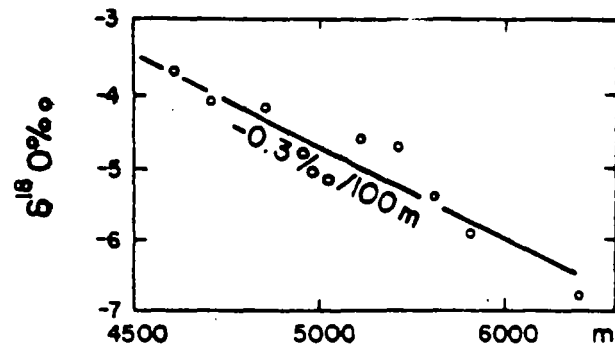
CARACTERÍSTICAS ISOTÓPICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA Y SUPERFICIAL

Agua Subterránea

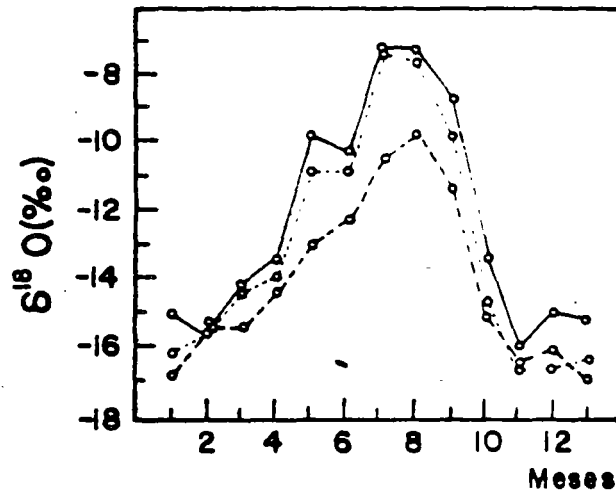
La forma de determinar el origen geográfico de la recarga y los procesos que pueden sufrir el agua subterránea de alguna región bajo estudio se encuentra en el hecho de que el contenido isotópico del agua infiltrada se conserva y que se puede relacionar con la composición

Figura 5.

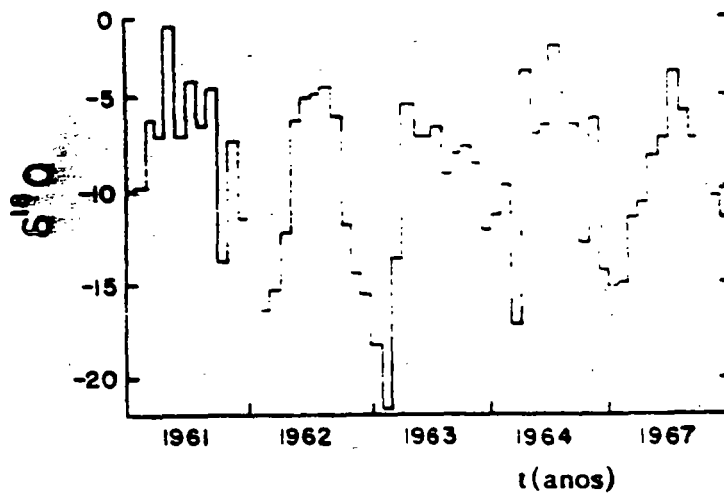
EFFECTO DE ALTITUD



EFFECTO TEMPORAL



EFFECTO ESTACIONAL



iv) Mezclado con cuerpos de agua de origen no meteórico como pueden ser salmueras, agua de mar, aguas fósiles o aguas juveniles.

v) Interacción con formaciones geológicas que conducen a intercambio o fraccionamiento isotópico entre los átomos que componen el agua y las especies químicas que forman el terreno. Un ejemplo de esta interacción son las aguas termales, con temperaturas mayores de 100 grados centígrados, en donde se observa un enriquecimiento de 0-18 por intercambio de oxígeno con las rocas; en este caso se mantiene el valor de la delta de Deuterio original del agua debido a que en las rocas, por lo general, hay poca cantidad de hidrógeno con el cual pudiera existir intercambio Fig.2.

Es importante señalar que en acuíferos confinados, el contenido isotópico no varía incluso en periodos de miles de años, debido al nulo intercambio isotópico. Sin embargo, en lagos y cuencas donde la evaporación es grande, existe un enriquecimiento marcado.

Agua Superficial

El agua superficial puede ser afectada isotópicamente por procesos como los de evaporación a lo largo de su recorrido. Como la composición isotópica de los ríos es función de la altura de las cuencas en que se forman y de los procesos que pueden ocurrir a lo largo de su cauce, éstos se pueden caracterizar por una composición isotópica diferente a la de la recarga local, lo cual permite determinar la contribución de los ríos al agua subterránea de la región.

En el caso de los lagos, éstos presentan variaciones influenciadas principalmente: por la zona geográfica donde se encuentran, la composición isotópica del agua que lo alimenta, así como el régimen de evaporación y precipitación. Los lagos y otras formas similares de agua superficial como son las presas se caracterizan por presentar un enriquecimiento en las especies isotópicas pesadas, con respecto al agua meteórica que las origina, debido a la fuerte evaporación a que están expuestas.

Otro proceso importante es el producido por la evaporación y

isotópica promedio del agua de recarga. En términos generales la interpretación isotópica debe estar acompañada por un análisis hidrogeológico y una evolución geoquímica de la zona de estudio. Idealmente la interpretación de datos isotópicos en aguas subterráneas, se puede plantear con base en los siguientes lineamientos:

1) Es necesario generar una base de datos sobre las concentraciones isotópicas en el agua de lluvia de la región bajo estudio. Los datos isotópicos de la lluvia, deben ser promedios ponderados con respecto a la cantidad de precipitación, debiéndose tomar en cuenta el periodo en el cual se producen los principales procesos de recarga.

2) Posteriormente se determina la composición isotópica en los diferentes acuíferos de la región y se compara con el contenido isotópico de las precipitaciones. Si éste coincide con el mapeo del agua subterránea de la zona, este análisis podrá determinar la altura de recarga, la existencia de recarga local o la posibilidad de flujos regionales. En caso de que se observen discrepancias entre el contenido isotópico de las lluvias y el de las aguas subterráneas, es necesario tomar en cuenta otros factores tales como:

i) La existencia de un desplazamiento geográfico de las masas de agua por escorrentía superficial produciendo variaciones en el contenido isotópico.

ii) Recarga subterránea por embalses de agua superficial parcialmente evaporada, como son: presas, ríos, etc., ya que a medida de que estas aguas se evaporan se enriquecen isotópicamente, alterándose los valores delta en estas aguas de recarga.

iii) Variaciones en el tiempo de la composición isotópica de la precipitación. Esto ocurre porque la recarga se efectuó en el pasado remoto y por lo tanto, bajo condiciones de precipitación distintas a la actual; esto ocurre especialmente en climas áridos o semiáridos en donde las aguas subterráneas se presentan empobrecidas en isótopos pesados, no pudiendo ajustarse los resultados al contenido isotópico de la precipitación actual.

evapotranspiración en zonas de cultivo intensivo.

En conclusión, el conocimiento del agua superficial en la región de estudio es de vital importancia, ya que así se podrá estimar con una mayor seguridad su contribución a la recarga.

TRITIO

Tritio (T), isótopo radioactivo del hidrógeno, su vida media es de $t_{1/2} = 12.3$ años. La determinación de este elemento se efectúa por medida directa de la radioactividad proveniente de la desintegración del núcleo cuando éste emite radiaciones β ; la unidad usada para reportar la concentración de tritio es UT, que corresponde a una abundancia de 10^{-18} átomos de T por un átomo de hidrógeno. Una unidad de tritio (UT) es equivalente a 7.2 desintegraciones por minuto en un litro de agua. Dentro de los métodos más comunes para la determinación del tritio, se pueden mencionar: centelleo líquido y centelleo gaseoso. A continuación se menciona de manera muy breve los pasos fundamentales de la técnica por centelleo líquido:

- 1.- Destilación de la muestra de agua, con el fin de eliminar gases y sales contenidas en solución.
- 2.- Concentración electrolítica, esta parte se lleva a cabo en un recipiente que contiene celdas tipo Ostlund (placas de hierro y níquel).
- 3.- Separación del electrolito y agua.
- 4.- Después del segundo proceso de destilación el agua es mezclada con un líquido de centelleo para posteriormente realizar la estadística y obtener el valor de la concentración de tritio en la muestra a analizar.

Para el Tritio no existe un patrón de referencia debido a que se reportan concentraciones absolutas determinadas radiométricamente y reportadas como unidades de tritio (U.T.), (Lloyd, J.W., 1985).

Interpretación para Tritio

Se ha podido comprobar experimentalmente a nivel mundial que las concentraciones de tritio en la lluvia aumentan a medida de que la

latitud es mayor, y para una localidad en particular, la máxima concentración es observada en las precipitaciones de primavera. En general son del orden de 3 veces mayor al promedio anual pesado.

El tiempo de tránsito de aire húmedo sobre los continentes o sobre los océanos también tiene un efecto sobre la concentración de tritio debido a la mezcla entre los vapores de agua provenientes de la superficie libre de agua oceánica y el vapor tritiado de la atmósfera. Se puede encontrar sistemáticamente que el tritio en las lluvias del continente presentan una concentración mayor que las lluvias precipitadas sobre el océano.

Para propósitos prácticos al utilizar las medidas de concentración de tritio en estudios hidrológicos se debe tener en cuenta lo siguiente:

1) Los niveles mundiales existentes de tritio antes de 1952 corregidos por decaimiento radiactivo, eran en promedio menores a 5 UT.

Para fines de interpretación se pueden presentar los siguientes casos en forma general:

ii) Para una muestra de interés, si el contenido de tritio es menor que una unidad de tritio (1 UT), se puede inducir a pensar que el tiempo de residencia de esta agua dentro del acuífero es mayor que 50 años.

iii) En caso de obtener valores de tritio mayores que una unidad de tritio (1 UT) el agua analizada tendrá una componente que corresponde a aguas meteóricas recientes, después de 1952.

Para la concentración de tritio y la actividad del ^{14}C en las muestras de agua, según Mook (1980), no se tiene una base real para la aplicación de un procedimiento por medio del cual puedan obtenerse las edades absolutas del agua subterránea mediante una combinación de los datos de ^{14}C y tritio. Esto se debe al gran número de variables desconocidas, tales como; la razón de mezcla de agua vieja y joven, el contenido de tritio de la precipitación a la que se refiere la muestra, el contenido de ^{14}C de la capa de humus efectiva que produce el CO_2 del suelo, y otras.

En realidad los datos combinados de ^{14}C y tritio pueden dar ciertos límites en la edad. Bajo estas condiciones se propone el siguiente esquema de interpretación, (Arizavalo y Martínez, 1989).

a) Si $10 < T \leq 30$ y $60 \leq ^{14}\text{C} \leq 120 \rightarrow$
Agua moderna <50 años

b) Si $1 \leq T \leq 10$ y $20 < ^{14}\text{C} < 60 \rightarrow$
Agua de mezcla >50 años

c) Si $0 \leq T < 1$ y $0 \leq ^{14}\text{C} \leq 20 \rightarrow$
Agua de cientos o miles de años

Los seis casos restantes se deducen a partir de las combinaciones posibles entre los incisos. Por ejemplo a) con b) y c). La interpretación propuesta para los casos probables es la siguiente:

a1) Si $10 < T \leq 30$ y $20 < ^{14}\text{C} < 60 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años

a2) Si $10 < T \leq 30$ y $0 \leq ^{14}\text{C} \leq 20 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años

b1) Si $1 \leq T \leq 10$ y $60 \leq ^{14}\text{C} \leq 120$ Agua moderna <50 años

b2) Si $1 \leq T \leq 10$ y $0 \leq ^{14}\text{C} \leq 20 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años

c1) Si $0 \leq T < 1$ y $60 \leq ^{14}\text{C} \leq 120 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años

c2) Si $0 \leq T < 1$ y $20 < ^{14}\text{C} < 60 \rightarrow$ Agua de mezcla >50 años

CARBONO - 14

Fechaiento de Aguas Subterráneas con ^{14}C

Uno de los problemas básicos en el fechaiento de aguas subterráneas radica en el desconocimiento que se tiene de la actividad inicial del ^{14}C que recargó el acuífero. El contenido de ^{14}C inicial con

el tiempo ha sufrido innumerables modificaciones secundarias, por lo que las actividades de carbono-14 del carbonato del agua no se pueden traducir directamente en edades:

Esto ha permitido la elaboración de modelos congruentes que permiten la evaluación de los procesos de dilución del CO₂ del suelo producidas en la zona no saturada. Tal dilución se da básicamente a través de tres mecanismos principales: precipitación de la disolución mineral, introducción de carbón orgánico y volcánico e intercambio isotópico entre el carbono del CO₂ acuoso y el mineral (Fritz y Mozeto, 1980).

-Modelos de Fechamiento

- a) Aproximación de A₀ promedio.
- b) Modelo Exponencial
- c) Aproximación Geoquímica
- d) Mezcla Isotópica del ¹³C
- e) Modelo de Disolución-Intercambio

Como se puede observar, estos modelos se fundamentan en consideraciones químicas e isotópicas, (Vogel, 1967; Pearson, 1965). A diferencia del tritio, los contenidos de ¹⁴C se refieren a un estándar que corresponde a una madera que creció durante 1890 en un ambiente libre de CO₂ fósil, es decir, para CO₂ atmosférico anterior al inicio de la combustión masiva de carbono fósil. El contenido de ¹⁴C se define como la actividad (A) que representa el carbono moderno, por lo que todas las muestras medidas se expresan en porcentaje de carbono moderno (pmc) (Fritz, P., Fontes, J.Ch., 1980):

$$A = \frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}}}{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{estandar}}} \times 1000.$$

Donde el estándar actualmente aceptado es el Acido Oxálico distribuido por el National Bureau of Standards (NBS) cuya relación con la actividad del carbon moderno es:

¹⁴C ACTIVIDAD DEL CARBONO MODERNO = 0.95 ¹⁴C ACTIVIDAD DEL ACIDO OXALICO
NBS EN 1950.

El $^{14}\text{CO}_2$ atmosférico antes de 1950 tenía una actividad cercana a los 100 pmc, por lo que este valor se utiliza como valor inicial en algunos modelos de datación de agua subterránea. (Mook, 1972, 1976, 1980).

MUESTREO DE LOS ISOTOPOS UTILIZADOS

El muestreo para análisis isotópicos en muestras de agua es un procedimiento muy simple, pero deben guardarse algunas precauciones en el manejo y colección de la muestra.

Para los análisis de TRITIO se requiere una botella de plástico de 1 lt., la cual debe llenarse completamente y sellarse con una tapa y contratapa para evitar contacto con el tritio atmosférico, etiquetándola debidamente con los datos adicionales que se realizan a todas las muestras de agua como número de muestra, localidad, temperatura, pH, conductividad y fecha de muestreo.

Para el caso de los isótopos estables del OXIGENO-18 y DEUTERIO, se requiere una botella de vidrio de 30 ml, de preferencia de color ambar, esto para evitar proliferación orgánica. Como en el caso anterior, debe evitarse la alteración causada por intercambio molecular con el vapor de agua atmosférico. Debido a que los isótopos del oxígeno e hidrógeno se utilizan para estudiar procesos de evaporación, debe tenerse precaución durante la colección de las muestras.

Dado que la concentración de CARBONO-14 está representada en muy pequeñas cantidades, dependiendo de la alcalinidad del agua, se requiere una muestra de alrededor de 60 litros de agua, de la cual se precipitan los carbonatos presentes mediante la adición de 100 ml de una solución de NaOH libre de carbonatos (200 g NaOH/l) y un litro de BaCl_2 saturado (500 g BaCl_2 /l). La adición de estos componentes produce una reacción química que cambia a los compuestos inorgánicos en solución a BaCO_3 . Se necesitan por lo menos 80 g de BaCO_3 precipitado. En el laboratorio este precipitado se acidifica para producir CO_2 y convertirlo luego a Benceno o Metano, (Arizabalo, 1989).

Los análisis de CARBONO-13 se realizan con el CO_2 liberado al

mezclar Acido Fosfórico (H_3PO_4) con el precipitado de $BaCO_3$ que se obtuvo añadiendo $BaCl_2$ a la muestra de agua que previamente se ha aumentado su pH sobre 10. El CO_2 se analiza al igual que los isótopos estables mencionados, en un espectrómetro de masas.

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi agradecimiento a la Srita. Martha Saucedo L., por su ayuda en la edición y captura. Al Sr. Carlos Sosa, por el diseño gráfico.

REFERENCIAS

Arizabalo, Z. R.D., 1989. "Aplicación de los isótopos ambientales ^{18}O , 2H , 3H , ^{34}S , ^{13}C y ^{14}C en el estudio del agua subterránea de las Cuencas de México, Cuernavaca y Cuautla". Tesis de Maestro en Ciencias (Geofísica). 94p.

Arizabalo, Z. R. D.; Martínez, J. D., 1989. "Programa para la Interpretación de Tritio y Carbono-14 en Estudios Hidrológicos". Memorias del Congreso Anual de la Unión Geofísica Mexicana, Cuernavaca Morelos, México.

Castillo R., 1985. El análisis isotópico y sus aplicaciones. Instituto de Física, UNAM. Reporte Interno

Craig H., 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters, Science 133:1833.

Cortés A., 1985. Aplicación de la espectrometría de masas y técnicas isotópicas para la determinación de oxígeno-18 y deuterio en problemas hidrológicos. Tesis profesional Fac. de Ciencias, UNAM.

Davis, S.N., D.J. Cambell, H.W. Bentley and T.J. Flynn, 1985. Ground Water Tracers. National Water Well Asociation.

Deines, P. 1980. The isotopic composition of reduce organic carbon. En:

- Fritz and J. Ch. Fontes (Eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1- The Terrestrial Environment A, Elsevier, p. 329-393.
- Fritz and J. Ch. Fontes (Eds), 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1- The Terrestrial Environment A, Elsevier.
- Fritz, P. Mozeto, A. A., 1980. Considerations on radiocarbon dating of groundwater. En: C.O. Rodríguez N. y C.B. de Monroy (Eds). Memoria del Simposio Interamericano sobre Hidrología Isotópica, ICNE- OEA- COLCIENCIAS, Bogotá, p. 221-224.
- Gat J. and Gonfiantini R., 1981. "Stable isotope hydrology, deuterium and oxygen-18 in the water cycle". Technical reports series, No. 210 IAEA, Viena, A.
- Gonfiantini R., 1978. Standards for stable isotope measurements in natural compounds. Nature (London) 271:534. - Fritz, P. and Fontes, J.Ch., (eds) 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Vol. 1. The Terrestrial Environment, A. Elsevier.
- Hoefs J., 1980. "Stable isotope geochemistry". Second Edition. Springer-Verlag Heidelberg, New York.
- IAEA. 1981. Gat J. and Gonfiantini R. Stable isotope hydrology deuterium and oxygen-18 in the water cycle. Technical reports series, No. 210, Viena, Austria.
- McDowell C., 1963. "Mass Spectrometry". McGraw-Hill Book Co., Inc. New York.
- Mook, W. G., 1980. Carbon-14 in hydrogeological studies. En: P. Fritz and J. Ch. Fontes (Eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 1- The Terrestrial Environment A, Elsevier, p. 49-71.
- Nier A., 1950. Redetermination of relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium. Phy. Rev. 77:714.

Pearson, F. J. Jr., 1965. Use of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratio to correct radiocarbon ages of materials initially diluted by limestone. En: Radiocarbon and Tritium Dating, Proceedings of the Sixth International Conference on Radiocarbon, P. Washington, p. 357-366.

Vogel, J.C., 1967. Investigation of groundwater flow with radiocarbon. En: Isotopes in hydrology, IAEA, Viena, p. 355-369.

White, W.B., 1967. "Modifications of Fluorescein Dye Ground Water Tracing Techniques". Staler. Steir. Beitr. Z. Hydrogeologie, 18/19 151-158.

MATERIAL DIDACTICO PARA UN CURSO CORTO DE
HIDROLOGIA ISOTOPICA

Alejandra Cortés y Rubén D. Arizabalo
Instituto de Geofísica/UNAM/04510/México, D.F.

GLOSARIO DE TERMINOS UTILIZADOS

ACTIVIDAD: Radiactividad de una sustancia dada en desintegraciones por minuto (dpm), o en becquerel o en curies.

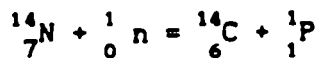
ACTIVIDAD ESPECIFICA: Actividad de un radioisótopo expresado en dpm o en Bq por unidad de masa (gramo) del elemento correspondiente.

BECQUEREL (BQ): La unidad para expresar la radiactividad. El becquerel corresponde a una desintegración por segundo y es equivalente a 2.7×10^{-11} Ci (curies): es por lo tanto una unidad muy pequeña. Los multiples de Bq que normalmente se usan son: megabecquerel (MBq= 10^6 Bq), gigabecquerel (GBq= 10^9 Bq) y terabecquerel (TBq= 10^{12} Bq).

CDI: (Cañón Diablo Troilite). La troilita (FeS) contenida en el Meteorito del Cañón del Diablo, el cual se usa como referencia estándar para las determinaciones $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$. La composición isotópica del azufre de CDI refleja adecuadamente la composición isotópica promedio del azufre terrestre.

ISOTOPOS DEL CARBONO: Existen tres isótopos naturales del carbono. Dos son estables ^{12}C (abundancia promedio 98.89%) y ^{13}C (1.11%). El tercer isótopo, ^{14}C es radiactivo (abundancia, $10^{-10}\%$). El contenido de C^{13} en compuestos naturales varía, en unidades $\delta\text{‰}$ vs.PDB, desde +10 (en travertinos) a 0 (valor promedio de la caliza marina) a -25 (materia orgánica), a -80 (metano).

CARBONO-14 (^{14}C): Isótopo radiactivo del carbono producido en la atmósfera por la interacción de los neutrones -producidos por rayos cósmicos- con nitrógeno, de acuerdo a la reacción:



La razón de producción es 2.5 átomos/cm²xs. El ¹⁴C producido es rápidamente oxidado a CO₂ y entra al ciclo del carbono geoquímico.

Desde 1952 se han introducido grandes cantidades de carbono-14 en la atmósfera por las explosiones termonucleares. Otra fuente de ¹⁴C son los reactores nucleares.

CICLOS DE CALVIN Y HATCH-SLACK: (C₃ y C₄) La fijación del carbono en la fotosíntesis de las plantas pueden ocurrir por dos mecanismos que difieren por el número de átomos de carbono del primer compuesto formado en la cadena fotosintética. Estos mecanismos fotosintéticos se conocen como los ciclos de Calvin (C₃) y de Hatch-Slack (C₄). Sin embargo, las plantas con metabolismo tipo crasuláceo son capaces de fijar el CO₂ atmosférico por ambos ciclos. Las plantas se dividen por su contenido isotópico de la siguiente manera: a) Plantas que siguen el ciclo de Calvin o C₃, con un contenido de ¹³C entre -37 y -24 ‰, y un valor medio aproximado de -27 ‰ b) Plantas que siguen el proceso Hatch-Slack ó C₄, presentan valores de δ¹³C entre -9 y -19 ‰. c) Plantas que siguen el proceso C.A.M. (Crassulacean Acid Metabolism) corresponde a un amplio intervalo en el contenido de ¹³C e incluyen los procesos C₃ y C₄.

RADIACION COSMICA: La radiación cósmica primaria (que se origina en el sol -componente solar- y en las estrellas -componente galáctico) consiste de protones de muy alta energía y partículas- con una pequeña fracción de núcleos más pesados. La radiación cósmica primaria con los componentes de la atmósfera superior. Esta consiste de una gran variedad de partículas nucleares, entre ellas: neutrones protones, hiperones, antipartículas, etc.

El tritio y el ¹⁴C se forman por la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera. Otros isótopos formados por rayos cósmicos son: ¹⁰Be (vida media 2.7 x 10⁶a), ⁷Be (53.6 d), ³²Si (100 a) ³⁶Cl(300,000 a), ³⁹Ar (2269 a), ⁸¹Kr(210,000 a), etc.

CONTADOR GEIGER-MULLER: Un instrumento para la detección de sustancias radiactivas y para determinar su concentración. Básicamente consiste de un cilindro metálico lleno de gas que tiene un alambre a lo largo de su eje. El alambre tiene un voltaje positivo de aproximadamente 1000-1500V

con respecto a las paredes del cilindro; la radiación α , β ó γ que entra al cilindro causa una ionización del gas y se produce una descarga entre el alambre y las paredes, la cual se detecta y registra con instrumentación electrónica apropiada.

CONTADOR PROPORCIONAL: Este contador es comunmente usado para la determinación de tritio y ^{14}C . Es esencialmente lo mismo que el contador Geiger-Muller, pero el potencial del alambre central se ajusta de manera que los pulsos producidos por las radiaciones son proporcionales a la energía liberada. Por lo tanto, las radiaciones que tienen diferentes energías pueden ser distinguidas y contadas separadamente.

Para la determinación de tritio y ^{14}C en muestras naturales, el contador se llena con gas (comunmente etano o metano) sintetizado con el hidrógeno o el carbono que va a ser analizado. La medida de conteo de fondo (background) del contador, se reduce con un grueso escudo de plomo o acero y con contadores de coincidencia, arreglados para eliminar la radiación cósmica que afecta a los contadores.

CONTADOR DE CENTELLEO: Este contador utiliza el hecho de que ciertas sustancias emiten brillo durante la interacción con una radiación. Los destellos se detectan por un fotomultiplicador, la cantidad de estos sera proporcional al número de partículas radioactivas incidentes.

Los contadores de centelleo son comunmente usados para detectar los rayos- γ emitidos por isótopos artificiales. El centellador es un cristal de NaI, activado con trazas de Ioduro de Talio. Un medidor de cuentas dá el número de desintegraciones por unidad de tiempo, dando medida inmediata de la concentración.

Los contadores de centelleo líquido son usados para la determinación de tritio y ^{14}C . En estos contadores el líquido centellea por la interacción con una partícula- β que se mezcla con el líquido bajo investigación (comunmente agua en el caso de tritio y benceno en el caso de ^{14}C).

CURIE (Ci): Unidad para expresar radiactividad. Corresponde a la cantidad de cualquier isótopo radiactivo que sufre 3.7×10^{10} desintegraciones por segundo. Actualmente se utiliza el becquerel.

Los Millicurie ($\text{mCi} = 10^{-3}\text{Ci}$), microcurie ($\text{Ci} = 10^{-6}\text{Ci}$), nanocurie ($\text{nCi} = 10^{-9}\text{Ci}$) y picocurie ($\text{pCi} = 10^{-12}\text{Ci}$) son unidades normalmente utilizadas.

DELTA. NOTACION ($\delta^{\circ}/\text{‰}$): Se define como:

$$R_{p-x} = \{(R_m - R_p)/R_p\} \times 1000$$

donde $R = D/H$, ó $^{18}O/^{16}O$, ó $^{13}C/^{12}C$, ó $^{34}S/^{32}S$, ó $^{15}N/^{14}N$, etc., en la muestra m , respecto a un patrón p .

Los patrones o referencias generalmente adoptados para análisis isotópicos son: de hidrógeno y oxígeno, en muestras de agua, el SMOW (Standard Mean Ocean Water), el PDB para carbono, CDT para azufre y nitrógeno atmosférico para los isótopos del nitrógeno.

DEUTERIO: Isótopo estable del hidrógeno con masa 2, indica con el símbolo D ó 2H .

ISÓTOPOS AMBIENTALES: Aquellos isótopos de origen natural o artificial, que ocurren en el ambiente sobre una escala regional o global. Las variaciones isotópicas en aguas naturales pueden ser usadas en estudios hidrológicos para determinar algunos aspectos importantes de las aguas superficiales y subterráneas, tales como origen, edad, tiempos de residencia, direcciones de flujo, familias de agua, etc.

TRAZADOR AMBIENTAL DEL AGUA: Cualquier sustancia que aparece en las aguas naturales derivada del ambiente, cuya distribución de concentración en el espacio y/o tiempo puede ser usado para diferenciar o "etiquetar" masas específicas de agua, o para identificar su origen.

Los trazadores ambientales comúnmente, pasan a formar parte del ciclo hidrológico a través de los procesos atmosféricos, pero también lo hacen por disolución o intercambio con rocas o material orgánico que se encuentran en los estratos geológicos en los cuales se mueve el agua, o por decaimiento radiactivo de rocas a profundidad. Los isótopos que ocurren naturalmente tienen ciertas propiedades únicas que pueden ser aplicadas a la solución de problemas hidrológicos, a diferencia de los trazadores ordinarios.

EVAPORACION LINEA DE: En un diagrama ($\delta^{18}O$, δD), una línea de la ecuación:

$$\delta D = a\delta^{18}O + b$$

que representa la composición isotópica de las aguas que, teniendo las mismas características isotópicas iniciales, han sufrido diferentes grados de fraccionamiento bajo condiciones ambientales similares. Para aguas de evaporación, el valor de la pendiente puede ser aún menor que 4. Una elevada concentración de sal puede afectar este valor considerablemente.

Las líneas de evaporación en un diagrama ($\delta^{18}\text{O}$, δD) se grafican a la derecha de la línea meteórica, la intersección de las dos líneas da los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua antes de la evaporación.

VIDA-MEDIA: El tiempo necesario para reducir la concentración de un isótopo radiactivo dado a la mitad de su valor inicial por decaimiento radiactivo: $C=C_0/2$. La vida media es entonces:

$$T_{1/2} = (\ln 2)/\lambda$$

donde λ es la constante característica de decaimiento del isótopo.

ISOTOPOS DE HIDROGENO: Existen tres isótopos naturales del hidrógeno. Dos son estables: ^1H protio, (abundancia promedio en agua oceánica de 99.98%), ^2H o D Deuterio, (abundancia promedio de 0.0155%) y el tercer isótopo, ^3H o T Tritio, que es radioactivo.

Las variaciones en los valores δD en compuestos naturales son amplias, debido a la gran diferencia de masa (100%) entre D e H. En aguas naturales los valores de δD varían de +100 a -450‰.

ISOTOPOS: Son átomos del mismo elemento químico, por lo tanto con igual número atómico pero con diferente masa atómica. Los isótopos tienen el mismo número de protones en el núcleo pero diferente número de neutrones. Para el caso del oxígeno, como ejemplo, tiene tres isótopos naturales con masas de 16, 17 y 18:

^{16}O : 8 protones + 8 neutrones en el núcleo

^{17}O : 8 protones + 9 neutrones en el núcleo

^{18}O : 9 protones + 10 neutrones en el núcleo

El índice inferior a la izquierda del símbolo químico indica el número de protones en el núcleo (número atómico); el índice superior la

suma de protones y neutrones (numero de masa) Generalmente el número atómico es omitido, por lo que los isótopos son identificados por el símbolo químico del elemento y por su número de masa.

Los isótopos pueden ocurrir naturalmente o ser producidos artificialmente (p. ej. en un reactor), y ser estables o radiactivos.

ISOTOPOS RADIATIVOS: Los isótopos radiactivos tienen núcleos inestables. Cambian a isótopos de otros elementos con el tiempo (decaimiento radiactivo). La razón de decaimiento se expresa generalmente por medio de la vida-media.

La concentración de isótopos radiactivos en un sistema cerrado decrece exponencialmente con el tiempo a que menos que exista producción al mismo tiempo por algunos otros procesos radiactivos.

ISOTOPOS ESTABLES: Los isótopos estables tienen un núcleo con configuración estable. Su concentración en un sistema cerrado no cambia con el tiempo a menos que sean productos por algún elemento radiactivo presente en el sistema.

FACTOR DE ENRIQUECIMIENTO ISOTOPICO: Es la diferencia entre el factor de fraccionamiento α (ver abajo) y la unidad, indicando con ϵ :

$$\epsilon = \alpha - 1$$

En general, ϵ está en ‰, y es por tanto comparable con los valores δ . Algunas veces, el término factor de enriquecimiento se usa en vez del factor de fraccionamiento indicado por α .

INTERCAMBIO ISOTOPICO: El intercambio de isótopos de un elemento dado entre compuestos químicos o fases. Este proceso permite diferentes composiciones isotópicas de compuestos o fases que co-existen para a un equilibrio característico de las condiciones del sistema. Para propósitos hidrológicos los procesos de intercambio isotópico más importantes son:

1.- Intercambio entre agua y rocas (especialmente calizas). En este proceso únicamente la composición isotópica del oxígeno del agua y de la caliza puede ser afectada (el contenido de hidrógeno de las rocas es generalmente pequeño). Este proceso es muy leve a las temperaturas que normalmente ocurren en los acuíferos y puede ser de importancia

únicamente para aguas termales, donde la temperatura elevada aumenta significativamente la razón de intercambio.

2.- El intercambio isotópico del carbono entre bicarbonato disuelto y CaCO_3 sólido en el acuífero, el cual puede modificar los contenidos de ^{13}C y ^{14}C del bicarbonato usado para la determinación de la edad por ^{14}C . Este proceso también, es muy lento a temperaturas normales, pero la cantidad de bicarbonato disuelto, que es relativamente pequeña, puede ser afectada en su composición isotópica. En este caso, la $\delta^{13}\text{C}$ del bicarbonato será desplazado hacia valores más positivos.

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO: Es la diferencia en la distribución de los isótopos del mismo elemento en dos fases diferentes, que coexisten (Ejemplo; agua-vapor de agua) en mutuo intercambio isotópico. El fraccionamiento isotópico tiene características físicas y químicas ligeramente diferentes, principalmente las físicas, debido a las pequeñas diferencias en masa. Por lo tanto, el fraccionamiento isotópico es, en general, más grande para los elementos ligeros porque la diferencia relativa de masa es mayor.

FACTOR DE FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO: El factor de fraccionamiento entre dos compuestos que interactúan o coexisten en dos fases A y B, generalmente indicado por α , está definido por:

$$\alpha = R_A/R_B$$

donde R_A y R_B , representa la razón isotópica para los diferentes elementos, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H , $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$, etc. Si A y B están en equilibrio termodinámico entonces α es el factor de fraccionamiento en equilibrio. Si la reacción de intercambio entre A y B no ha alcanzado el equilibrio, entonces los factores cinéticos prevalecen y el factor de fraccionamiento cinético resultante es generalmente muy diferente del fraccionamiento en equilibrio.

En la ecuación anterior, la razón entre la composición isotópica de los compuestos se elige para producir $\alpha > 1$ a temperatura normal. El valor de α tiende a 1 cuando la temperatura se incrementa. En ciertos casos, cuando la temperatura se eleva α puede pasar desde un valor > 1 a un valor < 1 y viceversa; sin embargo, el valor asintótico de α para $T \rightarrow \infty$ es siempre 1.

La dependencia del factor de fraccionamiento isotópico con la temperatura puede usarse para evaluar, desde la composición isotópica de dos compuestos co-existentes, hasta la temperatura a la cual se han equilibrado.

ESPECTROMETRO DE MASA: Es un instrumento diseñado para separar moléculas de acuerdo a su relación carga-masa en base a su movimiento a través de campos eléctricos y/o magnéticos. Esencialmente -un este instrumento opera de acuerdo a los siguientes principios básicos:

- I.- Admisión del gas y Formación de iones
- II.- Aceleración y Colimación de iones
- III.- Analizador magnético
- IV.- Colección y medición de iones

En un espectrómetro de masas, las moléculas neutras del gas a investigar se ionizan (por impacto de un haz de electrones). Los iones son acelerados a través de un campo eléctrico. Posteriormente entran a un campo magnético normal a su trayectoria, por lo que describen trayectorias circulares, cuyos radios dependen de la masa de los iones.

$$r = \frac{1}{H} \sqrt{\frac{2Vm}{e}}$$

(r= radio, H= intensidad del campo magnético, V= voltaje acelerado, m= masa del ión, e= carga eléctrica del ión).

Los iones, dependiendo de su masa caen en lugares físicos previamente calculados, de modo que pueden colectarse separadamente y medir así su concentración relativa.

VIDA PROMEDIO: El tiempo promedio de vida τ de un átomo radiactivo:

$$\tau = \frac{\int_0^{\infty} C dt}{C_0} = \frac{1}{\lambda} = \frac{\text{vida media}}{\ln 2}$$

LINEA DE AGUA METEORICA (ISOTOPOS ESTABLES): En un diagrama ($\delta^{18}O$, δD), la línea de la ecuación

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10; \text{ en } \delta\text{‰}/\text{‰}$$

que es el mejor ajuste de los puntos que representan la composición de las muestras de precipitación provenientes de diferentes partes del mundo, 144 estaciones colocadas en diferentes puntos del globo terrestre, catalogadas como: Isleñas, Continentales y Costeras; controladas por el Organismo Internacional de Energía Atómica.

En algunas regiones del mundo la línea meteórica que representa la correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y δD está desplazada, generalmente con la misma pendiente 8 pero un valor diferente de la intersección con el eje δD (línea de agua meteórica regional).

Las aguas subterráneas y superficiales siguen en la mayoría de los casos la misma relación $\delta^{18}\text{O} - \delta\text{D}$ a menos que hayan sufrido una fuerte evaporación como ocurre a menudo en los lagos. La evaporación de superficie libre tiende a enriquecer el contenido isotópico del agua pero no en la proporción relativa establecida por la ecuación anterior.

ISOTOPOS DEL NITROGENO: Existen dos isótopos del nitrógeno, ambos estables ^{14}N y ^{15}N . La abundancia del ^{15}N en el aire es 0.3663%. El nitrógeno del aire tiene una composición isotópica uniforme a través del mundo y puede usarse como un estándar de referencia para las determinaciones de $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$. Los valores $\delta^{15}\text{N}$ generalmente varían en compuestos naturales de -10 a $+20$ ‰.

ISOTOPOS DEL OXIGENO: Existen tres isótopos estables: ^{16}O (abundancia promedio en material terrestre es 99.76%), ^{17}O (0.04%), ^{18}O (0.2‰). Las variaciones de la razón $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ no son investigadas usualmente, ya que en materiales terrestres es más pequeña que un factor de 2 que la razón $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

El valor $\delta^{18}\text{O}$ varía en compuestos naturales de $+40$ CO₂ atmosférico a -60 ‰ (hielo polar), contra SMOW.

PDB: Es el CaCO₃ obteniendo del rostrum calcáreo de una Belemnitella del Vretácico (Belemnitella Americana) de la Formación Pee Dee de Carolina del Sur. La composición isotópica de su carbono representa un buen promedio del de la caliza marina.

El PDB se utiliza también como una referencia estándar para las determinaciones de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en medidas de paleotemperaturas. El PDB ya no está disponible ahora. Otra muestra de la CaCO₃, cuya composición isotópica con respecto al PDB es conocida, está en disposición para

calibración: el NBS-19, distribuido por el OIEA y por la National Bureau of Standards in Washington, D.C

LEY DE DECAIMIENTO RADIOACTIVO: El decaimiento radiactivo sigue la ley:

$$\frac{dC}{dt} = -\lambda C$$

donde C es la concentración de un núcleo radiactivo en el sistema al tiempo t, dC/dt es la razón de decaimiento y λ es la constante de decaimiento característico de cada isótopo. Por integración obtenemos:

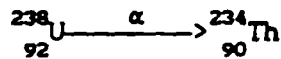
$$C = C_0 e^{-\lambda t}$$

donde C_0 es la concentración del núcleo radiactivo presente al tiempo inicial (t=0). Conociendo C_0 , λ y C (la concentración presente) podemos evaluar la edad del sistema:

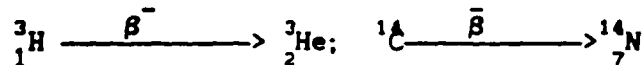
$$t = 1/\lambda \cdot \ln \frac{C_0}{C}$$

RADIATIVIDAD: El proceso por el cual los isótopos se transforman (decaen en isótopos de otros elementos por procesos nucleares, con la emisión de radiación. Los procesos más comunes de decaimiento radiactivo son:

1.- Decaimiento- α : Una partícula- α , que tiene masa 4 y carga 2 (un núcleo de helio) es emitida por el núcleo del isótopo padre, el cual es así transformado en un isótopo de un elemento diferente que tiene un número de masa menor por 4 unidades y un número atómico menor de 2 unidades. Ejemplo:

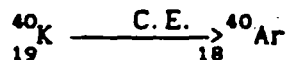


2.- Decaimiento- β : Un electrón es emitido por el núcleo del isótopo padre el cual es transformado en un isótopo de un elemento diferente que tiene el mismo número de masa y un número atómico por 1 unidad. Ejemplo:



3.- Decaimiento C.E. (captura electrónica): El núcleo del isótopo padre captura un electrón y es transformado así en un isótopo de un elemento diferente que tiene el mismo número de masa y un número atómico menor

por 1 unidad. Ejemplo:



El producto del decaimiento está a menudo en un estado excitado. Este regresa al estado base por la emisión de energía en la forma de rayos X ó γ (radiaciones electromagnéticas de energía bien definida). Esas radiaciones, y especialmente los rayos- γ , son las radiaciones más penetrantes, debido a que tienen alta energía pero sin masa ni carga eléctrica, y son por lo tanto las más peligrosas.

SMOW (Standar Mean Ocean Water): Agua de referencia que tiene una composición isotópica cercana a la del agua oceánica promedio. La abundancia de las tres principales especies isotópicas de agua en SMOW son: $\text{H}_2^{16}\text{O} = 99.73 \%$; $\text{HD}^{16}\text{O} = 0.031 \%$; $\text{H}_2^{18}\text{O} = 0.200 \%$.

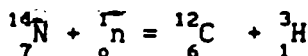
Las ventajas de usar SMOW como patrón de referencia para análisis isotópicos de agua son:

- 1.- El océano sobre la corteza terrestre, y tiene una composición isotópica casi uniforme.
- 2.- El océano constituye el punto inicial y final de cualquier circuito hidrológico importante.

Por definición SMOW tiene δD y $\delta^{18}\text{O}$ igual a cero. El OIEA distribuye muestras de agua llamada V-SMOW, que tienen una composición isotópica prácticamente idéntica a la del SMOW ya definido, para propósitos de medida e intercalibración.

ISOTOPOS DEL AZUFRE: Existen cuatro isótopos estables de este elemento, que son: ${}^{32}\text{S}$ (con una abundancia terrestre promedio de 95.02%), ${}^{36}\text{S}$ (0.02%). Únicamente las variaciones de la razón ${}^{34}\text{S}/{}^{32}\text{S}$ son usadas. Varían generalmente de +40 a -40 ‰ contra CDT.

TRITIO: Isótopo radiactivo del hidrógeno producido por rayos cósmicos en la atmósfera por reacciones de expulsión y/o creación nuclear en la que una partícula incidente causa que el núcleo objetivo emita cierto tipo de partículas y por captura de neutrones rápidos:



La razón de producción es 0.25 $\text{atmos}/\text{cm}^2\text{s}$. El tritio producido es rápidamente oxidado a H_2O e incorporado a la precipitación y el vapor

atmosférico, pasando, de esta manera a formar parte del ciclo hidrológico.

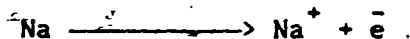
Desde 1952 a 1962 una gran cantidad de tritio artificial producido por pruebas termonucleares realizadas en la atmósfera, a través de la cual es introducido al ciclo del agua. Como un ejemplo, en la precipitación del hemisferio norte el contenido de tritio pasó de 10 U.T. (Unidades de tritio), de 1952 a 10,000 U.T. en 1963.

La vida media del tritio es de 12.43 años y decae a ^3He por pura emisión β^- con energía máxima de únicamente 18 KeV.

UNIDAD DE TRITIO (U.T.): Unidad usada para expresar la concentración de tritio en muestras naturales. Una U.T. corresponde a una concentración de un átomo de tritio por 10^{18} átomos de hidrógeno. Factores de conversión.

$$1 \text{ U.T.} = 1.182 \times 10^{-4} \text{ bq/ml} = 3.195 \times 10^{-9} \text{ } \mu\text{Ci/ml.}$$

REACCIONES REDOX: Redacción de oxidación-reducción o reacción con transferencia de electrones. La oxidación se refiere a cualquier reacción en la que una sustancia o especie pierde electrones. Ejemplo.



La reducción es una ganancia de electrones. Ejemplo:



La reducción es lo opuesto a la oxidación, y si se invirtieran las reacciones en los ejemplos anteriores tendríamos reducción y oxidación respectivamente.

RADON.- Gas inerte radioactivo que pertenece al grupo de los gases nobles. es parte de la cadena de desintegración del uranio. Ocurre naturalmente y sus características principales son: incoloro, inodoro y químicamente inerte. De los gases nobles el radon es el más pesado, el que tiene más alto punto de fusión, temperatura crítica y presión crítica.

Debido a que es soluble en agua a baja temperatura, decreciendo ésta cuando aumenta la temperatura, se ha utilizado como trazador en estudios hidrológicos.

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO

ES LA DIFERENCIA EN LA DISTRIBUCION DE LOS ISOTOPOS DEL MISMO ELEMENTO EN DOS COMPUESTOS O FASES QUIMICAS EN INTERCAMBIO ISOTOPICO MUTUO. EL FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO OCURRE PORQUE LOS ISOTOPOS TIENEN CARACTERISTICAS FISICAS Y QUIMICAS LIGERAMENTE DIFERENTES, DEBIDO A PEQUENAS DIFERENCIAS EN MASA. POR LO TANTO, EL FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO ES, EN GENERAL, MAS GRANDE PARA LOS ELEMENTOS LIGEROS PORQUE LA DIFERENCIA RELATIVA DE MASA ES MAYOR.

MECANISMOS PRINCIPALES DE ENRIQUECI- MIENTO ISOTOPICO EN AGUA SUBTERRANEA SUJETA A CONTAMINACION POR UN BASURERO:

- 1).- EVAPORACION DENTRO DEL BASURERO**
- 2).- PRODUCCION DE AGUA ISOTOPICAMENTE ENRIQUE-
CIDA DURANTE LA DESCOMPOSICION DE MATERIA
ORGANICA.**
- 3).- INTERCAMBIO DE OXIGENO ENTRE EL AGUA Y BIO-
XIDO DE CARBONO.**
- 4).- DIFERENCIA EN LA COMPOSICION ISOTOPICA DEL
AGUA DE RECARGA.**

FRITZ, 1976.

TABLA II.6.1 Resumen de las características isotópicas

Elemento/ isótopos	Abundancia (%)	Estándar /unidades	vida media (años)	Tipo de Análisis
Hidrógeno ¹ H ² H ³ H	99.984 0.015 10 ^{-14, -16}	V-SMOW % (U.T.)	12.35	Espectrome- tría de masa Contador de centelleo liq.
Oxígeno ¹⁶ O ¹⁷ O ¹⁸ O	99.76 0.037* 0.1**	V-SMOW %		Espectrome-
Carbon ¹² C ¹³ C ¹⁴ C	98.89 1.11 10 ⁻¹⁰	PDB % A. Ox.(pmc)	5730	Espectrome- tría de masa Contador de centelleo liq. de benceno o contador prop. de gas metano
Azufre ³² S ³³ S ³⁴ S ³⁶ S	95.02 0.75* 4.21 0.02*	CDT		Espectrome- tría de masa

- * No se utiliza en estudios ambientales.
- ** Se utiliza también en estudios paleoambientales.

**SOLUBLE EN
AGUA**

**NO INTERCAMBIO
IONICO**

**TRAYECTORIA
FACIL DE DETECTAR**

**TRAZADOR
"IDEAL"**

**NO
ABSORCION**

**NO CAMBIOS
QUIMICOS**

NO TOXICO

28

FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO

ES LA DIFERENCIA EN LA DISTRIBUCION DE LOS ISOTOPOS DEL MISMO ELEMENTO EN DOS COMPUESTOS O FASES QUIMICAS EN INTERCAMBIO ISOTOPICO MUTUO. EL FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO OCURRE PORQUE LOS ISOTOPOS TIENEN CARACTERISTICAS FISICAS Y QUIMICAS LIGERAMENTE DIFERENTES, DEBIDO A PEQUENAS DIFERENCIAS EN MASA. POR LO TANTO, EL FRACCIONAMIENTO ISOTOPICO ES, EN GENERAL, MAS GRANDE PARA LOS ELEMENTOS LIGEROS PORQUE LA DIFERENCIA RELATIVA DE MASA ES MAYOR.

BIOLOGIA

GEOLOGIA

HIDROLOGIA

ISOTOPICA

PROBLEMA

AGUA

GEOQUIMICA

MODELACION

MATEMATICA

GEOFISICA

A D M I N I S T R A C I O N

24

HIDROLOGIA

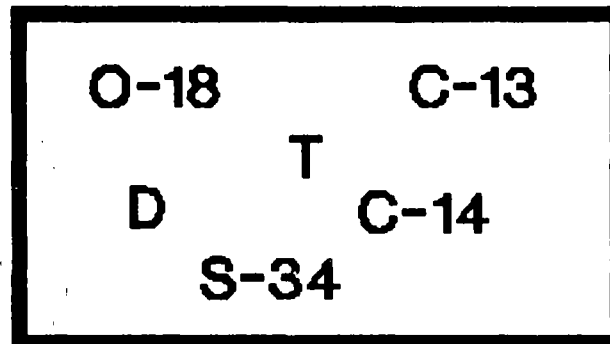
ISOTOPICA

INTRUSION SALINA

EDAD

EVAPORACION

FAMILIAS



RESIDENCIA

CONTAMINACION

RECARGA

MEZCLA

ORIGEN

ISOTOPOS

SISTEMAS CONSERVATIVOS EN ACUIFEROS
CONFINADOS HASTA POR CIENTOS DE AÑOS

AGUAS SUBTERRANEAS NORMALES

AQUELLAS CUYOS VALORES CAEN DENTRO
DE LA LINEA METEORICA.

VULNERABILIDAD DE LA ZONA LACUSTRE

LOS PRIMEROS ESTUDIOS DETALLADOS DE LA ZONA LACUSTRE SE INICIARON EN LA DECADA DE 1940 PARA ENTENDER LA DINAMICA DE LAS ARCILLAS DESDE EL PUNTO DE VISTA GEOTECNICO Y DE MECANICA DE SUELOS (MARSAL Y MAZARI, 1969). EN ESTUDIOS RECIENTES SE HAN DETECTADO FRACTURAS Y GRIETAS, A TRAVES DE LAS CUALES PUEDE HABER TRANSPORTE DE CONTAMINANTES ALTERANDO LA CALIDAD DEL AGUA SUBTERRANEA, DEPENDIENDO DE:

LA EXTENSION E INTERCONECCION DE FRACTURAS, LOS GRADIENTES HIDRAULICOS DE LAS ARCILLAS, EL TAMAÑO Y LAS PROPIEDADES DEL ACUIFERO, TIPOS Y CANTIDADES DE CONTAMINANTES (MAZARI, 1992).

FUENTES DE CONTAMINACION

EXISTE UNA AMPLIA GAMA DE ACTIVIDADES HUMANAS QUE GENERAN CARGAS CONTAMINANTES (FACTORES CONTROLABLES). EN LO QUE RESPECTA A LA CUENCA DE MEXICO, DICHAS CARGAS CONTAMINANTES PUEDEN AGRUPARSE EN DOS GRANDES RUBROS:

A) PROVENIENTES DE ACTIVIDADES EN CENTROS URBANOS

B) PROVENIENTES DEL DESARROLLO INDUSTRIAL

ACTIVIDADES URBANAS

EL COMPLEJO PANORAMA DE ACTIVIDADES DOMESTICAS QUE SE PRESENTAN EN LOS CENTROS URBANOS, REPRESENTAN FUENTES POTENCIALES DE CONTAMINACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS, PRINCIPALMENTE POR LA ALTA CONCENTRACION DE MATERIA ORGANICA QUE CONTIENEN SUS DESCARGAS Y POR LA EXISTENCIA DE FOSAS SEPTICAS EN ZONAS VULNERABLES.

OTRAS FUENTES POTENCIALES, ASOCIADAS CON EL DESARROLLO URBANO ESTAN PRESENTES EN LOS LUGARES DE DEPOSITACION DE RESIDUOS SOLIDOS, DEBIDO A QUE ESTOS PERMANECEN POR PERIODOS RELATIVAMENTE LARGOS. EN LOS TIRADEROS A CIELO ABIERTO SE ORIGINAN GRAVES PROBLEMAS SANITARIOS, PUDIENDO LLEGAR A SER UN FOCO DE CONTAMINACION DE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRANEAS POR LA GENERACION DE LIXIVIADOS, CUYA COMPOSICION QUIMICA Y BACTERIOLOGICA LES CONFIERE UN CARACTER CONTAMINANTE.

RESIDUOS SOLIDOS MUNICIPALES

LA ACUMULACION DE RESIDUOS SOLIDOS DOMESTICOS E INDUSTRIALES CONSTITUYE, HOY DIA, UN PROBLEMA AGOBIANTE EN LOS PAISES INDUSTRIALIZADOS. EL AUMENTO DE LA POBLACION, AUNADO AL PROCESO DE URBANIZACION Y LA CRECIENTE DEMANDA DE BIENES DE CONSUMO, DETERMINA UN AUMENTO INCESANTE EN CALIDAD Y VOLUMEN DE LOS DESECHOS PRODUCIDOS.

EN MEXICO, AL IGUAL QUE EN OTROS PAISES, LA FORMA TRADICIONAL DE DISPOSICION FINAL DE RESIDUOS SOLIDOS LA CONSTITUYEN POR LO GENERAL LOS TIRADEROS A CIELO ABIERTO, DONDE ALGUNAS VECES, DESPUES DE LA SELECCION Y RECICLAJE MANUAL, LA BASURA SE COMPACTA Y CUBRE CON ARCILLA. AUN ASI, MAS DEL 70% DE LOS RESIDUOS SOLIDOS QUEDAN SIN SER REUTILIZADOS.

AUNQUE SE HAN INSTALADO DOS RELLENOS SANITARIOS EN EL AMCM, NINGUNO CUMPLE CON TODAS LAS ESPECIFICACIONES REQUERIDAS. EN ESTADOS UNIDOS, A SU VEZ, DE 100,000 DEPOSITOS DE DESECHOS SOLIDOS PROBABLEMENTE NO MAS DEL 10% PUEDEN SER CLASIFICADOS COMO RELLENOS SANITARIOS (EVERETT).

EN LA CIUDAD DE MEXICO SE PRODUCIAN EN EL AÑO 1950 ALREDEDOR DE 370g DE BASURA DIARIOS PER CAPITA. EN 1992, SE ESTIMA QUE EN EL DF SE GENERARON CERCA DE 11 MIL TON/DIA DE BASURA, DE LAS CUALES CADA HABITANTE ES RESPONSABLE DE PRODUCIR ALREDEDOR DE 1,000g DIARIAMENTE.

SI SE CONSIDERA EL TOTAL DEL AMCM, EL VOLUMEN ASCIENDE A 18 MIL TON/DIA, DE LAS CUALES 48% CORRESPONDERAN AL DISTRITO FEDERAL Y 52% A LOS MUNICIPIOS CONURBADOS.

EL VOLUMEN DE BASURA DE 1950 A LA FECHA, SE HA INCREMENTADO CONSIDERABLEMENTE Y TAMBIEN SE HA MODIFICADO SU COMPOSICION PASANDO DE 5% DE DESECHOS NO DEGRADABLES, A 40.5% EN NUESTROS DIAS. EL VOLUMEN DE GENERACION PER CAPITA AUMENTO DE 1950 A 1992 EN 207% Y LA PROPORCION DE RESIDUOS NO BIODEGRADABLES SE INCREMENTO EN ESTE MISMO PERIODO EN 810%.

EN LA DECADA DE 1970, EL SERVICIO DE LIMPIA CONTABA CON 8,000 TRABAJADORES, 600 VEHICULOS RECOLECTORES Y 120 BARREDORAS MECANICAS QUE LIMPIABAN 5 MIL KM DE CALLES AL DIA, A LOS QUE SE SUMABAN MAS DE 4,000 BARRENDEROS Y RECOLECTORES PARA ATENDER A UNA POBLACION QUE GENERABA 7,000 TONELADAS DE BASURA. PARA AUMENTAR SU CAPACIDAD DE RESPUESTA ANTE EL PROBLEMA DE LOS DESECHOS SIN RECOLECTAR, EL GOBIERNO DEL DF HA CONFORMADO UN COMPLEJO EQUIPAMIENTO E INFRAESTRUCTURA PARA EL MANEJO INTEGRAL DE LOS RESIDUOS SOLIDOS, CON 25 MIL TRABAJADORES, 240 BARREDORAS, 2 MIL VEHICULOS RECOLECTORES, 11 ESTACIONES DE TRANSFERENCIA, TRES SITIOS DE DISPOSICION FINAL, UNA INSTALACION DE RECUPERACION Y COMPOSTEO Y UNA PLANTA DE INCINERACION.

SE HA PRESTADO ATENCION PRIORITARIA A LA DISPOSICION ADECUADA DE LOS RESIDUOS, POR LO QUE EN LOS ULTIMOS AÑOS SE HAN CLAUSURADO SITE TIRADEROS A CIELO ABIERTO.

DESTACA EL DE SANTA CRUZ MEYEHUALCO, CON UNA AREA DE 150 Ha, DONDE DURANTE 50 AÑOS FUERON DEPOSITADOS LA MAYOR PARTE DE LOS RESIDUOS GENERADOS EN EL D.F. y EL TIRADERO DE SANTA FE (ALAMEDA PONIENTE), CON UNA EXTENSION DE 50 Ha, QUE OPERO APROXIMADAMENTE 40 AÑOS.

PARA SUSTITUIRLOS, SE HAN CONSTRUIDO DOS GRANDES RELLENOS SANITARIOS QUE PERMITEN DISPONER CERCA DEL 90% DE LOS RESIDUOS SOLIDOS (SANTA CATARINA Y BORDO PONIENTE).

CADA PROCESO DE CLAUSURA SE HA ACOMPAÑADO DE PROGRAMAS DE REGENERACION Y RESTAURACION URBANA Y AMBIENTAL, POR LO QUE LA CIUDAD HA CREADO APROXIMADAMENTE 230 Ha DE AREAS VERDES Y PARQUES RECREATIVOS.

CABE SEÑALAR QUE LOS DESECHOS DEPOSITADOS EN ESTOS SITIOS NO FUERON REMOVIDOS Y QUE DICHOS TIRADEROS NO FUERON CONSTRUIDOS SIGUIENDO LOS REQUERIMIENTOS ACTUALES PARA CONFINAMIENTOS CONTROLADOS, POR LO CUAL NO FUERON REVESTIDOS NI CUENTAN CON SISTEMAS DE RECOLECCION DE LIXIVIADOS. POR ESTA RAZON, CONTINUAN SIENDO FUENTES POTENCIALES DE CONTAMINACION.

DRENAJE Y DESCARGAS DE AGUAS RESIDUALES

DADO QUE EL 26% DE LA POBLACION DEL AMCM NO CUENTA CON DRENAJE (INEGI), LAS ZONAS CARENTES DE ESE SERVICIO ELIMINAN SUS AGUAS RESIDUALES LOCALMENTE EN ARROYOS, FOSAS SEPTICAS Y LETRINAS. ESTOS ASENTAMIENTOS, CASI TODOS SITUADOS EN LA ZONA DE TRANSICION, CREAN LA POSIBILIDAD DE CONTAMINACION DEL ACUIFERO POR ORGANISMOS PATOGENOS Y OTROS CONTAMINANTES PRESENTES EN LOS DESECHOS DOMESTICOS.

NO ES POSIBLE ACTUALMENTE DETERMINAR DE MANERA PRECISA EL VOLUMEN DE AGUAS RESIDUALES QUE SE VIERTEN SIN TRATAMIENTO AL SISTEMA DE DRENAJE DEL AMCM. SIN EMBARGO, DE ACUERDO CON DDF (1992) SE ESTIMA QUE MAS DEL 90% DE LOS DESECHOS LIQUIDOS INDUSTRIALES GENERADOS EN EL AMCM, SON VERTIDOS AL SISTEMA DE DRENAJE. COMO YA SE MENCIONO, NO EXISTE UNA DESCRIPCION DETALLADA DE LOS DESECHOS, PERO DADO QUE EL AMCM SE ENCUENTRA ASENTADA APROXIMADAMENTE EL 48% DE LA INDUSTRIA NACIONAL (DDF, 1987) ES SEGURO QUE ESTOS DESECHOS CONTENGAN SUSTANCIAS QUIMICAS PELIGROSAS DE TODA INDOLE.

ACTIVIDADES DE DESARROLLO INDUSTRIAL

EN EL AMCM SE ENCUENTRAN REGISTRADAS 30,124 EMPRESAS INDUSTRIALES (INEGI, CENSO ECONOMICO 1989). EL 72.4% DE ELLAS SE UBICAN EN EL DISTRITO FEDERAL Y 27.6% ESTAN EN EL ESTADO DE MEXICO.

CLASIFICACION DE LAS EMPRESAS INDUSTRIALES DEL AMCM SEGUN SU TAMAÑO

=====		
TAMAÑO	No DE EMPRESAS	%
MICROINDUSTRIA	22 593	75
PEQUEÑA INDUSTRIA	6 025	20
INDUSTRIA MEDIANA	904	3
GRANDES INDUSTRIAS	604	2
=====		
TOTAL	30 126	100
=====		

SE CALCULA QUE LA CANTIDAD DE DESECHOS TOXICOS Y PELIGROSOS GENERADOS EN EL DISTRITO FEDERAL ASCIENDE A 3 MILLONES DE TONELADAS METRICAS POR AÑO, DE LAS CUALES MAS DEL 95% SON EFLUENTES LIQUIDOS, QUE SE DESCARGAN AL SISTEMA MUNICIPAL DE DRENAJE. EL RESTO SON SOLIDOS, LAS MAYOR PARTE DE LOS CUALES SE ENVIAN A BASUREROS MUNICIPALES O A TIRADEROS ILEGALES DENTRO DE LA CUENCA. SE ESTIMA QUE LA GENERACION DE DESECHOS PELIGROSOS EN EL ESTADO DE MEXICO PUEDE SER DE LA MISMA MAGNITUD QUE LA DEL DISTRITO FEDERAL.

ADEMAS DE LOS DESECHOS QUE SE ESTAN GENERANDO EN LA ACTUALIDAD SE CREE QUE EXISTEN EN EL DISTRITO FEDERAL UNAS 40 MILLONES DE TONELADAS DE DESECHOS PELIGROSOS ANTIGUOS, QUE SE PRODUJERON A PARTIR DE LA DECADA DE 1940, CUANDO SE INCREMENTO LA INDUSTRIALIZACION DEL AMCM.

UNA FUENTE POTENCIAL DE CONTAMINACION EN ZONA DE TRANSICION, LO CONSTITUYE LA REFINERIA 18 DE MARZO QUE FUNCIONO DE 1948 A 1991, Y QUE CESO SUS OPERACIONES DE REFINACION CON BASE EN UNA DECISION TENDIENTE A ABATIR LA CONTAMINACION AMBIENTAL. LA UBICACION DE LA REFINERIA, PLANTEA LA POSIBILIDAD DE QUE LAS BARRERAS SUBSUPERFICIALES A LA INFILTRACION DE CONTAMINANTES PUEDAN SER DISCONTINUAS Y RELATIVAMENTE INEFICIENTES (MAZARI Y MACKAY). LOS CONDUCTOS EMPLEADOS PARA TRANSPORTAR LOS PRODUCTOS DERIVADOS DEL PETROLEO EN FORMA LIQUIDA O GASEOSA HACIA O A PARTIR DE LA REFINERIA, CONSTITUYEN TAMBIEN UNA FUENTE POTENCIAL DE CONTAMINACION, EN PARTICULAR, DONDE ATRAVIESAN LA ZONA DE TRANSICION O LAS AREAS EN LAS CUALES LAS ARCILLAS LACUSTRES ESTEN FRACTURADAS.

LAS ESTACIONES DE GASOLINA CONSTITUYEN FUENTES ADICIONALES DE DERRAMES O ESCAPES DE COMBUSTIBLES HACIA EL SUBSUELO, RAZON POR LA CUAL SE INICIO EN 1992 UN PROGRAMA PARA IDENTIFICAR Y CORREGIR TALES SITUACIONES EN EL AMCM, EL CUAL LLEVO A IDENTIFICAR QUE APROXIMADAMENTE EL 80% DE LAS 253 ESTACIONES UBICADAS EN EL DF PRESENTABAN ANOMALIAS.

A PARTIR DE LAS FUENTES DE ABASTECIMIENTO (SÚPERFICIALES O SUBTERRANEAS) Y ANTES DE SER CONSUMIDA POR LA POBLACION, EL AGUA PUEDE EXPERIMENTAR CAMBIOS EN SU CALIDAD DEBIDO A LAS SIGUIENTES CAUSAS:

- 1. TRATAMIENTO EN PLANTAS POTABILIZADORAS**
- 2. DESINFECCION EN DISTINTOS PUNTOS DE LA RED DE DISTRIBUCION**
- 3. CONTAMINACION POR "CONEXIONES CRUZADAS" EN LA RED**
- 4. CONTAMINACION EN DEPOSITOS DOMICILIARIOS (CISTERNAS Y TINACOS) ABIERTOS O SUCIOS**
- 5. CONTAMINACION POR METALES (PLOMO, COBRE) CAUSADA POR LA CORROSION DE TUBERIAS DE LA RED DE DISTRIBUCION Y DOMICILIARIAS**
- 6. POTABILACION EN LOS DOMICILIOS (HIRVIENDO EL AGUA, O UTILIZANDO FILTROS U OTROS SISTEMAS DE PURIFICACION)**
- 7. DEGRADACION DE LA CALIDAD DEL AGUA EN LOS DOMICILIOS POR MANEJO INADECUADO Y FALTA DE HIGIENE.**

REGULACION SANITARIA

EN SU ARTICULO 209, DEL REGLAMENTO DE CONTROL SANITARIO, (18-1-88), DEFINE AL AGUA POTABLE COMO TODA AQUELLA CUYA INGESTION NO CAUSE EFECTOS NOCIVOS PARA LA SALUD Y SE ENCUENTRE LIBRE DE GERMENES PATOGENOS Y DE SUSTANCIAS TOXICAS, Y CUMPLA, ADEMAS CON LOS REQUISITOS QUE SE SEÑALAN EN EL ARTICULO 210 REFERIDOS A CONTINUACION:

1. EL NUMERO DE ORGANISMOS COLIFORMES TOTALES, DEBERA SER, COMO MAXIMO, DE DOS ORGANISMOS EN 100 ML, SEGUN LAS TECNICAS DEL NUMERO MAS PROBABLE (NMP) O DE FILTRO DE MEMBRANA.

2. NO DEBERA CONTENER ORGANISMOS FECALES

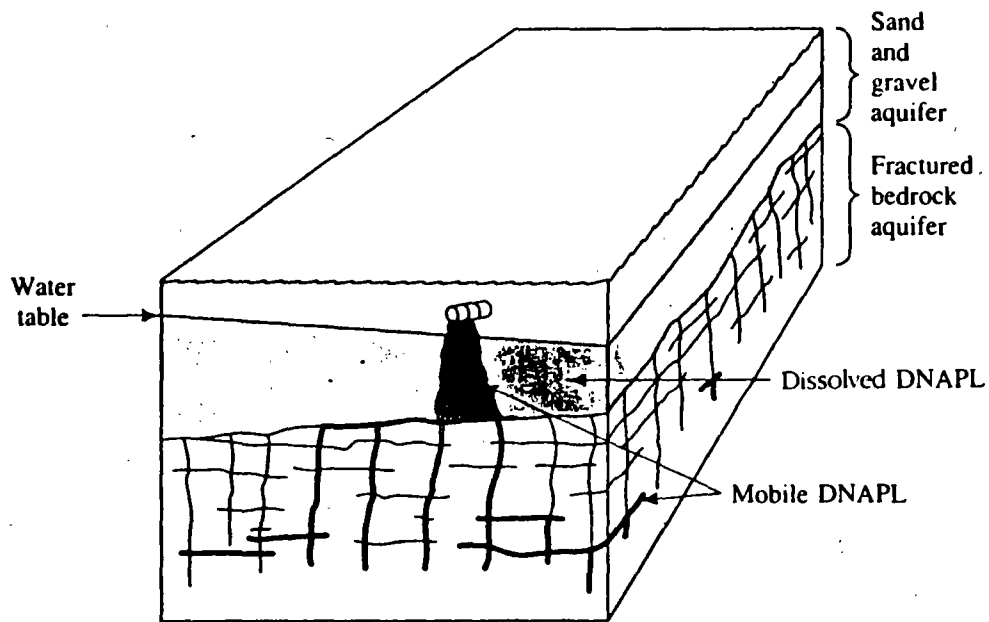


FIGURE 5.27 Movement of a DNAPL into a fractured bedrock aquifer that underlies a sand and gravel aquifer.

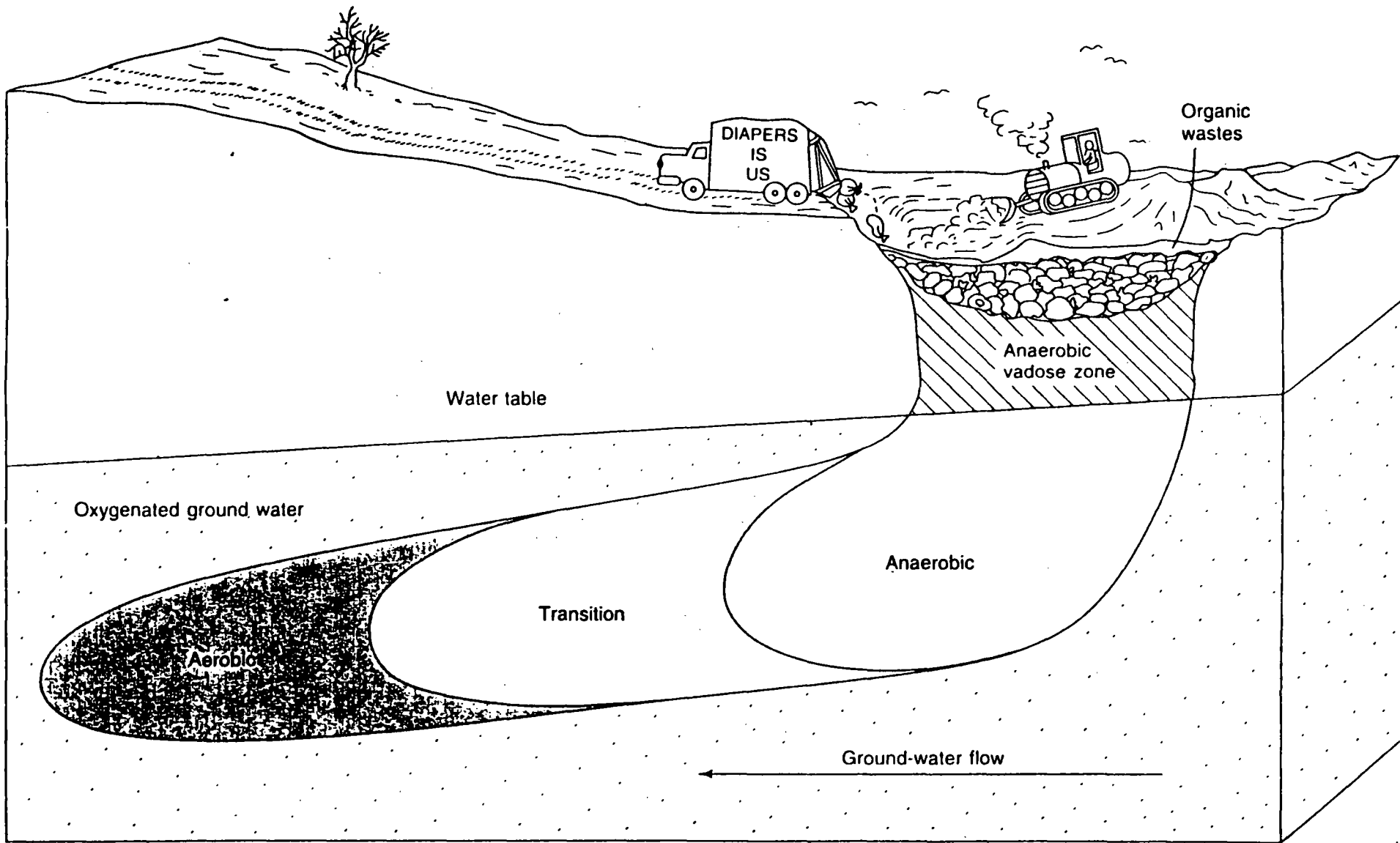


FIGURE 6.15 Geochemical zonation of the leachate plume from a landfill receiving organic waste.

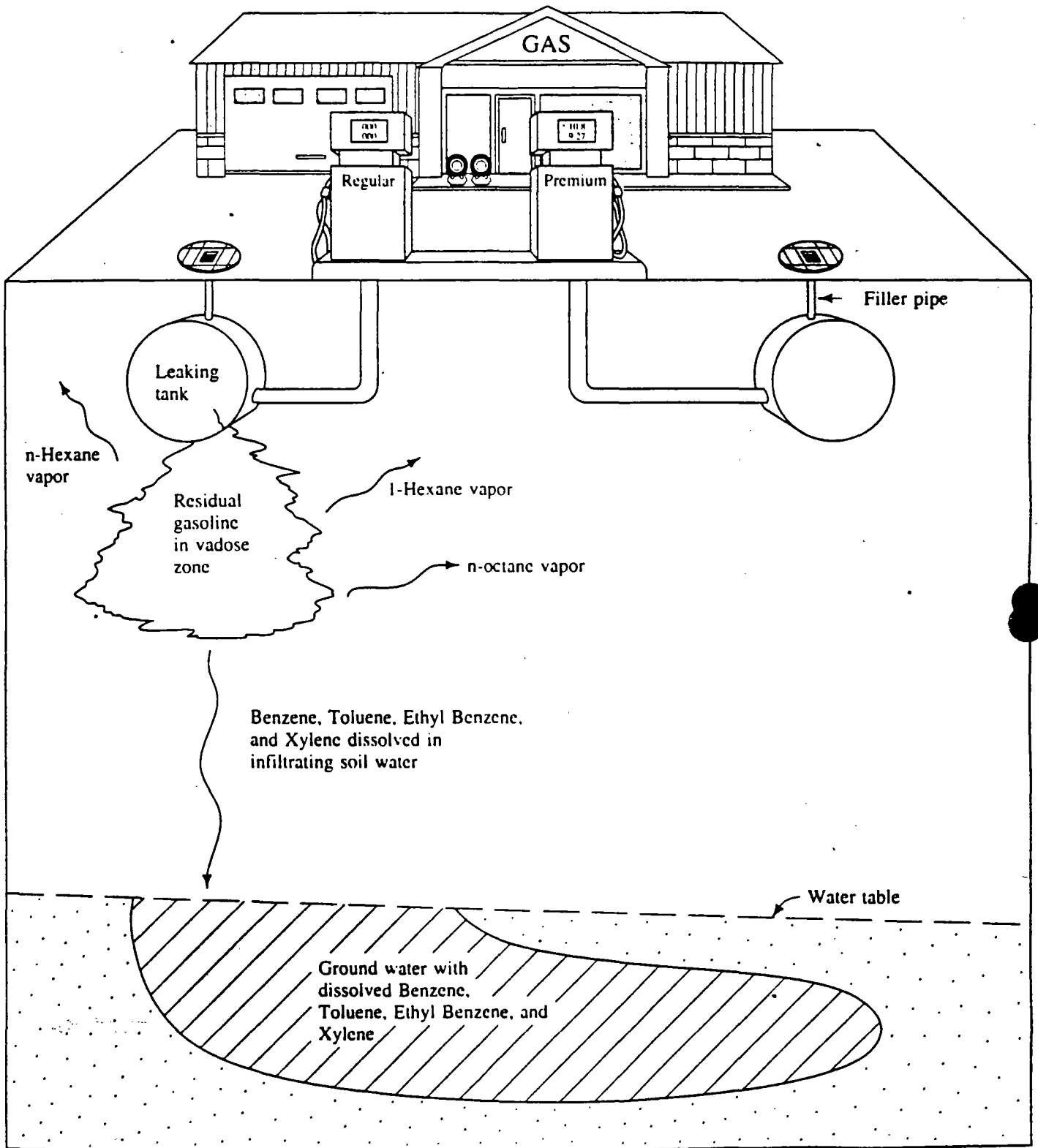
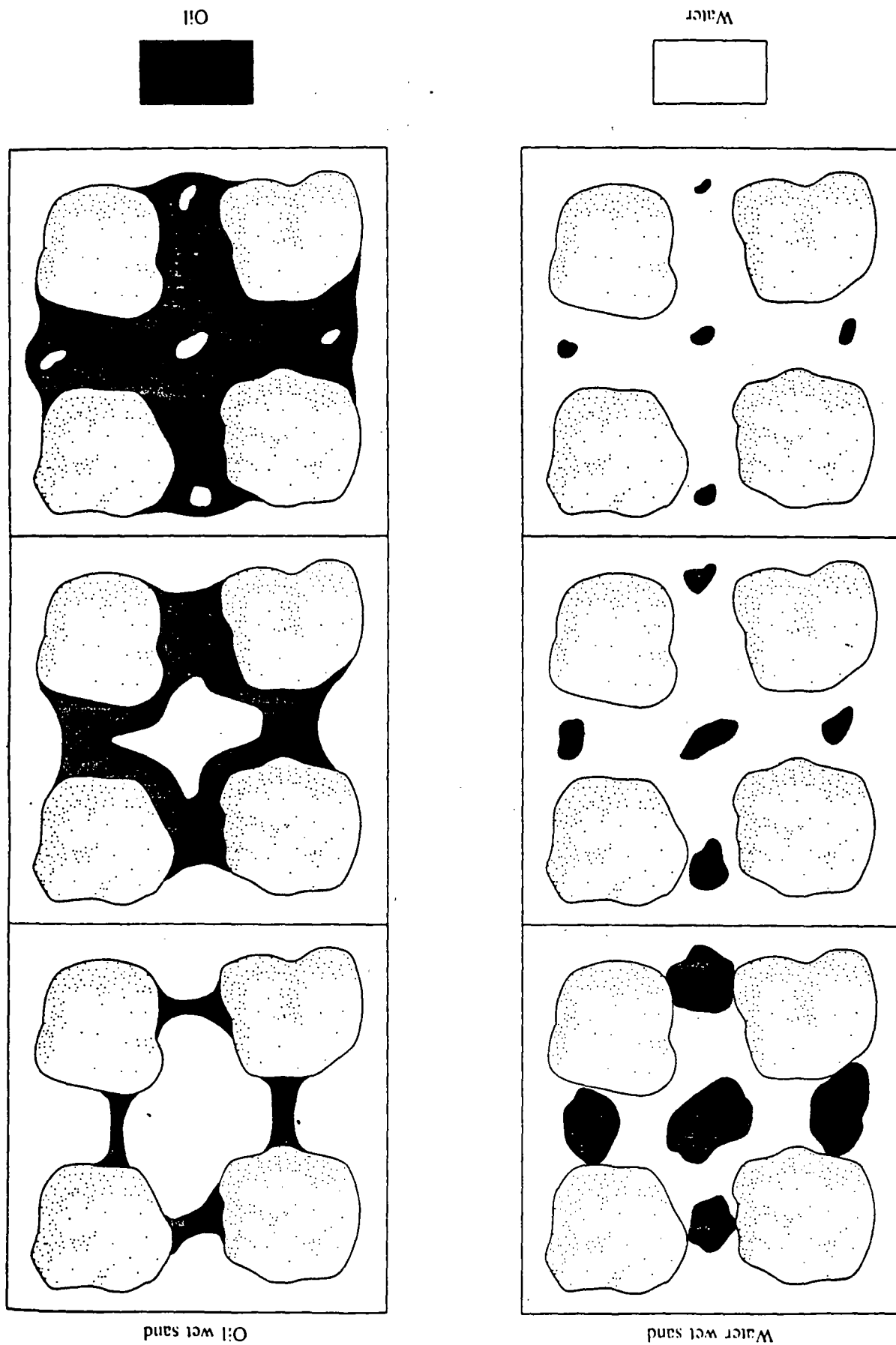
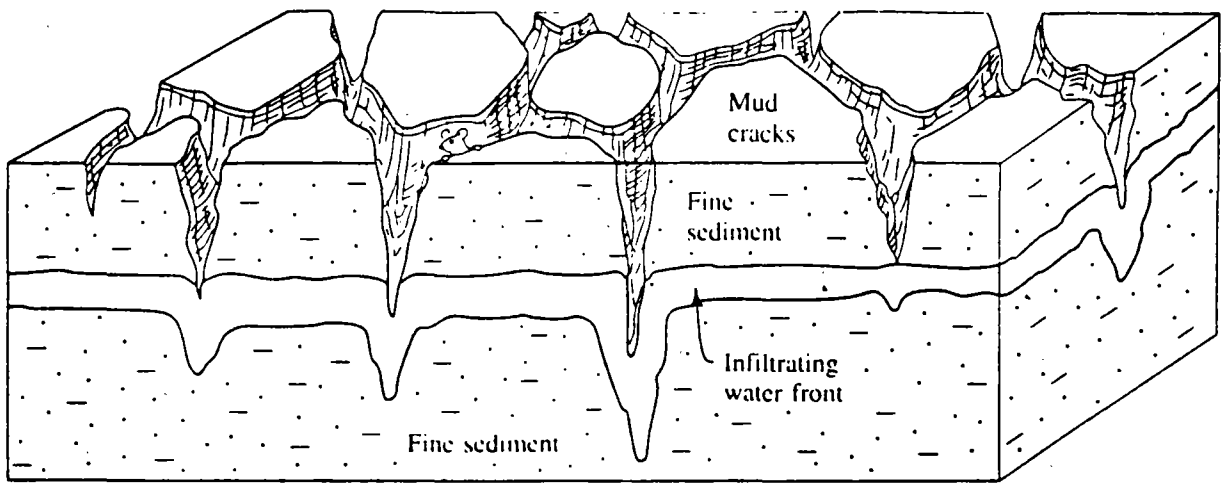


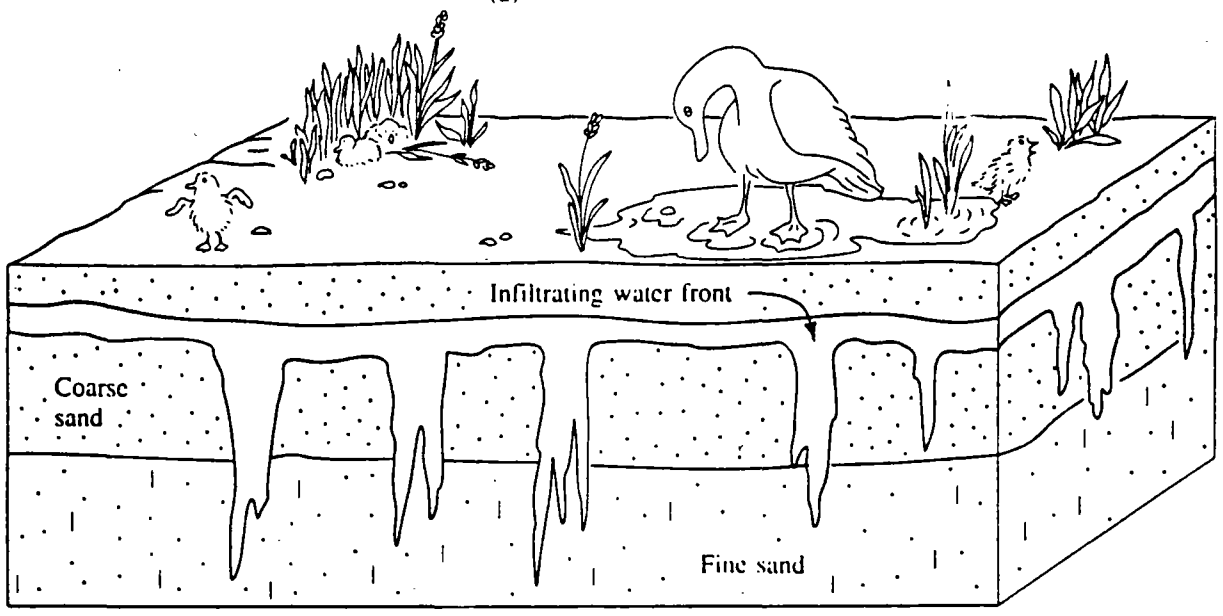
FIGURE 5.18 Process of ground water being contaminated by gasoline constituents from residual gasoline in the vadose zone.

FIGURE 5.5 Different fluid saturation states for a porous media that contains water and oil.

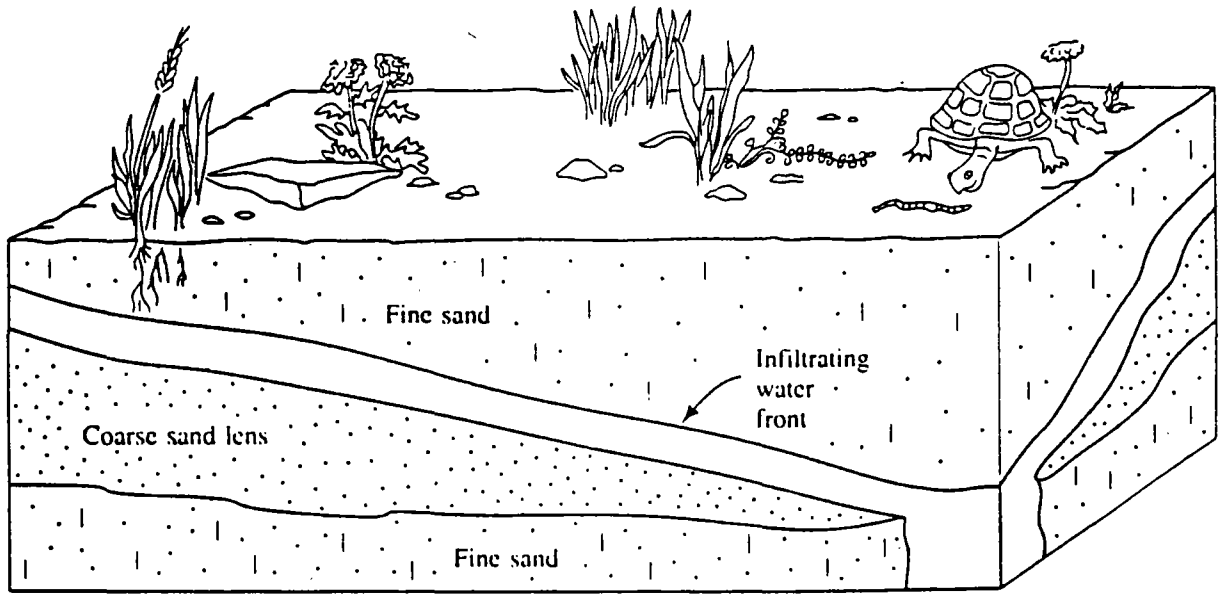




(a)

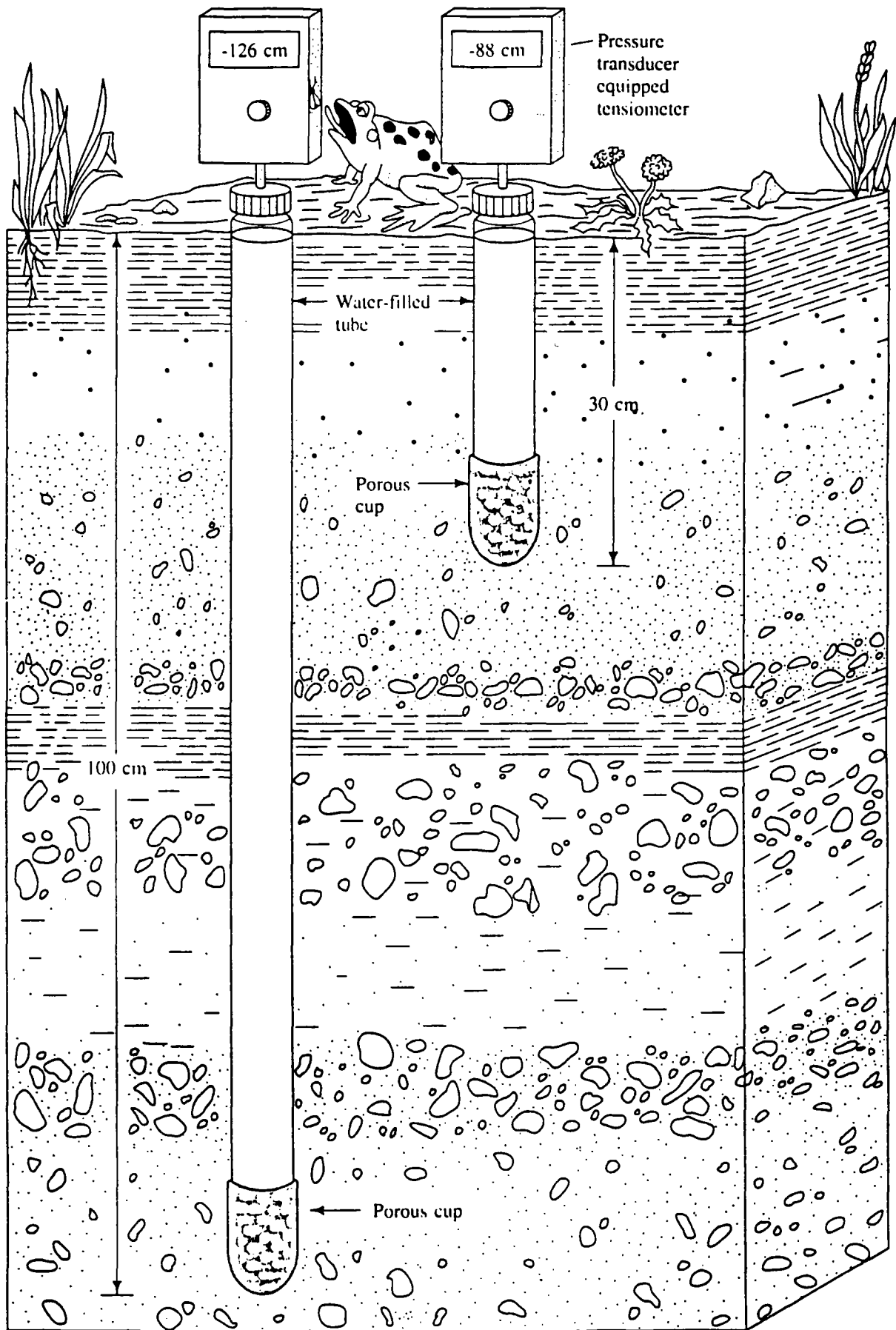


(b)



(c)

FIGURE 4.18 Preferential water movement in the vadose zone due to (a) short circuiting, (b) fingering, and (c) funneling.



4.10 Tensiometer used to measure soil-water potential in the field.

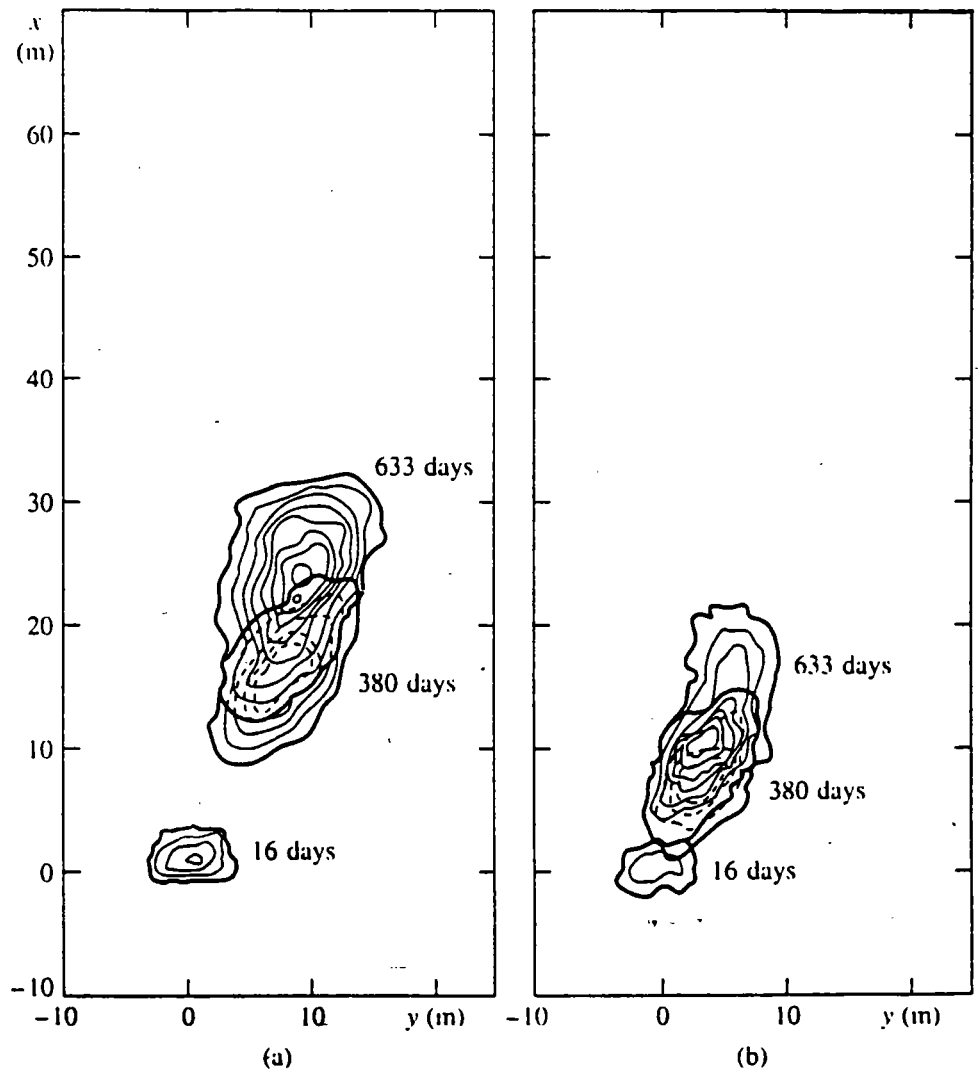


FIGURE 3.17 (a) Growth of carbon tetrachloride plume with time; (b) growth of tetrachloroethylene plume with time. Source: P. V. Roberts, M. N. Goltz, and D. M. Mackay, *Water Resources Research* 22, no. 13 (1986): 2047–59. Copyright by the American Geophysical Union.

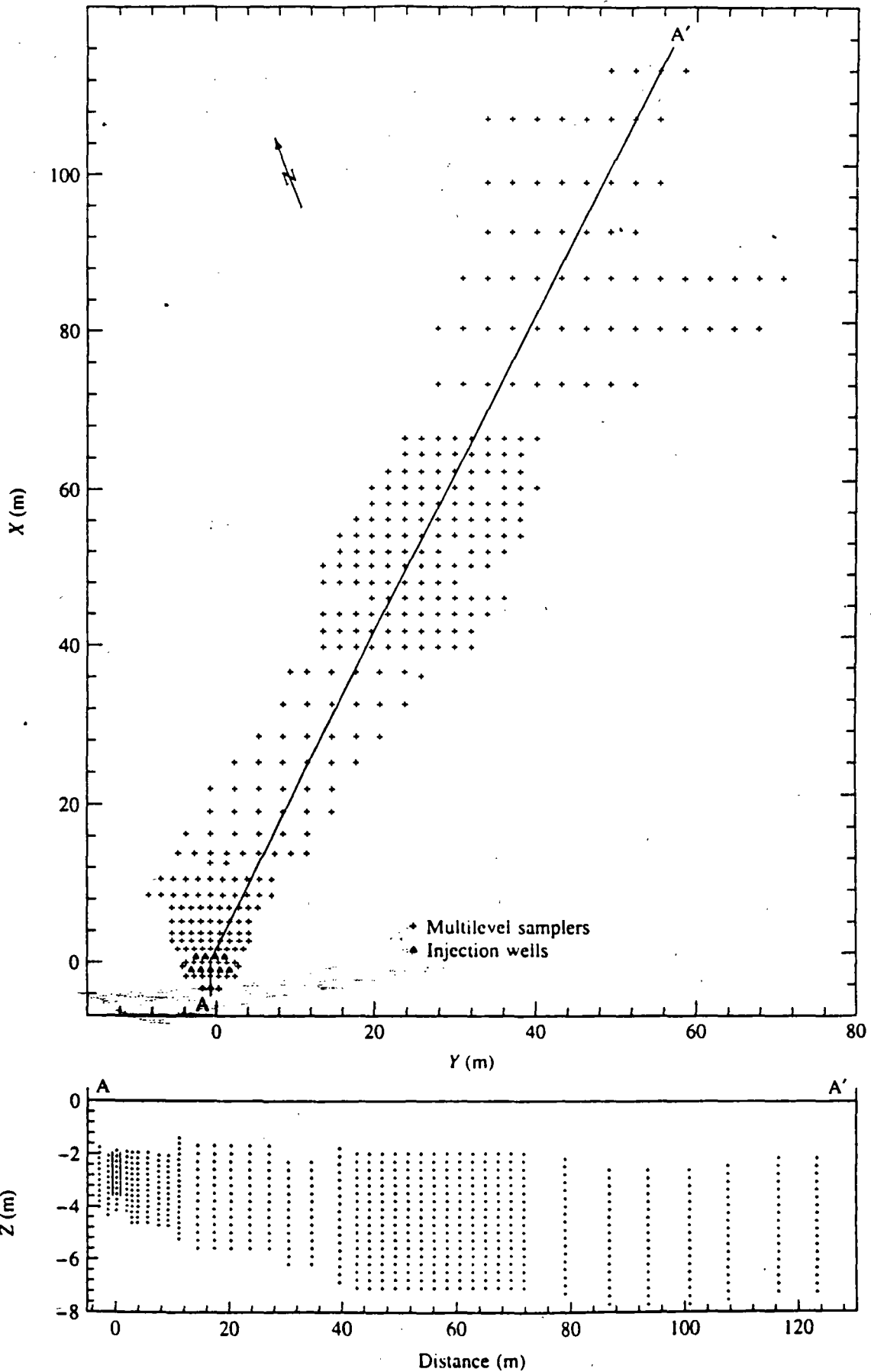


FIGURE 3.13 Location of multilevel sampling devices at the site of the Borden, Ontario, tracer test. Source: D. M. Mackay et al., *Water Resources Research* 22, no. 13 (1986):2017-30. Copyright by the American Geophysical Union.

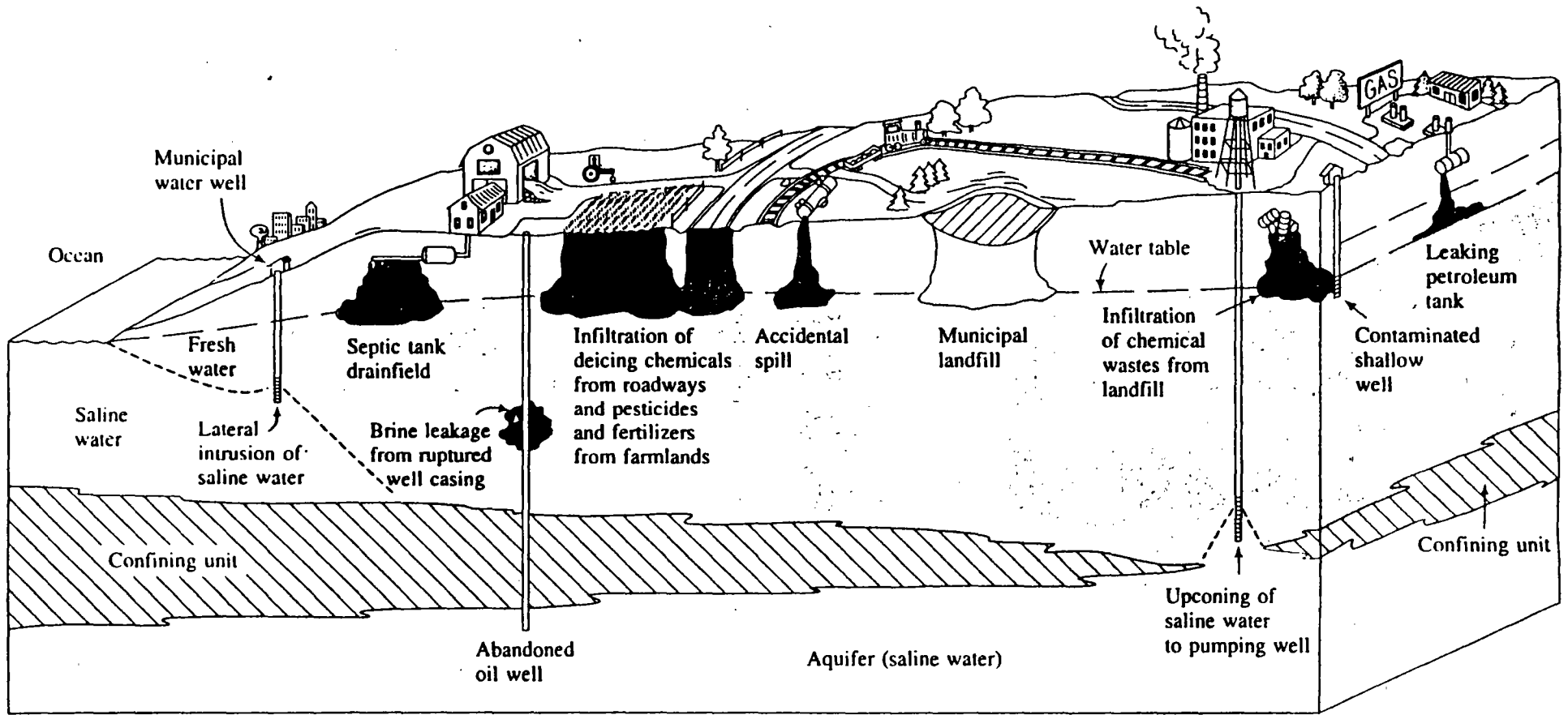


FIGURE 1.1 Mechanisms of ground-water contamination.

Contaminant	Examples of uses
Aromatic hydrocarbons	
Acetanilide	Intermediate manufacturing, pharmaceuticals, dyestuffs
Alkyl benzene sulfonates	Detergents
Aniline	Dyestuffs, intermediate, photographic chemicals, pharmaceuticals, herbicides, fungicides, petroleum refining, explosives
Anthracene	Dyestuffs, intermediate, semiconductor research
Benzene	Detergents, intermediate, solvents, antiknock gasoline
Benzidine	Dyestuffs, reagent, stiffening agent in rubber compounding
Benzyl alcohol	Solvent, perfumes and flavors, photographic developer inks, dyestuffs, intermediate
Butoxymethylbenzene	NA ^a
Chrysene	Organic synthesis, coal tar by-product
Creosote mixture	Wood preservatives, disinfectants
Dibenz[a,h.]anthracene	NA
Di-butyl-p-benzoquinone	NA
Dihydrotrimethylquinoline	Rubber antioxidant
4,4-Dinitrosodiphenylamine	NA
Ethylbenzene	Intermediate, solvent, gasoline
Fluoranthene	Coal tar by-product
Fluorene	Resinous products, dyestuffs, insecticides, coal tar by-product
Fluorescein	Dyestuffs
Isopropyl benzene	Solvent, chemical manufacturing
4,4'-methylene-bis-2-chloroaniline (MOCA)	Curing agent for polyurethanes and epoxy resins
Methylthiobenzothiazole	NA
Naphthalene	Solvent, lubricant, explosives, preservatives, intermediate, fungicide, moth repellent
o-Nitroaniline	Dyestuffs, intermediate, interior paint pigments, chemical manufacturing
Nitrobenzene	Solvent, polishes, chemical manufacturing
4-Nitrophenol	Chemical manufacturing
n-Nitrosodiphenylamine	Pesticides, retarder of vulcanization of rubber
Phenanthrene	Dyestuffs, explosives, synthesis of drugs, biochemical research
n-Propylbenzene	Dyestuffs, solvent
Pyrene	Biochemical research, coal tar by-product
Styrene (vinyl benzene)	Plastics, resins, protective coatings, intermediate
Toluene	Adhesive solvent in plastics, solvent, aviation and high-octane blending stock, diluent and thinner, chemicals, explosives, detergents
1,2,4-Trimethylbenzene	Manufacture of dyestuffs, pharmaceuticals, chemical manufacturing
Xylenes (m, o, p)	Aviation gasoline, protective coatings, solvent, synthesis of organic chemicals, gasoline
Oxygenated hydrocarbons	
Acetic acid	Food additives, plastics, dyestuffs, pharmaceuticals, photographic chemicals, insecticides
Acetone	Dyestuffs, solvent, chemical manufacturing, cleaning and drying of precision equipment
Benzophenone	Organic synthesis, odor fixative, flavoring, pharmaceuticals
Butyl acetate	Solvent
n-Butyl-benzylphthalate	Plastics, intermediate

Contaminant	Examples of uses
Hydrocarbons with specific elements (cont'd)	
1,2-Dichloropropane	Solvent, intermediate, scouring compounds, fumigant, nematocide, additive for antiknock fluids
Dicyclopentadiene (DCPD)	Insecticide manufacture
Dieldrin	Insecticides
Diiodomethane	Organic synthesis
Diisopropylmethyl phosphonate (DIMP)	Nerve gas manufacture
Dimethyl disulfide	NA
Dimethylformamide	Solvent, organic synthesis
2,4-Dinitrophenol (Dinoseb, DNBP)	Herbicides
Dithiane	Mustard gas manufacture
Dioxins (e.g., TCDD)	Impurity in the herbicide 2,4,5-T
Dodecyl mercaptan (lauryl mercaptan)	Manufacture of synthetic rubber and plastics, pharmaceuticals, insecticides, fungicides
Endosulfan	Insecticides
Endrin	Insecticides
Ethyl chloride	Chemical manufacturing, anesthetic, solvent, refrigerants, insecticides
Bis-2-ethylhexylphthalate	Plastics
Di-2-ethylhexylphthalate	Plasticizers
Fluorobenzene	Insecticide and larvicide intermediate
Fluoroform	Refrigerants, intermediate, blowing agent for foams
Heptachlor	Insecticides
Heptachlorepoide	Degradation product of heptachlor, also acts as an insecticide
Hexachlorobicycloheptadiene	NA
Hexachlorobutadiene	Solvent, transformer and hydraulic fluid, heat-transfer liquid
α -Hexachlorocyclohexane (= Benzenehexachloride, or α -BHC)	Insecticides
β -Hexachlorocyclohexane (β -BHC)	Insecticides
γ -Hexachlorocyclohexane (γ -BHC, or Lindane)	Insecticides
Hexachlorocyclopentadiene	Intermediate for resins, dyestuffs, pesticides, fungicides, pharmaceuticals
Hexachloroethane	Solvent, pyrotechnics and smoke devices, explosives, organic synthesis
Hexachloronorbornadiene	NA
Isodrin	Intermediate compound in manufacture of Endrin
Kepone	Pesticides
Malathion	Insecticides
Methoxychlor	Insecticides
Methyl bromide	Fumigants, pesticides, organic synthesis
Methyl parathion	Insecticides
Oxathine	Mustard gas manufacture
Parathion	Insecticides
Pentachlorophenol (PCP)	Insecticides, fungicides, bactericides, algicides, herbicides, wood preservative
Phorate (Disulfoton)	Insecticides
Polybrominated biphenyls (PBBs)	Flame retardant for plastics, paper, and textiles
Polychlorinated biphenyls (PCBs)	Heat-exchange and insulating fluids in closed systems
Prometon	Herbicides

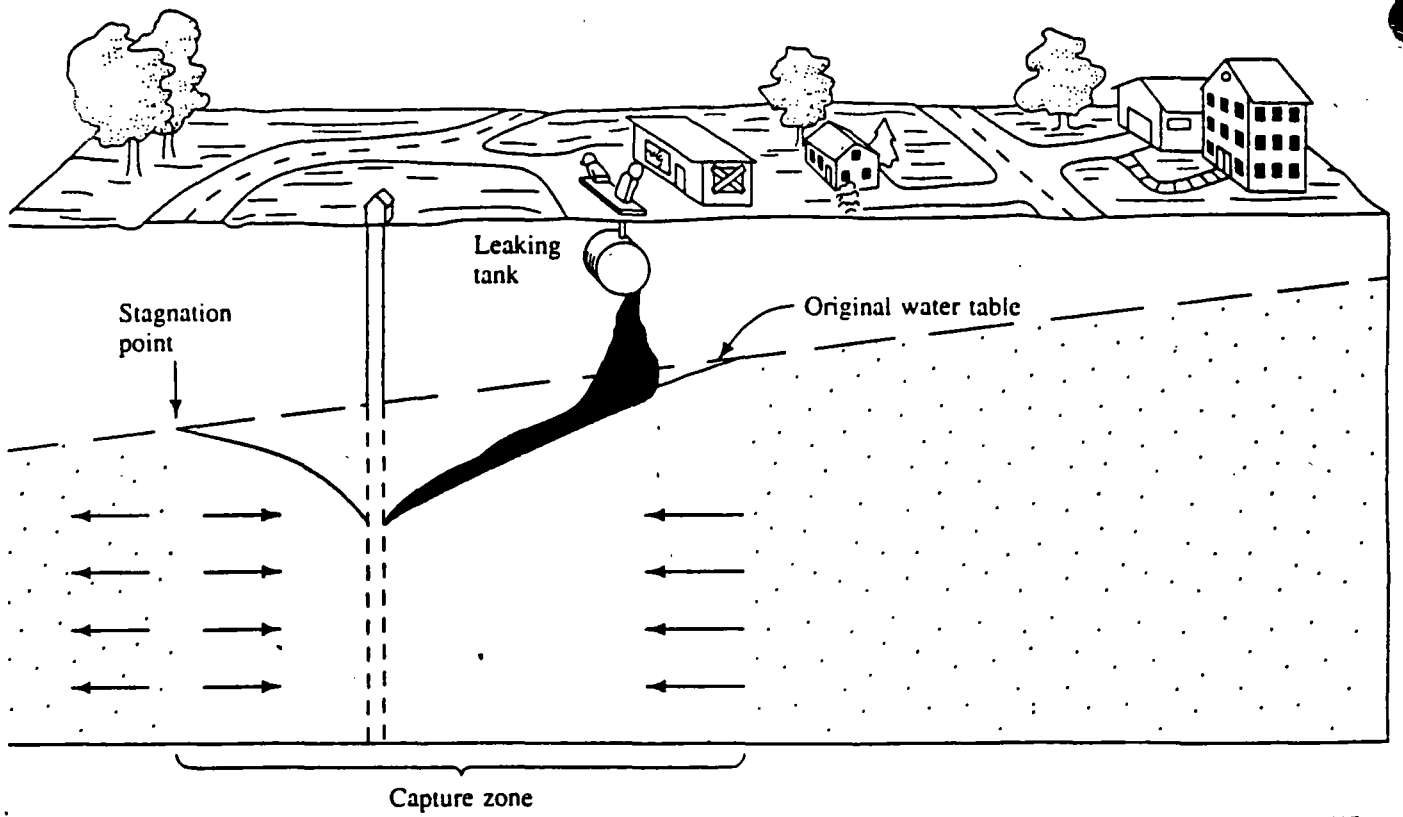
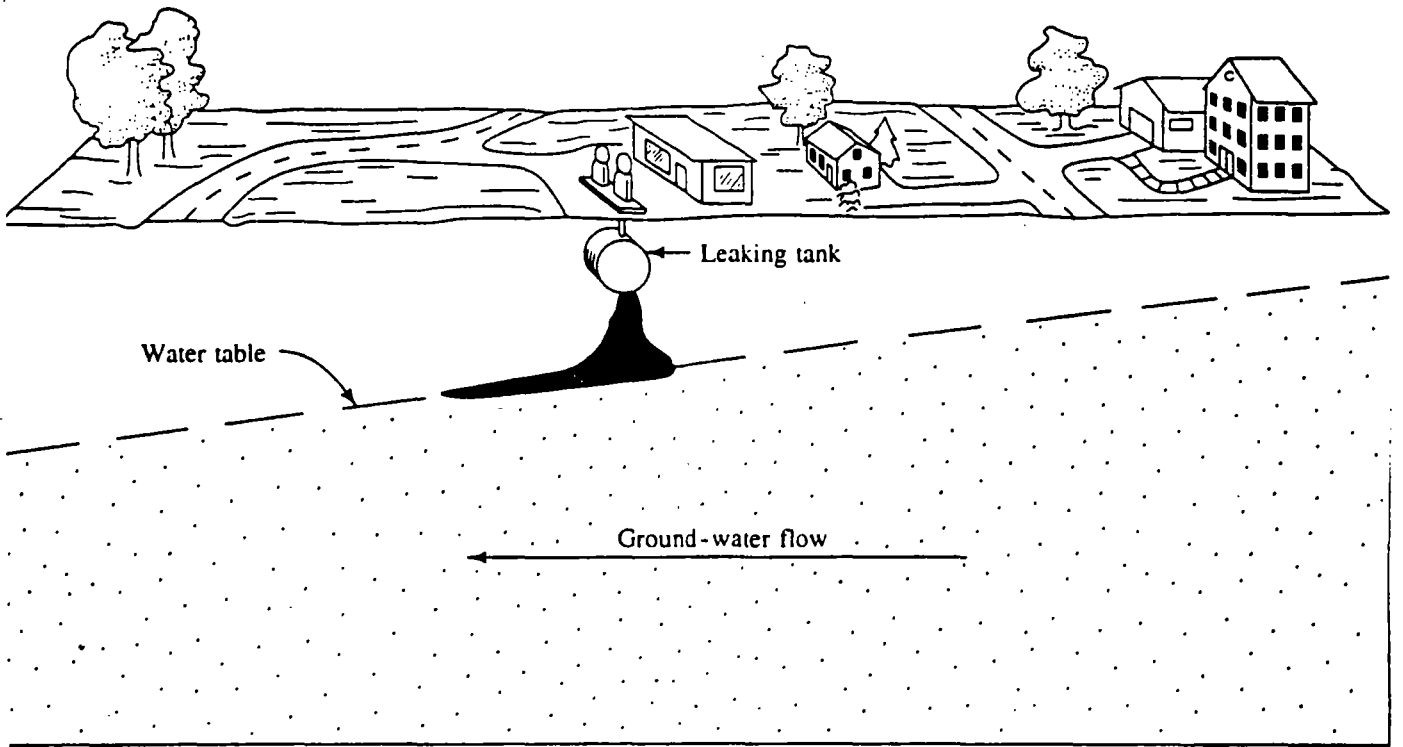
Contaminant	Examples of uses
Oxygenated hydrocarbons (cont'd)	
Di- <i>n</i> -butyl phthalate	Plasticizer, solvent, adhesives, insecticides, safety glass, inks, paper coatings
Diethyl ether	Chemical manufacturing, solvent, analytical chemistry, anesthetic, perfumes
Diethyl phthalate	Plastics, explosives, solvent, insecticides, perfumes
Diisopropyl ether	Solvent, rubber cements, paint and varnish removers
2,4-Dimethyl-3-hexanol	Intermediate, solvent, lubricant
2,4-Dimethyl phenol	Pharmaceuticals, plastics, disinfectants, solvent, dyestuffs, insecticides, fungicides, additives to lubricants and gasolines
Di- <i>n</i> -octyl phthalate	Plasticizer for polyvinyl chloride and other vinyls
1,4-Dioxane	Solvent, lacquers, paints, varnishes, cleaning and detergent preparations, fumigants, paint and varnish removers, wetting agent, cosmetics
Ethyl acrylate	Polymers, acrylic paints, intermediate
Formic acid	Dyeing and finishing, chemicals, manufacture of fumigants, insecticides, solvents, plastics, refrigerants
Methanol (methyl alcohol)	Chemical manufacturing, solvents, automotive antifreeze, fuels
Methylcyclohexanone	Solvent, lacquers
Methyl ethyl ketone	Solvent, paint removers, cements and adhesives, cleaning fluids, printing, acrylic coatings
Methylphenyl acetamide	NA
Phenols (e.g., <i>p</i> -tert-butylphenol)	Resins, solvent, pharmaceuticals, reagent, dyestuffs and indicators, germicidal paints
Phthalic acid	Dyestuffs, medicine, perfumes, reagent
2-Propanol	Chemical manufacturing, solvent, deicing agent, pharmaceuticals, perfumes, lacquers, dehydrating agent, preservatives
2-Propyl-1-heptanol	Solvent
Tetrahydrofuran	Solvent
Varsol	Paint and varnish thinner
Hydrocarbons with specific elements (e.g., with N, P, S, Cl, Br, I, F)	
Acetyl chloride	Dyestuffs, pharmaceuticals, organic preparations
Alachlor (Lasso)	Herbicides
Aldicarb (sulfoxide and sulfone; Temik)	Insecticide, nematocide
Aldrin	Insecticides
Atrazine	Herbicides, plant growth regulator, weed-control agent
Benzoyl chloride	Medicine, intermediate
Bromacil	Herbicides
Bromobenzene	Solvent, motor oils, organic synthesis
Bromochloromethane	Fire extinguishers, organic synthesis
Bromodichloromethane	Solvent, fire extinguisher fluid, mineral and salt separations
Bromoform	Solvent, intermediate
Carbofuran	Insecticide, nematocide
Carbon tetrachloride	Degreasers, refrigerants and propellants, fumigants, chemical manufacturing
Chlordane	Insecticides, oil emulsions
Chlorobenzene	Solvent, pesticides, chemical manufacturing
Chloroform	Plastics, fumigants, insecticides, refrigerants and propellants

Contaminant	Examples of uses
Hydrocarbons with specific elements	
(cont'd)	
RDX (Cyclonite)	Explosives
Simazine	Herbicides
Tetrachlorobenzene	NA ^o
Tetrachloroethanes (1,1,1,2 and 1,1,2,2)	Degreasers, paint removers, varnishes, lacquers, photographic film, organic synthesis, solvent, insecticides, fumigants, weed killer
Tetrachloroethylene (or perchloroethylene, PCE)	Degreasers, drycleaning, solvent, drying agent, chemical manufacturing, heat-transfer medium, vermifuge
Toxaphene	Insecticides
Triazine	Herbicides
1,2,4-Trichlorobenzene	Solvent, dyestuffs, insecticides, lubricants, heat-transfer medium (e.g., coolant)
Trichloroethanes (1,1,1 and 1,1,2)	Pesticides, degreasers, solvent
1,1,2-Trichloroethylene (TCE)	Degreasers, paints, drycleaning, dyestuffs, textiles, solvent, refrigerant and heat exchange liquid, fumigant, intermediate, aerospace operations
Trichlorofluoromethane (Freon 11)	Solvent, refrigerants, fire extinguishers, intermediate
2,4,6-Trichlorophenol	Fungicides, herbicides, defoliant
2,4,5-Trichlorophenoxyacetic acid (2,4,5-T)	Herbicides, defoliant
2,4,5-Trichlorophenoxypropionic acid (2,4,5-TP or Silvex)	Herbicides and plant growth regulator
Trichlorotrifluoroethane	Dry-cleaning, fire extinguishers, refrigerants, intermediate, drying agent
Trinitrotoluene (TNT)	Explosives, intermediate in dyestuffs and photographic chemicals
Tris-(2,3-dibromopropyl) phosphate	Flame retardant
Vinyl chloride	Organic synthesis, polyvinyl chloride and copolymers, adhesives
Other hydrocarbons	
Alkyl sulfonates	Detergents
Cyclohexane	Organic synthesis, solvent, oil extraction
1,3,5,7-Cyclooctatetraene	Organic research
Dicyclopentadiene (DCPD)	Intermediate for insecticides, paints and varnishes, flame retardants
2,3-Dimethylhexane	NA
Fuel oil	Fuel, heating
Gasoline	Fuel
Jet fuels	Fuel
Kerosene	Fuel, heating solvent, insecticides
Lignin	Newsprint, ceramic binder, dyestuffs, drilling fuel additive, plastics
Methylene blue activated substances (MBAS)	Dyestuffs, analytical chemistry
Propane	Fuel, solvent, refrigerants, propellants, organic synthesis
Tannin	Chemical manufacturing, tanning, textiles, electroplating, inks, pharmaceuticals, photography, paper
4,6,8-Trimethyl-1-nonene	NA
Undecane	Petroleum research, organic synthesis
Metals and cations	
Aluminum	Alloys, foundry, paints, protective coatings, electrical industry, packaging, building and construction, machinery and equipment
Antimony	Hardening alloys, solders, sheet and pipe, pyrotechnics

Contaminant	Examples of uses
Metals and cations (cont'd)	
Arsenic	Alloys, dyestuffs, medicine, solders, electronic devices, insecticides, rodenticides, herbicide, preservative
Barium	Alloys, lubricant
Beryllium	Structural material in space technology, inertial guidance systems, additive to rocket fuels, moderator and reflector of neutrons in nuclear reactors
Cadmium	Alloys, coatings, batteries, electrical equipment, fire-protection systems, paints, fungicides, photography
Calcium	Alloys, fertilizers, reducing agent
Chromium	Alloys, protective coatings, paints, nuclear and high-temperature research
Cobalt	Alloys, ceramics, drugs, paints, glass, printing, catalyst, electroplating, lamp filaments
Copper	Alloys, paints, electrical wiring, machinery, construction materials, electroplating, piping, insecticides
Iron	Alloys, machinery, magnets
Lead	Alloys, batteries, gasoline additive, sheet and pipe, paints, radiation shielding
Lithium	Alloys, pharmaceuticals, coolant, batteries, solders, propellants
Magnesium	Alloys, batteries, pyrotechnics, precision instruments, optical mirrors
Manganese	Alloys, purifying agent
Mercury	Alloys, electrical apparatus, instruments, fungicides, bactericides, mildew proofing, paper, pharmaceuticals
Molybdenum	Alloys, pigments, lubricant
Nickel	Alloys, ceramics, batteries, electroplating, catalyst
Palladium	Alloys, catalyst, jewelry, protective coatings, electrical equipment
Potassium	Alloys, catalyst
Selenium	Alloys, electronics, ceramics, catalyst
Silver	Alloys, photography, chemical manufacturing, mirrors, electronic equipment, jewelry, equipment, catalyst, pharmaceuticals
Sodium	Chemical manufacturing, catalyst, coolant, nonglare lighting for highways, laboratory reagent
Thallium	Alloys, glass, pesticides, photoelectric applications
Titanium	Alloys, structural materials, abrasives, coatings
Vanadium	Alloys, catalysts, target material for x-rays
Zinc	Alloys, electroplating, electronics, automotive parts, fungicides, roofing, cable wrappings, nutrition
Nonmetals and anions	
Ammonia	Fertilizers, chemical manufacturing, refrigerants, synthetic fibers, fuels, dyestuffs
Boron	Alloys, fibers and filaments, semiconductors, propellants
Chlorides	Chemical manufacturing, water purification, shrink-proofing, flame-retardants, food processing
Cyanides	Polymer production (heavy duty tires), coatings, metallurgy, pesticides
Fluorides	Toothpastes and other dentrifices, additive to drinking water
Nitrates	Fertilizers, food preservatives
Nitrites	Fertilizers, food preservatives

Contaminant	Examples of uses
Nonmetals and anions (cont'd)	
Phosphates	Detergents, fertilizers, food additives
Sulfates	Fertilizers, pesticides
Sulfites	Pulp production and processing, food preservatives
Microorganisms	
Bacteria (coliform)	
Giardia	
Viruses	
Radionuclides	
Cesium 137	Gamma radiation source for certain foods
Chromium 51	Diagnosis of blood volume, blood cell life, cardiac output, etc.
Cobalt 60	Radiation therapy, irradiation, radiographic testing, research
Iodine 131	Medical diagnosis, therapy, leak detection, tracers (e.g., to study efficiency of mixing pulp fibers, chemical reactions, and thermal stability of additives to food products), measuring film thicknesses
Iron 59	Medicine, tracer
Lead 210	NA
Phosphorus 32	Tracer, medical treatment, industrial measurements (e.g., tire-tread wear and thickness of films and ink)
Plutonium 238, 243	Energy source, weaponry
Radium 226	Medical treatment, radiography
Radium 228	Naturally occurring
Radon 222	Medicine, leak detection, radiography, flow rate measurement
Ruthenium 106	Catalyst
Scandium 46	Tracer studies, leak detection, semiconductors
Strontium 90	Medicine, industrial applications (e.g., measuring thicknesses, density control)
Thorium 232	Naturally occurring
Tritium	Tracer, luminous instrument dials
Uranium 238	Nuclear reactors
Zinc 65	Industrial tracers (e.g., to study wear in alloys, galvanizing, body metabolism, function of oil additives in lubricating oils)
Zirconium 95	NA

Chemical	MCLG (µg/L)	MCL (µg/L)	SMCL (µg/L)
Inorganic chemicals (cont'd)			
Mercury	2 ^d	2 ^d	
Nickel	100 ^f	100 ^f	
Nitrate (as N) (3)	10,000 ^d	10,000 ^d	
Nitrite (as N) (3)	1,000 ^d	1,000 ^d	
Selenium	50 ^d	50 ^d	
Silver			100 ^d
Sulfate (4)	4 × 10 ⁵ –5 × 10 ^{5t}	4 × 10 ⁵ –5 × 10 ^{5t}	
Thallium (4)	0.5 ^f	2/1 ^f	
Microbiological parameters			
<i>Giardia lamblia</i>	0 organisms ^c		
<i>Legionella</i>	0 organisms ^c		
Heterotrophic bacteria	0 organisms ^c		
Viruses	0 organisms ^c		
Radionuclides			
Radium 226 (6)	0 ^g	20 pCi/L ^g	
Radium 228 (6)	0 ^g	20 pCi/L ^g	
Radon 222	0 ^g	300 pCi/L ^g	
Uranium	0 ^g	20 µg/L (30 pCi/L) ^g	
Beta and Photon emitters (excluding radium 228)	0 ^g	4 mrem ede/yr ^g	
Adjusted gross alpha emitters (excluding radium 226, uranium, and radon 222)	0 ^g	15 pCi/L ^g	



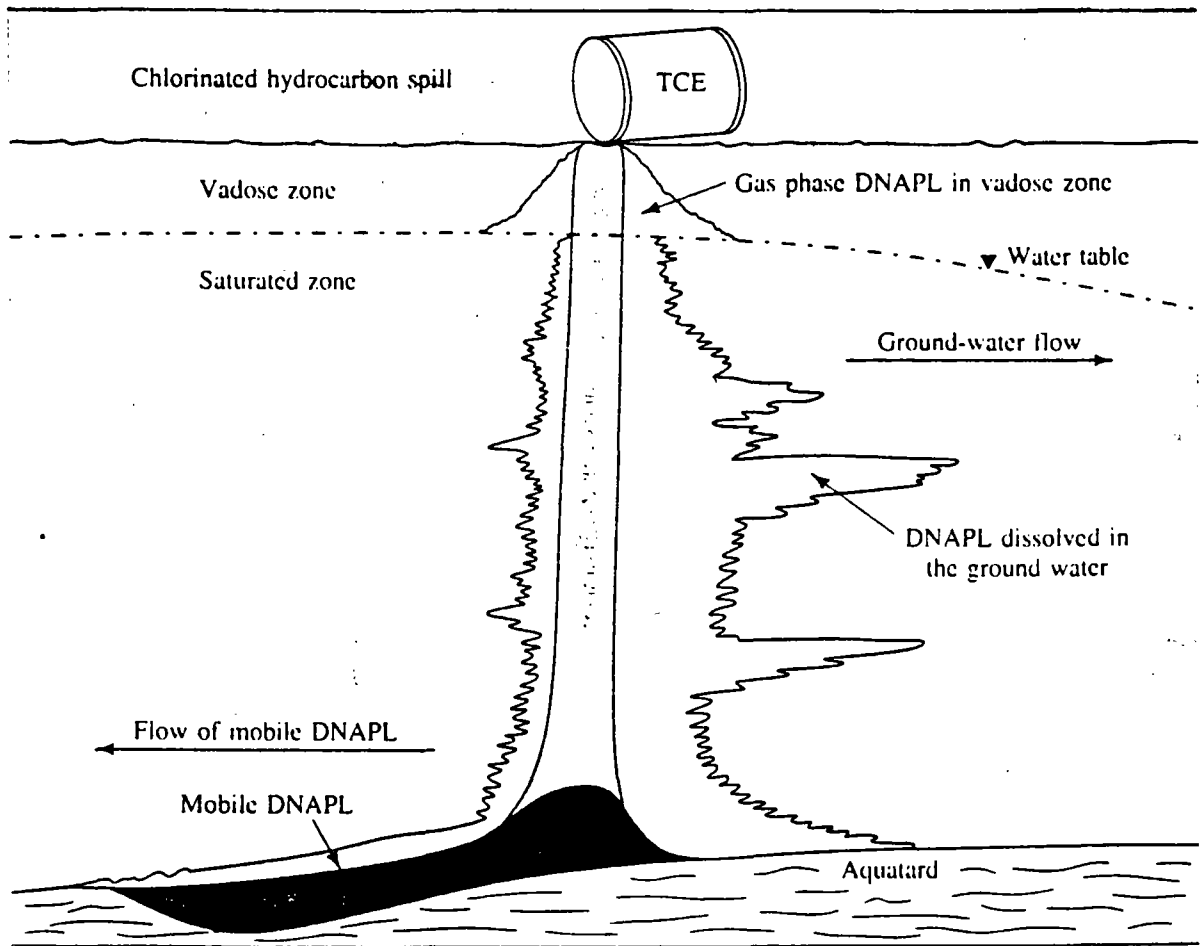


FIGURE 5.25 Distribution of a dense nonaqueous phase liquid in the vadose and saturated zone.



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

***HIDROGEOQUIMICA DE LAS
AGUAS NATURALES***

**ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERIA
1996**

C O N T E N I D O

CAPITULO 1	INTRODUCCION
CAPITULO 2	GENERALIDADES
	2.1. EL CICLO HIDROLOGICO.
	2.2. BALANCE DEL AGUA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO.
	2.3. QUIMICA DEL AGUA DEL CICLO HIDROLOGICO.
	A) COMPOSICION DEL AGUA DE LLUVIA
	B) COMPOSICION DEL AGUA DE RIOS
	C) COMPOSICION DEL AGUA SUBTERRANEA
CAPITULO 3	METODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACION HIDROGEOQUIMICA
	3.1. SELECCION Y MUESTREO DEL AGUA SUBTERRANEA.
	3.2. ANALISIS FISICO-QUIMICOS.
	3.3. UNIDADES USADAS PARA REPORTAR LOS ANALISIS QUIMICOS.
	3.4. ELABORACION DE TABLAS, PLANOS Y DIAGRAMAS E INTERPRETACION DE LOS MISMOS.
	A) TABLAS RESUMEN
	B) CONFIGURACIONES
	C) DIAGRAMAS TRIANGULARES
	D) RESISTIVIDADES Y SOLIDOS TOTALES DISUELTOS
CAPITULO 4	GRADO DE SATURACION DEL AGUA CON RESPECTO A LOS MINERALES MAS COMUNES
	4.1. METODOLOGIA.
CAPITULO 5	INTRUSION SALINA EN ACUIFEROS COSTEROS
	5.1. CARACTERISTICAS FISICAS DE LA INTRUSION SALINA.
	5.2. PRINCIPIO DE GYBEN-HERZBERG.
	5.3. MECANISMO DE LA INTRUSION SALINA.
	5.4. METODOS DE CONTROL DE LA INTRUSION SALINA.
	A) REDUCCION DE LA EXTRACCION
	B) RECARGA ARTIFICIAL
	C) FRONTERAS IMPERMEABLES
	D) BARRERA DE POZOS DE BOMBEO
	E) BARRERA CON POZOS DE INYECCION
	F) METODO COMBINADO

CAPITULO 6	CALIDAD DEL AGUA
	6.1. AGUA POTABLE.
	6.2. AGUA PARA RIEGO.
	6.3. AGUA PARA ABREVADERO.
	6.4. AGUA PARA LA INDUSTRIA.
CAPITULO 7	SIGNIFICADO DE ALGUNAS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AGUA
	BICARBONATO Y CARBONATO
	BORO
	CALCIO
	COLOR
	CLORURO
	CONCENTRACION E HIDROGENO
	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA
	DUREZA
	ESTRONCIO
	FIERRO
	FLUOR
	FOSFATO
	LITIO
	MAGNESIO
	MANGANESO
	NITROGENO
	POTASIO
	RELACION DE ADSORCION DE SODIO
	SELENIO
	SILICE
	SODIO
	SOLIDOS DISUELTOS
	SULFATOS
CAPITULO 8	TRAZADORES DE AGUA SUBTERRANEA
	8.1. RESUMEN
	8.2. INTRODUCCION
	8.3. FLUORESCEINAS
	A) URANINA
	B) EOSINA
	C) AMINORHODAMINA G EXTRA
	E) TINOPAL CBS-X
	F) EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE FLUORESCEINA
	8.4. SALES.
	A) EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE SALES.
	8.5. ESPORAS

CAPITULO 9

ISOTOPOS AMBIENTALES EN LA GEOHIDROLOGIA

- 9.1. DEFINICION Y ORIGEN.
- 9.2. UNIDADES Y METODO DE ANALISIS.
- 9.3. RECTA METEORICA MUNDIAL Y LOCAL.
- 9.4. PROCESOS QUE MODIFICAN LA COMPOSICION DEL AGUA SUBTERRANEA.
 - 9.4.1. VARIACION ESTACIONAL.
 - 9.4.2. EFECTO POR LATITUD.
 - 9.4.3. EFECTO CONTINENTAL.
 - 9.4.4. EFECTO POR ALTITUD.
 - 9.4.5. EFECTO DE EVAPORACION.
 - 9.4.6. EFECTOS GEOTERMICOS.
- 9.5. METODO GENERAL DE INTERPRETACION.
- 9.6. TRITIO.

REFERENCIAS

CAPITULO I

INTRODUCCION

La interpretación geoquímica del agua subterránea, se utiliza junto con la geología, hidrología y geofísica, como un auxiliar para conocer y entender en una forma más completa, el funcionamiento de los acuíferos y la planeación de una mejor y más racional explotación.

Para efectuar la interpretación geoquímica, se toma en cuenta que, el agua que forma los acuíferos, proviene principalmente de la lluvia, donde parte de ésta, al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas rocas, disolviendo las sales minerales que las forman y produciendo cambios en su composición. La química del agua dependerá de la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afecten la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas, el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la previa composición química del agua y otros factores.

Por lo tanto, la composición del agua está en íntima relación con el funcionamiento general del acuífero. Es por ello que, a partir de su composición química, se puede obtener la dirección del movimiento del agua subterránea, la localización de las zonas de recarga del acuífero, los tipos de roca a través de las cuales circula, así como algunas características físicas del acuífero y la calidad del agua para usos agrícolas, ganaderos, agropecuarios, potables, turísticos e industriales.

A lo largo de las líneas de costa, en las planicies costeras, el agua de los acuíferos se encuentra en contacto sobre el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua se encuentra en equilibrio y, las modificaciones producidas en las condiciones originales del acuífero, originan cambios en la posición de dicho contacto. Al explotar los acuíferos costeros, se rompe este equilibrio, produciendo una intrusión de agua de mar, dentro del acuífero.

Debido a las diferencias en concentración y composición química, existente entre el agua de mar y el agua dulce, los métodos geoquímicos ayudan a conocer la posición y velocidad de avance de la intrusión salina.

En las muestras de agua, obtenidas tanto en pozos como en norias, galerías filtrantes y manantiales, se determinan los sólidos totales disueltos, la conductividad eléctrica, la dureza total y las concentraciones de los iones siguientes: Ca, Mg, Fe, Mn, Na, SO_4 , Cl, HCO_3 , NO_2 y NO_3 , principalmente.

Se elaboraran configuraciones de los índices más representativos, obteniéndose, a partir de ellas, las zonas de recarga, las cuales coinciden con los lugares donde se encuentran las menores de sales. Se obtiene también,

la dirección del flujo del agua subterránea, debido a que ésta va disolviendo mayor cantidad de sales conforme avanza. Así, también se pueden determinar las zonas con mayor o menor permeabilidad, ya que éstas afectarán, en mayor o menor grado, la composición y concentración de sales en el agua. A partir de la composición química del agua, se deduce el tipo de roca que forma el acuífero; así, el agua que circula a través de rocas calizas, tendrá en solución abundante calcio y carbonatos, en contraste con agua que circula a través de rocas yesíferas, la cual tendrá disueltos iones de calcio y sulfatos.

Para obtener la calidad del agua para uso doméstico, se comparan los resultados de los análisis químicos, con los límites máximos permisibles ya establecidos, obteniéndose, rápida y directamente, la clase de agua para este uso.

Con respecto a la clase de agua para riego, se utiliza la clasificación de Wilcox, a partir de la cual y por medio de las concentraciones de sodio, magnesio, calcio y la conductividad eléctrica, se conoce la clase de agua para riego a que pertenece cada muestra analizada, así como las recomendaciones relativas al tipo de suelo en que debe usarse, las prácticas del control de la salinidad y los tipos de cultivos más adecuados.

Para la industria, el agua se puede clasificar inicialmente por su dureza. Posteriormente, dependiendo del tipo de industria, el agua deberá cumplir ciertos requisitos establecidos.

REFERENCIAS

Drever, J. K. 1988. The Geochemistry of Natural Water, Second Edition. Prentice Hall. 437 p.

Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473.

CAPITULO 2

GENERALIDADES

2.1. EL CICLO HIDROLOGICO

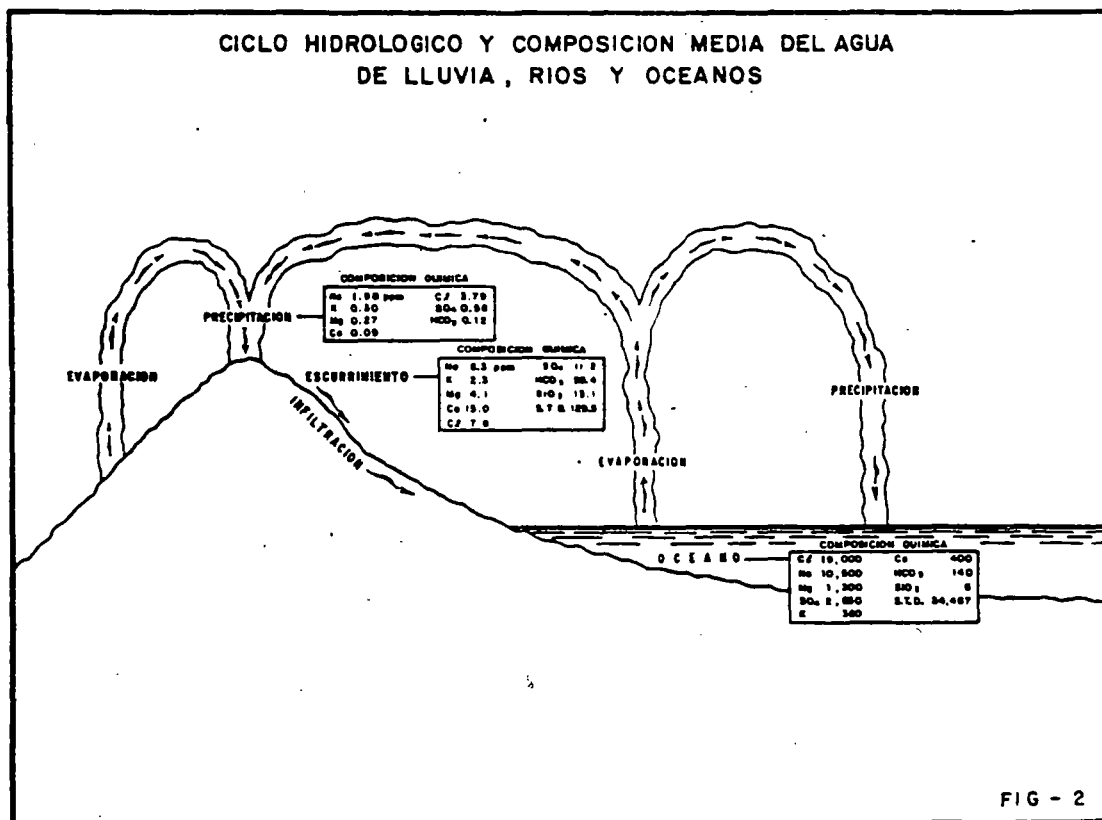
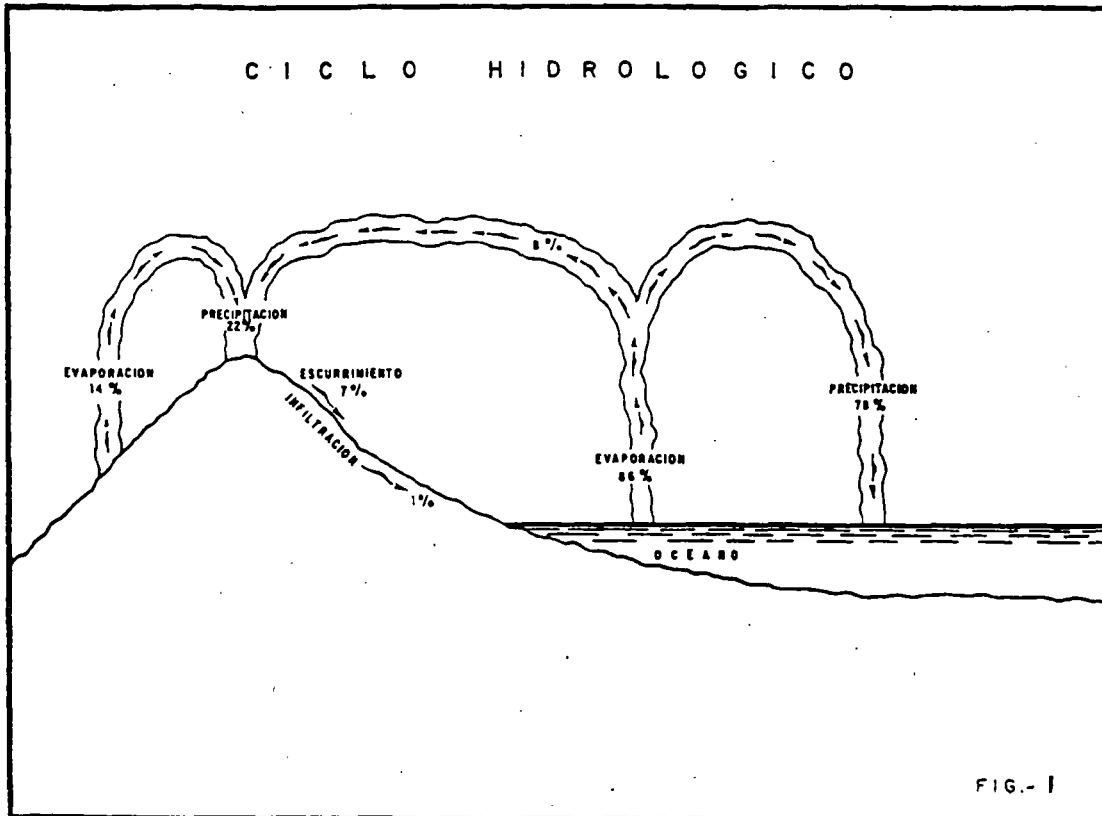
Como es sabido, el agua de lluvia que se precipita sobre los continentes, tiene tres caminos por seguir: 1) evaporarse para formar las nubes; 2) escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar y; 3) infiltrarse en el subsuelo para formar acuíferos. Esta agua infiltrada, posteriormente es drenada por corrientes superficiales o aflora en forma de manantiales para evaporarse o seguir su camino hacia el mar.

2.2. BALANCE DEL AGUA DENTRO DEL CICLO HIDROLOGICO

Del 100% del agua que se evapora, para incorporarse a la atmósfera en forma de nubes, el 86% proviene del mar y el 14% restante, de los continentes. Del 86% que se evapora en los océanos, el 78% se precipita en el mar y el 8% en los continentes. (Fig.2.1). El otro 14% de evaporación, se precipita sobre los continentes, haciendo un total de 22% de precipitación sobre éstos. De este 22%, se evapora el 14%, escurre hacia el mar en forma de corrientes superficiales el 7%, y el 1% restante se infiltra en el subsuelo y en forma de agua subterránea, es incorporada al mar.

El agua subterránea que forma los acuíferos proviene principalmente de la lluvia, donde parte de ésta al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. El agua infiltrada, en ocasiones, pasa por zonas cercanas a cámaras magmáticas o puede permanecer atra-

Hidrogeoquímica de las Aguas Naturales,
J. M. Lesser, 1989



pada entre sedimentos en forma de agua fósil.

Al circular por el subsuelo, entra en contacto con diversas formaciones geológicas, disolviendo las sales minerales que forman las rocas y produciendo cambios en su composición. Por lo tanto, la composición química del agua dependerá de la solubilidad y composición de las rocas por las que circula y de los factores que afecten la solubilidad, como son: las temperaturas del agua y las rocas; el área de contacto del agua con las formaciones, la velocidad de circulación, la longitud del recorrido, la previa-composición química del agua y otros factores.

2.3. QUIMICA DEL AGUA DEL CICLO HIDROLOGICO

- a) Composición del agua de lluvia.- Al precipitarse hacia la corteza terrestre, arrastra diferentes materiales finos, que se encuentran en suspensión en la atmósfera y que, en muchos casos, son transportados por el viento. (Figura 2.2.)

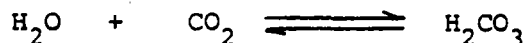
La composición química general del agua de lluvia, según Garrels y Mackenzie (1971), es la siguiente:

Na	1.98 ppm	Ca	0.09	HCO ₃	0.12
K	0.30	Cl	3.79		
Mg	0.27	SO ₄	0.58		

La concentración de elementos disueltos en la lluvia en diferentes lugares, es variable: por ejemplo, el contenido de cloro y sodio, en la precipitación que se lleva a cabo en algunas zonas costeras, es mayor de 2 y 1 ppm respectivamente, mientras que en los continentes es menor de 0.3 y 0.2 ppm, respectivamente.

Debido a la baja concentración de sales en el agua de lluvia, ésta se considera como "agua pura" y las variantes existentes entre la composición y concentración de un lugar a otro, no son de importancia en la interpretación hidrogeoquímica, salvo lugares excepcionales, donde corrientes de aire levantan una gran cantidad de partículas que posteriormente son arrastradas por la lluvia.

Al precipitarse, las moléculas de agua incorporan bióxidos de carbono de la atmósfera, formando ácido carbónico como se ilustra en la siguiente reacción.



Este ácido, tiene un gran poder de disolución y es el principal agente de ataque del agua sobre las rocas.

- b) Composición del agua de ríos.- Las corrientes superficiales, que en la mayoría de los casos son la causa inmediata de la lluvia, tienen contacto con los materiales que forman los cauces, así como con los fragmentos de roca transportados por la corriente.

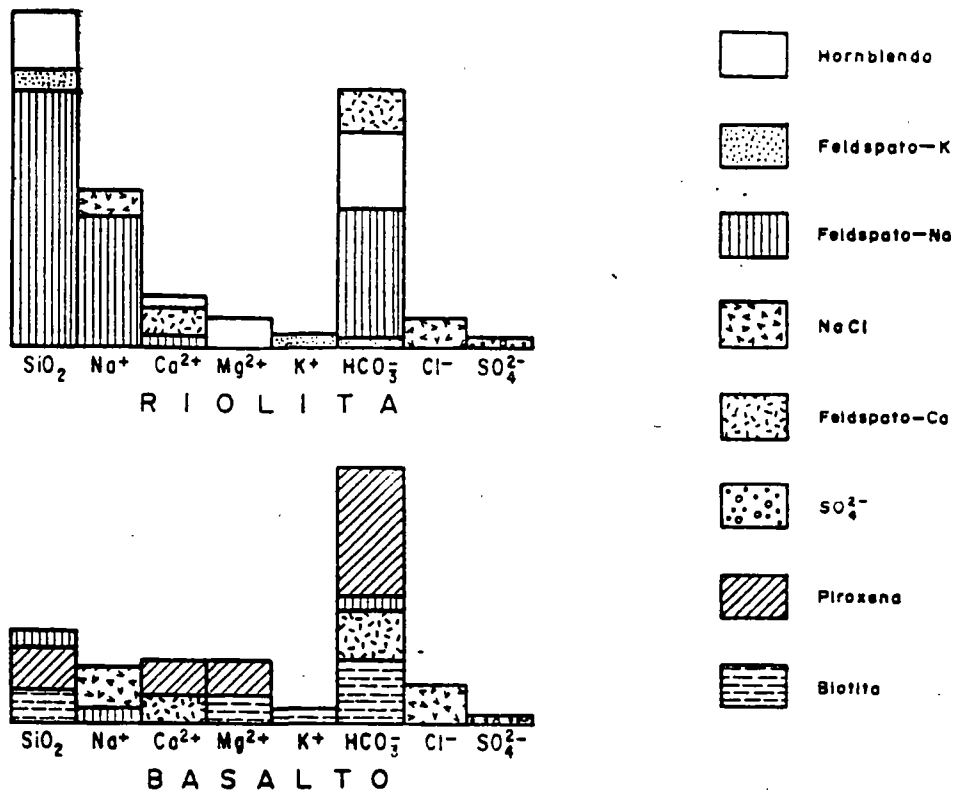
Al contacto con dichos materiales, el agua los ataca y disuelve, llegando a tener una composición dependiente del tipo de materiales con los que tiene contacto.

La composición promedio del agua de ríos, según Livingstone (1963), es la siguiente:

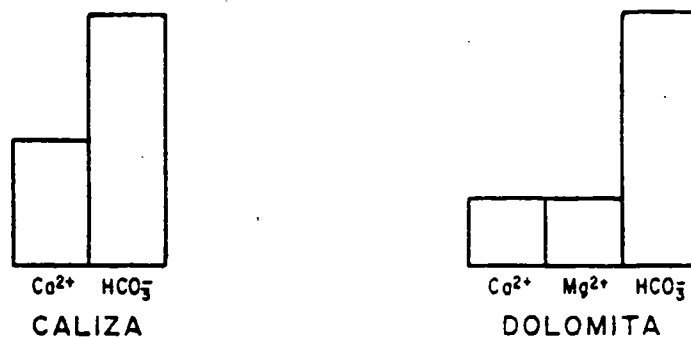
Cl	7.8 ppm	Ca	15.0	Al	0.01
Na	6.3	HCO ₃	58.4	S.T.D.	129.5
Mg	4.1	SiO ₂	13.1		
SO ₄	11.2	NO ₃	1.0		
K	2.3	Fe ⁺⁺	0.67		

- c) Composición del agua de mar.- Los océanos constituyen los mayores depósitos de agua en el mundo, y se caracterizan por tener una gran cantidad de sales disueltas. Estas sales son producto de la erosión química efectuada por el agua durante el ciclo hidrológico, desde la formación de la tierra, hasta nuestra época.

COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA SUBTERRANEA QUE CIRCULA POR DIFERENTES ROCAS



RECONSTRUCCION EN HISTOGRAMAS DE LA COMPOSICION DEL AGUA DE RIOLITAS Y BASALTOS



HISTOGRAMAS MOSTRANDO LA COMPOSICION DEL AGUA DE CALIZAS Y DOLOMITAS

Originalmente, los océanos se formaron por condensación de vapor de agua, la cual se acumuló en las partes bajas de la tierra. Se inició el ciclo hidrológico y esta agua empezó a disolver los minerales que formaban las rocas, conduciendo las sales, producto de erosión química, hacia las cuencas oceánicas. Continuó el ciclo hidrológico y con él, el aumento de sales en el agua de mar.

La composición química del agua de mar, de acuerdo con Goldberg (1957), es:

Cl	19,000 ppm	Ca	400
Na	10,500	HCO ₃	140
Mg	1,300	SiO ₂	6
SO ₄	2,650	S.T.D.	34,467
K	380		

- D) Composición Subterránea.- La composición química del agua subterránea dependerá del tipo de roca, a través de la cual circula y de otros muchos factores complejos. (Fig. 2.3.)

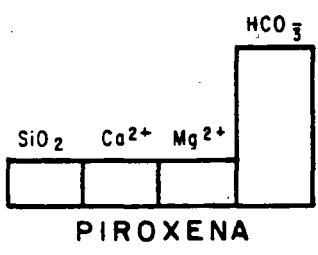
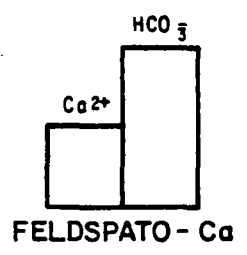
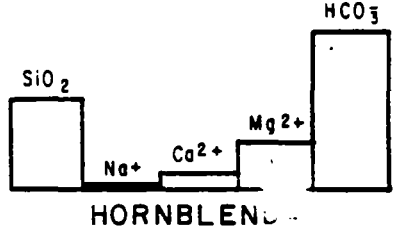
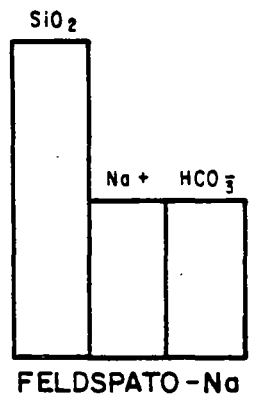
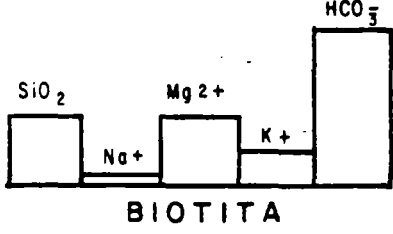
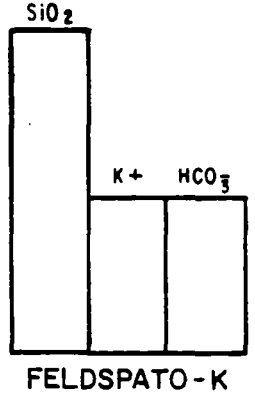
Así, tenemos que un agua que circula a través de rocas calizas, tendrá principalmente iones de calcio, carbonatos y bicarbonatos. Si circula por yesos y anhidritas, tendrá una gran cantidad de sólidos disueltos, debido a la fácil disolución de estas rocas, predominando la presencia de iones de calcio y sulfatos. El agua que circula a través de basaltos, tendrá pocos sólidos disueltos, debido a que esta roca es de difícil disolución; además tendrá aproximadamente, la misma cantidad de calcio, magnesio y sodio.

En las figs. 2.4 y 2.5 se muestra la composición química de algunas rocas y minerales comunes.

REFERENCIAS

- Custodio, E. y Llamas, M. R. 1976. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega, Barcelona, España.
- Drever, J. I. 1988. The Geochemistry of Natural Water, Second Edition Prentice Hall. 437 p.
- Fairbridge, R. W. "Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Science".
- Garrels and Mackenzie, 1971. "Evolution of the Sedimentary Rocks".
- Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473.

COMPOSICION QUIMICA DE ALGUNOS MINERALES



DIAGRAMAS DE BARRAS QUE MUESTRAN LA COMPOSICION DE ALGUNOS MINERALES CONSTITUYENTES DE LAS ROCAS IGNEAS

CAPITULO 3

METODO DE TRABAJO EN LA INTERPRETACION HIDROGEOQUIMICA

Para llevar a cabo una interpretación hidrogeoquímica, se procede de la siguiente manera (Fig. 3.1.)

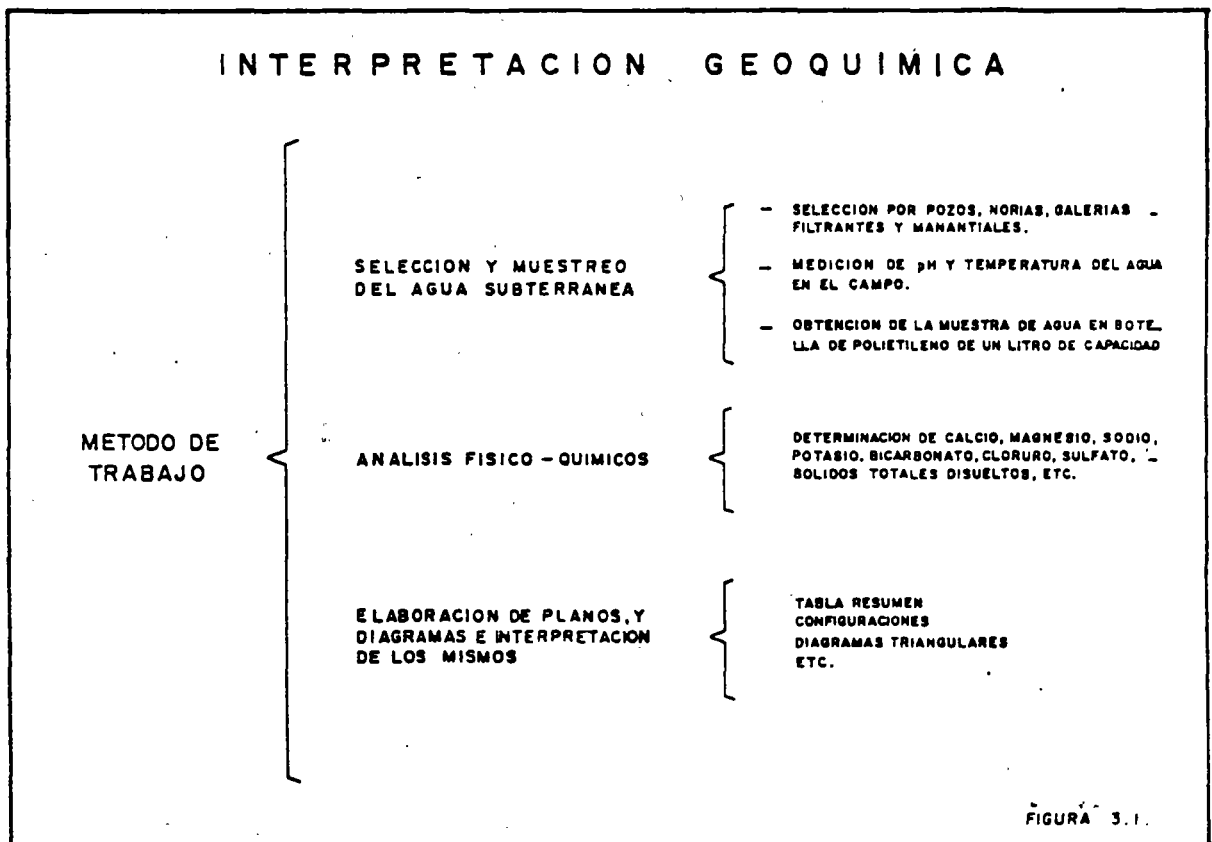


FIGURA 3.1.

Hidrogeoquímica de las Aguas Naturales,
J. M. Lesser, 1989.

3.1. SELECCION Y MUESTREO DEL AGUA SUBTERRANEA

Se efectúa una selección de aprovechamientos, tomando en cuenta una distribución espacial, que dependerá de las circunstancias, así como el tipo de aprovechamiento ya sea pozo, noria, manantial, galería, etc, ya que en ocasiones, los diferentes tipos de aprovechamientos, corresponden a sistemas acuíferos diferentes.

El muestreo se debe efectuar usando frascos de polietileno de un litro de capacidad, con doble tapa. Los frascos deben llenarse totalmente para evitar la gasificación de algunos componentes que podría provocar reacciones químicas y alterar la composición de la muestra que es representativa de enormes volúmenes de agua.

Al obtener la muestra en el campo, se deben tomar datos relativos a la localización y características del aprovechamiento, así como la temperatura ambiente, la temperatura del agua al momento del muestreo, el pH y la resistividad eléctrica del agua.

3.2. ANALISIS FISICO-QUIMICOS

Una vez obtenidas las muestras, se remiten al laboratorio en donde se efectúan los análisis fisicoquímicos, determinándose las concentraciones de los principales cationes (Ca, Mg, Na, K), aniones (HCO_3 , Cl, SO_4) los sólidos totales disueltos y, dependiendo del tipo de terreno, se sugiere la determinación de otros índices, por ejemplo, para un terreno con trazas de termalismo, sería conveniente la determinación de litio y boro, así para otros casos, se requeriría determinar FeO, MnO, SiO_2 , F, etc.

SOLIDOS TOTALES DISUELTOS.- Los sólidos totales disueltos representan el residuo que queda al evaporar cierta cantidad del agua. No son representativas de la suma de las concentraciones de los diferentes elementos analizados, ya que, durante la evaporación en el laboratorio, los sólidos volátiles se pierden y los bicarbonatos se convierten en carbonatos. También quedan retenidas cierta cantidad de agua, de cristalización que no alcanza a evaporarse. Por lo tanto, el valor de los sólidos totales disueltos, sólo proporciona un índice del ataque del agua sobre las formaciones geológicas y de la solubilidad y facilidad de remoción de las sales del subsuelo.

3.3. UNIDADES USADAS PARA REPORTAR LOS ANALISIS QUIMICOS

Las unidades más comunes, en las que se reportan los análisis químicos efectuados a muestras de agua, son: partes por millón y miliequivalentes por litro.

Las "partes por millón", son unidades de peso por peso, que equivalen a un miligramo de soluto, por un kilogramo de solución. La unidad de peso por volumen, se tiene al asumir que un litro de solución, pesa un kilogramo; entonces, tenemos que una "parte por millón", es igual a un "miligramo por litro".

Debido a que las unidades anteriores están dadas en peso, no hay equivalencia entre iones de diferente especie, o sea, que no se pueden mezclar, debido a que tienen diferente peso molecular y carga eléctrica. Por lo tanto, para efectuar correlaciones entre ellos, se utilizan unidades equivalentes. La unidad más usada es el "miliequivalente por litro", la cual se obtiene multiplicando los "miligramos por litro", por $\frac{C}{PA}$; donde "C" es la carga del ion y "PA" es el peso atómico.

Otra unidad conocida y usada en Química, es "moles por litro", siendo una mole, el peso atómico de una sustancia en gramos.

Las abreviaciones usadas en las unidades mencionadas, son las siguientes:

ppm	partes por millón
mg/l	miligramos por litro
me/l	miliequivalentes por litro
mol/l	moles por litro

3.4. ELABORACION DE TABLAS, PLANOS Y DIAGRAMAS E INTERPRETACION DE LOS MISMOS

- a) **Tablas resumen.**- Para controlar y tener una idea en conjunto de la composición, concentración y calidad del agua, se recomienda elaborar tablas en las cuales se resuma toda la información obtenida.
- b) **Configuraciones.**- Con el objeto de tener una distribución espacial de la calidad del agua y con ella determinar cualitativamente las zonas de recarga, la dirección del flujo del agua subterránea, así como tener idea de algunas propiedades físicas del

acuífero, se elaboran configuraciones de las determinaciones efectuadas.

Con el objeto de ilustrar este punto, en las Figs. 3.2. y 3.3. se muestran las configuraciones de sólidos totales disueltos y conductividad eléctrica, para los Valles de Aldama y Samalayucan, Chih.

En el plano de curvas isovalores de sólidos totales disueltos de Aldama, se observa que las zonas con menores concentraciones se encuentran en el extremo noreste de la ciudad de Chihuahua y en el flanco este de la Sierra de La Gloria, coincidiendo éstas con las zonas de recarga del acuífero, donde el agua de lluvia se infiltra.

Las concentraciones aumentan de la ciudad de Chihuahua hacia la de Aldama, indicando que el agua subterránea fluye en dicha dirección al ir disolviendo sales conforme avanza.

Las concentraciones aumentan de la Sierra de La Gloria, hacia el noreste y después hacia el sureste, a lo largo del Río Chuviscar, mostrando que la dirección del agua subterránea es hacia el sureste.

En la configuración de conductividades del área Samalayuca-Juárez, Fig. 3.3. se observa la curva 1000 al pie de la Sierra Juárez y de 1500 hacia el sureste de ella. Esta distribución, indica que la Sierra de Juárez corresponde a una zona de recarga, donde el agua de lluvia se infiltra y fluye hacia el sureste. Observaciones similares se hacen en Samalayuca, donde se deduce un flujo de agua de sur a norte y noreste, uniéndose con el de la Sierra de Juárez, para continuar hacia el Río Bravo.

Por lo tanto, de estas configuraciones se obtiene, entre otras cosas, la zona de alimentación del acuífero y dirección del flujo, el cual coincide con el encontrado por métodos piezométricos.

En la Fig. 3.4. se muestra un corte geológico ilustrativo, que relaciona la zona de recarga y la dirección del movimiento del agua subterránea, con la concentración y composición química del agua.

- c) Diagramas triangulares.- Con el objeto de obtener, en forma rápida e ilustrativa, los diferentes tipos o familias de agua, de acuerdo al catión y anión predominante, se forman diagramas triangulares, como el que se muestra en la Fig. 3.5. En el triángulo de la izquierda de este diagrama se grafican, en porcentaje de me/l, los principales cationes y, en el triángulo de la derecha también en las mismas unidades, los principales aniones. En los vértices de estos triángulos se definen aguas cálcicas, magnesianas, bicarbonatadas, etc., si las muestras se encuentran localizadas en los vértices con los porcentajes mayores al 50% de cal-

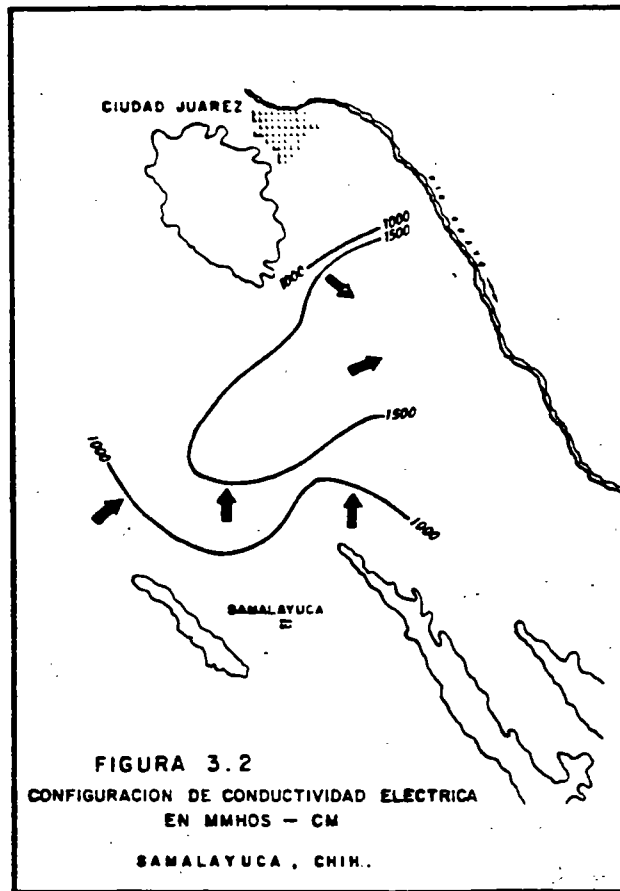
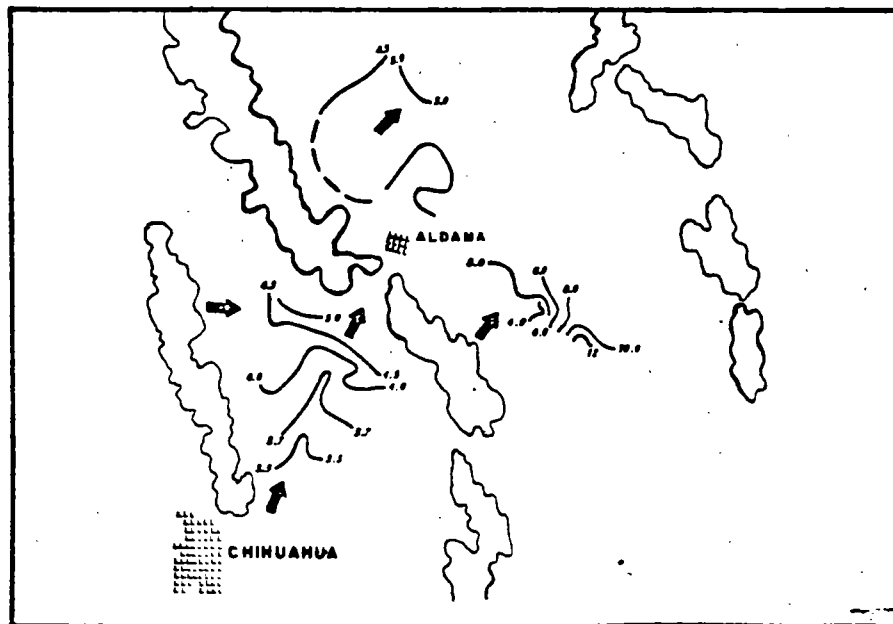
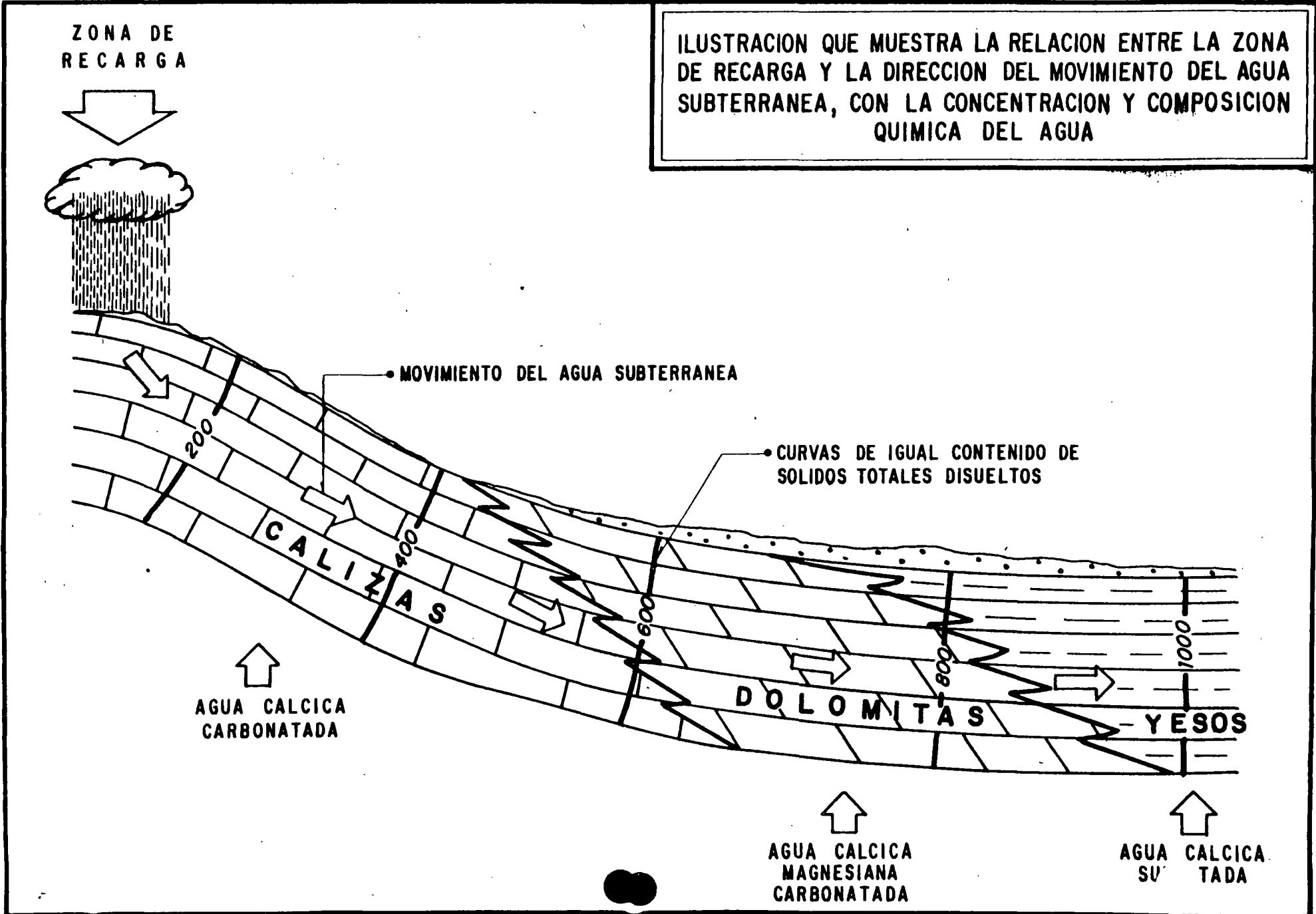


FIG. 3.3. CONFIGURACION DE SOLIDOS TOTALES EN ME/L; CHIHUAHUA-ALDAMA, CHIH.





ZONA DE RECARGA

ILUSTRACION QUE MUESTRA LA RELACION ENTRE LA ZONA DE RECARGA Y LA DIRECCION DEL MOVIMIENTO DEL AGUA SUBTERRANEA, CON LA CONCENTRACION Y COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA

MOVIMIENTO DEL AGUA SUBTERRANEA

CURVAS DE IGUAL CONTENIDO DE SOLIDOS TOTALES DISUELTOS

AGUA CALCICA CARBONATADA

AGUA CALCICA MAGNESIANA CARBONATADA

AGUA CALCICA SUFATADA

FIGURA Nº 3.4.

DIAGRAMA TRIANGULAR

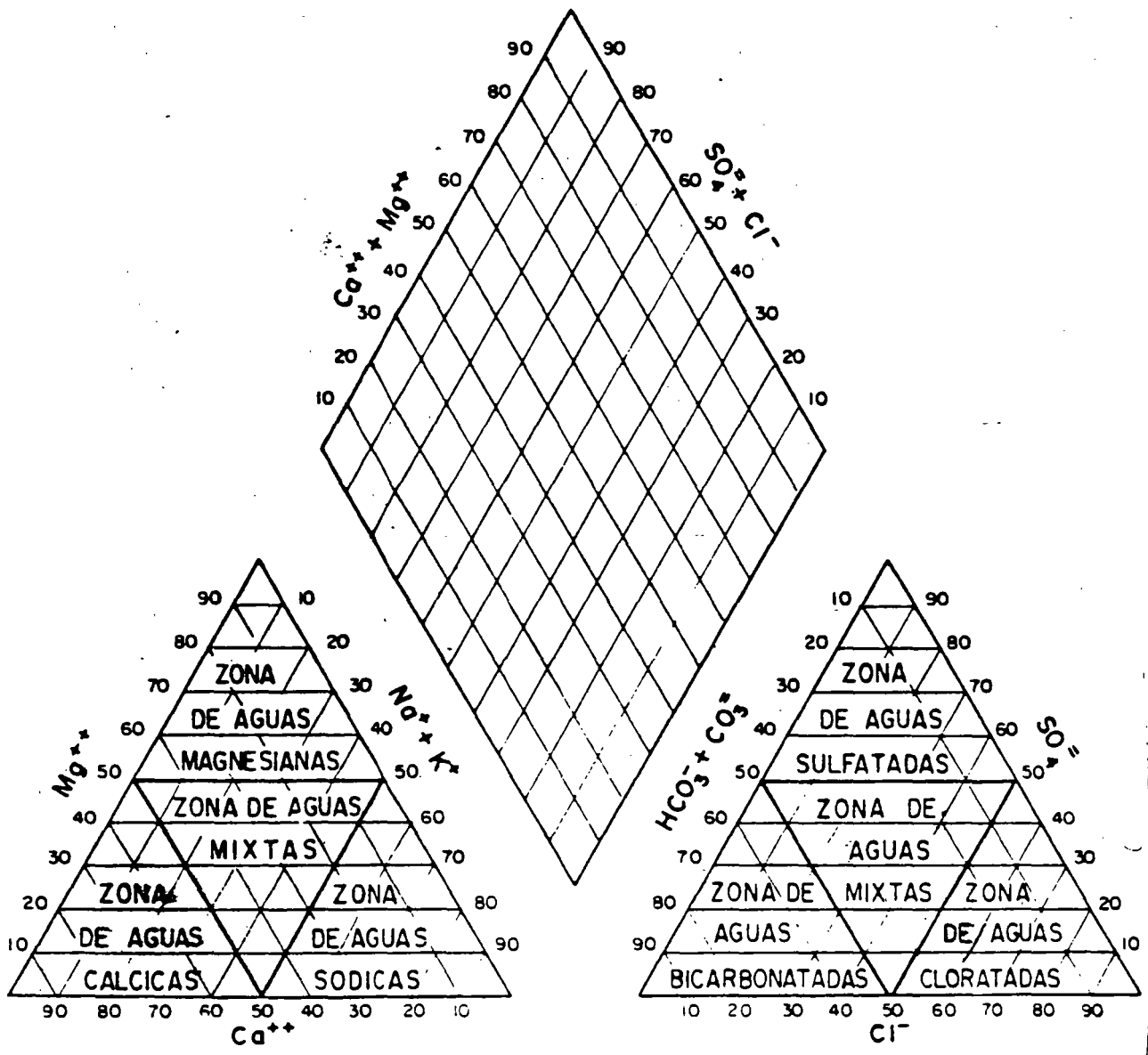


FIG.- 3.5.

cio, magnesio, bicarbonato, etc., respectivamente. Se define como agua mixta, la que se grafica al centro del triángulo, por no existir un ion que predomine.

En la Fig. 3.6. se muestra un diagrama triangular, en el cual se graficaron muestras de agua del Valle de Tecomán-Manzanillo, Col., observándose la existencia de agua de tipo sódico-clorurada, mixta-mixta y cálcico-bicarbonatada.

El tipo o familia de agua, se vacía sobre un plano delimitado zonas con agua de diferente composición. En la Fig. 3.7. se muestra el plano correspondiente al diagrama triangular de la zona de Tecomán-Manzanillo, en el cual se delimitaron las zonas correspondientes a las familias de agua mencionadas. El agua sódico-clorada, es consecuencia directa de contaminación del acuífero, con agua de mar. El agua mixta-mixta, es una mezcla de aguas de diferentes tipos y en la cual no predomina ningún ion en especial. El agua cálcico-bicarbonatada, es el producto de la disolución de rocas calizas por el agua.

- d) Resistividades y sólidos totales disueltos.- La resistividad es una medida indirecta de los sólidos totales disueltos (S.T.D.) que contiene el agua, ya que sus valores son inversamente proporcionales a éstos últimos. Tomando en cuenta esta característica, se forma una gráfica (Fig. 3.8.) con la cual, se pueden calcular resistividades a partir de sólidos totales disueltos, o viceversa. Los sólidos totales disueltos calculados, en algunos casos, ayudan a complementar la información de configuraciones de una forma rápida y económica. Las resistividades calculadas, se pueden utilizar para hacer correlaciones con geofísica.

En la Fig. 3.9. se muestra un ejemplo de la relación entre resistividad y S.T.D., el cual corresponde al área de Sonoyta, Son. En ella se encontró que, en ciertos lugares, el agua subterránea tenía concentraciones de S.T.D., muy altas y se encontraba rodeado por pozos con agua de mejor calidad. Se efectuaron sondeos geofísicos de resistividad, los cuales al ser interpretados, mostraron la existencia de lentes localizados de muy baja resistividad, los cuales corresponden a agua salobre atrapada entre los sedimentos.

Existen otros tipos de clasificación y representación de análisis químicos, como las de Chase Plamer, Shoeller, Souline, Wilcox, etc.

REFERENCIAS

Freeze, A. and Cherry, J. 1979. Groundwater. Prentice Hall. 604 p.

Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473

Piper, A.M., 1944. "A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analyses". Am. Geophys. Union Trans.

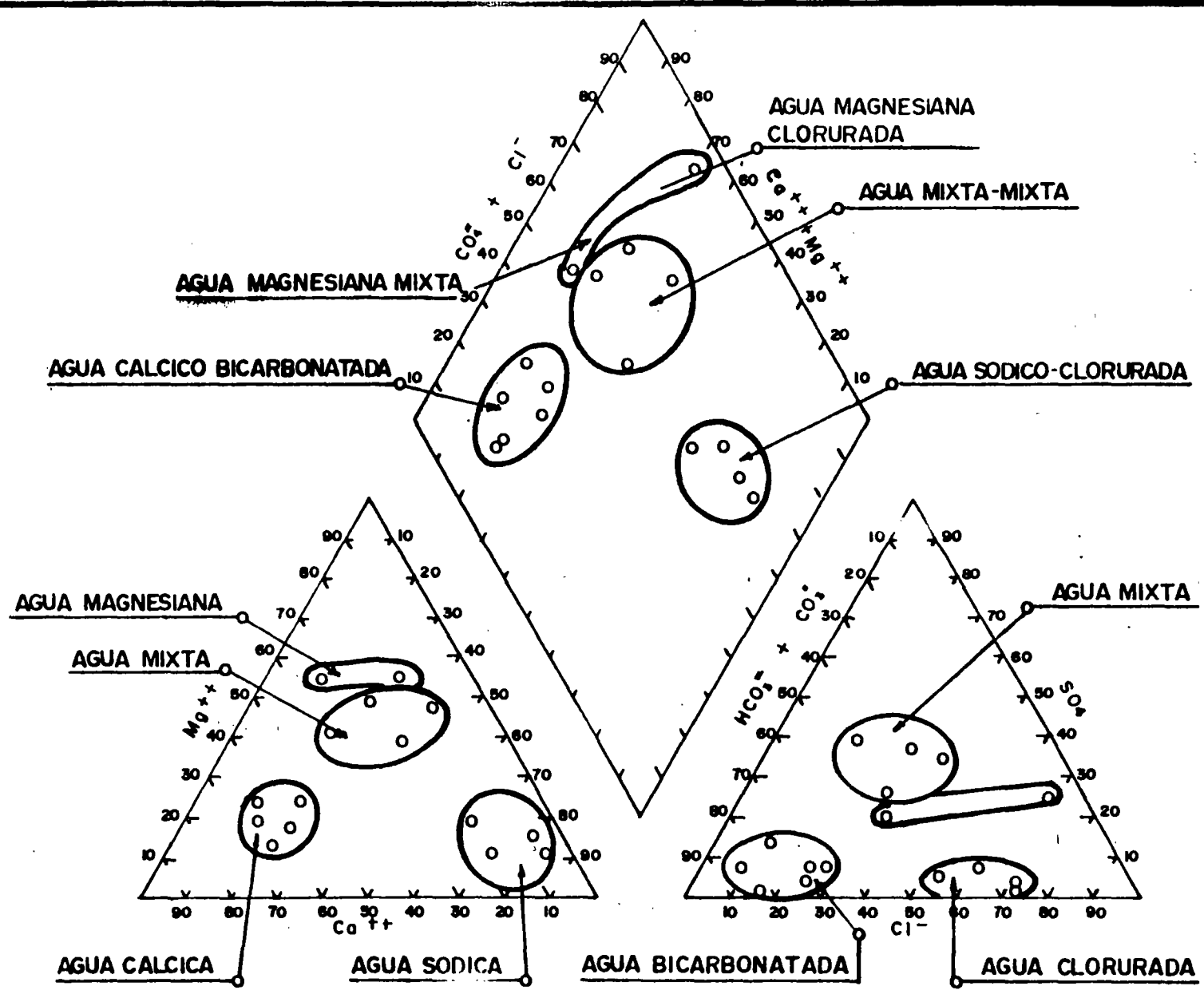


Fig.- 3. 6.

ZONIFICACION DE TIPOS DE AGUA SEGUN SU COMPOSICION QUIMICA

VALLE DE TECOMAN - MANZANILLO, COL.

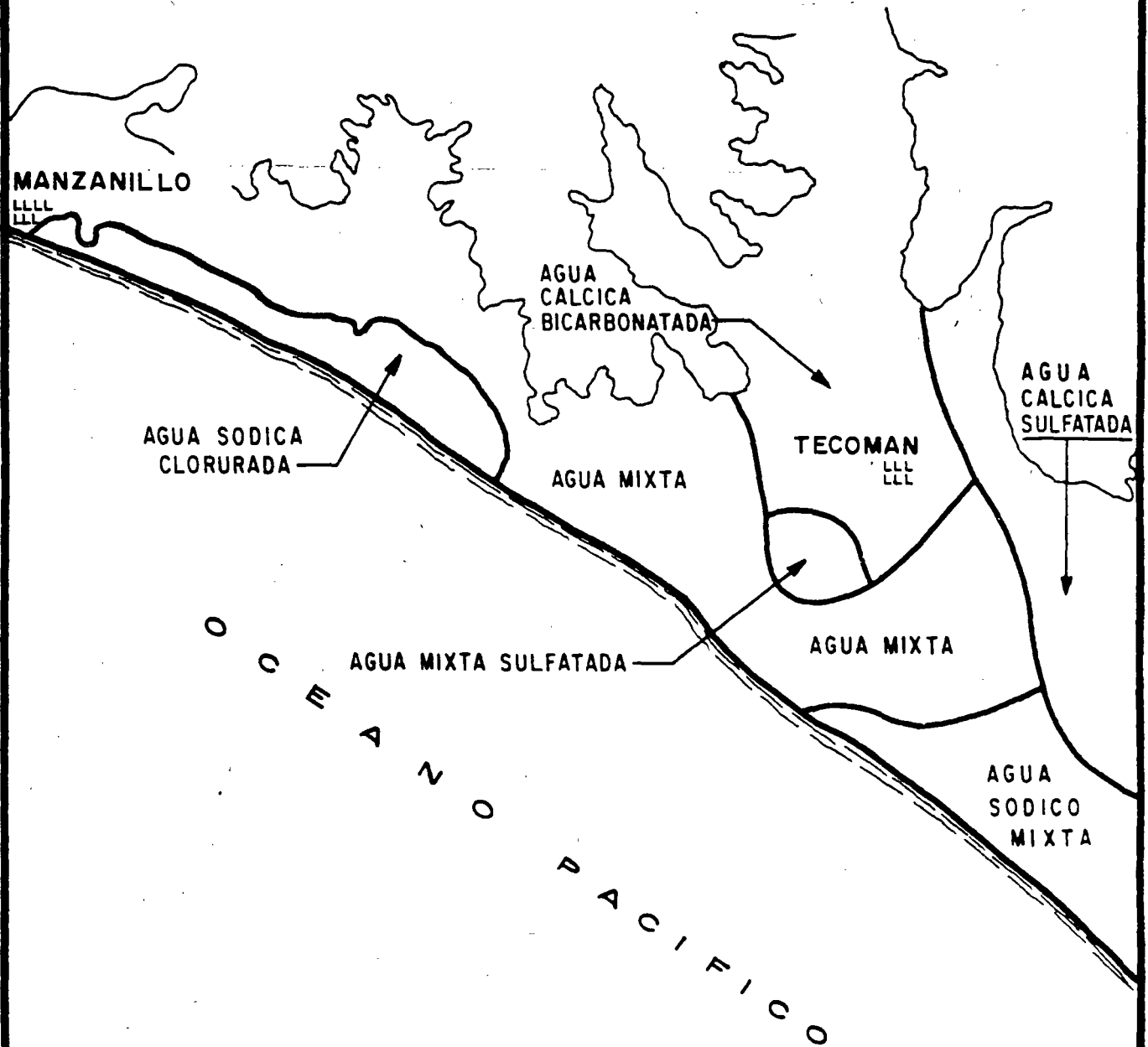


FIGURA 3.7.

GRAFICA DE RESISTIVIDAD - SOLIDOS TOTALES DISUELTOS

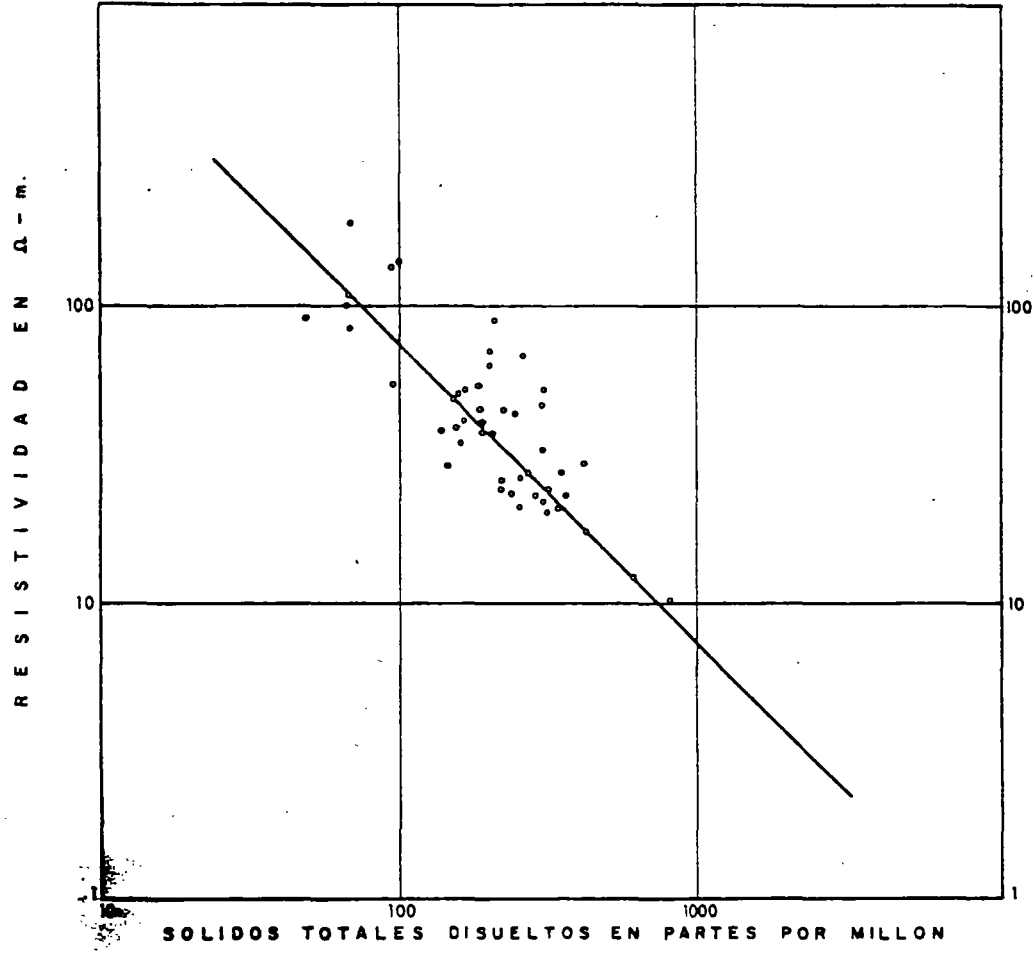


FIG-13

FIGURA 3.8.

CAPITULO 4

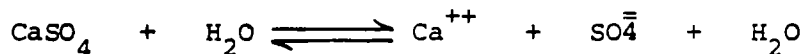
GRADO DE SATURACION DEL AGUA RESPECTO A LOS MINERALES MAS COMUNES

Cuando algunas muestras presentaron altas concentraciones de sólidos totales, se procede a hacer un análisis del grado de saturación del agua con respecto a los minerales más comunes; yeso $\text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, Calcita CaCO_3 ; dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

4.1. METODOLOGIA

Para obtener el grado de saturación de una sal en el agua, se obtiene la constante de actividad iónica (Kai) y se compara con la constante de equilibrio (Ke). Para valores de (Kai) mayores que (Ke), la muestra se encuentra sobresaturada y para valores de (Kai) menores que (Ke), la muestra no se encuentra sobresaturada.

En el caso del yeso, este se disocia según la siguiente reacción:



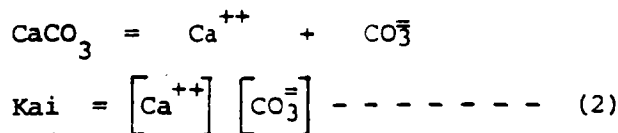
Aplicando la ley de Acción de Masas, obtenemos que la constante de actividad iónica es igual a las actividades de los productos entre los reactivos, o sea:

Donde los paréntesis indican la actividad iónica del ion que encierran.

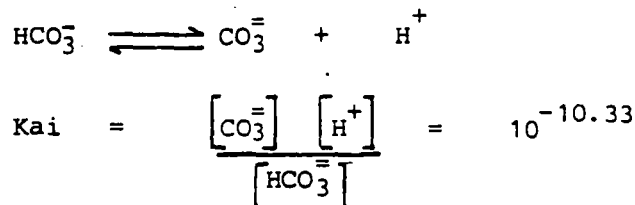
La actividad de los compuestos, es igual a 1.- por lo tanto:

$$K_{ai} = \left[\text{Ca}^{++} \right] \left[\text{SO}_4^- \right] \text{-----} (1)$$

De ~~manera~~ similar para la calcita se tiene:



Debido a que los análisis no reportan carbonato, ($\text{CO}_3^{=}$), se utilizó la de terminación de bicarbonato (HCO_3^-), sustituyendo la fórmula (2) de la si- guiente manera:



Despejando:

$$[\text{CO}_3^{=}] = \frac{[\text{HCO}_3^-] \cdot 10^{-10.33}}{[\text{H}^+]}$$

Sustituyendo en la ecuación (2):

$$K_{a1} = \frac{[\text{Ca}^{++}] [\text{HCO}_3^-] 10^{-10.33}}{[\text{H}^+]} \quad \text{--- (3)}$$

Las actividades iónicas se obtienen multiplicando el coeficiente de activi- dad iónica γ de cada elemento, por la concentración en moles por litro- (M).

O sea:

$$\begin{aligned} [\text{Ca}^{++}] &= \gamma_{\text{Ca}} \cdot M_{\text{Ca}} \\ [\text{SO}_4^{=}] &= \gamma_{\text{SO}_4} \cdot M_{\text{SO}_4} \\ [\text{HCO}_3^-] &= \gamma_{\text{HCO}_3} \cdot M_{\text{HCO}_3} \end{aligned}$$

Las concentraciones en moles por litro (M) se obtienen dividiendo las par- tes **por millón** reportadas en los análisis químicos por el peso atómico. El coeficiente de actividad iónica γ se calculó mediante la fórmula de Debye- Huckel:

$$\log \gamma_i = \frac{-A Z_i^2 \sqrt{I}}{1 - B a_i \sqrt{I}}$$

Donde Z es la carga del ion; A y B son constantes dependientes de la temperatura (en nuestro caso a 25°C, A = 0.5085 y B = 0.3281 x 10⁸; (Klots, 1950); a_i es una constante relacionada con el tamaño y carga del ion (HEM, 1970) I es la fuerza iónica calculada por la fórmula:

$$I = \frac{1}{2} (M \cdot Z^2)$$

Donde M es la concentración de cada ion en moles por litro.

La constante de actividad iónica (Kai), así obtenida, se compara con la constante de equilibrio (Ke), para encontrar el grado de saturación del agua con respecto a yeso y calcita.

Los valores de Ke son: (Garrels y Chist, 1965):

$$Ke \text{ (calcita)} = 10^{-8.34}$$

$$Ke \text{ (yeso)} = 10^{-4.61}$$

De manera similar, se procede para el cálculo de las constantes de otros minerales.

Ya obtenido el grado de saturación, se delimitan, sobre planos, las áreas sobresaturadas, a partir de las cuales, se deduce la dirección del movimiento del agua subterránea y se explica el comportamiento químico del agua.

En las zonas en donde el agua se encuentra sobresaturada de alguna sal, es de esperarse la precipitación de dicho compuesto y consecuentemente, la incrustación de bombas, tuberías, calderas y demás material que tenga contacto con esta agua. Mientras que las áreas en donde el agua no se encuentre saturada de sales, ésta continuará disolviendo y aumentando su concentración iónica.

REFERENCIAS

- Askin, G. W. and J. V. Largerwerff, 1965. "Calcium Carbonate Equilibria in Solutions Open to the Air.- I.- The solubility of Calcite in Relation to Ionic Strength". Geochim. et Cosm. Acta. 29 (4), 343-352.

- Akin, G.W. and J. V. Largerwerff, 1965. "Calcium Carbonate Equilibria in Solution Open to the Air.- II.- Enhanced Solubility of Calcium Carbonate in the Presence of Magnesium and Sulfate" *Geochim et Cosm. Acta* 29 (4).
- Back, William, 1961. "Calcium Carbonate Saturation in Ground Water, From Routine Analyses. "U.S.G.S., W.S.P." 1535-D
- Drever, J. I. 1988. *The Geochemistry of Natural Water, Second Edition.* Prentice Hall. 437 p.
- Freeze, A. and Cherry, J. 1979. *Groundwater.* Prentice Hall. 604 p.
- Garrels and Chirst, 1965. "Solution, Minerals and Equilibria".
- Hem, John. "Calculation and Use of Ion Activity" U.S.G.S.W.S.P.
- Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473
- Hem, John. 1971. "None Equilibrium Systems in Natural Water Chemistry. Advances in Chemistry Series 106. American Chemical Society.
- Krauskopf, K.B., 1967. "Introduction to Geochemistry".
- Stumm, W. and J. Morgan, 1970. "Aquatic Chemistry". an Introduction. Emphatizing Chemical Equilibria in Natural Waters.

CAPITULO 5

LA INTRUSION SALINA

EN ACUIFEROS COSTEROS

La explotación de agua subterránea en acuíferos de zonas costeras encara un gran riesgo, denominado "Intrusión Salina". Muchas zonas costeras son degradadas por este fenómeno, como resultado del exceso de bombeo del agua del acuífero.

Un renglón importante en los acuíferos costeros, es el estudio de la ubicación y velocidad de la intrusión salina. Dentro de estos estudios, es esencial, la determinación de la posición del nivel piezométrico del acuífero y sus fluctuaciones con el tiempo, así como el registro de las variaciones de salinidad en los pozos. Si se cuenta con estos datos puede determinarse la posición y peligrosidad de la intrusión y planear las alternativas más convenientes para su control.

5.1. CARACTERISTICAS FISICAS DE LA INTRUSION SALINA

Para que una zona costera se vea afectada por este fenómeno, es necesario que se cumplan las dos condiciones siguientes:

- a) Continuidad Hidráulica.- Debe existir continuidad hidráulica en los materiales que forman el acuífero hacia el mar.
- b) Inversión del Gradiente.- Otra de las condiciones necesarias para que se lleve a cabo la intrusión salina, es la inversión del gradiente hidráulico que en forma natural se establece de la planicie costera hacia el mar para originar un flujo hacia él. Cuando por efecto de bombeo se abate el nivel del acuífero para encontrarse abajo del nivel del mar, se invierte el gradiente hidráulico natural y se ocasiona un flujo de agua del mar hacia el acuífero. En la práctica, la magnitud del gradiente hidráulico se obtiene a partir de la medición de la profundidad al nivel del agua en pozos y norias.

5.2. PRINCIPIO DE GHYBEN - HERZBERG

A lo largo de las líneas de costa el agua de los acuíferos se encuentra descansando sobre el agua de mar, debido a la diferencia de densidades de éstas. El contacto entre estas dos masas de agua (interfase salina) se encuentra en equilibrio dinámico, por lo cual las modificaciones en las con

Hidrogeoquímica de las Aguas Naturales,
J. M. Lesser, 1989

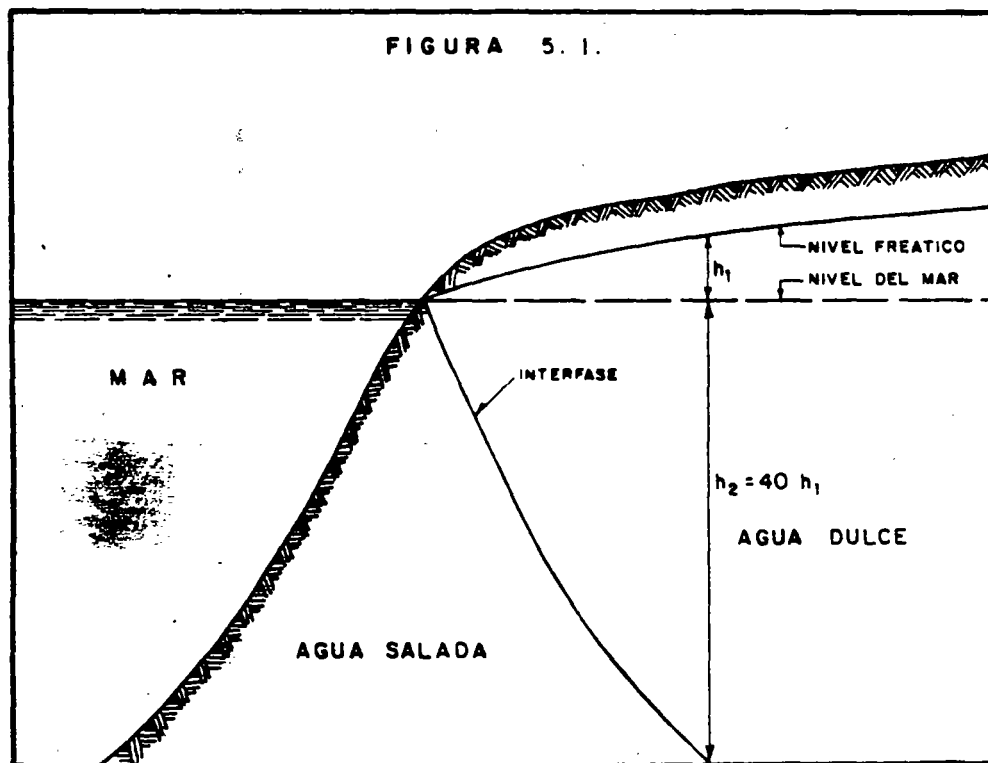
diciones originales del acuífero, producen cambios en la posición del contacto entre las dos aguas.

La profundidad a la cual se encuentra la interfase fue descrita por Badon Ghyben en 1869, y aplicada a problemas específicos por Bairat Herzberg en 1901.

La teoría se basa en lo siguiente:

El peso de una columna vertical de agua dulce que va desde el nivel piezométrico del acuífero hasta la interfase, se encuentra equilibrada por el peso de una columna de agua de mar que vaya desde el nivel del mar, hasta la interfase. Esto es, el peso de la columna de agua dulce de longitud $h + Z$ es igual al peso de una columna de agua de mar de longitud Z , donde "h" es la elevación del nivel estático a partir del nivel del mar y "Z" es la profundidad a la interfase, a partir del mismo nivel de referencia.

(Fig. 5.1.)



INTRUSION SALINA SEGUN LA TEORIA DE G.HERZBERG

Si "Dd" y "Dm" representan las densidades del agua dulce y de mar respectivamente, la condición para el balance hidrostático se expresa de la siguiente manera:

$$D_m \cdot g \cdot Z = D_d \cdot g \cdot (h + Z)$$

$$Z = \frac{D_d}{D_m} (h + z)$$

Considerando que las densidades del agua de mar y del agua dulce son 1.025 y 1.000, respectivamente, tenemos que:

$$Z = 40 h$$

O sea que por cada metro que se eleve el nivel piezométrico sobre el nivel del mar, existirán 40 metros de agua dulce bajo el mismo nivel de referencia (Figura 5.2.). La posición del nivel piezométrico sobre el mar, condiciona la profundidad a la interfase. Los movimientos de la superficie del mar por mareas y de la superficie piezométrica del acuífero, producidos por aumento o disminución de agua en él, producen fluctuaciones en la posición de la interfase. El área en donde se llevan a cabo estas fluctuaciones, se denominan zona de difusión. La mayoría de los acuíferos que no están sobre-explotados, descargan agua hacia el mar y la posición real de la interfase, en este caso, se encuentra a mayor profundidad (Hubbert) que la calculada por Ghyben-Herzberg, (Figura 5.3.).

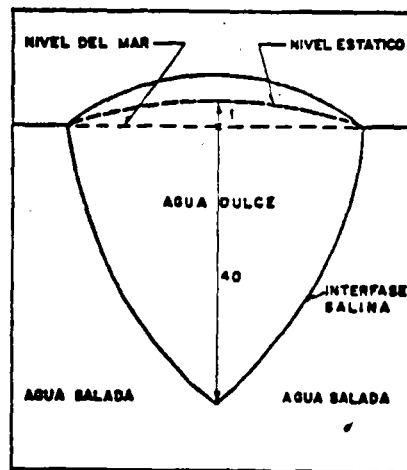
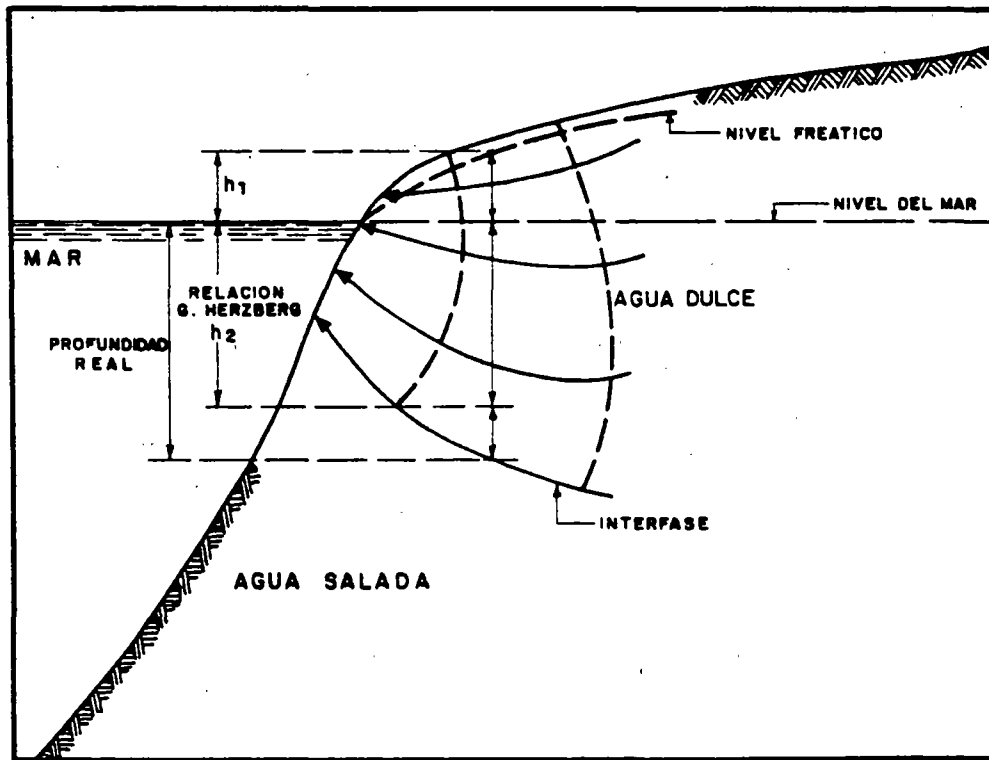


FIG:5.2 POSICION DE LA INTERFASE SALINA EN UNA ISLA

FIGURA 5.3.



5.3. MECANISMO DE LA INTRUSION SALINA

Existen varios mecanismos por los cuales el agua de mar puede intrusionar a un acuífero costero. Estos, están relacionados con la disminución de la elevación del nivel piezométrico y la inversión del gradiente hidráulico, que permite al agua de mar moverse hacia tierra adentro. Bajo condiciones naturales en los acuíferos costeros, existe un equilibrio entre la recarga, la descarga y el cambio del almacenamiento. Es conveniente que exista un flujo de agua dulce al mar, para conservar el equilibrio, y evitar la intrusión. Conforme el agua subterránea es extraída por bombeo, el nivel estático baja acomodándose a las nuevas condiciones y el flujo de la intrusión salina se comienza a mover hacia el acuífero, ocupando primero las zonas costeras y posteriormente la zona de explotación del valle.

5.4. METODOS DE CONTROL DE LA INTRUSION SALINA

Varios métodos de control son conocidos y utilizados para prevenir la intrusión salina. Los más comunes son:

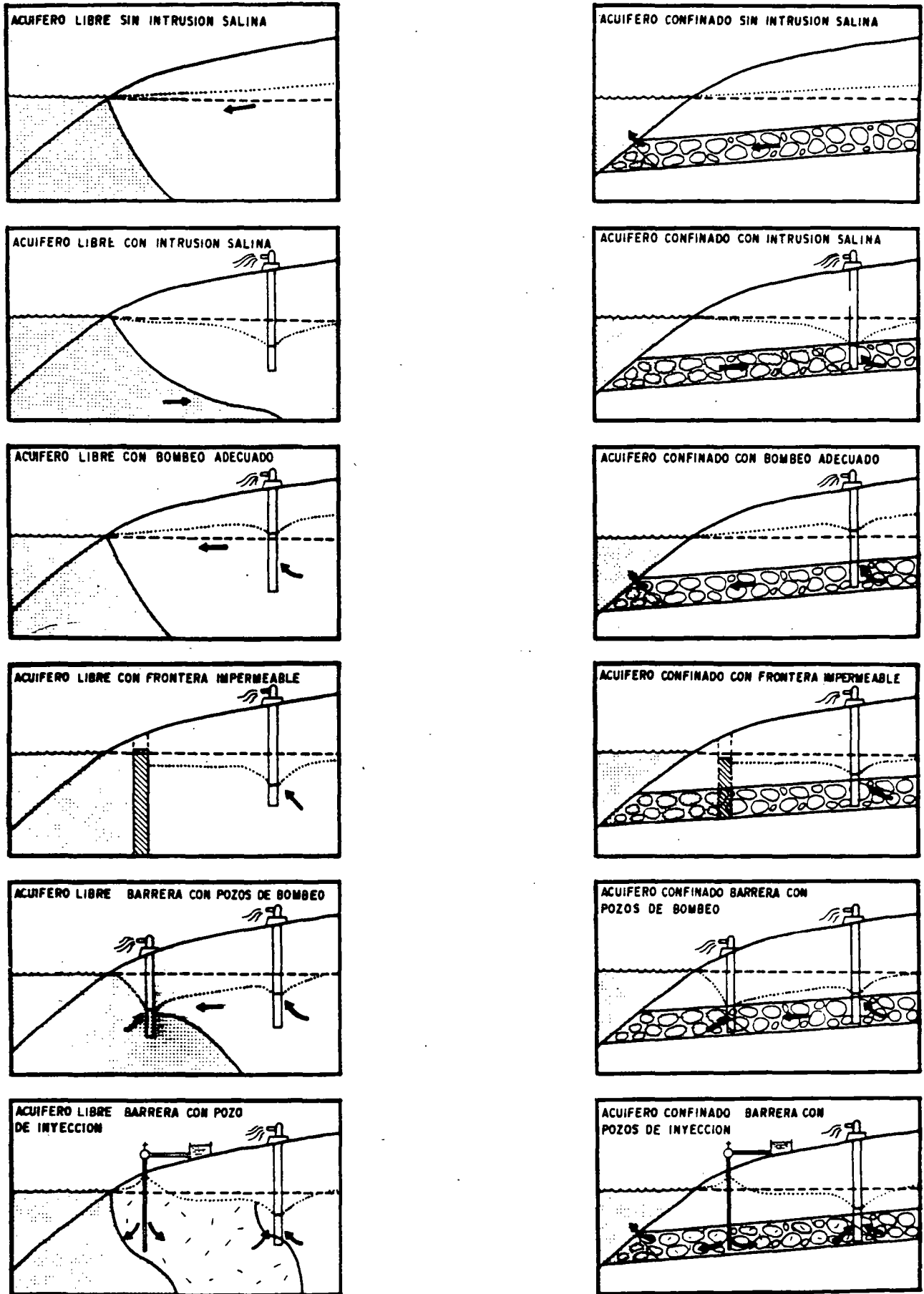
- 1).- Reducción de la extracción
- 2).- Recarga artificial
- 3).- Fronteras impermeables
- 4).- Barrera con pozos de bombeo
- 5).- Barreras con pozos de inyección (Figura 5.4)

a) Reducción de la Extracción.- Una de las medidas técnicamente más sencillas para prevenir la intrusión de agua de mar, es la extracción de agua subterránea, a un nivel planificado. Esta medida implica una disminución en las demandas de agua lo cual, en ocasiones crea problemas socioeconómicos y políticos muy fuertes. Cuando se opta por este método y el bombeo es reducido, puede establecerse nuevamente el gradiente hacia el mar y la intrusión es reemplazada por un ligero flujo de agua dulce hacia el mar. Si existe información suficiente sobre la variación de los niveles del agua y si se conocen las condiciones geológicas del subsuelo, la reducción de la extracción puede ser controlada de tal manera, que se obtenga la máxima cantidad de agua sin provocar una intrusión salina nociva.

b) Recarga Artificial.- Para ello es necesario contar con una fuente

38

DIFERENTES ASPECTOS DE LA INTRUSION SALINA



NIVEL PIEZOMETRICO NIVEL DEL MAR ----- AGUA DULCE [] AGUA SALADA [] AGUA INYECTADA []

FIG. 5.4

te adicional de agua así como condiciones apropiadas del terreno, de tal manera, que la recarga pueda llevarse a cabo. Las obras para la recarga pueden consistir en zanjas superficiales construídas en el área de recarga a través de las cuales se hace circular agua que se infiltra al subsuelo. Otro tipo de obras, consiste en la construcción de presas de infiltración, localizadas en la zona de recarga. En zonas donde existen capas confinantes impermeables, pueden construirse pozos de inyección. Al llevar a cabo esta recarga se provoca la reinversión del gradiente hacia el mar, la cual es acompañada por un flujo de agua dulce. La recarga, en esta forma, es económica, respecto a los otros métodos, pero en la mayoría de los casos no se cuenta con fuentes de agua adicional para llevarla a cabo.

- c) **Fronteras Impermeables.**- Consiste en la construcción de una barrera impermeable entre la línea de costa y los pozos de explotación. El medio de construcción puede ser excavando una zanja que posteriormente se rellena con materiales arcillosos. Otro tipo de barrera, consiste en el inyectado de material impermeable. Estas construcciones son usadas solo en áreas relativamente someras. Es importante, el conocer los resultados posteriores a su construcción, ya que, si la impermeabilización es completa, permitirá abatimientos fuertes y por lo tanto la obtención de mayores volúmenes de agua almacenada. Este método tiene la desventaja de no contar con un flujo de agua subterránea hacia fuera de la zona, que en ocasiones, es necesario para mantener un balance de sales favorables.
- d) **Barrera de Pozos de Bombeo.**- Consiste en una línea de pozos localizados entre la zona de explotación del valle y el mar. Los pozos, deben de extraer toda el agua de mar que intrusión al acuífero, hasta obtener un equilibrio hidrostático. Para ello, los niveles de agua deben de ser bajados en la barrera, más que en cualquier otro punto en la cuenca. El volumen de extracción que se lleva a cabo en el valle, debe de ser reducido, cuando menos una cantidad ligeramente menor a la que se obtenía antes de aplicar el método. Es importante, disponer del registro de los niveles del agua en la zona de la barrera, así como el conocer la cantidad exacta de agua que se debe bombear para obtener los resultados deseados. Esta cantidad de agua que se debe de extraer, es muy variable y deberá de ser mayor al volumen de agua de mar que originalmente intrusionaba. Mientras más cerca del mar se localiza la barrera, el bombeo tendrá que ser mayor.

e) Barrera con Pozos de Inyección.- Este método para control de intrusiones salinas, consiste en la construcción de pozos de inyección alineados a lo largo de la costa, su funcionamiento va a depender de la resistencia que encuentre el agua al moverse en el subsuelo.

Al inyectar agua al acuífero se provoca la elevación del nivel piezométrico lo cual se lleva a cabo hasta alcanzar el gradiente requerido. Debido a la diferencia en densidad entre el agua de mar y el agua dulce, se requiere una columna de 41 metros de agua dulce para equilibrar una columna de 40 metros de agua salada. Para controlar la intrusión es necesario primeramente determinar el espesor de sedimentos permeables. Posteriormente se construye la barrera de pozos de inyección y se provoca la elevación del nivel piezométrico a lo largo de la línea de pozos, hasta alcanzar una altura de 75 centímetros arriba del nivel del mar, por cada 30 metros de espesor del acuífero bajo el mismo nivel de referencia. La cantidad de agua utilizada para dicho fenómeno puede ser estimada. Después de que en la barrera con pozos de inyección, se establece un equilibrio, la cantidad de agua que fluye hacia el acuífero, será la cantidad de agua de mar que intrusionaba anteriormente, siempre y cuando la explotación de la planicie se haya conservado igual. Para mantener el balance dinámico de esta zona, es necesario que exista un pequeño flujo de agua dulce hacia el mar. La magnitud de este flujo es variable, pero será de alrededor de 10% de la que fluye hacia el acuífero. El número de pozos requeridos para formar la barrera dependerá de las características hidráulicas del acuífero, en especial de la capacidad específica de un pozo de bombeo perforado en la zona.

f) Método Combinado; Barrera por Pozos de Bombeo-Barrera por Pozos de Inyección.- Este método utiliza la combinación de los dos métodos anteriores. Para ello, la barrera por pozos de bombeo, es localizada entre la línea de costa y la zona de explotación del valle y la barrera por pozos de inyección se ubica tierra adentro, del otro lado de la zona de explotación. La barrera combinada, compuesta de los dos sistemas, operando simultáneamente, minimizada los efectos de subsidencia y extracción de agua, así como otros efectos secundarios y permite una mayor flexibilidad en su operación sobre la de uno solo de los sistemas previamente descritos.

REFERENCIAS

Banks, H.O., and Richter, R.C., 1953, "Sea-Water Intrusion into Ground-Water Basins Bordering the California Coast and Island Bays". American Geophysical Union Transactions, Vol. 34, No. 4 pp. 575-582.

Banks, H.O., Richter, R.C. y Harder, J., 1957, "Sea Water Intrusion in California", American Water Works Association, Vol. 49, No. 1 pp. 71-88

- 38
- Bruington, A.E., y Seares, F.D., 1965, "Operating a Sea Water Barrier Project", American Society of Civil Engineers, Journal of the Irrigation and Drainage Division, Vol. 91, No. IRI.
- Bruington, A.E. Drescher, W.J. y Sherwood, C.B. 1969, "Saltwater Intrusion in the United States"., American Society of Civil Engineers Proceedings, Journal of the Hydraulics Division, Paper 6788, HY 5, pp. - 1651-1669.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. 1976. Hidrología Subterránea. Ediciones Omega Barcelona, España.
- California Department of Water Resources, 1957, "Report by Los Angeles - Country Flood Control District on Investigational Work for Prevention and Control of Sea Water Intrusion West Coast Basin Experimental Proyet, Los Angeles Country", Boletín No. 63 Apéndice B.
- California Department of Water Resources, 1958, "Sea Water Intrusion in - California", Boletín No. 63
- California Department of Water Resources, 1960, "An Investigation of Some Problemes In Preventing Sea-Water Intrusion By Creating a Fresh-Water Barrier", No. 63 Apéndice D.
- California Department of Water Resorces, 1970, "Oxnard Basin Experimental Extraction Type Barrier", Boletín 147-6.
- Freeze, A. and Cherry, J. 1979. Groundwater. Prentice Hall. 604 p.
- Klein, H., 1965, "Salt Water Intrusion Can be Controlled", Florida Board - of Conservation, Division of Geology.
- Todd, David K, 1959, Ground Water Hydrology, John Wiley and Sons, pp 177.

NOTA: Para la elaboración de este artículo, se utilizaron datos de diferentes textos y trabajos, principalmente de los apuntes del curso de hidrología subterránea del Departamento de Recursos Hidráulicos del Estado de California, E.U., por Raymond C. Richter.

CAPITULO 6

CALIDAD DEL AGUA

Las aguas subterráneas y superficiales que son utilizadas para satisfacer las necesidades de agua potable de zonas urbanas, así como la que se destina a la agricultura, ganadería e industria, necesita cumplir con ciertos requisitos respecto a su contenido de elementos químicos, a sus propiedades físicas y a la presencia de materia orgánica.

El objeto del presente trabajo, es el de mostrar, en forma general, las normas de calidad del agua utilizada como potable, en riego, en abrevadero y en la industria, así como el significado y algunas propiedades físicas y químicas del agua.

La calidad del agua, se determina a partir de análisis físicos, químicos y bacteriológicos, los cuales pueden variar desde análisis sencillos donde se determinen los principales elementos, hasta análisis complejos que incluyan la determinación de una gran variedad de especies presentes en el agua.

El tipo de análisis dependerá del uso que se le tenga destinado al agua, así como de algunas características observadas en la zona donde ésta se encuentra. Por ejemplo, en una zona minera, es conveniente determinar las concentraciones de algunos metales que pudieran encontrarse presentes. En lugares próximos a poblados y/o establos, debe ponerse atención a los contenidos de nitratos y organismos coliformes. etc.

6.1. AGUA POTABLE

Para conocer la calidad de cierta agua para uso potable, se comparan los resultados del análisis químicos, con las normas de calidad o límites máximos permisibles que a continuación se describen y que fueron publicados por la Secretaría de Salubridad y Asistencia, en el Diario Oficial de el día 2 de Julio de 1953. (Tabla 6.1.).

TABLA 6.1.

CARACTERISTICAS FISICAS	LIMITES MAXIMO PERMISIBLE	OBSERVACIONES
TURBIEDAD	10 (Escala de Sílice)	DE NO CUMPLIRSE CON LOS RESULTADOS ANTERIORES, SE ADMITIRAN AQUELLOS QUE SEAN TOLERABLES PARA LOS USUARIOS.
COLOR	20 (Escala platino-cobalto)	
SABOR	INSIPIDA	
OLOR	INODORA	

TABLA 6.1. CONTINUACION

CARACTERISTICAS QUIMICAS	LIMITE MAXIMO PERMISIBLE EN ppm (EXEPTO)
Nitrógeno amoniacal (N)	0.50
Nitrógeno proteico (N)	0.10
Nitrógeno de nitratos (N)	5.00
Potencial hidrógeno (pH)	8.00
Oxígeno consumido (O)	3.00
Sólidos totales disueltos (STD)	1000
Alcalinidad total (CaCO ₃)	400
Cloruros (Cl)	300
Sulfatos (SO ₄)	250
Magnesio (Mg)	250
Zinc (ZN)	125
Cobre (Cu)	15
Fluoruros (Fl)	3
Fierro (Fe)	1.50
Manganeso (Mn)	0.30
Arsénico (As)	0.05
Selenio (Se)	0.05
Cromo (Cr)	0.05
Compuestos fenólicos, (Fenol)	0.001

CARACTERISTICAS BIOLOGICAS	NUMERO MAXIMO PERMISIBLE
ORGANISMOS DE LOS GRUPOS - COLI Y COLIFORMES.	20
COLONIAS BACTERIANAS POR - CENTIMETRO CUBICO DE MUESTRA.	200

Debido a la gran demanda de agua potable en el país y a la escases que pre senta este líquido en muchas regiones, esta es ingerida sin cumplir con to dos los requisitos anteriores.

El índice que en muchas regiones de México se encuentra sobrepasando el lí mite máximo permisible, es el de sólidos totales disueltos. Este, en oca-- siones, es aceptado en cantidades mayores a 1,000 ppm., siendo su límite - la tolerancia del consumidor. Generalmente no sobrepasa a las 2,000 ppm.

El ingerir agua con más de 1,000 ppm., normalmente no causa problemas de - salud siempre y cuando no se encuentren, en exceso, algunos elementos crí- ticos como los que se mencionan a continuación:

Arsénico, Selenio y Cromo.- No es común encontrarlos en el agua, pero se - presencia en cantidades pequeñas es tóxica, por lo cual el agua potable, - no debe tener concentraciones mayores de 0.05 ppm.

TABLA 6.1. CONTINUACION

CARACTERISTICAS QUIMICAS	LIMITE MAXIMO PERMISIBLE EN ppm (EXEPTO)
Nitrógeno amoniacal (N)	0.50
Nitrógeno proteico (N)	0.10
Nitrógeno de nitratos (N)	5.00
Potencial hidrógeno (pH)	8.00
Oxígeno consumido (O)	3.00
Sólidos totales disueltos (STD)	1000
Alcalinidad total (CaCO ₃)	400
Cloruros (Cl)	300
Sulfatos (SO ₄)	250
Magnesio (Mg)	250
Zinc (ZN)	125
Cobre (Cu)	15
Fluoruros (Fl)	3
Fierro (Fe)	1.50
Manganeso (Mn)	0.30
Arsénico (As)	0.05
Selenio (Se)	0.05
Cromo (Cr)	0.05
Compuestos fenólicos, (Fenol)	0.001

CARACTERISTICAS BIOLÓGICAS	NUMERO MAXIMO PERMISIBLE
ORGANISMOS DE LOS GRUPOS - COLI Y COLIFORMES.	20
COLONIAS BACTERIANAS POR - CENTIMETRO CUBICO DE MUESTRA.	200

Debido a la gran demanda de agua potable en el país y a la escases que presenta este líquido en muchas regiones, esta es ingerida sin cumplir con todos los requisitos anteriores.

El índice que en muchas regiones de México se encuentra sobrepasando el límite máximo permisible, es el de sólidos totales disueltos. Este, en ocasiones, es aceptado en cantidades mayores a 1,000 ppm., siendo su límite la tolerancia del consumidor. Generalmente no sobrepasa a las 2,000 ppm. El ingerir agua con más de 1,000 ppm., normalmente no causa problemas de salud siempre y cuando no se encuentren, en exceso, algunos elementos críticos como los que se mencionan a continuación:

Arsénico, Selenio y Cromo.- No es común encontrarlos en el agua, pero su presencia en cantidades pequeñas es tóxica, por lo cual el agua potable, no debe tener concentraciones mayores de 0.05 ppm.

Zinc, Cobre, Hierro y Manganeso.- El cuerpo, puede llegar a tolerar, cantidades un poco mayores a las establecidas como requisito, no es común su presencia en el agua.

Sulfatos.- Concentraciones altas de este compuesto, actúan como laxante. - En combinación con otros elementos, da lugar a un sabor desagradable.

Fluoruros.- El ingerir agua que contenga este elemento en exceso, produce decaimiento de la dentadura, el cual dependerá de la concentración, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consume y la susceptibilidad de cada individuo.

Nitratos.- Proviene de la descomposición de materia orgánica. Concentraciones altas de este compuesto es causa de enfermedades hílicas mortales, como la metamoglobinemia en los niños.

La presencia de concentraciones relativamente altas de sodio, cloro, magnesio, calcio, carbonatos y bicarbonatos, no representan gran peligro, ya que pueden ser eliminadas por el organismo.

6.2 AGUA PARA RIEGO

Para conocer la calidad del agua para riego, se ha optado por utilizar la clasificación de Wilcox (1948) en la cual, por medio de la conductividad eléctrica (CE) y la relación de adsorción de sodio (RAS), se obtiene la clase de agua para riego.

La conductividad eléctrica es igual al recíproco de la resistividad y proporcional a la concentración de sólidos totales disueltos. Normalmente, esta se expresa en micromhos por centímetro (mmhos-cm).

La relación de adsorción de sodio, se obtiene por medio de la fórmula siguiente:

$$RAS = \frac{Na^{+}}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}}$$

Donde las concentraciones de Na^{+} , Ca^{++} y Mg^{++} están dadas en equivalentes por litro. Con esta relación se obtiene el peligro que entraña el uso del-

CLASIFICACION DE AGUAS PARA RIEGO

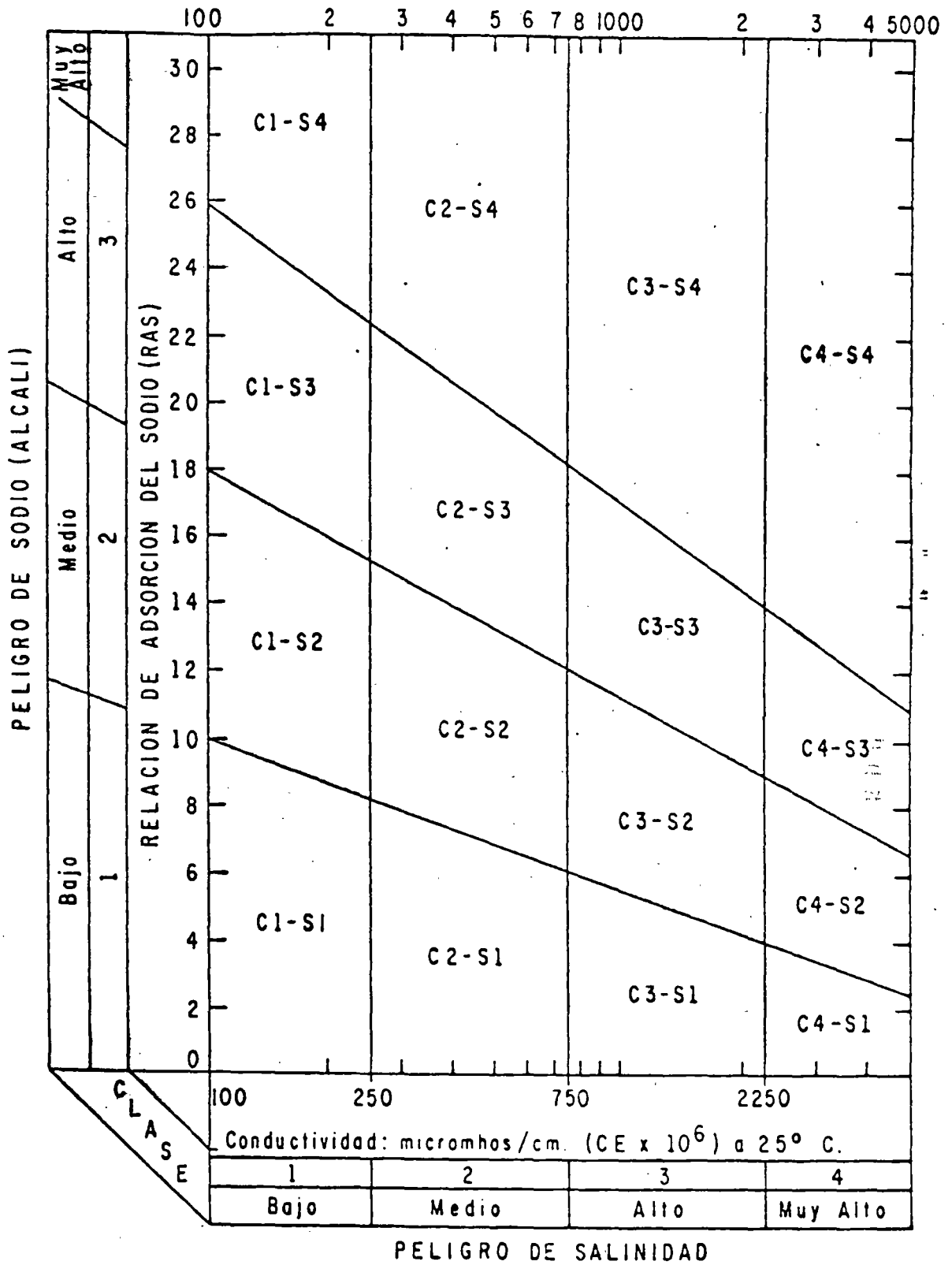


FIGURA 6.1.

47

agua para riego, el cual, como puede apreciarse en la formula, queda, supe-
ditado a las concentraciones absoluta y relativa de los principales catio-
nes.

Los valores de CE y RAS, son graficados en el nomograma de clasificación -
(Fig.6.1)obteniéndose de esta manera, la clase de agua para riego, la cual
está definida por los parámetros, C y S y subíndices en cada uno de ellos.
El significado de las diferentes clases, así como algunas recomendaciones-
para el uso del agua en riego, se comentan a continuación:

C1 BAJA SALINIDAD.- Puede usarse para riego en la mayoría de los suelos y-
para casi todas las plantas, con pocas probabilidades de que aumente la
salinidad.

C2 SALINIDAD MEDIA.- Puede usarse, si se hacen lavados moderados. Se pue--
den sembrar plantas moderadamente tolerantes a las sales en la mayoría-
de los casos, sin efectuar prácticas especiales para el control de la -
salinidad.

C3 ALTAMENTE SALINA.- No puede usarse en suelos de drenaje deficiente. Aún
con drenaje adecuado, se requiere un manejo especial para el control de
la salinidad, además de seleccionar plantas que sean bastante tolerán--
tes a las sales.

C4 MUY ALTAMENTE SALINA.- No es apropiada para riego bajo condiciones ordi
narias aunque puede usarse, en ocasiones, bajo circunstancias muy espe-
ciales. Los suelos deben ser permeables, el drenaje adecuado; el agua -
para riego debe aplicarse en exeso con el fin de llevar a cabo un lava-
do fuerte. Las plantas que se seleccionen deberán ser muy tolerantes a
las sales.

S1 CON POCO SODIO.- Puede usarse para riego en casi todos los suelos, con
poco peligro de que el sodio intercambiable llegue a niveles perjudicia
les. Sin embargo, las plantas sensitivas al sodio como algunos frutales
(fruto con hueso) y aguacate, pueden acumular concentraciones dañinas -
de sodio.

S2 CON CONTENIDO MEDIO.- Será peligrosa en suelos de textura fina y en - -
aquellos que contengan una alta capacidad de intercambio de cationes, -
especialmente bajo condiciones de lavados leves, a menos que haya yeso-
en el suelo. Esta agua puede usarse en suelos orgánicos o de textura -
gruesa con buena permeabilidad.

S3 CON ALTO CONTENIDO.- Conducirá a niveles peligrosos de sodio intercam-
biable en la mayoría de los suelos por lo cual se requerirá de un mane-
jo especial, buen drenaje, lavados fuertes y adiciones de materia orgá-
nica. Los suelos yesíferos no desarrollarán niveles perjudiciales de so-
dio intercambiable. Los mejoradores químicos deberán usarse, para el -

reemplazo de sodio intercambiable, excepto en el caso de que no sea factible el uso de mejoradores en aguas de muy alta salinidad.

S4 CON MUY ALTO CONTENIDO.- Generalmente no es apropiada para el riego, - excepto en casos de baja y quizá media salinidad, donde la solución del calcio del suelo o el empleo de yeso u otros mejoradores, hagan factible el uso de esta agua.

La conductividad eléctrica puede tomarse como un índice en la selección de cultivos, en la tabla siguiente se presenta la tolerancia relativa de los cultivos a las sales.

TABLA 6.2. TOLERANCIA DE CULTIVOS A LAS SALES
FRUTALES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
Palma : dátiles	Granada Higuera Olivo Vid Melón	Peral Manzano Naranja Toronja Ciruela Almendro Chabacano Durazno Fresa Limonero Aguacate

HORTALIZAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12 *$ Betabel Bretón o col - rosada. Espárragos Espinacas	$CE_e \times 10^3 = 10$ Jitomate Brócoli Col Chile dulce Coliflor Lechuga Maíz dulce	$CE_e \times 10^3 = 4$ Rábano Apio Ejotes

Continua

Continuación

$CE_e \times 10^3 = 10$	Papas Zanahoria Cebolla Chicharos Calabaza Pepinos $CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 3$
-------------------------	---	------------------------

PLANTAS FORRAJERAS

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 18$	$CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 4$
Zacate alcalino de coquito Zacate Bermuda Zacate Rhodes	Trébol blanco Trébol amarillo Zacate inglés perenne Zacate Sudán Trébol Huban Alfalfa (California común)	Trébol blanco holandés Trébol Alsike Trébol rojo Trébol ladino Pinpinela

El boro en pequeñas concentraciones, es esencial para el desarrollo normal de las plantas y, la falta de este elemento, o su presencia en concentraciones altas, afecta el crecimiento de los cultivos. Dependiendo de la cantidad de boro que las plantas acepten, estas se han dividido en tres grupos:

CUANDO ACEPTAN

Cultivos sensibles	Hasta 0.67 ppm.
Cultivos semitolerantes	Entre 0.67 y 1.00 ppm
Cultivos tolerantes	Entre 1.00 y 3.75 ppm

A continuación se muestran algunos cultivos haciéndose distinción entre tolerantes, semitolerantes y sensibles.*

TABLA 6.3. CULTIVOS TOLERANTES, SEMITOLERANTES Y SENSIBLES A LAS SALES.

TOLERANTES	SEMITOLERANTES	SENSIBLES
Espárragos Palma datilera Remolacha azucarera Alfalfa Gladiola Haba Cebolla. Nabo Col Lechuga Zanahoria	Girasol (nativo) Papa Algodón Jitomate Rábano Chícharos Rosa Ragged Robin Olivo Cebada Trigo Maíz Sorgo Avena Calabacita Pimiento "Bell" Camote Frijol Lima	Nuez encarcelada Nogal negro Nogal persa Ciruelo Peral Manzano Uva (Málaga y Sultaina) Higo Kadota Níspero Cereza Chabacano Durazno Naranja Aguacate Toronja Limonero

(En orden descendiente de más a menos Tolerante).

(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954)

Cebada (Para heno <i>Tri- folium</i> (pata de pájaro)). $CE_e \times 10^3 = 12$	Trigo (para heno) Avena (para heno) Grama azul Bromo suave Veza lechosa Cicer $CE_e \times 10^3 = 4$	$CE_e \times 10^3 = 2$
--	---	------------------------

CONTINUA TABLA 6.3.

CULTIVOS COMUNES

MUY TOLERANTES	MEDIANAMENTE TOLERANTES	POCO TOLERANTES
$CE_e \times 10^3 = 12$ Cebada (grano) Remolacha azucarera Colza Algodón $CE_e \times 10^3 = 10$	$CE_2 \times 10^3 = 10$ Centeno (grano) Trigo (grano) Avena (grano) Arroz Sorgo (grano) Maíz Linaza Girasol Higuierilla $CE_e \times 10^3 = 6$	$CE_e \times 10^3 = 4$ Alubias =

(De: Suelos Salinos y Sódicos, 1954) ±

* El número que sigue a la $CE_e \times 10^3$ es el valor de la conductividad eléctrica del extracto de saturación en milimhos por centímetro a 25° C asociado a una disminución en los rendimientos de 50 por ciento.

6.3. AGUA PARA ABREVADERO

El agua usada en granjas y ranchos ganaderos, normalmente debe de cumplir con los mismos requisitos que el agua potable, ya que es utilizada también para usos domésticos de los ranchos. Los animales pueden ingerir agua con una mayor concentración de sales.

A continuación se describen los límites máximos para algunos animales, según Mcke y Wolf, (1963).

TABLA 6.4. LÍMITES MAXIMOS PARA ALGUNOS ANIMALES

Aves	2,860 ppm
Cerdos	4,290 ppm
Caballos	6,430 ppm
Ganado Lechero	7,150 ppm
Ganado de carne	10,100 ppm
Borrego	12,900 ppm

6.4. AGUA PARA LA INDUSTRIA

La clase de agua requerida en la industria, depende del tipo de instalaciones utilizadas.

Una forma rápida de catalogar el tipo de agua para la industria, es conociendo su dureza. Esta normalmente se reporta en concentración de carbonato de calcio (Ca CO_3).

Cuando un agua contiene concentraciones bajas de este compuesto, se denomina "agua blanda" y al agua con concentraciones altas, "agua dura".

De acuerdo con algunos autores (Durfor y Becker, 1964), se han distinguido los siguientes rangos de dureza.

TABLA 6.5. RANGOS DE DUREZA PARA LA INDUSTRIA

Concentración en mg/l de CaCO_3	Descripción
0 - 60	Agua blanda.
61 - 120	Agua moderadamente dura.
121 - 180	Agua dura.
más de 180	Agua muy dura.

En la tabla siguiente, se muestran algunos de los límites para la industria textil y papelería, así como en derivados del petróleo y embotelladoras.

TABLA 6.5. CALIDAD DEL AGUA PARA ALGUNAS INDUSTRIAS

(En mg/l)

CONSTITUYENTE	INDUSTRIA TEXTIL	INDUSTRIA PAPELERA	DERIVADOS DEL PETROLEO	EMBOTELLADORAS
SiO ₂	- -	50	- -	- -
Fe	0.1	1.0	1.0	0.3
Mn	0.1	0.5	- -	0.05
Ca	- -	20	75	- -
Mg	- -	12	30	- -
Cu	0.01	- -	- -	- -
NH ₄	- -	- -	- -	- -
Zn	- -	- -	- -	- -
HCO ₃	- -	- -	- -	- -
SO ₄	- -	- -	- -	500
Cl	- -	200	300	500
F	- -	- -	- -	- -
NO ₃	- -	- -	- -	- -
DUREZA	25	100	350	-
pH	2.5-10.5	6-10	6-9	- -
S.T.D.	100	- -	100	- -

(En: John Hem, 1970)

REFERENCIAS

Chapingo, Escuela Nacional de Agricultura. Calidad del agua para riego, apuntes inéditos.

Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473.

Suelos Salinos y Sódicos, 1954 Manual de Agricultura No. 60 Departamento de Agricultura de los Estados Unidos de América.

Water Quality Criteria, 1972, Report of the National Technical Advisory -
Comitee to the Secretary of the Interior.

CAPITULO 7

SIGNIFICADO DE ALGUNAS PROPIEDADES FISICAS Y QUIMICAS DEL AGUA

Los elementos que pueden encontrarse en solución en el agua pueden ser muy variados. De los más comunes, a continuación se mencionan su fuente o causa de origen, así como algunas de sus principales características.

BICARBONATO (HCO_3) CARBONATO (CO_3)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la incorporación del bióxido de carbono en el agua y de la disolución de rocas carbonatadas como la caliza y la dolomita.

SIGNIFICADO.- Los carbonatos y bicarbonatos producen alcalinidad. Los carbonatos de calcio y magnesio se descomponen en calderas y aguas calientes, facilitando la incrustación y liberando bióxido de carbono corrosivo a la atmósfera. En combinación con calcio y magnesio es causa de la dureza.

BORO (B)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de suelos y rocas, en especial las de origen ígneo. El agua de zonas térmicas y especialmente aquellas que se encuentran en áreas de actividad volcánica reciente, pueden contener altas concentraciones de boro. Puede deberse en ocasiones, a contaminación por desperdicios, especialmente donde se usan detergentes que contienen boratos.

SIGNIFICADO.- Cantidades pequeñas de este elemento, es esencial para creci-

Hidrogeoquímica de las Aguas Naturales,
J. M. Lesser, 1989.

miento, y nutrición de las plantas, pero es tóxico para la mayor parte de ellas cuando se encuentra en concentraciones mayores de 1 mg/l.

CALCIO (Ca)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de casi todo tipo de suelos y rocas pero en especial de las calizas, las dolomitas y el yeso. Algunas salmueras contienen grandes cantidades de calcio.

SIGNIFICADO.- El calcio y el magnesio son los principales responsables de la dureza en el agua, la cual origina un gran consumo de jabones. Puede incrustarse en tuberías y ademes, reduciendo su eficiencia.

COLOR

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- En agua superficial, componentes orgánicos provenientes del decaimiento de la vegetación y por contaminación de desperdicios orgánicos e inorgánicos descargados a los ríos. En agua subterránea, componentes orgánicos que han pasado a través de lignita y turba.

SIGNIFICADO.- Indica la presencia de iones orgánicos o materia orgánica en el agua subterránea. Es un factor importante en la valuación de agua potable o para otros usos.

CLORURO (Cl)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial evaporitas; se presenta por contaminación de desperdicios y desagües. Antiguas salmueras, agua de mar y salmueras industriales, contienen grandes cantidades de este elemento.

SIGNIFICADO.- Grandes concentraciones de este elemento, aumenta el poder corrosivo del agua y, en combinación con sodio, da un sabor salado.

CONCENTRACION DE HIDROGENO (pH)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Los ácidos y el bióxido de carbono libre, bajan el valor del pH. Carbonatos, bicarbonatos, hidróxidos, fosfatos, silicatos y boratos, aumentan el valor del pH.

SIGNIFICADO.- Un pH igual a 7.0 indica neutralidad en una solución; valores mayores indican alcalinidad y menores, acidez. La corrosividad, generalmente aumenta al disminuir el pH. Aguas excesivamente alcalinas, pueden atacar metales.

CONDUCTIVIDAD ELECTRICA

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Depende de la cantidad de sales disueltas en el agua.

SIGNIFICADO.- Es una medida de la capacidad del agua de conducir corriente eléctrica. Varía con la concentración y grado de ionización de los constituyentes, así como con la temperatura. Se usa para estimar la cantidad de sales disueltas en el agua.

DUREZA COMO CaCO_3

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- En la mayoría de los casos, la dureza es debida a el calcio y el magnesio.

SIGNIFICADO.- Consume jabón y no produce espuma. Forma depósitos de jabón en baños. El agua dura incrusta calderas y tuberías Dureza es equivalente de dureza de carbonatos y bicarbonatos.

ESTRONCIO (Sr)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de rocas y suelos, en especial de rocas carbonatadas y rocas de origen ígneo.

SIGNIFICADO.- Las concentraciones son en general muy bajas.

FIERRO (Fe)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de suelos, rocas y de tuberías, bombas y equipos similares. Concentraciones mayores a 1 ó 2 ppm, generalmente indican drenaje de zonas mineras u otra fuente.

SIGNIFICADO.- Expuesto a la superficie, el fierro disuelto en el agua se oxida formando un sedimento rojizo. Más de 0.3 ppm, mancha lavadoras y utensilios. Elemento nocivo en el proceso de bebidas, tintes, blanqueadores, hielo, etc. Grandes concentraciones, producen un sabor desagradable y favorece el crecimiento de bacterias.

FLUORURO (F)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Se encuentra diseminado en cantidades muy pequeñas, en casi todo tipo de rocas y suelos.

33

SIGNIFICADO.- Reduce la picadura de dientes (caries) en los niños durante la época de calcificación. En excesos de este elemento, produce el decaimiento de la dentadura, el cual dependerá de la concentración de flúor, la edad del consumidor, la cantidad de agua que se consuma y la susceptibilidad de cada individuo.

FOSFATO (PO_4)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene del intemperismo de rocas ígneas y de la lixiviación de suelos que contienen desperdicios orgánicos, fertilizantes, detergentes y drenajes domésticos e industriales.

SIGNIFICADO. Concentraciones mayores a las normales, indican contaminación por desechos.

LITIO (Li)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de rocas durante el intemperismo. La escasez del litio es probablemente el responsable de las relativas bajas concentraciones en el agua.

SIGNIFICADO.- Las concentraciones de este elemento en el agua son en general muy bajas, no afectando la calidad para los diferentes usos.

MAGNESIO (Mg)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de la mayoría de los suelos y rocas pero especialmente de las dolomitas. Algunas salmueras contienen cantidades abundantes de magnesio.

SIGNIFICADO.- El magnesio y el calcio, son los principales responsables de la dureza y del agua incrustante.

MANGANESO (Mn)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de algunos suelos y rocas. Es menos común que el fierro, pero normalmente se encuentra asociado con éste y con aguas ácidas.

SIGNIFICADO.- Es el causante de la coloración café oscura o negra.

NITRÓGENO, AMONIO (NH₃), NITRITO (NO₂), NITRATO (NO₃)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Se encuentra en el agua como NH₃, NO₂, y NO₃, dependiendo del grado de oxidación. Proviene de la disolución de rocas ígneas suelos enriquecidos por legumbres y fertilizantes, establos y aguas de drenaje.

SIGNIFICADO.- Concentraciones altas de nitrógeno, indica contaminación. Los nitratos aumentan el crecimiento de algas y otros organismos que producen olor y sabor desagradable. Concentraciones mayores a 45 ppm de nitratos, causan metemoglobinemia en los niños.

POTASIO (K)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en salmueras, agua de mar y en algunos desechos industriales.

SIGNIFICADO.- Grandes concentraciones, en combinación con cloro, producen un sabor salado. Esencial en la nutrición de las plantas.

RELACION DE ADSORCION DE SODIO (RAS)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Se calcula usando las concentraciones de los iones que se indican en miliequivalentes por litro.

$$RAS = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

SIGNIFICADO.- El RAS es usado junto con la conductividad eléctrica, para determinar la calidad del agua para riego.

SELENIO (Se)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- La principal fuente de selenio son las emanaciones volcánicas y los depósitos de sulfuros que han sido acumulados por erosión e intemperismo. Se encuentra en rocas cretácicas, en especial en lutitas y suelos derivados de ellas.

SIGNIFICADO.- Es tóxico en cantidades pequeñas. Constituye un problema cuando

do se encuentra en plantas o agua para el ganado.

SILICE (SiSO₂)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Generalmente se presenta en concentraciones bajas de 1 a 30 ppm. Concentraciones hasta de 100 ppm suelen encontrarse en aguas altamente alcalinas.

SIGNIFICADO.- Produce incrustación en tuberías y calderas.

SODIO (Na)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de la mayoría de las rocas y suelos. Se encuentra también en salmueras, agua de mar, desperdicios industriales y drenajes.

SIGNIFICADO.- Grandes concentraciones en combinación con el cloro, producen un sabor salado. Cantidades fuertes comunmente limita el uso del agua para la agricultura.

SOLIDOS TOTALES DISUELTOS

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución minerales que forman los suelos y las rocas. Puede incluir constituyentes orgánicos y agua de cristalización.

SIGNIFICADO.- El valor de los sólidos totales disueltos, es una medida de todas las concentraciones que se encuentran en el agua. Es un índice importante en la determinación de los usos del agua.

SULFATOS (SO₄)

FUENTE O CAUSA DE ORIGEN.- Proviene de la disolución de rocas y suelos que contienen yesos, fierro y compuestos sulfurosos. Comunmente se presenta en aguas de drenaje de minas y en algunos desechos industriales.

SIGNIFICADO.- Concentraciones altas, actúan como laxante y en combinación con otros iones dá al agua un sabor desagradable. En agua que contiene calcio, producen incrustaciones.

56

REFERENCIAS

Drever, J.I. 1988. The Geochemistry of Natural Water, Second Edition. Prentice Hall. 437 p.

Freeze, A. and Cherry, J. 1979. Groundwater. Prentice Hall. 604 p.

Hem, John, 1971. "Study and Interpretation of The Chemical Characteristics of Natural Water". G.S.W.S.P. 1473.

CAPITULO 8

TRAZADORES DE AGUA SUBTERRANEA

8.1. RESUMEN

La técnica sobre la aplicación de trazadores en agua subterránea, se ha venido desarrollando con nuevas metodologías en los últimos 35 años. Los principales trazadores utilizados son: fluoriceinas, sales, esporas e isótopos. Las fluoriceinas son uno de los trazadores más económicos y fáciles de utilizar. Su aplicación se ha incrementado al introducir en el proceso de detección, el espectrofluorómetro y la concentración por medio de carbón activado. Las esporas, son el trazador más nuevo que existe, el cual ha probado ser de gran utilidad. Otro tipo de trazadores de agua subterránea, son los isótopos deuterio, oxígeno 18, tritio y carbono 14, cuya técnica y aplicación es cada día mayor.

8.2. INTRODUCCION

En determinadas ocasiones es de esencial importancia el conocer con exactitud si existe conexión entre dos puntos de un acuífero. Para ello se han llevado a cabo, desde el siglo pasado, experimentos consistentes en mezclar, en el agua de un aprovechamiento subterráneo localizado aguas arriba, una sal o un tinte, el cual puede ser reconocido en otro aprovechamiento localizado a cierta distancia aguas abajo, determinando así, la posible conexión entre dichos puntos. A esta técnica se le conoce como trazadores de agua subterránea.

Este método, se ha aplicado principalmente en rocas fracturadas, donde el tiempo de tránsito es corto, y en distancias hasta de 40 km (Zotl, 1970). En menor proporción, se ha llevado a cabo en medios granulares, ya que por una parte la velocidad de flujo es relativamente pequeña y por otra, la arcilla produce absorción e intercambio iónico, por lo cual la aplicación en este medio debe ser en distancias cortas.

Los puntos de inyección más comunes, son ríos subterráneos localizados dentro de cavernas y los principales puntos de muestreo son manantiales. Con algunas limitaciones los puntos de inyección y muestreo de trazadores pueden ser también pozos, norias, galerías filtrantes, drenes, lagos y presas. En algunas ocasiones, se ha utilizado esta técnica para determinar si el agua de manantiales, ríos o drenes, corresponden a filtraciones de una presa o lago.

Un buen trazador, debe reunir las características siguientes: Debe ser no tóxico; soluble en agua, identificable en pequeñas concentraciones; re-

sistente a cambios químicos; tener poca o nula capacidad de intercambio iónico; no ser absorbido o retenido por suelo o rocas; su determinación debe ser mediante análisis sencillos y su aplicación económica. Los principales trazadores son fluoresceínas, sales esporas e isótopos.

8.3 FLUORESCEINAS

Son sustancias que tienen la propiedad de emitir luz fluorescente. La longitud de onda de esta luz, varía de una sustancia a otra, propiedad que se utiliza para identificarlas. Las sustancias más comúnmente utilizadas como trazadores son: Uranina, Eosina, Aminorhodamina G extra, Rhodamina FB y Tinopal CBS-X.

A continuación se describen las características de cada una de estas sustancias.

- a) URANINA.- es la de mayor aplicación. Consiste en una fluoresceína de sodio que presenta un color naranja en soluciones concentradas (más de 1 ppm), que cambia de verde-amarillento al ser diluída.

La intensidad de fluorescencia depende del pH. En la fig.8.1., se muestra la relación entre el pH y la intensidad de fluorescencia de la uranina. En aguas muy ácidas, pierde su fluorescencia pero este proceso es reversible, pudiendo recobrarla al añadir un compuesto básico, como KOH ó NH₃. Esta propiedad puede utilizarse para identificar el trazador.

El poder de la uranina, puede disminuir por medio de procesos fotoquímicos como la luz ultravioleta, por agentes oxidantes como el cloro y el ozono y en algunos casos por procesos biológicos.

Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Antiguamente se utilizaban lámparas de luz ultravioleta para identificarla cuando se encontraba en concentraciones bajas. Actualmente las concentraciones entre 1×10^{-2} y 2×10^{-6} ppm son medidas con espectrofluorómetro.

La intensidad máxima de fluorescencia se detecta a una longitud de onda de 515×10^{-9} m. A mayor o menor longitud de onda la intensidad disminuye en forma simétrica (Fig. 8.2) y la forma de la curva distingue a la uranina de otra fluoresceína. Para concentraciones menores a 2×10^{-6} ppm, se utiliza carbón activado (V.B. WHITE, 1967, F. BAVER, 1972) el cual se coloca en el agua durante un tiempo que varía de un día a semanas, donde la urani

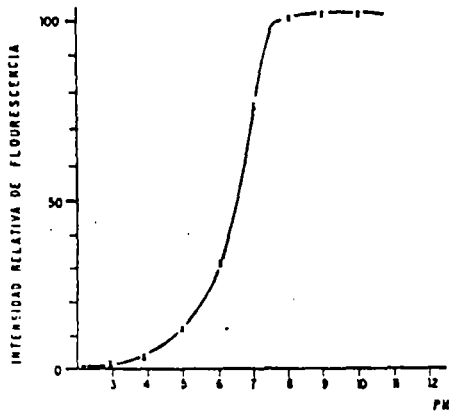


FIGURA 8.1.

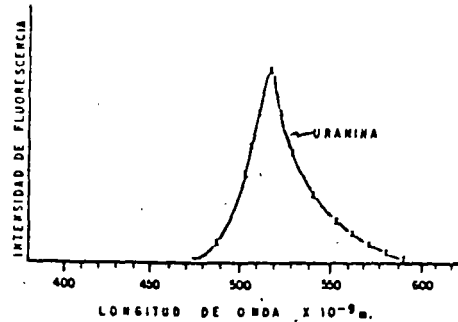


FIGURA 8.2.

na es absorbida y concentrada de 50 a 500 veces por el carbón y su concentración medida posteriormente.

Para extraer la uranina del carbón, se le agrega a éste algunas gotas de una de las siguientes preparaciones:

Una parte de alcohol etílico al 95% y una parte de hidróxido de potasio diluido al 15% en agua destilada.

Ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF), dos partes de agua destilada y una gota de NH_3 .

Por último, la uranina es resistente a la absorción por arcillas y su uso no es tóxico para el hombre o animales.

- b) EOSINA.- Presenta una fluorescencia naranja-rosa, cuya máxima intensidad se detecta a una longitud de onda de 535×10^{-9} m.

Cuando se presentan valores mayores de 0.01 ppm es visible al ojo humano. Entre 0.01 y 50×10^{-6} ppm, puede detectarse con espectrofluorómetro. Concentraciones menores se concentran con carbón activado del cual puede extraerse añadiendo una sustancia compuesta por ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Al utilizarse junto con rhodamina FB o uranina, se producen interferencias por lo que su aplicación conjunta es limitada.

- c) AMINOHODAMINA G EXTRA.- Conocida anteriormente como sulforhodamina G extra, presenta una fluorescencia naranja-rosa en soluciones concentradas, que cambia a verde al ser diluida. Su mayor intensidad se presenta a una longitud de onda de 554×10^{-9} m.- Es visible en concentraciones mayores de 0.01 ppm y con espectrofluorómetro pueden detectarse hasta 6×10^{-3} ppm. Valores menores pueden concentrarse por medio de carbón activado, del cual puede ser extraída la fluoresceína, por medio de una solución de ocho partes de N-N Dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

Esta fluoresceína presenta inconvenientes, ya que es difícil de disolver y fácilmente absorbida por arcillas. En presencia de urnina, rhodamina FB o eosina, se producen interferencias.

d) RHODAMINA FB.- Presenta un color púrpura y fluorescencia roja. Su mayor intensidad se detecta a una longitud de onda de 578×10^{-9} m. Es visible al ojo humano en concentraciones mayores de 0.01 ppm. Con espectrofluorómetro se detectan hasta 10×10^{-3} ppm. Valores menores pueden ser concentrados por medio de carbón activado del cual se extrae por medio de una de las soluciones siguientes:

- a) Cinco partes de propanol y 5 partes de hidróxido de amonio.
- b) Ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada.

La rhodamina FB, presenta interferencias al combinarse con urnina, eosina o aminorhodamina G extra. Es tóxica cuando se inhala en soluciones concentradas. Por otra parte, en presencia de arcillas es altamente absorbida.

e) TINOPAL CBS-X.- Presenta un color verde con fluorescencia azul. Su mayor intensidad se determina a una longitud de onda de 430×10^{-9} m. Es visible sólomente en concentraciones mayores de 1 ppm. Con espectrofluorómetro se pueden detectar hasta 440×10^{-3} ppm. Valores menores son concentrados por medio de carbón activado del cual la fluoresceína puede extraerse agregando unas gotas de una solución que contenga ocho partes de N-N dimetilformadín (DMF) y dos de agua destilada. Este producto, es absorbido por arcillas.

f) EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE FLUORESCEINA.- Con el propósito de ilustrar su aplicación, a continuación se presentan los resultados obtenidos en un experimento llevado a cabo en una región cárstica.

Se propuso conocer la conexión entre el agua de un río que se infiltraba dentro de una dolina y dos manantiales situados a 5 kilómetros de la primera. Para ello, se inyectaron 3 kg de urnina en el agua de la dolina y se obtuvieron muestras de agua cada dos horas en los manantiales "H" y "S".

En el manantial "S", no se detectó urnina, por lo que se concluye que este no tiene conexión con la zona de recarga donde se inyectó el trazador.

En el manantial "H", se empezó a detectar urnina 56 horas des-

pués de la inyección, y la concentración del trazador fue aumentando hasta llegar a 32 mg/m³, según se muestra en la Figura 8.3.

Otro ejemplo ilustrativo de la aplicación de trazadores, ahora en acuíferos granulares someros es el siguiente:

En un valle aluvial que presenta un acuífero freático a 3 m de profundidad, se perforaron 9 pozos a 3" de diámetro y 5 m de profundidad, distribuidos en la forma como se ilustra en la Figura No. 8.4.

En el pozo central, se inyectó uranina y se obtuvieron muestras de agua en el resto de los pozos, cada 20 minutos.

Después de 3 horas 20 minutos de la inyección, se detectó uranina sólo en los Pozos 4 y 5, de donde se puede obtener que el agua subterránea fluye en dirección sureste, a una velocidad de 1.5 m/hr.

Este método es utilizado en zonas sin información y su aplicación queda limitada por la profundidad a que se encuentre el nivel estático, ya que mientras mayor es ésta, mayor es el costo de los pozos de muestreo e inyección.

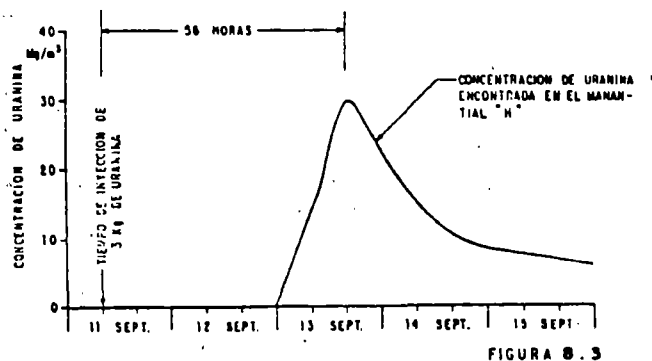


FIGURA 8.3

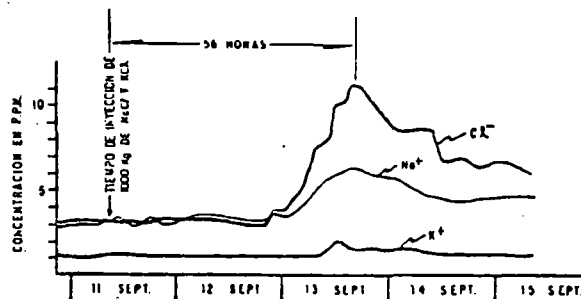


FIGURA 8.5

8.4. SALES

Las sales son el trazador artificial de agua subterránea más antiguo que se conoce se haya aplicado con éxito. Los productos utilizados más comunes son, sal de cloruro de sodio y sal de cloruro de potasio.

La sal es disuelta en agua y posteriormente incorporada al acuífero. Una de las desventajas que presenta este método, es que requiere que en la zona de inyección el caudal de agua que entre al acuífero sea grande. Por otra parte se necesita una gran cantidad de sal en cada experimento.

En zonas cársticas, para distancias entre 3 y 5 Km se requiere inyectar un mínimo de 200 Kg de sal (Zotl, 1975). La cantidad más grande que se ha llevado a efectuar en un experimento de trazadores, fue de 50 toneladas de NaCl , (W. Kass. en H. Batsche et. al., 1970), donde después de 4 días, se encontró en uno de los manantiales de observación un incremento de cloruros de solo 39 ppm.

Los grandes volúmenes de trazador requeridos mediante este método, hacen que su uso sea limitado. La ventaja consiste en que pueden efectuarse determinaciones cuantitativas.

- a) EJEMPLO SOBRE LA APLICACION DE SALES.- Durante los trabajos realizados para conocer la posible conexión entre el agua de un río que se infiltraba en una dolina y dos manantiales localizados a 5 kilómetros de ésta, como se mencionó en párrafos anteriores, se inyectaron 50 Kg de cloruro de sodio y 400 Kg de cloruro de potasio.

Posteriormente se obtuvieron muestras de agua con intervalos de dos horas cada una, tanto en el manantial "H" como en el "S", las cuales se analizaron químicamente determinándose el contenido de cloruros, sodio y potasio.

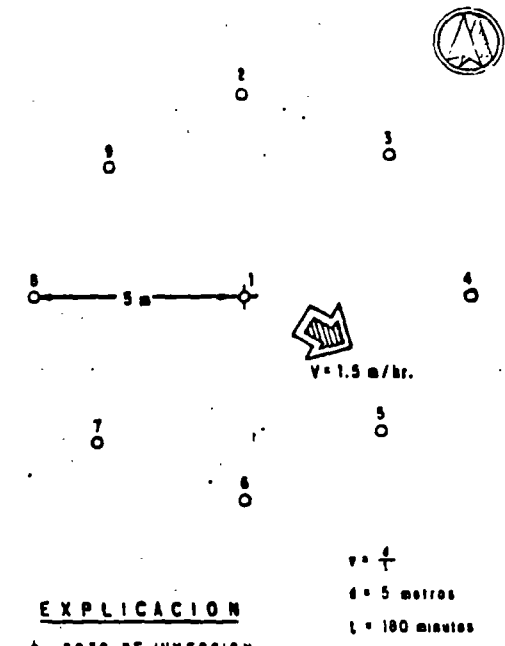
Al igual que en los resultados obtenidos para la fluoresceína (párrafos anteriores), en el manantial "S", no se detectó incremento alguno en su contenido salino, por lo cual se concluyó que este manantial no tiene conexión con el agua de infiltración de la dolina.

Por lo que se refiere al manantial "H", los resultados de los análisis se graficaron en la Figura 8.5., donde se observa que 56 horas después de la inyección de las sales, se detectó un incremento en los iones determinados, ratificando la comunicación entre la dolina y el manantial.

Considerando el tiempo que tardó en aparecer el trazador en el manantial y la distancia entre éste y la dolina, se obtuvo la velocidad de flujo del agua de este acuífero.

Por otra parte, con estos resultados y los de los análisis químicos y volúmenes aforados, es factible determinar el volumen mínimo de agua almacenado, así como el conocer en que proporción el-

agua del manantial, proviene de la que se infiltra en la dolina.



EXPLICACION
 ◆ POZO DE INYECCION
 ○ POZOS DE MUESTREO
 ↗ DIRECCION Y VELOCIDAD DEL FLUJO DEL AGUA SUBTERRANEA OBTENIDO POR MEDIO DE TRAZADORES

FIGURA 8.4.

8.5. ESPORAS.

Las esporas utilizadas como trazadores corresponden al tipo *Lycopodium Clavatum*. Tiene un diámetro de 30-55 micras y un color amarillo pálido (1 micra = 10^{-4} cm).

Su forma es similar a la de un triángulo isósceles con lados convexos. Sus orillas forman cadenas de semicírculos cóncavos (Figura 8.6.). Están cubiertas por una fina membrana insoluble por lo que al ser incorporadas al agua son transportadas en suspensión. No se sedimentan y tienen la propiedad de no ser absorbidas o intercambiadas con el suelo o rocas.

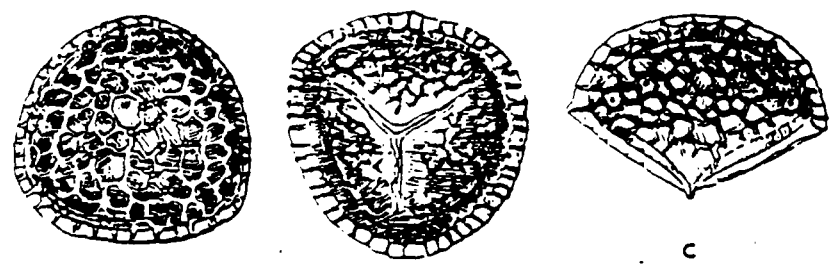


FIGURA 8.6.

En el año de 1953, A. Mayr, trató de emplear las esporas como trazador debido a las propiedades que presentan pero su identificación resultó problemática. J. Zotl y V. Maurin, idearon teñir las esporas de diferentes colores para facilitar su identificación lo cual resultó exitoso. De esta manera pueden mezclarse en agua, esporas de diferentes colores y posteriormente de tectarse en cierta zona de muestreo identificándose, por el color, con cuales sitios tiene conexión.

El muestreo de esporas se lleva a cabo instalando redes para plancton las cuales se pueden dejar por tiempo indefinido en el lugar de muestreo. Al preparar la muestra para observarla en el microscopio, se ha visto que se obtienen resultados satisfactorios, si se lleva a cabo lo siguiente:

A las muestras de campo se le agregan 3 gotas de hidróxido de potasio al 10%, 3 gotas de formol al 35% y una pizca de urea; posteriormente se calienta en baño de María por tres minutos. Se centrifuga y el sedimento se concentra en un tubo al que se le agrega una gota de ácido etílico. Se coloca una pequeña parte de la preparación en una lámina delgada para su análisis al microscopio.

REFERENCIAS

- Davis, S.N., D.J. Cambell, H.W. Bentley and T.J. Flynn. 1985. Ground Water Tracers. National Water Well Association.
- Dechant, M., 1967 "Die Färbung der Lycopodiumspores" Steir Beitr. Z. Hydrogeologie, 18/19, 241-247.
- Dechant M., 1977, "The Dyeing of Lycopodium-Spores" Notes of The Ground Water Tracing Techniques Course" Graz, Austria.
- Gospodaric, R., and P. Habic. 1976. Underground Water Tracing. Yugoslav Committee for Inter.
- White, W. B., 1967, "Modifications of Fluorescein Dye Ground Water Tracing Techniques". Steir. Beitr. Z. Hydrogeologie, 18/19 151-158.
- Wittwer R., Waser H. and Matthe, B., 1971, Essai de Fixation de la Sulforhodamine B et de la Sulforhodamine G. Extra sur Charbon Actif". Act 4e Congr. Suisse Speleol. Neuchtel 1971, 78-83.
- Zotl J. G., 1965, "Karst Hydrological investigations for the Construction of the Diessbach Reservoir".

CAPITULO 9

ISOTOPOS AMBIENTALES

EN LA GEOHIDROLOGIA

9.1. DEFINICION Y ORIGEN

El nombre de isótopo se utiliza para distinguir a los átomos que tienen iguales propiedades físicas y químicas pero diferente masa. Las propiedades químicas de un átomo están definidas por el número atómico del elemento o sea el número de protones. En el núcleo de los átomos se encuentran, además de los protones, los neutrones; el total de neutrones y protones en el núcleo se conoce como número de masa. Al variar el número de neutrones en un núcleo, se alterará su masa pero su carga seguirá siendo igual y por consiguiente sus propiedades químicas no se alterarán. Los átomos con igual número de protones que el elemento original y diferente número de neutrones, son conocidos como isótopos.

En otras palabras, los isótopos son átomos caracterizados por tener un mayor número de neutrones que el elemento original. Así, por ejemplo, el elemento hidrógeno (^1H) en su forma natural tiene un protón y un electrón; cuando además de lo anterior llega a presentar un neutrón, se convierte en un isótopo del hidrógeno denominado deuterio (^2H). Cuando presenta dos neutrones dentro el núcleo, forma otro isótopo (^3H) conocido con el nombre de tritio. Otro ejemplo lo constituye el oxígeno, el cual tiene una masa de 16; cuando llega a incluir dos neutrones más dentro de su núcleo, da origen al isótopo denominado "oxígeno 18".

Los isótopos son conocidos también como elementos pesados, ya que tienen un peso mayor que el elemento "normal".

Los isótopos se forman por la interacción de los rayos cósmicos con la atmósfera y pueden provenir de la mayor parte de los elementos. Los de mayor aplicación en geohidrología son el deuterio (^2H), el oxígeno 18 (^{18}O), el tritio (^3H), el carbono 14 (^{14}C) y las relaciones carbono 12/13 y azufre 32/34.

Los tres primeros son los de mayor importancia en geohidrología ya que forman parte de la molécula del agua.

Se encuentran en diferentes combinaciones de las cuales tres son las más comunes, y de mayor interés para los estudios geohidrológicos, que corresponden a: H_2O , H_2^{18}O y H_2^3H .

Al deuterio y al oxígeno 18, se les denomina isótopos estables; por lo que respecta al tritio, éste es radioactivo y se utiliza para determinar la edad del agua a partir del momento en que fue recargada al subsuelo.

Las relaciones carbono 12/13 y azufre 32/34, son utilizadas para conocer el origen del elemento en el agua, el cual puede provenir de la disolución de sales o de la descomposición de materia orgánica.

Los isótopos del hidrógeno tienen diferente peso atómico que el hidrógeno "Normal"; la molécula de agua que forman refleja esta diferencia; por ejemplo, la denominada agua pesada consiste en una molécula de agua que incluye al isótopo deuterio y presenta una masa de 20, comparada con el agua "normal" cuya masa es de 18. Esto, es una de las causas que ocasiona la variación de concentraciones isotópicas en el agua, bajo diferentes condiciones, como se verá más adelante.

En la Tabla No. 9.1. se presenta los isótopos más comunes. En el agua de mar el contenido isotópico es bastante uniforme, lo cual permite usarlo como patrón mundial de referencia (SMOW, Standar Mean Ocean Water), y con respecto a él y de manera arbitraria, se expresan los contenidos isotópicos del oxígeno 18 y del deuterio.

TABLA 9.1. ISOTOPOS

NOMBRE	SIMBOLO	VIDA MEDIA AÑOS	RANGO DE EDAD [±] DETECTABLE
<u>MAS COMUNES</u>			
DEUTERIO	D	12.4	0 - 50 años
TRITIO	T		
OXIGENO 18	¹⁸ O		
AZUFRE 34	³⁴ S	5730	500 - 40,000 años
CARBONO 13	¹³ C		
CARBONO 14	¹⁴ C		
NITROGENO 15	¹⁵ N		
<u>MENOS COMUNES</u>			
CLORO 37	³⁷ Cl	103	50 - 100 años
ESTRONCIO 86	⁸⁶ Sr		
BORO 10	¹⁰ B	269	100 - 1,000 años
SILICIO 32	³² Si		
ARGON 39	³⁹ Ar		
KRYPTON 85	⁸⁵ Kr		3 - 30 años

Los valores típicos para el agua dentro del ciclo hidrológico varían desde 0, tanto para el deuterio como para el oxígeno 18, en el agua de mar, hasta valores del orden de -400‰ de deuterio y de -40‰ de oxígeno 18.

9.2 UNIDADES Y METODO DE ANALISIS

Las unidades comunmente utilizadas para expresar la concentración de deuterio y de oxígeno 18, se denominan δ y son una relación de la concentración isotópica de la muestra de agua, respecto a la concentración del agua de mar, conocida como (Standar Mean Ocean Water). Se expresa en partes por mil.

$$\delta_D = \frac{H^2/H^1 \text{ Muestra} - H^2/H^1 \text{ SMOW}}{H^2/H^1 \text{ SMOW}} \times 1000$$

$$\delta_{18O} = \frac{O^{18}/O^{16} \text{ MUESTRA} - O^{18}/O^{16} \text{ SMOW}}{O^{18}/O^{16} \text{ SMOW}} \times 1000$$

Las concentraciones de estos elementos son medidas por medio de espectrómetro de masas. Los niveles de precisión son de 0.2‰ para el oxígeno 18 y de ± 2‰ para el deuterio (University of Waterloo, 1987).

La complejidad de la determinación hace que los costos por análisis sean elevados y que no se acostumbre realizarlos en forma rutinaria.

La determinación de estos análisis se efectúa mediante espectrómetros de masas, que en su mayoría están basados en el principio del espectrómetro de Nier.

El método de trabajo en la determinación de deuterio y oxígeno 18, es tratado por A. Cortés, 1986 y los principales aspectos del funcionamiento de un espectrómetro se comentan a continuación:

Un espectrómetro de masas es un aparato diseñado para separar moléculas de acuerdo a su relación masa-carga en base a su movimiento a través de campos eléctricos y/o magnéticos. Esencialmente, un espectrofotómetro de masas opera de acuerdo a los principios básicos de: Admisión del gas y formación de iones; aceleración y colimación de iones y; analizador magnético.

9.3. RECTA METEORICA MUNDIAL Y LOCAL

El contenido isotópico del agua de lluvia variará de acuerdo a ciertos factores, como son la altitud de precipitación, la presión barométrica ambiental, la temperatura, la latitud, época del año, etc., sin embargo, existe una re-

lación constante entre el deuterio y el oxígeno 18, tanto en tiempo como en espacio, la cual ha sido estudiada por el Organismo Internacional de Energía-Atómica mediante análisis en diferentes partes del mundo y durante un amplio período, obteniendo que dicha relación obedece a la ecuación $\delta D = \delta^{18}O + 10$ (Dansgaard, 1964), la cual se conoce como la "línea meteórica mundial". La referencia general para la mayor parte de los trabajos es la "línea meteórica mundial", sin embargo, para cada sitio, ésta puede presentar cierta variación y denominarse "línea meteórica local", la cual es paralela a la línea mundial y generalmente con variaciones ligeras.

4. PROCESOS QUE MODIFICAN LA COMPOSICION ISOTOPICA DEL AGUA SUBTERRANEA

Los procesos que modifican el contenido isotópico del agua y que son conocidos como fraccionamiento isotópico, son principalmente la evaporación y la condensación.

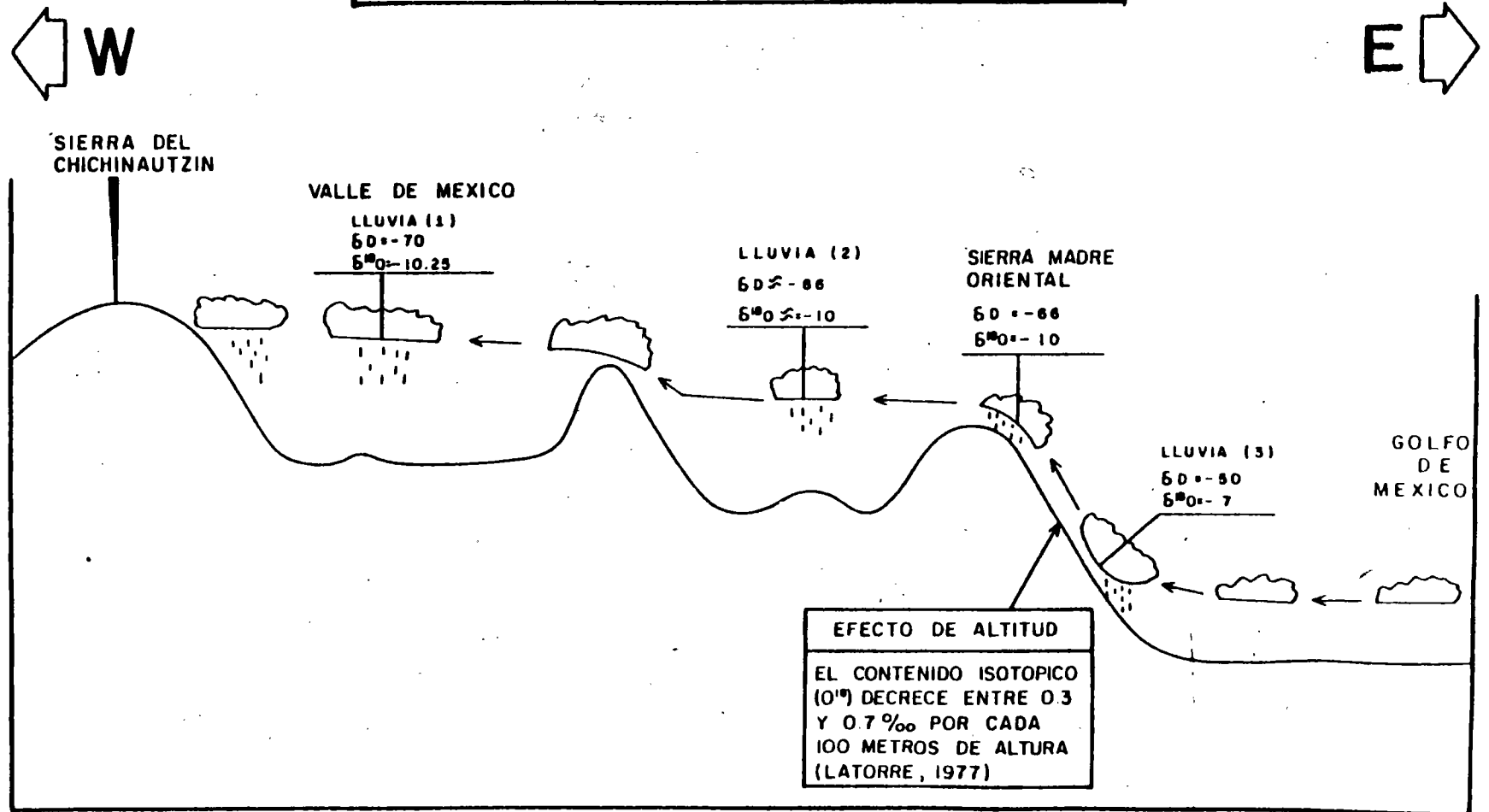
El deuterio y el oxígeno 18 de la atmósfera pasan a formar parte de la molécula del agua que se precipita en forma de lluvia, donde presenta una concentración isotópica característica. La mayor parte de las masas que forman las nubes provienen de los océanos y son transportadas hacia los continentes, modificando en su trayecto su concentración.

En forma general, el vapor formado en el océano presenta una concentración de oxígeno 18 de alrededor de -13‰ al ser transportadas hacia el continente las precipitaciones cercanas a la línea de costa llegan a tener valores de aproximadamente -3‰ debido a que en el proceso de condensación, la mayor concentración isotópica forma el agua de lluvia, en relación con la que se queda en la humedad de la atmósfera. Las nubes continúan su movimiento tierra adentro con alrededor de -15‰ de oxígeno 18 o sea empobrecidas.

En el ciclo hidrológico de los acuíferos del Valle de México, las principales masas nubosas que originan las precipitaciones provienen del Golfo de México, las cuales (Figura 9.1.) tienen en la zona costera un contenido isotópico de alrededor de -7‰ de oxígeno 18 y -50‰ de deuterio (Lesser, 1980). Los vientos predominantes transportan las masas nubosas tierra adentro, donde chocan y se elevan en el frente de la Sierra Madre Oriental; en esta porción, su contenido isotópico disminuye y las precipitaciones en la parte alta llegan a tener valores del orden de -10‰ de oxígeno 18 y -66‰ de deuterio. Las nubes que continúan hacia el Valle de México presentan, a la altura de Pachuca, valores que podrían ser del orden de -10‰ de oxígeno 18 y alrededor de -66‰ de deuterio, para posteriormente originar precipitaciones en las que se han detectado -10.25‰ de oxígeno 18 y -70‰ de deuterio, (Cortés y Farvolden, 1988).

En la Figura 9.2. se muestra la distribución del deuterio y el oxígeno 18 para el agua de lluvia en Norteamérica.

CROQUIS ILUSTRATIVO DEL COMPORTAMIENTO ISOTOPICO DE LA LLUVIA DEL GOLFO DE MEXICO AL VALLE DE MEXICO



- (1) CORTES Y FARVOLDEN, 1988
- (2) VALORES INFERIDOS DE ACUERDO A DATOS DE AGUA SUBTERRANEA EN PACHUCA Y PUEBLA (LESSER, 1987)
- (3) VALORES INFERIDOS DE ACUERDO A DATOS DE AGUA SUBTERRANEA EN VERACRUZ (LESSER 1980)

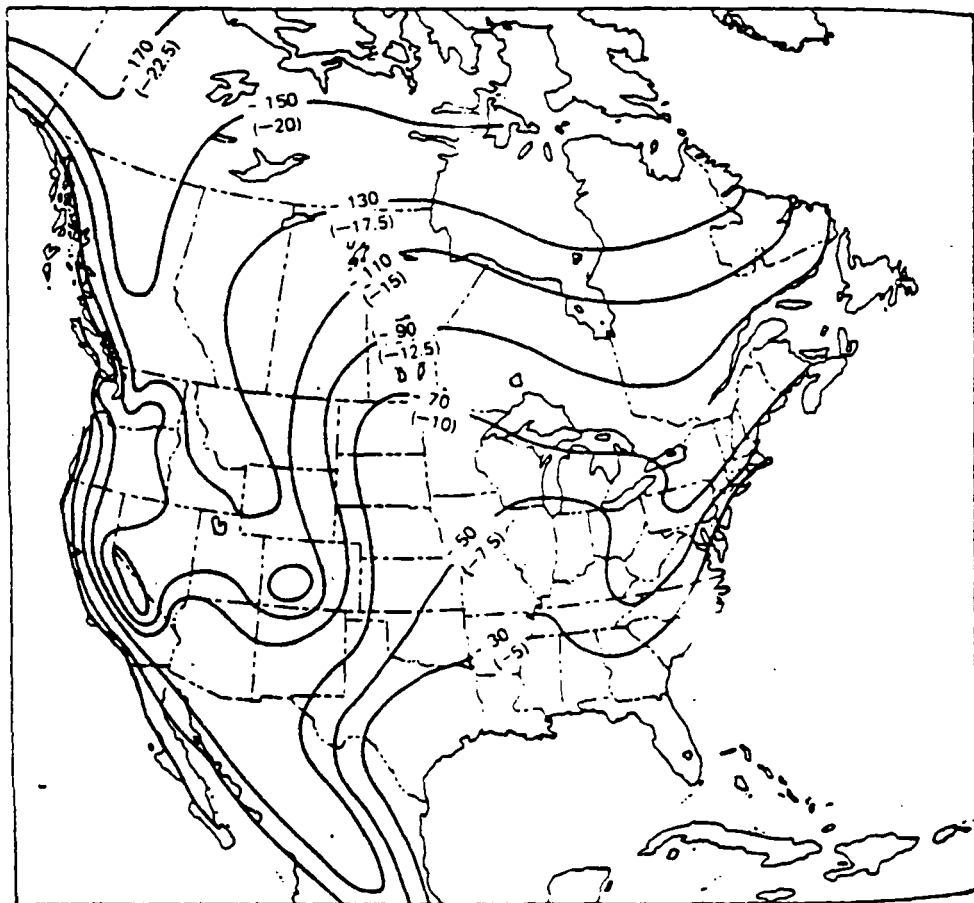


FIGURA 9.2. DISTRIBUCION DEL DEUTERIO Y OXIGENO 18 EN AGUA PLUVIAL PARA NORTEAMERICA.
(DE: DREVER, 1988)

En el proceso mencionado, se presentan dos efectos. Primero el efecto continental, o sea la variación que presentan las lluvias de una zona húmeda en el océano hacia zonas de menor humedad conforme se internan en el continente, disminuyendo la concentración de los isótopos. Otro efecto es el de altitud, ya que el fraccionamiento isotópico que se produce al cambiar de altura, provoca una disminución en el contenido isotópico, la cual ha sido calculada por varios autores para diferentes sitios. Latorre 1977, indica que se han medido decrementos de 0.3 a 0.7% de oxígeno 18 por cada 100 metros de altura que se aumenten.

Otros factores que pueden llegar a modificar el contenido isotópico del agua, son la latitud y la evaporación y, en el subsuelo el intercambio con minerales, la presencia de altas temperaturas, la existencia de medios reductores y la hidratación de silicatos. En general, los contenidos isotópicos del agua del lluvia son menores en climas fríos.

El agua sujeta a procesos de evaporación va a modificar su contenido isotópico, el cual se va a incrementar, y en mayor proporción de oxígeno 18 que de deuterio (Figura 9.3.). El intercambio con los minerales formadores de rocas, afecta solamente al oxígeno 18, disminuyendo su concentración; el efecto contrario ocurre en aguas de alta temperatura, donde el intercambio con minerales llega a producir incrementos significativos solo de oxígeno 18. En medios fuertemente reductores, el gas sulfhídrico puede ser un importante componente del sistema geoquímico, de donde se pueden obtener cantidades bajas de deuterio. La hidratación de silicatos llega también a reducir el contenido de isótopos ambientales, sin embargo, de estos procesos solo la evaporación en cuerpos abiertos es común en el ciclo hidrológico.

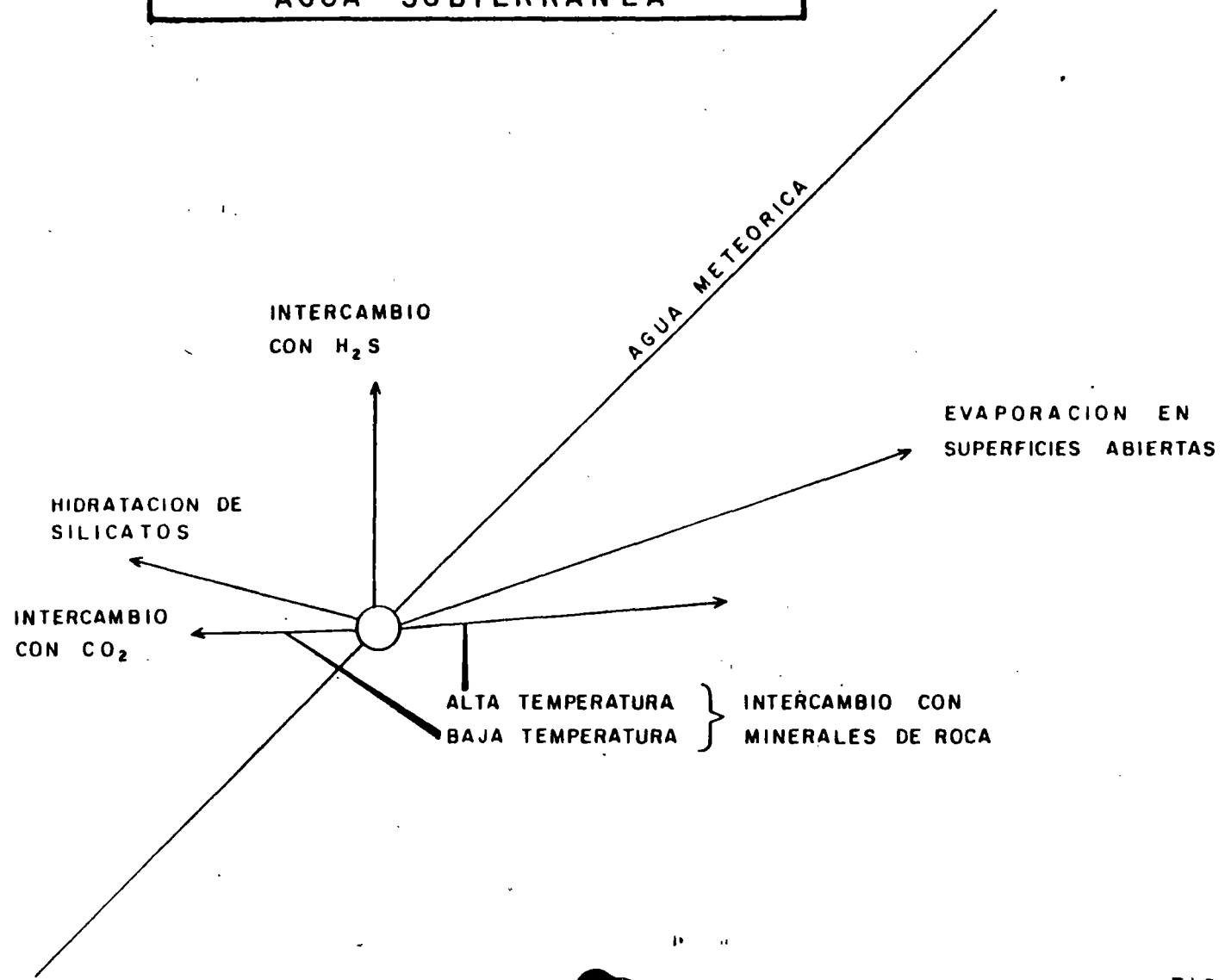
En la Figura 9.4. se muestra la relación de deuterio contra oxígeno 18 para las aguas naturales (Ferry and Polyakov, 1982), donde se marca: (1) La dirección del aumento en oxígeno 18 ocasionado por la interacción con minerales a altas temperaturas; (2) dirección del incremento isotópico por evaporación; (3) concentración del agua de mar; (4) línea meteórica mundial; (5) agua de zonas costeras; (6) agua de montañas e interior de continentes; (7) composición isotópica de nieve de altas montañas y polos; (8) nieve en el polo sur. Debido a que los elementos naturales son más ligeros que los isotópicos pesados (lo cual es una forma de expresar que los elementos ligeros tienen una mayor presión de vapor), al elevar la temperatura de un sistema y producir un cambio de estado, el sistema perderá preferente al elemento natural y se enriquecerá de isótopos. Los procesos de evaporación en el agua, repercuten directamente en el contenido isotópico de la precipitación pluvial, de acuerdo a ciertos patrones tales como variación estacional, latitud y altitud, lo cual se comenta a continuación:

9.4.1. VARIACION ESTACIONAL

Para el deuterio y el oxígeno 18 se presentan variaciones estacionales, que -

PROCESOS QUE PUEDEN MODIFICAR
LA COMPOSICION ISOTOPICA DEL
AGUA SUBTERRANEA

$\delta D \text{‰}$



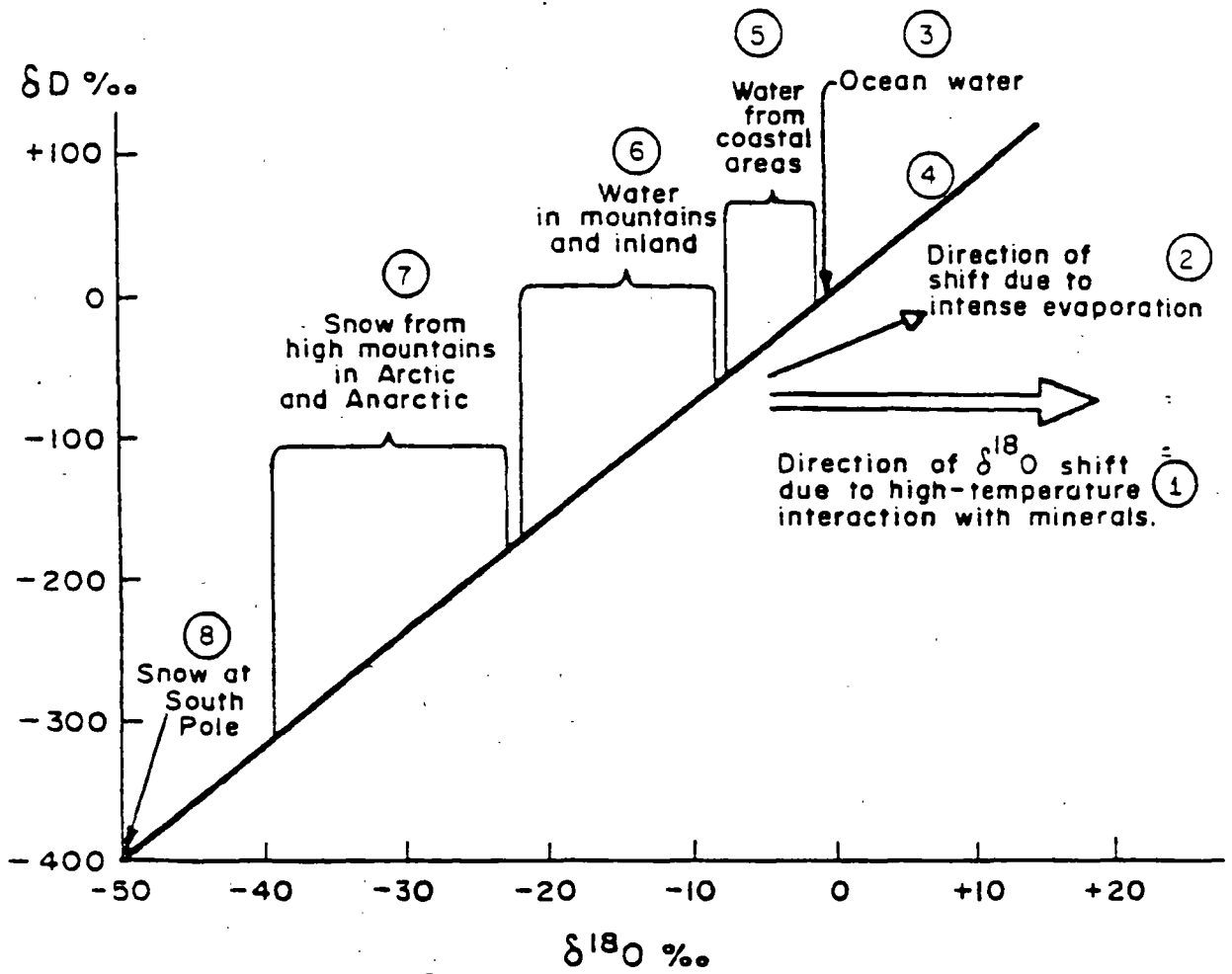


FIGURA 9.4.

DATOS DE : FERRONSKY Y POLYAKOV, 1962

76

se han comprobado mediante mediciones que realiza el Organismo Internacional de Energía Atómica, donde se ha observado que, en general, los valores isotópicos atumentan en verano y disminuyen en invierno principalmente por la temperatura característica de estas épocas, lo que es el principal factor modificador del contenido isotópico del agua a lo largo del año. En la Figura 9.5. se presentan estas variaciones para la estación Nord. Groelandia.

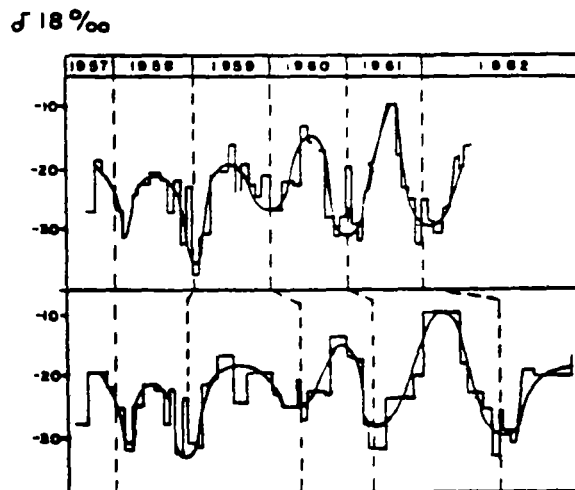


FIGURA 9.5. VARIACION ESTACIONAL DEL OXIGENO 18.
(MODIFICADA DE FONTES, J.C., 1966)

9.4.2. . EFECTO POR LATITUD

Los isótopos varían también con la latitud, ya que la temperatura tiene influencia directa en su concentración. Se ha medido que, en las zonas tropicales, los valores de deuterio y oxígeno 18 son más altos y disminuyen hacia los polos. En general, existe una correlación entre el contenido de isótopos estables y la temperatura media anual, que a su vez está relacionada con la latitud. Para estaciones cercanas a los océanos y con temperaturas medias anuales en superficie (TA) menor de 10°C , se cumple que $\delta^{18}\text{O} = 0.69 \text{ TA} - 13.16\%$ y $\delta\text{D} = 5.6 \text{ TA} - 100\%$. Aunque esto se cumple exclusivamente para estaciones en las líneas de costa, ya que tierra adentro está sujeta a otros efectos.

En la Figura 9.6. se muestra la relación entre el oxígeno 18 y la temperatura media anual a diferentes latitudes y en la Figura 9.7. la concentración de deuterio en función de la latitud y altitud.

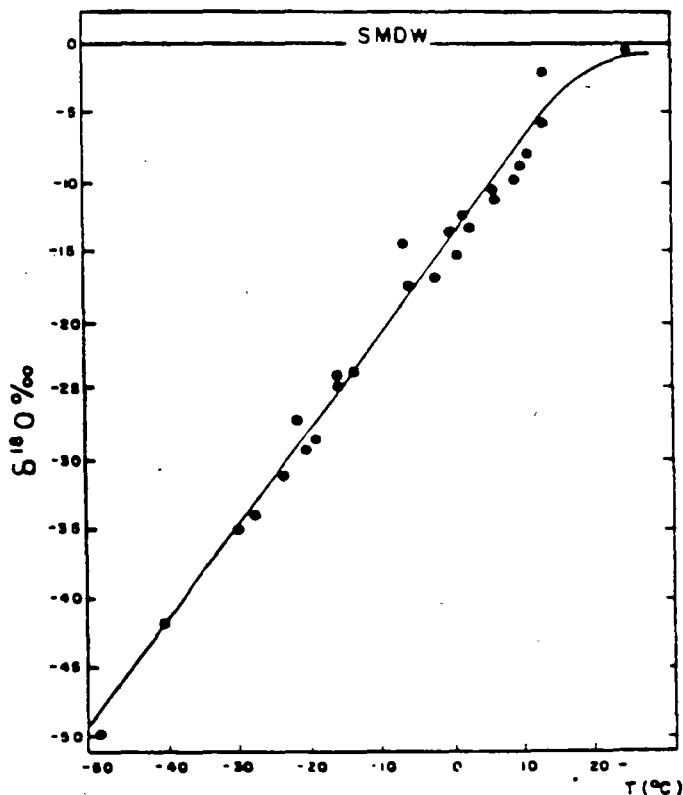


FIGURA 9.6. OXIGENO 18 CONTRA TEMPERATURA MEDIA ANUAL A DIFERENTES LATITUDES (FONTE, J.C., 1976)

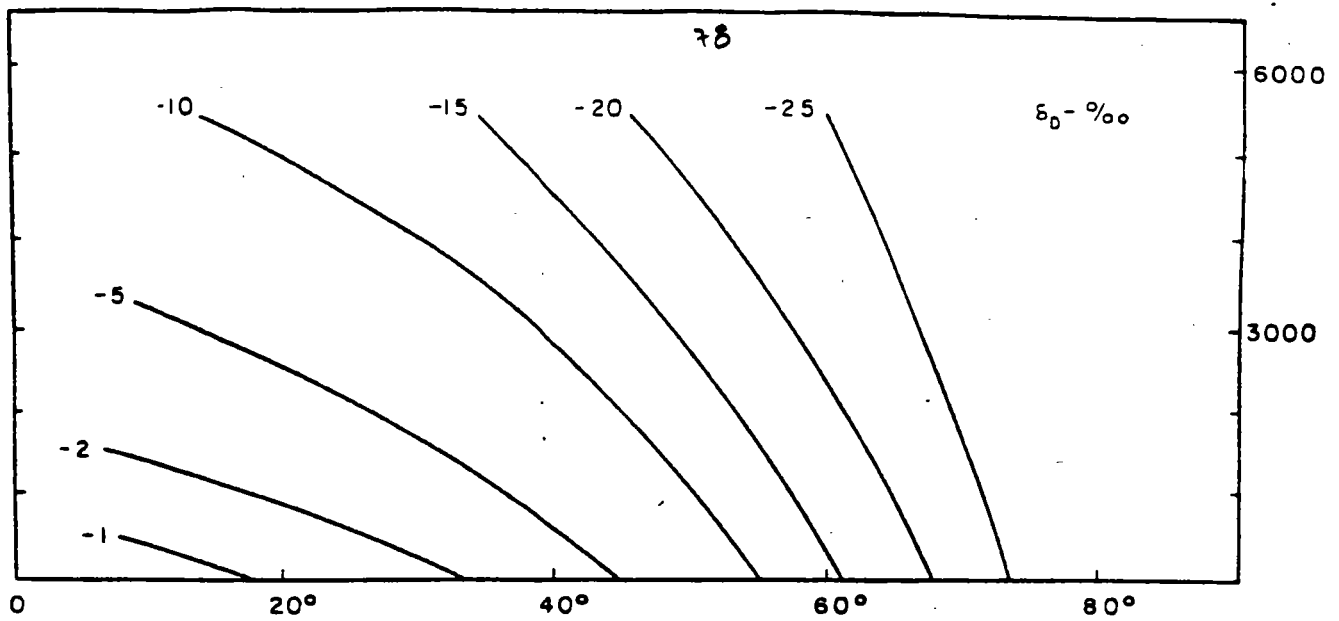


FIGURA 9.7. LATITUD, NORTE
 CONCENTRACION DE DEUTERIO EN
 FUNCION DE LA LATITUD Y ALTITUD
 (DANSGAARD, 1964)

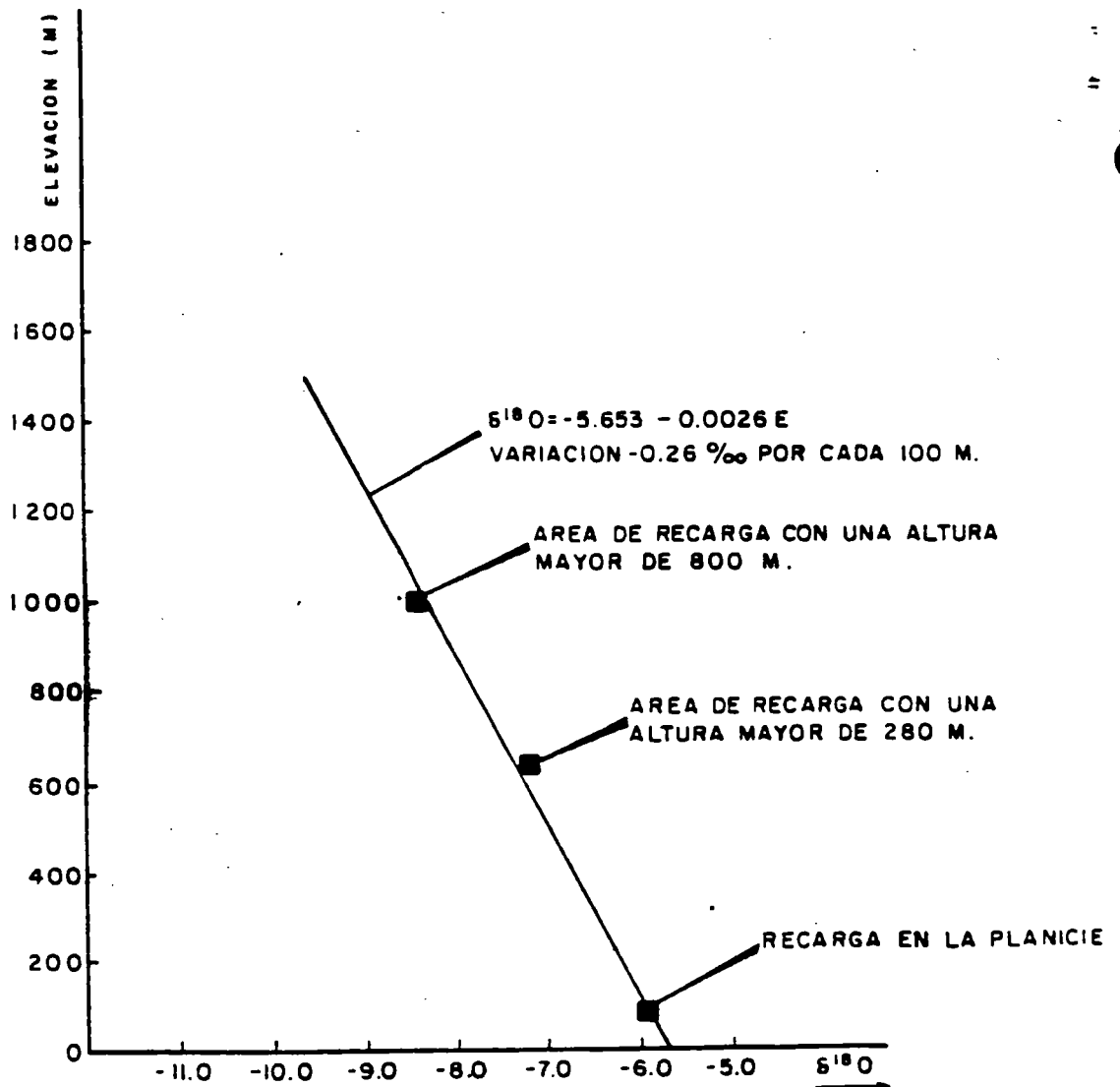


FIGURA 9.8. ALTURA DE RECARGA -vs- OXIGENO 18
 (DE: PAYNE AND YURTSEVER, 1974)

9.4.3. EFECTO CONTINENTAL

El efecto continental indica que los valores de deuterio y de oxígeno 18 disminuyen conforme se interna en los continentes. Este hecho está asociado con la pérdida gradual de isótopos pesados a que están sujetas las masas de humedad durante su trayectoria desde los océanos. En la Figura 9.2. se muestran cambios en la concentración isotópica de la zona húmeda oceánica, hacia una zona más seca tierra adentro. En el proceso de condensación la fase gaseosa cede preferentemente sus isótopos pesados, quedándose con los más ligeros. Las masas de humedad de la atmósfera, al precipitarse en forma de lluvia, pierden gradualmente sus isótopos pesados conforme penetran en el continente.

9.4.4. EFECTO POR ALTITUD

Estos isótopos presentan también cambios con la altura, por las alteraciones isotópicas que causa la evaporación y el intercambio isotópico en la precipitación pluvial, los que son más notorios conforme mayor sea su trayectoria hasta llegar al suelo. Existe mayor empobrecimiento en isótopos conforme es mayor la altura de la zona donde ocurre la precipitación. De esta forma, es de esperarse que los contenidos de deuterio y de oxígeno 18 de la lluvia al nivel del mar, sean mayores que el de aquella agua que se precipita a mayor altura. En la práctica, se ha demostrado que es posible distinguir isotópicamente precipitaciones pluviales cuya diferencia de altura es de sólo 100 metros. Se han medido por varios autores, variaciones que fluctúan entre 0.16 y 0.7% de oxígeno 18, por cada 100 metros de altura. Latorre 1977, menciona variaciones de 0.3 a 0.7% (Figura 9.2.).

En la Figura 9.8. se muestra la relación del oxígeno 18 contra la altura de recarga en un ejemplo de Nicaragua.

9.4.5. EFECTO DE EVAPORACION

La evaporación del agua en espacios abiertos superficiales, es uno de los principales modificadores de su contenido isotópico. La intensa evaporación a que puede estar sujeta el agua, causa un enriquecimiento de isótopos y además, debido a que el proceso es violento, se produce fuera de equilibrio, lo que causa que la variación relativa del oxígeno e hidrógeno, no cumplan la misma relación que la línea meteórica mundial. En la práctica, se ha encontrado que el enriquecimiento isotópico causado por la evaporación en condiciones fuera-

de equilibrio, lo que causa que la variación relativa del oxígeno e hidrógeno, no cumplan la misma relación que la línea meteórica mundial. En la práctica, se ha encontrado que el enriquecimiento isotópico causado por la evaporación en condiciones fuera de equilibrio, tales como a las que están sujetas las presas o lagos y en general cuerpos de agua abiertos, tienen una correlación lineal dada por la siguiente ecuación $\delta D = (5 \pm 1) \delta^{18}O + C$

9.4.6. EFECTOS GEOTERMICOS

En campos geotérmicos los isótopos pueden presentar alteraciones. En general los cambios son muy lentos pero se aceleran al existir temperaturas elevadas. En este caso, el contenido de oxígeno 18 del agua sobrecalentada tiende a equilibrarse con el alto contenido de las rocas, especialmente de los silicatos y los carbonatos, mientras que el deuterio del agua no se altera. Esto, trae como consecuencia que se produzca una línea isotópica característica para los campos geotérmicos de ecuación $\delta D = (0 \pm 2) \delta^{18}O$.

9.5. METODO GENERAL DE INTERPRETACION

Los isótopos son utilizados para obtener un mejor y más claro conocimiento del flujo del agua subterránea, así como para inferir su historia a través del subsuelo. Mediante su interpretación se pueden identificar zonas de recarga; generalmente los valores más bajos indican puntos de recarga a gran altitud y bajo condiciones climáticas brías. Pueden diferenciarse los sistemas de flujo regionales de los flujos locales; se pueden identificar aguas que han estado expuestas a evaporación en cuerpos abiertos superficiales, así como mezclas de los diferentes tipos de aguas mencionados anteriormente. Esto es posible por las especiales características de los isótopos estables que se han venido mencionando, en especial debido a que tanto el isótopo como el elemento "normal", tienen las mismas propiedades físicas y químicas, o sea que, entre otras cosas, la disolución natural de sales por el agua no modifican el contenido isotópico, a menos que exista algún efecto de evaporación u otro de los mencionados anteriormente.

En la Figura 9.3. se muestra el método general de interpretación que se sigue al graficar el deuterio contra el oxígeno 18. La línea meteórica mundial se utiliza como referencia en la mayor parte de las interpretaciones isotópicas. El agua de lluvia, al evaporarse en cuerpos abiertos en la superficie, llega a presentar contenidos altos de isótopos pesados, los cuales se ubicarán a la derecha de la gráfica; las mezclas entre agua del acuífero y agua evaporada, se encontrará sobre una recta que une al agua de lluvia con la zona típica de agua evaporada.

Algunos procesos que ocurren dentro del ciclo hidrológico llegan a modificar el balance relativo de los elementos nucleares. Sin embargo, esta alteración obedece a patrones definidos y lejos de representar una desventaja, cuando las condiciones son favorables, los procesos a los que ha estado sujeta permiten rastrear su evolución.

9.6. TRITIO

El exceso de neutrones de los isótopos de una familia provoca, en algunos casos, cierta inestabilidad que trae como consecuencia que el isótopo tienda a cambiar después de cierto tiempo su estado o composición. A estos isótopos se les llama radioactivos o radioisótopos.

Emiten rayos alfa, beta o gama, lo cual produce el efecto denominado decaimiento radioactivo. Se ha demostrado experimentalmente que si se tiene una muestra estadísticamente representativa de un radioisótopo, el decaimiento del conjunto no es al azar, sino que obedece a una ley exponencial en función del tiempo, lo cual permite cuantificar su radioactividad y en base a ello determinar edades cortas, de hasta 50 años. Para edades de varias decenas de miles de años, se utiliza el carbono 14, que es otro isótopo radioactivo. Esta misma propiedad de decaimiento radioactivo, es utilizada en geología para la datación de rocas, donde la edad se deduce a partir de las relaciones isotópicas rubidio-estroncio y potasio-argón. En la Tabla 9.1. se presentan los isótopos más comunes.

El decaimiento estadístico obedece a una ley exponencial en función del tiempo, la cual se expresa como $x = x_0 e^{-\lambda t}$; donde x_0 es el número inicial de radioisótopos originales y x el número de radioisótopos que quedan después de un cierto tiempo t ; λ es una constante de decaimiento.

Se define como vida media ($T_{1/2}$) el tiempo en que decae la concentración de un isótopo a la mitad de su concentración original. La vida media del tritio es de 12.26 años.

El valor de la constante de decaimiento en función de la vida media es:

$$\lambda = \frac{0.693}{T_{1/2}}$$

donde llega a formar parte de las nubes y se precipita en forma de lluvia. Los átomos de hidrógeno son bombardeados por neutrones cósmicos que son incorporados al núcleo del hidrógeno, formando el tritio. La cantidad de tritio que se forma en la atmósfera es de alrededor de 0.25 átomos por segundo por centímetro cuadrado (Lal and Peters, 1962). Ciertas actividades del hombre, como son las explosiones nucleares, han incrementado la cantidad de tritio en la atmósfera, ocasionando la presencia de concentraciones variables en tiempo y en espacio.

Las determinaciones de tritio o de otros isótopos radioactivos se realizan mediante técnicas químicas altamente especializadas y son difíciles de detectar. Bajos valores de tritio requieren ser concentrados por electrolisis y contados por centelleo líquido.

El tritio se expresa en unidades de tritio U.T., lo cual se define como la concentración en la que existe un átomo de tritio por cada 10^{18} átomos de hidrógeno.

Una unidad de tritio es equivalente a 7.2 desintegraciones por minuto en un litro de agua, o bien a 2.1 picocuries por litro.

El contenido del tritio producido en forma natural es del orden de 10 U.T. Como consecuencia de las pruebas nucleares, en 1963 se llegó a detectar concentraciones de hasta 6000 U.T. en la estación de Ottawa, Canadá y 3700 U.T. en Colorado, E.U. (Figuras 9.9. y 9.10.). Su concentración ha venido disminuyendo; actualmente en la Ciudad de México, se detectan concentraciones de tritio en el agua de lluvia del orden de 3 U.T. (P. Morales, Comunicación Personal). El movimiento de masas de aire produce una variación estacional de tritio, en la que en el hemisferio norte se encuentran valores máximos durante el verano y mínimos durante el invierno, como se puede observar en la Figura 9.9.

El tritio varía también con la latitud. Por lo general, se observa que en el hemisferio norte su concentración es mayor y de forma similar que sus valores en los continentes, son mayores que en los océanos, lo cual se ilustra en la Figura No. 9.11., donde se marca la distribución mundial de tritio para el año de 1963. Nótese que actualmente debe de presentar variación, debido al decaimiento radioactivo.

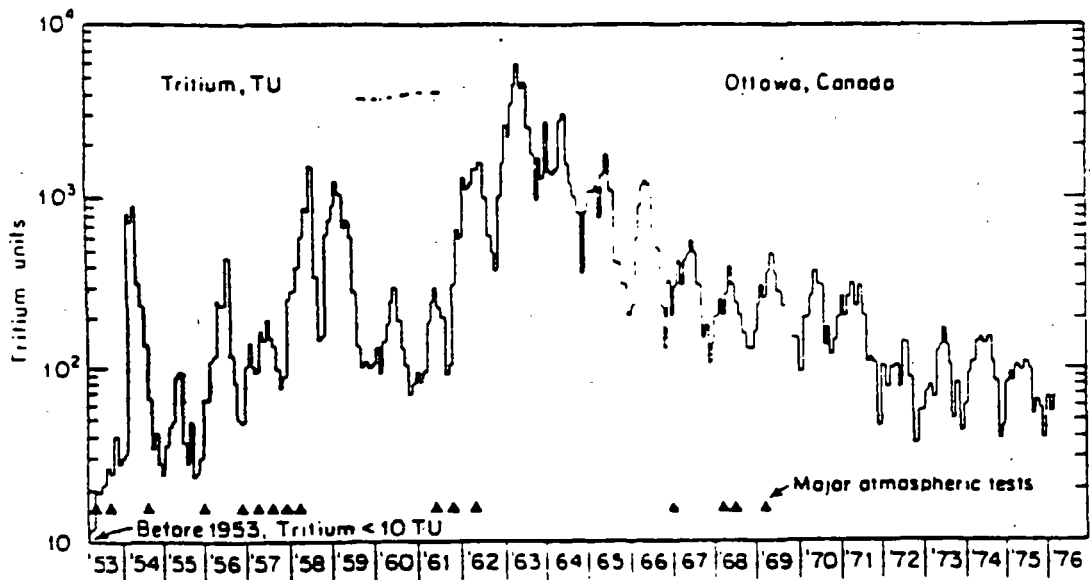


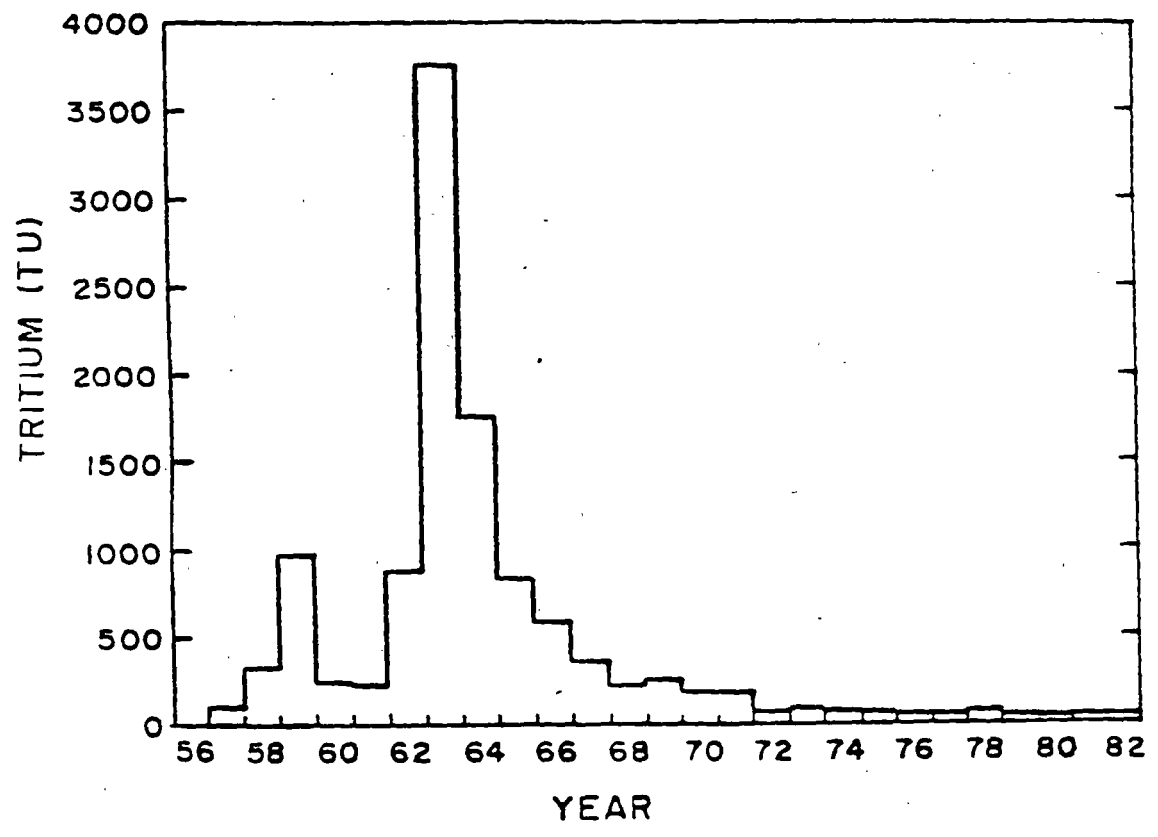
Fig. 9.9. De: Freeze and Cherry, 1979

Antes de las explosiones atómicas de principios de la década de los 50's, la cantidad de tritio en el agua de lluvia era de 5 a 15 U.T.; debido al decaimiento radioactivo, el agua que se infiltró en esa fecha, contiene ahora, teóricamente de 0.6 a 2 U.T. (el límite de detección del tritio es de + 0.2 U.T., o sea que si el agua muestreada y analizada por tritio contiene menos de 2 U.T., podemos inferir que se trata de agua precipitada hace más de 35 ó 40 años y se puede denominar "agua antigua", en contraste con la que presenta concentraciones mayores de 2 U.T. y que se denomina "agua moderna".

Con las explosiones atómicas que se realizaron en la década de los 50 y hasta 1963, la cantidad de tritio en la atmósfera aumentó considerablemente, para llegar a tener en nuestro país alrededor de 180 U.T. Por lo tanto, si aplicamos el factor del decaimiento radioactivo al agua de lluvia que recargó los acuíferos entre 1952 y 1963, obtenemos que actualmente tiene entre 22 y 45 U.T.

Posteriormente a 1963, la cantidad de tritio en la atmósfera ha ido decreciendo para aparentemente estabilizarse en nuestros días en 5 y 10 U.T. En la Figura 9.12. se ilustra la posible edad del agua de acuerdo a su contenido actual de tritio, siempre y cuando no hayan existido mezclas.

Fig.9.10. Promedio Anual de Tritio en Agua de Lluvia y Nieve, en los Estados de Arizona, Colorado, - Nuevo México y Utah. (de: Davis, 1985).



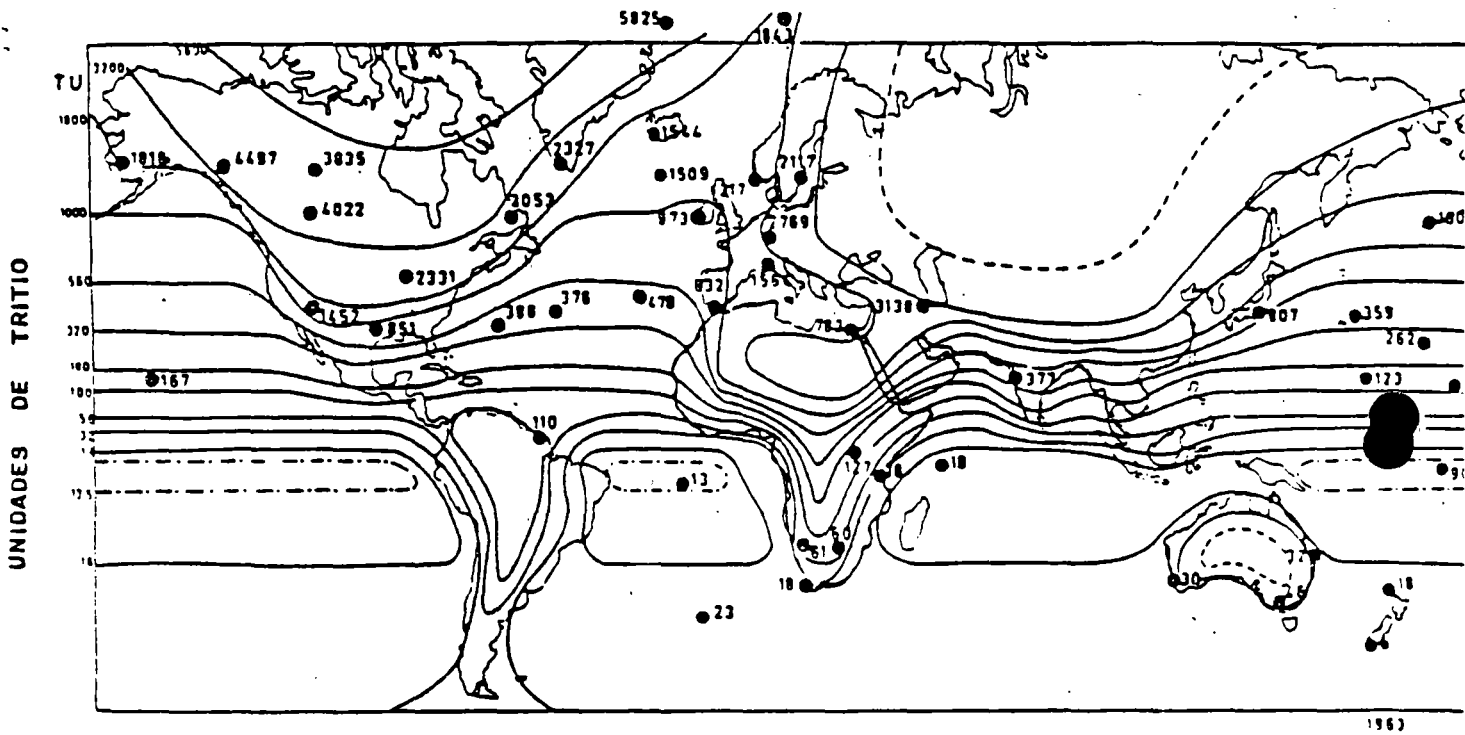


Figura 9.11. DISTRIBUCION GLOBAL DE TRITIO PROMEDIO PARA 1963 (IAEA, 1968)

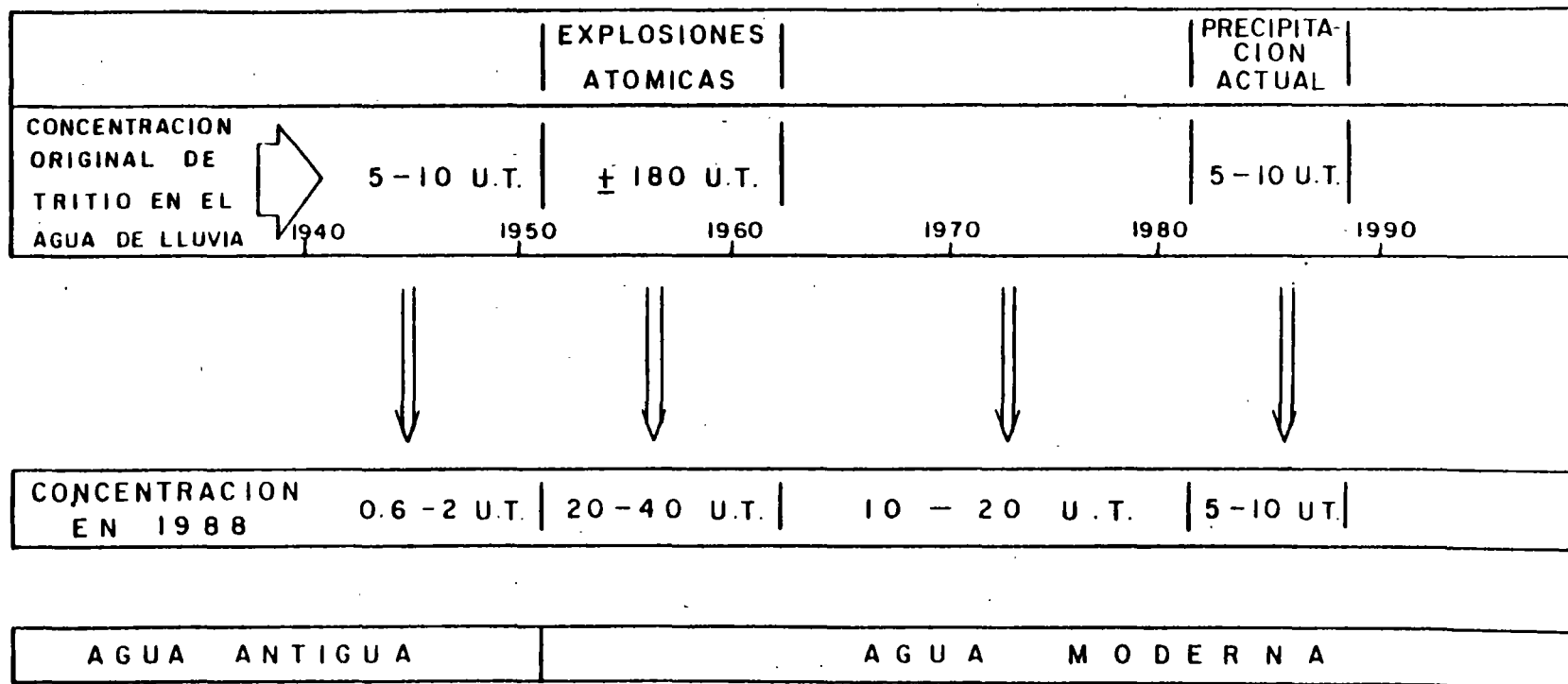


FIGURA 9.12. CONCENTRACION ACTUAL DEL TRITIO EN AGUAS INFILTRADAS EN LOS ULTIMOS 40 AÑOS.

85

R E F E R E N C I A S

- Beiser A., 1970. Concepts of Modern Physics. Ed. McGraw Hill.
- Burdon, D. J., Et Al. 1963. The use of Tritium in Tracing Karst Ground-
water in Greece; in Radioisotopes in Hydrogeology IAEA Symposium,
Tokyo, pp 309-320.
- Cortés A., 1986. Aplicación de la espectrometría de masas y técnicas isotó-
picas para la determinación de oxígeno 18 y deuterio en problemas
hidrológicos. Tesis Profesional, U.N.A.M.
- Cortés A., and Farvolden, R. N. 1988. Isotope studies of precipitation and
Groundwater in the Sierra de Las Cruces, Mexico.
Submitted to Journal of Hydrogeology.
- Coleman, D. D., Meents, W. F., Liu, C-L; and Keogh, R.A. 1977. Isotopic
identification of leakage gas from Underground storage reservoirs
A progress report. Illinois State Geol. Survey, Illinois Petroleum.
- Custodio, E. 1976. Trazadores y Técnicas Radioisotópicas en Hidrología Sub-
terránea; en Hidrología Subterránea Sección. 12 Vol. 2, Editado -
por E. Custodio y M. R. Llaras; Ediciones Omega, Barcelona, Espa-
ña, pp. 1165-1312.
- Craig, H. 1961. Isotopic Variation in Meteoric Waters. Science 133,
pp. 1702-1703.
- Craig, H., 1961. Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and
Oxygen 18 in Natural Waters. Science 133, p. 1833.
- Davis, S. N., and Bentley, H. W. 1961. Dating Groundwater, a short review
In Nuclear and Chemical Data Techniques, Lloyd Curie, Ed., Am. Che-
mical Society Symposium Series No. 176, Chapter 11, p.p. 187-222.
- Davis, S. N., Campbell, D.J. Bentley, H. W., and Flynn, T. J., 1985. Ground
Water Tracers. Publish by the National Water Well Association.
200 p.

Drever, J. I. 1988, The Geochemistry of Natural Waters. Second Edition. Prentice Hall. 437 p.

Dansgaard, W. 1964. Stable Isotopes in Precipitation. Tellus, Vol 16,4 pp 436-468.

Ehhalt, R., Knott, K., Nage, J.F., Vogel, J.C., 1963. Deuterium and Oxygen 18 in Rainwater, J. Geophys. Res. 68. p. 3775.

Epstein, S., Mayeda, T.K., 1963. Variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Ratios in Natural Waters. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 213 p.

Friedman, I., 1953. Deuterium Content of Natural Waters and Other Substances. Geochim. Cosmochim. Acta 4, 89.

Fritz, P., Drimmie, R. J., Render, F. W. 1975. Stable Isotope Contents -- of a major Prairie Aquifer in Central Manitoba, Canada. Isotope Techniques on Groundwater Hydrology. Proc. Symp. Vienna IAEA.

Ferronsky, V. I., and Polyakov, V. A., 1982. Environmental Isotopes in the Hydrosphere. John Wiley and Sons, Interscience Publications New York, 466 p.

Fritz, P., and J. Ch. Fontes (eds). 1980. Handbook of Environmental - Isotope Geochemistry, Vol. 1, The Terrestrial Environment A. - Elsevier, 545 pp.

Fritz, P. 1984. Environmental Isotope Hydrogeology. Tools to Complement the Classical Techniques of Physical Hydrology and Geochemistry. University of Waterloo.

Fritz, P., and J. Ch. Fontes (eds) 1986. Hand book of Environmental Isotope Geochemistry, Vol. 2, The Terrestrial Environment B. Elsevier, 557 pp.

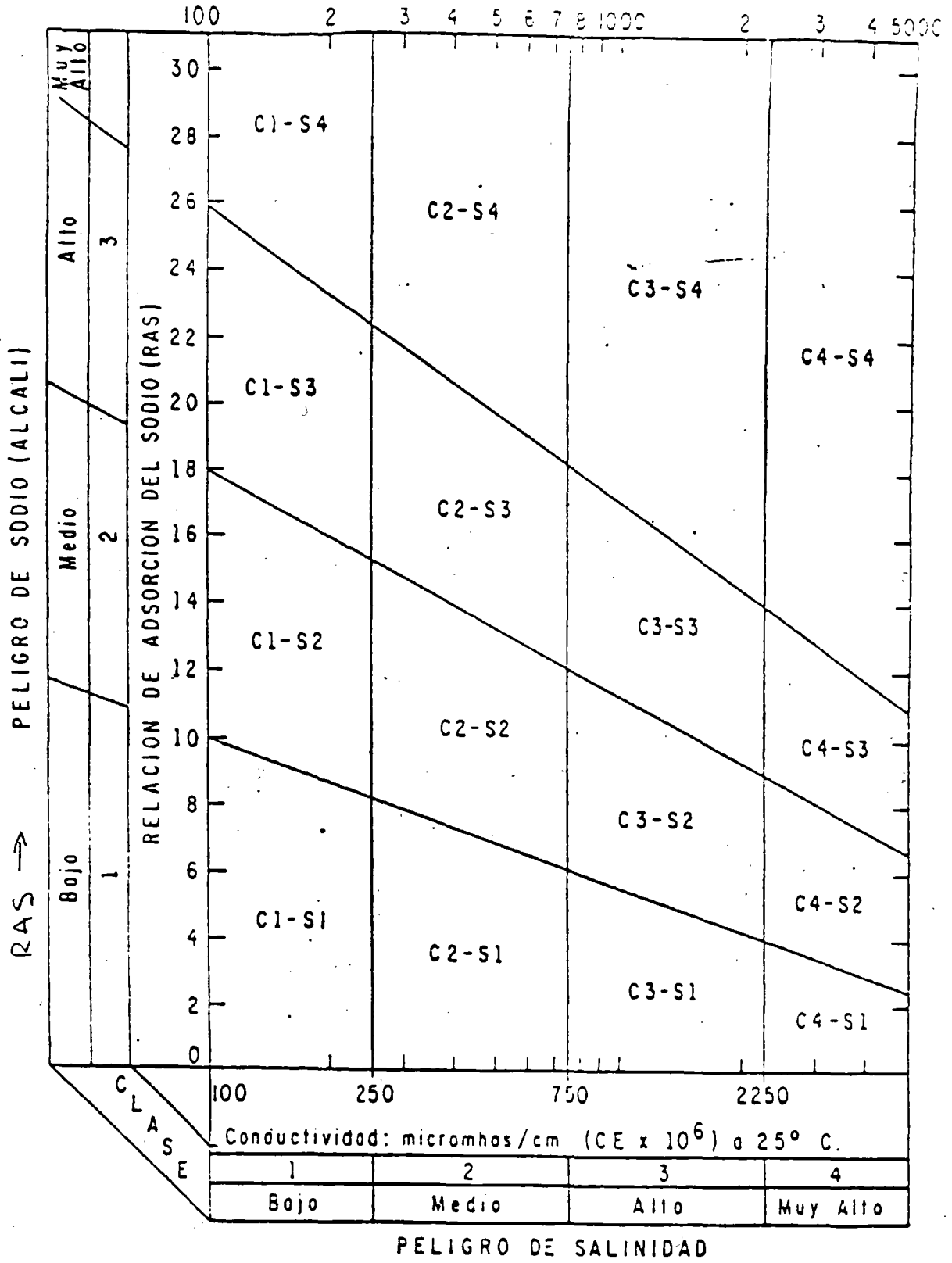
Fritz, P., Drimmie, R. J., Frappe, S. K., and O SHEA, K. (1987) The Isotopic Composition of Precipitation and Groundwater in Canada. - In: International Symposium on the use of Isotope Techniques - in Groundwater resources Development. IAEA. Vienna, Austria.

- Fontes, J. C., and Fritz, P. 1975. Isotope Hydrology 1974. A review of the IAEA Symposium on isotope Techniques in Groundwater Hydrology. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 4, pp. 321-324.
- Fontes, J. C., 1980 Environmental Isotopes in Groundwater Hydrology: Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Vol. 1, 75 p.
- Fox, C.S. 1952. Radioactive Isotopes Trace Underground waters. Public Works, Vol 83, pp 57-58.
- Freeze, R. A. and Cherry, J. A. 1979. Groundwater. Prentice Hall. 604 p.
- Eriedman, I., Redfield, A. C., Schoen, B., Harris, J. 1964. The Variation of the Deuterium Content of Natural Waters in the Hydrologic Cycle. Rev. of Geophysics, V. 2, No. 1.
- Garlick, G. D. 1974. The stable isotopes of oxygen, carbon, and hydrogen in the marine environment. In The Sea, Vol. 5, E. D. Goldberg ed Wiley-Interscience, New York, pp. 393-425.
- Gonfiantini, R., Gratziu, S. and Tongiorgi, E. 1965. Oxygen Isotopic Composition of Water in Leaves. In: Isotopes and Radiation in soil-plants. Nutrition Studies. Proc. IAEA Symp. Vienna, pp. 405-410.
- International Atomic Energy Agency. 1968. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology; Tech. Report. Series No. 91.
- International Atomic Energy Agency, 1973. Nuclear Techniques in Groundwater Hydrology. In Groundwater studies: UNESCO, Paris, Sections 10.1-10.4, 38 p.
- IAEA. 1981. Stable Isotope Hydrology. Technical Report Series 210 IAEA, Vienna, pp 337.
- Instituto de Investigaciones Eléctricas, 1985. Estudio Hidrogeoquímico de Acuíferos. Contrato 5-33-1-1110. DGCOH. D.D.F.

- Latorre, C. 1978. Aplicación de las Técnicas de Isótopos Ambientales al =
Estudio del Agua Subterránea. Informe Inédito, S.A.R.H.
- Latorre, C., Lesser, J.M., Quijano, L. y Payne, B. 1980. Isótopos Ambientales Aplicados al Estudio de la Interconexión de los Acuíferos Calizos y de rellenos en la Región Lagunera de Coahuila-Durango, México. Interamerican Symposium on Isotope Hydrology. Bogotá, Colombia, p.p. 135-148.
- Lesser, J. M. 1974-1980. Aplicación de Isótopos Ambientales en el Estudio de los Acuíferos de: Durango, Sierra del Burro, Coah., Cuautla, Mor., Río Atoyac, Pue., Río Fuerte, Sin., Altiplano Mexicano, - Presa San Ildelfonso, Oro., Valle de Tlacolula, Oax., Piedras Negras, Coah., y San Ciró, S.L.P. Informes Inéditos. Biblioteca de la Dirección de Aguas Subterráneas, S.A.R.H.
- Lesser, J. M. 1979. Apuntes de Hidrogeoquímica. División de Educación Continua, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Lesser, J. M. 1984. Aplicación de Isótopos Ambientales en los Alrededores del Río San Lorenzo, Sin. Boletín de Difusión Técnica y Científica No. 2, Asociación Geohidrológica Mexicana.
- Lesser, J. M., Sánchez, L.F., y González, D. 1986. Hidrogeoquímica del - Acuífero de la Ciudad de México. Ingeniería Hidráulica en México, Vol. I, Número 4.
- Lesser, J.M. 1987. Dictámen Geohidrológico-Isotópico para definir el funcionamiento y zonas de recarga del campo de rozos del área denominada Ojo de Agua de Patatzatuna, Municipio de Parras, Coah. Seminario de Hidrología Isotópica. IAEA-ININ, México.
- Lesser y Asociados, S. A. 1985. Estudio Isotópico del Acuífero del Valle de México. Elaborado para la D.G.C.O.H. del D.D.F.
- Lesser y Asociados, S. A. 1986. Evaluación del Comportamiento Hidrogeoquímico de Desechos Sólidos y Líquidos sobre el Acuífero del Valle de México. Contrato 6-33-1-0390, D.G.C.O.H. - D.D.F.

- Lesser y asociados, S. A. 1986. Actividades Geohidrológicas en el Valle de México. Informe del Contrato 6-33-1-0196. D.G.C.O.H. - D.D.F.
- Lesser, J.M. 1988. Técnicas isotópicas Aplicadas a la Geohidrología. Apuntes del Curso de la División de Educación Continua de la Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Lesser y Asociados, S. A. 1988. Piezometría y Balance Geohidrológico del Valle de México. Informe del Contrato 8-33-1-0319. D.G.C.O.H. D.D.F.
- Lesser y Asociados, S. A. 1988. Aplicación de Isótopos Ambientales en la Zona de Monclova, Coah. Informe para Altos Hornos de México.
- Libby, W.F. 1961. Tritium Geophysics. Jour. Geophys. Research, Vol. 66, p.p. 3767-3782.
- Loosly, H.N., and Oeschger, H. 1978. Argon 39, Carbon 14, and Krypton 85 Measurements in Groundwater samples. In: Isotope Hydrology 1978. IAEA, Vienna, Vol. 2, p.p. 931-945.
- Matsuo, S., Friedman, I. 1967. The Deuterium Content of Fractionally Collected Rainwater, J. Geophys. Res. 72 p. 6347.
- O'Neil, J.R. 1979. Stable isotope geochemistry of rocks and minerals. In Lectures in Isotope Geology, E. Jager and J. C. Hunziker, eds.- Springer-Verlag, New York, p.p. 236-263.
- Payne, B.R. 1972. Isotope Hydrology. Advances in Hydroscience, Vol. 8.
- Payne, B.R., Yurstsever, Y. 1974. Environmental Isotopes as a Hydrogeological Tool in Nicaragua. Proc. Sim. Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, IAEA, Vienna, Isotope Vol. I.
- Payne, B.R., Quijano, L., Latorre C. 1977. Los Isótopos Ambientales y el Origen de la Recarga y de la Salinidad de las Aguas Subterráneas del Valle de Mexicali y la Mesa de San Luis, México, Reporte Interno, Grupo de Física S.A.R.H.
- Pearson, F.J., Jr., and T. B. Coplen 1978. Stable isotope studies of lakes- Chemistry, Geology, Physics. A. Lerman, ed., Springer-Verlag, New York, p.p. 325-329.

CLASIFICACION DE AGUAS PARA RIEGO



$$RAS = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca+Mg}{2}}}$$

En me/l

FIGURA 6.1.

- Sheppard, S., Nielsen, R. and Taylor, H.P., Jr., 1969. Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyro copper deposits. *Ec. Geol.*, Vol. 64, p.p. 755-777.
- Smith, D.B., 1973. Flow Tracing using isotopes. Groundwater pollution in Europe. Proc. Reading. Conf., Water Research Association, p.p. 241-250.
- Vogel, J. C., Thild, L., Van Dijken, M. 1974. Determination of Groundwater Recharge With Tritium. *Journal of Hydrology*. Vol. 23, p.p. 131-140
- Waterloo University. 1987 . . Apuntes de
- Yurtsever, Y., Gat, J. R. 1981. Atmospheric Waters in Stable Isotope Hydrology, Technical Reports Series No. 210, IAEA, Vienna, p.p. 103-142.
- Zuppi, G. M., Fontes, 1974. Isotope Techniques in Grounwater Hydrology 1, IAEA, Vienna.

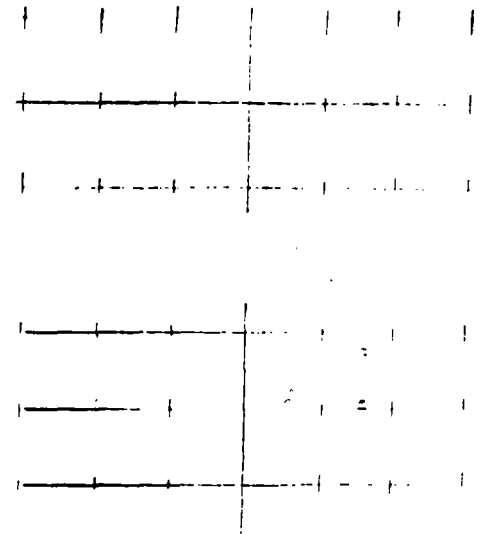
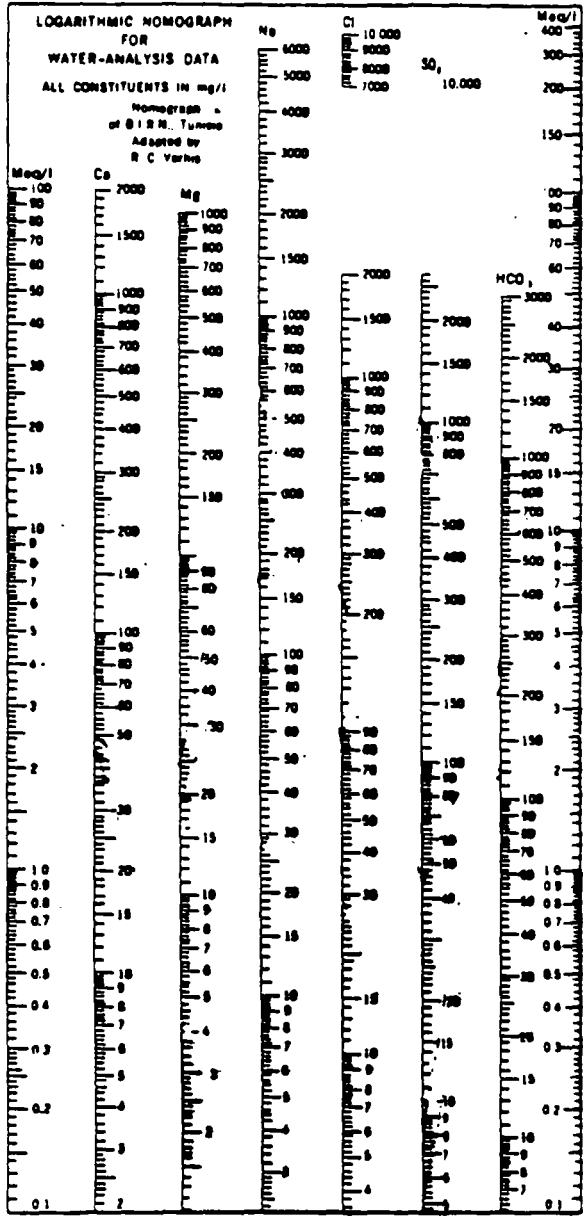
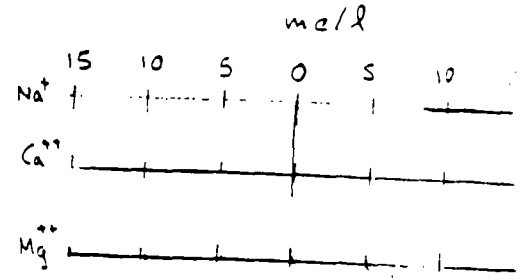


FIGURE 25.—Analyses represented by logarithmic plotting of concentration in milligrams per liter.

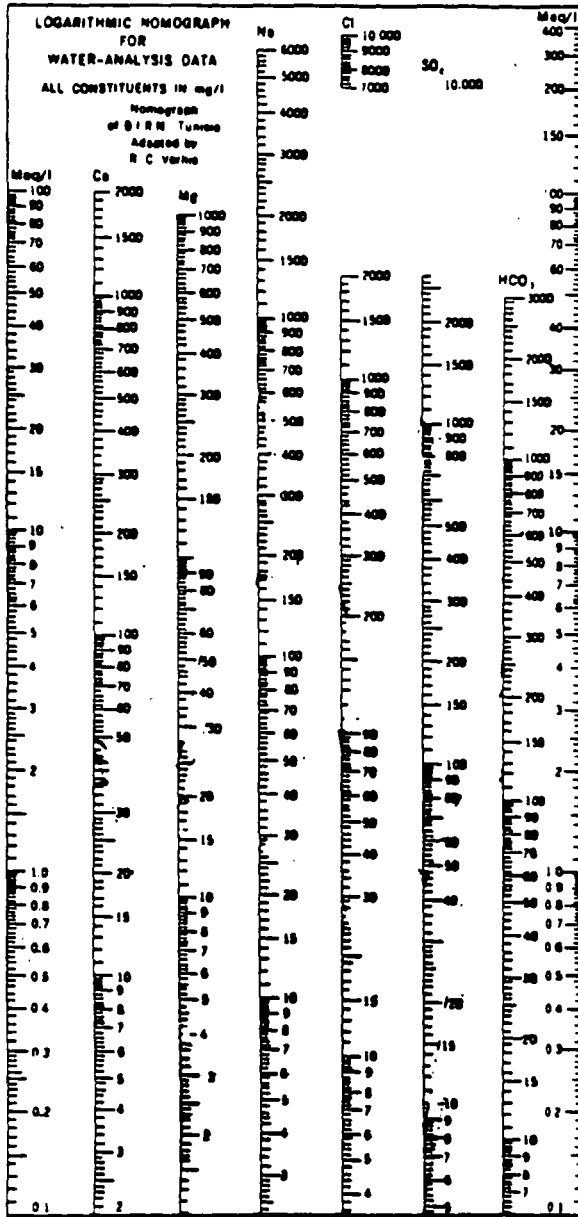
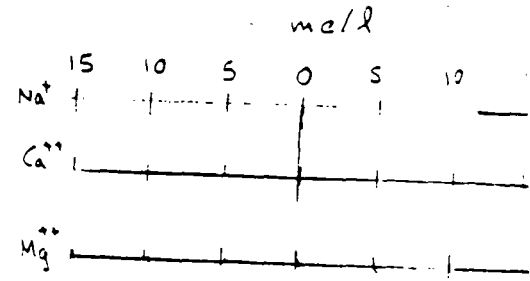
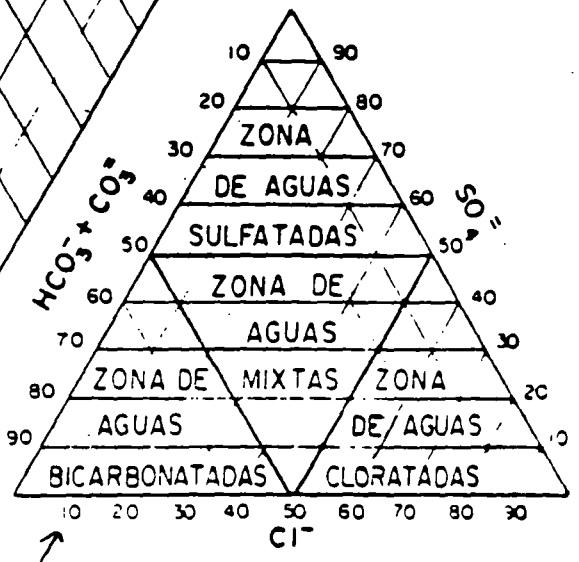
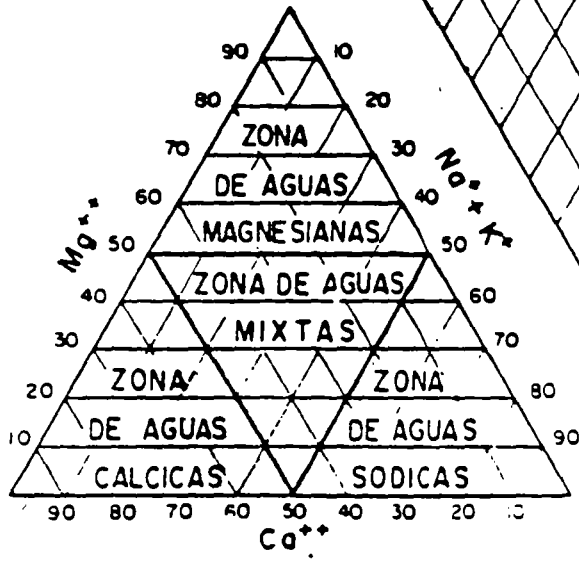
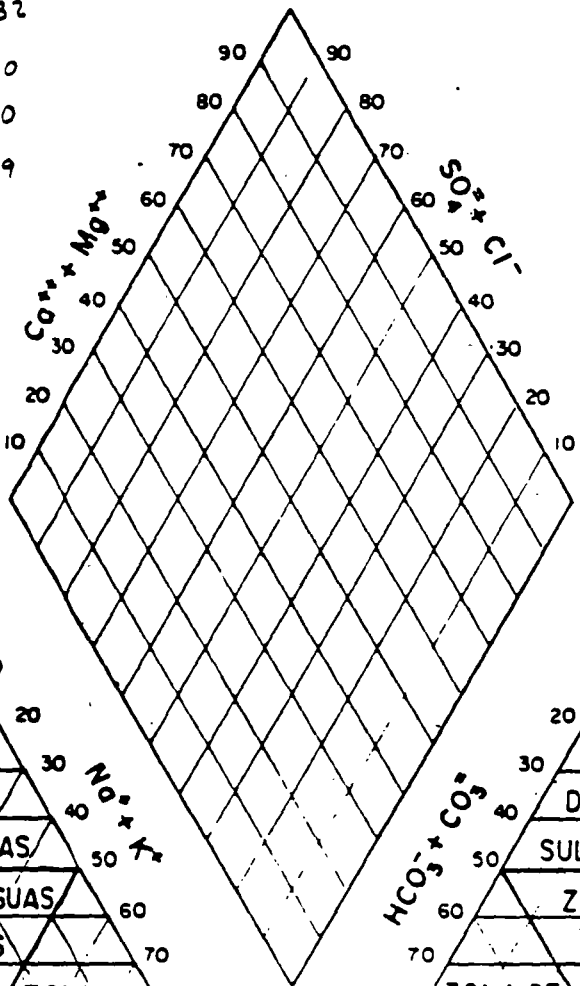


FIGURE 26.—Analysis represented by logarithmic plotting of concentration in milligrams per liter.

mg/l

DIAGRAMA TRIANGULAR

	①	②	③
Ca ⁺⁺	260	20	240
Mg ⁺⁺	60	24	24
Na ⁺	23	321	69
HCO ₃ ⁻	732	122	732
CO ₃ ⁼	60	30	30
Cl	70	425	70
SO ₄	148	99	99



↖
% de mal

FIG. - 35



**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

***HIDROGEOQUIMICA Y CONTAMINACION
DE ACUIFEROS***

**ING. RUBEN CHAVEZ GULLEN
PALACIO DE MINERIA
1996**



COMISION NACIONAL DEL AGUA

**BASES PARA UN
PROGRAMA DE
SANEAMIENTO RURAL**

(2^a Versión)

**Elaboró: Ing. Humberto Romero Alvarez
México, D.F., julio de 1991**

CONTENIDO

1. CARACTERIZACION	4
2. OBJETIVO GENERAL Y META	4
3. PRINCIPALES RESTRICCIONES QUE HAN ESTORBADO AL SANEAMIENTO RURAL	4
4. JUSTIFICACION	5
5. PRIORIDADES	6
6. ESTRATEGIA Y LINEAS DE ACCION	6
7. ACCIONES COMPLEMENTARIAS Y DE APOYO	8
8. RECURSOS NECESARIOS	9
9. CALENDARIO	9
10. ACCIONES A TOMAR DE INMEDIATO	10
11. CUADRO SINOPTICO E ILUSTRACIONES	12

BASES PARA EL PROGRAMA DE SANEAMIENTO RURAL

1. CARACTERIZACION

- Para fines de este Programa, se entiende por "Saneamiento Rural", las acciones encaminadas a dotar de servicios adecuados de abastecimiento de agua potable y de disposición sanitaria de excretas (alcantarillado o en su defecto letrinas) a la población de las pequeñas localidades, compactas o dispersas, principalmente a las menores de 2500 habitantes.
- Por sus características y campo de aplicación, este programa de saneamiento rural que propone la Comisión Nacional del Agua, se encuadra dentro de los propósitos que persigue el PROGRAMA NACIONAL DE SOLIDARIDAD.
- Un programa de esta naturaleza rebasa el ámbito del sector "agua", y requiere el concurso de todos los sectores gubernamentales y de la sociedad civil en general.

2. OBJETIVO GENERAL Y META

- Extender la cobertura de servicios de agua potable y disposición sanitaria de excretas a la población del medio rural, con garantía de mantenimiento permanente del servicio y de seguridad sanitaria.
- En el mediano plazo (1991-1994), por lo menos el 75% de la población rural deberá tener acceso a los servicios de agua potable y saneamiento.

3. PRINCIPALES RESTRICCIONES QUE HAN ESTORBADO EL SANEAMIENTO RURAL

- Ausencia de acciones específicas integradas y falta de continuidad administrativa en los antiguos programas relacionados con el saneamiento rural, como fueron los de bienestar social rural, erradicación del paludismo, pequeñas obras de agua potable y alcantarillado (SRH, SSA, IMSS-COPLAMAR), etc.
- Indefinición de responsabilidades en la administración pública, lo que propicia la dispersión de actividades y dificulta la coordinación intersectorial, así como la fuerte tendencia a dar prioridad a los problemas de agua potable en los sectores urbanos, de mayor presión social y política.
- Costos relativamente elevados y falta de prioridad en la asignación de recursos financieros al saneamiento rural.

- Ante el dilema que plantea la necesidad de un cambio o el mantener indefinidamente segregados de los beneficios del saneamiento a grandes grupos de población rural, el programa toca en esencia un asunto de orden moral.

5. PRIORIDADES

- El programa atenderá con prioridad a las localidades compactas, y dentro de éstas a aquellas que cuentan ya con una infraestructura hidráulico-sanitaria sin operar y que sea susceptible de ser rehabilitada o aprovechada a plenitud mediante obras de mantenimiento.
- También se dará prioridad a las comunidades que:
 - a) Presenten mayor incidencia de enfermedades transmisibles relacionadas con una posible contaminación del agua.
 - b) Muestren mayor interés en su demanda y mayor deseo de participación en la resolución del problema.
 - c) Dispongan de una estructura orgánica, técnico-administrativa, que facilite la implantación de acciones de saneamiento, como son: Distritos de Riego, Clínicas del IMSS-Solidaridad, Centros de Capacitación Comunitaria del N. I., Centros de Educación Comunitaria de CONAFE, Expendios de CONSA, Programa Escuela Digna, etc., y en general en todos los lugares que ya están siendo atendidos por la CNA y el PRONASOL.
- En todas las localidades rurales se dará preferencia al saneamiento básico de las escuelas, centros hospitalarios y de salud.

6. ESTRATEGIAS Y LINEAS DE ACCION

- El programa de saneamiento rural estará integrado principalmente por tres componentes básicos:

Abastecimiento de agua potable, con especial referencia a la protección de la calidad del agua.

Disposición sanitaria de las excretas humanas, mediante servicios de alcantarillado o de letrinas

- En la fase aplicativa de demostración, se escogerán por lo menos tres localidades representativas de las características del medio rural, por cada entidad federativa, y en ellas se aplicará el programa con todo rigor, para obtener el máximo de experiencia aprovechable.
- Todos los beneficiados según su capacidad económica, deben contribuir a cubrir total o parcialmente el costo de las obras públicas de agua potable y alcantarillado, su operación y debido mantenimiento.
- Para mayor eficacia de las inversiones, se diseñarán las obras de infraestructura de manera que permitan su mejoramiento gradualmente, aprovechando al máximo la infraestructura ya construida y empleando modelos alternativos de servicios adecuados a cada caso.
- El programa requiere de una infraestructura institucional básica en todos los niveles de gobierno, y dentro de la propia comunidad beneficiada, habrá que aprovechar los comités de solidaridad comunitaria de PRONASOL y demás formas de organización comunitaria para planear y apoyar las acciones de saneamiento rural.
- Se mantendrán los vínculos necesarios con las autoridades de salud para estar informados de la incidencia de enfermedades diarreicas y así actuar efectiva y oportunamente ante la presencia de posibles brotes.
- Se promoverá y asegurará la cooperación externa por parte de organismos tales como la OPS, UNICEF, PNUMA, PNUD y las instituciones internacionales de crédito.

7. ACCIONES COMPLEMENTARIAS Y DE APOYO

- Realizar un estudio diagnóstico de la situación en general, por estados y municipios, para efectos de planeación. El diagnóstico por localidad debe ser realizado por los propios miembros de la comunidad, debidamente adiestrados, utilizando un cuestionario lo más sencillo posible.
- Revisar los criterios ingenieriles y los nuevos sistemas de agua potable y disposición de excretas, ajustados técnicamente a los deseos de la población usuaria y a su capacidad de pago. En general, las obras deben ser de bajo costo y fácil operación y mantenimiento conforme a la realidad socioeconómica y cultural de la población.

FASES	1991	1992	1993	1994
1. PREPARATORIA	[Barra de actividad que cubre el primer trimestre de 1991]			
2. APLICATIVA DE DEMOSTRACION (PILOTO)	[Barra de actividad que cubre el primer trimestre de 1991, todo 1992 y el primer trimestre de 1993]			
Evaluación y ajuste	[Barra de actividad que cubre el tercer trimestre de 1992]			
3. APLICATIVA DE COBERTURA GENERAL	[Barra de actividad que cubre el primer trimestre de 1991, todo 1992, todo 1993 y el primer trimestre de 1994]			
Evaluación y ajuste	[Barra de actividad que cubre el tercer trimestre de 1994]			

10. ACCIONES A TOMAR DE INMEDIATO

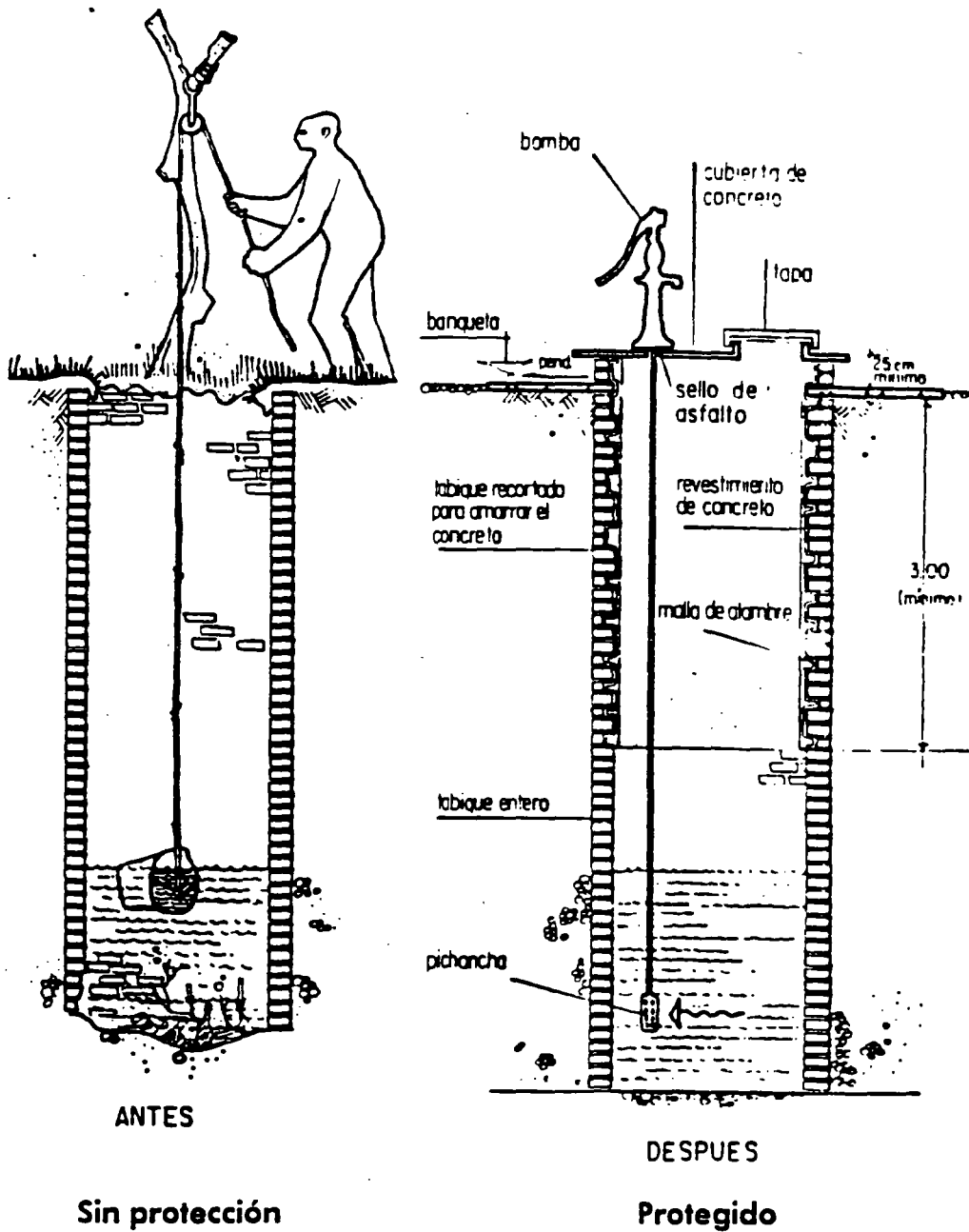
- Que PRONASOL convenga y concerte con los diferentes organismos del Gobierno Federal y demás sectores involucrados de la sociedad para su participación activa.
- Integrar una unidad técnico-administrativa que se responsabilice de la dirección y coordinación del programa.
- Organizar una reunión de trabajo de carácter sectorial para discutir y precisar los términos del programa.
- Realizar una investigación bibliográfica y la recopilación del material publicado para análisis, síntesis informativa y difusión.
- La elaboración de un documento conteniendo el programa ejecutivo e incluyendo los aspectos financieros y las estructuras orgánicas administrativas responsables del mismo.
- Organizar e impartir un curso de saneamiento básico rural e implementarlo sistemáticamente en todo el ámbito del sector.

CUADRO SINOPTICO Saneamiento Básico Rural

Caracterización		Campos de Aplicación			
Componentes Básicos	Acciones Específicas	Comunidad		Individual	
		Compacta	Dispersa	Vivienda	Escuela
I. AGUA POTABLE	1. Sistemas Públicos				
	- Captación y distribución	x	x		
	- Tomas domiciliarias	x		x	x
	- Unidades agua	x	x		
	- Hidrantes	x	x	x	x
	2. Protección de Fuentes				
	- Aguas subterráneas (manantiales, pozos, etc.)	x	x	x	x
	- Aguas superficiales (ríos, lagos, etc.)	x	x		
	- Aguas pluviales (aljibes, ollas, hydr. etc.)		x	x	x
	3. Desinfección del Agua de Consumo Humano				
- Cloración	x	x		x	
- Filtración	x	x	x	x	
- Ebullición			x		
II. DISPOSICION DE EXCRETAS	1. Alcantarillado Sanitario o Separado				
	- Red de atarjeas	x			
	- Conexiones			x	x
	2. Tratamiento de Aguas Negras				
	- Lagunas estabilización	x			
	- Otros sistemas	x			
	- Fosas sépticas	x	x	x	x
	3. Disposición Final de Aguas Negras				
	- Riego controlado	x	x	x	x
	- Dilución controlada	x			
4. Sistema de Concentración de Excretas					
- Letrinas sanitarias			x	x	
- Letrinas aboneras			x	x	
III. EDUCACION Y PARTICIPACION COMUNITARIA	1. Comunicación y concertación	x	x	x	x
	2. Capacitación	x	x	x	x
	3. Organización de la participación	x	x	x	x

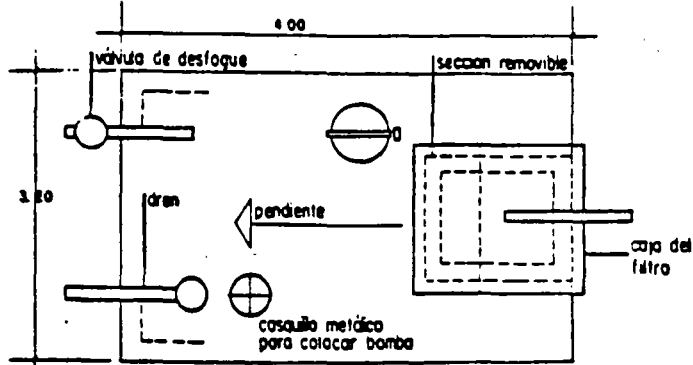
PROTECCION DE FUENTES Aguas Subterráneas

NORIA O POZO EXCAVADO

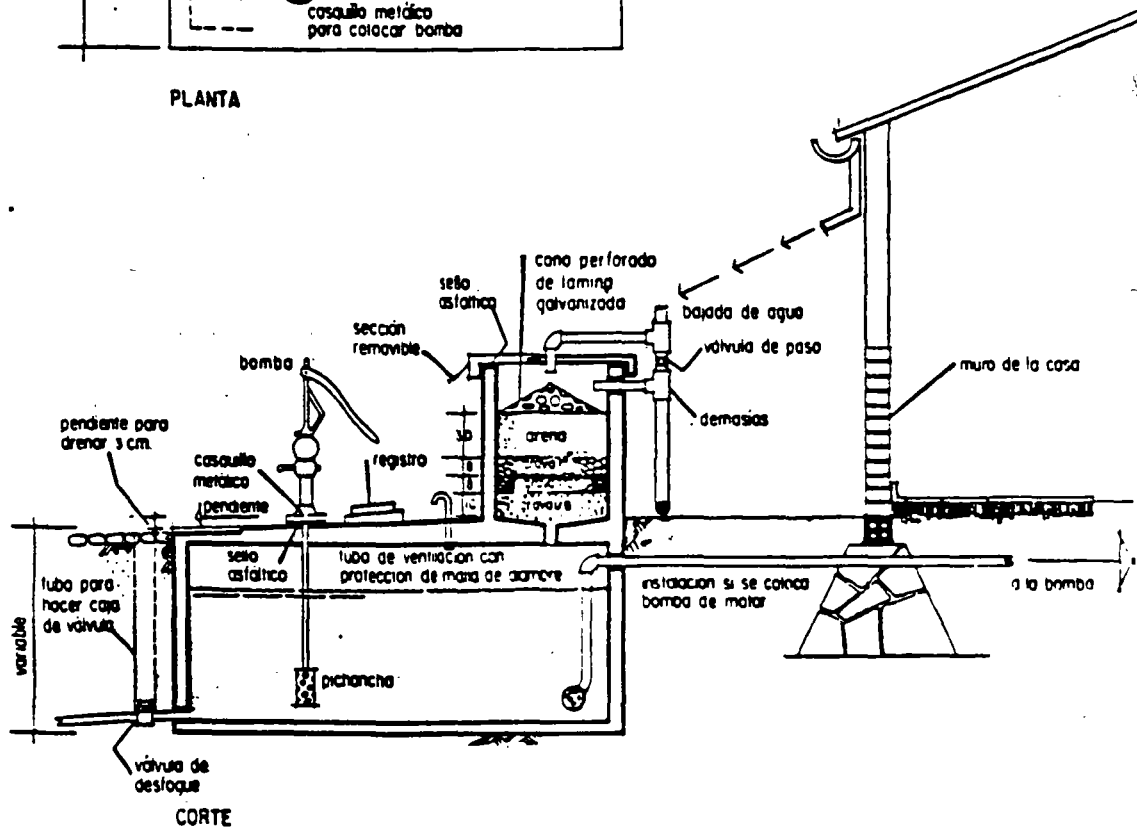


PROTECCION DE FUENTES

Aljibe con Filtro



PLANTA

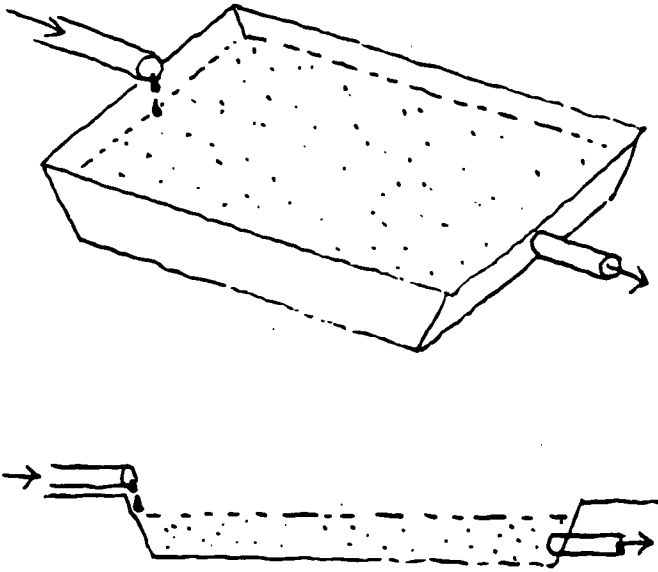


CORTE

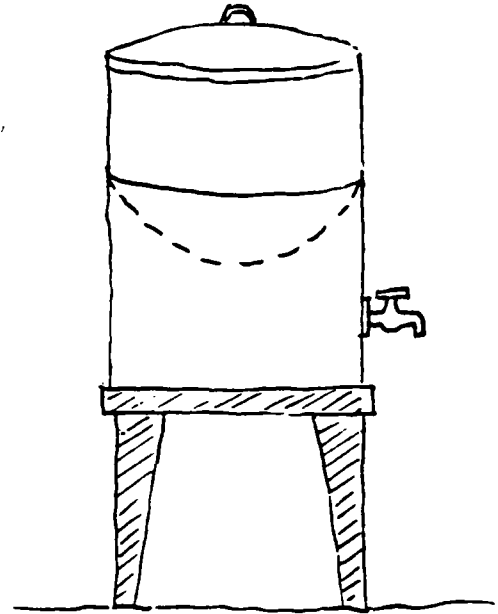
DESINFECCION DEL AGUA

Pública y Doméstica

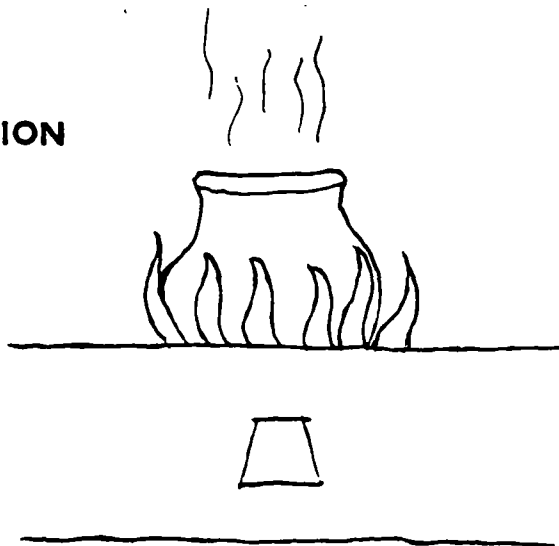
FILTRO LENTO DE ARENA
(público)



FILTRO DE CANTERA
(doméstico)

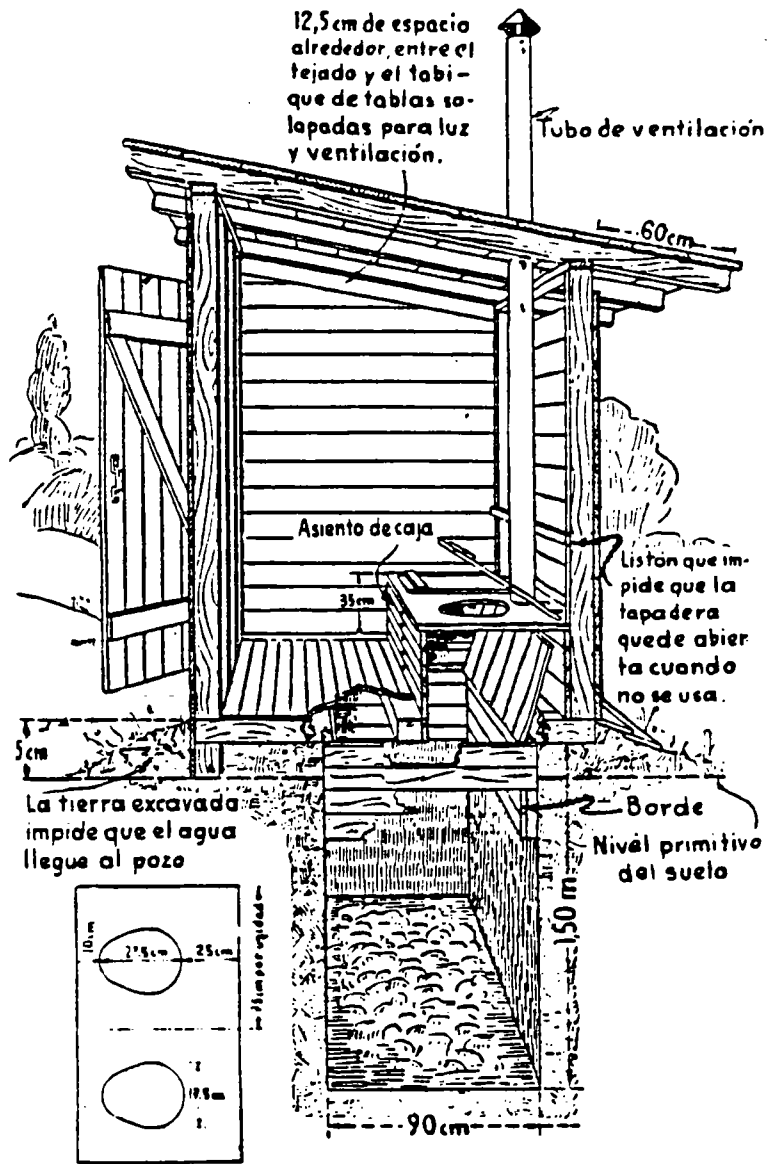


EBULLICION

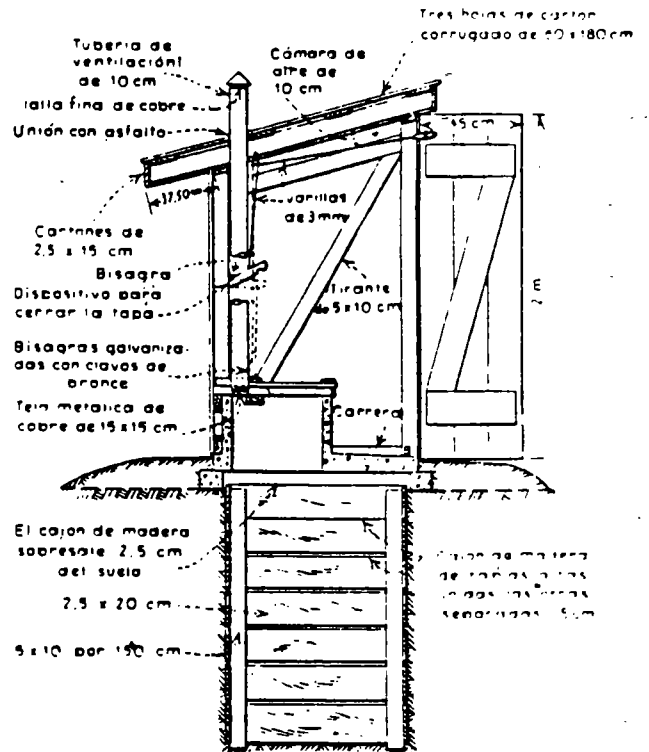
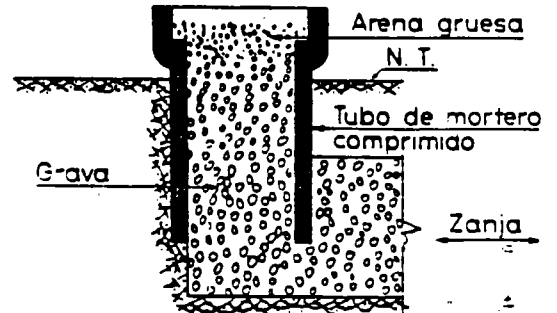


SISTEMAS DE CONCENTRACION DE EXCRETAS

Letrina Sanitaria Convencional

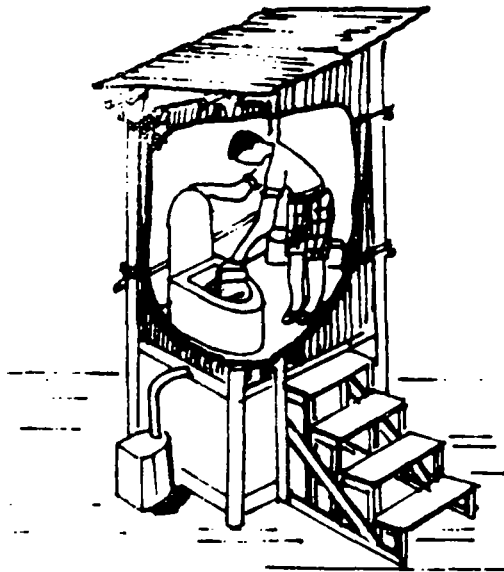


URINARIO RURAL

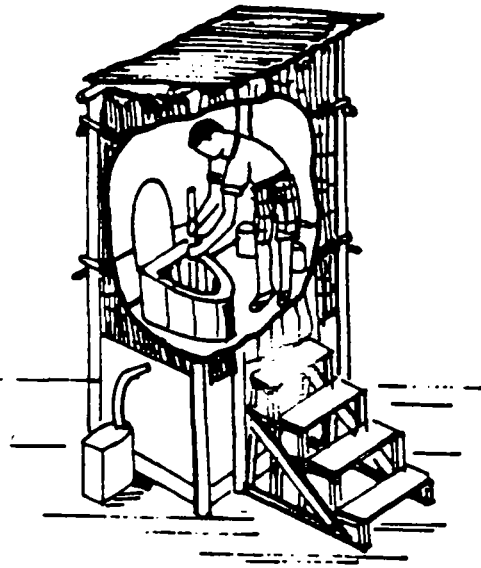


SISTEMAS DE CONCENTRACION DE EXCRETAS

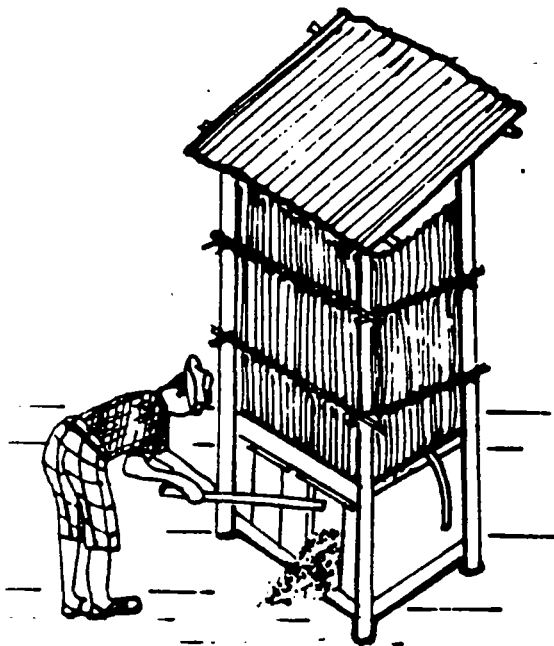
Letrinas Aboneras (doble cámara)



Adición de cenizas después de la deposición diaria

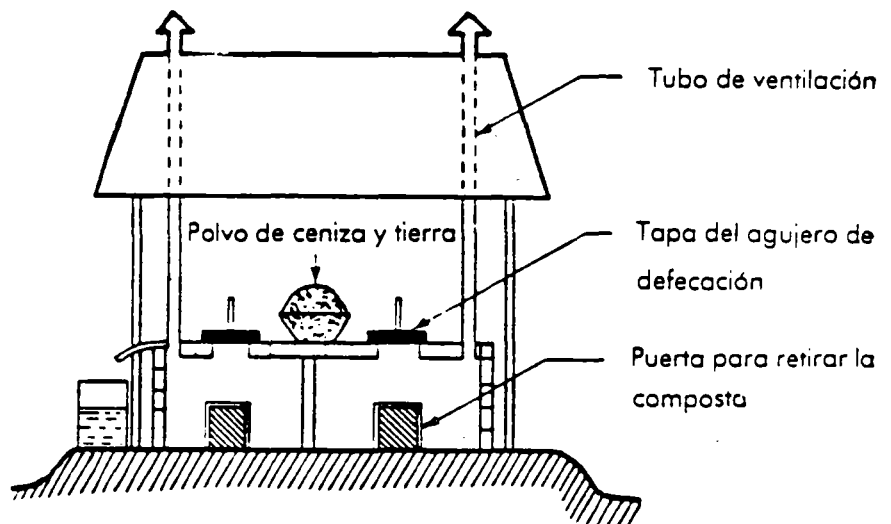


Agitación semanal para desecación homogénea

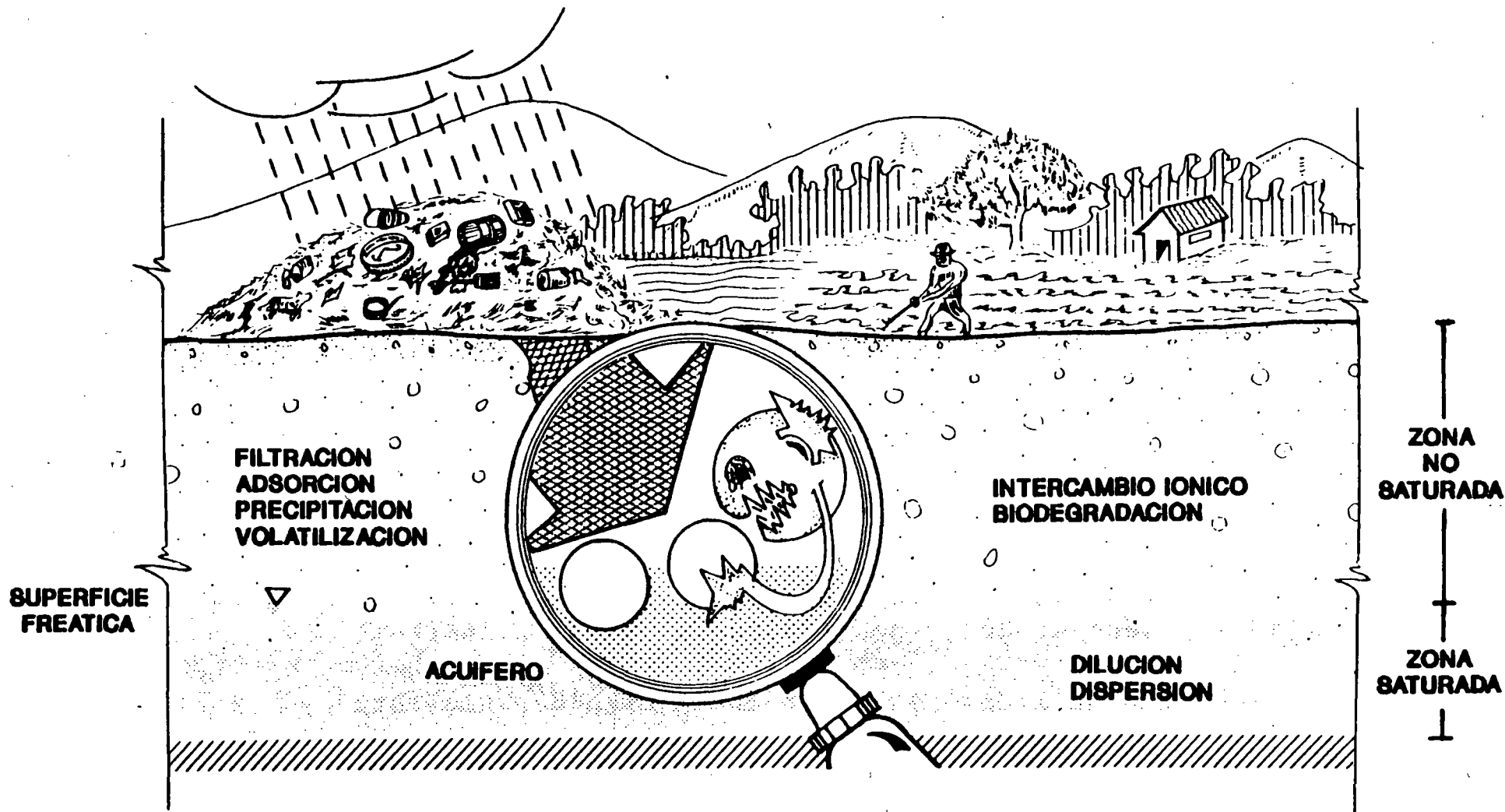


El abono orgánico deberá estar completamente seco

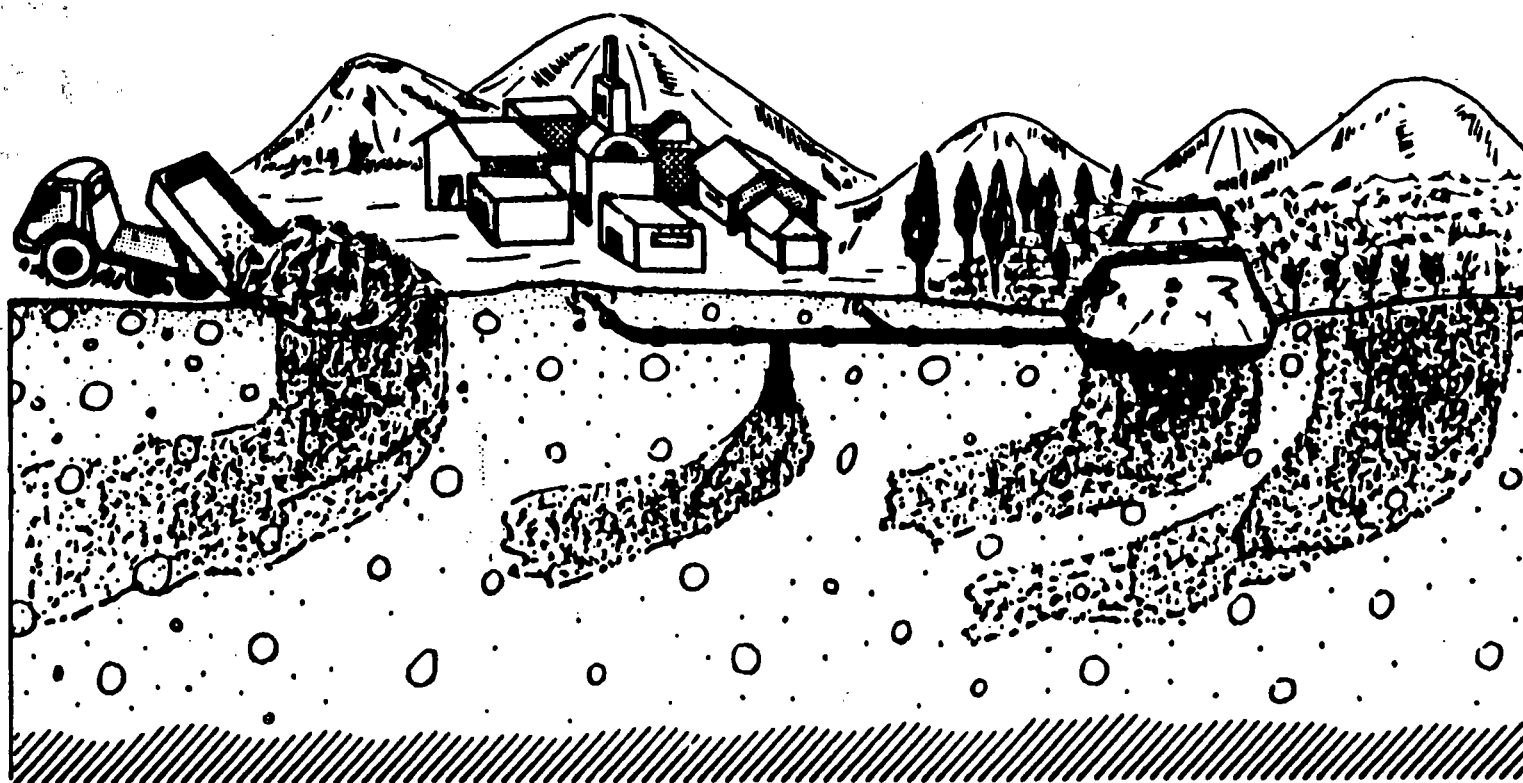
VIETNAMITA



EL SUBSUELO : PLANTA DE TRATAMIENTO



**CONTAMINACION DEL AGUA SUBTERRANEA
EN LAS ZONAS URBANAS**

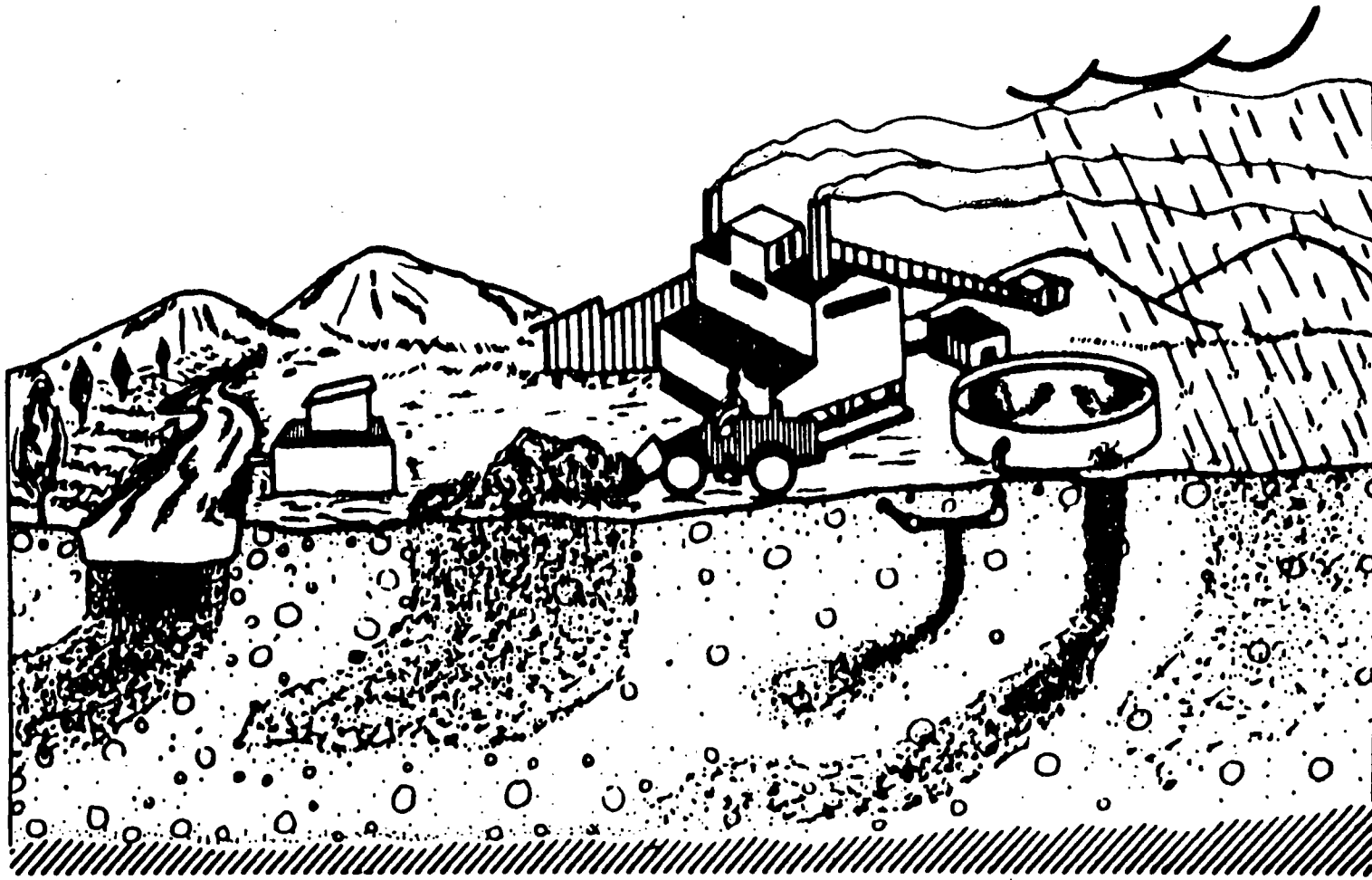


**LIXIVIACION DE
RELLENOS SANITARIOS
Y BASURALES**

**FUGAS DE
ALCANTARILLADOS**

**LAGUNAS Y RIEGO DE
AGUAS SERVIDAS**

CONTAMINACION DEL AGUA SUBTERRANEA EN ZONAS INDUSTRIALES

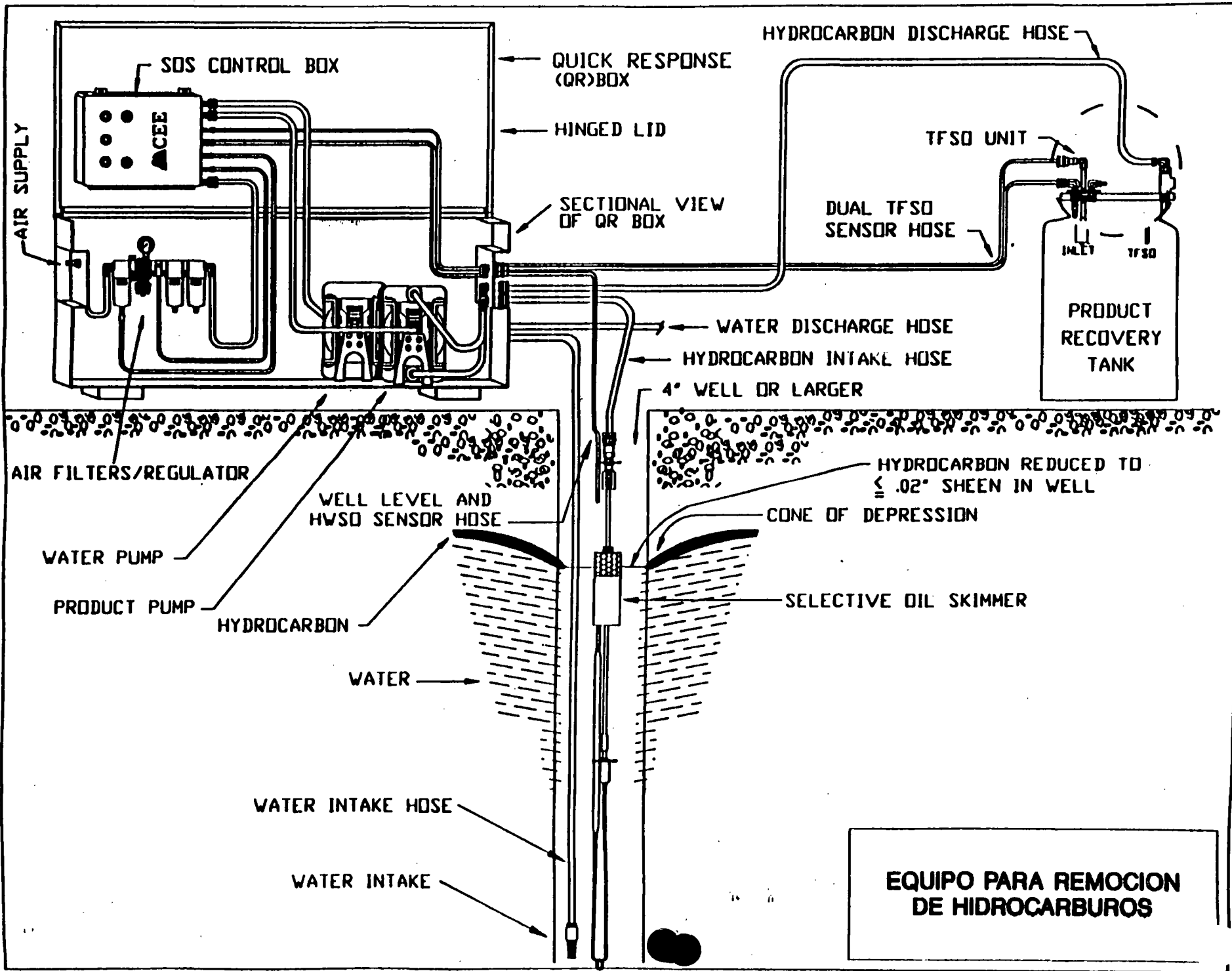


INFILTRACION DE
RIOS CONTAMINADOS

LIXIVIACION DE
MATERIALES TOXICOS

FUGAS EN
TANQUES Y
TUBERIAS

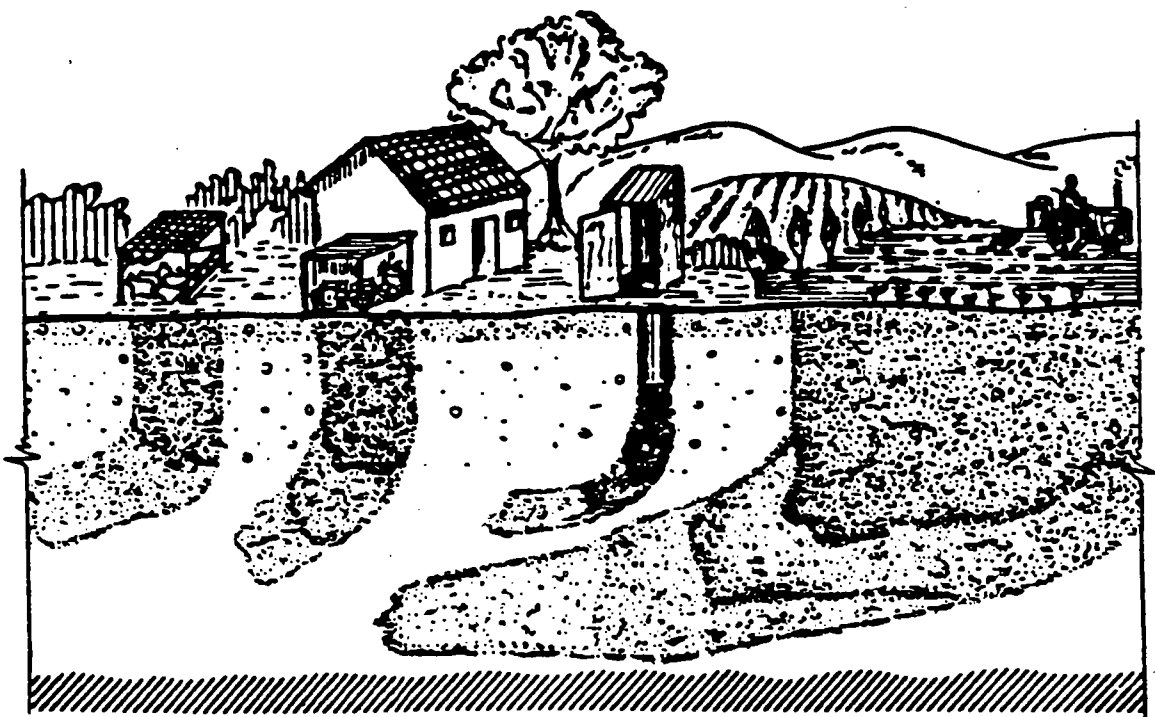
INFILTRACION DE
LLUVIAS
CONTAMINADAS



HW22/SOS-2
 SHALLOW WELL HYDROCARBON AND WATER RECOVERY SYSTEM
 WITH SELECTIVE OIL SKIMMER

**EQUIPO PARA REMOCION
 DE HIDROCARBUROS**

CONTAMINACION DE ACUIFEROS EN EL MEDIO RURAL

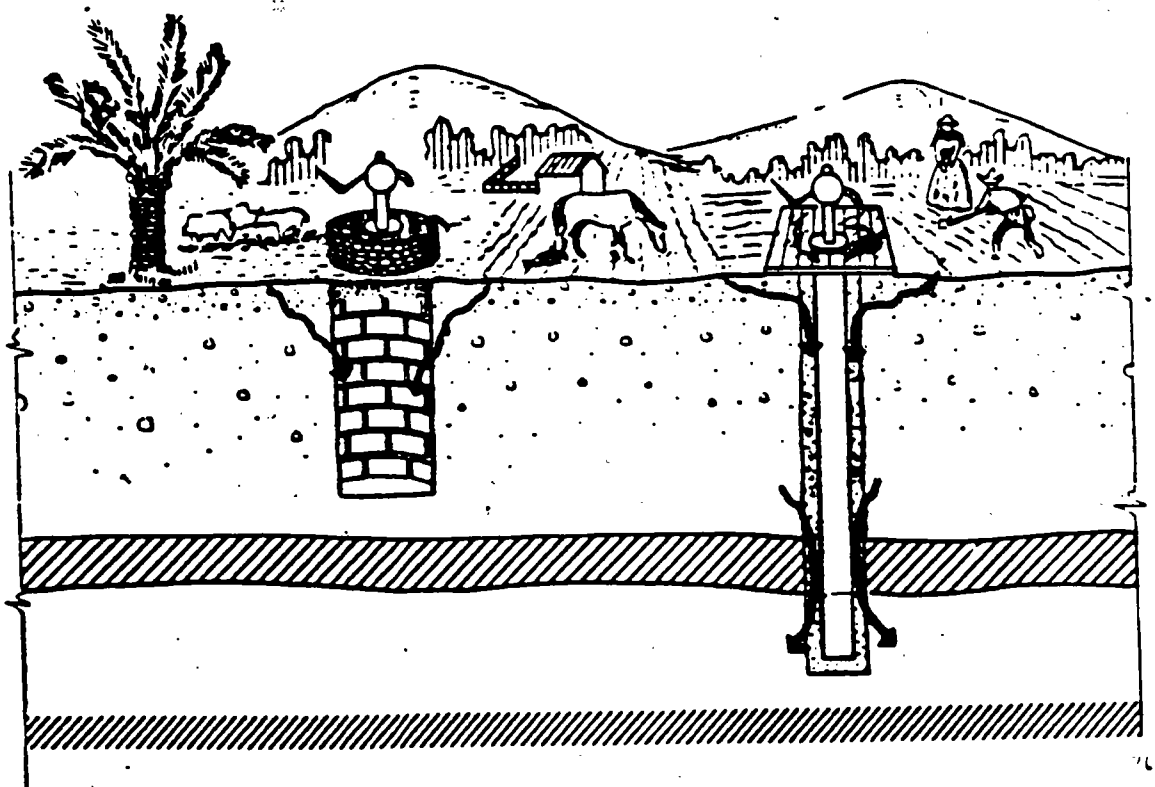


CRIADEROS DE ANIMALES

DEPOSITOS DE COMBUSTIBLES Y PESTICIDAS

DESCARGAS DE LETRINAS

LIXIVIACION DE SUELOS CULTIVADOS



ENFERMEDADES QUE PUEDEN SER TRANSMITIDAS POR AGUAS SUBTERRANEAS CONTAMINADAS

BACTERIAS	<u>ENFERMEDAD</u>	<u>AGENTE PATOGENO</u>
	Cólera	<i>Vibrio cholerae</i>
	Fiebre tifoidea	<i>Salmonella typhi</i>
	Fiebre paratifoidea	<i>Salmonella paratyphi</i>
	Disenteria bacilar	<i>Shigella spp.</i>
	Diarreas	<i>E. coli</i> enterotoxigénica <i>E. coli</i> enteropatógena <i>Salmonella spp.</i> y otros

VIRUS	<u>ENFERMEDAD</u>	<u>AGENTE PATOGENO</u>
	Hepatitis infecciosa	Virus de hepatitis A
	Poliomelitis	Poliovirus
	Diarreas	Rotavirus agente Norwalk
	Diversos síntomas	Echovirus, Coxsackievirus y otros

FACTORES QUE INFLUYEN EN EL TRANSPORTE DE VIRUS Y BACTERIAS A TRAVES DE LA ZONA NO SATURADA

FACTOR

EFECTOS

ESTRUCTURA O GRANULOMETRIA DEL SUELO Y DE LOS ESTRATOS ADYACENTES

BACTERIAS Y VIRUS SON FACILMENTE ADSORBIDOS POR LOS MATERIALES ARCILLOSOS; LA ATENUACION ES DIRECTAMENTE PROPORCIONAL AL CONTENIDO DE ARCILLA Y MATERIA ORGANICA

pH

EL pH BAJO FAVORECE LA ADSORCION DE LOS MICROORGANISMOS

MATERIA ORGANICA

LA MATERIA ORGANICA COMPITE CON LOS MICROORGANISMOS POR OCUPAR LA SUPERFICIE DE ADSORCION

CATIONES

LOS CATIONES FAVORECEN LA ADSORCION

CARGA HIDRAULICA SOBRE EL TERRENO

A MAYOR CARGA HIDRAULICA CORRESPONDE MAYOR VELOCIDAD DE FLUJO Y, CON ELLA, PENETRACION MAS RAPIDA Y PROFUNDA DE LOS MICROORGANISMOS

PRECIPITACION PLUVIAL

LA INFILTRACION GENERADA POR FUERTES LLUVIAS PUEDE LIBERAR GERMENES ADSORBIDOS

FACTORES QUE INFLUYEN EN LA SUPERVIVENCIA DE BACTERIAS Y VIRUS EN EL SUBSUELO (GERBA, 1979)

FACTOR

EFECTOS

CONTENIDO DE HUMEDAD

LA SUPERVIVENCIA ES MAYOR EN MATERIALES HUMEDOS Y DURANTE LA TEMPORADA LLUVIOSA

RETENCION ESPECIFICA

MAYOR SUPERVIVENCIA EN MATERIALES DE ALTA RETENCION

TEMPERATURA

SUPERVIVENCIA MAS PROLONGADA A BAJAS TEMPERATURAS

ADSORCION

LOS MICROORGANISMOS ADHERIDOS SOBREVIVEN MAS TIEMPO

pH

LA SUPERVIVENCIA ES MENOR EN LOS MATERIALES ACIDOS (pH = 3 A 5)

LUZ SOLAR

EN AMBIENTES OSCUROS LA SUPERVIVENCIA ES MAYOR QUE EN LA SUPERFICIE DEL TERRENO

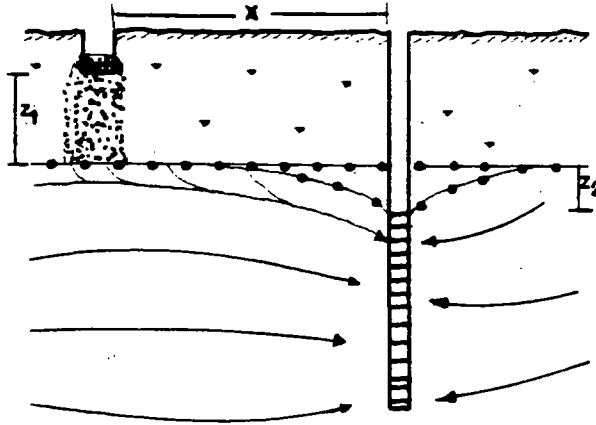
MATERIA ORGANICA

SUPERVIVENCIA MAS PROLONGADA EN PRESENCIA DE SUFICIENTE MATERIA ORGANICA

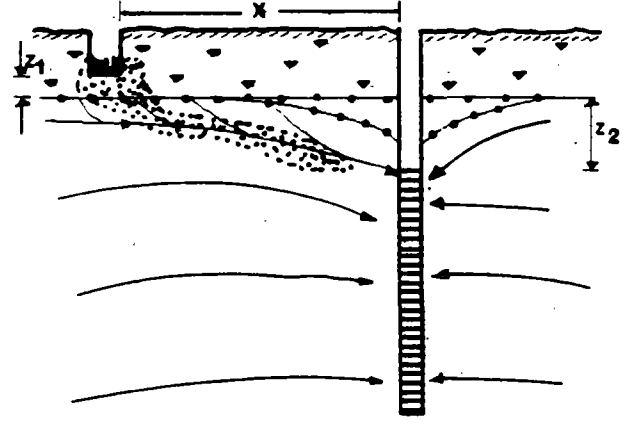
MICROFLORA NATURAL

LA SUPERVIVENCIA ES MAYOR EN MATERIAL ESTERIL: LA MICROFLORA DEL SUELO Y LOS MICROORGANISMOS COMPITEN POR LOS NUTRIENTES

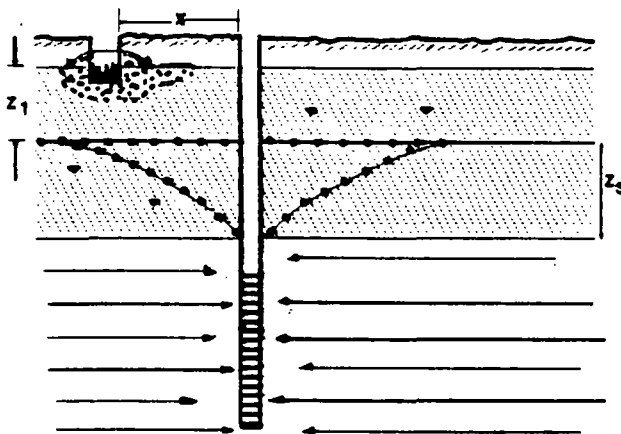
CONTAMINACION EN UN ACUIFERO NO CONFINADO CON NIVEL FREATICO PROFUNDO



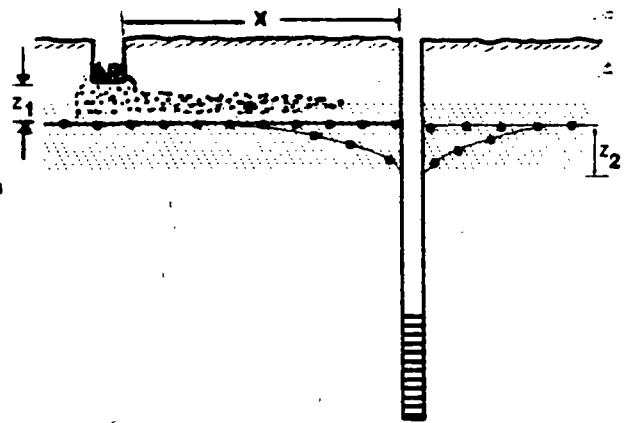
CONTAMINACION EN UN ACUIFERO NO CONFINADO CON NIVEL FREATICO ESTACIONALMENTE PROFUNDO




CONTAMINACION EN UN ACUIFERO SEMICONFINADO




CONTAMINACION EN UN ACUIFERO CONFINADO



 BARRERA IMPERMEABLE

 NIVEL DE LA TORSA DEL POZO (REJILLA)

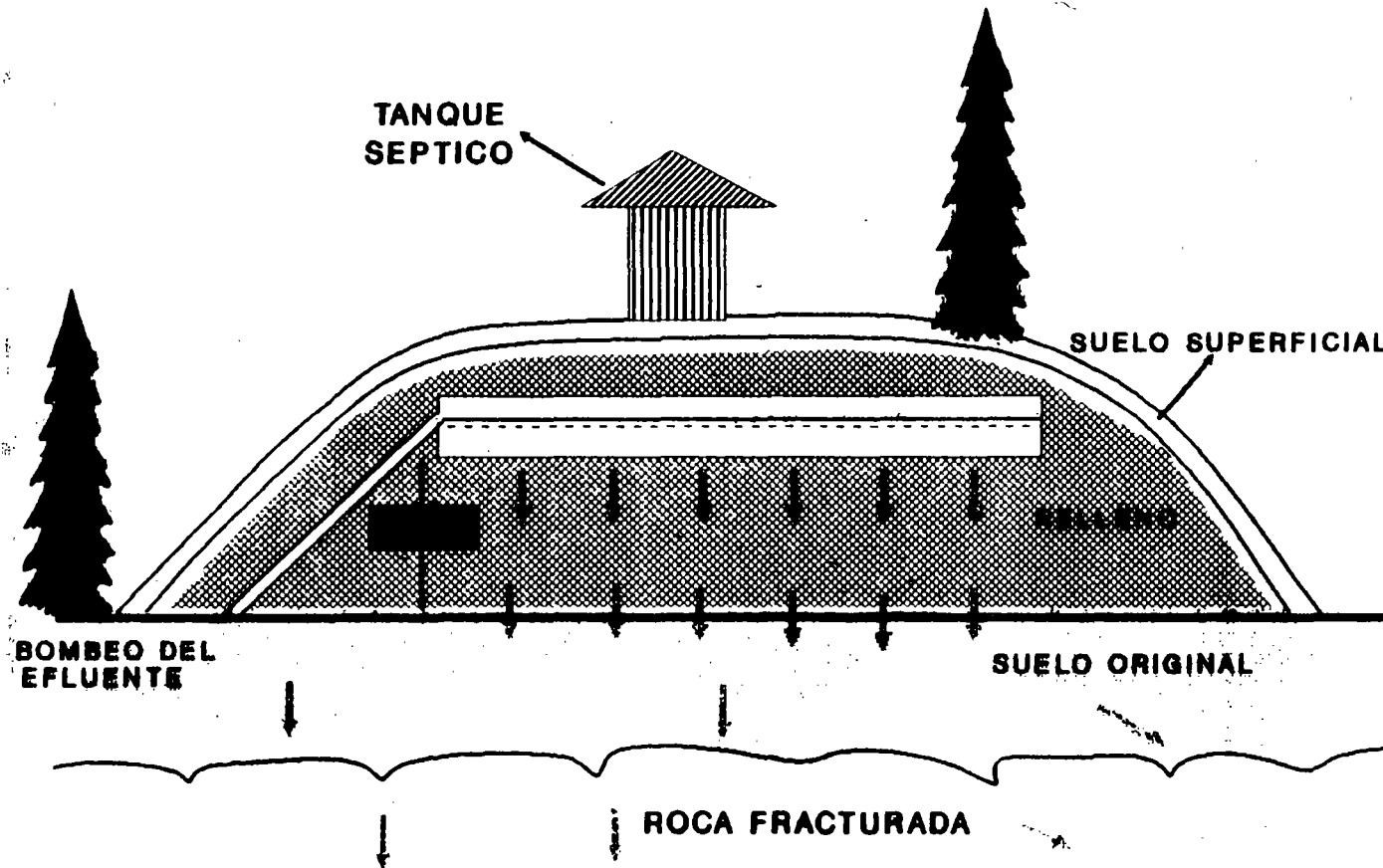
 FLUCTUACION ESTACIONAL DEL NIVEL FREATICO

 NIVEL FREATICO BAJO COMBACION ESTACIONAL Y DISEMBARGO

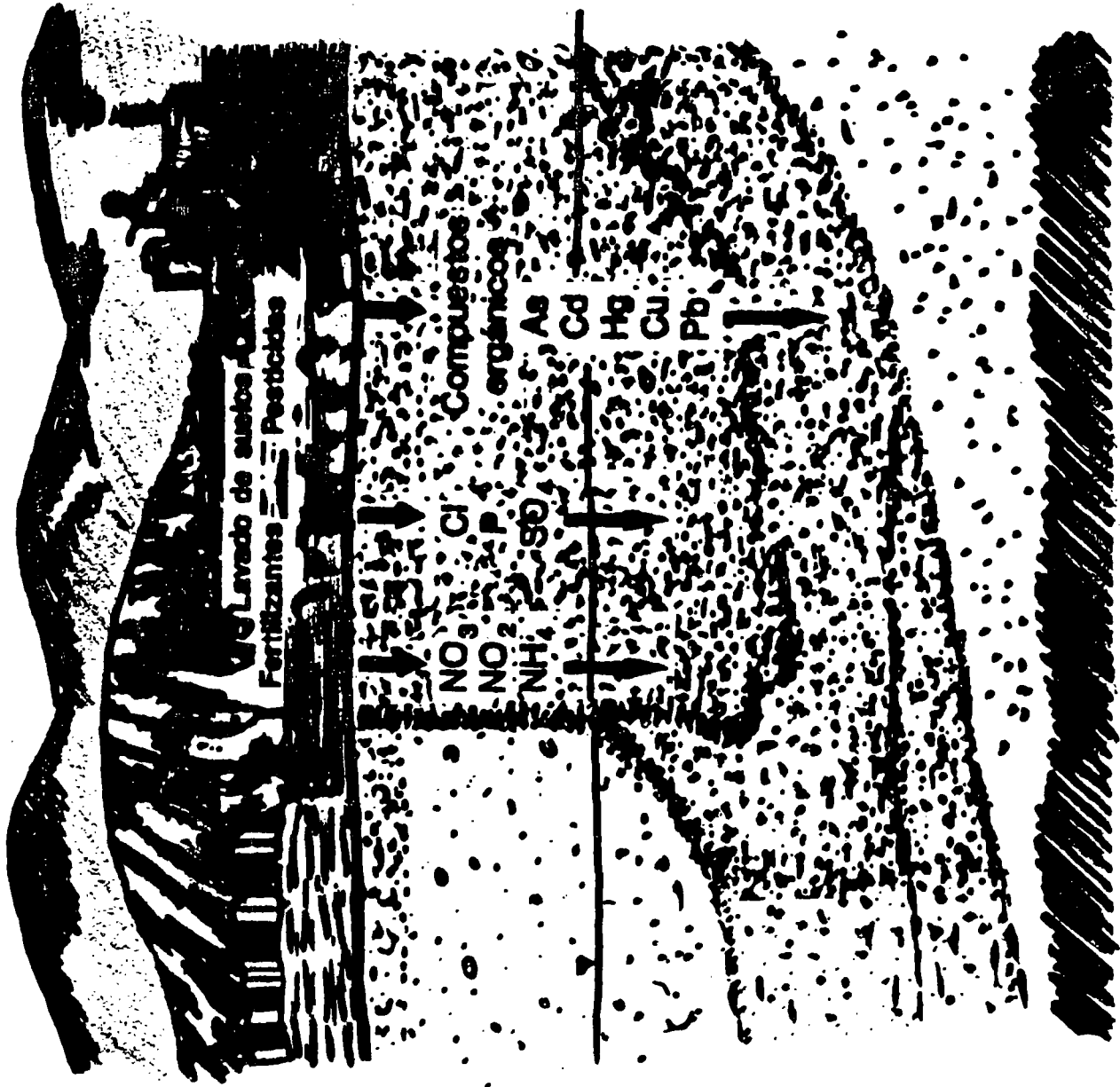
 CAPA CONFINANTE IMPERMEABLE

 EXTENSION DE LA CONTAMINACION POR SUCESOS POCALOS

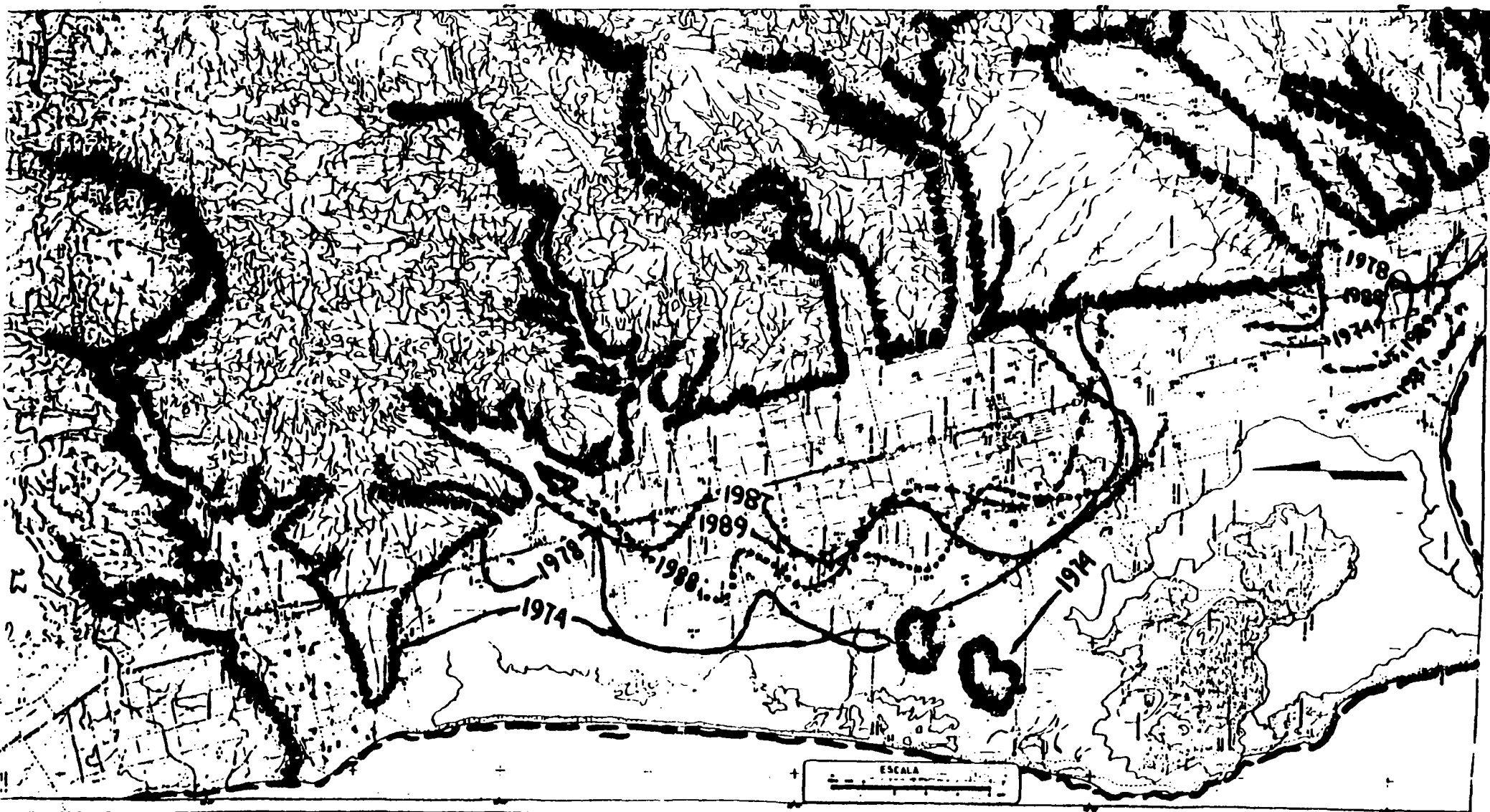
RELLENO ARTIFICIAL PARA LA PROTECCION DE ACUIFEROS CONTRA LA CONTAMINACION POR EFLUENTES DE TANQUES SEPTICOS



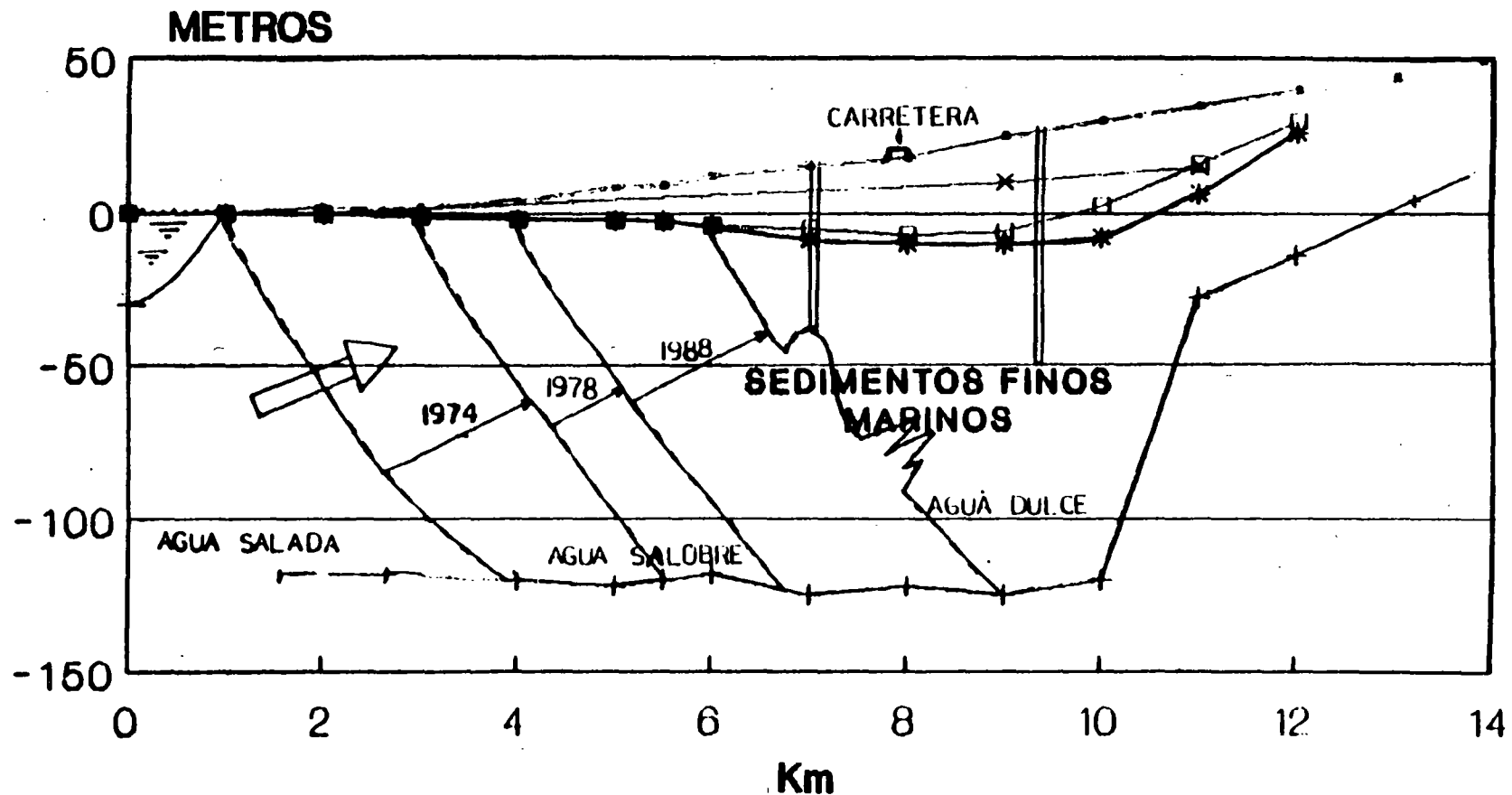
CONTAMINACION DEL AGUA SUBTERRANEA POR DESARROLLOS AGRICOLAS



EVOLUCION DE SALINIDAD (3000 ppm)



INTRUSION SALINA EN EL ACUIFERO DE SAN QUINTIN, B.C.



—●— N.T.

—+— BASE

—*— N.E. 1988

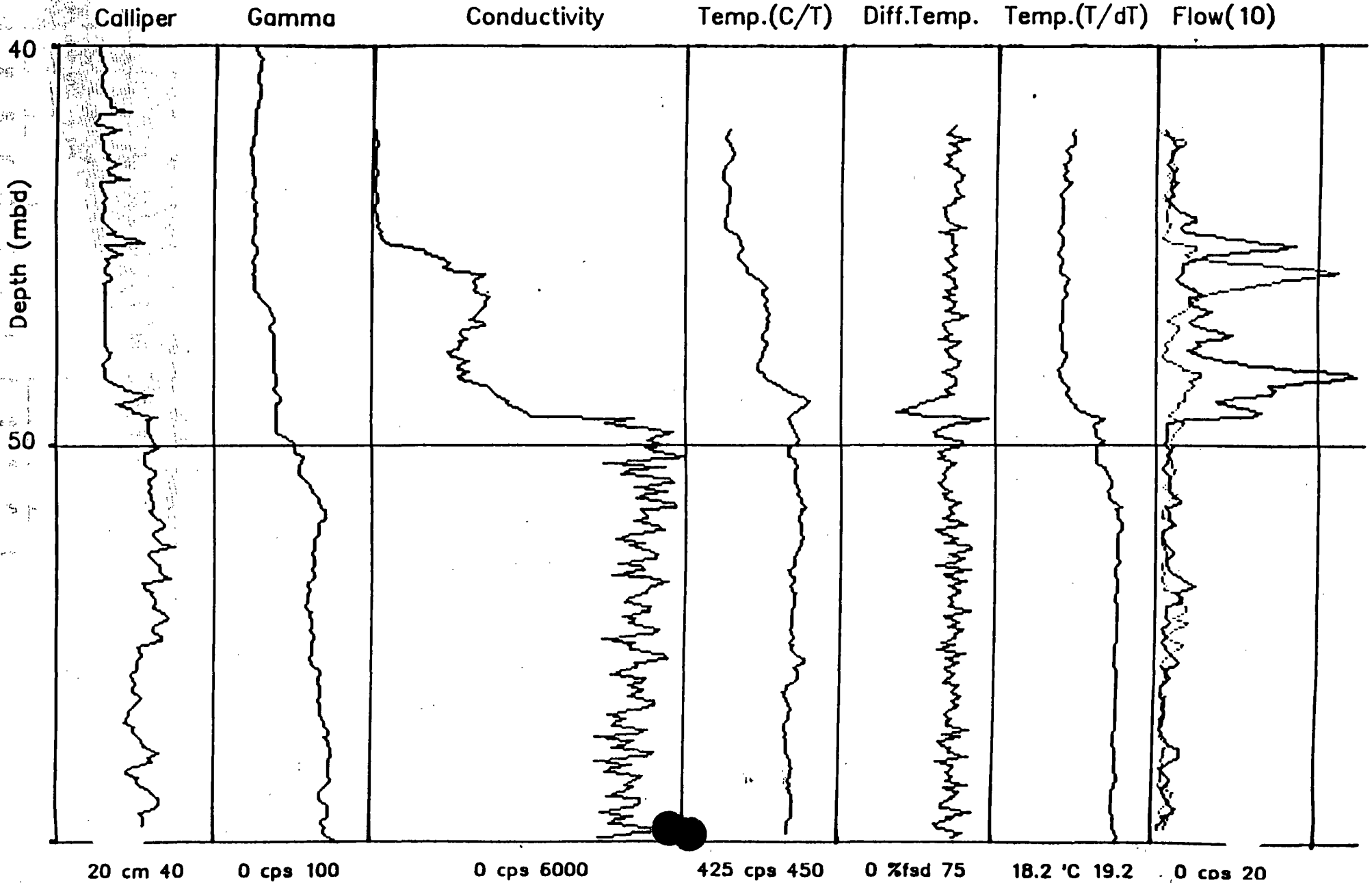
—■— N.E. 1981

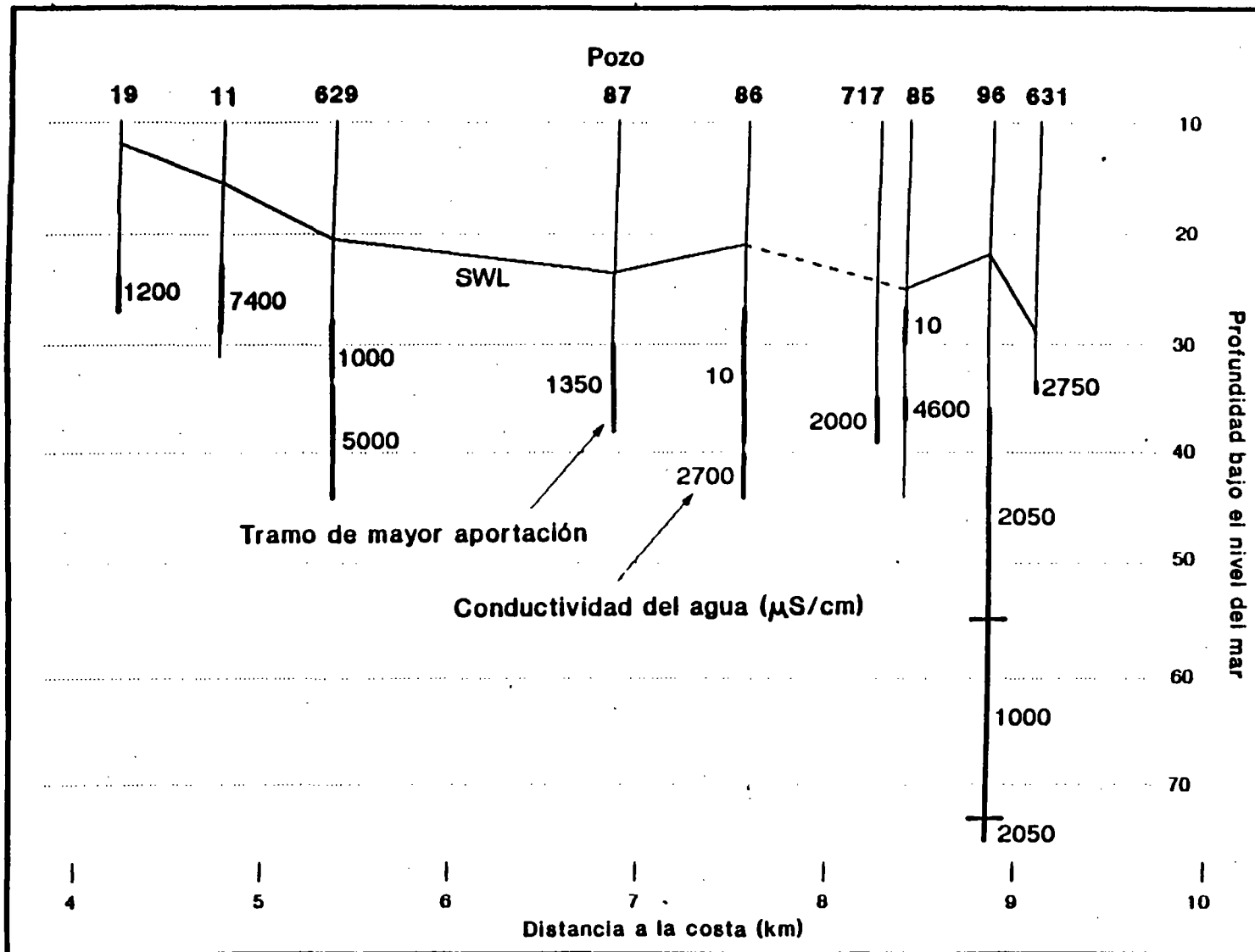
—*— N.E. COND. NATURAL

ESTUDIO DE LA INTRUSION SALINA
DEL ACUIFERO SAN QUINTIN, B.C.
REGISTROS EN POZOS

BC629

25

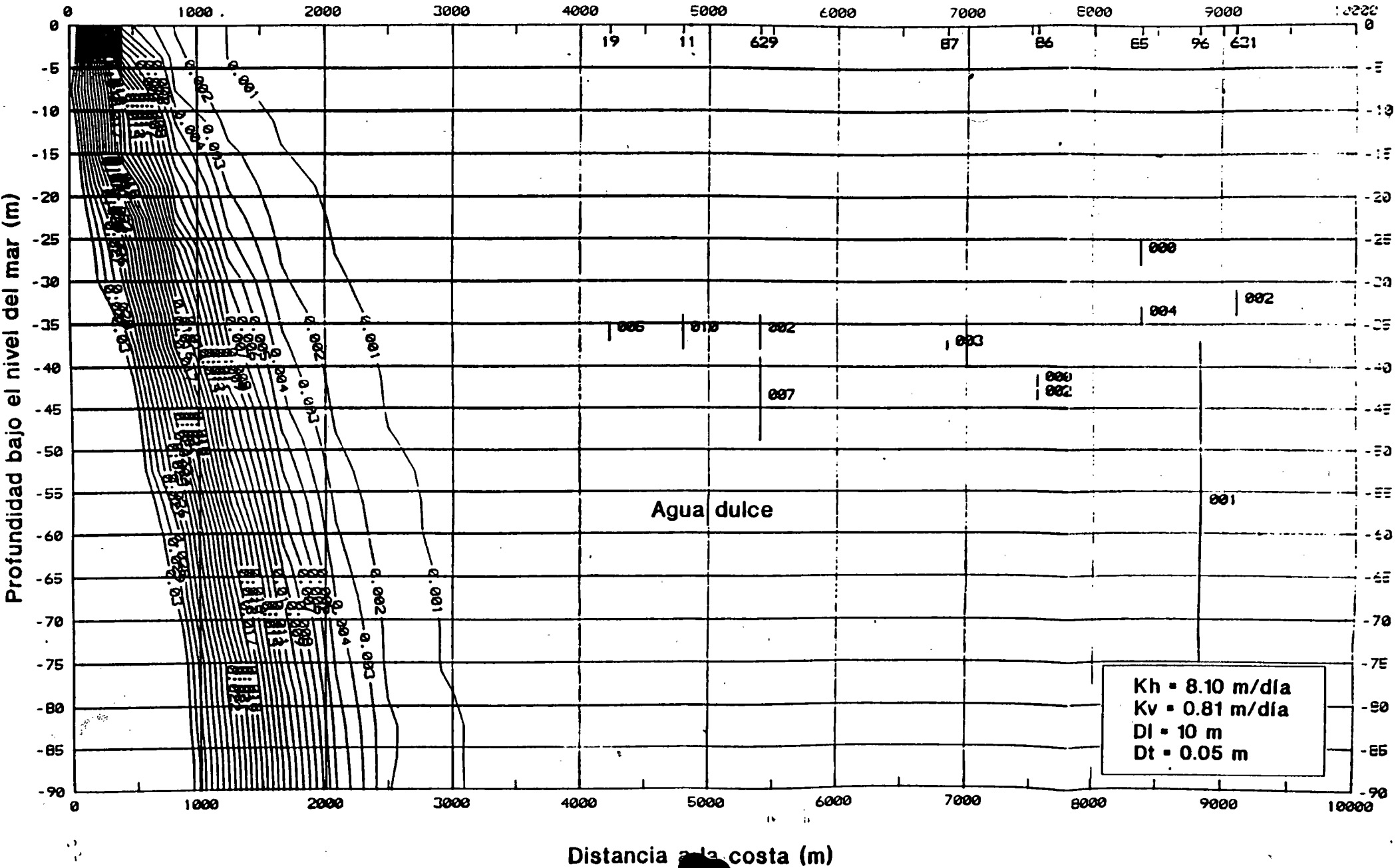




**INTRUSION SALINA EN EL ACUIFERO SAN QUINTIN, B.C.
DISTRIBUCION VERTICAL DE LA SALINIDAD DEL AGUA CAPTADA POR POZOS**

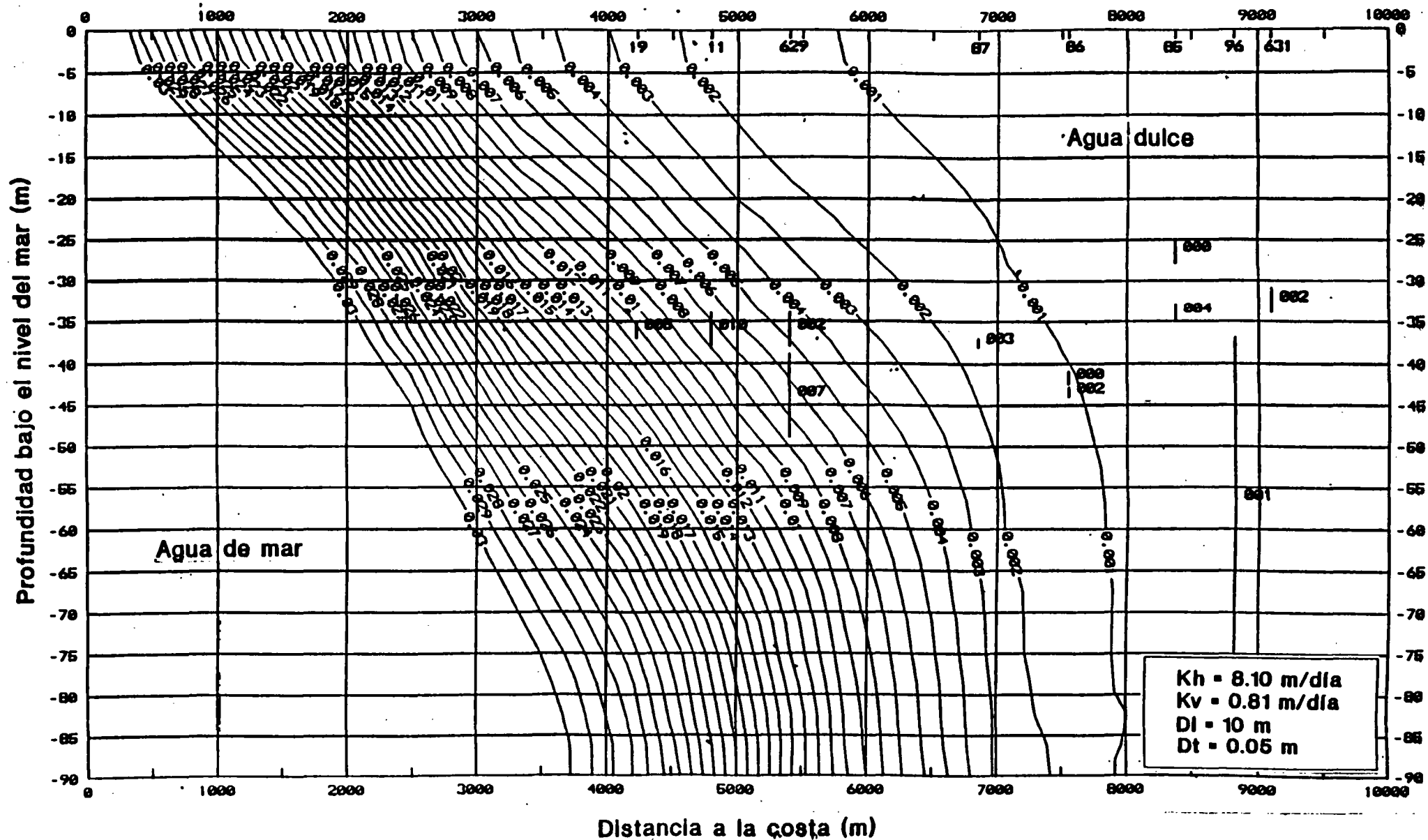
SIMULACION DE LA INTRUSION SALINA EN EL VALLE DE SAN QUINTIN

Condiciones naturales

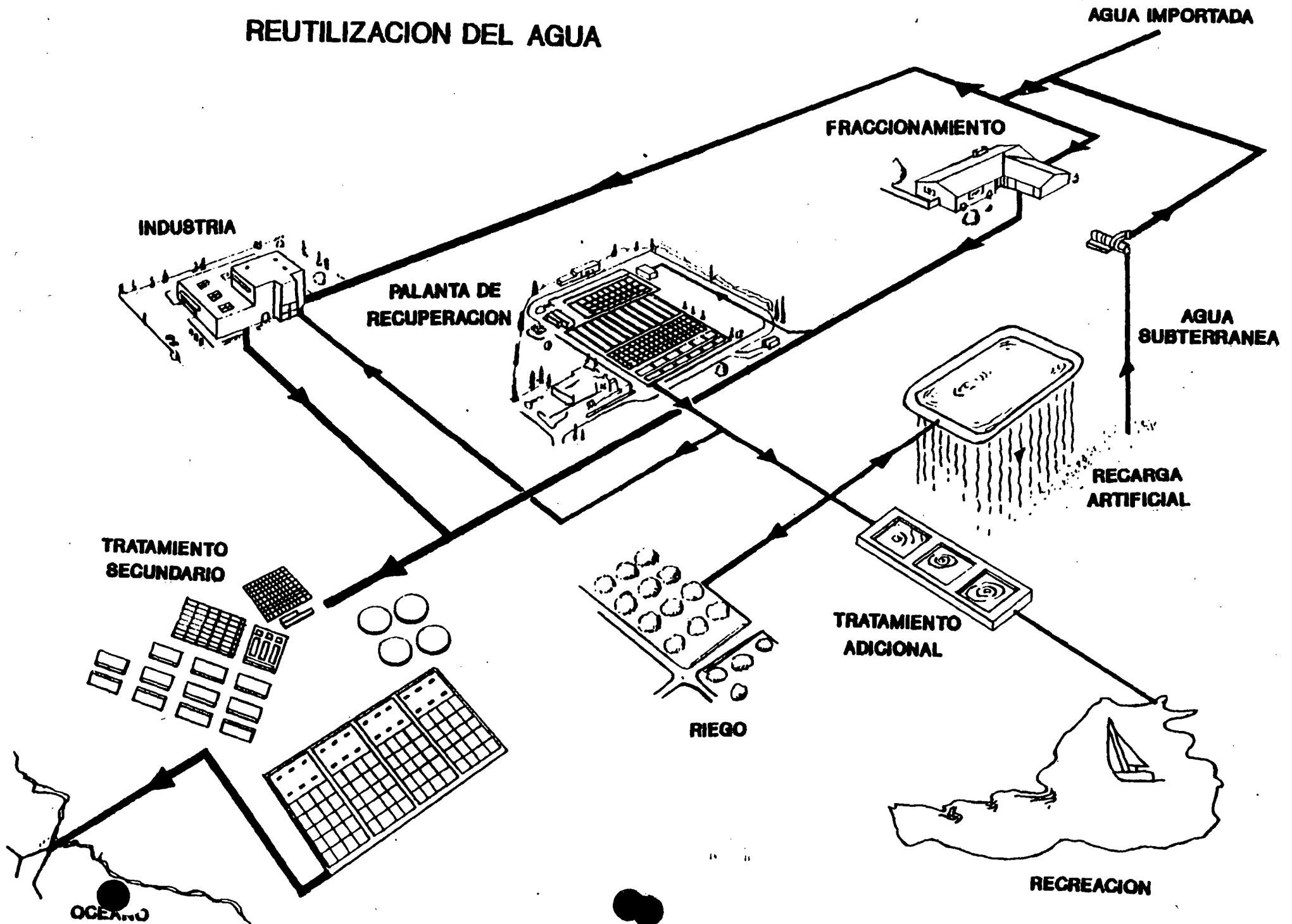


SIMULACION DE LA INTRUSION SALINA EN EL VALLE DE SAN QUINTIN

Condiciones actuales (1991)



REUTILIZACION DEL AGUA



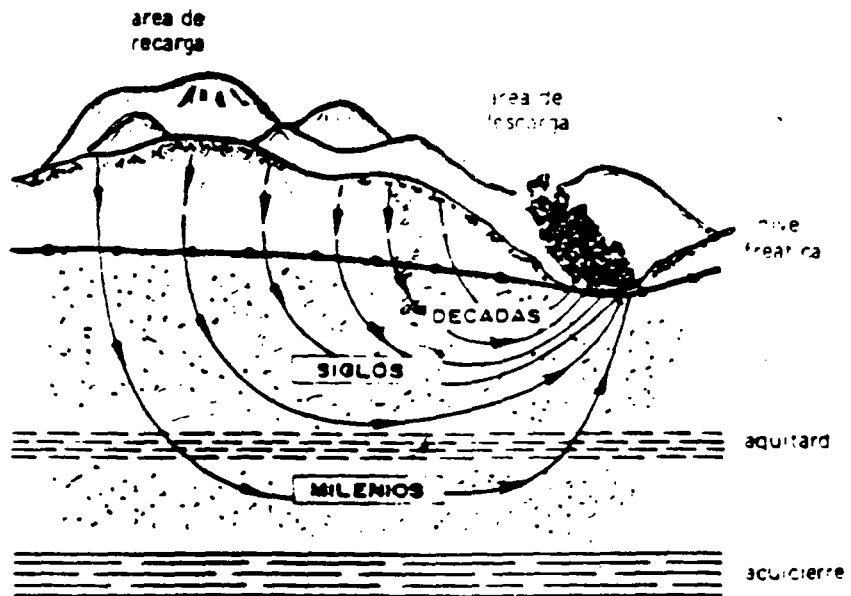
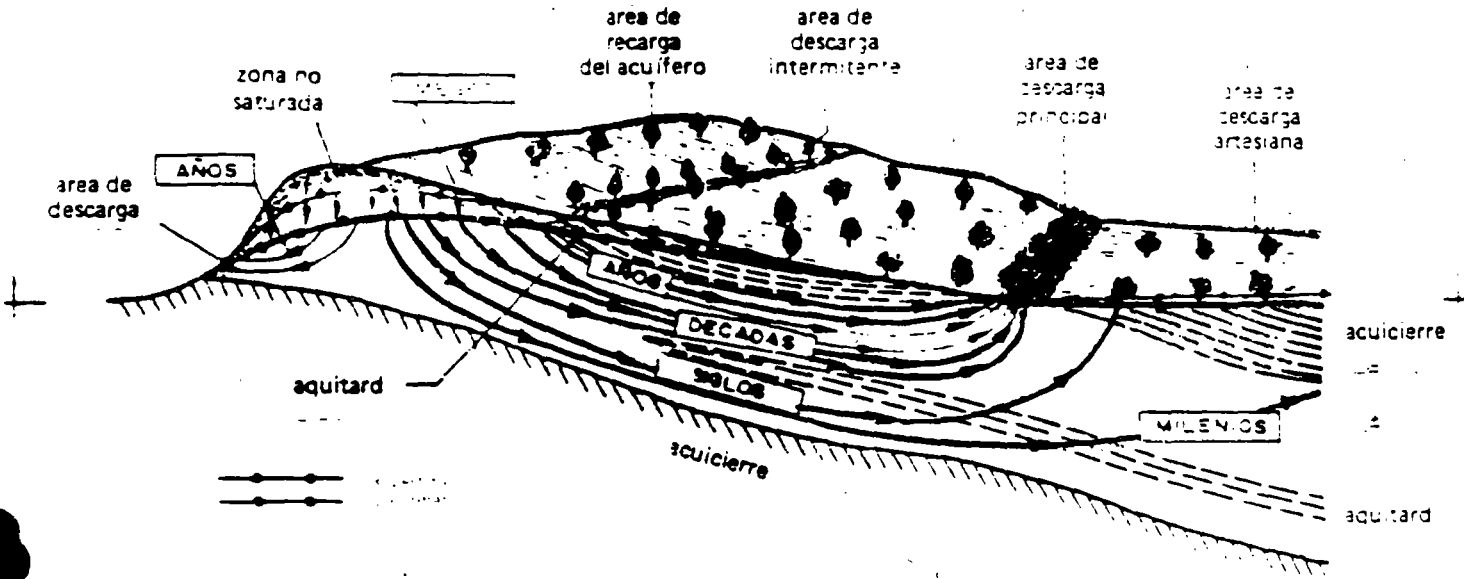
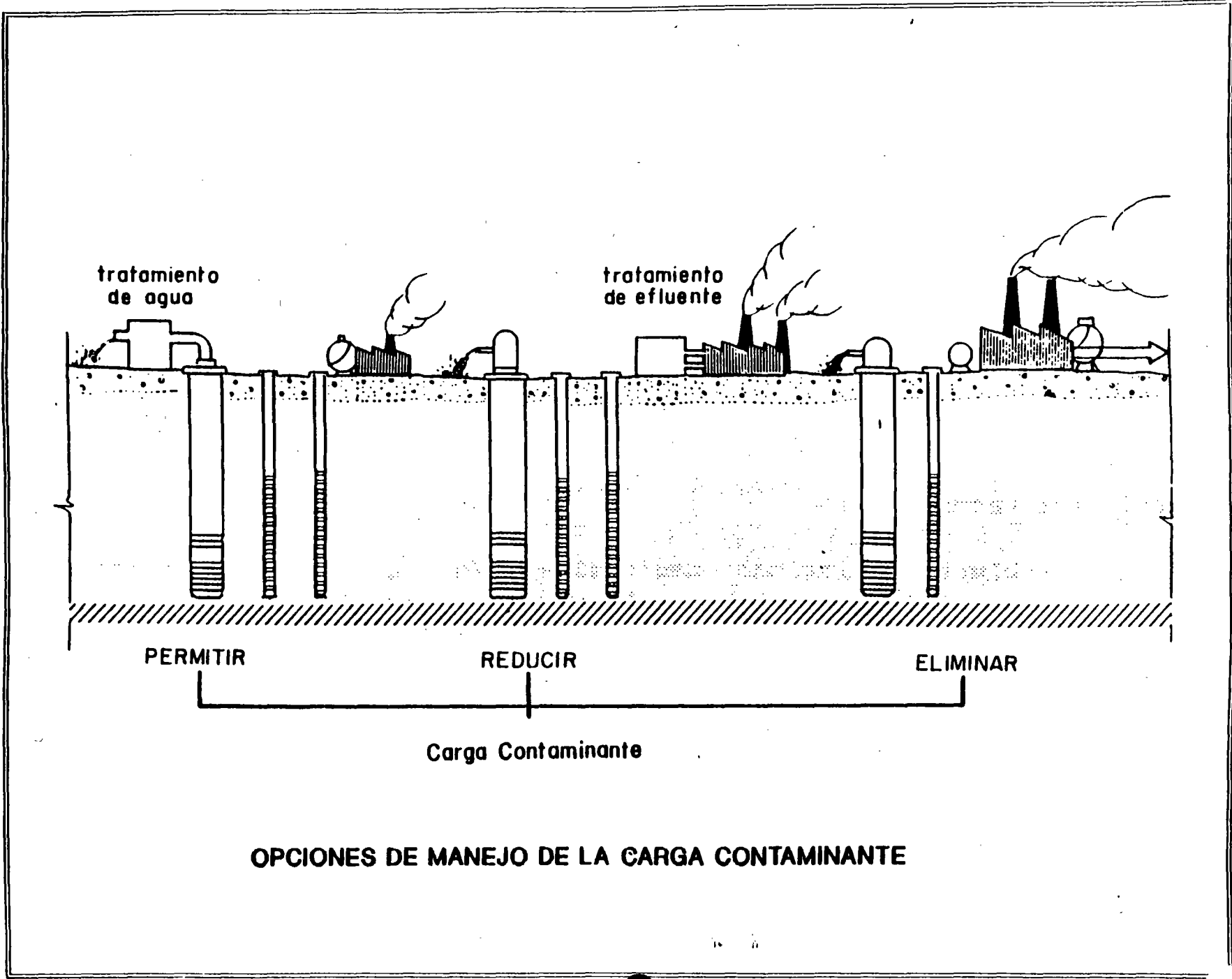
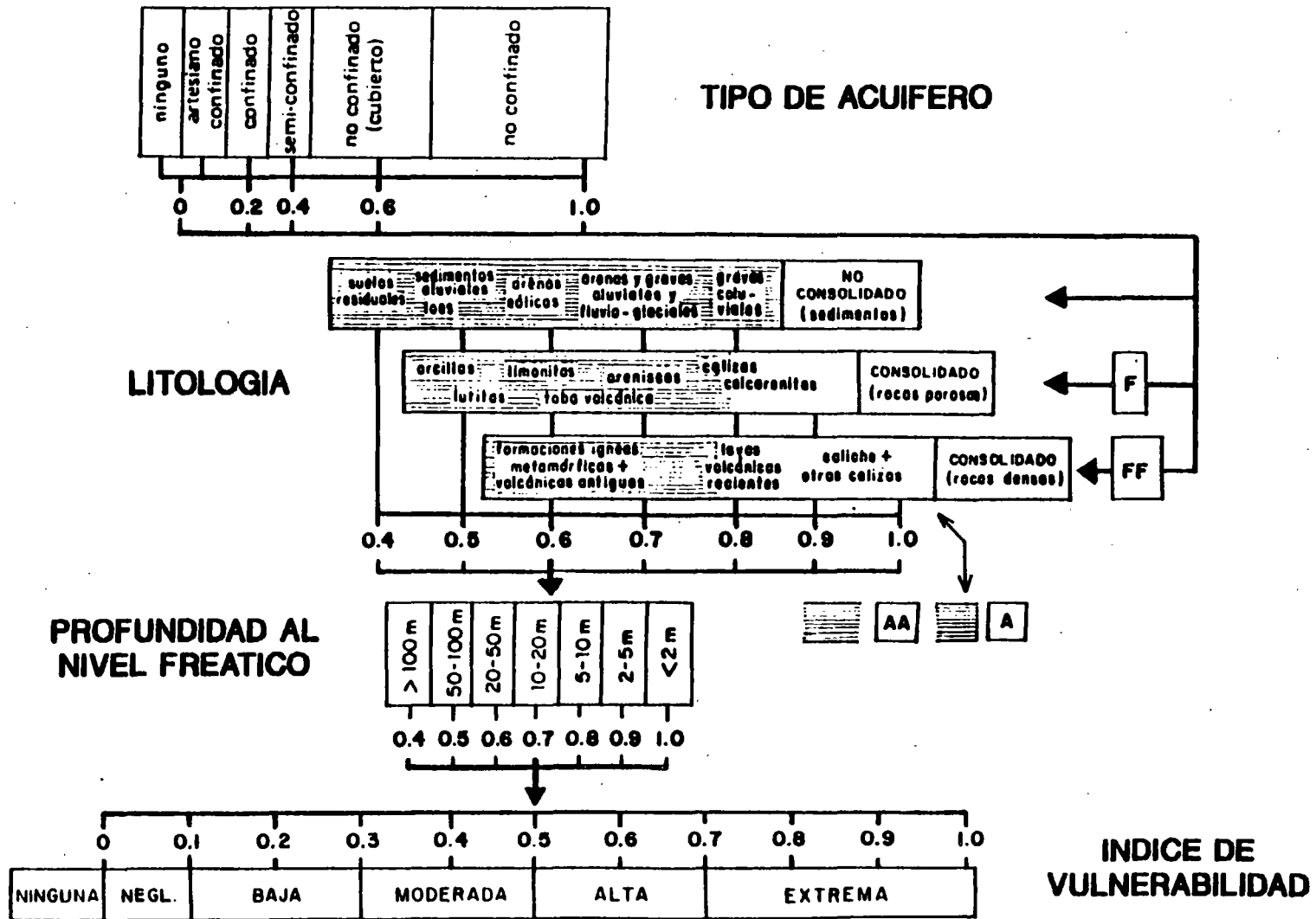
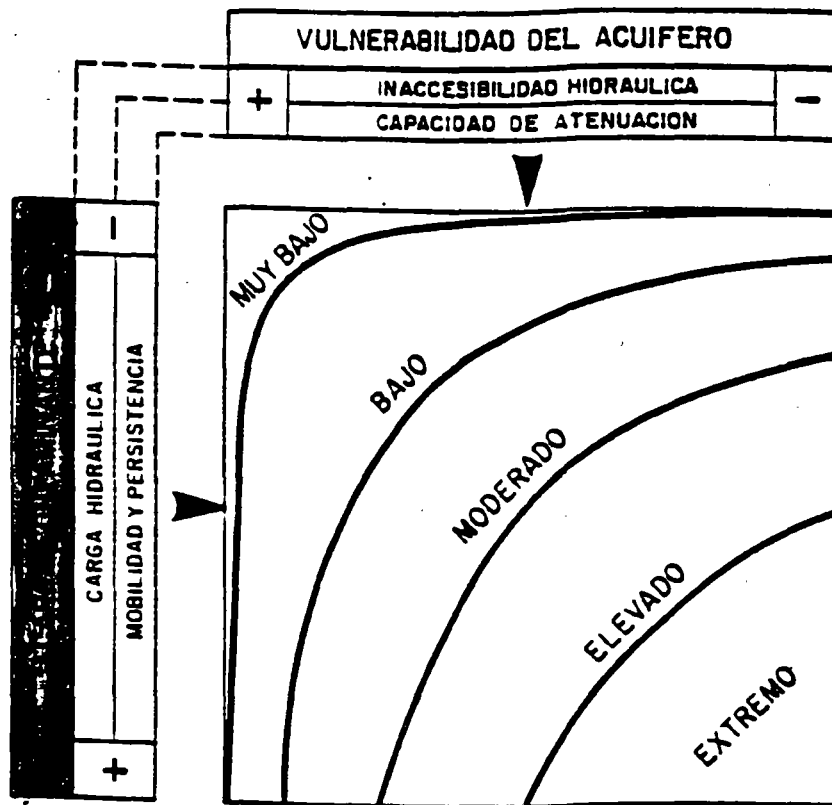


FIGURA 1



PROCEDIMIENTO PARA VALUAR EL INDICE DE VULNERABILIDAD DE UN ACUIFERO A LA CONTAMINACION A LA CONTAMINACION





MAGNITUD DEL EPISODIO DE CONTAMINACION

PROPORCION AFECTADA DE AREA DE RECARGA
 DURACION DE DESCARGA / APLICACION
 CONCENTRACION RELATIVA DE CARGA

FUENTES DE AGUA SUBTERRANEA

POTENCIALIDAD DE FUENTES
 CALIDAD NATURAL
 DISPONIBILIDAD DE FUENTES ALTERNATIVAS

CRITERIO PARA EVALUACION DE RIESGO DE CONTAMINACION DE LOS ACUIFEROS

ACCIONES INSTITUCIONALES

**IMPLEMENTACION DE POLITICAS NACIONALES Y
REGIONALES DE CONTROL DE LA CONTAMINACION**

LEGISLACION EN LA MATERIA

LINEAS DE ACCION

- **ZONIFICACION DE LA VULNERABILIDAD DE LOS ACUIFEROS A LA CONTAMINACION**
- **SANEAMIENTO BASICO DEL MEDIO RURAL**
- **CONTROL DE FERTILIZANTES Y PESTICIDAS, USO EFICIENTE DEL AGUA Y PRACTICAS ADECUADAS DE RIEGO, EN LAS ZONAS AGRICOLAS**
- **APLICACION DE CRITERIOS RACIONALES PARA EL EMPLAZAMIENTO, EL DISEÑO Y LA OPERACION DE LOS RELLENOS SANITARIOS**
- **CONTROL DE FUGAS Y CONDICIONES DE DESCARGA EN LAS INSTALACIONES INDUSTRIALES**
- **INSTRUMENTACION Y MONITOREO**
- **ESTUDIOS ESPECIFICOS DE LA CALIDAD DEL AGUA EN LAS ZONAS MINERAS**
- **PARTICIPACION SOCIAL**



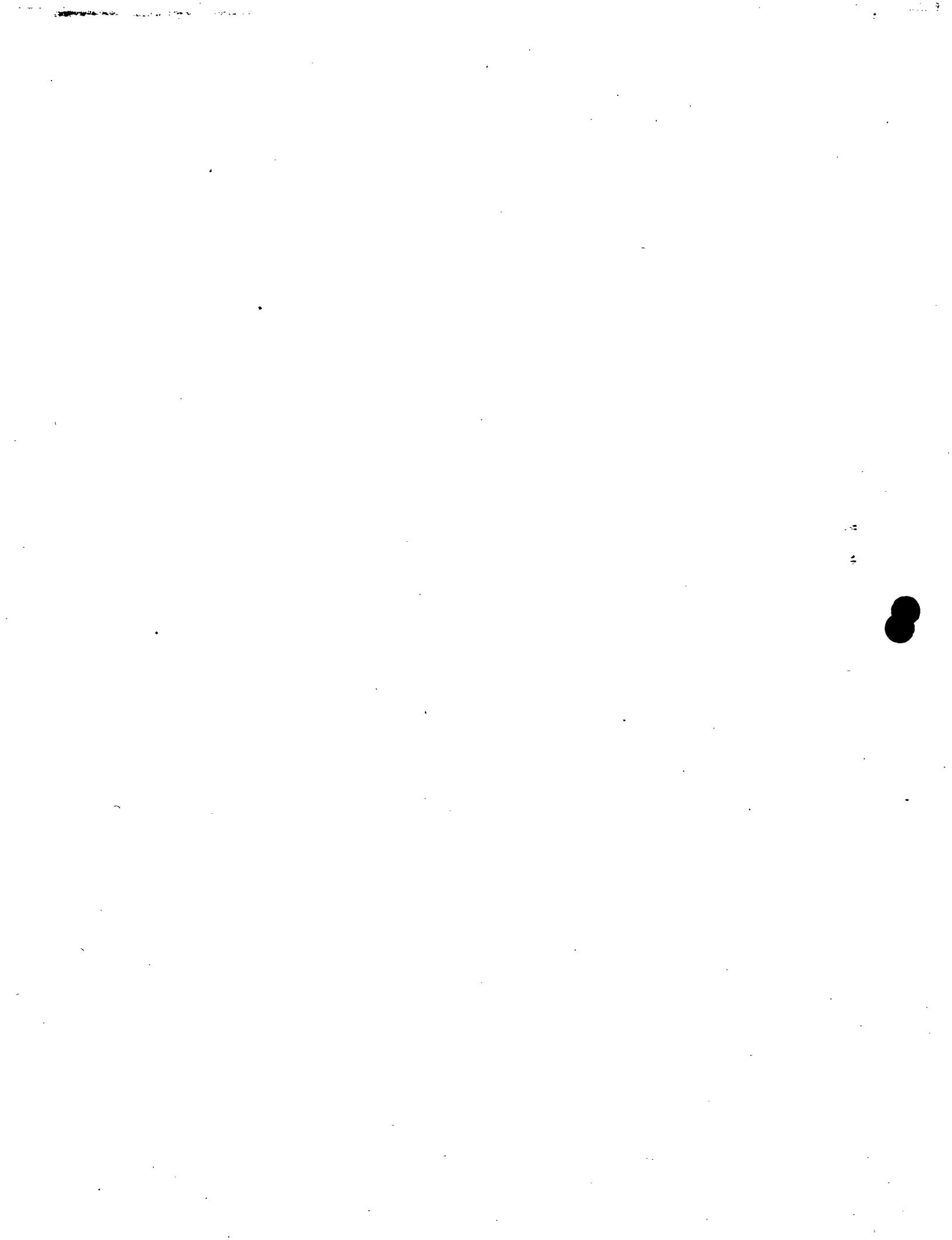
**FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA**

**VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION
DE ACUIFEROS**

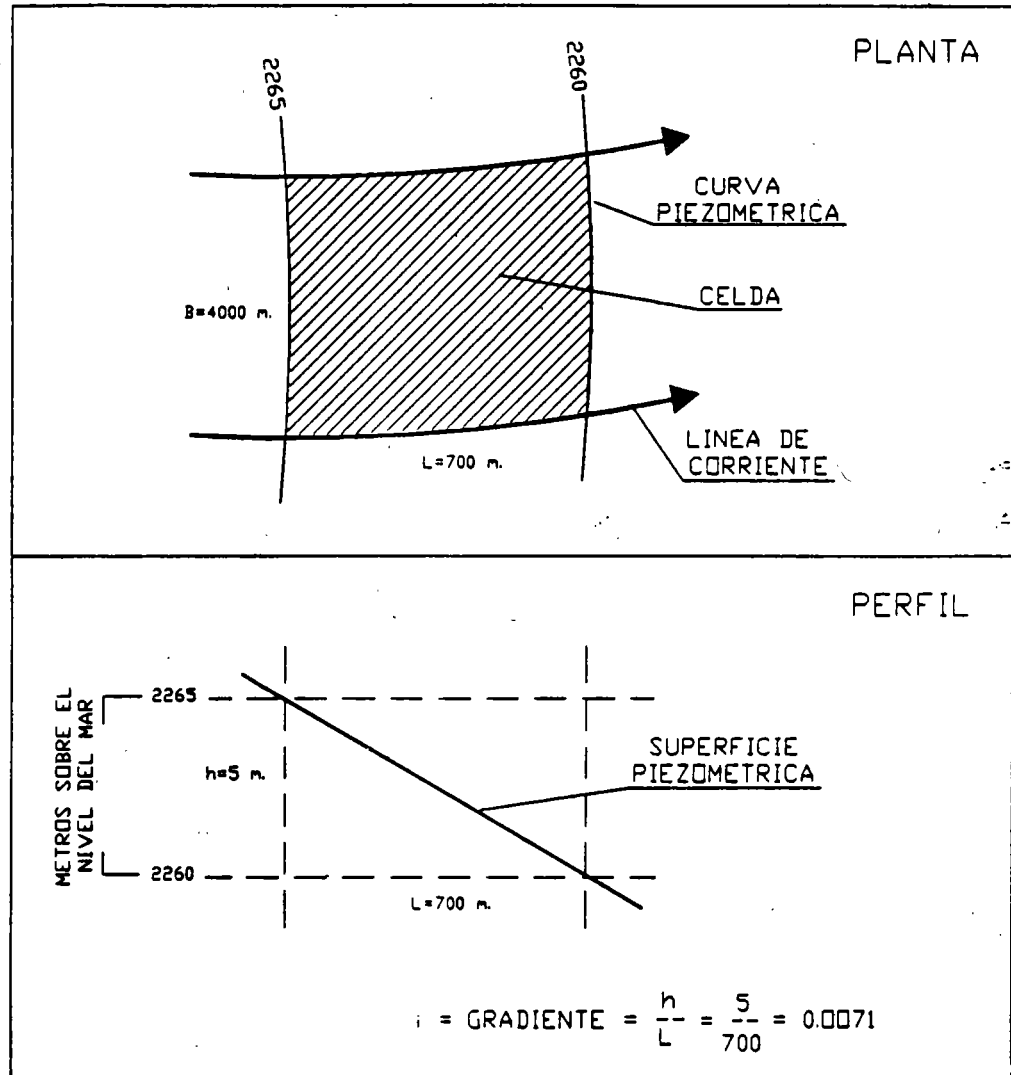
MODULO I: GEOHIDROLOGIA

REDES DE FLUJO SUBTERRANEO

**ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES
PALACIO DE MINERIA
1996**



CALCULO DEL FLUJO SUBTERRANEO



$Q = Tbi$ FORMULA PARA EL CALCULO DE FLUJO SUBTERRANEO

DONDE:

Q = CAUDAL EN METROS CUBICOS POR SEGUNDO

T = TRANSMISIBILIDAD EN METROS CUADRADOS POR SEGUNDO

B = ANCHO DE LA CELDA

i = GRADIENTE HIDRAULICO

$$Q = 0.012 \times 4000 \times 0.0071 = 0.341 \text{ m}^3 / \text{seg.}$$



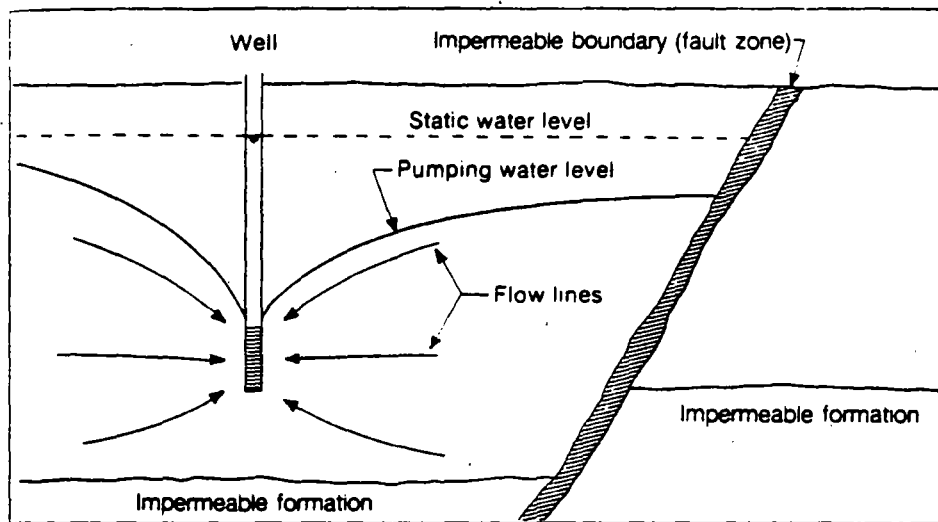


Figure 5.18a. Cross section near a pumping well showing the flow lines followed by water moving toward the well.

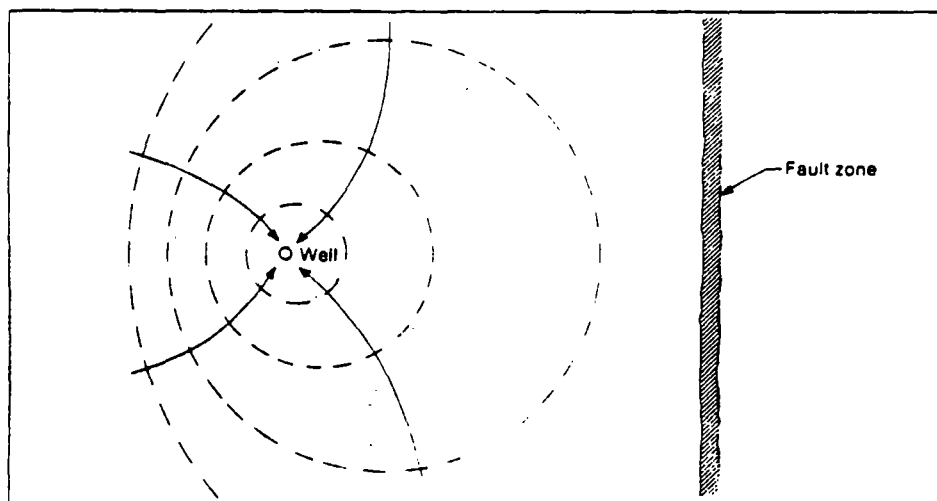


Figure 5.18b. Map of the potentiometric surface during long-term pumping shows that the impermeable boundary causes greater drawdown in the direction of the fault.

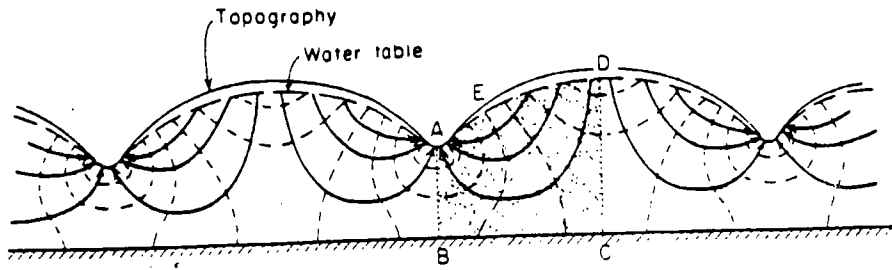
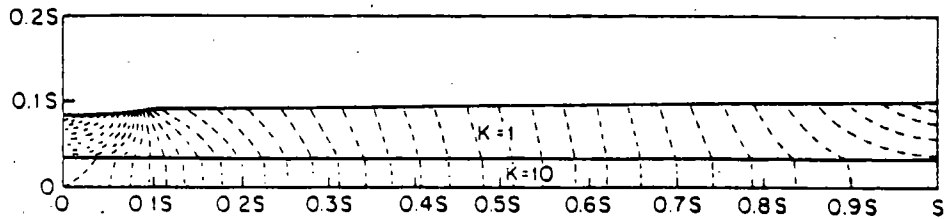
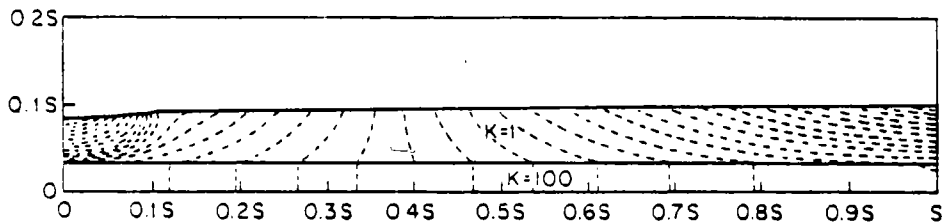


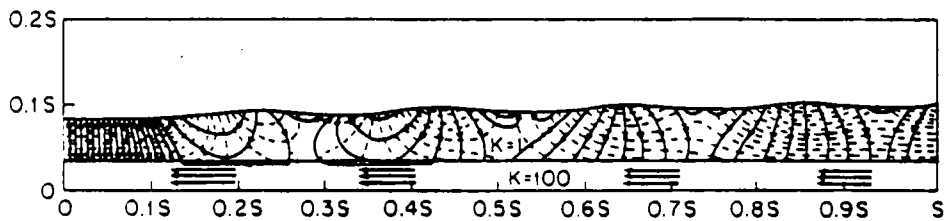
Figure 6.1 Groundwater flow net in a two-dimensional vertical cross section through a homogeneous, isotropic system bounded on the bottom by an impermeable boundary (after Hubbert, 1940).



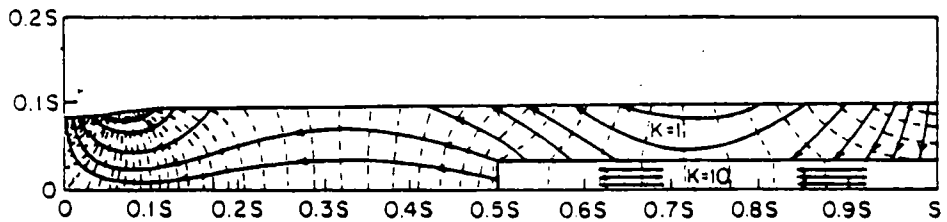
(a)



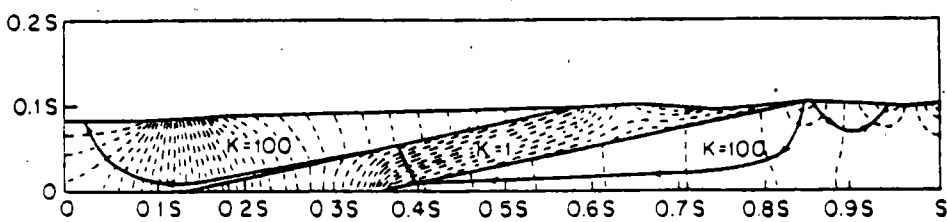
(b)



(c)



(d)



(e)

Figure 6.4 Effect of geology on regional groundwater flow patterns (after Freeze and Witherspoon, 1967).

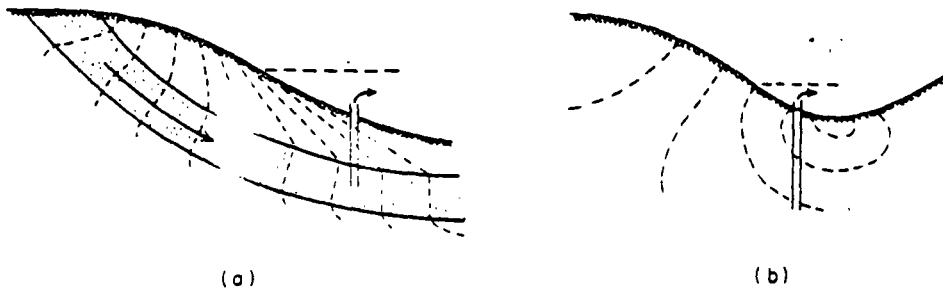


Figure 6.5 Flowing artesian wells: (a) geologically controlled; (b) topographically controlled.

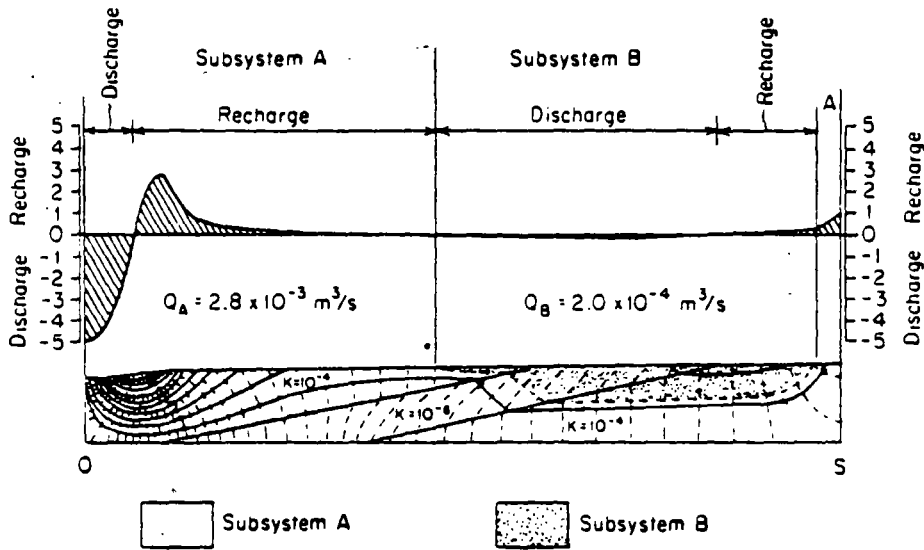


Figure 6.8 Quantitative flow net and recharge-discharge profile in a two-dimensional section through a heterogeneous groundwater basin (after Freeze and Witherspoon, 1968).

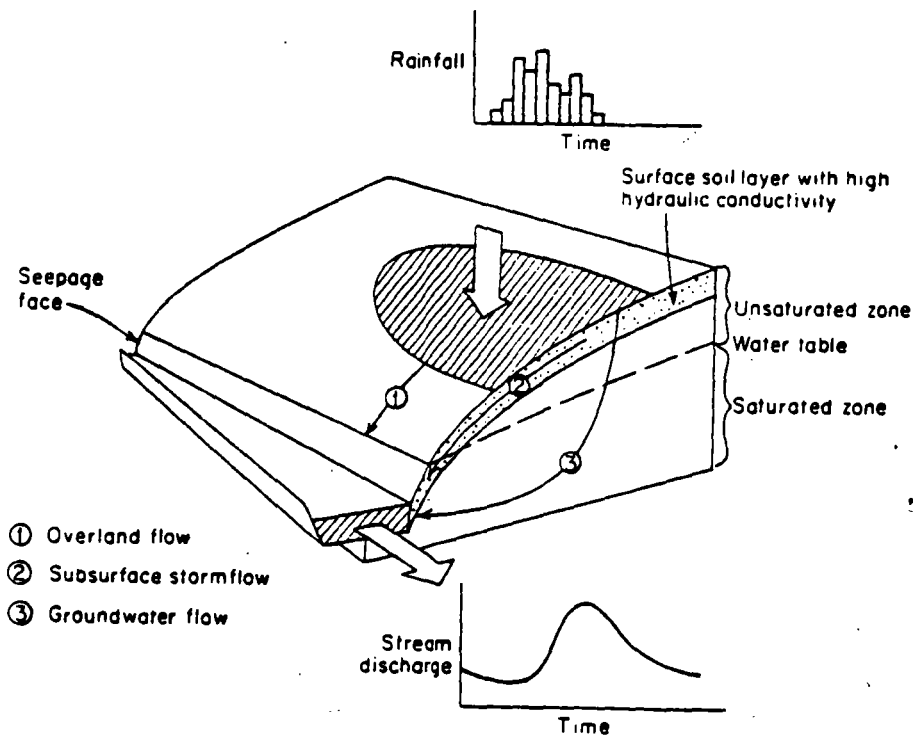
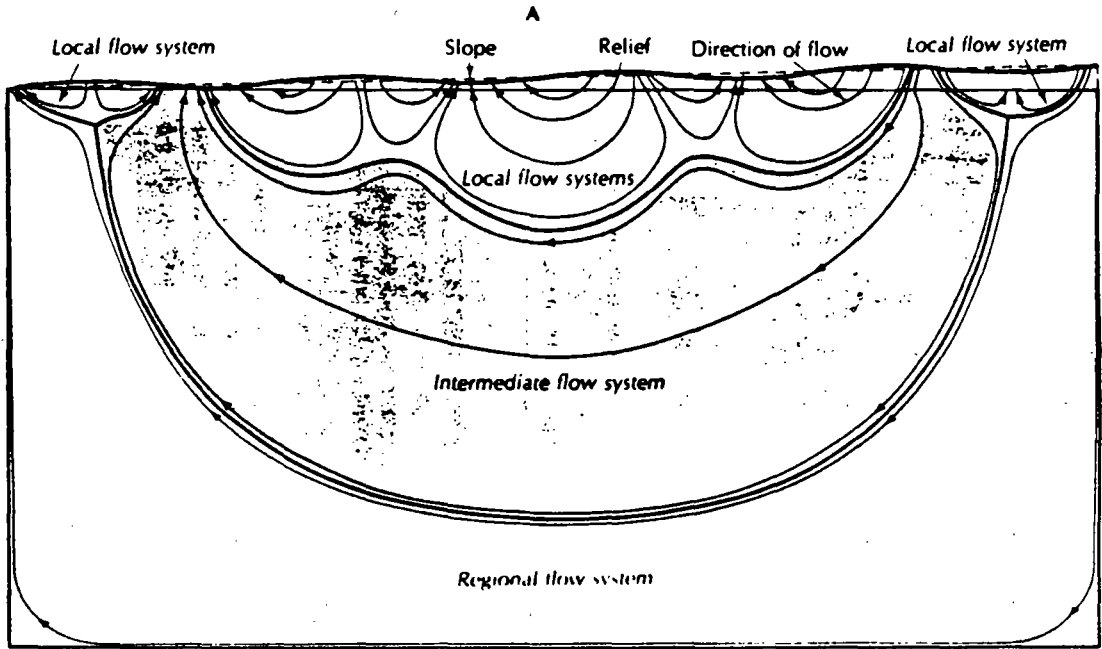
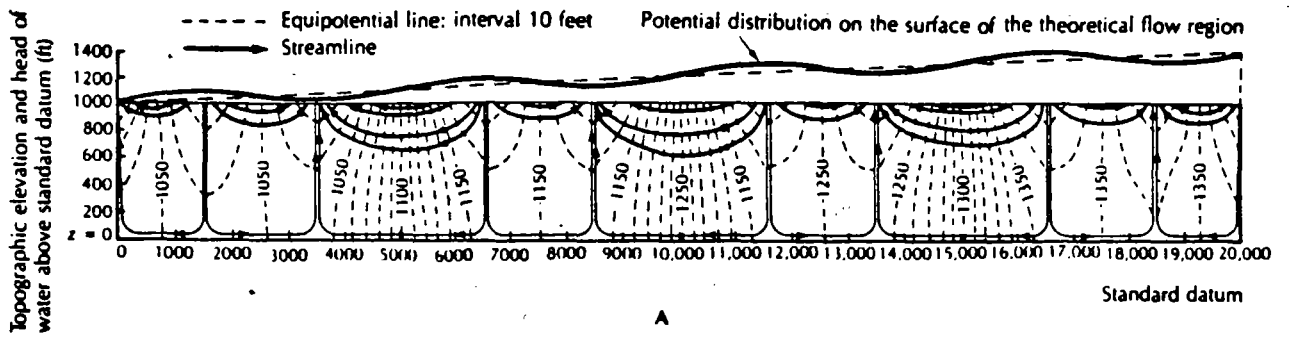
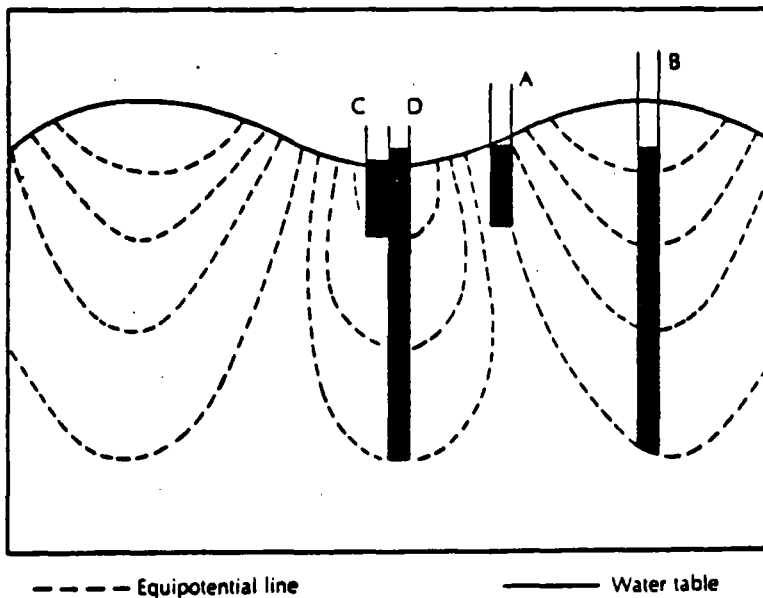
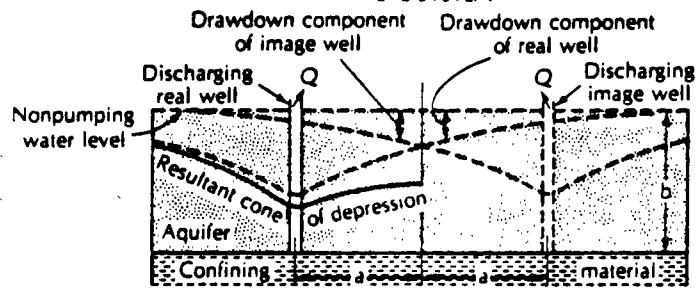
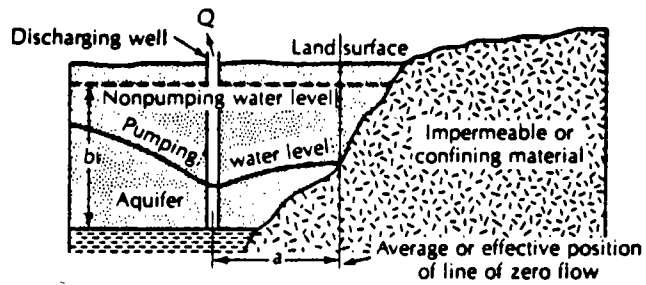
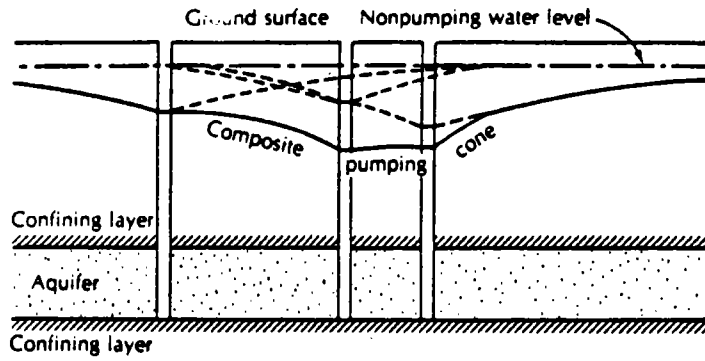


Figure 6.17 Mechanisms of delivery of rainfall to a stream channel from a hillslope in a small tributary watershed (after Freeze, 1974).



B





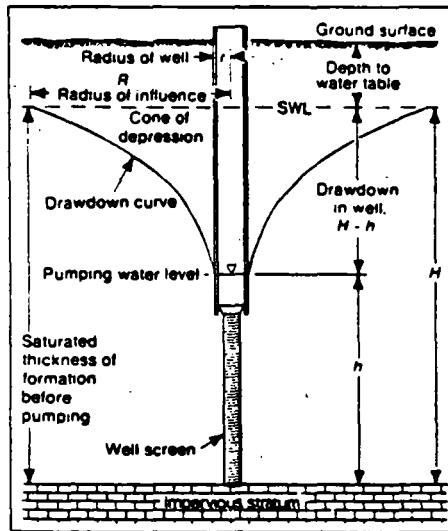
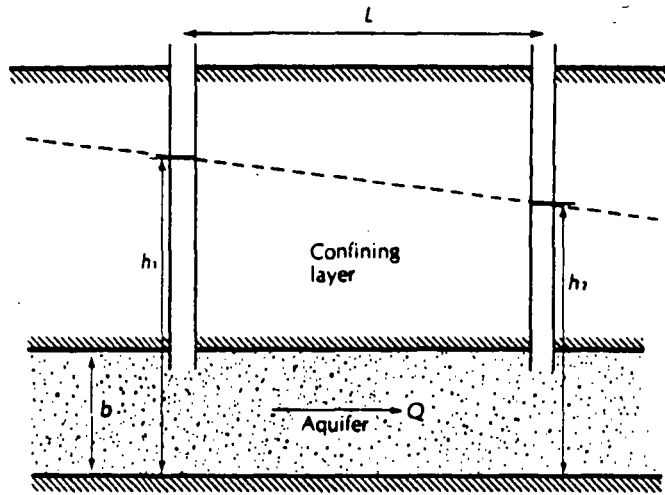


Figure 9.8. Well in an unconfined aquifer showing the meaning of the various terms used in the equilibrium equation.

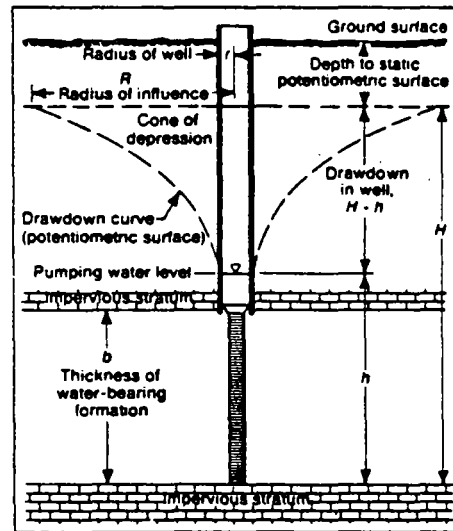
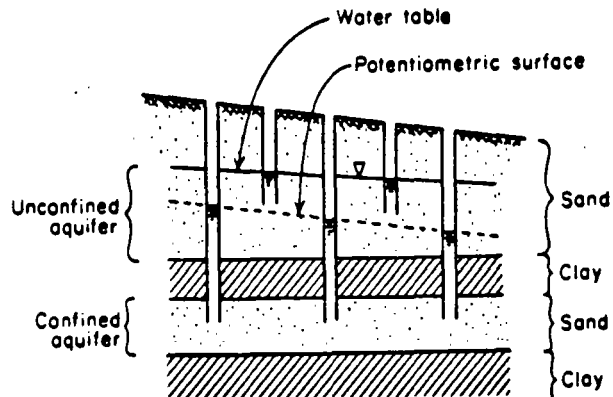
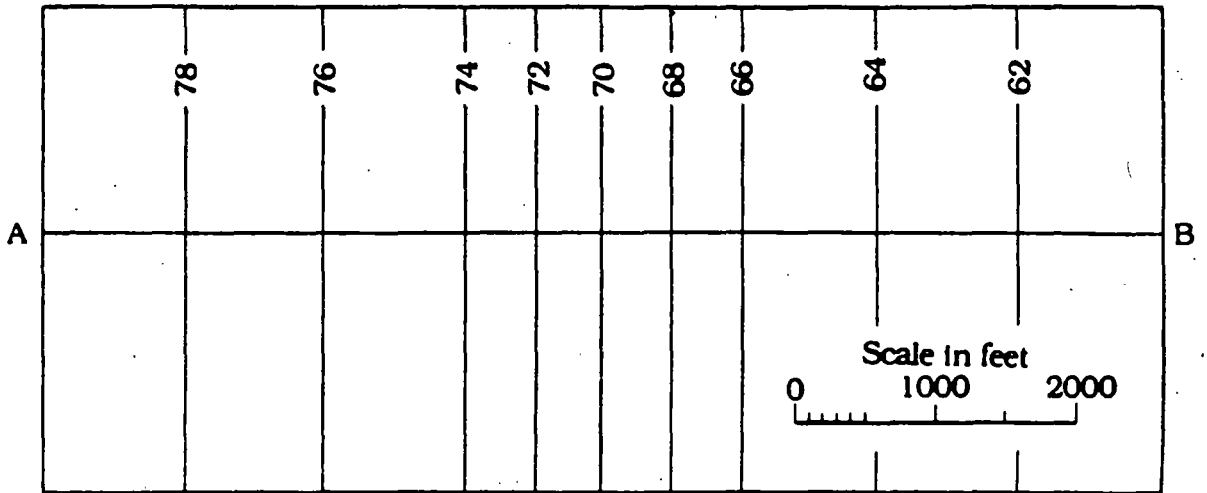
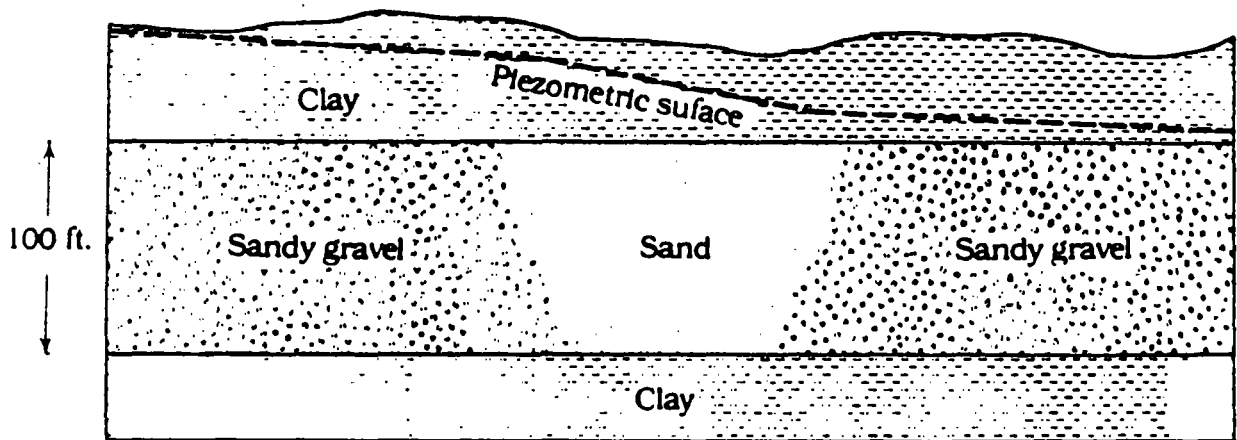


Figure 9.9. Well in a confined aquifer showing the meaning of various terms used in the equilibrium equation.





(A)



(B)

REDES DE FLUJO SUBTERRANEO

CAPITULO 8.7
DEL LIBRO: HIDROLOGIA SUBTERRANEA
POR: EMILIO CUSTODIO Y M. LLAMAS

Capítulo 8.7

Superficies piezométricas

7.1 INTRODUCCIÓN

La superficie piezométrica es el lugar geométrico de los puntos que señalan la altura piezométrica de cada una de las porciones de un acuífero referidas a una determinada profundidad. Se las representa mediante líneas de igual altura piezométrica, de forma similar a la representación de una superficie topográfica mediante curvas de nivel⁶⁵. A estas curvas se las llama *isopiezas* o *hidroisohipsas*⁶⁶; se trata pues de líneas proporcionales a las equipotenciales, y así se las designa también en ocasiones.

En principio se admite que las superficies equipotenciales del flujo del agua en un acuífero son superficies verticales de modo que el potencial es el mismo en cualquier punto de una misma vertical; en este caso la superficie piezométrica es única, al no depender de la profundidad que se considera.

En muchos casos normales de hidrología subterránea las superficies equipotenciales son planos verticales a efectos prácticos, en especial teniendo en cuenta que las dimensiones horizontales son mucho mayores que las verticales. Sin embargo, existen casos en que el potencial varía notablemente en una misma vertical tal como sucede en las cercanías de zonas de recarga, en acuíferos con gran pendiente, en las proximidades de captaciones de agua o ríos parcialmente penetrantes, etc.; en este caso las superficies equipotenciales son planos inclinados y entonces es posible dibujar una infinidad de superficies piezométricas según la profundidad que se considere (fig. 8.78).

La superficie freática es la que define el límite de

⁶⁵ Equivale a las curvas resultantes de cortar la superficie piezométrica por un conjunto de planos horizontales igualmente espaciados.
⁶⁶ Curvas de igual altura de agua.

saturación de un acuífero libre⁶⁷, y coincide con la superficie piezométrica correspondiente a los puntos situados en el límite de saturación. Se supone que la elevación capilar es muy pequeña (ver capítulo 8.8); de no ser así es preciso definir la superficie sobre la que la presión del agua es igual a la atmosférica, y es la que se observa en pozos y sondeos.

Las superficies piezométricas de los acuíferos libres son más elevadas que el techo de los mismos, excepto algunas veces en las proximidades de captaciones que producen un gran descenso del nivel del agua⁶⁸.

Si se admite que el potencial hidráulico no varía con la profundidad, en acuíferos libres cualquier superficie piezométrica coincide con la superficie freática o superficie lugar geométrico de puntos a presión atmosférica. Sin embargo, si tal suposición no es admisible, se pueden definir superficies piezométricas con zonas más altas o más bajas que la superficie freática, e incluso con zonas cuya superficie piezométrica está por encima del nivel del terreno.

La superficie piezométrica en los acuíferos permeables por fisuración con grietas verticales notablemente espaciadas o en acuíferos muy heterogéneos con zonas extensas impermeables, es una superficie discontinua ya que sólo existe sobre dichas grietas; en general se dibuja continua y entonces debe tomarse como superficie virtual (fig. 8.79). Por debajo de la superficie freática virtual las cavidades del terreno están llenas de agua; sólo cabe esperar cavidades vacías cuando éstas tienen una relativamente fácil comunicación con el exterior y están así continuamente drenadas dando origen a un manantial; este manantial puede pasar inadvertido por ser muy pequeño y quedar enmascarado por el te

⁶⁷ «Water table» en la literatura anglosajona.
⁶⁸ Drenado local del acuífero.

rreno de recubrimiento, por una rápida evaporación en superficie o por la salida en forma de aire húmedo en el caso de cuevas abiertas al exterior.

El estudio del movimiento del agua en cualquier acuífero precisa del conocimiento de la superficie piezométrica (superficies piezométricas en caso de existencia de flujo vertical), que así se convierte en una herramienta esencial, la cual debe dibujarse correctamente e interpretarse, con criterio.

Cuando existen flujos verticales que hacen que la superficie piezométrica no sea única en ciertas zonas, puede trazarse una superficie piezométrica determinada y complementarla con perfiles verticales en los que se señalen las líneas equipotenciales. Ello sólo suele suceder en lugares concretos y lo más frecuente es que la superficie piezométrica se pueda tomar como única.

Por debajo del nivel del mar el terreno está naturalmente saturado de agua por razones obvias; los niveles por debajo del nivel del mar son a causa de extracciones por bombeo. Excepcionalmente pueden aparecer pequeñas depresiones transitorias en rocas consolidadas duras muy poco permeables cuando ha aumentado la porosidad del terreno rápidamente por ejemplo por creación de fracturas de descompresión las áreas de canteras con extracción intensiva y frecuentes barrenamientos (trabajos en curso en el Macizo de Garraf, Barcelona; Custodio, Galofré y otros) o en minas.

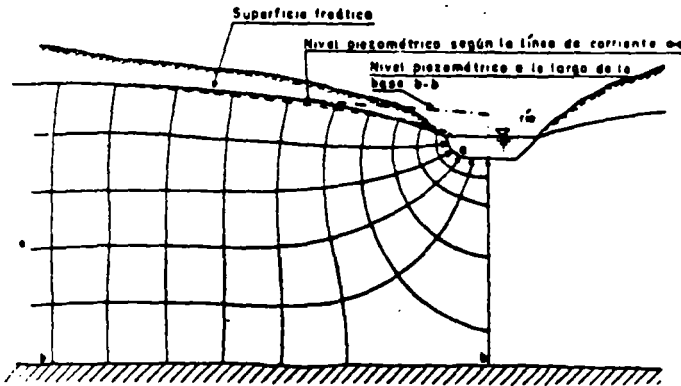


FIGURA 8.78

Red de flujo aproximada en un acuífero libre drenado por un río poco penetrante. En las proximidades del río se crea un flujo con componentes verticales de velocidad. La superficie piezométrica es única lejos del río pero varía con la profundidad cerca del mismo, y puede llegar a quedar por encima del terreno.

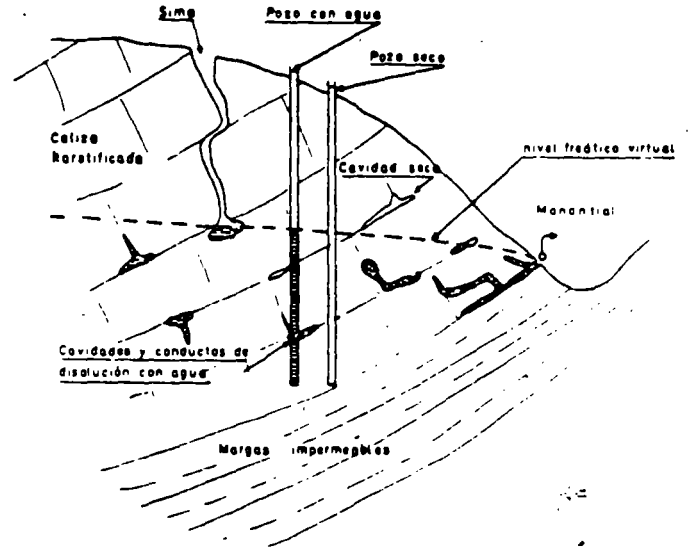


FIGURA 8.79

Nivel piezométrico virtual de un macizo calcáreo karstificado.

7.2 DETERMINACIÓN DE LOS NIVELES PIEZOMÉTRICOS

La única forma disponible para medir los niveles piezométricos en un acuífero es mediante una perforación que permita un acceso directo al mismo. En el caso de acuíferos libre, sólo en raras ocasiones los métodos geofísicos de superficie permiten determinar con una garantía aceptable la posición de la superficie freática.

Las perforaciones para medir los niveles piezométricos son los pozos existentes en la zona, excavaciones hasta el nivel del agua y los piezómetros que son a modo de pozos, en general de pequeño diámetro, contruidos especialmente con este objetivo.

La construcción de piezómetros es costosa y debe reducirse al mínimo indispensable. En acuíferos no consolidados de escasa profundidad se pueden instalar a hincada directa, de forma rápida y relativamente económica, pero en acuíferos más profundos o en rocas consolidadas se precisa de maquinaria costosa y la construcción es a veces lenta y no exenta de dificultades e imprevistos (ver sección 17).

Por las razones aludidas debe tratarse de aprovechar los accesos al acuífero que ya existan y sean suficientemente representativos tales como pozos, galerías, zonas pantanosas, fuentes, ríos conectados con el acuífero, etcétera. Los pozos y galerías en producción provocan

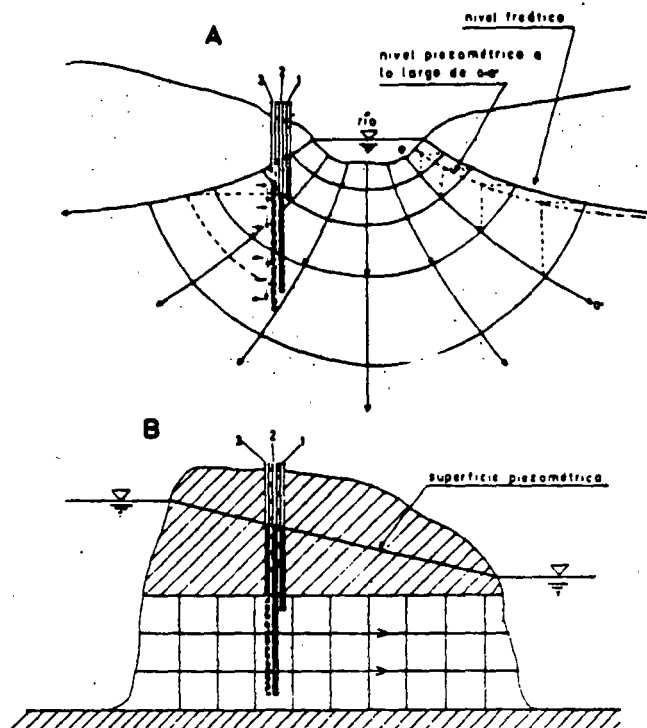


FIGURA 8.80

A) Existen componentes verticales del flujo; los niveles piezométricos varían con la profundidad. B) El flujo es horizontal; los niveles piezométricos no varían con la profundidad. 1 y 2 son piezómetros puntuales y el 3 es un piezómetro con zona ranurada larga. En el caso B los tres señalaban el mismo nivel, pero no es así en el caso A, donde además en el piezómetro 3 existe una circulación interna de agua.

afecciones a los niveles piezométricos y dan valores dinámicos que varían según el régimen de explotación. Las zonas pantanosas y lagunas indican una salida de agua y en general son una superficie de nivel constante. Las fuentes son rebosaderos naturales y señalan niveles de base si son permanentes; a veces pueden dar lugar a confusiones si drenan zonas no saturadas o acuíferos suspendidos; por eso deben seleccionarse fuentes de caudal importante y con geología bien conocida. Deben considerarse como fuentes las zonas de surgencias en ríos. En ocasiones la verdadera salida de la fuente puede quedar enmascarada por depósitos químicos tales como travertino y la salida observada se produce en otro lugar y a menor cota.

En pozos y piezómetros, el nivel del agua se mide general con una cinta metálica y un dispositivo o arificio para delatar el nivel del agua (ver apéndice A.9 de la sección 9). Trabajando correctamente se puede medir con la precisión del mm; para mayores presiones son necesarios dispositivos más delicados. En general basta con medir con la precisión del cm y en ocasiones basta con errores de ± 10 cm si el gradiente piezométrico es elevado; sólo en acuíferos con gradientes muy pequeños es preciso medir con gran precisión tal como sucede en acuíferos en calizas muy fracturadas o karstificadas.

La profundidad del nivel piezométrico se mide desde una determinada referencia; para conocer el nivel piezométrico es preciso conocer la cota de la referencia respecto a un cierto punto fijo tal como el nivel del mar o una señal determinada, etc. Ello supone una nivelación topográfica de las distintas referencias. Esta nivelación debe tener por lo menos la precisión con que se desea conocer los niveles piezométricos. En general se realiza con un equipo de topografía (nivel y mira). En trabajos preliminares en los que un error de algunos cm es tolerable, puede bastar la nivelación obtenida en los trabajos topográficos existentes, si la equidistancia en la curva de nivel y la precisión de situación son suficientes.

Se dice que un piezómetro es puntual cuando sirve para determinar el nivel piezométrico en un punto, es decir cuando sólo está en comunicación con el acuífero en un punto o longitud muy corta (fig. 8.80). Si la comunicación con el acuífero se establece en una cierta longitud, el nivel obtenido es un valor medio de las alturas piezométricas en esa longitud (fig. 8.80) y si está comunicado con el acuífero en toda su longitud se obtiene el nivel piezométrico medio en todo el espesor del acuífero; en este caso se dice que el piezómetro es imperfecto; cuando está abierto sólo en un punto o en una corta longitud se dice que es perfecto⁶⁹.

Si el nivel piezométrico no varía a lo largo de una vertical, el nivel observado en un piezómetro completo es igual al observado en un piezómetro incompleto.

Cuando el nivel piezométrico varía a lo largo de una misma vertical, esta variación debe determinarse, si interesa, por medio de una serie de piezómetros puntuales a diferentes profundidades. Los piezómetros con zona ranurada larga, tal como se ha dicho, dan valores promedio en una longitud; dentro de los mismos se establece una circulación de agua que va desde las zonas de mayor nivel piezométrico a las de menor nivel

⁶⁹ No debe confundirse la designación perfecto e imperfecto con la completa e incompleta. Estas últimas se refieren a la longitud filtrante en relación con el espesor del acuífero (ver capítulo 9.3).

piezométrico; esta circulación supone unas pérdidas de carga de circulación en el acuífero, en la zona ranurada y a lo largo del tubo, de modo que en acuíferos homogéneos el nivel observado tiende a ser menor que el nivel piezométrico medio, teniendo como límite el nivel piezométrico menor.

Los piezómetros pueden dar a veces lecturas falseadas en acuíferos con variación vertical de nivel piezométrico, cuando por un defecto de construcción puede establecerse una circulación de agua entre el tubo del piezómetro y el terreno.

Como se vio en el capítulo anterior (capítulo 6) el nivel piezométrico de un acuífero puede sufrir variaciones temporales, de modo que la superficie piezométrica se refiere a un cierto instante de tiempo; los valores que sirven para definirla deben ser simultáneos, tomando esta palabra como comprendiendo un intervalo de tiempo en el cual no se produzcan variaciones de nivel piezométrico importantes. Los piezómetros deben seguir con fidelidad esas variaciones; ello supone la entrada y salida del tubo de pequeños volúmenes de agua; si la comunicación con el acuífero es muy deficiente, el equilibrio de presiones puede hacerse muy lentamente, introduciéndose errores. Este hecho es especialmente importante en el estudio de ensayos de bombeo⁷¹.

Es muy importante considerar la densidad, y a veces la temperatura, del agua que llena el piezómetro por las razones expuestas en el apartado 1.4. De no ser así se pueden tener errores importantes en zonas costeras con agua salada o en acuíferos salinos o cuando el piezómetro esté lleno de lodo de perforación, o cuando se ha extraído agua de un acuífero profundo con agua caliente (ver capítulo 10.4), etc.

7.3 TRAZADO DE LAS CURVAS ISOPIEZAS

En general sólo es posible obtener valores del potencial o nivel piezométrico en una serie de puntos del acuífero. A partir de ellos deben trazarse las curvas de nivel que sirvan para definir la superficie piezométrica. A partir de estas curvas se pueden trazar las líneas de corriente que deben ser normales a las isopiezas. Los puntos seleccionados no deben mostrar, si es posible, efectos de flujo vertical.

Las curvas equipotenciales deben cumplir las condiciones de contorno del problema o sea que deben ser normales a los límites impermeables y paralelas a las

superficies y líneas de nivel constante tales como ríos, lagos, mares, etc., que tengan conexión en el acuífero. Deben también reflejar los cambios bruscos de permeabilidad. En definitiva, deben respetar las mismas condiciones que las redes de flujo.

En principio el trazado de las curvas isopiezas a partir de los datos puntuales se realiza por métodos análogos a los empleados en topografía. La equidistancia entre líneas depende de las condiciones del problema o sea del número y repartición espacial de los datos, pendiente de la superficie piezométrica y precisión de los niveles piezométricos medidos. En planos de detalle a escalas grandes, por ejemplo 1/10 000 ó 1/25 000 se suelen dibujar con equidistancia de 1 m intercalando a veces curvas de intervalo 0,5 m. A escalas menores, hasta 1/200 000 la equidistancia puede ser cada 5 m y a escalas aún menores, todavía más separadas. No obstante en cada caso hay que elegir la equidistancia más conveniente. En un acuífero muy transmisor puede convenir dibujar curvas con equidistancia de 0,5 m o menos mientras que en acuíferos poco transmisores puede bastar con curvas cada 5 m. En zonas muy montañosas y muy poco transmisoras puede bastar el trazado de curvas cada 100 m en planos de escalas 1/100 000 ó 1/200 000⁷¹.

Conviene señalar en el mapa piezométrico los puntos de medida e incluso el nivel piezométrico en ellos, para poder valorar la bondad de lo representado.

Si se tienen tres puntos en los que se conoce la superficie piezométrica y entre ellos el nivel del agua varía gradualmente y no existen límites ni cambios de medio, las curvas isopiezas se pueden trazar por el método del triángulo o sea a base de unir los puntos de igual cota sobre los lados del triángulo de acuerdo con las divisiones efectuadas sobre los mismos. Estas divisiones se pueden hacer con cualquiera de los procedimientos utilizados en geometría o bien utilizando una cinta elástica graduada que al estirarse se adapta a los valores extremos del segmento. También puede emplearse un papel transparente con un conjunto de escalas radiales. Con un poco de experiencia es posible trazar las curvas a estima y adaptarlas directamente a las condiciones del problema.

En acuíferos libres, la superficie freática no puede estar más alta que el terreno, aunque si que lo pueden estar las superficies piezométricas de partes profundas

⁷¹ La experiencia del autor en Canarias muestra que en los macizos basálticos antiguos, poco permeables, basta con tomar intervalos entre curvas de 100 m, pero en zonas llanas, con basaltos modernos o roca fisurada por descompresión, al ser elevada la permeabilidad y muy baja la recarga es preciso tomar intervalos de 1 m o menos, sin variar la escala del plano.

⁷⁰ Véase apéndice A.9.8 de la sección 9.

8.96 Flujo del agua en los medios porosos

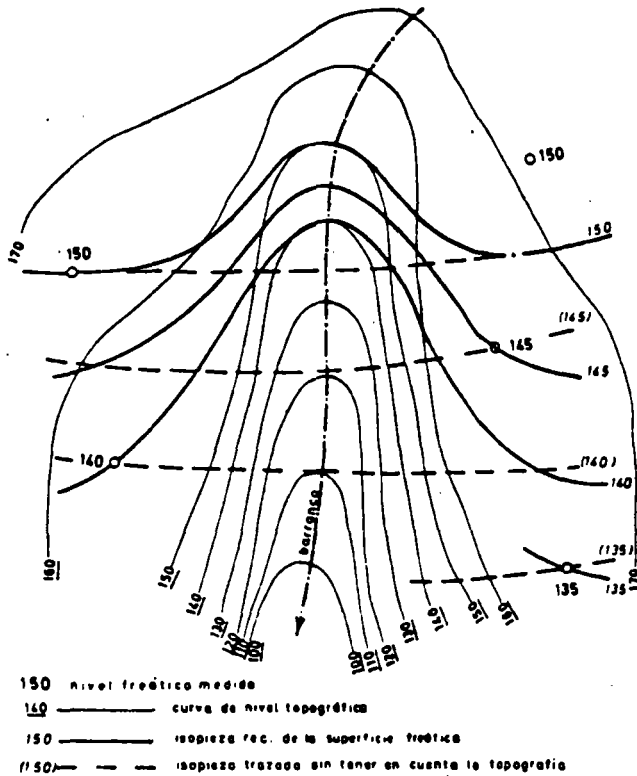


FIGURA 8.81

Diferencia en el trazado de isopiezas al tener en cuenta la topografía en una zona muy accidentada. El barranco es una línea de drenaje, aunque el agua puede que no sea visible si existe un aluvión muy permeable o la evaporación o evapotranspiración es superior al aporte. Se supone que las isopiezas son las de la superficie freática y que los niveles corresponden a datos de pozos abiertos cerca de la misma. Si se trata de niveles profundos, lo dicho puede no ser cierto.

del acuífero en zonas próximas a las de descarga (figura 8.78). Esta circunstancia debe vigilarse en el trazado de isopiezas en zonas de topografía accidentada con pocos puntos de medida y no situados en los centros de los valles (fig. 8.81).

Ejemplo 1

Se tienen los cinco puntos con determinación del nivel piezométrico de la figura 8.82. Trazar las curvas isopiezas que ellos definen, con equidistancia de 1 m.

En la propia figura 8.82 se ha dibujado con trazo fino la división en 5 triángulos, habiendo dividido sus lados de acuerdo con las cotas de los extremos de sus lados. Se indica de trazos el procedimiento empleado sólo para los lados de FE y FC; las divisiones auxiliares se han obtenido con una regla graduada. Las curvas isopiezas se han obtenido como unas curvas quebradas; posteriormente se pasan a curvas continuas y se adaptan a las condiciones particulares del problema.

Cuando se tienen pocos puntos para definir la superficie piezométrica y/o ésta tiene una superficie muy irregular por la presencia de zonas de drenaje o bombeo, es preciso efectuar una interpretación a base del conocimiento de la existencia de esas zonas, lo que da cierto carácter subjetivo al trazado final (fig. 8.81).

Si la sección del acuífero varía, es preciso tenerlo en cuenta para definir el espaciado de las curvas si no hay suficientes puntos para el dibujo sin interpretación. En ciertas zonas conviene tener en cuenta el modo de construcción de una red de flujo y a veces conviene ayudar se en el trazado del dibujo de algunas líneas de corriente, las cuales son perpendiculares a las isopiezas, adaptando que el medio es isótropo en sentido horizontal.

En las figuras 8.83, 8.84 y 8.85, se dan algunos ejemplos indicativos de superficies piezométricas en condiciones frecuentes.

Es frecuente indicar en las superficies piezométricas la dirección del flujo mediante flechas y también la existencia de divisiones o vaguadas de agua subterránea (fig. 8.86).

Es importante indicar en el plano base de la superficie piezométrica todos aquellos detalles que la afectan tales como bordes impermeables, ríos, canales, presas,

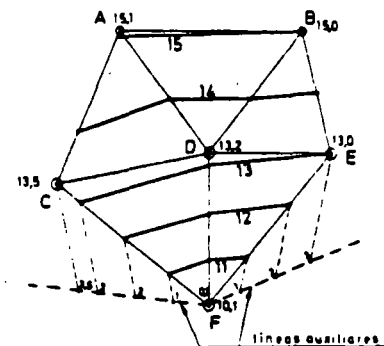


FIGURA 8.82

Trazado de las isopiezas (hidroisohipsas) dados 5 puntos con los respectivos niveles piezométricos.

zonas pantanosas, fuentes, núcleos de bombeo, costas, accidentes geológicos de interés hidrogeológico, etc.

Las curvas interpretativas, basadas en deducciones más que en mediciones reales, deben indicarse como hipotéticas (en trazos).

En general es peligroso y poco razonable basar la conformación de una superficie piezométrica en un solo punto de valor diferente de la tónica general, a menos que se tenga la seguridad de que tanto la medición como la representatividad son correctas (fig. 8.87).

Es evidente que debe tenerse especial cuidado en que todos los datos de niveles correspondan a un mismo acuífero y que dentro del mismo correspondan a un mismo subacuifero en caso de que exista una notable estratificación. Debe tenerse cuidado en la elección de los puntos de observación para no tomar aquellos que afecten a la vez a varios acuíferos de diferente potencial.

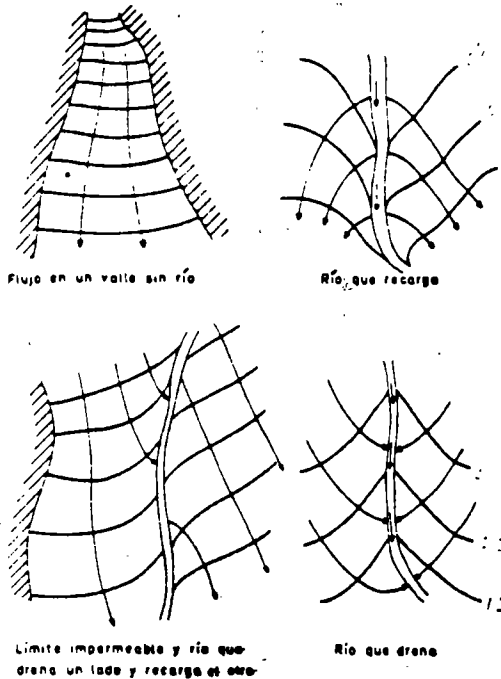


FIGURA 8.83
 Forma de las isopiezas y líneas de corriente en las proximidades de límites impermeables y ríos conectados al acuífero. En el río, las isopiezas tienen cota similar a la del nivel del agua del río, salvo que las isopiezas se hayan determinado con piezómetros profundos y el río sea poco penetrante.

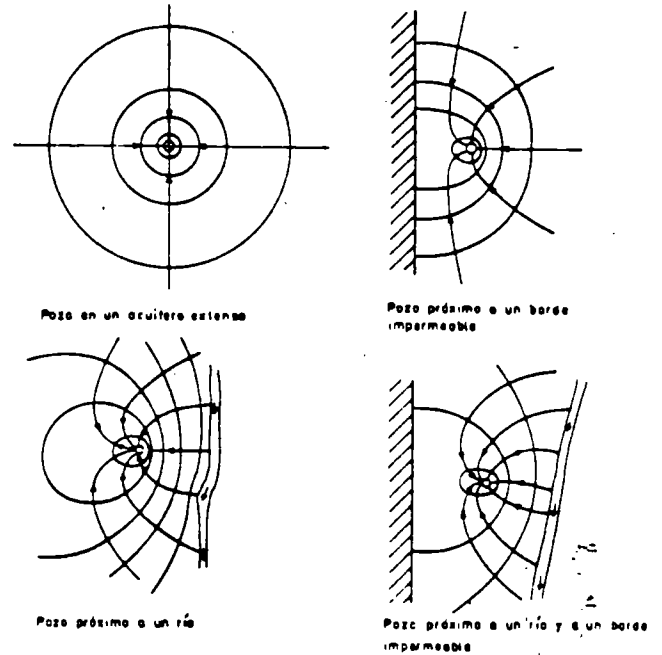


FIGURA 8.84
 Pozo en un acuífero con pequeño gradiente natural.

7.4 TIPOS DE SUPERFICIES PIEZOMÉTRICAS

Según la separación de las isopiezas y su concavidad o la disposición relativa de las líneas de corriente se suelen señalar varios tipos de superficies piezométricas. Estas designaciones son corrientes en la bibliografía francesa especializada en hidrología y están particularmente desarrolladas en los textos de Castany (1963, 1968); son designaciones de carácter morfológico y responden a los siguientes criterios:

Superficie cilíndrica. Las isopiezas son rectas paralelas.

Superficie radial. Las isopiezas son curvas y las líneas de corriente tienden a converger; si convergen aguas arriba (isopiezas convexas desde aguas abajo) se dice que la superficie es radial divergente y se llama radial convergente si las líneas de corriente tienden a converger aguas abajo (isopiezas cóncavas desde aguas abajo).

Superficie plana. La separación entre isopiezas es constante.

Superficie parabólica. La separación entre isopiezas disminuye hacia aguas abajo.

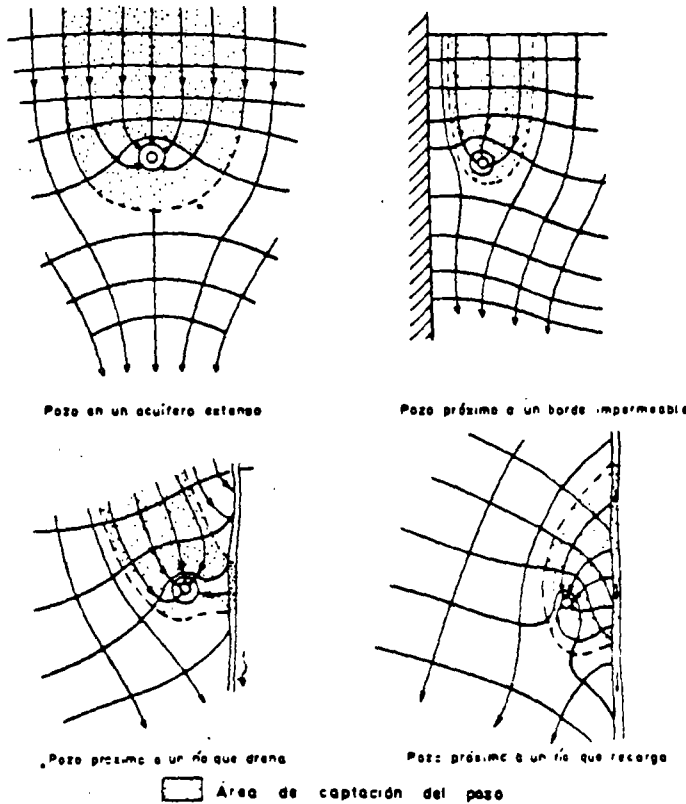


FIGURA 8.85
Isopiezas aproximadas creadas por el bombeo en pozos en acuíferos con flujo natural.

Superficie hiperbólica. La separación entre isopiezas aumenta hacia aguas abajo.

Superficie elíptica. La separación entre isopiezas aumenta tanto hacia aguas arriba como hacia aguas abajo a partir de una de ellas.

En la figura 8.88, se ilustran estas definiciones con algunos ejemplos simples. Las superficies reales pueden ser simples, mixtas o complejas si participan de varios tipos según las zonas que se consideren.

7.5 INTERPRETACIÓN CUALITATIVA DE SUPERFICIES PIEZOMÉTRICAS

El estudio de las superficies piezométricas permiten obtener datos básicos sobre el movimiento y comportamiento del agua subterránea. No sólo puede realizarse

una interpretación cualitativa, sino también una interpretación cuantitativa, ya sea por métodos simples, y sea a través del estudio de una colección de las mismas en diferentes épocas, con o sin modelos.

Como la superficie piezométrica, en los lugares con escasez relativa de datos, puede contener una interpretación del que la ha trazado, es preciso no caer en error de deducir de la superficie piezométrica como resultado, aquellos supuestos que se establecieron para su trazado.

Se facilita la interpretación de las superficies piezométricas si éstas se complementan con el trazado de algunas líneas de corriente divisorias, etc. Las líneas de corriente se trazan ortogonalmente a las isopiezas, admitiendo tácitamente que se trata de un sistema de permeabilidad isótropa en el plano horizontal que se considera, lo cual es en general admisible a escala suficientemente grande. En rocas fisuradas y en sistemas kársticos puede no ser válido: en sistemas kársticos con canales subterráneos, el nivel piezométrico afectado por uno de esos canales puede representar sólo una parte de la energía del agua, si la velocidad de circulación es elevada. Como la altura dinámica viene representada

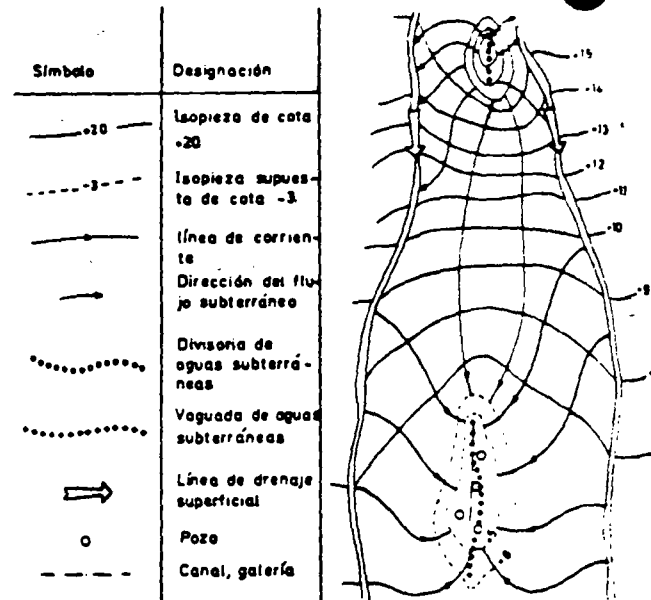


FIGURA 8.86
Símbolos para planos de isopiezas. El ejemplo muestra un acuífero entre dos ríos con área de recarga y un área de extracciones. La porción de los ríos frente al área de recarga son líneas de drenaje pero no el resto.

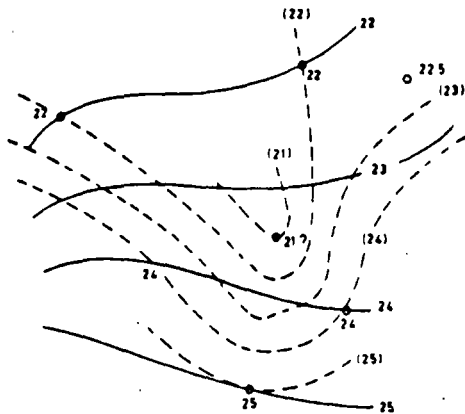


FIGURA 8.87
 Alteración en el trazado de las isopiezas al considerar un punto anómalo. Si el punto anómalo (cota 21) hubiese sido un error de medición por haber tomado un pozo en bombeo con grandes pérdidas en el pozo, su consideración deformaría el trazado.

por $v^2/2g$ (fórmula 8.3), en un canal con $v = 1$ m/seg. es $v^2/2g = 5$ cm. y para $v = 3$ m/seg es $v^2/2g = 46$ cm. lo que da una idea del error máximo cometido. Únicamente en situaciones excepcionales, en grandes estrangulamientos y con carácter local se tienen velocidades mayores que den lugar a alturas dinámicas importantes, como mucho de unos pocos m.

La superficie piezométrica representa la situación en un instante determinado, y puede variar de una época a otra, variando el almacenamiento de agua, pero ello afecta poco, en general, a la interpretación cualitativa.

En ocasiones conviene tener presente la superficie topográfica para localizar zonas surgentes, zonas con posibles movimientos verticales, etc. Cuando se trata de establecer relaciones con ríos, lagos, etc., conviene conocer la posición topográfica de la superficie de los mismos.

Cuando la superficie topográfica es cortada por la superficie piezométrica de acuíferos libres, allí se producen fuentes y manantiales, o se descarga agua a un río. Cuando la evaporación es muy intensa y la transmisividad del acuífero es pequeña, puede ser que esas surgencias no se manifiesten claramente, excepto por un cambio de vegetación. La existencia de materiales muy permeables en el fondo de los valles puede disimular fuentes y surgencias, las cuales pueden no aparecer hasta otros lugares alejados (fig. 8.89); algo similar puede suceder si existen depósitos de travertino.

La relación entre la forma de la superficie freática en acuíferos libres y la topografía es una función de la infiltración anual y de la transmisividad (producto de la permeabilidad por el espesor del acuífero). En general la superficie freática es parecida a la superficie topográfica en zonas con recarga abundante y baja transmisividad (baja permeabilidad y/o escaso espesor de zona permeable) mientras que en zonas con menor recarga y materiales suficientemente permeables hasta gran pro-

TIPO	Cilíndrica	Plano	Parabólica cilíndrica	Parabólica radial convergente	Hiperbólica radial divergente	Elíptica cilíndrica
PERFIL SEGUN EL FLUJO						
ISOPIEZAS						

FIGURA 8.88
 Ilustraciones simples de algunos tipos sencillos de superficies piezométricas.

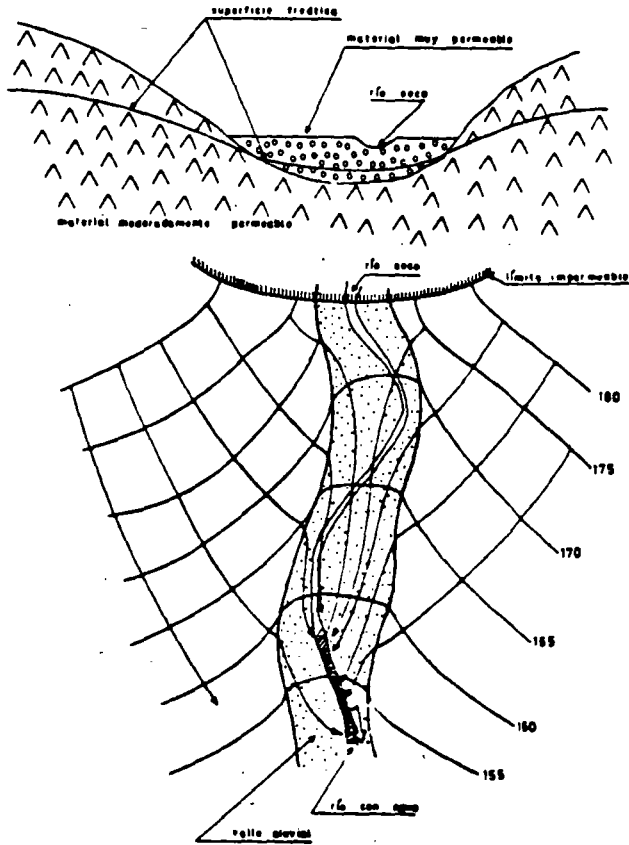


FIGURA 8.89
Ejemplo esquemático de drenaje por una zona de mayor permeabilidad. El río lleva agua cuando el relleno aluvial no es capaz de transmitir toda el agua aportada por las laderas del valle.

fundidad, la superficie freática es muy tendida. La figura 8.90 ilustra estas afirmaciones.

Cuando el flujo se dirige hacia una línea, en general debe interpretarse como un drenaje a lo largo de la misma (río efluente, canal efluente, galería, zona de fractura permeable por la que se escapa agua a la superficie o a otro acuífero, etc.). Cuando éstas se alejan de la misma, significa lo contrario (río o canal influentes, zona de fractura permeable por la que entra agua desde la superficie u otro acuífero, etc.). En ambos casos las isopiezas tienden a ponerse paralelas a dicha línea, tal como se mostró en las figuras 8.83 y 8.86.

La presencia de curvas cerradas indican áreas de recarga o de descarga localizadas, pero no necesariamente

las zonas de descarga o recarga dan origen a curvas cerradas como se ve en la figura 8.85. Su existencia queda señalada por el comportamiento de las líneas de corriente y la densidad de datos.

Si en una zona con líneas de corriente aproximadamente paralelas las isopiezas se acercan hacia aguas abajo, es a consecuencia de una disminución de la transmisividad (disminución de la permeabilidad, del espesor o de ambos a la vez); si se separan hacia abajo es a consecuencia de un aumento de transmisividad (ver fig. 8.91).

En la figura 8.92 se ilustran efectos similares por resaltos o depresiones en la base de un acuífero libre.

Cuando las líneas de corriente son convergentes el análisis cualitativo es algo más complicado ya que juegan a la vez cambios de transmisividad y la existencia de recarga o descarga. Si no hay recarga ni descarga y la transmisividad es constante, las líneas isopiezas deben aumentar su espaciado en el sentido de la divergencia

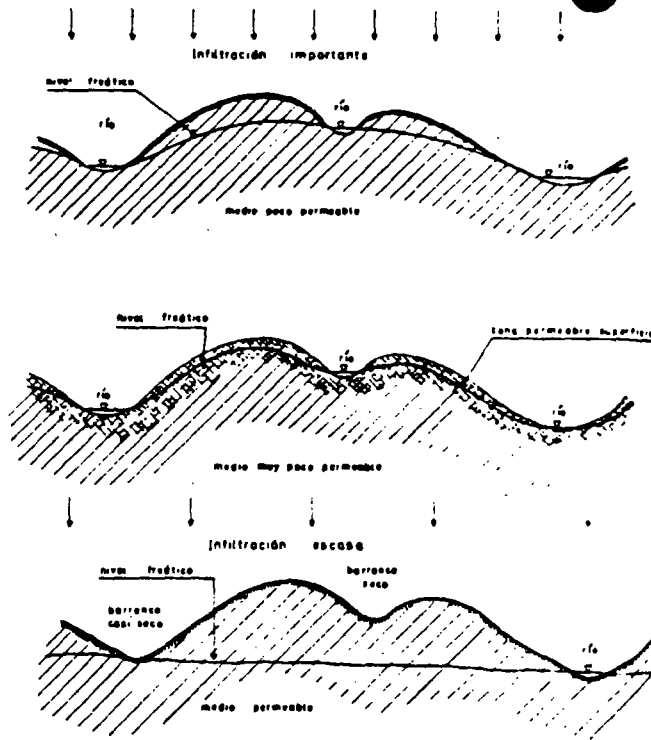


FIGURA 8.90
Diferentes formas de relación de la superficie freática con la topografía. 9

de las líneas de corriente tal como se pudo apreciar en el esquema superior izquierdo de la figura 8.83. Con frecuencia, la convergencia está ligada a la descarga a un río o a una zona de bombeo o evapotranspiración mientras que la divergencia es una consecuencia de recarga localizada o distribuida. (Véanse las figuras 8.81, 8.83, 8.85 y 8.89). Si en un flujo divergente, el espaciado de las isopiezas es constante o disminuye es que existe una recarga distribuida y/o la transmisividad disminuye progresivamente; si el flujo es convergente y el espaciado de las isopiezas es constante o disminuye es que existe una descarga distribuida (zona pantanosa, evapotranspiración por freatofitas, área de bombeo, etc.) y/o la transmisividad aumenta progresivamente.

En una zona de fuertes extracciones no delatada por curvas cerradas, existe un espaciamiento brusco de las líneas isopiezas aguas abajo si la captación es una gale-

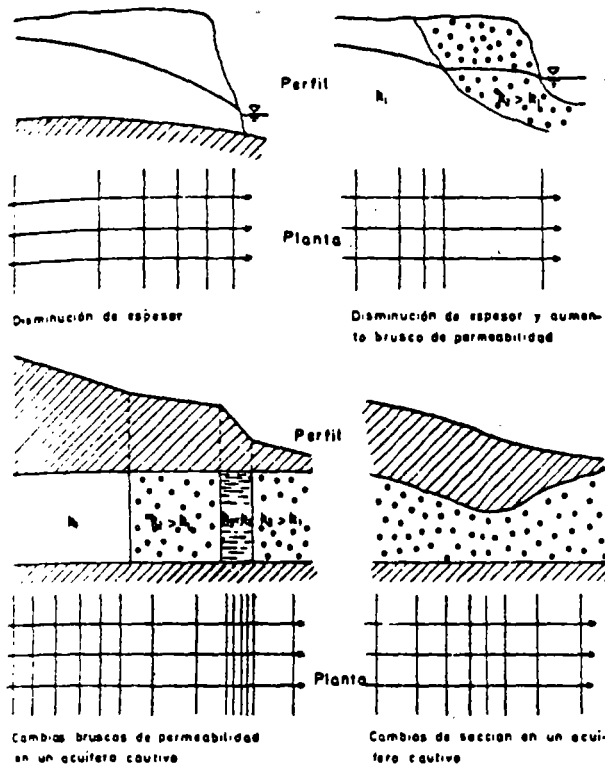


FIGURA 8.91
Efectos de cambios de espesor o de permeabilidad en la separación de las líneas isopiezas en un sistema de líneas de corriente paralelas.

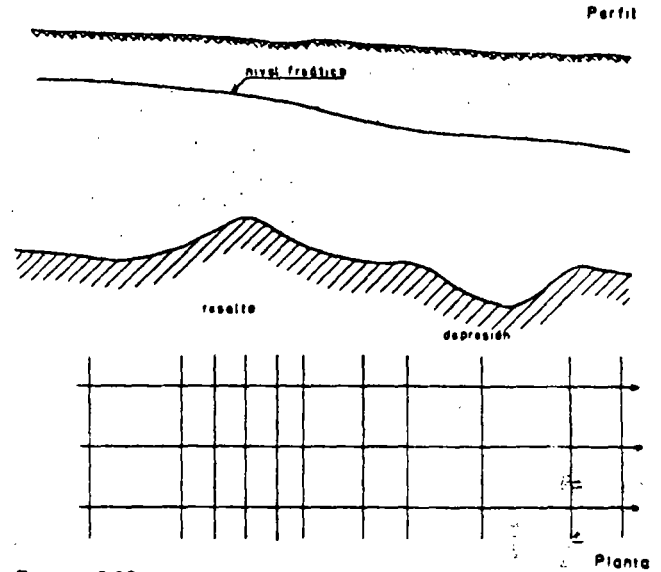


FIGURA 8.92
Efecto de un resalto y de una depresión en la base de un acuífero libre de espesor progresivamente decreciente.

ría o dren transversal; si se trata de un grupo de pozos puede observarse el espaciamiento de las líneas isopiezas aguas abajo que aparece en los esquemas de la figura 8.85.

En las proximidades de los ríos y masas de agua que cambian de nivel con rapidez se tienen efectos dinámicos ya expuestos en el capítulo anterior⁷²; en los planos de isopiezas pueden aparecer como depresiones o crestas paralelas a las orillas en las proximidades de las mismas. Estas formas son rápidamente cambiantes y en general no aparecen igual en mapas correspondientes a diferentes épocas. Desde luego, la altura o profundidad de esas anomalías es menor que la semiamplitud de la oscilación del agua libre. Si los cambios son muy rápidos el mapa de isopiezas, cuyas mediciones pueden haber sido hechas a lo largo de dos o tres días, puede no reflejarlas y en su lugar aparecer malformaciones por no simultaneidad de las mediciones.

La existencia de la interfase agua dulce-agua salada en las regiones costeras reduce notablemente el espesor saturado útil al acercarse a la línea de costa⁷³, por lo que el gradiente piezométrico aumenta rápidamente y pueden tener cotas de agua dulce en acuíferos libres de incluso algunos metros en la misma playa⁷³.

⁷² Esquema de la figura 8.57.
⁷³ Véase capítulo 13.1.

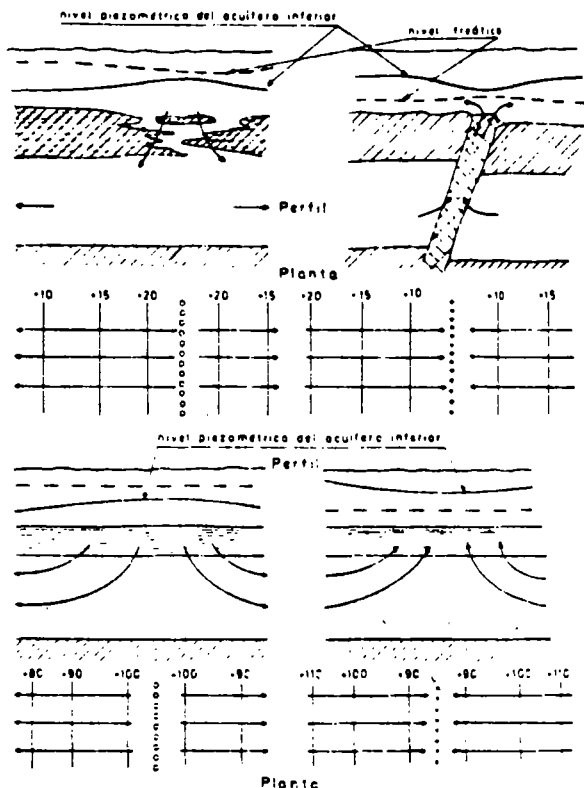


FIGURA 8.93
Explicación de ciertas divisorias o vaguadas de aguas subterráneas en las superficies piezométricas de algunos acuíferos cautivos y semiconfinados.

En los acuíferos cautivos o semiconfinados aparecen a veces divisorias o vaguadas de aguas que no corresponden a líneas de pozos de recarga o de bombeo. Estas zonas pueden ser interpretadas de dos formas: a) existe allí una discontinuidad en el confinamiento que permite una fácil entrada o salida de agua (zona fallada permeable, adelgazamiento del techo, etc.) b) es una línea de caudal cero de forma que sólo representa la línea sobre la cual el caudal circulante es cero porque a partir de ella el caudal infiltrado circula hacia un lado u otro o el caudal circulante se ha escapado al llegar a la misma (fig. 8.93). La interpretación basada en la existencia de una zona alargada de gran permeabilidad en el acuífero semiconfinado no es posible ya que ello exige que el agua circule a su largo con aumento progresivo del caudal, por lo que las líneas de corriente deben ser cada vez más oblicuas a la divisoria en vez

de ser casi normales (Margat 1967). La existencia de estas divisorias puede servir para diferenciar acuíferos cautivos de acuíferos semiconfinados.

La observación de superficies piezométricas puede señalar ciertas estructuras geológicas que supongan un cambio notable de permeabilidad. Tales pueden ser las fallas, zonas falladas y diques que actúen como una barrera poco permeable o como una zona de permeabilidad preferente, todo ello dependiendo de la permeabilidad de la roca encajante y de la dirección de flujo (fig. 8.94).

También se pueden localizar lentejones menos permeables o más permeables teniendo en cuenta que en éstos las isopiezas se concentran y en aquellos se separan (fig. 8.95). En formaciones sedimentarias extensas se pueden también a veces identificar ejes de flexión o proximidad a la superficie del zócalo (Castany, 1968, págs. 104-106).

En todas estas interpretaciones es esencial que la superficie piezométrica esté bien dibujada a partir de un número suficiente de datos, y que se tenga cierta base geológica para la interpretación.

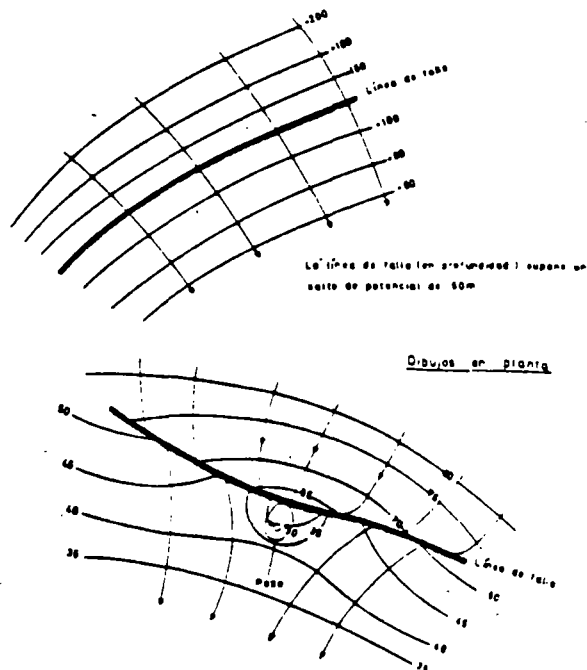


FIGURA 8.94
Esquemas del efecto de las fallas poco permeables.

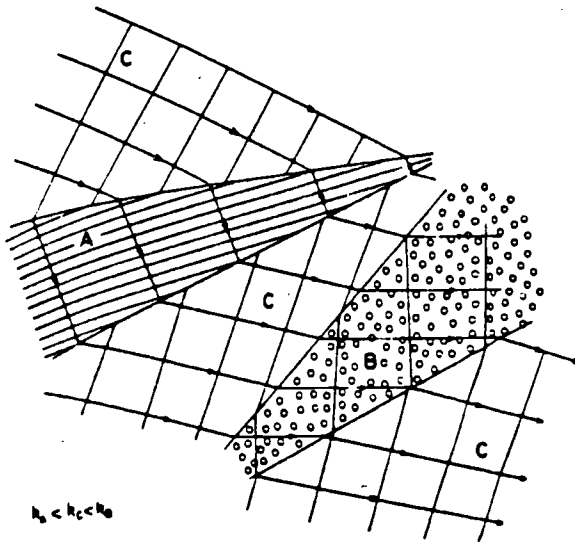


FIGURA 8.95
Esquema de isopiezas de un conjunto con dos cuñas de diferente permeabilidad, una menos permeable (A) y otra más permeable (B).

7.6 EJEMPLOS DE SUPERFICIES PIEZOMÉTRICAS

En la figura 8.96 se representan algunos perfiles geológicos que muestran la estructura del delta del Valle Bajo del río Llobregat; en el valle, que acaba en Cornellá, existe un único acuífero que en el delta se divide en un acuífero superficial, en general libre, y un acuífero profundo, semiconfinado por una formación de limos, espesa en el centro y que desaparece en los bordes (MOP, 1966, Custodio, Bayó y Peláez, 1971). Las superficies piezométricas de estos dos acuíferos vienen representadas en las figuras 8.97 y 8.98 (MOP, 1971; Custodio y otros).

La superficie piezométrica del acuífero superior no corta en ningún momento a la superficie del terreno excepto junto al tramo final del río. En el valle existe un flujo aguas abajo con recarga local procedente de infiltración del río (está suspendido sobre el acuífero pues su fondo está parcialmente colmatado) y de los riegos. En la margen derecha del delta existe un domo de agua (originado en recarga local por riegos, infiltración de canales y pozos de vertido de aguas residuales) que se distribuye radialmente; una parte de esta agua

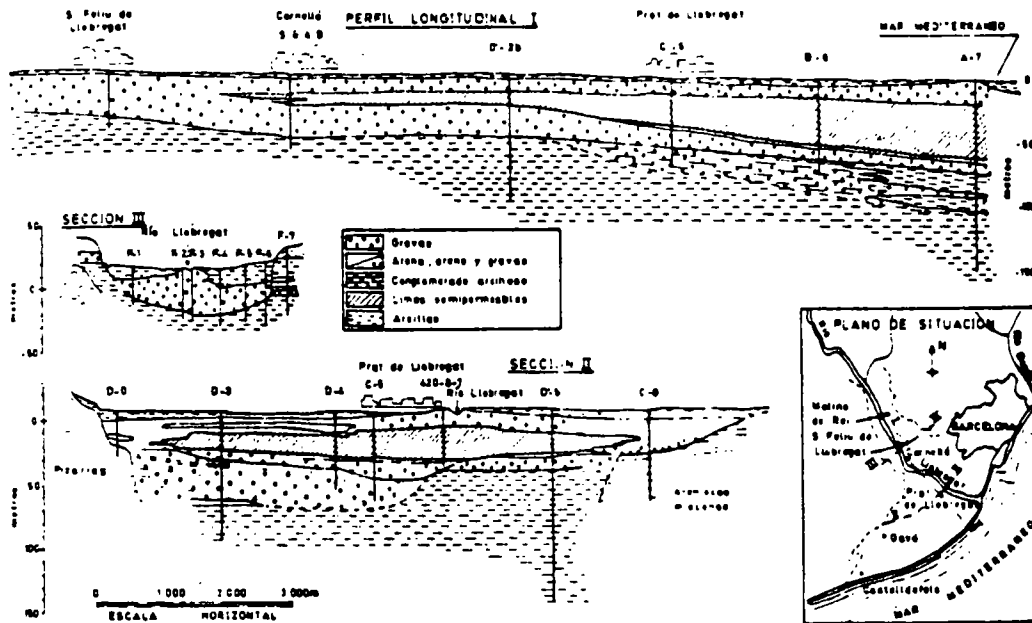


FIGURA 8.96
Perfiles geológicos típicos del delta y Valle Bajo del Llobregat (Según Bayó y Custodio).

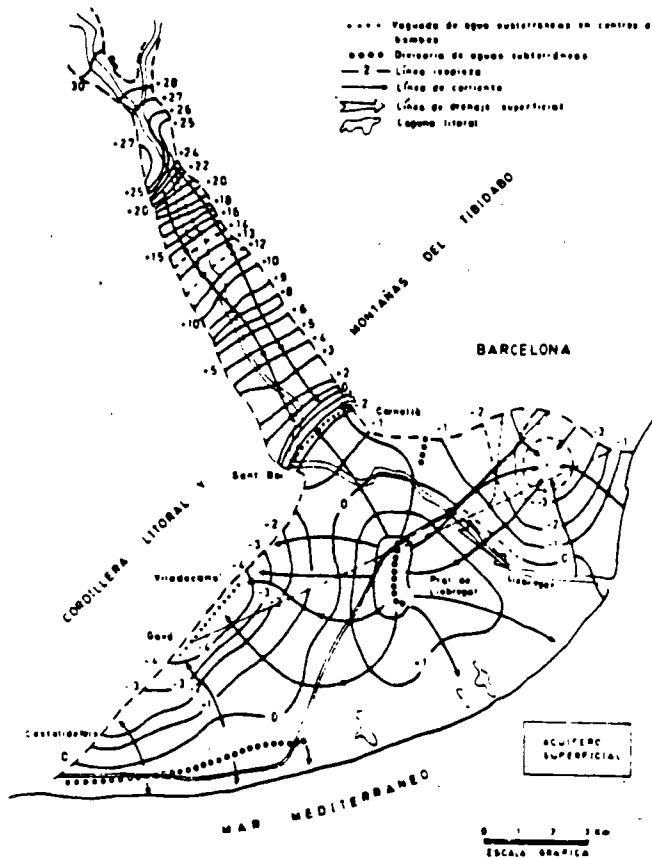


FIGURA 8.97
Superficie piezométrica del Valle Bajo y del acuífero superficial del delta, en el río Llobregat, en julio de 1970 (Custodio, Galofré e Iglesia).

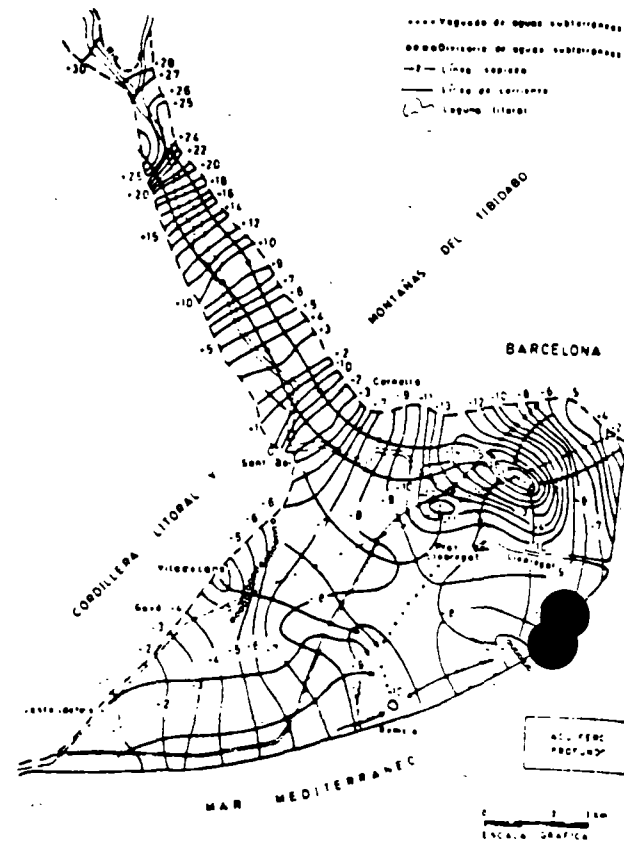


FIGURA 8.98
Superficie piezométrica del Valle Bajo y del acuífero profundo (semiconfinado) del delta, en el río Llobregat en julio de 1970 (Custodio, Galofré e Iglesia).

va a parar al mar, otra parte es drenada por el río, otra parte fluye hacia los centros de bombeo en la zona de Gavá-Viladecans y una pequeña última parte se dirige hacia el estrecho de Cornellá, para allí recargar el acuífero profundo o ser captado en los pozos allí existentes. Los intensos bombeos a lo largo del borde de Gavá-Viladecans, produce una depresión alargada que además explica la formación de una divisoria de aguas próxima al mar en una zona en que la lluvia recarga un cordón de dunas litorales.

Las lagunas litorales ayudan a deprimir el nivel freático cerca de la costa. En la margen izquierda existe una notable depresión creada por infiltración al acuífero profundo (casi no existe intercalación limosa) que

se recarga a partir de vertidos locales del río (recarga inducida) y del mar (intrusión marina en inicio).

La superficie piezométrica del acuífero profundo difiere de la del acuífero superficial excepto aguas arriba de Cornellá donde coinciden pues se trata de un único acuífero. En el acuífero profundo existen muy intensos bombeos concentrados en la margen izquierda (Puerto Franco) Prat de Llobregat, Gavá-Viladecans y Laguna de Remolar como lugares más importantes. Esto produce una notable depresión general de niveles, mucho más marcada en la margen izquierda, donde la transmisividad es menor. El agua necesaria para mantener el flujo hacia los pozos procede de infiltración del acuífero superficial, la cual es tanto mayor cuanto

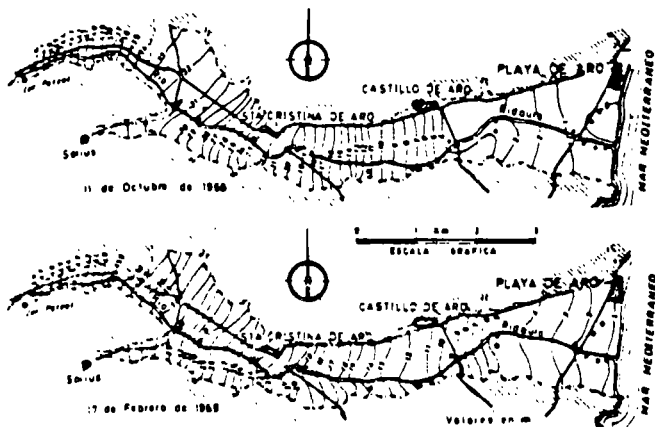


FIGURA 8.99
Superficie piezométrica del acuífero aluvial del Valle del río Ridaura (Costa Brava, Gerona) en dos fechas diferentes. Los puntos indican los pozos de bombeo más importantes. (Según Doménech y Llamas, 1969).

mayor es la permeabilidad vertical de los limos, menor su espesor y mayor la diferencia de niveles piezométricos; también se toma agua directamente del acuífero del valle a través del estrecho de Cornellá y del mar a través del extremo E.

Alrededor de la cota +25 m el ancho del relleno aluvial es muy pequeño y además allí existe una pequeña presa en la que se hicieron inyecciones de cemento; por ello el flujo de agua de otras unidades de aguas arriba es muy pequeño.

En la figura 8.99 se muestran las curvas isopiezas en dos épocas diferentes de un acuífero aluvial sencillo, con la parte próxima al mar semiconfinada. En las isopiezas de octubre, final de la temporada de verano, se aprecia el efecto de las fuertes extracciones de las semanas anteriores.

La figura 8.100 es también un ejemplo de acuífero aluvial único y libre (cubeta de La Llagosta) a la que confluyen los valles con terrenos aluviales de varios afluentes del río principal. Se indican las principales áreas de bombeo y se aprecia como éstas disminuyen el flujo circulante aguas abajo, indicado por la mayor separación entre las isopiezas. Se puede ver también la disminución de la separación entre las isopiezas en los estrechamientos y el efecto de una galería transversal y de un paso de tubería en sifón con refuerzos (reducir el espesor útil de gravas) en el estrecho inferior (MOP, 1971, b).

En la figura 8.101 se muestran las isopiezas en un macizo calcáreo costero limitando con formaciones miocénicas (geología no señalada). Se aprecia el drenaje realizado por los barrancos y los pozos en ellos estable-

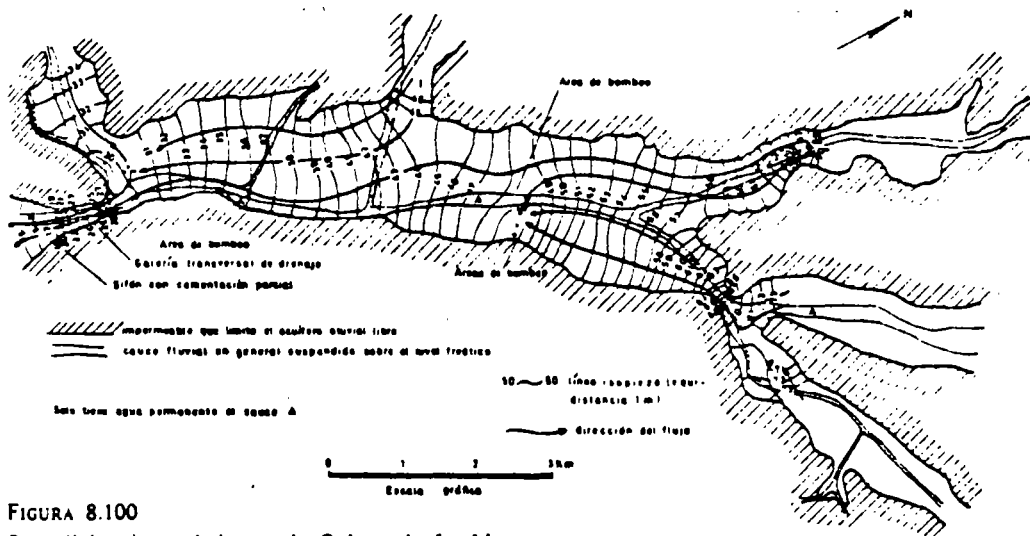


FIGURA 8.100
Superficie piezométrica en la Cubeta de La Llagosta (río Besòs, cerca de Barcelona) en el verano de 1970. La gran concentración de líneas de corriente en la zona próxima a la salida es debido a que allí el espesor de gravas es grande comparado con el resto del perfil.

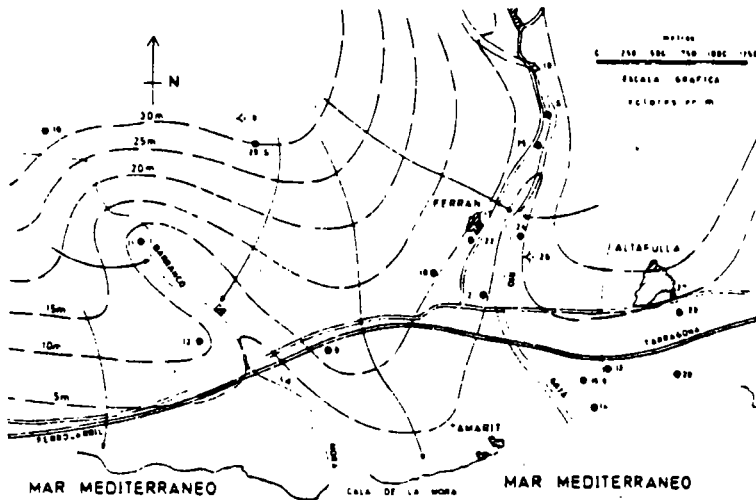


FIGURA 8.101
Isopiezas tentativas en la parte costera del macizo calcáreo de Gaià (Tarragona) en 1970. (Según Torrents y Del Pozo, 1970).

cidos; el agua drenada no llega en general al río pues o se evapora antes o es absorbida por el relleno cuaternario.

7.7 ANÁLISIS CUANTITATIVO DE SUPERFICIES PIEZOMÉTRICAS

El análisis cuantitativo de superficies piezométricas se basa en la aplicación de la ley de Darcy cuando puede admitirse que ésta es válida y que el medio puede suponerse de permeabilidad isótropa.

El flujo que atraviesa la línea AB (fig. 8.102) vale $q = k \cdot AB \cdot i$ siendo k la permeabilidad e i el gradiente piezométrico. Se supone que k e i no varían a lo largo de AB; si así fuese se divide el segmento en porciones y en cada uno de ellos se determina el caudal que la cruza; el caudal total es la suma de caudales parciales.

El gradiente piezométrico en zonas de variaciones suaves puede determinarse a partir de las isopiezas antecedente y siguiente. Si h_i es el potencial correspondiente a la isopieza sobre la que se quiere determinar el gradiente

$$i = \frac{h_{i-1} - h_{i+1}}{CD}$$

siendo CD la distancia (en las mismas unidades que h) entre esas dos isopiezas. Puede determinarse con un poco más de precisión dibujando el perfil piezométrico a lo largo de una línea de corriente que corta en un punto central al segmento AB y trazando la tangente a la misma en el punto de nivel correspondiente a la isopieza considerada.

Debe tenerse en cuenta que lo expresado se refiere a flujo horizontal. Para el cálculo de i debe evitarse que entre h_{i-1} y h_{i+1} existan recargas o drenajes importantes.

Si en una superficie piezométrica estacionaria se consideran dos líneas contiguas perpendiculares a las líneas isopiezas, en ausencia de recarga y descarga son líneas de corriente y el flujo entre ellas es constante. Si hay recarga o descarga el flujo entre las mismas varía en esas cantidades pero no hay intercambio con los tubos enmarcados por las líneas contiguas. Sea la malla ABCD de superficie S_i (fig. 8.103). El balance en la misma establece que:

$$\text{entrada por AB} - \text{salida por CD} = \text{descarga en } S_i - \text{recarga en } S_i$$

o sea:

$$T_i \cdot AB \cdot i_i - T_{i+1} \cdot CD \cdot i_{i+1} = q \cdot S_i$$

en la que

T_i = transmisividad media a lo largo de AB

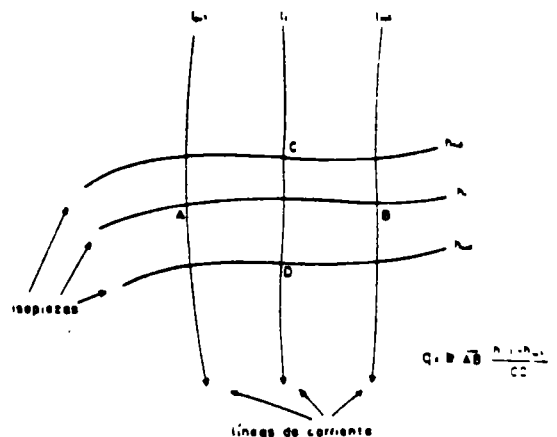


FIGURA 8.102
Cálculo del flujo que atraviesa AB o que circula por el tubo $l_{i-1} - l_{i+1}$ en ausencia de recarga.

T_{i+1} = transmisividad media a lo largo de CD
 i_i = gradiente a lo largo de AB
 i_{i+1} = gradiente a lo largo de CD
 q = caudal neto saliente (salidas-entradas, negativo si es entrante) por unidad de superficie en la superficie ABCD.

Esta simple ecuación permite calcular cómo varía T en el acuífero conociendo el valor en un punto, cuando no hay recarga ni descarga o se conoce en el acuífero el valor de las mismas en cada zona. Si se conoce T en cada punto del acuífero es posible calcular la recarga o la descarga neta a partir de una superficie piezométrica, siempre y cuando la variación de la misma en el tiempo sea lenta y pequeña.

En un acuífero de ancho constante l con $q = 0$, en dos puntos A y B debe cumplirse que

$$T_A i_A = T_B i_B$$

y si la transmisibilidad es constante, debe ser $i_A = i_B$.

Si el acuífero es de bordes divergentes en el sentido del flujo (fig. 8.104) debe cumplirse si $q = 0$:

$$l_A T_A \cdot i_A = l_B T_B \cdot i_B$$

o aproximadamente

$$l'_A \cdot T_A \cdot i_A = l'_B \cdot T_B \cdot i_B$$

$$\frac{T_A}{T_B} = \frac{l'_B}{l'_A} \cdot \frac{i_B}{i_A}$$

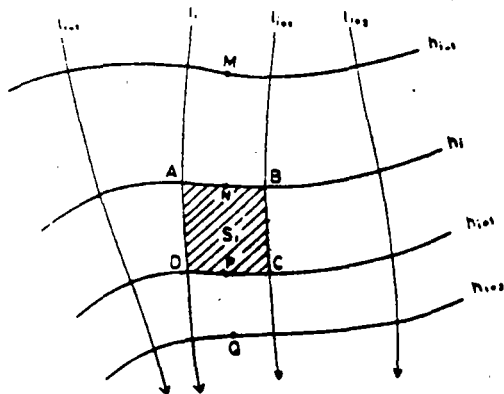


FIGURA 8.103
Esquema de aplicación del método del balance. Las líneas h son isopiezas y las l, líneas de corriente.

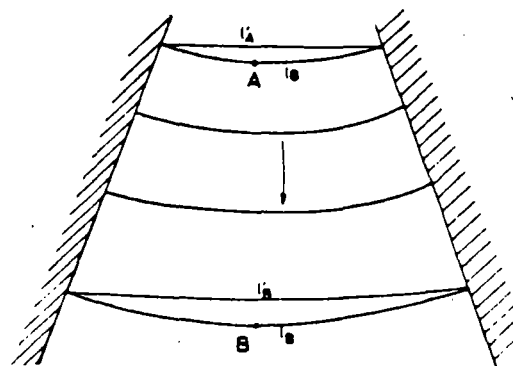


FIGURA 8.104
Esquema de un acuífero que diverge en el sentido del flujo.

Ejemplo 2

En la superficie piezométrica de la figura 8.105, que representa un acuífero recargado y drenado por un río y con un borde impermeable, se sabe que a lo largo de la curva isopieza + 40 m el espesor saturado es de 5.50 m y que a lo largo de la curva isopieza + 30 m el espesor saturado es de 11,5 m. Se sabe además que la permeabilidad media a lo largo de la curva isopieza + 40, la permeabilidad media es de 200 m/día. Calcular la permeabilidad media a lo largo de la curva isopieza + 30 la transmisividad media a lo largo de la curva isopieza + 37 y el caudal medio recargado por el río en el tramo AB. Se supone que existe un aporte constante de agua de riego y lluvia de 100 mm/año.

Las líneas de flujo que parten de los puntos A y B sobre el río definen un tubo de flujo cuyo ancho es de:

- 850 m en la curva + 40
- 800 m en la curva + 37
- 320 m en la curva + 30

Las superficies son (planimetrando)

- 770 000 m² entre las curvas + 40 y + 30
- 264 000 m² entre las curvas + 40 y + 37

Los gradientes medios son:

$$i \approx \frac{2}{200} = 0,01 \quad \text{en la curva de + 40}$$

$$i \approx \frac{2}{250} = 0,008 \quad \text{en la curva de + 37}$$

$$i \approx \frac{2}{350} = 0,0057 \quad \text{en la curva de + 30}$$

8.108 Flujo del agua en los medios porosos

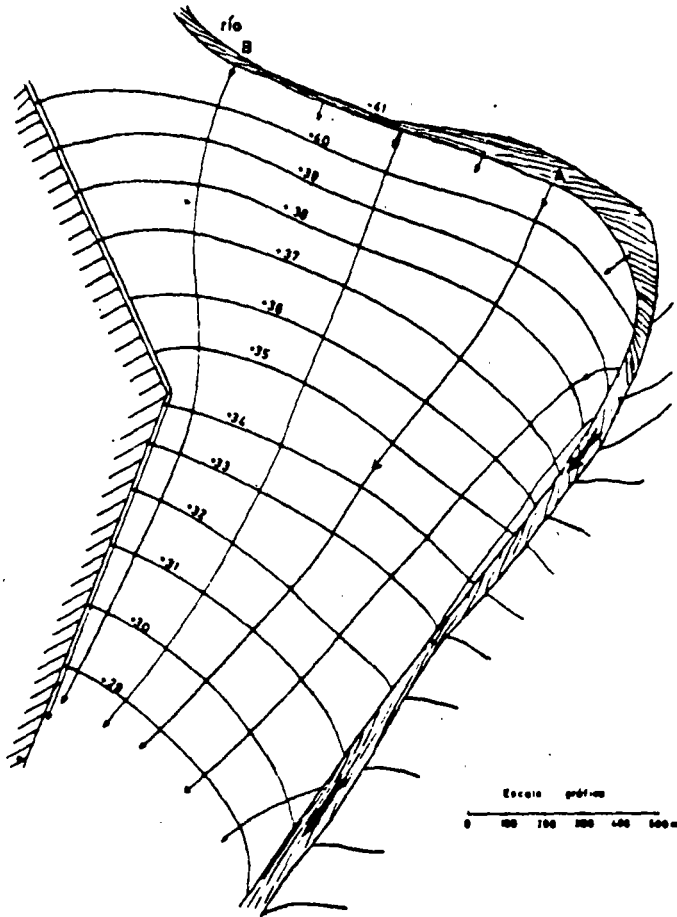


FIGURA 8.105
Superficie piezométrica con un borde impermeable y un río. Corresponde al ejemplo 2.

Entre la curva de +40 y de +30 puede establecerse:

$$850 \text{ m} \cdot 200 \text{ m/día} \cdot 5,5 \text{ m} \cdot 0,01 = 320 \text{ m} \cdot k \cdot 11,5 \text{ m} \cdot 0,0057 = - \frac{0,1}{365} \text{ m/día} \cdot 770 \text{ 000 m}^2$$

$k = 456 \text{ m/día}$ sobre la curva de +30

Entre la curva de +40 y de +37 puede establecerse

$$850 \text{ m} \cdot 200 \text{ m/día} \cdot 5,5 \text{ m} \cdot 0,01 = 800 \cdot T \cdot 0,008 = - \frac{0,1}{365} \text{ m/día} \cdot 264 \text{ 000 m}^2$$

$T = 1472 \text{ m}^2/\text{día}$

El río aporta entre A y B el agua que atraviesa la curva de +40, ya que el aporte por infiltración de lluvia y riego es muy pequeño por la reducida superficie de recarga.

$$Q = 850 \text{ m} \cdot 200 \text{ m/día} \cdot 5,5 \cdot \text{m} \cdot 0,01 = 9350 \text{ m}^3/\text{día}$$

7.8 MÉTODO DEL BALANCE PARA EL CÁLCULO DE LA RECARGA Y DE LA POROSIDAD EFICAZ

Si en un acuífero se tienen variaciones de altura de la superficie piezométrica pero sin que la forma general de las isopiezas se altere notablemente, o lo que es lo mismo, que las líneas de corriente apenas modifican su posición, es posible entonces realizar un balance temporal. Sea la figura 8.106 que representa una porción de acuífero entre dos líneas de corriente cuya posición varía poco en el tiempo y entre dos isopiezas cuya forma varía también poco en el tiempo aunque varíen sus valores. Si T , i y l son respectivamente la transmisividad, gradiente y ancho entre dos líneas de flujo, indicando el subíndice e , entrada y el subíndice s , salida, es

$$\begin{aligned} \text{entrada} - \text{salida} + \text{aportaciones} &= \\ &= \text{incremento de almacenamiento} \end{aligned}$$

Efectuando el balance entre el tiempo t_1 y el tiempo t_2 y llamado W a la recarga por unidad de superficie en

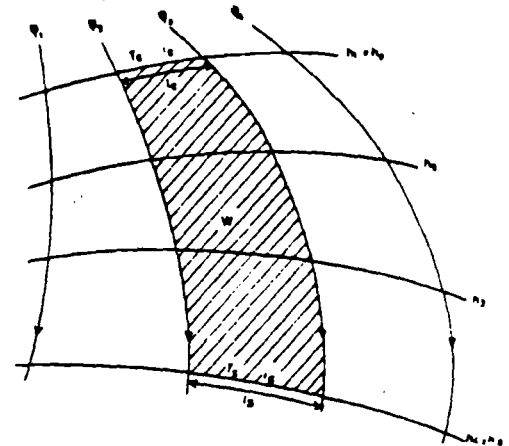


FIGURA 8.106
Esquema para establecer el balance temporal en una superficie piezométrica de altura variable pero de forma constante.

altura de agua por unidad de tiempo, B el bombeo en volumen por unidad de tiempo y S el coeficiente de almacenamiento:

$$(I_c \cdot T_c \cdot i_c - I_s \cdot T_s \cdot i_s) (t_2 - t_1) + W \cdot A \cdot (t_2 - t_1) - \int_{t_1}^{t_2} B \cdot dt = A \cdot \Delta h \cdot S$$

siendo A el área del balance y Δh el incremento de altura piezométrica supuesta uniforme en toda la superficie.

En general las incógnitas son T_c , T_s , W y S que se pueden determinar si se plantean cuatro ecuaciones independientes. En general conviene manejar más ecuaciones para contrastar los errores que se cometen.

En ciertas circunstancias pueden obtenerse simplificaciones $W = 0$, si se trabaja en un periodo en que no hay recarga, pero deben tomarse precauciones en definir este periodo ya que el agua de lluvia o de riego puede tardar a veces algunas semanas o incluso meses en alcanzar el acuífero si éste es profundo.

$S = 0$ si se trata de un acuífero cautivo y entonces $W = 0$; si es $W \approx 0$ es que el acuífero es semiconfinado. Si $\Delta h = 0$, no existe segundo miembro y es más fácil calcular W.

Si el límite superior es una divisoria de aguas subterráneas fija puede prescindirse del término de entrada subterránea.

Se tiene aún poca experiencia sobre este método como método manual de análisis de superficies piezométricas, pero en algunos casos los errores parecen aceptables (Llamas, 1967).

Llamas y Custodio han aplicado el método de forma independiente al estudio del acuífero del valle bajo del río Llobregat (Barcelona) y los resultados son aceptables y encajan aceptablemente con los obtenidos con un modelo matemático (MOP, Cuenca y Custodio, 1971; Custodio, Cuenca y Bayó, 1971), que no es más que un análisis similar programado con mayor número de datos y efectuado balance en varias áreas contiguas. Molist en MOP 1971, también ha obtenido resultados aceptables con el mismo método en la cubeta de La Llagosta, en el río Besós, próximo a Barcelona.

Ejemplo 3

En un acuífero aluvial se toman dos secciones separadas 1 km. En la sección de aguas arriba el ancho es de 150 m y en la de aguas abajo es de 250 m.

Se han trazado superficies piezométricas el 15 de junio, el 15 de julio y el 15 de septiembre encontrándose un descenso general de niveles freáticos de 0,5 m entre las dos primeras fechas y de 0,6 m entre las dos últimas. Los gradientes en el límite de agua arriba en esas fechas han sido 2‰, 2‰, 2,5‰, y en el límite de aguas abajo de 2,5‰, 2,5‰ y 3‰, respectivamente.

Se trata de una época seca, sin lluvias desde abril y con el río sin agua circulante. El bombeo es de 600 000 m³/mes y se usa para riego, estimándose que el 20% del caudal vuelve al acuífero en el primer periodo y el 15% en el segundo. Varios ensayos de bombeo realizados hacen presuponer que la transmisibilidad es de 1000 m²/día en el límite de aguas arriba y de 800 m²/día en el límite de agua abajo, cuando el espesor saturado es de 20 m. El 15 de junio este espesor saturado era de 22 m. Calcular la porosidad eficaz del acuífero (coeficiente de almacenamiento). La ecuación del balance para el primer periodo es:

$$\left\{ \left[150 \text{ m} \frac{1000 \text{ m}^2/\text{día}}{20 \text{ m}} \left(22 - \frac{0,5}{2} \right) \text{ m} \cdot 0,002 \right] - \left[250 \text{ m} \frac{800 \text{ m}^2/\text{día}}{20 \text{ m}} \left(22 - \frac{0,5}{2} \right) \text{ m} \cdot 0,0025 \right] \right\} \cdot 30 \text{ días} - \frac{600\,000 \cdot 0,8 \text{ m}^3/\text{mes}}{30 \text{ días}/\text{mes}} = -1000 \text{ m} \cdot \frac{250 + 150}{2} \text{ m} \cdot 0,5 \cdot S$$

$$S = 0,162$$

La ecuación del balance para el segundo periodo es:

$$\left\{ \left[150 \text{ m} \frac{1000 \text{ m}^2/\text{día}}{20 \text{ m}} \left(22 - \frac{0,6}{2} \right) \text{ m} \frac{2 + 2,5}{2 \cdot 1000} \right] - \left[250 \text{ m} \frac{800 \text{ m}^2/\text{día}}{20 \text{ m}} \left(22 - \frac{0,6}{2} \right) \text{ m} \frac{2,5 + 3}{2 \cdot 1000} \right] \right\} \times 30 \text{ días} - \frac{600\,000 \cdot 0,85 \text{ m}^3/\text{mes}}{30 \text{ días}/\text{mes}} = 1000 \text{ m} \cdot \frac{250 + 150}{2} \text{ m} \cdot 0,6 \text{ m} \cdot S$$

$$S = 0,144$$

Los valores de S obtenidos en ambos periodos son relativamente similares y por lo tanto puede tomarse que S varía entre ellos. En el valor de S, lo que más influye en este caso son las extracciones.

7.9 MAPAS DERIVADOS DE LAS SUPERFICIES PIEZOMÉTRICAS

Comparando la superficie piezométrica (freática) con A se puede obtener B.

A	B
Superficie piezométrica (freática) en otra época	Mapa de variación de niveles; mapa de variación del volumen saturado en un acuífero libre
Superficie topográfica	Profundidad del nivel de agua o de la superficie freática si el acuífero es libre.
Mapa de la base del acuífero	Mapa de espesor saturado si el acuífero es libre

Los mapas de variación de nivel en acuíferos libres son especialmente interesantes para estudiar las variaciones totales del agua almacenada y puede poner de relieve ciertas particularidades del funcionamiento del acuífero. En la figura 8.107 se muestra el plano de variación de niveles correspondientes a las dos superficies piezométricas de la figura 8.99, puede apreciarse un ascenso general de niveles excepto en una pequeña área en la que se produce un descenso quizás debido a una intensificación del bombeo. Los ascensos mayores corresponden a una zona de notables bombeos veraniegos, que en invierno cesan; la variación de nivel supone sólo

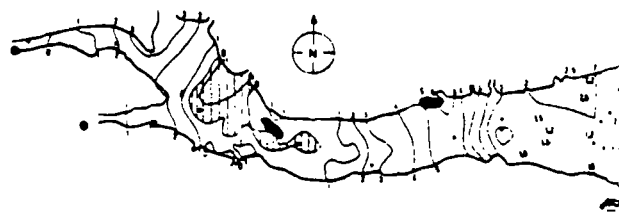


FIGURA 8.107
Plano de curvas de igual variación de nivel correspondiente a las superficies piezométricas de la figura 8.99. Las zonas rayadas son de descenso de nivel y las no rayadas son de ascenso de nivel.

un pequeño aumento de reserva puesto que en esa zona el acuífero estudiado es semiconfinado.

Los mapas de máxima variación de nivel tienen interés para el proyecto de pozos. Los planos de espesor saturado máximo pueden condicionar la ubicación de captaciones permanentes en un acuífero libre.

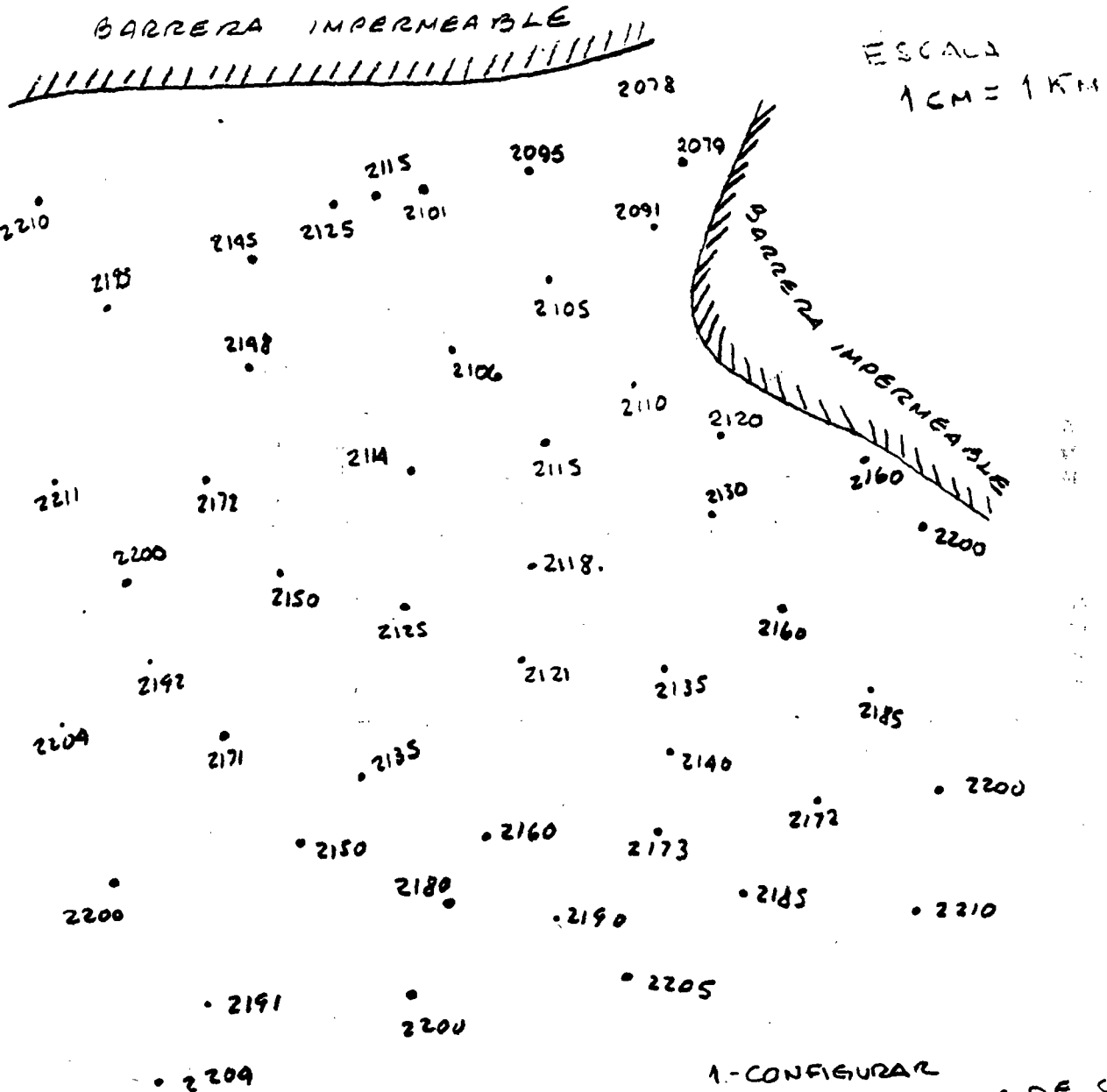
El trazado de estos mapas se facilita en gran manera si se tienen sobre papel transparente los dos planos de niveles, y se determinan las cotas diferenciales en los puntos de intersección de las isopiezas entre sí o con las cotas de nivel, estos puntos sirven para trazar directamente las nuevas curvas (isolíneas) que deben pasar por ellos. En algunas zonas puede ser necesario determinar puntos adicionales por trazado de curvas intermedias.

CUANTIFICACION DEL FLUJO SUBTERRANEO

EXPLICACION

• POZO

2220 - ELEVACION DEL NIVEL ESTADICO EN M.S.N.M.



$$E_s + I = S_s + E_x + \Delta S$$

$$\text{EXTRACCION} = 4.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$$

$$\Delta S = 0$$

- 1.- CONFIGURAR
- 2.- MARCAR LINEAS DE CORRIENTE Y CELDAS
- 3.- CALCULAR ENTRADAS Y SALIDAS SUBTERRANEAS
 $Q = T \Delta h$; $T = 3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg}$
- 4.- ESTABLECER ECUACION DE BALANCE VOLUMETRICO



FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA

VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE
ACUIFEROS

MODULO I GEOHIDROLOGIA

TEMA: GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA

COMPLEMENTO

ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES

1996

ADAPTADO PARA EL CURSO DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS, 1996

CAPITULO 2.- GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA

POR: ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES

2.1.- ROCAS Y ACUIFEROS DE LA CIUDAD DE MEXICO

La corteza terrestre se encuentra formada por diferentes rocas y materiales que varían en su capacidad geohidrológica. Mientras que algunas tienen porosidad y permeabilidad, permitiendo el paso del agua, otras se presentan compactas e impermeables.

En la zona metropolitana de la Ciudad de México, se agruparon los diferentes tipos de rocas y/o materiales en relación a su composición y a sus características geohidrológicas en: rocas fracturadas y piroclásticos; materiales granulares; rocas impermeables; materiales impermeables y; materiales semipermeables. A continuación se describen estas unidades.

2.1.1.- ROCAS FRACTURADAS Y PIROCLASTICOS

El tipo de *roca fracturada* existente en el área de estudio corresponde a los *basaltos*. Estos, son el producto de erupciones volcánicas. Existen centros eruptivos alrededor de la Ciudad de México, que estuvieron activos en épocas recientes, dando origen a acumulaciones de rocas que actualmente forman la Sierra del Chichinautzin, la Sierra de Santa Catarina y el Cerro de La Estrella.

A partir de dichos centros eruptivos, fueron eyectadas corrientes de lavas de composición basáltica, muchas de las cuales forman los flancos de los volcánes. Algunas de dichas coladas de lava se extendieron hacia el Valle de México, en donde actualmente se encuentran formando el acuífero y están cubiertas por las arcillas de los antiguos lagos.

Las coladas de basalto, al enfriarse, se enjutan provocando el fracturamiento de la roca, lo que ocasiona que permitan fácilmente la infiltración, circulación y almacenamiento de agua.

compactarse forman las *tobas*. Fragmentos de mayor tamaño y que son importantes para el caso que nos ocupa son los denominados *tezontles*. Estos, corresponden en esencia a la misma roca basáltica que, en el momento de ser eyectada, incluye abundantes gases. Ello, hace que el basalto presente una textura de apariencia de esponja. En ocasiones se define al *tezontle* como la espuma del basalto. Es común que, durante las erupciones volcánicas de tipo explosivo, los fragmentos de la lava basáltica sean lanzados al aire, acumulándose sobre los flancos de los conos volcánicos. Los *tezontles* asociados con las lavas fracturadas, presentan una alta permeabilidad y permiten la fácil infiltración y circulación del agua en el subsuelo.

2.1.2.- MATERIALES GRANULARES

Como su nombre lo indica, los *materiales granulares* corresponden a fragmentos de rocas que semejan granos, los cuales se clasifican de acuerdo a su tamaño. Se originan por la erosión y transporte de rocas que forman elevaciones topográficas. El principal agente erosivo lo constituyen las corrientes superficiales, las cuales mueven o transportan los fragmentos de roca de las partes altas de las sierras hacia las porciones bajas, donde son acumulados o depositados. Durante su trayecto, los fragmentos son redondeados obteniendo la apariencia de granos. El tamaño de estos puede variar desde fracciones de milímetro hasta varios centímetros. Los materiales granulares más finos (con diámetros menores de 1/16 mm) se conocen con el nombre de *arcillas y limos*. Los materiales granulares de mayor tamaño (entre 1/16 y 2 milímetros) se denominan *arenas*; tamaños mayores de 2 milímetros se denominan *gravas y cantos rodados*.

Al encontrarse sueltos los granos se denominan 'materiales', cuando se encuentran consolidados reciben el nombre de 'toca'.

Los materiales granulares finos (arcillas y limos) presentan una baja permeabilidad y se clasifican como impermeables al flujo subterráneo. Por lo que respecta a las arenas y gravas, éstas presentan permeabilidades altas y constituyen buenos acuíferos. Generalmente las arenas y gravas incluyen cierto porcentaje de arcilla; su permeabilidad esta en relación a la mezcla resultante.

2.1.3.- ROCAS IMPERMEABLES

ROCA QUE IMPIDE EL PASO DE AGUA A TRAVES DE ELLA

Quando las rocas se presentan densas y sin fracturamiento, impiden el flujo de agua a través de ellas lo cual hace que se comporten como *impermeables*. En la zona metropolitana de la Ciudad de México solo en algunas porciones aisladas se encuentran rocas de este tipo, como en la Sierra de Guadalupe y en algunos sitios de la Sierra Nevada.

2.1.4.- MATERIALES IMPERMEABLES

MATERIAL QUE IMPIDE EL FLUJO DE AGUA A TRAVES DE EL.

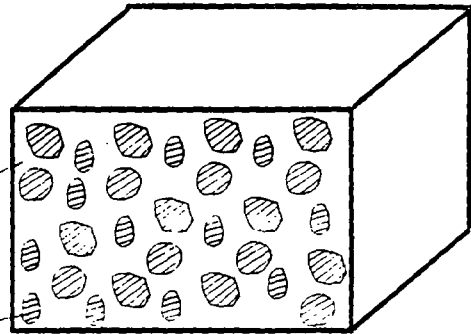
Conforme se mencionó en párrafos anteriores se hace la distinción entre roca (cuerpo de material compacto) y materiales, siendo estos últimos los constituidos por fragmentos no consolidados.

Quando estos materiales son de tipo arcilloso, como es el caso de los antiguos sedimentos lacustres arcillosos de los lagos de México, entonces presentan una baja permeabilidad y pueden clasificarse como impermeables; en ciertas zonas, su permeabilidad puede llegar a permitir el paso de reducida cantidad de agua y se clasifican como materiales semipermeables (ver inciso siguiente).

Las arcillas están constituidas por fragmentos de tamaños menores de $1/256$ mm. El agua que satura a estos materiales, en su mayor parte es retenida por atracción molecular hacia cada uno de los granos de arcilla, como se ilustra en la figura No. 2.1 y solamente un porcentaje muy reducido de agua circula a través de ellas. Por ello, en general las arcillas se consideran como material impermeable, especialmente para propósitos prácticos, ya que los pozos perforados en estos materiales rinden caudales de agua muy reducidos, generalmente menores de 1 lps.

ESPACIOS POROSOS
50% DEL VOLUMEN
TOTAL

GRANOS DE ARCILLA
50% DEL VOLUMEN
TOTAL



ESPACIOS POR
DONDE PUEDE
CIRCULAR EL AGUA
EN EL ACUIFERO

AGUA PELICULAR
ADHEPIDA POR
RETENCION
MOLECULAR

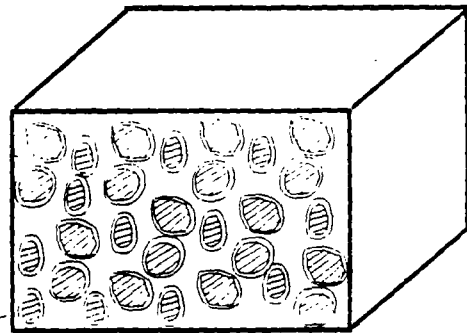


FIGURA 2.1.- RETENCION DE AGUA PELICULAR

2.1.5.- MATERIALES SEMIPERMEABLES

MATERIAL QUE PERMITE EL PASO DE REDUCIDA CANTIDAD DE AGUA.

Cuando los materiales granulares consisten en una mezcla de arcillas y arenas, los espacios libres entre granos permiten la circulación de cierta (aunque reducida) cantidad de agua, ocasionando que la permeabilidad del material sea mayor que en las arcillas pero menor que en las arenas.

2.1.6.- ACUIFERO

Se denomina *acuifero* a un cuerpo de roca que se encuentra saturado y presenta una permeabilidad tal que permite la circulación de agua en cantidades económicamente significativas y que puede ser explotada a través de pozos. Existen diferentes acuíferos entre los cuales destacan los siguientes: *acuifero libre*; es aquel en el que la superficie de nivel estático se encuentra a la presión atmosférica. *Acuifero confinado*; es aquel que se encuentra sujeto a una presión, generalmente ocasionada por el encajonamiento de agua entre dos cuerpos impermeables. *Acuifero colgado*; es aquel que circula sobre una capa impermeable localizada arriba del nivel estático de un acuífero regional.

Acuifero semiconfinado; es aquel que se encuentra cubierto por un material semipermeable (figura 2.2).

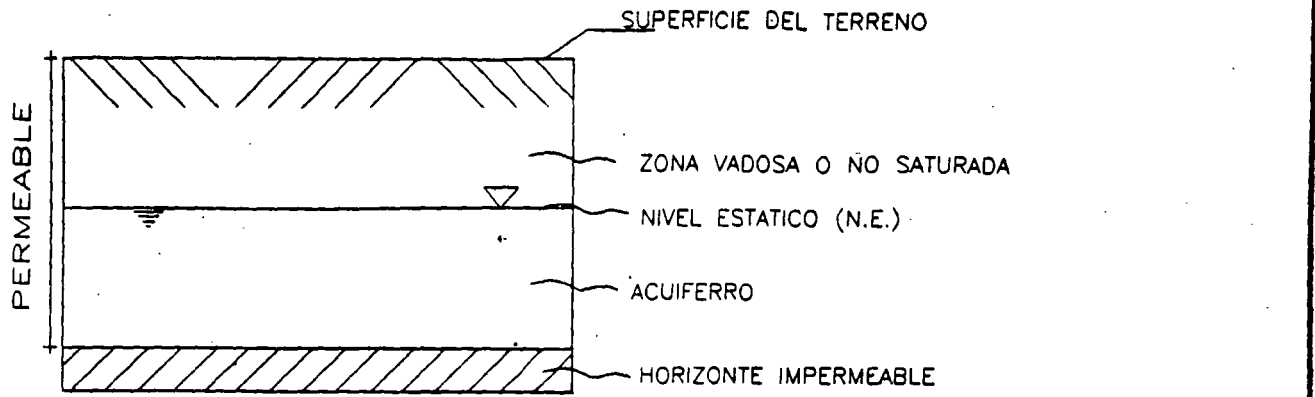
2.1.6.- ACUITARDO

Es una capa que retiene pero no evita el flujo del agua hacia un acuífero adyacente. El acuitardo no permite un paso rápido del flujo del agua pero puede servir como una zona de alta capacidad de almacenamiento.

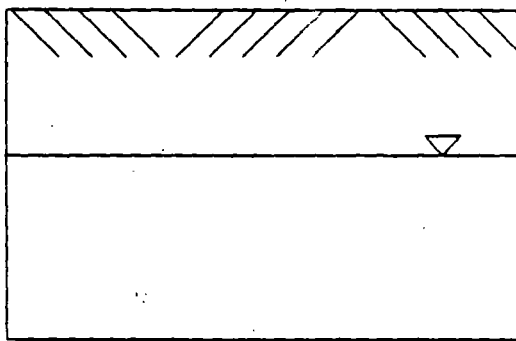
2.2.- FUNCIONAMIENTO DE LOS ACUIFEROS

2.2.1.- CICLO HIDROLOGICO

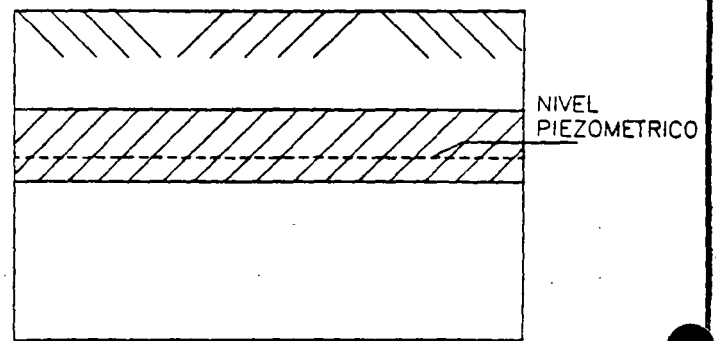
En la corteza terrestre el agua en su gran mayoría se encuentra formando parte del ciclo hidrológico.



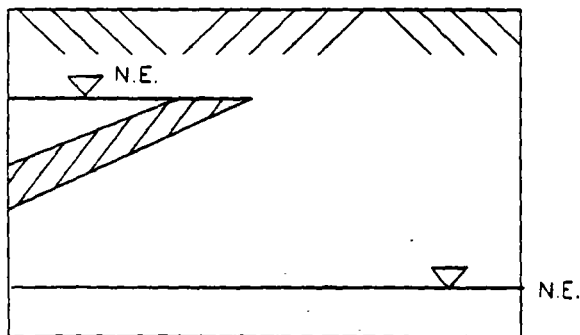
ACUIFERO LIBRE



ACUIFERO CONFINADO



ACUIFERO COLGADO



ACUIFERO SEMICONFINADO

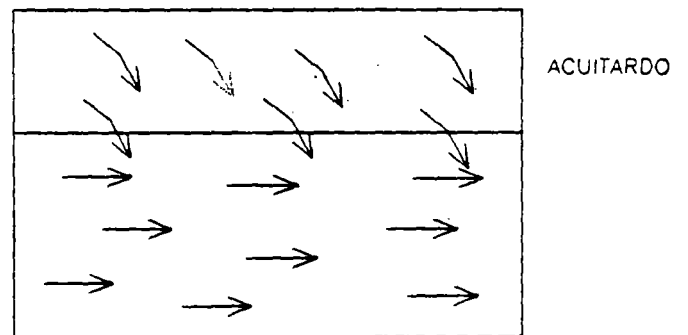


FIGURA 2.2

TIPOS DE ACUIFEROS

El agua de lluvia que se precipita sobre los continentes tiene tres caminos a seguir: Evaporarse para formar las nubes; escurrir por la superficie del suelo formando arroyos y ríos que finalmente vierten sus aguas al mar e; infiltrarse en el subsuelo para formar acuíferos. Esta agua infiltrada posteriormente es drenada por corrientes superficiales o aflora en forma de manantiales, para evaporarse o seguir su camino al mar donde también parte de ésta se evapora y continua en su ciclo natural conforme se ilustra en la figura No. 2.3. Las aguas que no se encuentran en movimiento dentro del ciclo hidrológico se caracterizan por incrementar su contenido salino y se conocen como aguas fósiles; la proporción de agua fósil respecto a agua dentro del ciclo hidrológico es sumamente baja.

El agua subterránea que forma los acuíferos proviene principalmente de la lluvia, donde parte de esta al precipitarse sobre las formaciones geológicas, se infiltra y corre a través de ellas. El agua infiltrada, en ocasiones pasa por zonas cercanas a cámaras magmáticas donde incrementa su temperatura o puede permanecer atrapada entre sedimentos en forma de agua fósil.

2.2.2.- DISTRIBUCION DEL AGUA EN EL SUBSUELO

La distribución del agua en el subsuelo se ilustra en la figura 2.4, donde se muestra el límite de la zona saturada que se denomina nivel estático. La porción que se encuentra bajo el nivel estático en la roca saturada se denomina acuífero. La zona no saturada que corresponde a la porción entre la superficie del terreno y el nivel estático recibe también el nombre de zona vadosa. Cuando los acuíferos corresponden a materiales granulares, en los pozos se produce un efecto de capilaridad que permite la ascensión del agua, dando origen a una zona denominada de aguas capilares.

2.2.3.- ZONAS DE RECARGA

Las porciones permeables ubicadas topográficamente altas, permiten la infiltración y circulación de agua hacia los acuíferos. Estas áreas son las principales zonas de recarga. En los valles también se infiltra y recarga agua al acuífero, en la Ciudad de México, las áreas cubiertas impiden o limitan la recarga en el valle.

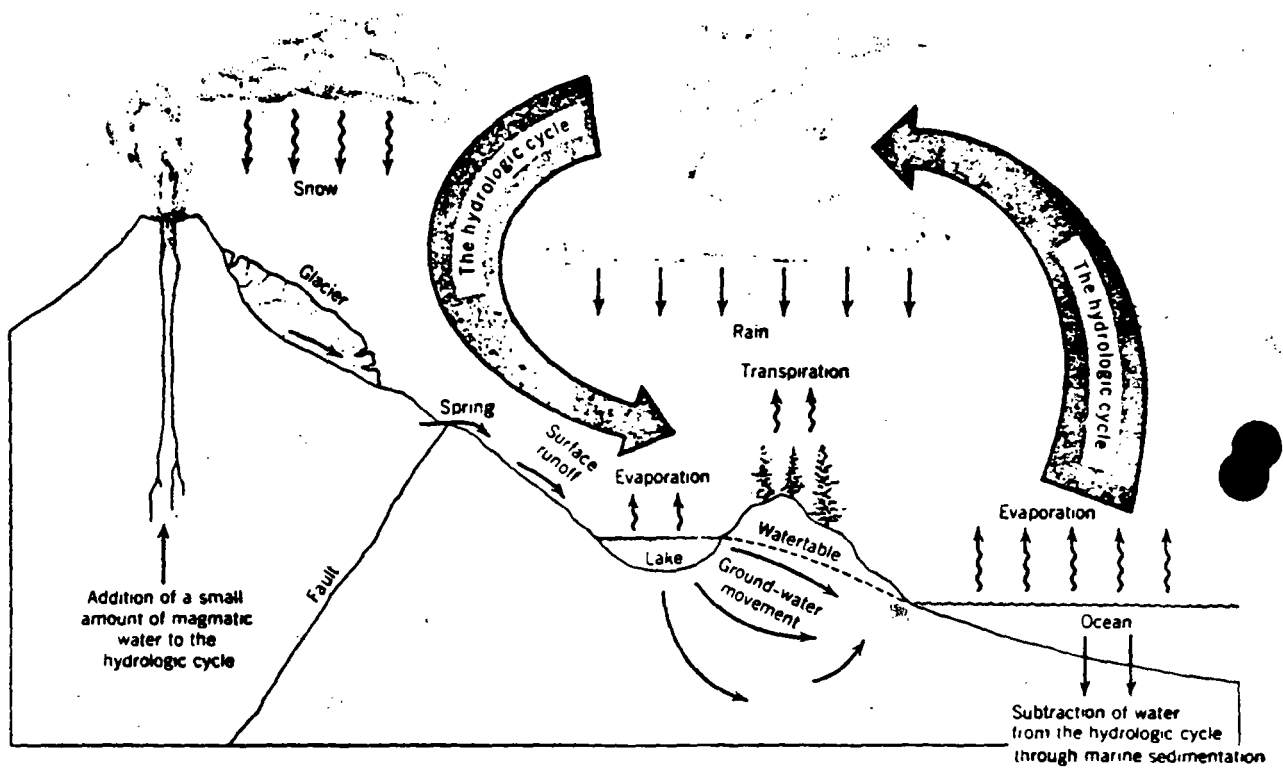
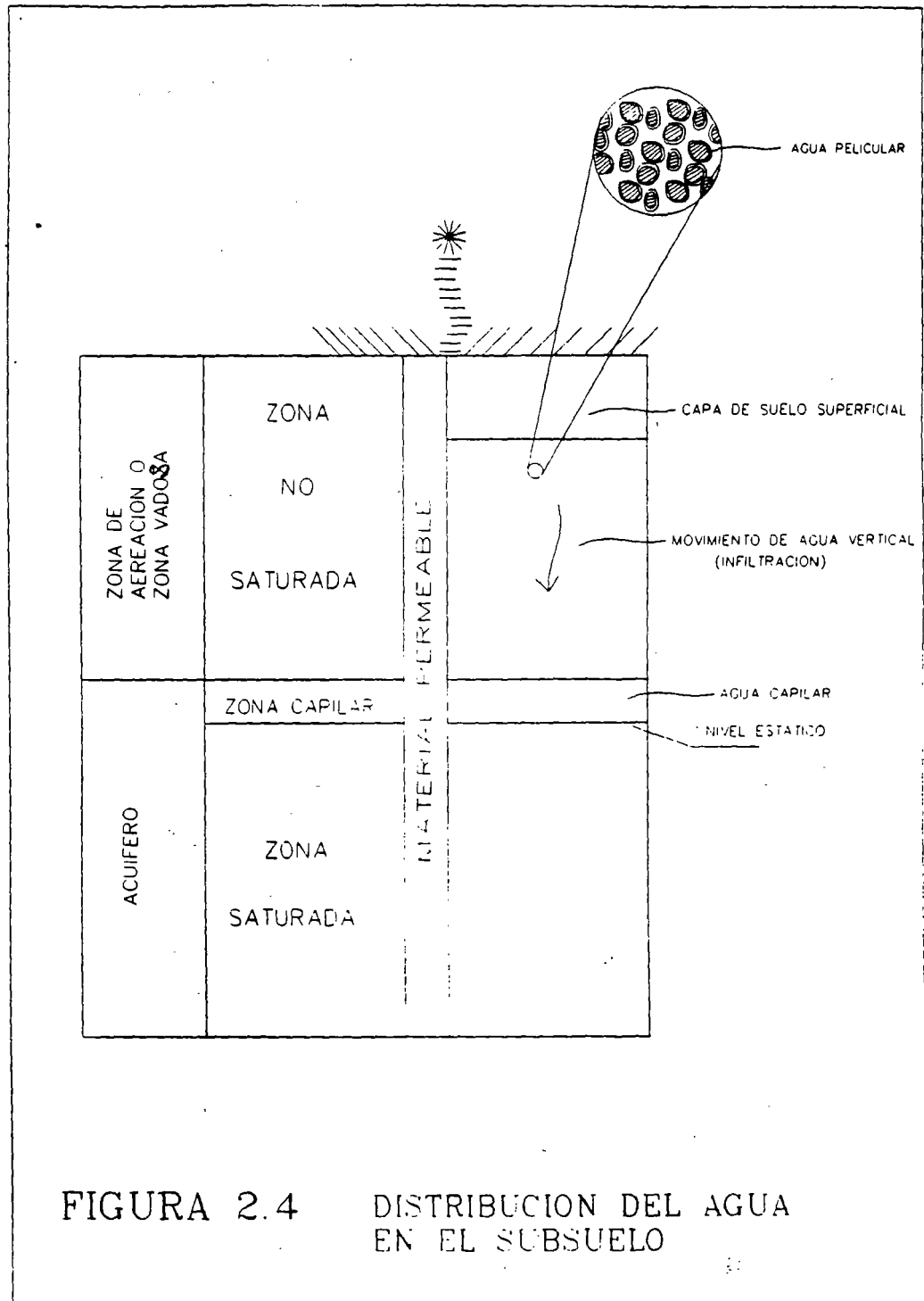


Figure 2.3 The hydrologic cycle.



Los acuíferos son recargados en forma prácticamente continua y principalmente en las épocas de lluvia.

2.2.4.- ZONAS DE DESCARGA

La salida o descarga natural del agua de los acuíferos, se realiza en forma natural a través de manantiales, así como o del drenado por medio de ríos. Actualmente, la salida del agua de la mayor mayor parte de los acuíferos, se realiza mediante la extracción por el bombeo de pozos.

2.2.5.- PERMEABILIDAD

Dentro de los conceptos fundamentales de las características de las rocas que forman acuíferos, se encuentra el concepto de *permeabilidad*, el cual es la propiedad de un medio poroso o fracturado para permitir el paso de un fluido. Se define como el flujo de agua por unidad de tiempo que cruza una sección unitaria bajo un gradiente también unitario. Se expresa en metros por segundo.

En la tabla No. 2.1 se muestran valores de permeabilidad para diferentes materiales, haciéndose notar que en la Ciudad de México las arcillas tienen una permeabilidad del orden entre 10^{-7} y 10^{-9} m/seg; los materiales granulares 1×10^{-5} m/seg y, los basaltos 5×10^{-2} m/seg.

2.2.6.- TRANSMISIBILIDAD

La *transmisibilidad* es otra forma de expresar la facilidad con que puede circular el agua en un acuífero. Se define como la cantidad de agua que puede fluir a través de una sección unitaria bajo un gradiente unitario y un tiempo instantáneo. En la figura No. 2.5 se muestra la diferencia entre la transmisibilidad y la permeabilidad, siendo la transmisibilidad la descarga que ocurre a través de un segmento unitario respecto a la anchura pero una altura (b) que equivale al espesor del acuífero, mientras que la permeabilidad corresponde a una descarga que ocurre a través de una sección unitaria y, para ambos casos, bajo un gradiente hidráulico unitario.

Table 2. Range of Values of Hydraulic Conductivity and Permeability

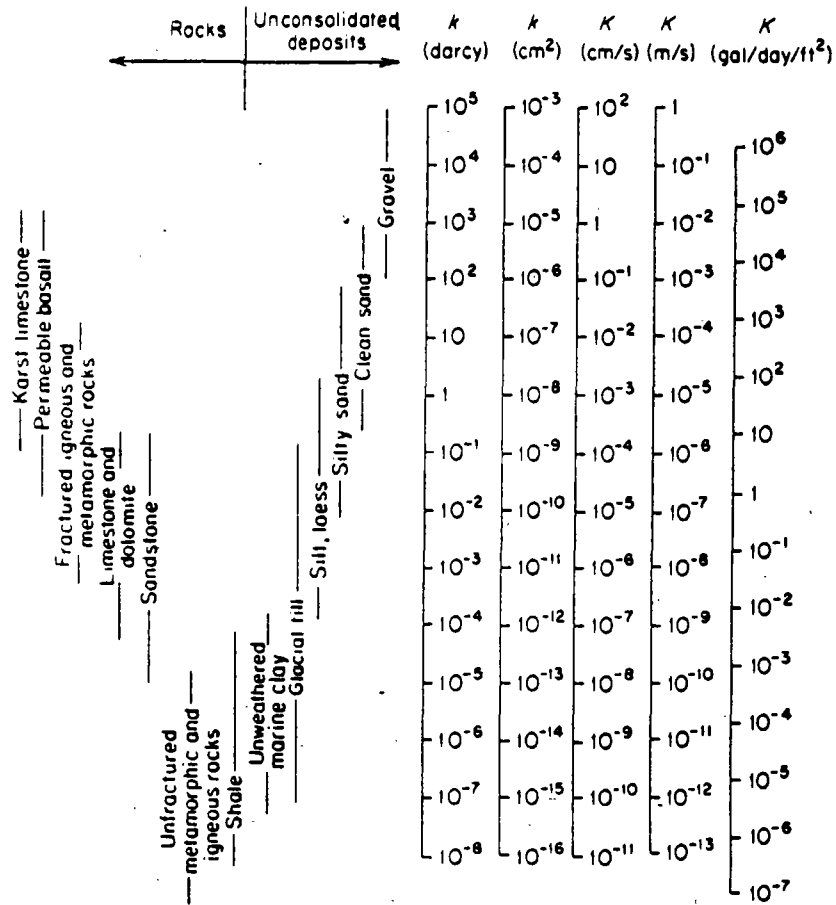


Table 2.1 Conversion Factors for Permeability and Hydraulic Conductivity Units

	Permeability, <i>k</i> *			Hydraulic conductivity, <i>K</i>		
	cm ²	ft ²	darcy	m/s	ft/s	U.S. gal/day/ft ²
cm ²	1	1.08 × 10 ⁻³	1.01 × 10 ⁸	9.80 × 10 ²	3.22 × 10 ³	1.85 × 10 ⁹
ft ²	9.29 × 10 ²	1	9.42 × 10 ¹⁰	9.11 × 10 ³	2.99 × 10 ⁶	1.71 × 10 ¹²
darcy	9.87 × 10 ⁻⁹	1.06 × 10 ⁻¹¹	1	9.66 × 10 ⁻⁶	3.17 × 10 ⁻³	1.82 × 10 ¹
m/s	1.02 × 10 ⁻³	1.10 × 10 ⁻⁶	1.04 × 10 ³	1	3.28	2.12 × 10 ⁶
ft/s	3.11 × 10 ⁻⁴	3.35 × 10 ⁻⁷	3.15 × 10 ⁴	3.05 × 10 ⁻¹	1	6.46 × 10 ³
U.S. gal/day/ft ²	5.42 × 10 ⁻¹⁰	5.83 × 10 ⁻¹³	5.49 × 10 ⁻²	4.72 × 10 ⁻⁷	1.55 × 10 ⁻⁶	1

De: Freeze and Cherry, 1979.

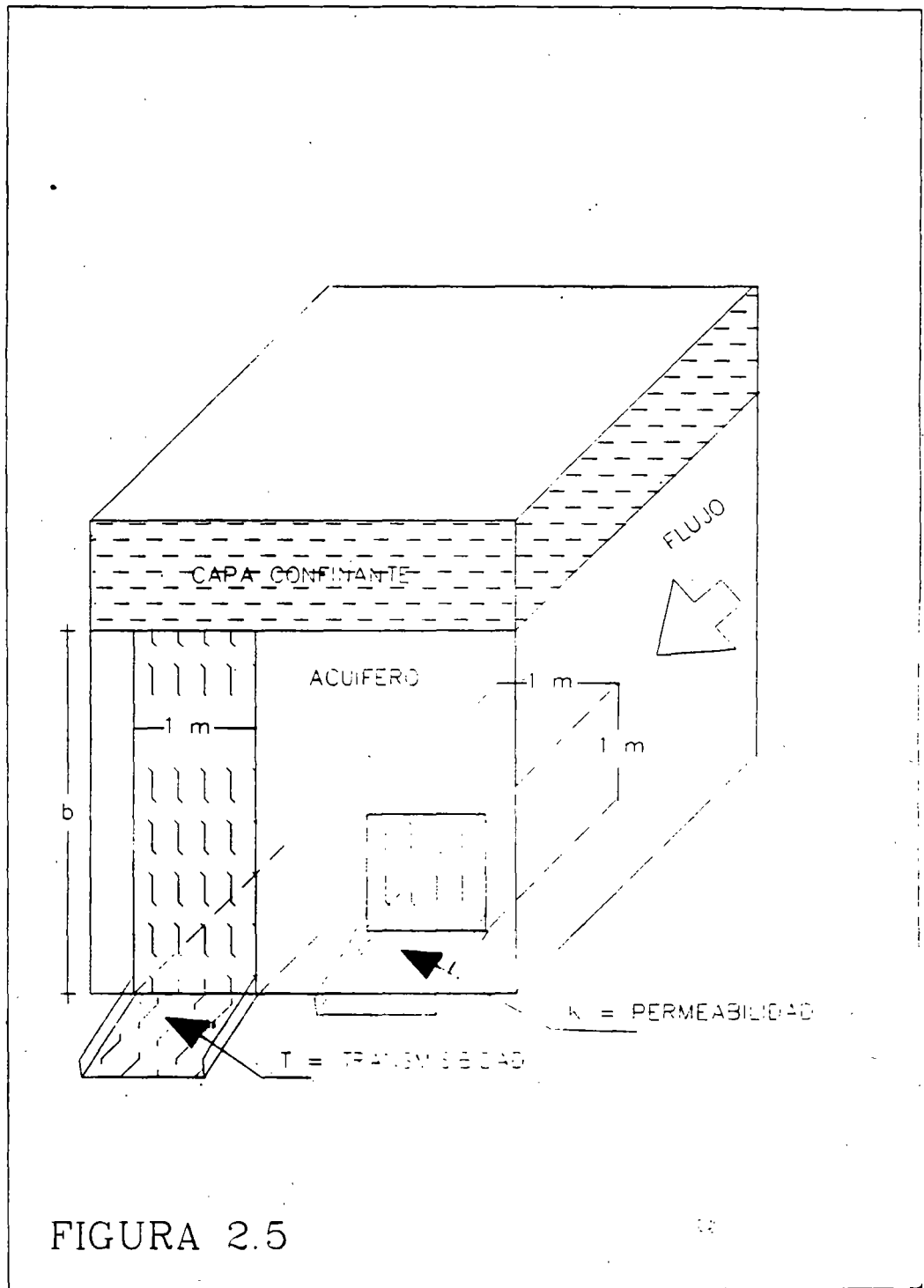


FIGURA 2.5

2.2.7.- NIVELES ESTÁTICO, DINÁMICO Y FREÁTICO

En un acuífero libre, se define como *nivel estático* la porción superficial del acuífero (figura 2.6). En contraste, se define como *nivel dinámico* al que se refleja en un pozo al encontrarse operando, razón por la que también se le denomina *nivel de bombeo*.

Nivel piezométrico generalmente se utiliza para los acuíferos confinados donde el nivel corresponde a la presión a que está sujeta el agua del acuífero.

Recibe el nombre de *nivel freático* el nivel que presentan los acuíferos someros, cuya agua en ocasiones se denomina también como aguas freáticas.

2.3.- FUNCIONAMIENTO DE LOS ACUITARDOS

En contraste con el funcionamiento de los acuíferos tratados en el inciso 2.2, en el presente inciso se mencionan las características de los acuitardos.

Una *acuitardo* corresponde a una roca o material de baja permeabilidad que retarda pero no previene el flujo del agua de o hacia el acuífero adyacente. En la Ciudad de México las arcillas lacustres que se encuentran cubriendo la parte plana, constituyen un acuitardo.

2.3.1.- RECARGA Y DESCARGA DE LOS ACUITARDOS

La recarga de los acuitardos se genera por la infiltración de las aguas de lluvia o bien de las aguas que circulan a través de arroyos y canales, en forma similar a la recarga de los acuíferos pero con la diferencia de que la recarga de un acuitardo es muy lenta.

Su descarga se lleva a cabo también en forma muy lenta, generalmente como "lloraderos" que llegan a formar manantiales insipientes.

En la Ciudad de México, el acuitardo en las arcillas lacustres presenta un drenado vertical hacia el acuífero que se encuentra a mayor profundidad. Esta descarga del acuitardo corresponde a una recarga del acuífero.

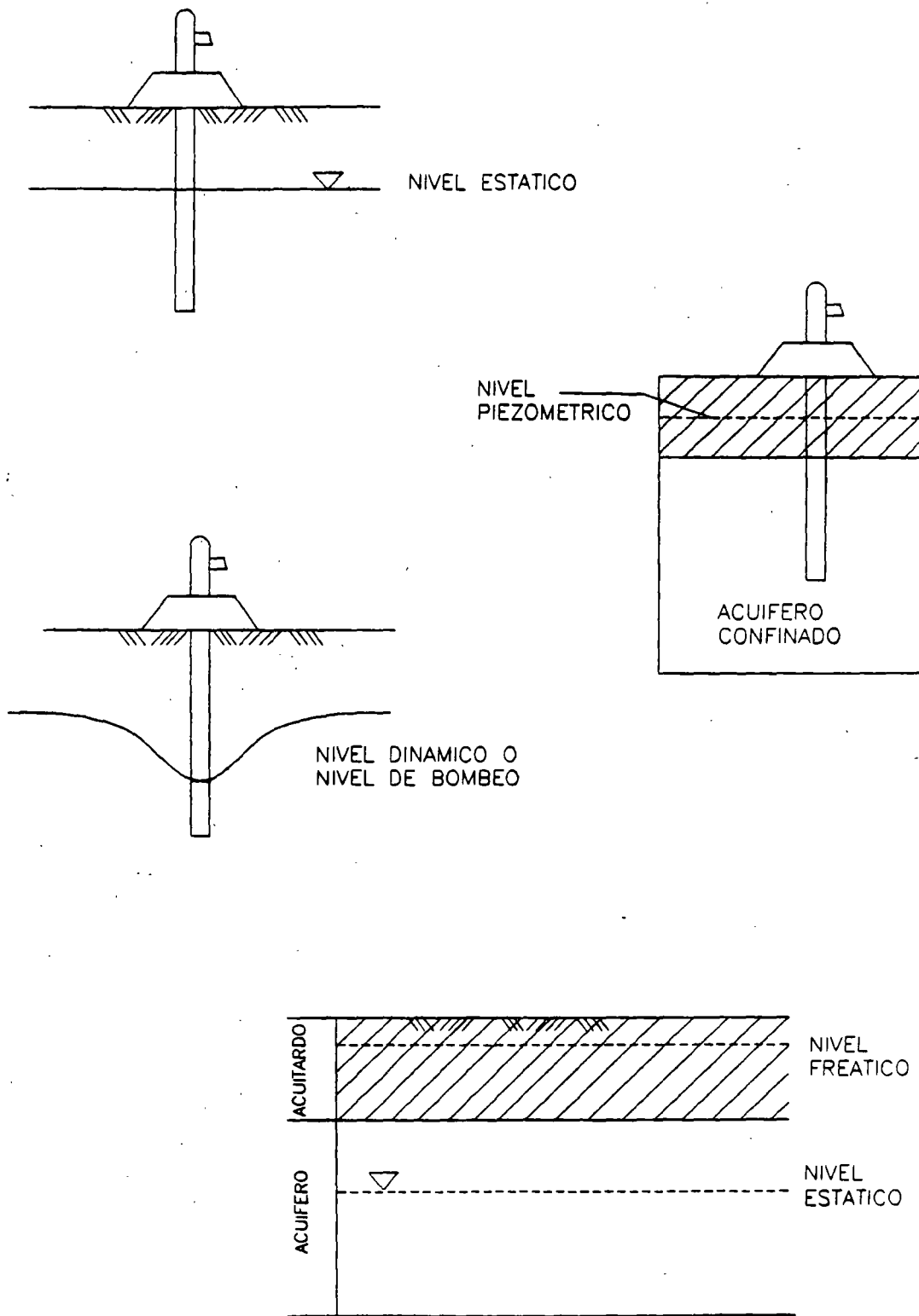


FIGURA 2.6

2.3.2.- PERMEABILIDAD DE LOS ACUITARDOS

La permeabilidad de los acuitardos y en especial de las arcillas que se encuentra cubriendo la parte plana del Valle de México, presentan valores de entre 10^{-7} y 10^{-9} m/seg.

2.3.3.- NIVEL FREÁTICO

El nivel de saturación en las arcillas que forman el acuitardo de la Ciudad de México se encuentra muy cerca de la superficie, por lo general a profundidades del orden de 3 metros. A este nivel somero se le denomina *nivel freático*.

2.3.4.- ASENTAMIENTOS DEL TERRENO

Las arcillas que se encuentra cubriendo la parte plana del Valle de México corresponden a sedimentos de los antiguos lagos. Tienen un espesor que fluctúa entre 40 y 60 metros en la mayor parte del valle, el cual se acuña hacia las elevaciones topográficas. En las partes centrales de las zonas de Texcoco y Tlahuac-Chalco, las arcillas se encuentran intercaladas y/o mezcladas con horizontes de arenas, y llegan a presentar espesores de más de 100 metros. Las arcillas están saturadas y presentan un nivel freático a entre 2.5 y 3.5 metros de profundidad. Bajo ellas, se encuentra un acuífero que actualmente, funciona como libre, teniendo el nivel estático a cierta profundidad bajo del acuitardo, lo que provoca que éste último presente un "goteo" o drenado vertical hacia el acuífero. La pérdida de agua del acuitardo ocasiona una pérdida de su volumen, que se traduce en el asentamiento del terreno que es típico en la Ciudad de México.

Las arcillas tienen una compresibilidad que va de 0.11 a 6 centímetros cuadrados por kilogramo; una relación de vacíos que varía de 2 a 15 y; una permeabilidad entre 1×10^{-7} y 1×10^{-9} m/seg.

Para mayor información sobre los hundimientos del terreno en la Ciudad de México se recomienda consultar el capítulo 4 del contrato 4-33-1-2531 de la DGCOH.

2.4.- CALIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS NATURALES

El agua de lluvia que se infiltra al subsuelo circula a través de las rocas disolviendo las sales y minerales que las forman, produciendo cambios en su composición química. Por lo tanto, la composición química del agua subterránea dependerá del tipo y grado de solubilidad de las rocas y sales naturales con las que el agua tiene contacto al circular por el subsuelo.

2.4.1.- COMPOSICION QUIMICA DEL AGUA DE LLUVIA

El agua de lluvia al precipitarse sobre la corteza terrestre arrastra materiales finos que se encuentran suspendidos en la atmósfera y que en muchos casos son transportados por el viento. La composición química general del agua de lluvia según Garrels y Mackenzie (1971), es la siguiente:

Na	1.98 ppm	Ca	0.09 ppm	HCO ₃	0.12 ppm
K	0.30 ppm	Cl	3.79 ppm		
Mg	0.27 ppm	SO ₄	0.58 ppm		

La contaminación de la atmósfera produce modificación en la composición química de las aguas de lluvia, generalmente ocasionando la presencia de lo que se denomina como "lluvia ácidas". Sin embargo, la concentración total de sales en un agua de lluvia se caracteriza por presentar valores bajos, generalmente menores de 40 miligramos por litro.

2.4.2.- CALIDAD DEL AGUA EN ACUIFEROS BASALTICOS

Los basaltos son rocas fracturadas constituidas por minerales ferromagnesianos. Presentan bajo grado de solubilidad, la alta permeabilidad de las rocas disminuye la capacidad de disolución de sales por el agua.

Por lo tanto, el agua de lluvia que se infiltra y circula por rocas basálticas se va a caracterizar por presentar bajos contenidos salinos, principalmente de bicarbonatos y sodio (del agua de lluvias), y en algunos casos magnesio, fierro y manganeso (de los minerales ferro-magnesianos).

Durante las erupciones volcánicas son comunes las emisiones de gases que contienen sales, las cuales se acumulan por lo general alrededor de los cráteres o centros eruptivos. Ocasionalmente éstas sales pueden ser transportadas y depositadas a lo largo de fallas y fracturas, por medio de soluciones hidrotermales. Por ello, ocasionalmente el agua de los acuíferos basálticos llega a tener contacto con dichos horizontes salinos e incrementa notablemente su concentración, como es el caso de los flancos de la Sierra de Santa Catarina y algunas porciones del pie de la Sierra del Chichinautzin, como fue detectado mediante este trabajo y se menciona en capítulos posteriores.

2.4.3.- ORIGEN DE ACUIFEROS CON AGUA SALADA

Otro origen de sales en el subsuelo se puede encontrar en la circulación de flujos de agua regional. Es común que estos flujos, después de circular grandes distancias y a gran profundidad, tengan contacto con sales las cuales son disueltas por el agua. Pueden existir también focos termales que ocasiona el incremento de temperatura en el agua, lo que a su vez facilita la disolución de sales. El agua de flujos regionales puede circular y en muchas ocasiones llegar a ascender hasta la superficie o cerca de ella, a través de fallas o fracturas. El agua con altos contenidos salinos se llega a manifestar en varias formas: (1) la presencia de manantiales, en ocasiones termales, con agua salada; (2) el depósito de sales a lo largo de fracturas con mecanismos semejantes a los que en minería son comunes y se conocen como depósitos hidrotermales y; (3) la acumulación o entrapamiento de agua salada en ciertos horizontes.

Durante la perforación de un pozo, se puede llegar a atravesar una falla o un horizonte donde se encuentre atrapada el agua salina o las sales que se puede incorporar al acuífero a través del pozo.

Las aguas naturales generalmente tienen un largo tiempo de estancia en el subsuelo. Las aguas saladas naturales, se caracterizan por la ausencia de organismos.

2.5.- VULNERABILIDAD DE LOS ACUIFEROS A LA CONTAMINACION

Cada lugar presenta diferentes características químicas y físicas que permiten en mayor o menor grado la contaminación de los acuíferos. Los principales factores a través de los cuales se puede evaluar la vulnerabilidad de un acuífero son los siguientes:

- Profundidad al nivel estático.
- Recarga neta.
- Tipo de roca.
- Tipo de suelo.
- Pendiente del terreno.
- Zona vadosa.
- Permeabilidad.

2.5.1.- PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTÁTICO

La profundidad al nivel del agua es un factor importante en la vulnerabilidad de los acuíferos, debido a que está en relación con la distancia que el contaminante va a viajar antes de alcanzar al acuífero, dando oportunidad para que existan procesos como la oxidación, adsorción y en general la atenuación del contaminante. Por otra parte, las aguas que se encuentran a profundidad implican mayores tiempos de estancia en el subsuelo. Mientras mayor sea la profundidad al nivel estático, la vulnerabilidad será menor.

En la tabla 2.2 se muestran los valores con que el programa DRASTIC de la EPA clasifica la vulnerabilidad de los acuíferos. Cuando la profundidad al agua se encuentra a entre 0 y 1.5 metros se le asigna un valor de 10 puntos, mientras que cuando el agua se encuentra a profundidades mayores de 30 metros, el valor con que se califica es de 1 punto.

2.5.2.- CANTIDAD DE RECARGA (RECARGA NETA)

La recarga típica de los acuíferos es la precipitación pluvial, la cual se infiltra a través del subsuelo hasta el acuífero. La recarga neta consiste en la cantidad de agua que se infiltra por

unidad de área. El agua que se infiltra transporta al contaminante. De acuerdo al volumen de agua existirá un parámetro de dispersión y dilución del contaminante. La cantidad de agua que se recarga es el principal vehículo para el transporte de contaminantes. Mientras mayores sean los volúmenes de recarga, mayor será el potencial de contaminación al subsuelo, lo cual se cumple hasta que la cantidad de recarga es tan grande que causa dilución del contaminante. En la tabla 2.3 se muestran valores para calcular la vulnerabilidad a partir de recargas netas de agua al subsuelo.

2.5.3.- TIPO DE ROCA

La vulnerabilidad del acuífero a la contaminación está influenciada también por el tipo de materiales que constituyen el subsuelo. Materiales granulares pueden "filtrar" a los contaminantes presentes en el agua al existir procesos de adsorción, reacción o dispersión. En los acuíferos formados en rocas fracturadas prácticamente no se presenta la atenuación de contaminantes, por lo que estos son más vulnerables a la contaminación.

En la tabla 2.4 se presentan las calificaciones que el programa DRASTIC aplica a diferentes tipos de rocas, observándose que los basaltos son muy vulnerables, calificándose con el valor 9, en contraste con otros tipos como se indica en la tabla.

2.5.4.- TIPO DE SUELO

Incluye a la porción superficial del terreno donde generalmente existe una actividad biológica significativa. En esta clasificación, se considera al suelo como la porción superficial de terreno con una profundidad máxima de 2 metros. Los suelos tienen un impacto significativo en la cantidad de agua que se puede infiltrar en el subsuelo y por lo tanto en la habilidad para mover a un contaminante en forma vertical a través de la zona vadosa. La presencia de materiales finos tales como arcillas, disminuyen la permeabilidad y restringen el movimiento de contaminantes. Por otra parte, existen procesos de filtración, biodegradación, adsorción y volatilización, que remueven partículas contaminantes.

Otra variable es el tipo de suelos, el cual puede variar de una grava a arena y arcilla. En la figura 2.5 se muestra una tabla con calificaciones de acuerdo al tipo de suelos.

En el caso de la Ciudad de México, las arcillas que constituyen el acuitardo funcionan como una capa de suelo de gran espesor.

2.5.5.- PENDIENTE DEL TERRENO

La topografía del terreno ayuda a controlar que el contaminante permanezca en un sitio (donde la pendiente tiende a ser horizontal) o sea arrastrada hacia otros sitios (donde la pendiente es fuerte). Este efecto se encuentra asociado con el grado de infiltración, siendo este menor en las zonas donde la pendiente del terreno es fuerte y mayor donde la pendiente es moderada o nula. En la tabla No. 2.6 se muestran los rangos de calificaciones de acuerdo a la pendiente del terreno.

2.5.6.- ZONA VADOSA

La zona vadosa o zona de aereación, es la que se encuentra entre la superficie del terreno y el nivel estático. En esta porción se producen procesos de biodegradación, neutralización, filtración, reacciones químicas, volatilización y dispersión. El grado de biodegradación y volatilización decrece con la profundidad. De acuerdo a la composición de los materiales que constituyen a la zona vadosa, esta presenta un rango de calificación de vulnerabilidad el cual se muestra en la tabla No. 2.7.

2.5.7.- PERMEABILIDAD

La permeabilidad es la facilidad que presenta un medio para que circule el agua a través de él. En zonas donde la permeabilidad es alta, existirá mayor vulnerabilidad a la contaminación, tal como es el caso de las rocas basálticas que forman la Sierra del Chichinautzin. Donde los materiales presentan transmisibilidades bajas, el factor de contaminación disminuye.

Para calcular este factor, inicialmente se mide la permeabilidad del material, ya sea mediante pruebas de bombeo o bien en forma general utilizando tablas como la del tipo de la mostrada en la figura No. 2.8. Posteriormente y conociendo el valor de permeabilidad, se obtiene la calificación de la vulnerabilidad respecto a este parámetro, la cual se muestra en la tabla No. 2.9.

2.5.8.- CALCULO DE LA VULNERABILIDAD DE UNA ZONA

Aplicando los valores de vulnerabilidad para cada uno de los factores mencionados, en los párrafos anteriores se obtiene un valor de vulnerabilidad para un sitio. Así por ejemplo, en una zona con rocas basálticas y una porción de medios granulares las calificaciones serían de 164 y 35 conforme se muestra en la tabla 2.10, siendo los basaltos de mayor vulnerabilidad que los materiales granulares.

**TABLA 2.2.- VALORES DE VULNERABILIDAD
DE ACUERDO A LA PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTÁTICO**

RANGO EN METROS	VALOR
0-1.5	10
1.5-4.5	9
4.5-9.0	7
9.0-15.2	5
15.2-23.0	3
23.0-30.0	2
30.0-0+	1

PESO ESPECÍFICO : 5

TABLA 2.3.- RECARGA NETA

RANGO EN mm	VALOR
0-50	1
50-100	3
100-175	6
175-250	8
250+	9

PESO ESPECÍFICO : 4

TABLA 2.4.- TIPO DE ROCA

TIPO	RANGO	VALOR TIPICO
LUTITA	1-3	2
ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS	2-5	3
ROCAS IGENAS Y METAMORFICAS INTEMPERIZADAS	3-5	4
SECUENCIAS DE CAPAS DE ARENISCA CALIZA Y LUTITA	4-6	5
TILITA	5-9	6
ARENISCA	4-9	6
CALIZA	4-9	6
ARENA Y GRAVA	4-9	8
BASALTO	2-10	9
CALIZA CASTICA	9-10	10

PESO ESPECIFICO: 3

TABLA 2.5.- TIPO DE SUELO

TIPO	VALOR
CAPA DELGADA O AUSENTE	10
GRAVA	10
ARENA	9
CARBON	8
AGREGADO DE ARCILLAS	7
MEZCLA ARENOSA	6
MEZCLA	5
MEZCLA LIMOSA	4
MEZCLA ARCILLOSA	3
ABONO	2
ARCILLA	1

PESO ESPECIFICO : 2

**TABLA 2.6.- PENDIENTE DEL TERRENO
(ANGULO DE INCLINACION EN %)**

RANGO	VALOR
0-2	10
2-6	9
6-12	5
12-18	3
18+	1

PESO ESPECIFICO : 1

TABLA 2.7.- ZONA VADOSA

TIPO	RANGO	VALOR TIPICO
CAPA CONFINANTE	1	1
LIMO O ARCILLA	2-6	3
LUTITA	2-5	3
CALIZA	2-7	6
ARENISCA		6
HORIZONTES DE CALIZA, ARENISCA Y LUTITA	4-8	6
ARENA Y GRAVA CON ALTO CONTENIDO DE LIMO Y ARCILLA	4-8	6
ROCAS IGNEAS Y METAMORFICAS	4-8	4
ARENA Y GRAVA	6-9	8
BASALTO	2-10	9
CALIZA CARSTICA	8-10	10

PESO ESPECIFICO: 5

**TABLA 2.8.- PERMEABILIDAD EN VARIOS TIPOS DE ROCA
CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA
(m/s)**

RANGO	VALOR
$5 \times 10^{-7} - 5 \times 10^{-5}$	1
$5 \times 10^{-5} - 1 \times 10^{-4}$	2
$1 \times 10^{-4} - 3 \times 10^{-4}$	4
$3 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-4}$	6
$5 \times 10^{-4} - 9 \times 10^{-4}$	8
$9 \times 10^{-4} +$	10

PESO ESPECIFICO: 3

TABLA 2.9.- CALCULO DE VOLNERABILIDAD

FACTOR	BASALTOS AL PIE DE LA SIERRA DEL CHICHINAUTZIN	ACUIFERO AL CENTRO DE LA ZONA METROPOLITANA
NIVEL ESTATICO	5	5
RECARGA NETA	36	4
TIPO DE ROCA	27	6
TIPO DE SUELO	20	2
PENDIENTE DEL TERRENO	1	10
ZONA VADOSA	45	5
PERMEABILIDAD	30	3
SUMA	164	35
CLASIFICACION	ALTAMENTE VULNERABLE	REDUCIDA VULNERABILIDAD

2.6.- CARACTERISTICAS DEL ACUIFERO DE LA CIUDAD DE MEXICO

El presente trabajo tiene como referencia el agua subterránea contenida en el acuífero que subyace a la Ciudad de México y sus alrededores, por lo que se incluye a continuación las características generales del acuífero, las cuales fueron tomadas de los estudios DGCOH-5-111-1-181-1 y DGCOH-5-111-1-0415.

2.6.1.- GEOLOGIA GENERAL

La zona estudiada se encuentra dentro de la Provincia Fisiográfica del Eje Neovolcánico, caracterizada por existir en ella numerosos volcanes que han dado origen a sierras volcánicas y

cuencas lacustres. En las primeras, predominan lavas y piroclásticos, mientras que en las cuencas lacustres se interdigitan aluviones, sedimentos lacustres, lavas y piroclásticos de edad que va del Terciario al Reciente. Estas, sobreyacen a rocas calcáreas marinas de edad cretácica.

El Valle de México se encuentra limitado al oeste por sierras andesíticas terciarias (Sierra de Las Cruces); al sur por basaltos cuaternarios (Sierra del Chichinautzin); al norte por rocas volcánicas terciarias (Sierra de Guadalupe); hacia el noreste se abre una planicie lacustre (Exlago de Texcoco) y; en la porción central-este se encuentra una sierra de basaltos cuaternarios (Cerro de La Estrella y Sierra de Santa Catarina). El valle, de forma prácticamente plana, está formado por los sedimentos arcillosos de los antiguos lagos de Texcoco, México, Xochimilco y Chalco.

El valle está formado por sedimentos lacustres que sobreyacen a aluviones y basaltos que forman en conjunto un paquete de materiales de varios cientos de metros de espesor. A profundidades del orden de 1600-2000 metros, se han detectado, mediante perforaciones, rocas sedimentarias marinas del Cretácico.

La zona estudiada es eminentemente volcánica. Está circundada en su mayor parte por sierras que, por su actividad volcánica, formaron cuencas cerradas donde se originaron lagos con sus consecuentes depósitos.

ESTRATIGRAFIA E HISTORIA GEOLOGICA CRETACICO

Las rocas más antiguas corresponden a sedimentos calcáreos marinos de edad Cretácica, las cuales no afloran pero han sido encontrados a profundidades de entre 1600 y 2000 metros en perforaciones realizadas por PEMEX en el año de 1986.

Las rocas calcáreas han sido correlacionadas con los sedimentos cretácicos que afloran en el Estado de Morelos, donde por lo general se comportan como impermeables al flujo subterráneo, ya que los pozos perforados en calizas han resultado en su mayoría negativos por bajo rendimiento. Por lo anterior, las rocas calcáreas marinas que han sido detectadas a alrededor de 1600 - 2000 metros de profundidad en el Valle de México, podrían ser pobres geohidrológicamente.

TERCIARIO

Sobre los sedimentos cretácicos se encuentra una alternancia de productos volcánicos y aluviales que alcanzan espesores de alrededor de 2000 metros.

Las rocas aflorantes más antiguas que forman el Valle de México, consisten en rocas volcánicas y material granular del Terciario. Estas, forman las sierras del norte, este y oeste. Dentro de la secuencia volcánica terciaria, F. Mosser (1974) en su cartografía geológica ha distinguido vulcanitas del Mioceno constituyendo a lo que denomina como Sierras Mayores, Tmv. Le sobreyacen andesitas y dacitas también del Grupo Sierras Mayores, así como la Formación Tarango constituida por tobas, aglomerados, depósitos fluviales, delgadas capas de pómez, horizontes de cenizas y arenas, y en algunos sitios intercalaciones de lahares y lacustres, las cuales han sido asignadas al Plioceno Inferior. Culmina la secuencia terciaria con lavas y piroclásticos que forman los principales conos volcánicos.

CUATERNARIO

Sobre los depósitos mencionados en el inciso anterior, se encuentran productos volcánicos, sedimentos lacustres y aluviones, todo ello del Cuaternario. Forman la mayor parte de los afloramientos y constituyen el acuífero que es explotado en el valle.

Emisiones volcánicas del cuaternario cerraron la cuenca del Valle de México, la que antes de esta época drenaba hacia el sur. Los productos volcánicos dieron origen a la Sierra del Chichinautzin con el emplazamiento de numerosas lavas y piroclásticos eyectados a través de un gran número de conos volcánicos de tamaño que varía de menos de uno a varios kilómetros de diámetro. Al mismo tiempo, se formó la Sierra de Santa Catarina.

Antes y durante el cierre hidrológico del sur por los volcanes de la Sierra del Chichinautzin, se depositaron aluviones intercalados con corrientes lávicas. El cierre de la cuenca formó grandes lagos que propiciaron el depósito de materiales finos que actualmente funcionan como un acuitardo.

En los lagos formados hacia Texcoco, predominaba el agua salada y la evaporación originaba horizontes salinos o bien agua salobre. En los lagos del centro de México Tenochtitlán y del sur, existía una continua alimentación de aguas provenientes principalmente de los basaltos y piroclásticos de la Sierra del Chichinautzin, lo que dio origen a lagos de agua dulce. Los depósitos arcillosos lacustres producto de los lagos y que actualmente forman la porción superficial del valle, no son homogéneos e incluyen horizontes arenosos. Su estudio ha sido detallado por mecanistas de suelos, debido a su importancia en el asentamiento de la ciudad y su repercusión a obras civiles.

ACUITARDO Y ACUIFERO

ARCILLAS LACUSTRES RECIENTES (ACUITARDO)

Los sedimentos recientes en el Valle de México, están representados por arcillas de los antiguos lagos de Texcoco, México, Xochimilco, Tlahuac y Chalco. Desde su origen, se distinguieron los depósitos de Texcoco por incluir altos contenidos salinos, aparentemente producto de manantiales, en contraste con el agua "dulce" hacia el centro y sur.

El espesor de las arcillas lacustres es variable. Va desde más de 100 metros en algunas zonas como Tlahuac-Chalco y Texcoco hasta acunarse y desaparecer en el borde del antiguo lago.

Las arcillas se encuentran saturadas. Presentan una baja permeabilidad, del orden de 10^{-9} m/seg y geohidrológicamente funcionan como un acuitardo.

BASALTOS Y ALUVIONES (ACUIFERO)

Los productos volcánicos y aluviones cuaternarios mencionados anteriormente, presenta permeabilidad media o alta. Al encontrarse constituyendo el subsuelo en la zona del valle, forman el acuífero de la región. Cuando afloran en las zonas topográficamente altas, dan origen a zonas de recarga de agua subterránea.

2.6.2.- PIEZOMETRIA

2.6.2.1.- PROFUNDIDAD AL NIVEL ESTATICO

Con los valores relativos a la profundidad al nivel estático medidos en cada uno de los pozos piloto para el presente año de 1995, se trazó una configuración (figura 2.7) que muestra la distribución de valores, la cual va de 30 a 180 metros. Los valores menores, se encuentran hacia la parte central de los valles, mientras que los valores más altos se ubican hacia los flancos de las sierras que circundan al valle.

Zona Metropolitana de la Ciudad de México

En la zona metropolitana de la Ciudad de México que enmarca esencialmente al Distrito Federal, se observan curvas de profundidad entre 100 y 180 metros al pie de la Sierra de Las Cruces. Esto es debido a que los pozos se encuentran perforados en partes altas. Una distribución de valores similar, se observa en los pozos del sistema sur, entre Xochimilco y Tecomitl, donde varios pozos se ubican en zonas topográficamente altas, por lo que la profundidad al nivel estático se encuentra a entre 80 y 130 metros de profundidad, como se marca en las curvas de la configuración piezométrica. En algunos puntos locales como en el pozo del reclusorio Sur la profundidad al nivel del agua es de 172 metros de profundidad.

Los valores de profundidad disminuyen hacia el valle. Por lo general, en una franja alargada norte-sur en la zona de lomeríos del poniente, que va desde Azcapotzalco pasando por la Avenida

Constituyentes y a lo largo del anillo periférico hasta Perisur y el estadio azteca, se encuentran valores de profundidad al nivel estático que van de 50 a 80 metros.

Valores menores de 60 metros dominan la parte central de los valles. En los alrededores del aeropuerto Internacional Benito Juárez, la profundidad al nivel del agua es de 40 metros; al oeste del aeropuerto, entre la Avenida Eduardo Molina y la Calzada Ignacio Zaragoza, se encuentra una zona con valores de 30 metros; hacia el centro histórico y entre la Avenida Insurgentes, el Viaducto Miguel Alemán, el aeropuerto Internacional Benito Juárez y Los Indios Verdes, se encuentra la zona con profundidades de entre 30 y 40 metros.

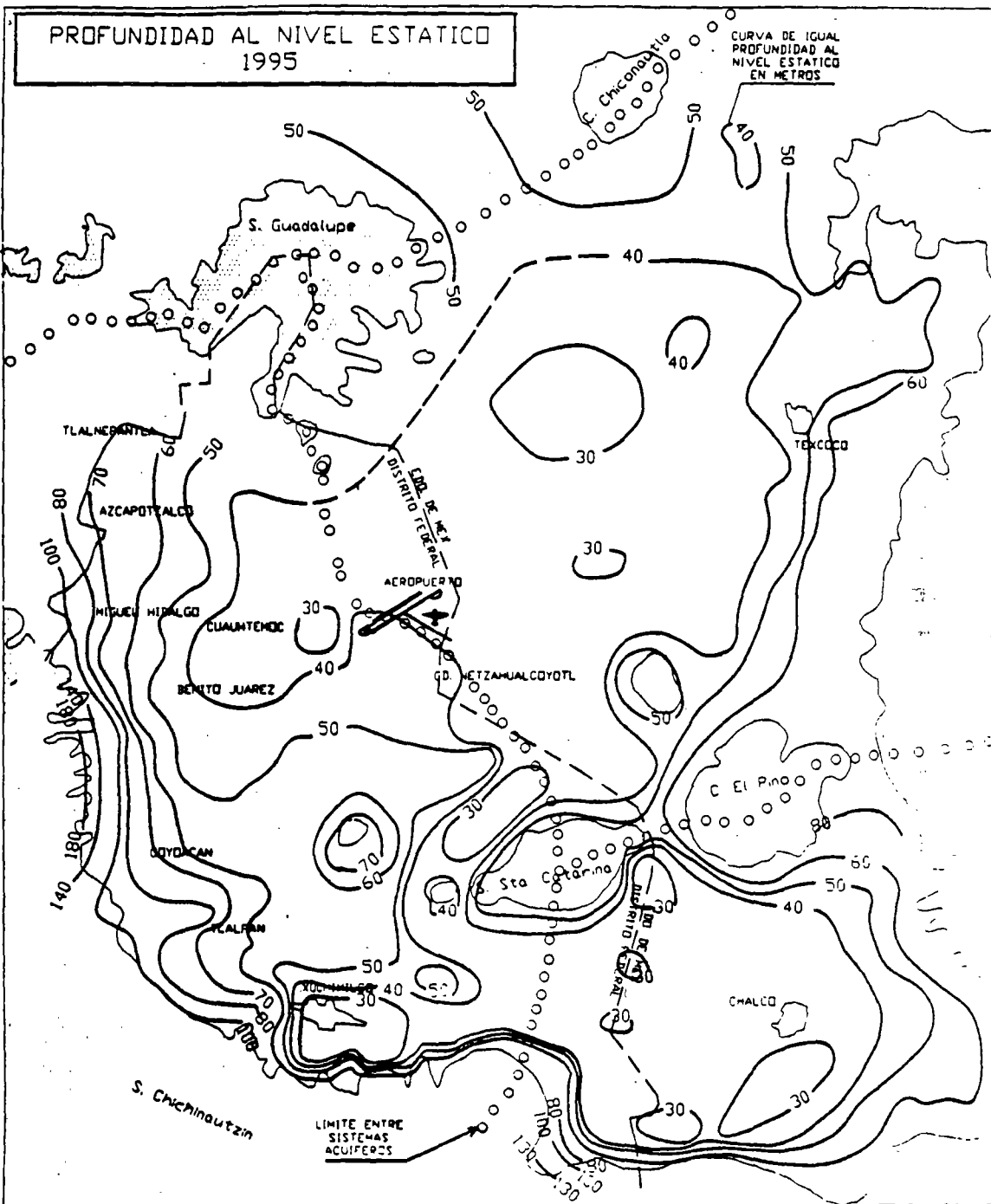


FIGURA 27

Hacia el valle de Xochimilco-Tlahuac, el nivel del agua se encuentra a profundidades de entre 30 y 50 metros. En la batería de pozos Tlahuac-Neza, se presentan valores de alrededor de 50 metros de profundidad al nivel estático.

Valle de Chalco

En la porción suroriental de la zona de trabajo se encuentra el valle de Chalco, donde las profundidades máximas al nivel del agua se ubican hacia los flancos de las sierras. Al norte del valle, en los alrededores de San Francisco Acuautla, el nivel estático se encuentra a poco más de 80 metros de profundidad. En las estribaciones de las sierras de Santa Catarina y El Pino, el nivel se encuentra a 60-70 metros de profundidad y en la Sierra del Chichinautzin a 50-60 metros.

Los valores disminuyen hacia del valle, donde se registraron profundidades en algunos casos menores de 30 metros. En los pozos que constituyen la batería Mixquic-Santa Catarina, localizados en el límite entre el Distrito Federal y el Estado de México, las profundidades al nivel del agua varían alrededor de 30 metros. Al sur de Chalco, se encuentran varios pozos con niveles estáticos más someros, posiblemente debido a la influencia de un acuífero colgado, freático, ya que alrededor de ellos se presentan valores de entre 30 y 40 metros de profundidad al nivel estático.

Valle de Texcoco

En la zona noreste del área estudiada se encuentra el valle de Texcoco, donde la profundidad al nivel estático presenta las características siguientes:

Hacia el centro del vaso del exlago de Texcoco, se encuentra los niveles más someros los cuales son menores de 30 metros. Prácticamente en todo el vaso del lago de texcoco el nivel estático se encuentra a profundidades de entre 30 y 40 metros.

Hacia los flancos de la sierra y conforme la topografía se eleva, se presentan profundidades al nivel estático ligeramente mayores que en el valle. En el poblado de Texcoco y en una franja orientada norte-sur que se extiende desde Chiconcuac y Papalotla hasta Chicoloapan de Juárez, las profundidades al nivel estático varían entre 40 y 60 metros.

Area de Chiconautla

En el extremo norte de la zona estudiada se localizan en el poblado de Ojo de Agua y el Cerro de Chiconautla, en cuyos alrededores se encuentran perforados varios pozos cuyos niveles estáticos se ubican a alrededor de 50 metros de profundidad.

2.6.2.2.- ELEVACION DEL NIVEL ESTATICO

Se obtuvieron las elevaciones del nivel estático referidas al nivel del mar para los pozos piloto que cuentan con cota de brocal, y con ellos se construyó la configuración de la figura 2.8.

La configuración de la elevación del nivel estático sobre el nivel del mar, es una forma de representar al acuífero que se encuentra alojado en los materiales que constituyen el subsuelo de la ZMCM.

Zona Metropolitana de la Ciudad de México

Por lo que se refiere al área correspondiente al Distrito Federal, se observan elevaciones que van de 2230 metros sobre el nivel del mar en la zona sur-poniente (Contreras, Pie del Ajusco) y que disminuyen paulatinamente hacia el oriente y nor-oriente. En general, al pie de las sierras del poniente y sur, se encuentran las equipotenciales 2230 a 2180, indicando una zona de alimentación por flujo subterráneo que va de las elevaciones topográficas hacia el valle.

Dentro del acuífero alojado en el valle de la Ciudad de México, las curvas piezométricas permiten la diferenciación de tres zonas: Azcapotzalco; centro y centro-este; Tlalpan-Xotepingo.

En el área de Azcapotzalco se encuentra un cono piezométrico delimitado por las curvas con valores 2190, 2180 y 2175 msnm. Se hace notar de que esta distribución de curvas cerradas formando el cono piezométrico, se ha venido observado desde el año de 1984, siendo notorio que en los últimos años el nivel se ha recuperado.

Por lo que se refiere a la zona centro-este, delimitada por la curva 2195 msnm, que tiene un trazo aproximado que va de la Calzada de Tlalpan hacia el oriente rumbo al aeropuerto Internacional

ELEVACION DEL NIVEL ESTADICO
1995

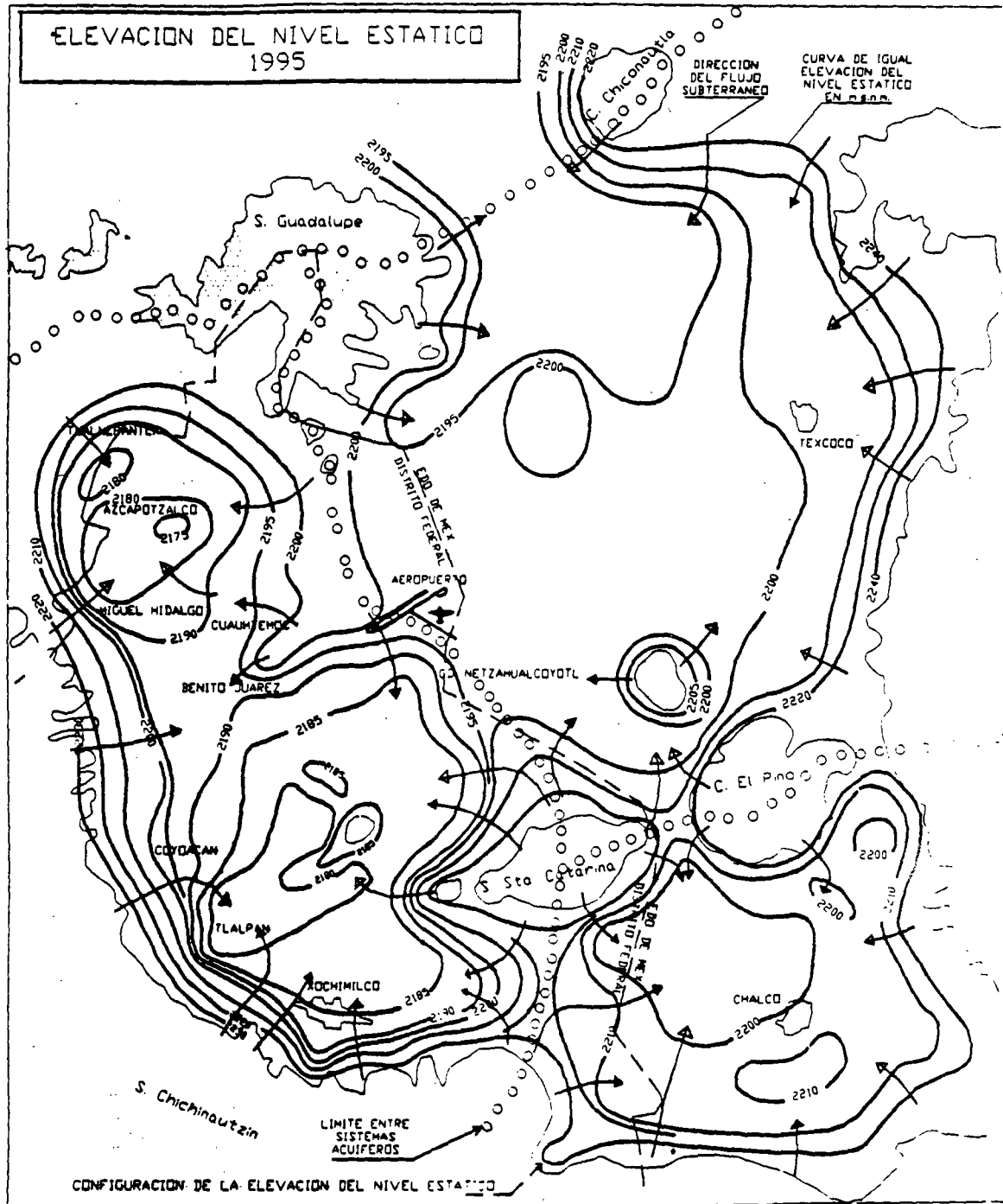


FIGURA 1.3

Benito Juárez. Hacia la parte central de esta área, se encuentran tres curvas cerradas con valores de 2200 msnm que forman en general una zona piezométrica ligeramente más alta que su entorno. De acuerdo al conocimiento obtenido mediante los diversos estudios que se han realizado, se deduce que este "domo" piezométrico (o elevaciones ligeramente mayores) ubicados hacia el Centro Histórico, son debidas a la presencia de espesores fuertes de materiales arcillosos, cuyo drenado es lento; además, en esta zona la extracción de agua del subsuelo es mínima, mientras que hacia sus alrededores se encuentran un mayor número de pozos con su consecuente extracción y abatimientos.

Hacia el área de Tlalpan-Xotepingo, se encuentra un cono piezométrico que se ha venido formando y agrandando en los últimos años. Este, está delimitado actualmente por la curva 2180 msnm y se extiende desde el Cerro de La Estrella al noreste, hasta el Estadio Azteca al suroeste. Su formación ha sido la consecuencia de la concentración de la extracción de agua subterránea en esta porción.

Valle de Chalco

En el Valle de Chalco se trazaron curvas piezométricas que van de 2220 a 2200 metros sobre el nivel del mar. Los valores mayores se ubican hacia los flancos de las sierras y disminuyen hacia el centro del valle, de donde se deduce un gradiente piezométrico de: el norte al sur o sea de las Sierras de Santa Catarina y El Pino, hacia el Valle de Chalco; del este al oeste o sea de la Sierra Nevada a la altura de San Martín Cuautlalpan hacia Chalco; de sur a norte o sea de los poblados de Tecomitl y Temamatla hacia Chalco y, del poniente al oriente o sea de Tlahuac hacia Chalco.

Esta zona forma un subsistema acuífero que se puede estudiar en forma independiente a los descritos anteriormente. Presenta un puerto topográfico hacia el norte, entre las Sierras de Santa

Catarina y El Pino. Hacia el oeste, a la altura de Tlahuac, existe un parteaguas subterráneo que indica que no hay movimiento o paso del agua de este valle hacia el oeste.

Al oriente del valle, se encuentran algunos puntos con cotas piezométricas arriba de 2220 msnm, que permiten el trazo de curvas aisladas. Estas zonas podrían estar influenciadas por condiciones locales, posiblemente horizontes arcillosos de menor permeabilidad comparativamente con las

áreas circundantes, lo que motiva movimientos de agua con diferentes velocidades y el establecimiento de variaciones en los gradientes hidráulicos.

Valle de Texcoco

Hacia el noreste de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México se encuentra el poblado de Texcoco, así como la zona plana del exvaso del Lago de Texcoco. En su conjunto, se denominó en el presente trabajo como "Subsistema Acuífero de Texcoco". En ésta área se delimitaron curvas piezométricas que van de 2195 a 2240 msnm. Los valores mayores se localizan al pie de las elevaciones topográficas que se encuentran al este de Texcoco, a partir de donde disminuyen en dirección al poniente indicando un flujo de agua subterránea en la misma dirección. A partir de las Sierras de Santa Catarina y El Pino (que limitan a éste valle en su porción sur), se presentan curvas de 2220 msnm que disminuyen en dirección al norte.

Alrededor de la Sierra de Guadalupe (en la porción occidental de éste valle), existe también un flujo o recarga de agua subterránea hacia el Valle de Texcoco, el cual fue marcado con las curvas 2195 y 2200 msnm.

Como se observa en el plano de la figura 3.2, existe un parteaguas subterráneo al noroeste del Aeropuerto Internacional Benito Juárez de la Ciudad de México, que ocasiona una bifurcación; un flujo que se establece hacia Azcapotzalco y otro que se dirige al Valle de Texcoco. Hacia el sureste del aeropuerto, existe comunicación entre los dos subsistemas acuíferos mencionados, aunque hacia Texcoco el gradiente hidráulico es prácticamente nulo. Por ello, se optó por dividir a los valles de la Ciudad de México y el de Texcoco, trazando una línea divisoria entre la Sierra de Guadalupe, el Aeropuerto Internacional, El Peñón del Marqués y la Sierra de Santa Catarina.

El flujo dentro del Valle de Texcoco, es en general de tipo radial, tendiendo a fluir hacia el centro del mismo. Presenta dos salidas subterráneas. La primera al suroeste (hacia la Ciudad de México) y la segunda hacia el noroeste (hacia Chiconautla). En Chiconautla por considerarse conveniente se cerró el sistema acuífero de Texcoco marcando un parteaguas subterráneo que cruza el valle entre las dos elevaciones topográficas.

2.6.2.3.- EVOLUCION DEL NIVEL ESTATICO

Las configuraciones piezométricas son una forma de representar gráficamente al acuífero. El estudio de estas configuraciones en diferentes fechas, permite deducir las variaciones que ha sufrido como consecuencia esencialmente de la extracción de agua por bombeo.

Utilizando los valores obtenidos en el presente año de 1995, se calcularon evoluciones del nivel estático para un periodo de 1985-1995 y 1993-1995.

Evolución del periodo 1985-1995

Se trazó una configuración (figura 2.9) observándose valores que van de 0 a -15 metros.

En la Ciudad de México, en la porción comprendida por el Distrito Federal, las menores evoluciones registradas se encuentran en la parte norte mientras que las evoluciones negativas o abatimientos más fuertes se registraron hacia el sur.

En el norte, alrededor de Azcapotzalco, se trazó la curva 0 que indica que el nivel estático no ha variado en los últimos 10 años. Hacia el sur de Azcapotzalco o sea entre la Calzada México-Tacuba y continuando al sur hasta aproximadamente la Avenida Río Churubusco, la evolución fue negativa o sea que existió un abatimiento de entre 5 y 10 metros.

Continuando hacia el sur y en una zona entre El Río Churubusco y el anillo periférico sur, se encuentran abatimientos mayores, los que en general van de 10 a 13 metros con algunas áreas donde alcanzan los 15 metros.

La evolución del nivel estático en los últimos 10 años es un reflejo de la extracción de agua subterránea, la cual ha sido comparativamente mayor hacia el sur. Al centro y norte de la ciudad, la extracción ha disminuido, además de que el rendimiento de los pozos es menor.

En los alrededores del Valle de Chalco, se presentan abatimientos que van de 0 a 13 metros. Los valores que predominan en prácticamente todo el valle son de -10 a -12 metros para el periodo mencionado, lo que equivale a un abatimiento medio anual de 1 metro por año. En este valor

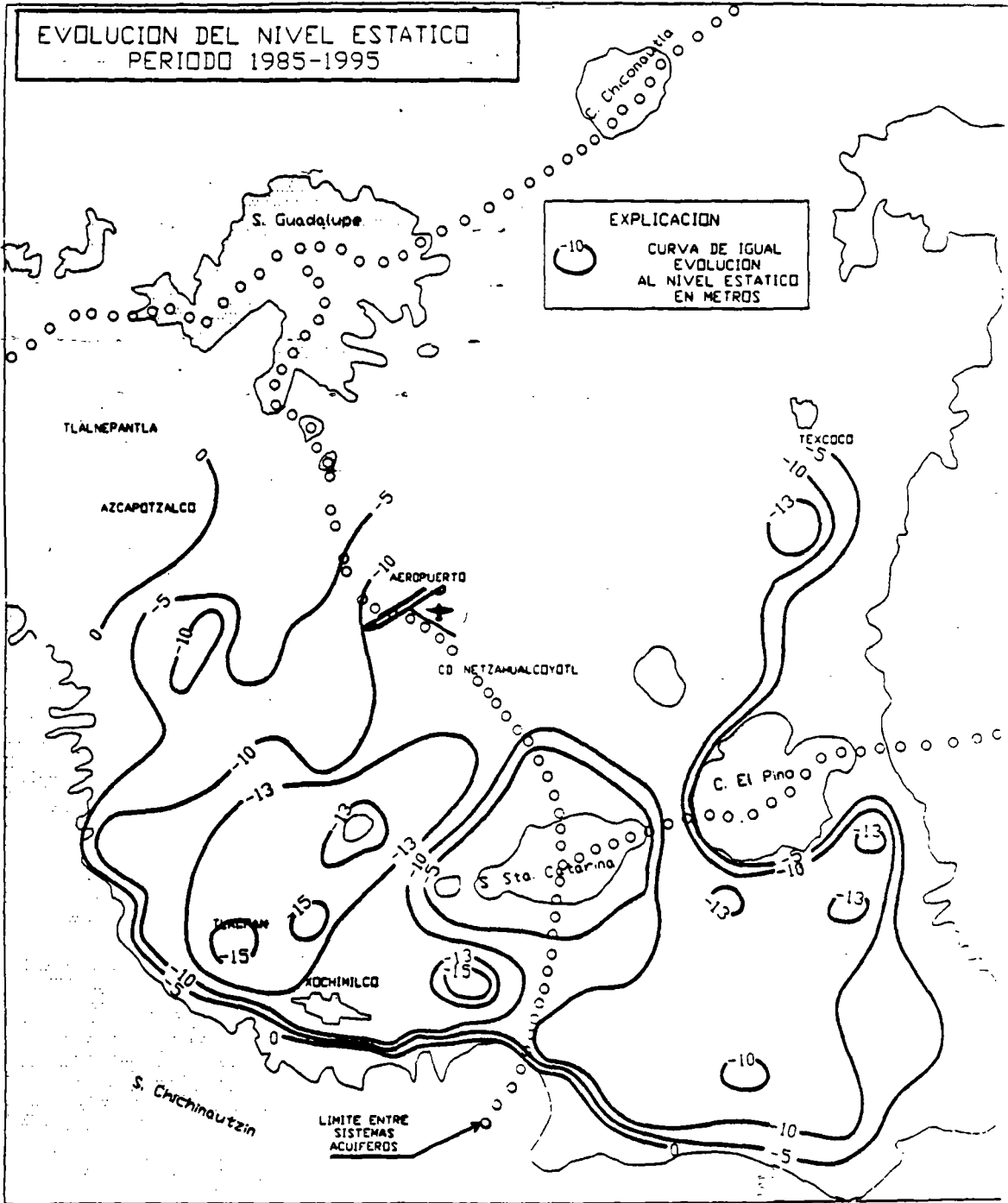
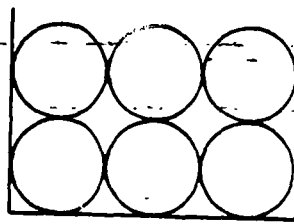
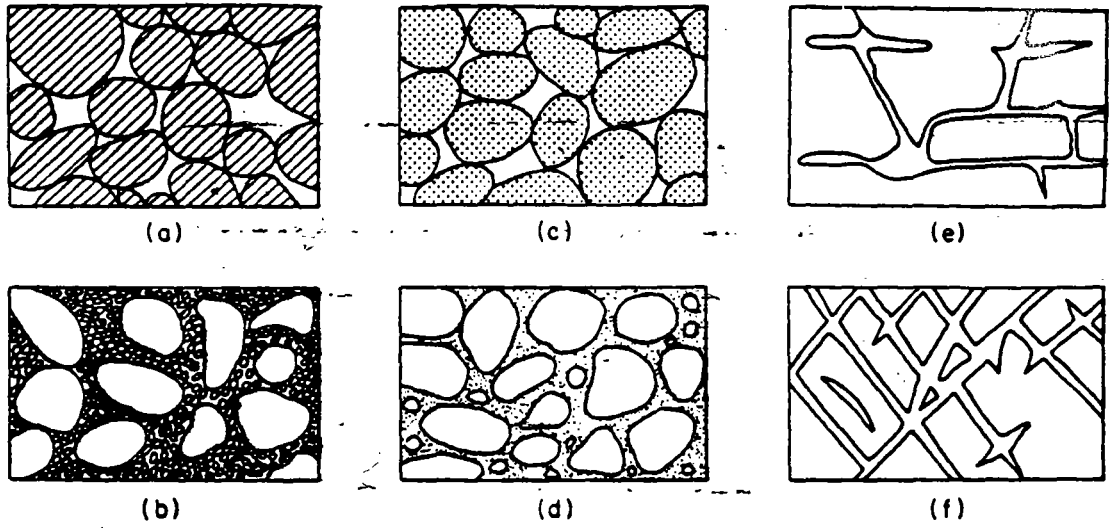


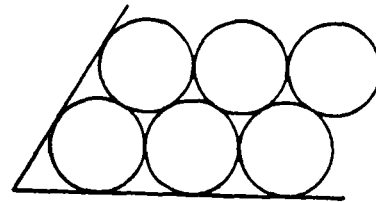
FIGURA 2.9

medio, se debe de tomar en consideración que hacia el año de 1985 la extracción de agua en esta zona era baja y por lo tanto la evolución del nivel fue mínima, mientras que, hacia 1995 las extracciones se presentan en mayor rango y consecuentemente los abatimientos son mayores.

En el área de Texcoco la historia piezométrica permite obtener solo datos parciales de la evolución para el periodo de 1985-1995. Solamente al sur del poblado mencionado se marcan las evoluciones de -5 a -13 metros.



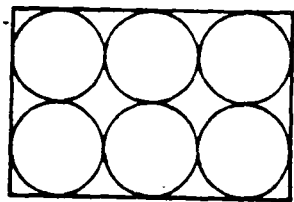
A



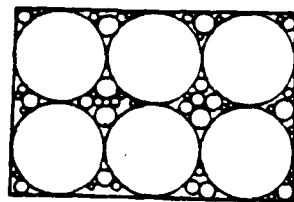
B

FIGURE 4.1 A. Cubic packing of spheres with a porosity of 47.65 percent. B. Rhombohedral packing of spheres with a porosity of 25.95 percent.

POROSIDAD



A

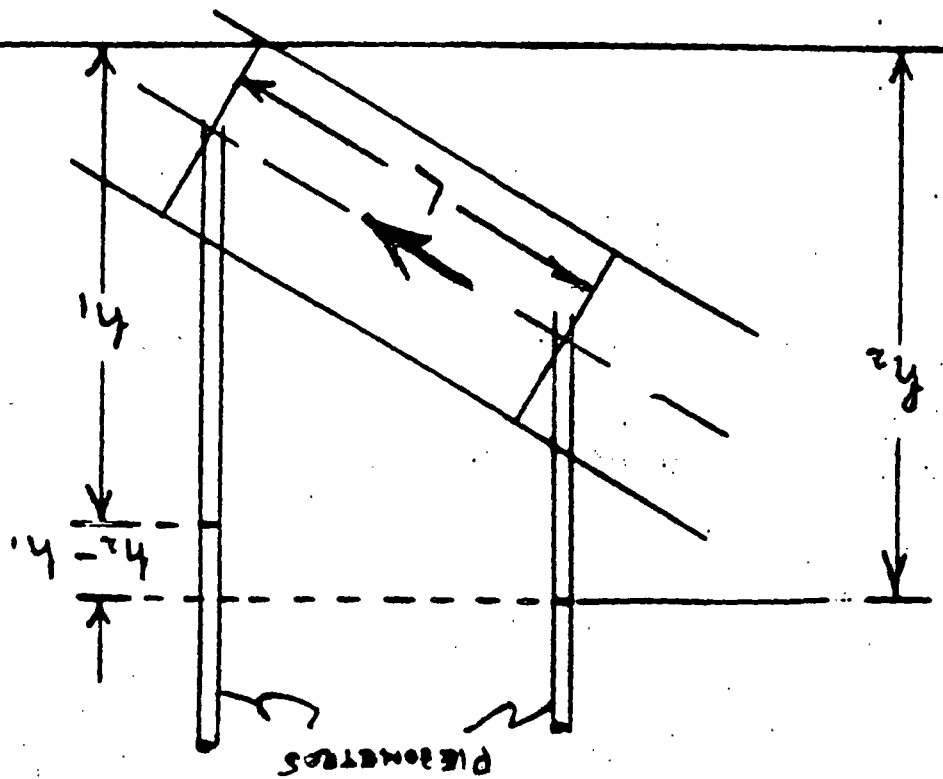


ARCILLA < 1/256 mm
LIMO 1/256-1/16 mm
ARENA 1/16-2 mm
GRAVA > 2 mm
CANTOS RODADOS Y BLOQUES

POROSITY OF EARTH MATERIALS

Limiting particle diameter		Size	Class	
(mm)	(ϕ units)			
2048	-11	V. Large	Boulders	1 m
1024	-10	Large		
512	-9	Medium		
256	-8	Small		
128	-7	Large	Cobbles	10 ⁻¹
64	-6	Small		
32	-5	V. Coarse	Pebbles	10 ⁻²
16	-4	Coarse		
8	-3	Medium		
4	-2	Fine		
2	-1	V. Fine	Sand	10 ⁻³
1	0 (Microns μ)	V. Coarse		
1/2	+1	Coarse		
1/4	+2	Medium		
1/8	+3	Fine	Silt	10 ⁻⁴
1/16	+4	V. Fine		
1/32	+5	V. Coarse		
1/64	+6	Coarse		
1/128	+7	Medium	Clay	10 ⁻⁵
1/256	+8	Fine		
1/512	+9	V. Fine		

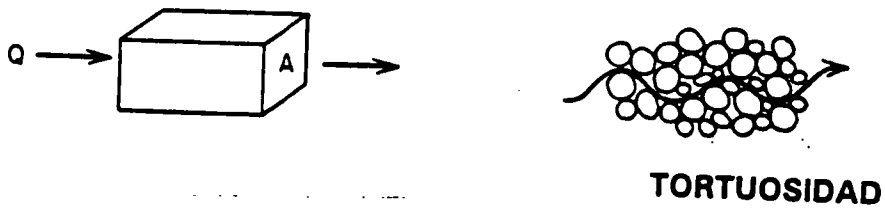
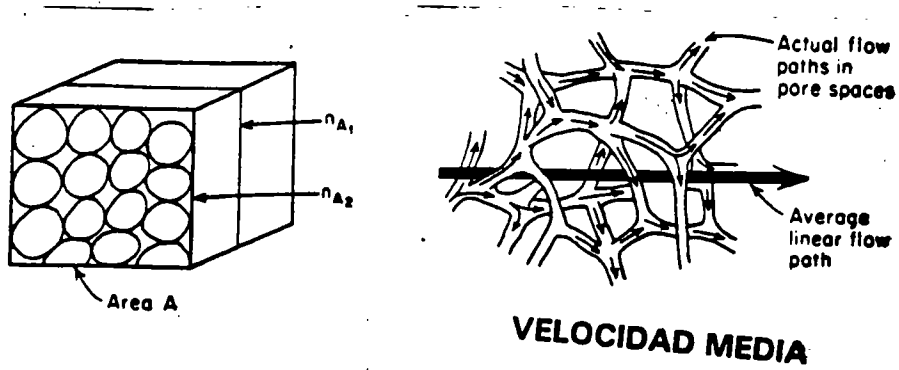
FIGURE 4.3 Standard sizes of sediments with limiting particle diameters and the ϕ scale of sediment size, in which ϕ is equal to $\log_2 s$ (the particle diameter). Source: G. M. Friedman and J. E. Sanders, *Principles of Sedimentology* (New York: John Wiley & Sons, 1978). Used with permission.



ARCILLA	45 - 55	1 - 10
ARENA	35 - 40	10 - 30
GRAVA	30 - 40	15 - 30
ARENA Y GRAVA	20 - 35	15 - 25
ARENISCA	10 - 20	5 - 15
LUTITA	1 - 10	0.5 - 5
CEJIZO	1 - 10	0.5 - 5

EFFECTIVE

ROCA
 POROSIDAD
 n (%)
 RENOVADO
 EFECTIVO
 O
 BY (%) POROSIDAD



DISPERSION MECANICA

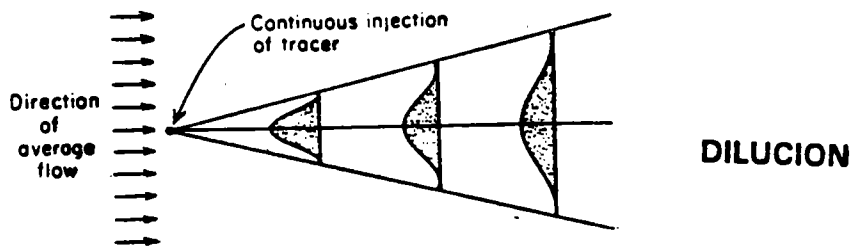


Figure 2.29 Schematic representation of the dilution process caused by mechanical dispersion in granular porous media.

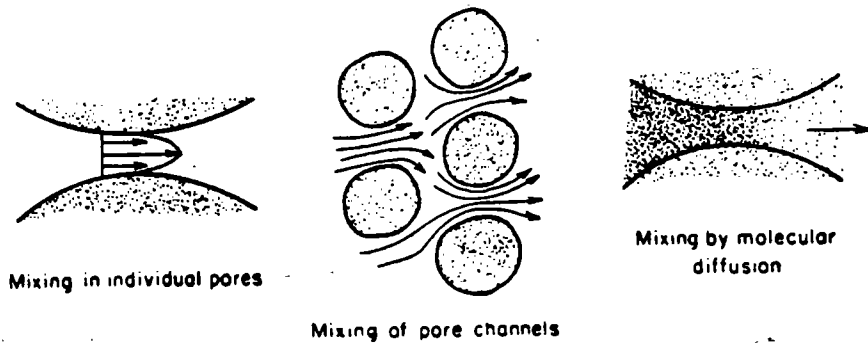
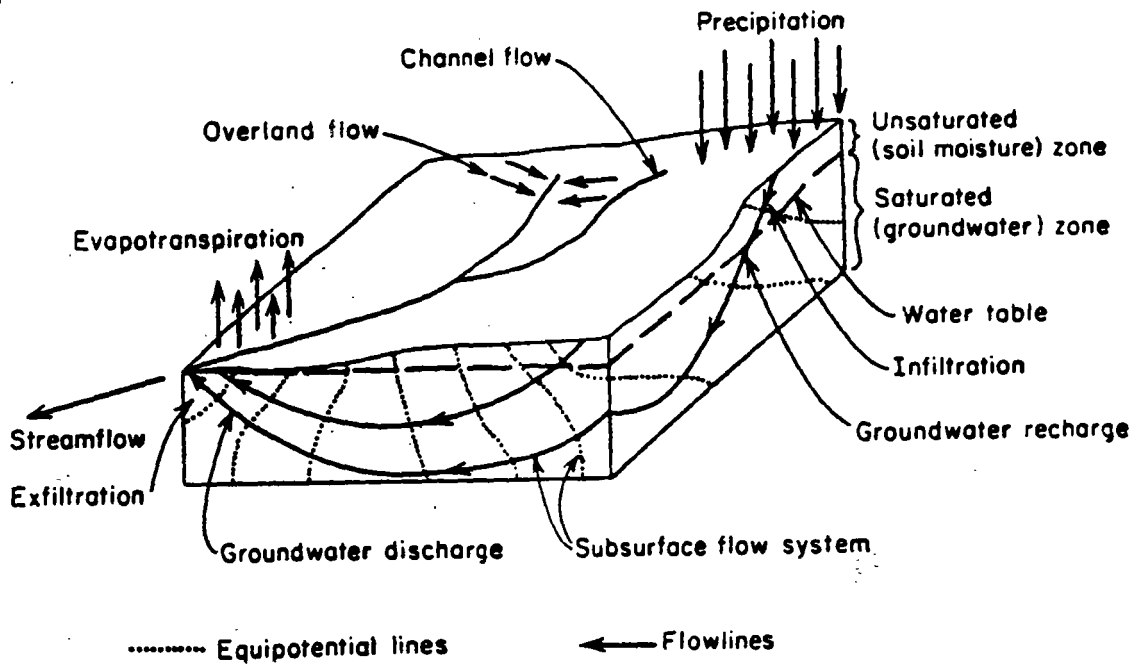
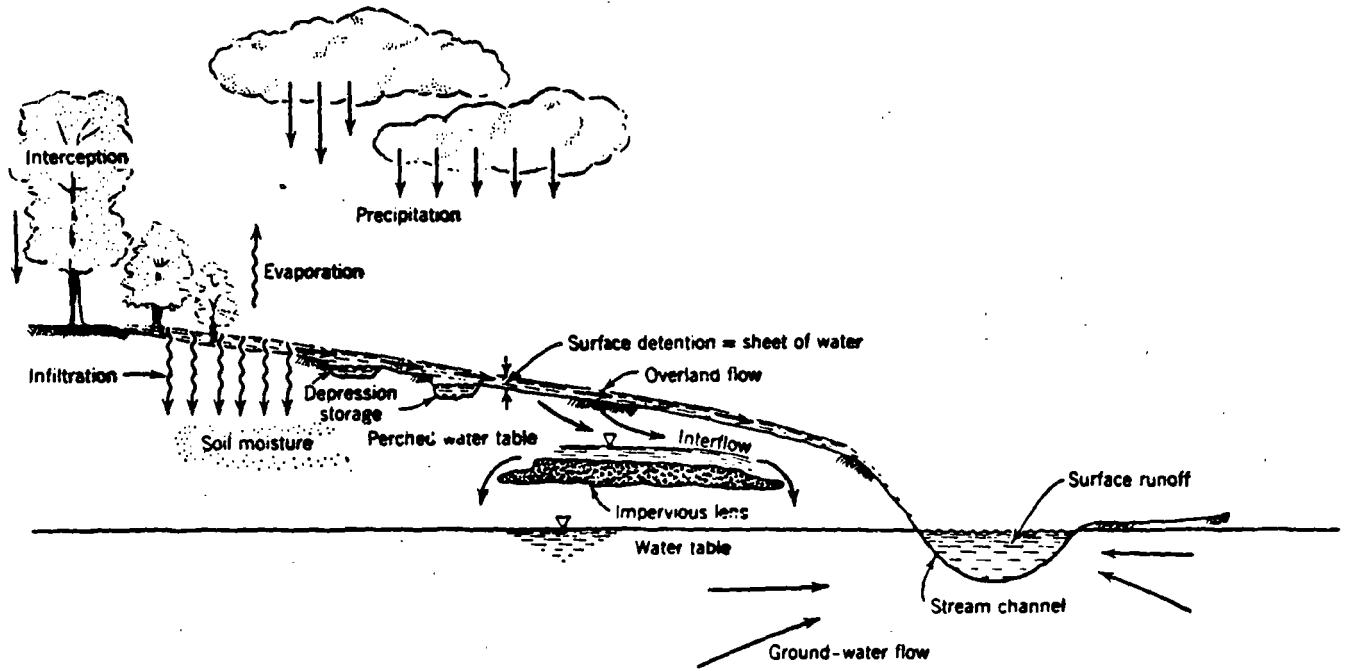


Figure 2.30 Processes of dispersion on a microscopic scale.

CICLO HIDROLOGICO



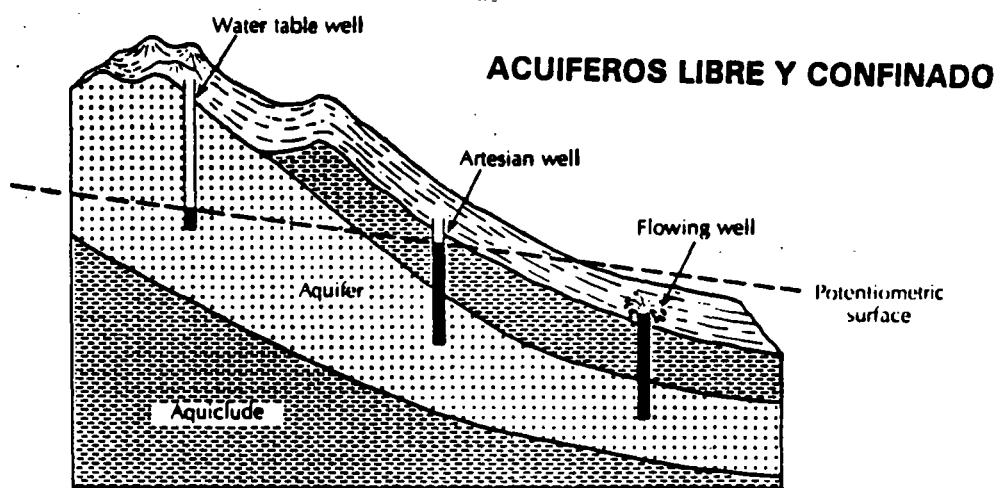
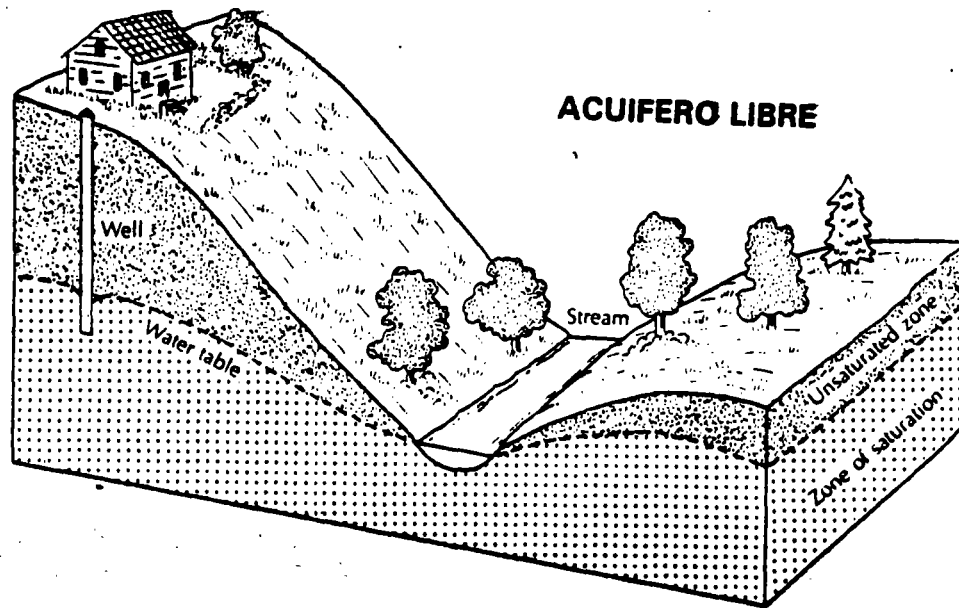
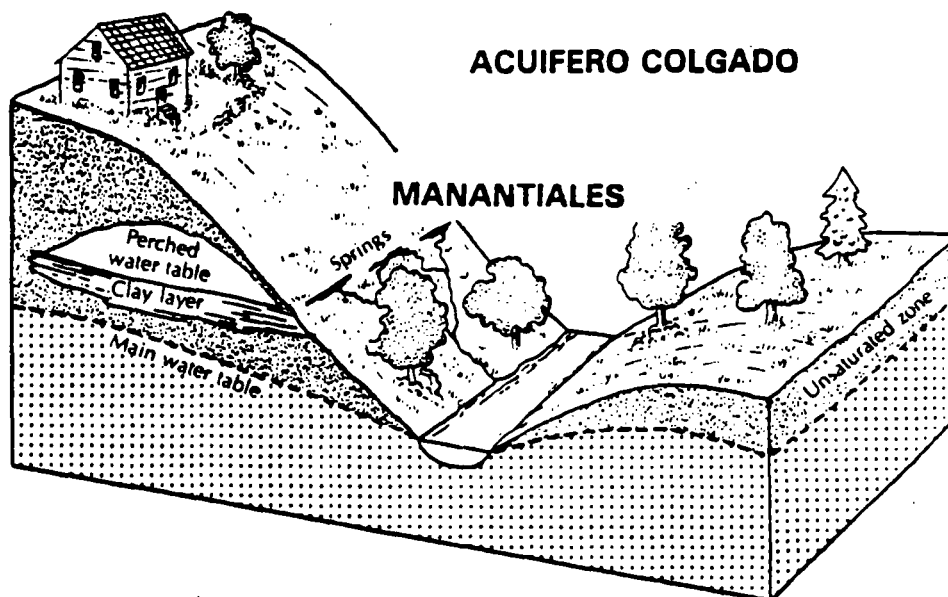
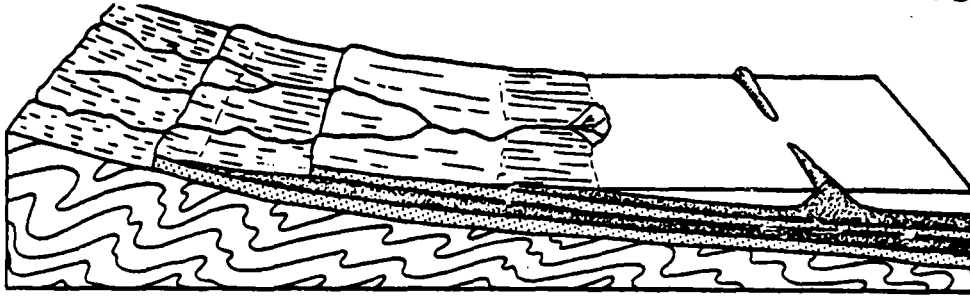


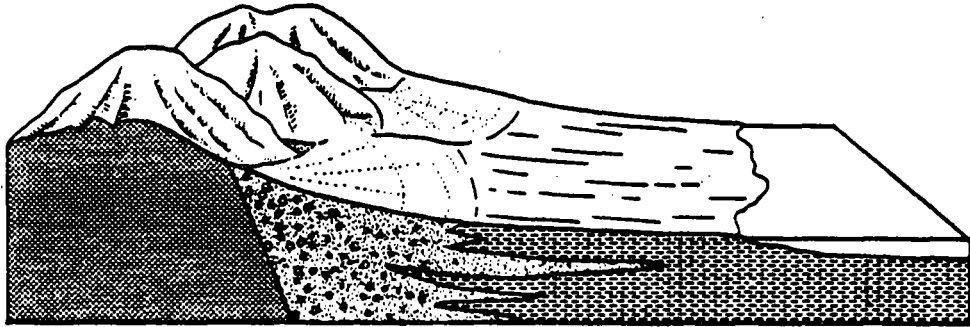
FIGURE 4.29 Artesian and flowing well in confined aquifer.



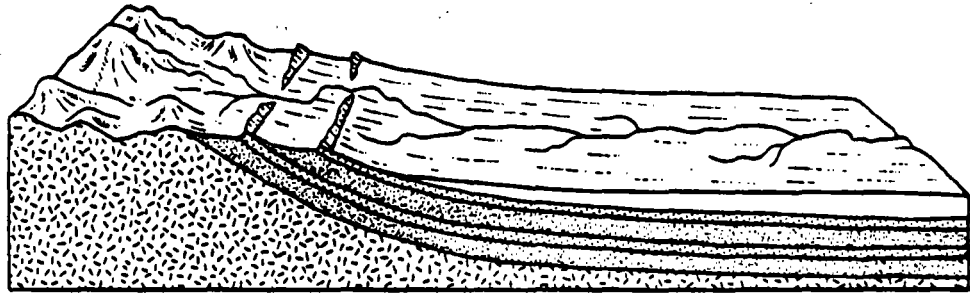
ASPECTOS GEOLOGICOS PARA LA FORMACION DE ACUIFEROS CONFINADOS



Confined aquifers created by alternating aquifers and confining units deposited on a regional dip.



Confined aquifers created by deposition of alternating layers of permeable sand and gravel and impermeable silts and clays deposited in intermontane basins.



Confined aquifer created by upwarping of beds by intrusions.

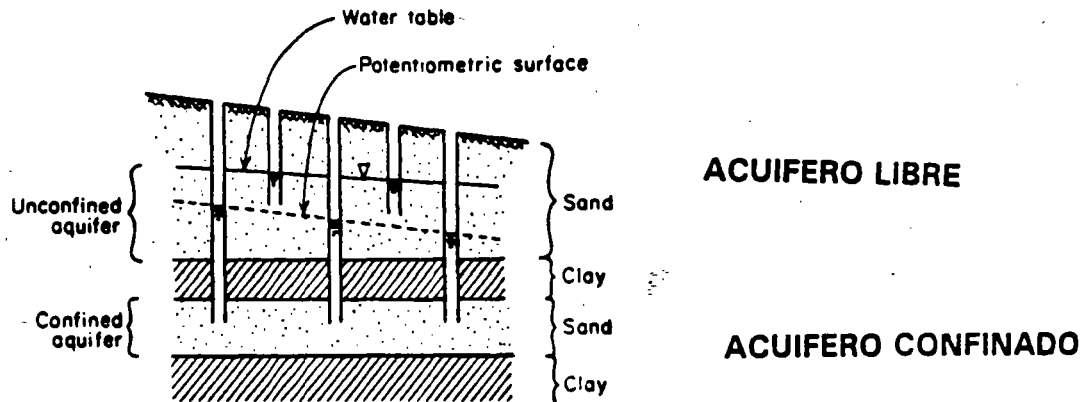
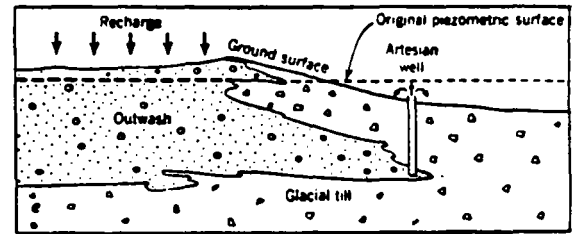
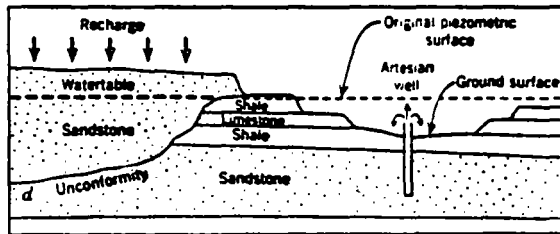
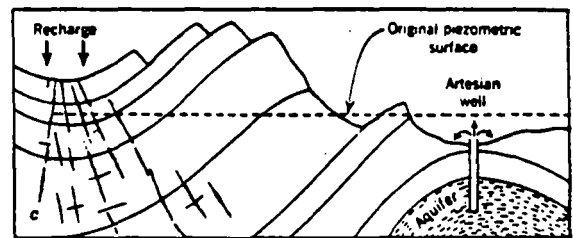
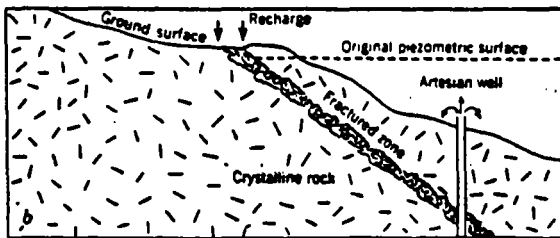
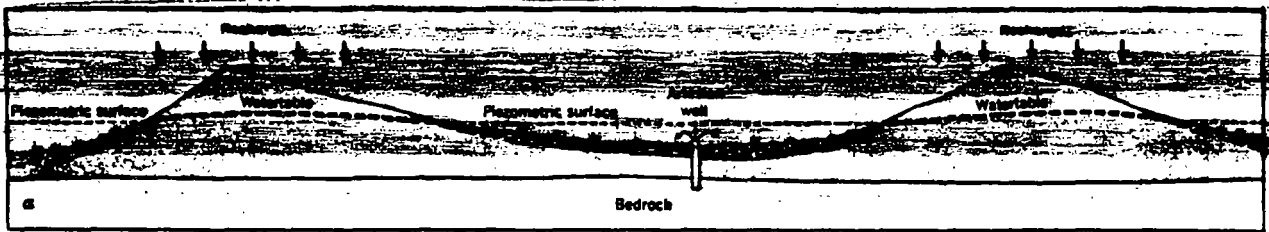


Figure 2.10 Unconfined aquifer and its water table; confined aquifer and its potentiometric surface.

ASPECTOS GEOLOGICOS QUE ORIGINAN POZOS ARTESIANOS



POROSIDAD $n = V_h/V_t$

POROSIDAD EFECTIVA = (Sy) RENDIMIENTO EFECTIVO

$$S_y = V_d/V_t$$

Vd = Volumen drenado

COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO

ACUIFERO LIBRE 2 - 30%

ACUIFERO CONFINADO 0.001 - 0.00001

**(K) PERMEABILIDAD = CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA
FLUJO EN UNA SECCION UNITARIA**

**(T) TRANSMISIBILIDAD
FLUJO SOBRE UNA FRANJA DE L=b
b = ESPESOR DEL ACUIFERO**

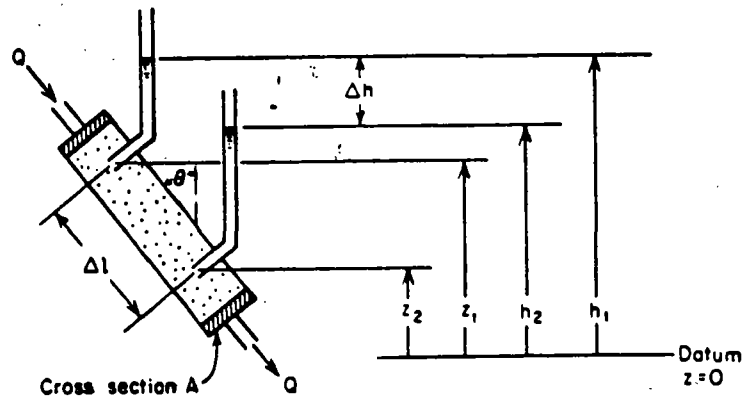
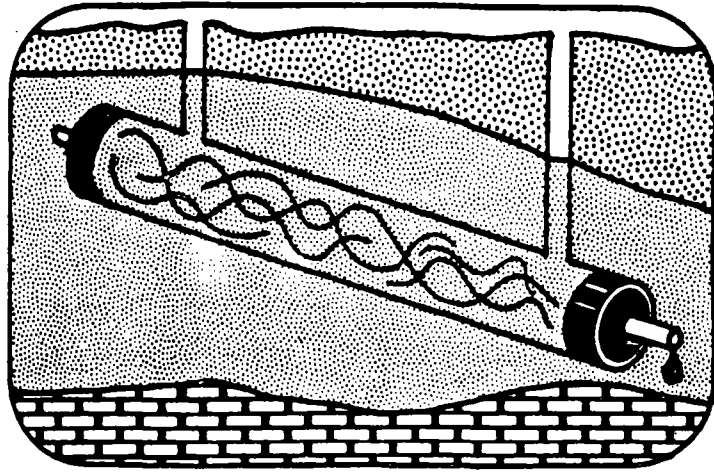


Figure 2.1 Experimental apparatus for the illustration of Darcy's law.

LEY DE DARCY

$$V = Q/A$$

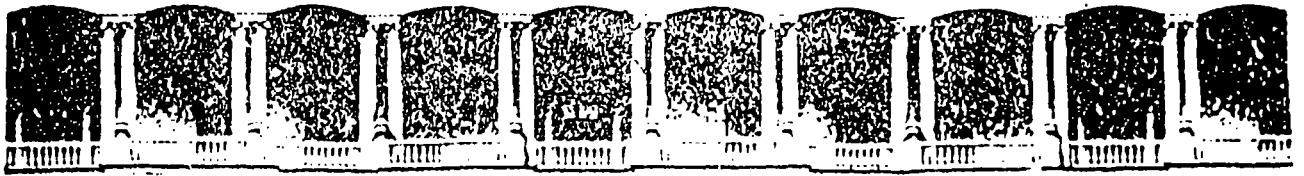
$$T = K/b$$

$$V = Ki$$

$$I = L/l$$

$$Q = Tbi$$





FACULTAD DE INGENIERIA U.N.A.M.
DIVISION DE EDUCACION CONTINUA

VIII CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS

MODULO I: GEOHIDROLOGIA

TEMA : GEOFISICA APLICADA

EXPOSITOR: ING. ALFONSO ALVAREZ MANCILLA ACEVES

VIII CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y
CONTAMINACION DE ACUIFEROS
(1996)

GEOFISICA APLICADA

Alvarez Manilla Aceves Alfonso
Geo Ingenieria Alfven, SA de CV
Circuito Jardín 356-8 Alamos 3ª
Querétaro, Qro. Tel (42) 127209

1.0 PREFACIO

El "Agua" es sin duda el recurso natural -casi no renovable- más importante para el "Ciclo de Vida". La relación "Agua-Vida" en el Planeta Tierra la hacen de particular interés. El 7% de la masa de la Tierra es agua; de dónde el 97% corresponde al agua salada de los océanos; 2.3% está como hielo en los casquetes polares y solamente el 0.7% corresponde al agua soporte de la "Vida".

La fracción del 0.7% de agua no está distribuida de manera uniforme y equitativa en los Continentes; por lo que para la localización de las condiciones favorables de su almacenamiento es hecha con una Ciencia eficaz, rápida y económica; la GEOFISICA.

Datos estadísticos muestran que el 80% del agua utilizada en los ámbitos humano, agrícola, abrevadero e industrial es subterránea; y que por todas las actividades antrópicas esta ha sufrido contaminación por filtración de aguas negra y residual, agroquímicos, lixiviados e hidrocarburos.

En los últimos 15 años un nuevo campo de aplicación de la Geofísica ha sido abierto en la Ingeniería Ambiental donde es utilizada para:

- cuantificación de la velocidad de filtración de diferentes fluidos
- determinación de las trayectorias de movimiento de lixiviados
- detección de fugas de presas, tanques
- particularización y mapeo de fugas en confinamientos
- mapeo de salmueras asociadas a derrames
- detección de contenedores metálicos sepultados
- caracterización de fracturas dónde se lleva a cabo el proceso de transporte
- mapeo de salmueras en pozos de inyección
- ubicación de sitios para la construcción de pozos de monitoreo
- definición de la interfase agua dulce-salada-salobre
- ubicación de sitios para la construcción de pozos de remediación
- localización de zonas arcillosas propias para la construcción de confinamientos
- bajar costos de exploración y caracterización de marcos geológicos

El enfoque dado a la Geofísica Aplicada para el Curso Internacional de Geohidrología y Contaminación de Acuíferos es "informativo"; también son presentados los lineamientos para resolver problemas estructurales en geohidrología, geología económica y para el monitoreo y mapeo en la Geotécnica Ambiental.

2.0 GEOFISICA PURA Y APLICADA

La Geofísica es definida como el estudio de las propiedades físicas, disposición estructural y composición de la Tierra. Es dividida en dos grandes ramas:

- GEOFISICA PURA: dedicada al estudio de la mecánica de la Tierra: -litósfera, hidrósfera, y atmósfera-
- GEOFISICA APLICADA: aplicación de la física - magnetismo, densidad, electricidad, radioactividad, geoquímica, calor y elasticidad- al estudio de la estructura y composición (geología económica) de los estratos que tengan algún beneficio para el hombre, y en el mapeo-monitoreo de todos aquellos contaminantes que dañen su entorno.

Gracias al desarrollo del estado del arte en electrónica ha sido posible crear una amplia gama de técnicas de exploración que tienen actualmente éxito en diferentes ramas de la Geología Económica e Ingeniería Ambiental.

Las cuatro propiedades geofísicas básicas son: magnetismo, densidad, conductividad eléctrica y elasticidad; que pueden ser investigadas desde superficie por técnicas geofísicas tales como las prospecciones: magnética, gravimétrica, eléctrica y sísmica.

característica física	litósfera	hidrósfera	atmósfera
mecánica	* fuerzas y esfuerzos, movimientos súbitos y graduales, terremotos, mareas, movimiento de los polos, densidad, volcanismo, geoquímica, efectos mecánicos del hielo, viento y agua ** reducción del riesgo sísmico, prospección sísmica	* mareas, corrientes, ondas, hidrología ** investigación, simulación de corrientes para la navegación, pesca, eco	* mareas, ondas corrientes ** climatología
gravitación	* gravedad, presión, isostacia, sedimentación ** uso del péndulo, balanza de torsión, etc prospección gravimétrica	* estratificación, sedimentación	* distribución de gases gases, estratificación
electricidad	* corrientes y ondas eléctricas, potenciales REDOX ** prospección eléctrica	* fenómenos eléctricos	* ionósfera, aurora
magnetismo	* magnetismo de la tierra ** prospección magnética	** brújula, cartas magnéticas	
composición de la materia	* composición de la Tierra, radioactividad, estado del interior	* isótopos ambientales, contenido de sal	* composición de la atmósfera, ozono, etc
óptica		* color, transparencia y turbidez de océanos y lagos	* halos, color del cielo, polarización, turbidez ** visibilidad en la aviación
calor	* temperatura en la Tierra y sus cambios, cristalización y fundición ** prospección térmica	* temperatura en lagos, ríos y océanos, glaciares, icebergs, corrientes térmicas	* termodinámica de la atmósfera, temperatura ** climatología

* problema general

** aplicación

Tabla 2.1 Problemas y su resolución mediante la Prospección Geofísica

Las anomalías medidas deben ser puestas en términos geológicos, de ahí la necesidad de que el Ingeniero Geofísico posea amplios conocimientos de física, matemáticas, geología y química. Las estructuras sepultadas pueden ser detectadas en la medida en que los contrastes en una o varias propiedades fisicoquímicas existan. Algunas técnicas de prospección aparecen como modas y su

periodo máximo de actividad comercial depende de la publicidad que se le brinde; entre tanto, los métodos geofísicos probados continúan su vertiginoso desarrollo tecnológico (instrumentación y proceso). En la tabla 2.1 aparecen los principales problemas a resolver por la Geofísica en la mecánica de la Tierra (litósfera, hidrósfera y atmósfera):

Sino existe un contraste asaz en las propiedades fisicoquímicas de los cuerpos en el medio prospectado, la Geofísica queda limitada en su aplicación (tabla 2.2) esto es: los materiales geológicos que componen el subsuelo poseen diferentes propiedades físicas que afectan a los campos de fuerza naturales o artificiales de acuerdo a las características físicas propias de cada material; la afectación de los campos de fuerza dependen de la medida, masa y disposición estructural de la Unidades o Formaciones Geológicas. La aplicabilidad y selección de algún método en particular depende de muchos factores entre los que destacan:

- tamaño del área a prospectar
- geología estructural disponible
- propósito de la exploración
- profundidad de investigación
- condiciones topográficas del terreno
- propiedades físicas más importantes de los cuerpos objetivo y roca huésped
- costo de la exploración directa
- costo de la exploración geofísica
- localización geográfica de la área a prospectar
- acceso
- estabilidad política

La tabla 2.3 muestra los principales métodos geofísicos en términos de su aplicación, ventajas y limitaciones.

METODO	CAMPO DE FUERZA	PROPIEDAD FISICOQUIMICA
magnético	campo magnético terrestre	permeabilidad magnética
gravimétrico	campo gravitacional terrestre	densidad, gravitrones
eléctrico	campo natural artificial electromagnético o eléctrico magnético	potencial natural, potenciales REDOX (Eh) conductividad eléctrica, polarización magnética resistividad
sísmico	ondas elásticas dinámicas artificiales	densidad, elasticidad, constantes de Lamé
radioactivo	radiación radioactiva	radioactividad misión de partículas cargadas desde el núcleo de materiales radioactivos
geotérmico	gradientes de temperatura terrestre, alteraciones	conductividad térmica
geoquímico	emanación de vapores de hidrocarburos ascenso y descenso de soluciones acuosas	contenido de HCL's y HCV's contenido de minerales en el subsuelo

Tabla 2.2 Métodos Geofísicos en términos de sus propiedades fisicoquímicas.

METODO	APLICACION	LIMITACION
TERMICO	contaminación, mapeo de fallas activas	susceptible a cambios en la radiación solar
RADIOACTIVO	contaminación, estudio de lixiviados, dispersión de contaminantes	representa valores promedio
GRAVIMETRICO	localización de fallas, lentes de arcilla, domos de sal, oquedades, demarcación de la topografía basal, localización de diques y rocas intrusivas en general	que no exista un suficiente contraste en la densidad de los cuerpos y medio encajonante
POTENCIAL NATURAL	contaminación, agresividad de suelos, percolación	
MAGNETOMETRICO	contaminación, mapeo de masas ígneas, localización de fallas, contactos verticales, mapeo de zonas de alteración con sulfuros	el área debe estar libre de estructuras de acero y líneas de alta tensión
ELECTRICO	localización de salmueras, agua salada o salobre, cuantificación de la velocidad de filtración, localización de fracturas, fallas, cavernas, correlación	profundidad de exploración, no discrimina los bajos valores de resistividad, la interpretación es cualitativa
ELECTROMAGNETICO	contaminación, intrusiones salinas, localización de cavidades,	profundidad de exploración muy somera, no discrimina bajos valores de resistividad
RADAR	provee de un perfil continuo del subsuelo, localización de objetos sepultados,	no aplicable en un medio conductor y penetración somera
SISMICO DE REFRACCION Y REFLEXION	estudios estratigráficos, estructurales, valuación de los módulos elásticos, perfil de la capa dura	las velocidades son promedio, creación de zonas fantasma
REGISTROS DE POZO CAMARAS Y REGISTRO DE VELOCIDAD EN 3D	imagen continua de la roca en el pozo, orientación de fracturas y cavernas, visualización más allá de la pared del agujero, valuación de la porosidad y de las propiedades ingenieriles de los estratos	imágenes pobres ocasionalmente

Tabla 2.3 Los principales métodos geofísicos en términos de su aplicación, ventajas y limitaciones.

3.0 LOS METODOS DE PROSPECCION

Los principales métodos geofísicos de exploración como son el magnético, gravimétrico, sísmico y eléctrico serán desarrollados mostrando los ejemplos de aplicación tanto para Geología Económica como Ingeniería Ambiental según el caso. La Prospección Eléctrica es el principal método considerado en la geohidrología y contaminación de acuíferos, por ello es ampliamente explicado, es hecha énfasis en las modalidades de potencial natural, polarización inducida, un caso particular que es la resistividad, el magnetoteléxico y electromagnético.

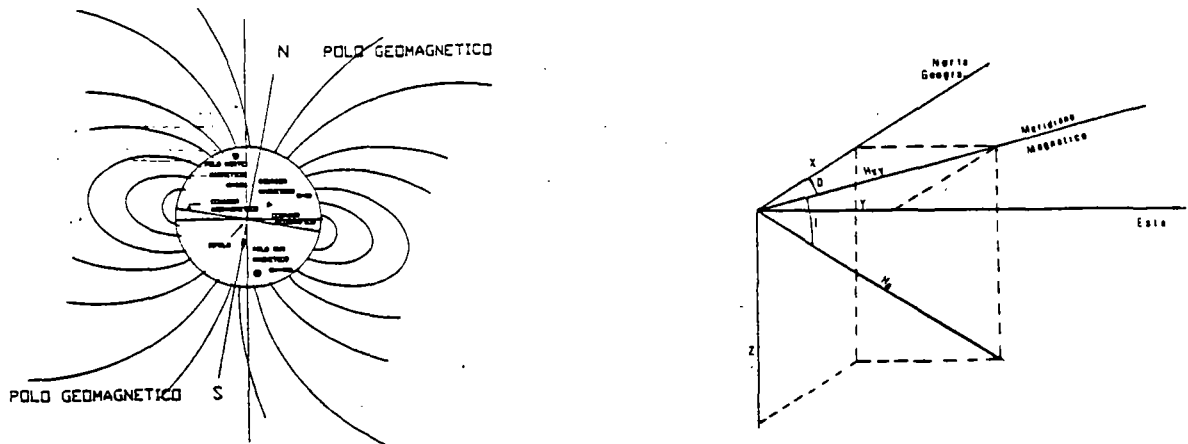
3.1 METODO MAGNETICO

3.1.1 GENERALIDADES

Es el método más antiguo y haciendo su descubrimiento casual por los chinos en el año 1000 AC al notar que el hierro era atraído por una piedra denominada "magnetita". El físico inglés William Gilbert publicó en el año de 1600 el libro titulado "De Magnete" donde describe y conceptualiza a la Tierra como un magneto gigante.

El campo magnético terrestre es presentado en la figura 3.1a, las líneas de fuerza salen del Polo Sur Magnético y entran a través del Polo Norte Magnético. Para caracterizar el campo magnético

terrestre en un punto P de observación son definidos los elementos magnéticos según la mecánica vectorial mostrada en la figura 3.1b.



Figuras 3.1a y 3.1b, Líneas de fuerza del campo magnético terrestre y sus elementos magnéticos.

- H: componente horizontal del campo magnético
- Z: componente vertical del campo magnético
- T: componente total del campo magnético
- D: declinación magnética; ángulo formado entre H y el Norte geográfico
- I: inclinación magnética; ángulo formado entre H y T

En las figuras 3.2, 3.3 y 3.4 aparecen las configuraciones de las componentes T, D e I del campo magnético terrestre.

El campo magnético B en P esta dado por: $B = H = \frac{2M}{r^3} \cos\theta + \frac{M}{r^3} \operatorname{sen}\theta$ siendo M el momento magnético y r el radio de la Tierra. El campo magnético B de acuerdo a la Ley de Maxwell y considerando las corrientes estacionarias de conducción queda expresado como:

$$\nabla \cdot B = 0$$

$$\nabla \times B = 4\pi\mu_0 J$$

el gradiente del campo magnético establece que no pueden existir polos magnéticos aislados y que éste debe ser de un carácter dipolar, μ_0 es la permeabilidad magnética del vacío igual a 10^{-7} en el cgs o 1 nano Tesla en el SI. La ecuación final que rige el comportamiento del campo magnético H es: $H = Bt - 4\pi M$ siendo M igual a: $\frac{dm}{dv}$ o momento magnético por unidad de volumen.

3.1.2 INTERPRETACION

Las rocas ígneas por su alto contenido de ferromagnesianos son susceptibles de provocar distorsiones en el campo Magnético Terrestre, usualmente estas rocas aparecen como cuerpos tabulares (diques) de diferente ancho y extensión. Algunos lixiviados al reaccionar con los minerales presentes en el suelos producen sulfuros diseminados tales como piritita, cuya anomalía magnética puede ser reproducida asumiendo que el cuerpo que la produce es de forma geométrica tabular, o bién una composición finita de ellos (figura 3.5a). Por esa razón, la interpretación de las anomalías megnéticas es hecha asumiendo que el cuerpo que la produce es un dique sepultado a una profundidad z , de ancho w , buzando D grados y con un ángulo S con el Norte Megnético. El cuerpo

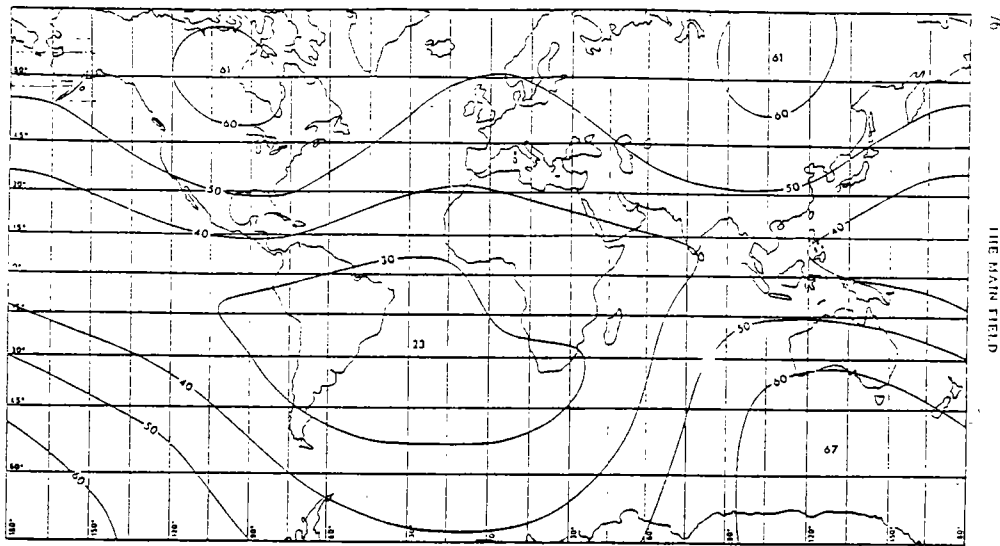


FIG. 27. Total intensity (F), in μT , based on MAGSAT data (Langlet et al., 1980)

Figura 3.2 Mapa magnético de la componente total.

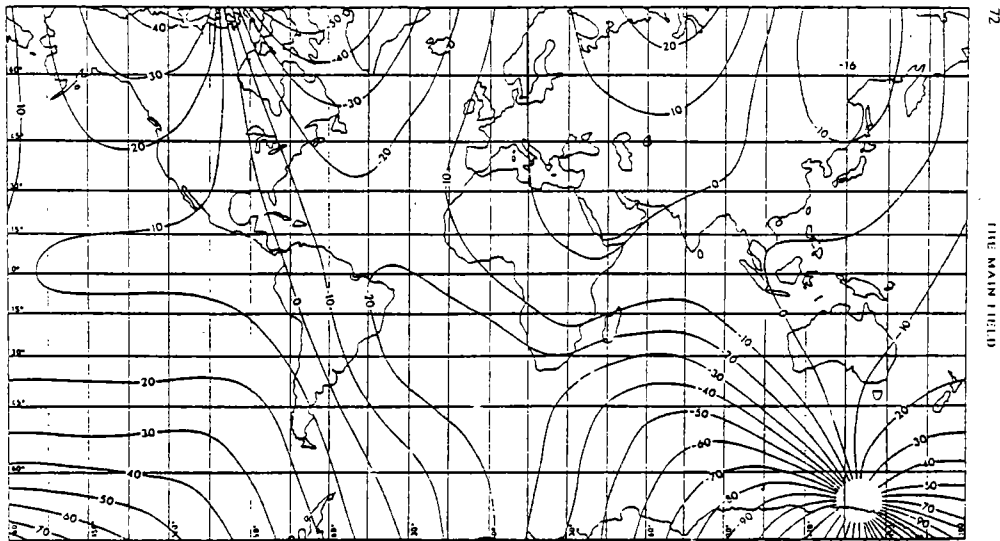


FIG. 23. Declination (D), in degrees, based on MAGSAT data (Langlet et al., 1980)

Figura 3.3 Mapa magnético de la declinación magnética.

6/2x

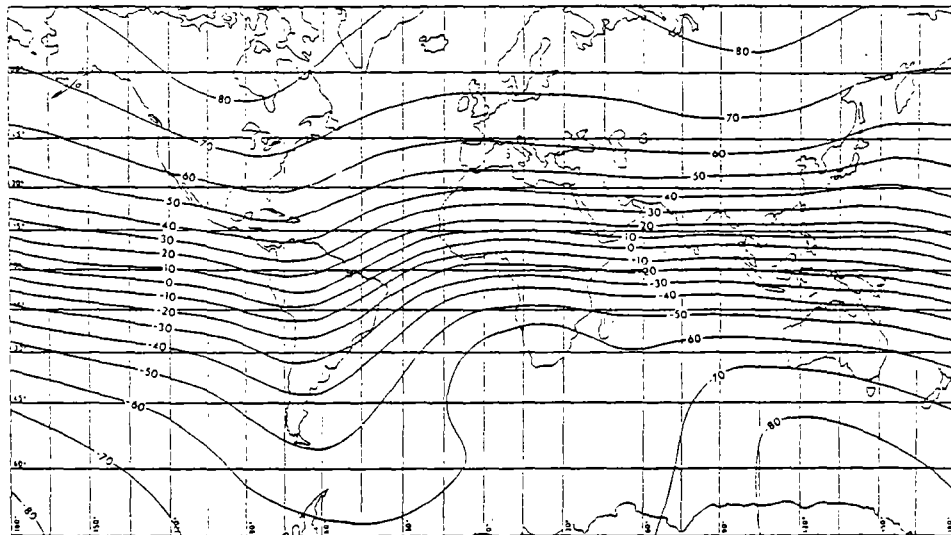
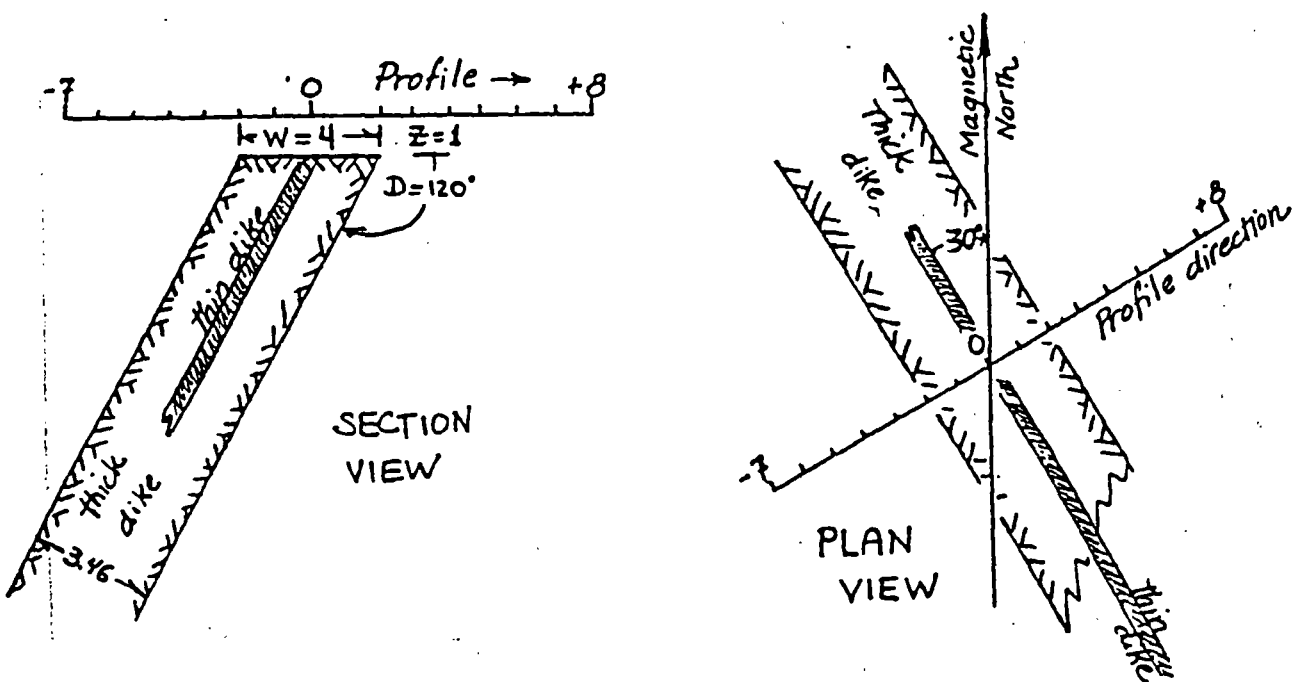


Fig. 24. inclination (I), in degrees, based on MAGSAT dat: (Langel et al., 1980)

Figura 3.4 Mapa magnético de la inclinación magnética.

de roca tiene una susceptibilidad k y está en una situación geográfica con ángulo de inclinación magnética I . Figura 3.5b



Figuras 3.5a y 3.5b. Composición de cuerpos tabulares para una anomalía y su interpretación mediante diques de ancho variables.

La figura 3.6 presenta el mapa magnetométrico de la Península de Yucatán realizado en 1975 por Petroleos Mexicanos, en el sector NNW aparece el alto magnetométrico asociado con el meteorito de Chicxulub, Yucatán.

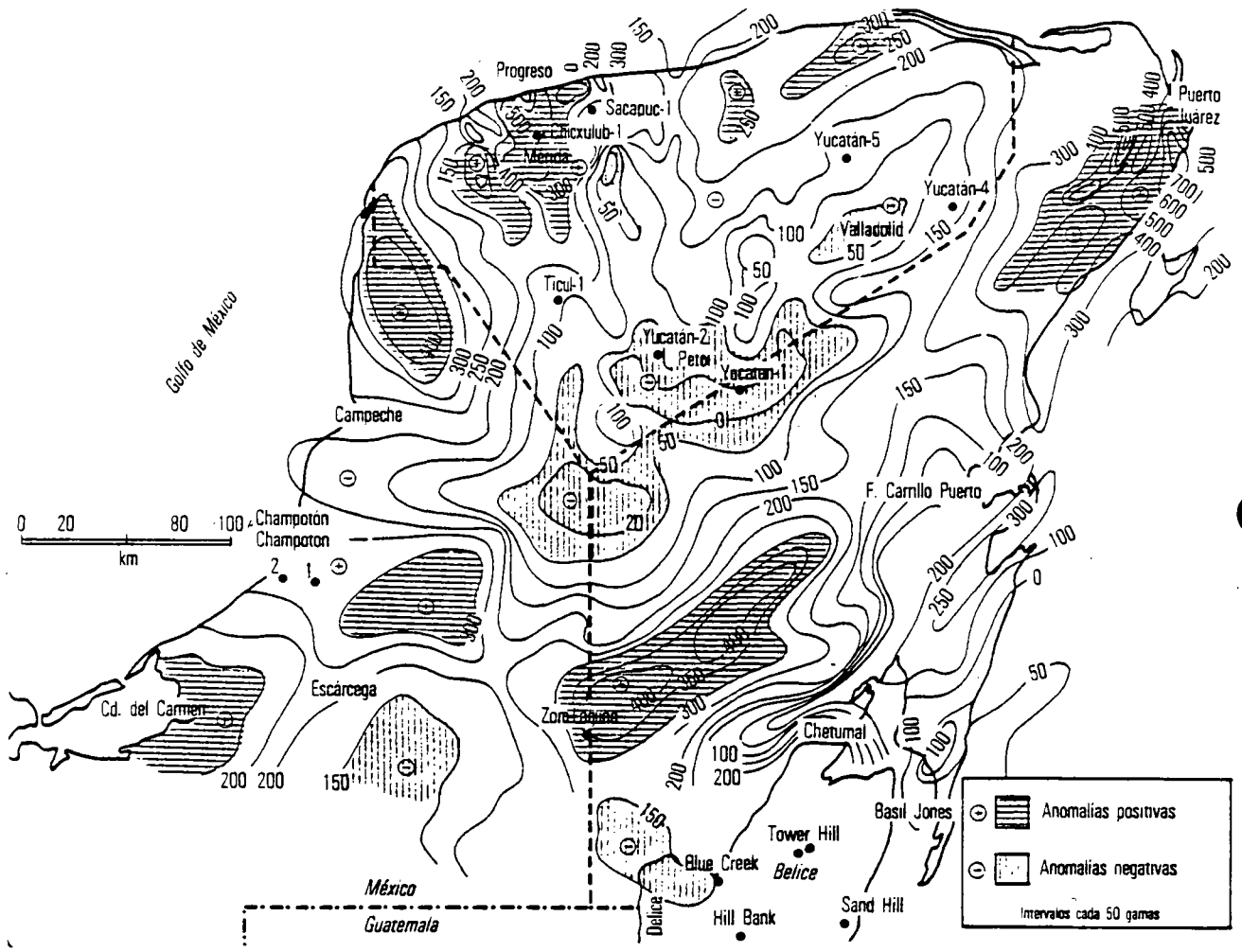


Figura 3.6 Anomalías magnéticas de la península de Yucatán, México; en ella aparecen los máximos asociados a las rocas intrusivas (Puerto Juárez, Peto, Zom Laguna, Cd. del Carmen) y el posible meteorito de Chicxulub, NNW de Yucatán.

8/27

3.2 METODO GRAVIMETRICO

3.2.1 GENERALIDADES

El método gravimétrico ha sido empleado con éxito en: investigaciones estructurales, mapeo de la topografía basal, definición geométrica de cuencas, localización de trampas estructurales, ubicación de fallas, fracturas, oquedades, domos de sal, contactos, cuantificación del espesor de sedimentos aluviales, etc.

La propiedad física constitutiva de las Unidades y Formaciones Geológicas que producen alteraciones del campo gravitacional terrestre es la "densidad". Las variaciones laterales (distribución de masa) de la densidad y vertical (diferentes profundidades) producen efectos medibles en superficie.

Sir Isaac Newton postuló la Ley Universal de Gravitación con la fuerza de atracción que ejercen las masas jalando hacia ellas. La fuerza de atracción F es: $F = -G \frac{m_1 m_2}{r^2}$ en donde m_1, m_2 son las masas, r la distancia que las separa y $G = 66.7E-9 \text{ cm}^3/\text{grseg}^2$ es la constante de gravitación universal; el signo negativo significa que la dirección en que obra F es hacia m_1 a lo largo de r . La fuerza de gravedad por unidad de masa " $g = 980 \text{ dynas}$ " en la superficie de la Tierra es un caso especial de la Ley de Newton, si se substituye $g = |F|$, m_1 es la masa de la Tierra M ; $m_2 = 1\text{gr}$ en la superficie de la Tierra y $r = R$ que es radio terrestre, la densidad media de la Tierra es 5.32.

3.2.2 CORRECCIONES A LAS MEDICIONES GRAVIMETRICAS

Como la Tierra no es una esfera perfecta sino una masa esferoidal achatada en los polos y ensanchada en el ecuador, $r = R$ no puede ser considerada constante y se hace necesario introducir una serie de correcciones de altitud, latitud y rugosidad a la gravedad medida en campo Δg . Los valores Δg corregidos son configurados en planta para obtener el mapa de la anomalía de Bouger pudiendo formar secciones denominados perfiles gravimétricos. Del mapa de Bouger son extraídos las configuraciones del Residual y Regional.

De la visualización frecuencial de los trenes de los perfiles y mapas gravimétricos es posible deducir cuales corresponden a efectos debidos al basamento o a cuerpos geológicos someros.

CORRECCION POR ALTITUD

La fuerza de gravedad varía con la altura por lo que las medidas deben ser reducidas a un mismo plano de referencia (superficie del terreno, Brandi, P y Tejero, A 1990), se lleva a cabo realizando las correcciones de:

1. Aire Libre. toma en cuenta que el punto de observación está más alejado del centro de la tierra que el plano de referencia.
2. Corrección de Bouger. elimina el efecto de losa de terreno de referencia. $\Delta g = 2\pi G\delta H$. Esta expresión puede ser utilizada para calcular el espesor de sedimentos.

La expresión para la corrección por latitud es:

$$G_o = G_h + (.03086 - .04196)h$$

con: G_0 , gravedad reducida al nivel de referencia (milligales); G_h , Gravedad observada a la altura h ; h , elevación de la estación medida; δ , densidad media en gr/cm^3 del terreno arriba del plano de referencia.

CORRECCION POR LATITUD

La tierra no es una esfera perfecta, el radio ecuatorial es 21 km mayor al polar; y por tanto es necesario realizar la corrección por la forma de la Tierra, resultando:

$$G_1 = 978.0318 (1 + 0053024 \text{ sen}^2\phi - .0000058 \text{ sen}^2\phi \text{ sen})$$

donde: G_1 , gravedad corregida por latitud (milligales); ϕ latitud en grados, minutos y segundos.

CORRECCION POR TOPOGRAFIA

Las elevaciones cercanas al punto de medida originan una componente vertical a la atracción gravitacional que contraresta en parte a la atracción hacia el interior del resto de la Tierra. La topográfica debida a las elevaciones y depresiones circundantes al punto de observación se realiza por el método de plantillas de Hammer, cuando el terreno es plano como en los valles, ésta corrección puede ser omitida.

ANOMALIA DE BOUGER

La magnitud obtenida después de las correcciones realizadas a la gravedad observada es obtenido el valor de la gravedad de Bouger, esto es:

$$GB = GO + G_a - G_l + G_t$$

tal que: GB , Gravedad de Bouger (milligales); GO , corrección de la gravedad observada en campo; G_a , corrección de gravedad por altitud; G_l , corrección de gravedad por latitud; G_t , corrección de gravedad por rugosidad del terreno. La configuración de los valores permite construir el mapa de anomalías de Bouger, como el mostrado en la figura 3.7 para los Estados Unidos Mexicanos.

En la configuración de la anomalía de Bouger (AB) se encuentran implícitos los efectos de cuerpos someros y profundos; al separar cada uno de ellos se obtienen las configuraciones de la anomalía Regional (AR) debida a estructuras geológicas profundas y la del Residual (Ar) originada por efectos de cuerpos someros. Entonces:

$$AB = AR + Ar$$

Para el Valle de Tula, Estado de Tamaulipas, se presenta la configuración de la anomalía de Bouger (figura 3.8) y las isopacas (figura 3.9) para los materiales de relleno aluvial deducidos de la expresión de Corrección de Bouger.

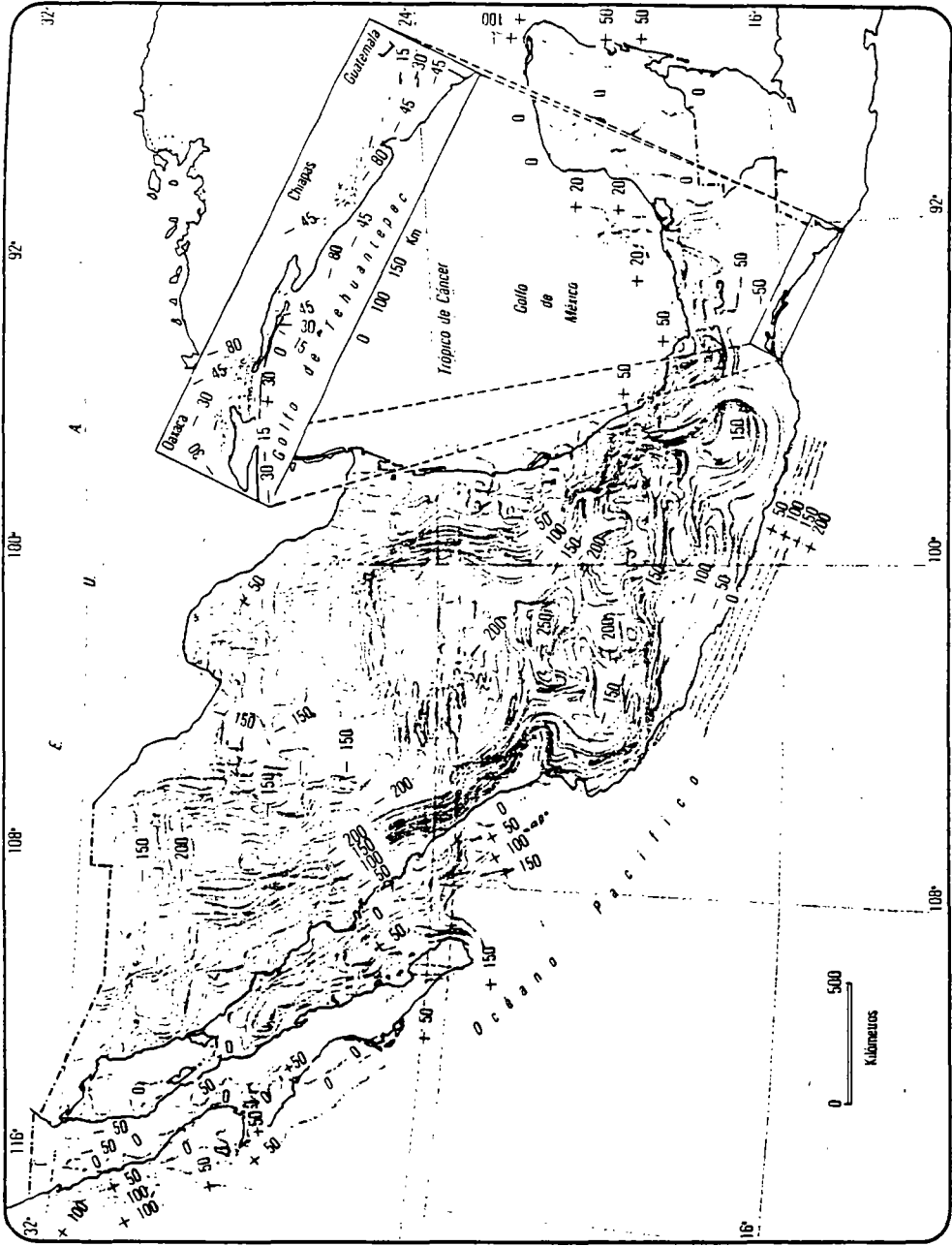
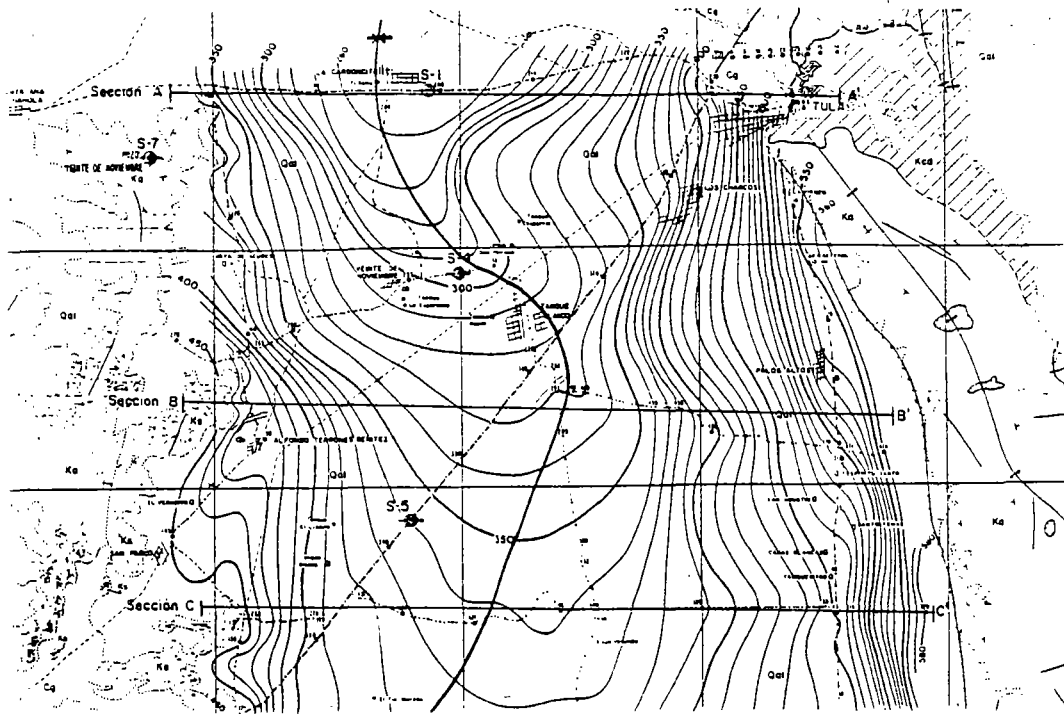
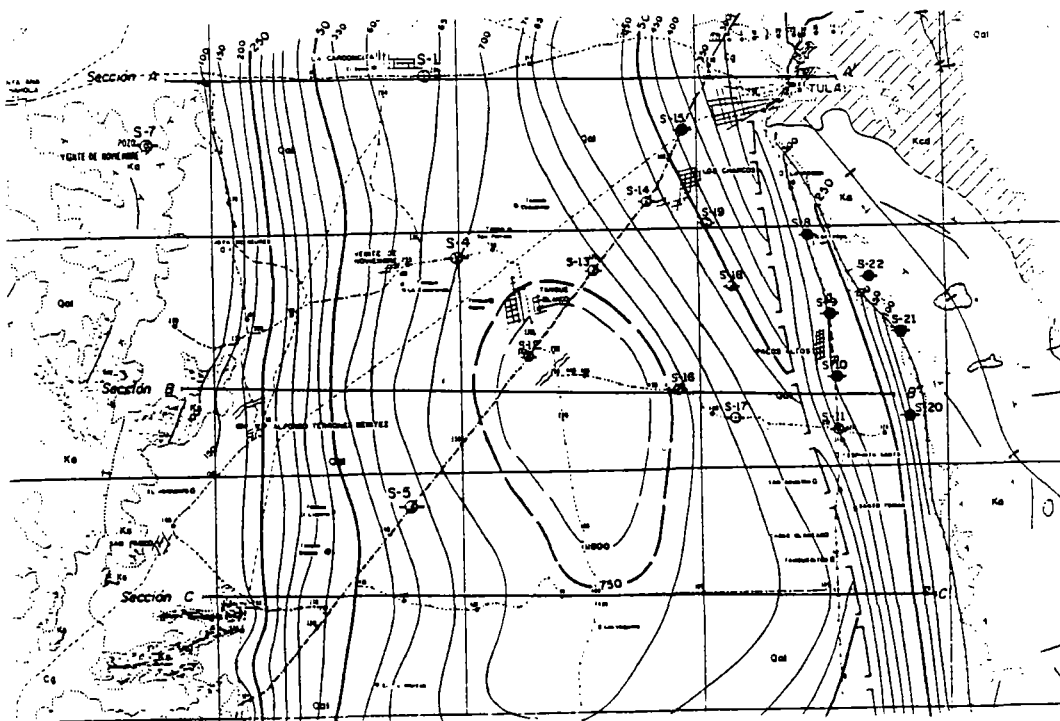


Figura 3.7 Configuración de la Anomalia de Bouger para los Estados Unidos Mexicanos.



curvas cada 10 u.g; Qal, aluvi3n; Cg, conglomerado; Kcd, Formaci3n C3rdenas; Ka, Formaci3n Abra

Figura 3.8 Configuraci3n de la Anomalia de Bouger para el Valle de Tula, Tamaulipas.



curvas cada 50 m; Qal, aluvi3n; Cg, conglomerado; Kcd, Formaci3n C3rdenas; Ka, Formaci3n Abra

Figura 3.9 Configuraci3n de la profundidad a la roca dura deducida de la expresi3n de C. de Bouger

3.3 SISMOLOGIA

3.3.1 GENERALIDADES

Cuando un terremoto o golpe perturba el interior de la tierra, el disturbio es transmitido punto a punto del medio continuo por medio de las ondas elásticas; que dependen de los parámetros de Lamé del medio de propagación. La elasticidad de un cuerpo es la medida de aquella parte de deformación que desaparece al ser suprimido el esfuerzo.

Las deformaciones pequeñas y proporcionales al esfuerzo son estudiadas mediante la Ley de Hooke; las constantes elásticas del material son definidas mediante los módulos elásticos. Son definidos cuatro módulos elásticos: ellos son:

RELACION DE POISSON (ν). Relación entre el cambio unitarios de área de la sección transversal y la deformación longitudinal unitaria.

MODULO DE YOUNG (E). Es la relación entre esfuerzo unitario y la deformación longitudinal unitaria.

MODULO DE RIGIDEZ (G). Es la relación entre el esfuerzo transversal unitario y el desplazamiento relativo de los planos de deslizamiento.

MODULO DE BULK (K). Es la relación entre la presión (hidrostática) y el cambio de volumen unitario.

La valuación de los módulos elásticos en laboratorio son con volúmenes muy pequeños de material y en condiciones estáticas que de ninguna manera representan al material de interés. Razón por la cual los módulos elásticos son cuantificados "in situ" mediante las magnitudes de ondas elásticas V_p (longitudinal o compresión) y V_s (cizalla o corte). Dado que las velocidades de propagación de las ondas sísmicas están relacionadas con las propiedades elásticas del medio; entonces la Relación de Poisson es evaluada como:

$$\nu = \frac{[V_p/V_s]^2 - 2}{2[V_p/V_s]^2 - 2}$$

mientras que las constantes de Lamé y la densidad del material ρ están relacionadas a las velocidades de propagación por:

$$V_p = \left[\frac{K + 4\nu/3}{\rho} \right]^{1/2} \quad \text{y} \quad V_s = \left[\frac{\nu}{\rho} \right]^{1/2}$$

3.3.2 GENERACION Y PROPAGACION DE ONDAS

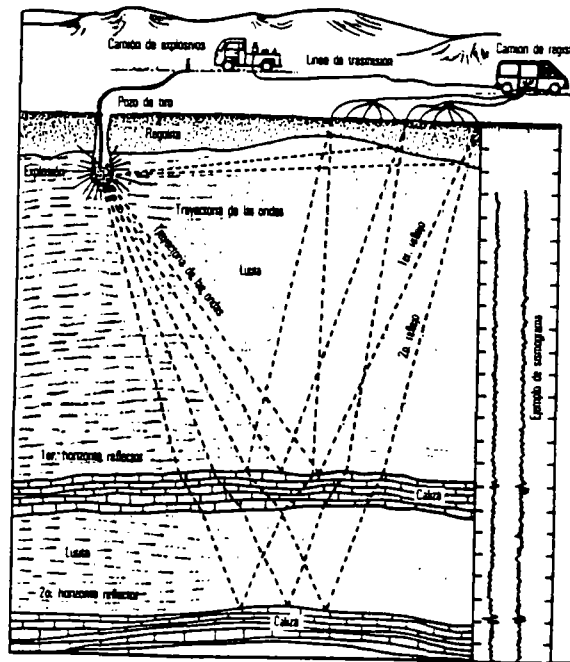
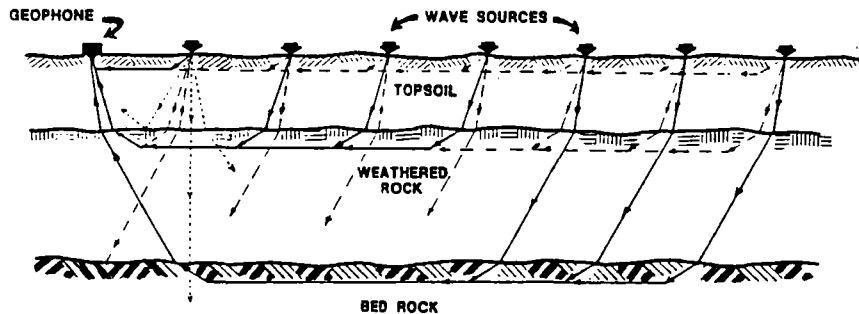
Un medio homogéneo sometido a un esfuerzo en "S" genera tres pulsos elásticos que viajan en todas direcciones a diferente velocidad; dos de ellos son las "ondas de cuerpo" que se propagan en forma de frentes esféricos y que afectan el cuerpo del medio; el tercero, son ondas denominadas de superficie confinadas en la parte somera y cuya amplitud decae rápidamente al internarse en la masa del material. Las ondas de cuerpo se dividen en: compresión o primarias " V_p " y transversales o corte " V_s ". Las ondas de compresión se propagan en la superficie y subsuelo, retomando por reflexión y refracción; poseen las más altas velocidades. Las ondas V_s se propagan de la misma manera que las de compresión, siendo su movimiento perpendicular a la dirección de viaje que es menor a las V_p y no se transmiten ni en el aire ni en el agua. Se puede decir que las ondas longitudinales están asociadas a la compresión uniaxial y las de cizalla al esfuerzo cortante. Las ondas superficiales son en extremo mucho más lentas y de forma compleja que las ondas de

cuerpo. Su tiempo de propagación es 20% menor a las Vs, son de baja frecuencia, existen dos tipos : las Rayleigh y las Love.

La velocidad de propagación de las ondas elásticas en los diferentes tipos de roca varía de acuerdo a: grado de acidez de la roca, silicificación, grado de saturación de cualquier fluido, consolidación, cantidad de agua retenida en los poros, fracturación, alteración, densidad y vejez. En la tabla 3.1 se presentan los rangos de densidad y velocidad de algunos materiales de la corteza terrestre.

3.3.3 PRACTICA DEL METODO DE REFRACCION SISMICA

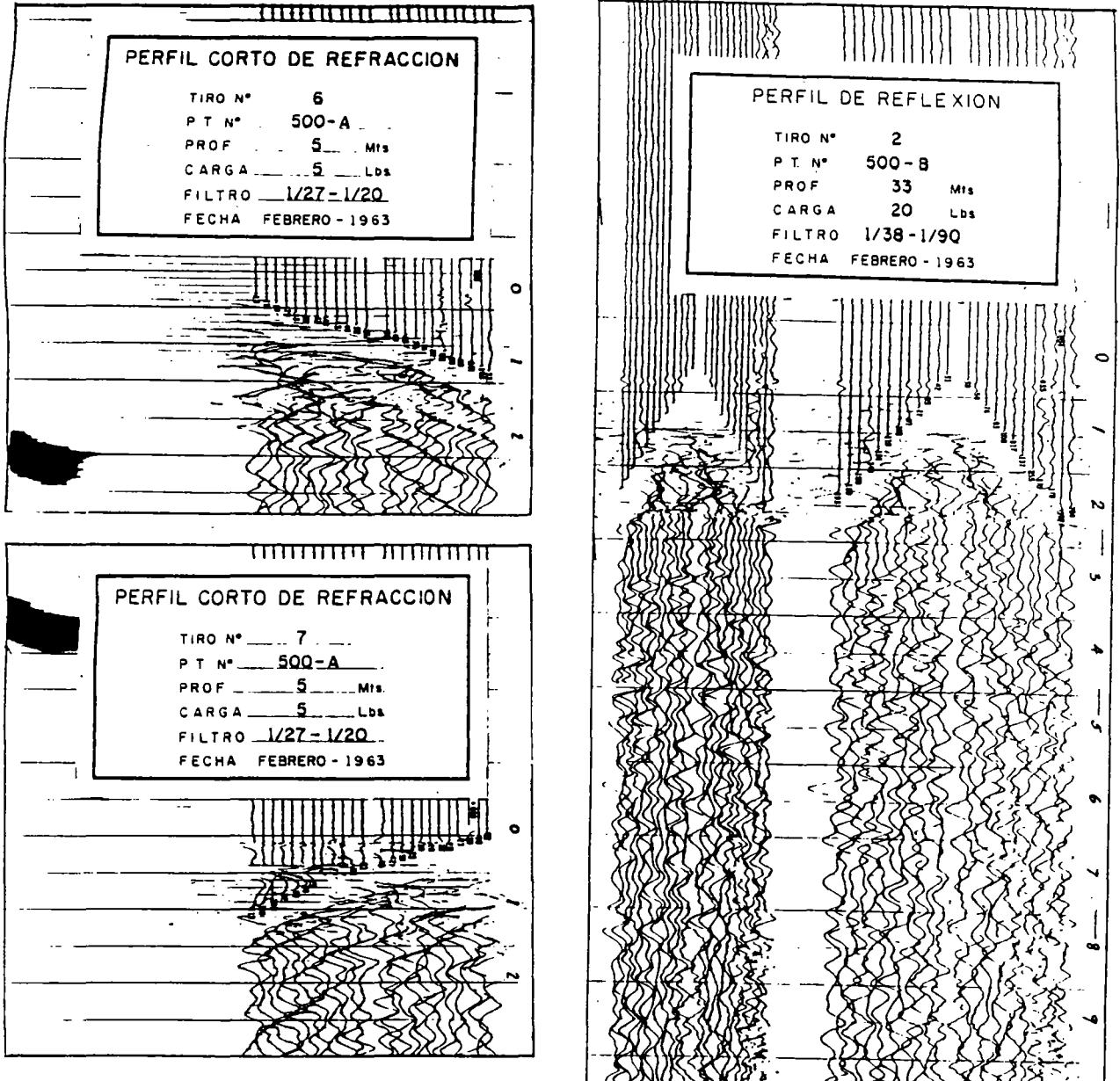
La figuras 3.10a y 3.10b muestra los frentes de onda viajando a través de los estratos a un geófono desde la fuente -punto golpe de martillo, explosión o vbro- en las modalidades de refracción y reflexión respectivamente, el frente de onda alcanza el geófono después de un tiempo (t) que depende de la distancia (d) al martillo y de las velocidades características propias del medio. Los arribos de las ondas producen vibraciones en el geófono que son amplificadas por el sismógrafo y visualizadas en la pantalla del mismo. La mayor dificultad es la selección de la ondícula del primer arribo. Las figuras 3.11a y 3.11b muestran los registros de una vibración del terreno característicos para la refracción y reflexión sísmicas.



Figuras 3.10a y 3.10b. Técnicas de Refracción y Reflexión Sísmicas.

En Geotecnia Ambiental y Geología Económica es usual la práctica del método de refracción sísmica por lo que serán mostrados tanto el trabajo de campo como la forma de interpretación.

Una vez seleccionado el sitio del sondeo geosísmico (SG), son establecidos los intervalos de medida, se registran los tiempos de arribo desde cada fuente configurando las gráficas tiempo-distancia, conocidas como Curvas Domocrónicas (figura 3.12)



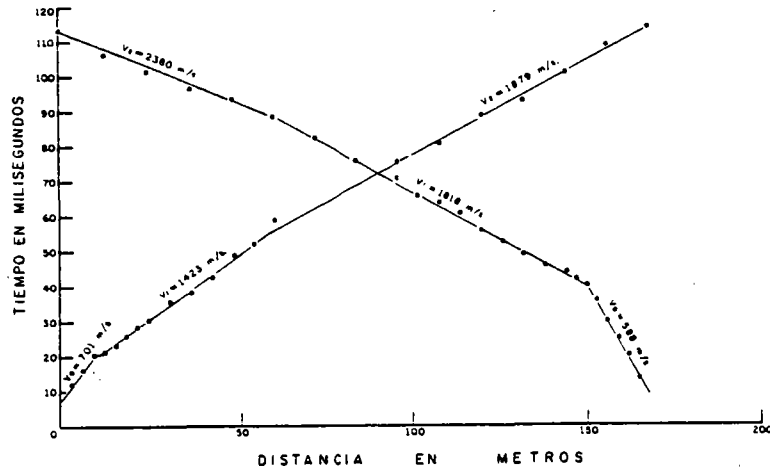
Figuras 3.11a y 3.11b Vibración del suelo y subsuelo en refracción y reflexión sísmicas.

La belleza del procesamiento de los datos geofísicos es patente con la sencillez de sus expresiones, en la prospección sísmológica de refracción existen dos ecuaciones básicas que pueden ser utilizadas de manera recurrente para interpretar las velocidades pseudoverdaderas y espesor de cada capa.

1. pseudovelocidad de la iésima capa curva dromocrónica

$$V_i = (\Delta d / \Delta t) * 1000$$

2. profundidad del estrato superior: $D_1 = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$

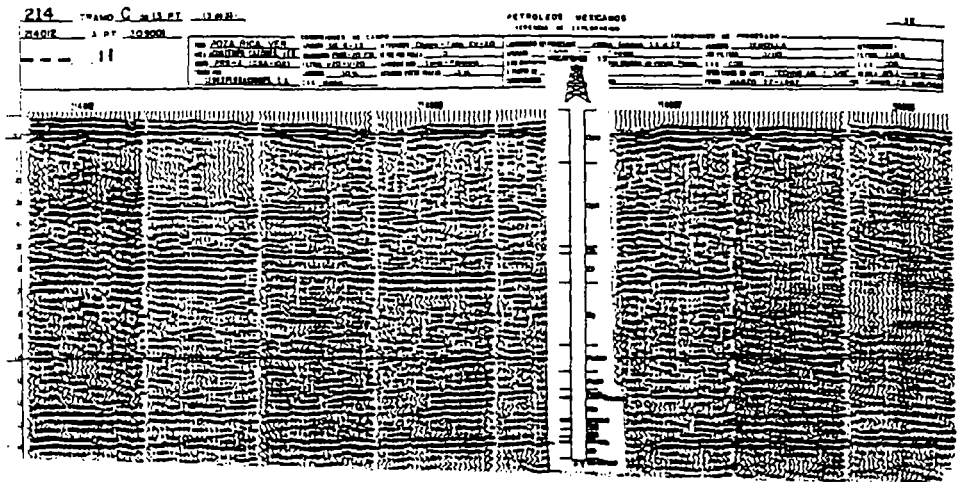


MUNICIPIO TANTOYUCA, VER.	
GRUPO NS-14 S.G-302	
POZO STA. CLARA N° 101	
GRAFICA DE REFRACCION	
FECHA FEBRERO-1963	P T - 500-A

Figura 3.12 Gráficas tiempo distancia para los sismogramas de las figuras 3.11a

Las geometría de un batolito fue definida por medio de la sismología de reflexión, las figuras 3.13a muestra los registros de reflexión, la 3.13b la configuración de velocidades de las rocas calizas afectadas por el cuerpo igneo y la 13.13c la sección geológica interpretada.

Figuras 3.13a, sismogramas y correlación con el corte litológico de un pozo.



3.13b configuración de las velocidades para las rocas sedimentarias afectadas por el cuerpo.

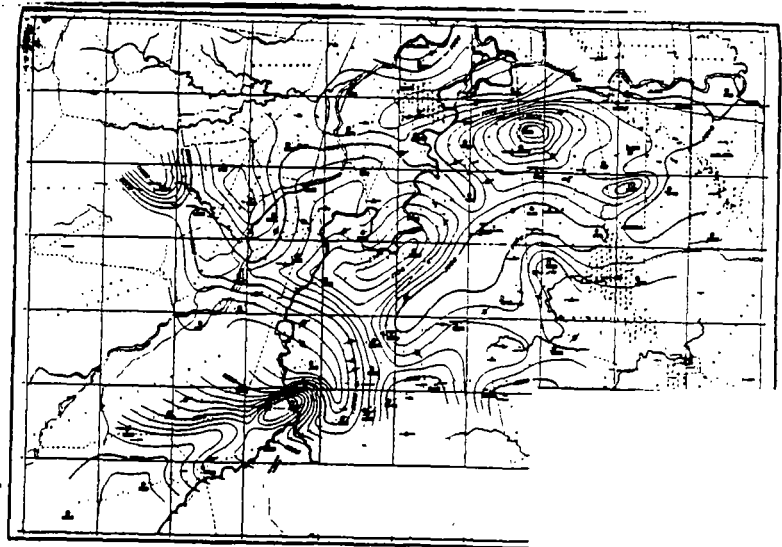
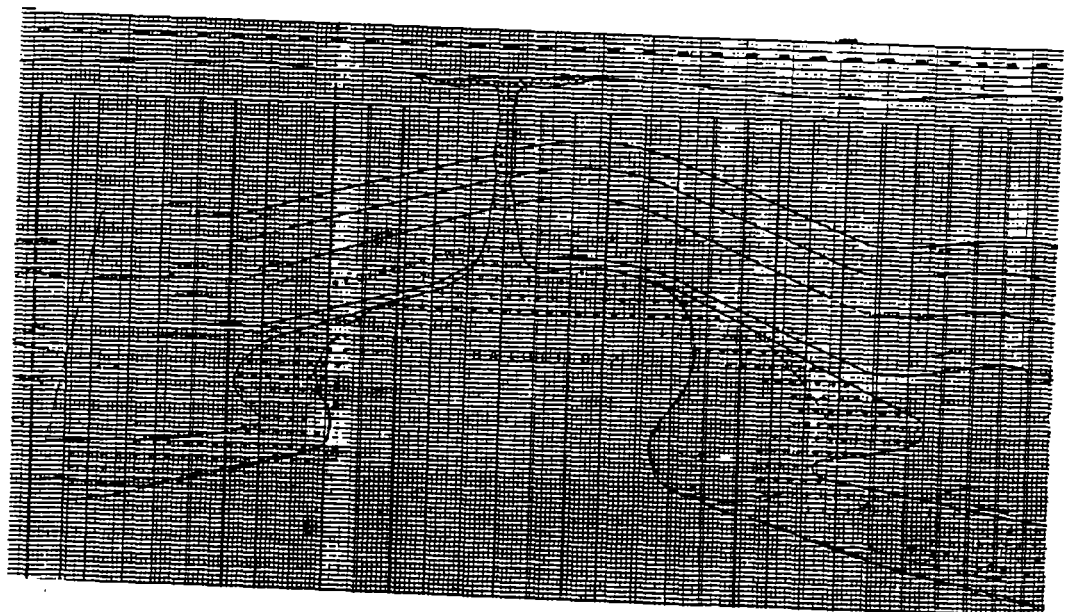


Figura 3.13c

Sección geológica interpretada.



3.4 EXPLORACION ELECTRICA

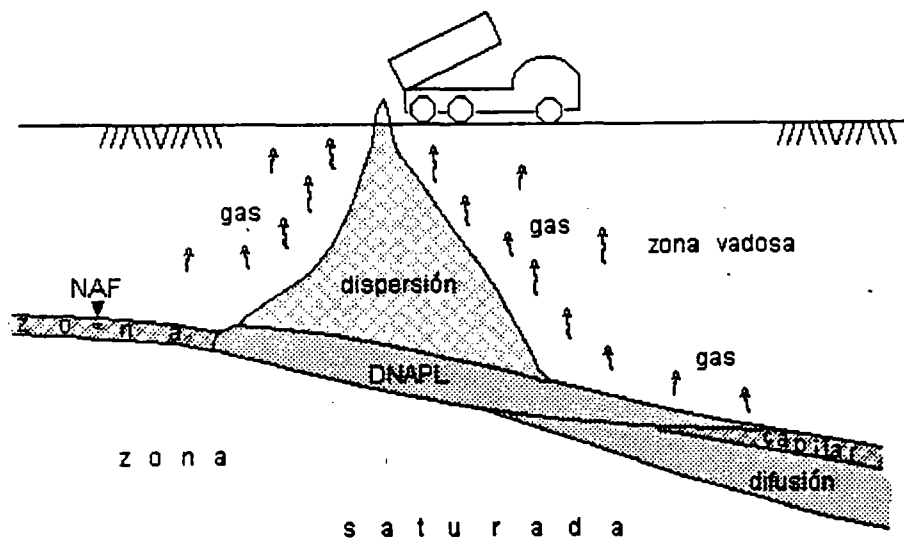
3.4.1 GENERALIDADES

La Prospección Geoeléctrica se ha mostrado como una de las técnicas más bondadosas en la exploración del agua subterránea y de fuerte aplicación para el monitoreo-mapeo en investigaciones relacionadas a la Geotécnia Ambiental.

Las propiedades físicoquímicas del sistema iteracción fluidos-materiales geológicos que componen la parte somera de la corteza terrestre gobiernan los fenómenos de flujo y transporte. Dado que al contacto entre los fluidos NAPL's (fases líquidas no acuosas), DNAPL's (fases densas líquidas no acuosa) y las Unidades Geológicas ocasionan transformaciones biológicas, electroquímicas, térmicas; estas pueden ser estudiadas por los cambios en las propiedades electromagnéticas de los materiales en el subsuelo como son: conductividad eléctrica, permitividad eléctrica, polarización y permeabilidad magnética.

Los métodos de aplicación actual son: potencial natural (SP); resistividad ($\rho=1/\sigma$); polarización inducida (v); electromagnéticos, magnetotélúrico de fuente controlada, polarización inducida magnética, etc..

En el desarrollo del escrito podrá ser visualizada la aplicación de cada técnica tanto para los problemas estructurales como los asociados a los fenómenos de flujo y transporte de contaminantes en el subsuelo.



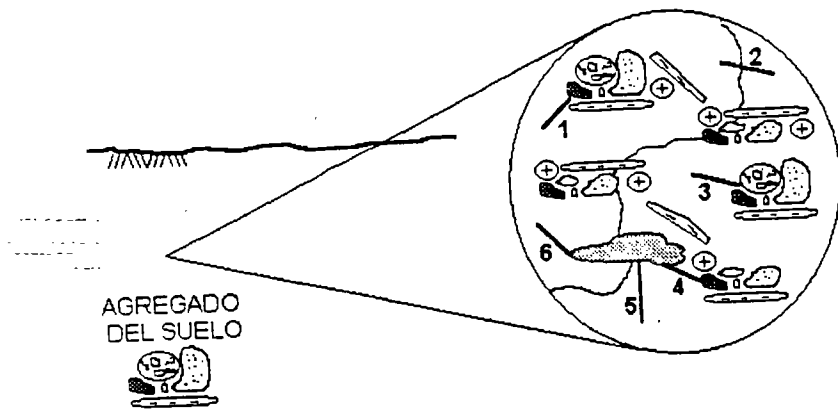
En la figura 3.14 aparece una situación antrópica común en la que por un derrame accidental o malintencionado un líquido viajó por la zona vadosa hasta alcanzar el nivel de agua freática; la figura 3.15 muestra el detalle de las características de los fluidos en el suelo.

Figura 3.14 Derrame de un contaminante.

Cuando entran en contacto el gas, el vapor de agua, los lixiviados o alguna otra solución con el suelo aparece una fuerza superficial que les provoca atracción y entonces una fuerza electroquímica es generada por la diferencia de potencial producida al ser acumulados iones en ambas caras de los granos del suelo y aparece la doble capa electroquímica.

Las fuerzas de atracción entre superficies generan un flujo el que puede ser la superposición lineal de todas las fuerzas termodinámicas presentes (principio de acoplamiento), esto es:

" un flujo cualquiera puede ser generado por una fuerza que no corresponda al fenómeno directo"



- CARACTERÍSTICAS DE LOS FLUIDOS EN EL SUELO
- 1 SUELO-AIRE 2 AGUA-AIRE 3 SUELO-AGUA
 - 4 LIXIVIADO-SUELO 5 LIXIVIADO-AGUA 6 LIXIVIADO-AIRE

Figura 3.15 Características de los fluidos en el suelo.

Onsager estableció la reciprocidad de los efectos directos y cruzados al afirmar que se pueden intercambiar de tal manera que una diferencia de temperaturas genera un flujo de cargas y una diferencia de potencial eléctrico produce un flujo de calor. Ver figura 3.16.

PRINCIPALES FUERZAS TERMODINAMICAS FLUJOS DIRECTOS Y CRUZADOS

FUERZAS	diferencia de presiones ΔP	diferencia de concentraciones de soluto ΔC_s	diferencia de potencial eléctrico $\Delta \phi$	diferencia de temperatura ΔT
FLUJOS				
flujo de solvente	flujo volumétrico J_v	ósmosis	electroósmosis	termoósmosis
flujo de solutos moléculas neutras	arrastre de solutos por flujo volumétrico	difusión de Fick	Difusión de Nernst-Planck	termodifusión de Soret
flujo de solutos iones	polarización por acumulación de cargas vía flujo volumétrico	polarización por concentración vía flujo de difusión	corriente eléctrica Ley de Ohm	termoelectricidad de Thompson
flujo de calor	flujo térmico Joule-Thompson	difusión térmica Dufour	termoelectricidad electropirosis	conducción térmica Fourier

Figura 3.16 Efectos directos y cruzados según el Principio de Onsager.

3.4.2 POTENCIAL NATURAL (SP). Cuando en los poros del suelo entran en contacto soluciones electrolíticas diversas o con diferencias de concentración, se genera un potencial o fuerza electromotriz (fem) denominado "Potencial de Difusión". Los iones mono, di o trivalentes de signo distinto tienen movilidades diferentes que causan una diferencia de potencial ΔV medible en superficie con un voltmetro de alta impedancia y electrodos impolarizables. El potencial está dado por:

$$\Delta V = \frac{u - v}{u + v} \frac{RT}{nF} \ln \frac{C_1}{C_2}$$

u, v son las movilidades del anión y catión; n es la valencia; R , la constantes de los gases; T , es la temperatura absoluta y F la constante de Faraday. El potencial de difusión sirve para determinar las zonas de aporte en agujeros exploratorios.

En la figura 3.14 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, la superficie que separa la zona de alteración y la vadosa marca las regiones de oxidación y reducción.

La toma de datos es hecha con potenciómetro con alta impedancia, cables y electrodos impolarizables; existen dos procedimientos básicos: el de Potenciales que consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en estaciones respecto a un punto de referencia y el de gradientes, el cual mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estacas contiguas de la sección. La figura 3.17 muestra las dos técnicas de levantamiento.

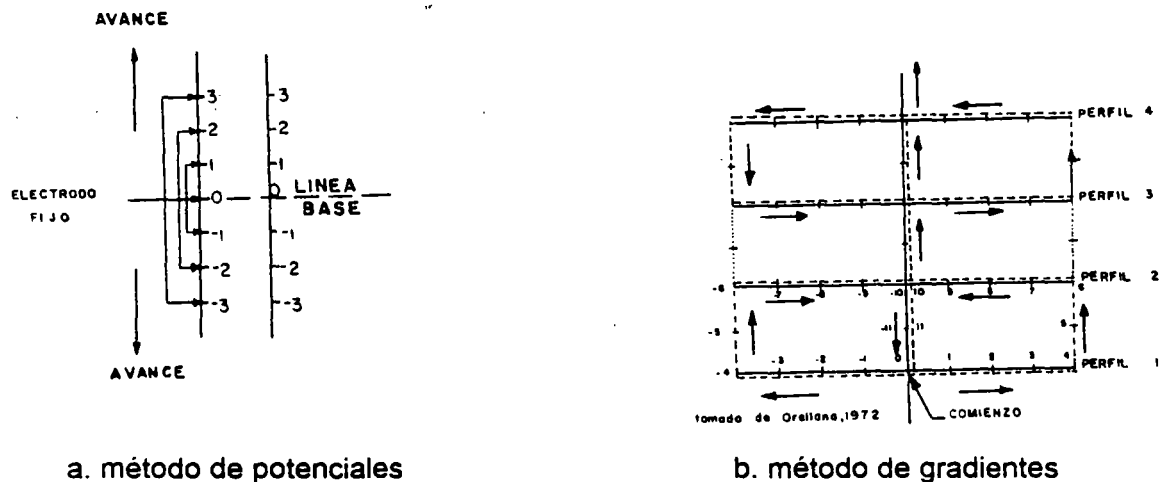


Figura 3.17 Procedimientos de campo para medir el SP.

DISPERSION Y DIFUSION DE UNA PLUMA DE CONTAMINACION, DETERIORO DEL ACUIFERO Y ESTRUCTURA DEL POZO.

El agua producto de escaldar verduras en una empacadora es liberada en canales sin revestimiento que bordean la Planta y la conducen a regar tierras de cultivo. Una cantidad es infiltrada en las direcciones horizontal y vertical a través de las tobas arenosas; la pluma aparece perfectamente definida por el mapa de potencial natural de la figura 3.18. Cuando el agua percolada alcanza el acuífero; cambia las condiciones biofísicoquímicas, crea una concentración excesiva de materia orgánica, acidifica el ambiente y rompe el equilibrio natural del medio. Las bacterias degradan químicamente al ademe hasta debilitarlo y provocar su ruptura y corrosión, ver figura 3.19.

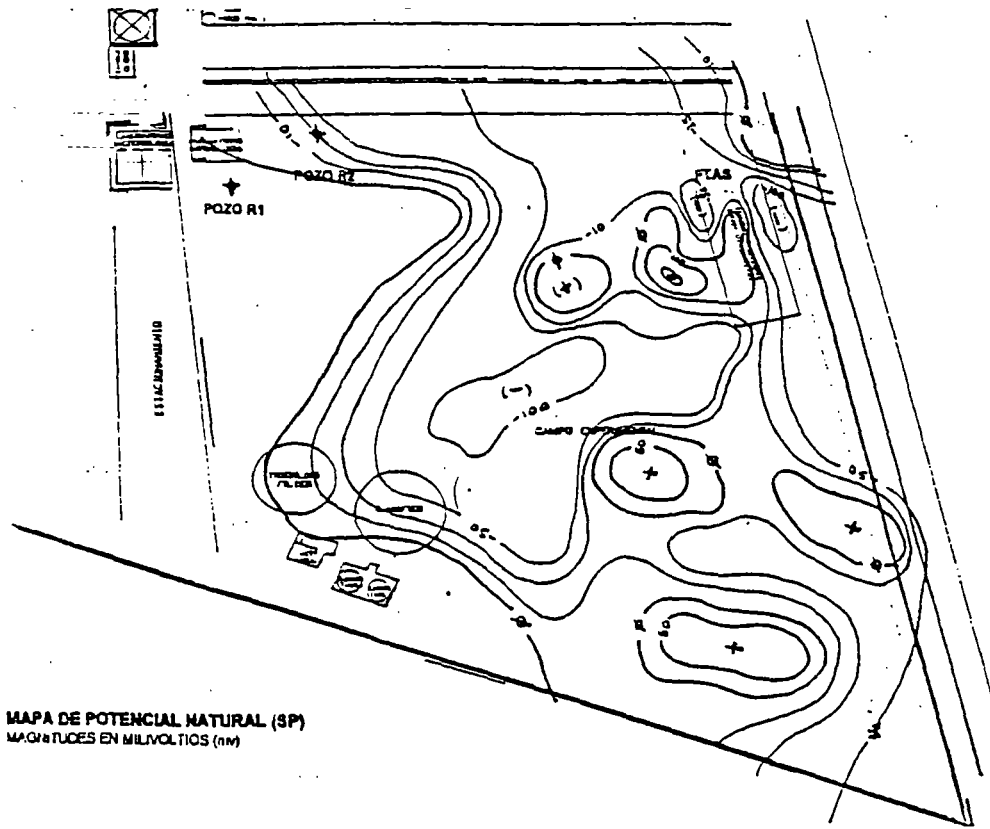


Figura 3.18 Mapa de potencial Natural, el flujo del agua de escaldar avanza hacia el NNW.



Figura 3.19 Degradación mecánica del ademe del pozo por la presencia de agua ácida.

3.4.3 POLARIZACION INDUCIDA Y RESISTIVIDAD COMO MAPEO DE ANOMALIAS POR LIXIVIADOS Y FILTRACIONES EN LA ZONA NO SATURADA. El transporte y flujo producen una serie de reacciones electroquímicas que forman halos de alteración los que producen el fenómeno de "polarización"; que de acuerdo a su magnitud puede ser capaz de contrarrestar la diferencia de presiones e invertir la dirección de flujo volumétrico. Sollner y Neihof (1955) descubrieron que en el caso de polarización por difusión, el comportamiento del sistema es el de un **diodo** que permite el flujo solamente en una dirección.

Los halos anómalos son por: plumas de contaminación, frentes de humectación y filtración. Estas porciones con características propias en la zona vadosa, pueden ser mapeados y monitoreados por medio de la polarización inducida y la resistividad.

El mecanismo de la polarización inducida fue propuesto por Marshall y Madden (1959); el cuál establece que al circular una corriente eléctrica en un medio, produce una separación de cargas que dan lugar a gradientes eléctricos opuestos al flujo de la corriente eléctrica causando la polarización (figura 3.20) que puede presentarse de tres formas: membrana, de electrodo y electrolítica.

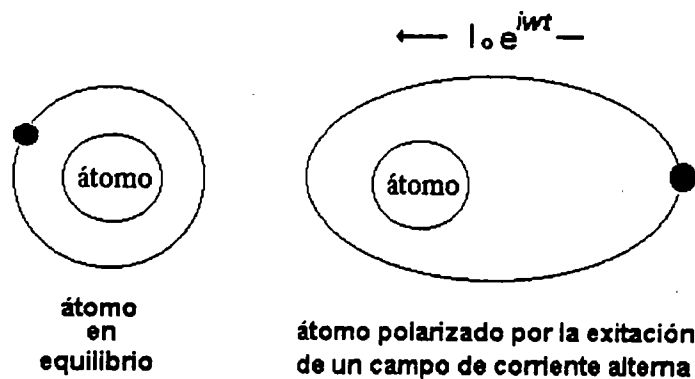
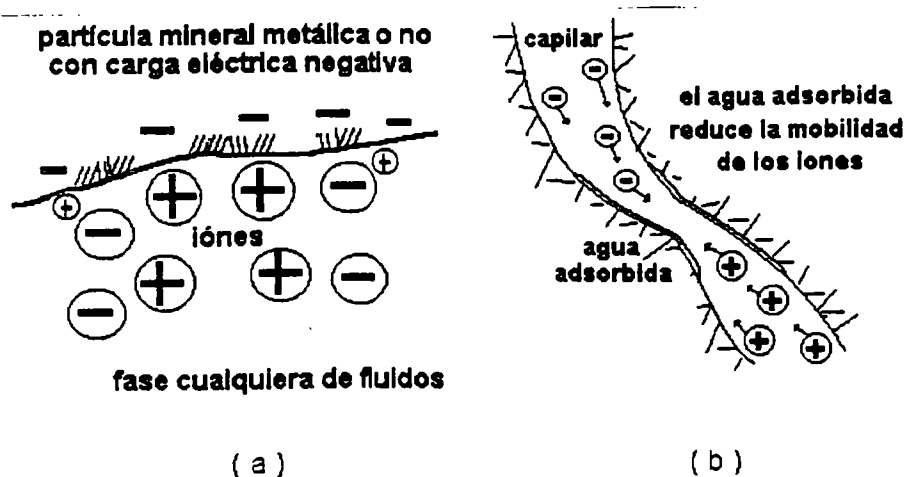


Figura 3.20 Polarización del átomo por excitación de una campo eléctrico alterno y su analogía eléctrica.

La *Polarización de Membrana* ocurre al formarse nubes de cargas positivas sobre las partículas de arcilla que impiden la movilidad de los aniones (figura 3.21a). La *Polarización de Electrodo* aparece cuando los óxidos (limolita, magnetita, etc) dispersos en los capilares, bloquean una trayectoria y la conducción iónica cambia a electrónica (figura 3.21b); aparece la doble capa electroquímica similar a un capacitor que almacena energía. Finalmente, la *Polarización Electrolítica* ocurre por el flujo de fluidos en los capilares independientes a su fase; si el diámetro cambia, habrá una diferencia de movilidades, lo que genera una separación de cargas y la formación de la doble capa electroquímica (figura 3.21b).



Figuras 3.21a y 3.21b. Esquemas explicativos de las polarizaciones de electrodo, membrana y electrolítica.

La cuantificación de la polarización inducida en el dominio de la frecuencia es:

$$EF = (p_{cc} - p_{ca}) / p_{cc} p_{ca};$$

donde EF es el efecto de frecuencia; p_{cc} la resistividad aparente a corriente continua y p_{ca} la resistividad aparente a corriente alterna. Como se observa, la resistividad es un caso particular de la polarización inducida a frecuencia "cero" o corriente continua y se valua como:

$$p_{acc} = \{ \Delta V / I \} F_g;$$

en el que p_{acc} es la resistividad aparente en corriente continua; ΔV , la diferencia de potencial; I la intensidad de corriente eléctrica inyectada al medio y F_g , el factor geométrico que depende de la posición de los electrodos.

Por medio de la polarización inducida y resistividad fue posible definir los contactos, estructura y características de arcillosidad en una sección realizada en Ocampo-Nuevo Morelos, SLP; ver figura 3.22. La resistividad pone de manifiesto la disposición estructural de las Formaciones y la polarización discrimina las lutitas, calizas, etc.

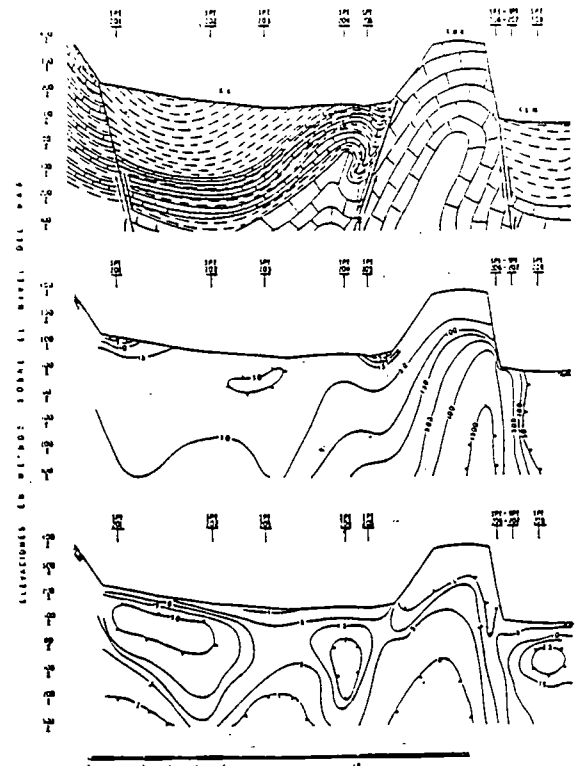
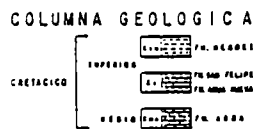
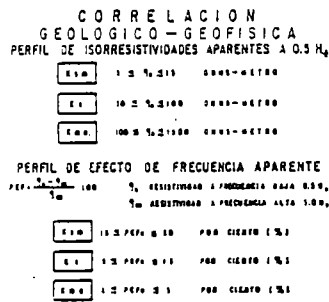


Figura 3.22 Secciones geológico-electroestratigráficas en Nuevo Morelos-Ocampo, SLP.

CARACTERIZADO DE LAS TRAYECTORIAS DE FILTRACION DE AGUA EN UN TALUD

Diversas casas aparecen dañadas a cinco años de haber sido construídas y era el deseo saber el orégen de este; las casa fueron edificadas sobre un terraplén de "tepetate" que sobreyace a metros de piamonte (clastos de roca mal clasificados y empacados en arcilla expansiva). Se asumió la hipótesis de que el agua proveniente de las fugas de un tanque de agua ubicado 50 metros al oriente motiva lo cámbios volumétricos en la masa fina, para comprobar se propuso realizar las mediciones de resistividad eléctrica en dos estados, utilizando como trazador al sulfato de aluminio de la siguiente manera:

- 1) en condiciones naturales las mediciones de resistividad en el subsuelo fueron hechas hasta una profundidad de "nx"=25 metros,
- 2) una solución de 5,000 litros de sulfato de aluminio fue vertida en un PCA y
- 3) las medidas de resistividad en el subsuelo fueron realizadas en las mismas posiciones de punto 1, las medidas fueron comparadas.

Las partículas minerales del sulfato de aluminio fueron incrustando a las tortuosidades abatiendo la magnitud de la resistividad, por lo que la comparación de las mediciones de resistividad previas (figura 3.23a y 3.23b).

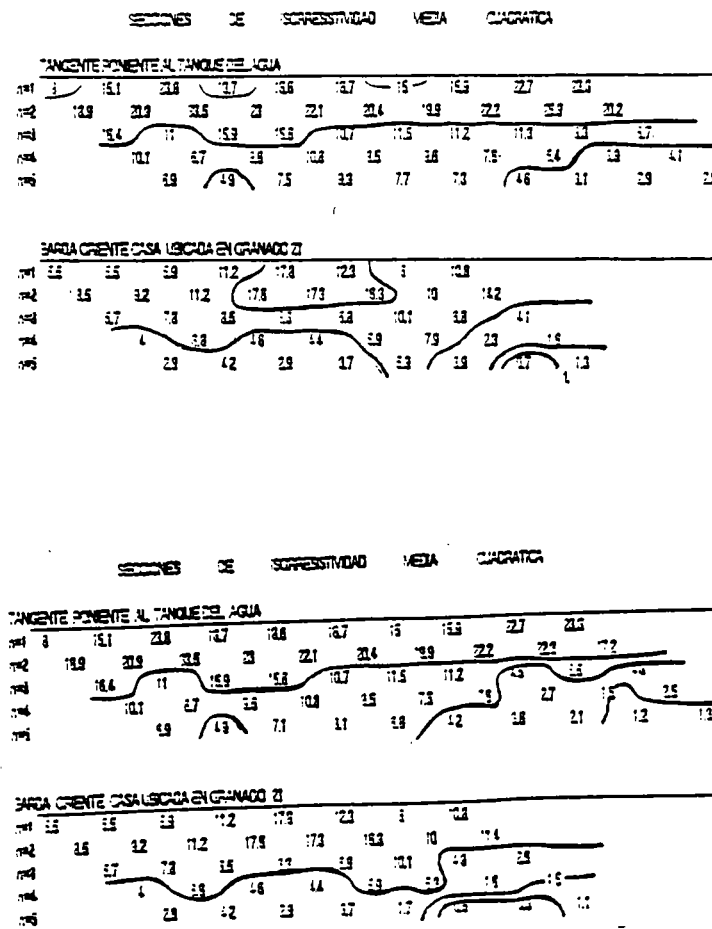


Figura 3.23a y 3.23b. Resistividad natural y aparente medida posterior a la inyección de un trazador. En la región derecha de la sección se lleva a cabo el flujo subterránea de agua.

3.4.4 AUDIOMAGNETOTELURICO DE FUENTE CONTROLADA. Es una técnica de sondeo eléctrico de alta resolución, con la habilidad de mapear cambios laterales de la resistividad y explorar hasta algunos cientos de pies de profundidad.

El método Audiomagnetotelúrico de fuente controlada (CSAMT) es una técnica de inducción electromagnética (EM) de muy baja frecuencia producida por un dipolo de aproximadamente 2 millas de longitud inicado en ambos extremos. La antena receptora son dipolos cortos (600 ft) en contacto con la tierra los cuales miden el campo eléctrico (E_x (mv/km)) el magnetómetro mide los cambios inducidos en el el campo magnético (H_y (nanotesla)), la profundidad es denotada por Z. Las frecuencias de operación varían entre 0.25 Hz y 4096 Hz obtenidas mediante un microprocesador especial. La corriente de excitación es de aproximadamente 100 Amperios. Como los campos eléctrico y magnético son vectorialmente perpendiculares, la antena y magnetómetro deben de estar en la misma disposición (figura 3.24).

La resistividad aparente en el campo electromagnético es medida como la relación E_x/H_x y está dada en ohms-metro; la expresión es:

$$\rho = \frac{1}{5f} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2}$$

La profundidad se da en función de la penetración "Skin" S de tal forma que:

$$S = 503 \sqrt{\rho_a / f}$$

dónde ρ_a es la resistividad aparente en ohms-metro y f es la frecuencia en Hertzios. Cuando los campos EM son inducidos a distancias más grandes de 3S desde la entena transmisora, la resistividad aparente calculada equivale a la real.

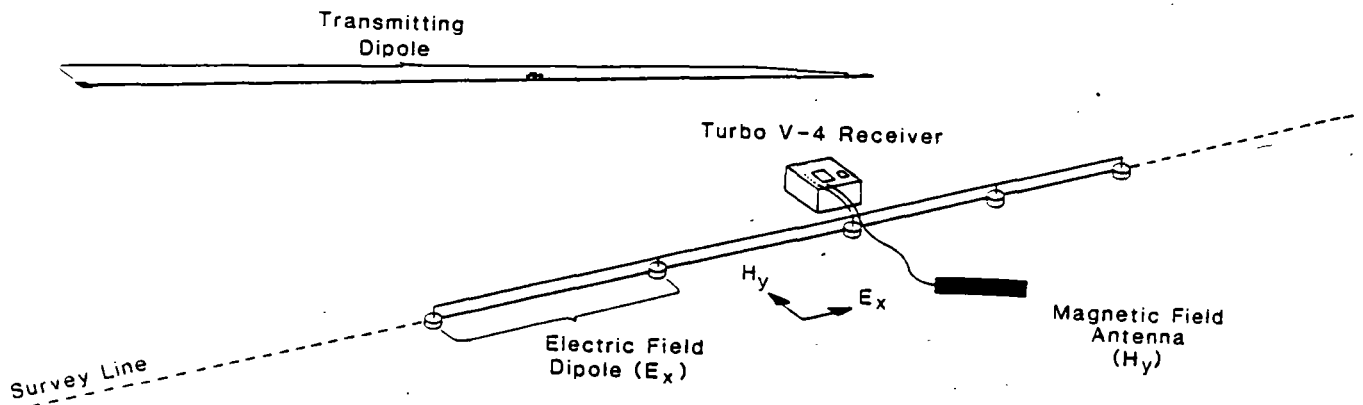


Figura 3.24 Arreglo eléctrico y del magnetómetro en la técnica de CSAMT.

25/07

Huges, L. J., y Zong, K.L., 1992 muestran en la figura 3.25 los resultados obtenidos en la prospección de oro llevada a cabo en la región NNE de Nevada. Según las medidas de resistividad aparente y frecuencias pueden ser transferidas a unidades de longitud.

Case History 2: Tomera Ranch Field, Eureka County, Nevada

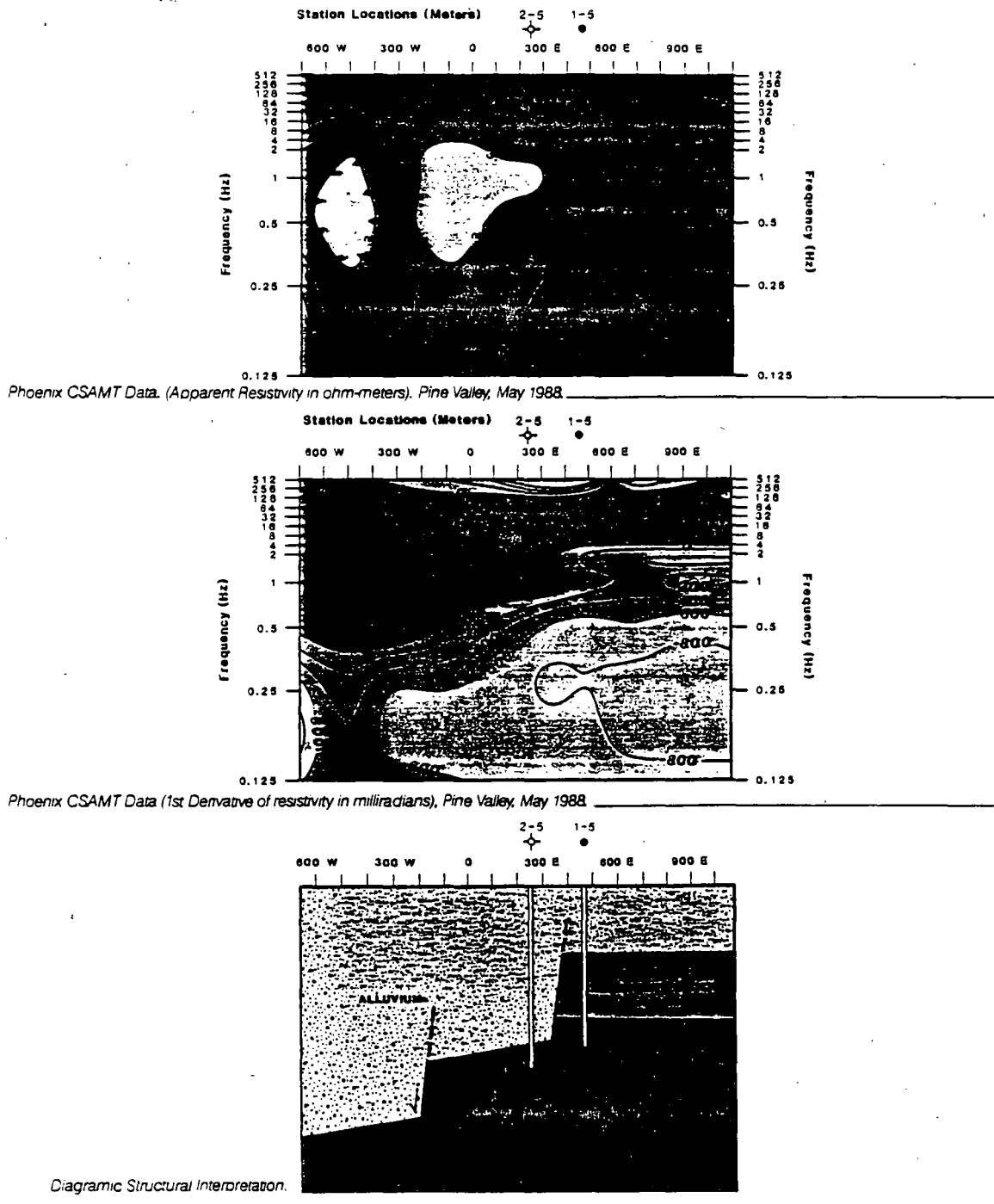


Figura 3.25. Sección de resistividades aparentes en función de la frecuencia y sección geológica interpretada después de la integración de los datos de prospección y perforación.

BIBLIOGRAFIA :

Alvarez Manilla A. A., 1995. fallamiento y efectos geotécnicos por compactación del acuífero en la Fosa Querétaro. Toma de Protesta de la Primera Mesa Directiva de la Delegación regional Querétaro de la Sociedad mexicana de Mecánica de Suelos. DEPFI, Universidad Autónoma de Querétaro.

Alvarez Manilla A. A., Fernández H F., Salas C. J.L., García B. J.; 1994. Geohidrología del Valle de Querétaro. III Congreso de Ingeniería Civil en el Estado de Querétaro. FI de la Universidad Autónoma de Querétaro y Colegio de Ingenieros Civiles del Estado de Querétaro, AC.

Alvarez Manilla A. A., 1994. Prospección Geofísica. Seminario Internacional en aplicaciones de la Geotécnica a aprovechamiento de los recursos pétreos. DEPFI de la Universidad Autónoma de Querétaro.

Alvarez Manilla A. A., 1995. Geofísica Aplicada a la Ingeniería Civil. Curso de Tópicos en Geotécnica, Colegio de Ingenieros Civiles en el Estado de Querétaro.

Alvarez Manilla A. A., 1995. Contaminación, Diseño de Confinamientos y Manifiestos de Impacto Ambiental. Curso de Tópicos en Geotécnica, Colegio de Ingenieros Civiles en el Estado de Querétaro.

Fernández, H., F., 1986. Diversos dictámenes geohidrológicos en los estados de Guanajuato y Querétaro.

Geo Ingenieria Alfven, SA de CV, 1986-1996. Diversos Estudio Geohidrológicos, Geofísicos, Geotécnicos, Impacto Ambiental, en el Estado de Querétaro.

Hughes, L.J., Emer, D.F., and Zonge, K.L., 1986, The use of electrical techniques in locating sources of groundwater contamination: presented at the 48th EAEG., Oostende, Belgium.

Lesser Illades J. M., Sánchez, F., González, D., 1990. Aspectos geohidrológicos de la Ciudad de México. Revista de Ingeniería Hidráulica en México/ enero-abril de 1990.

Lesser Illades J. M., Sánchez, F., González, D., 1986. Hidrogeoquímica del Acuífero de la Ciudad de México. Revista de Ingeniería Hidráulica en México/ septiembre-diciembre de 1986.

Trejo M., A. 1989. Estratigrafía y Propiedades Mecánicas del Subsuelo del Valle de la Zona Urbana de Querétaro. Universidad Autónoma de Querétaro.

Zepeda G., J., A.; 1994. Notas correspondientes a las cátedras de Comportamiento de Suelos I. División de Estudios de Postgrado de la FI de la Universidad Autónoma de Querétaro.

Zepeda ., J. A., y Alvarez Manilla, A., 1996. Los fenómenos de succión, difusión, dispersión y filtración a través de la Prospección Geoeléctrica. Seminario Internacional de Suelos no Saturados, DEPFI de la Universidad Autónoma de Querétaro y SMMS.

3.4 EXPLORACION ELECTRICA

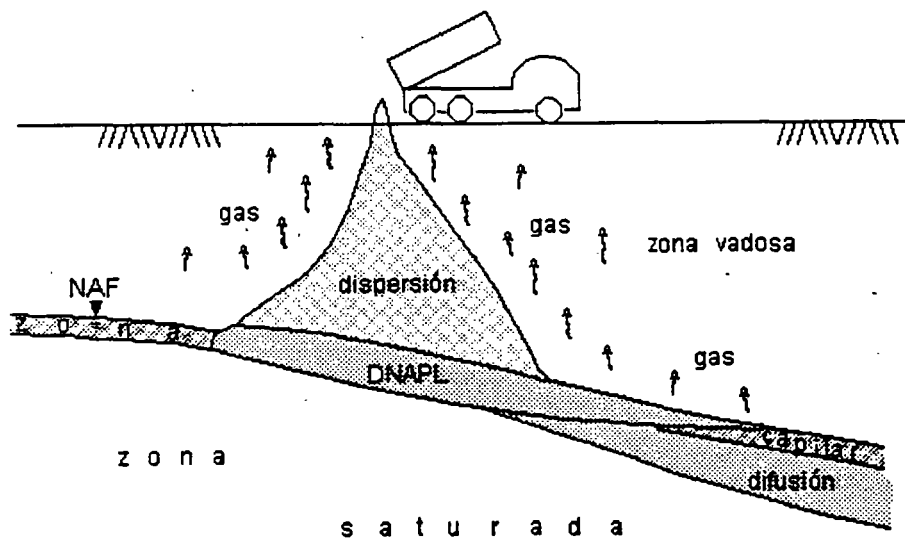
3.4.1 GENERALIDADES

La Prospección Geoeléctrica se ha mostrado como una de las técnicas más bondadosas en la exploración del agua subterránea y de fuerte aplicación para el monitoreo-mapeo en investigaciones relacionadas a la Geotécnia Ambiental.

Las propiedades fisicoquímicas del sistema iteracción fluidos-materiales geológicos que componen la parte somera de la corteza terrestre gobiernan los fenómenos de flujo y transporte. Dado que al contacto entre los fluidos NAPL's (fases líquidas no acuosas), DNAPL's (fases densas líquidas no acuosa) y las Unidades Geológicas ocasionan transformaciones biológicas, electroquímicas, térmicas; estas pueden ser estudiadas por los cambios en las propiedades electromagnéticas de los materiales en el subsuelo como son: conductividad eléctrica, permitividad eléctrica, polarización y permeabilidad magnética.

Los métodos de aplicación actual son: potencial natural (SP); resistividad ($\rho=1/\sigma$); polarización inducida (v); electromagnéticos, magnetotélico de fuente controlada, polarización inducida magnética, etc..

En el desarrollo del escrito podrá ser visualizada la aplicación de cada técnica tanto para los problemas estructurales como los asociados a los fenómenos de flujo y transporte de contaminantes en el subsuelo.



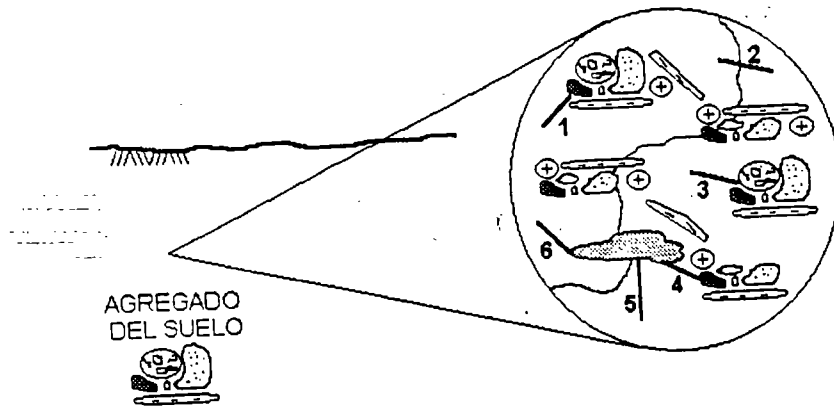
En la figura 3.14 aparece una situación antrópica común en la que por un derrame accidental o malintencionado un líquido viajó por la zona vadosa hasta alcanzar el nivel de agua freática; la figura 3.15 muestra el detalle de las características de los fluidos en el suelo.

Figura 3.14 Derrame de un contaminante.

Cuando entran en contacto el gas, el vapor de agua, los líquidos o alguna otra solución con el suelo aparece una fuerza superficial que les provoca atracción y entonces una fuerza electroquímica es generada por la diferencia de potencial producida al ser acumulados iones en ambas caras de los granos del suelo y aparece la doble capa electroquímica.

Las fuerzas de atracción entre superficies generan un flujo el que puede ser la superposición lineal de todas las fuerzas termodinámicas presentes (principio de acoplamiento), esto es:

“ un flujo cualquiera puede ser generado por una fuerza que no corresponda al fenómeno directo”



- CARACTERISTICAS DE LOS FLUIDOS EN EL SUELO
- 1 SUELO-AIRE
 - 2 AGUA-AIRE
 - 3 SUELO-AGUA
 - 4 LIXIVIADO-SUELO
 - 5 LIXIVIADO-AGUA
 - 6 LIXIVIADO-AIRE

Figura 3.15 Características de los fluidos en el suelo.

Onsager estableció la reciprocidad de los efectos directos y cruzados al afirmar que se pueden intercambiar de tal manera que una diferencia de temperaturas genera un flujo de cargas y una diferencia de potencial eléctrico produce un flujo de calor. Ver figura 3.16.

PRINCIPALES FUERZAS TERMODINAMICAS FLUJOS DIRECTOS Y CRUZADOS

FUERZAS	diferencia de presiones ΔP	diferencia de concentraciones de soluto ΔC_s	diferencia de potencial eléctrico $\Delta \phi$	diferencia de temperatura ΔT
FLUJOS				
flujo de solvente	flujo volumétrico J_v	ósmosis	electroósmosis	termoósmosis
flujo de solutos moléculas neutras	arrastre de solutos por flujo volumétrico	difusión de Fick	Difusión de Nernst-Planck	termodifusión de Soret
flujo de solutos iones	polarización por acumulación de cargas vía flujo volumétrico	polarización por concentración vía flujo de difusión	corriente eléctrica Ley de Ohm	termoelectricidad de Thompson
flujo de calor	flujo térmico Joule-Thompson	difusión térmica Dufour	termoelectricidad electropirosis	conducción térmica Fourier

Figura 3.16 Efectos directos y cruzados según el Principio de Onsager.

3.4.2 POTENCIAL NATURAL (SP). Cuando en los poros del suelo entran en contacto soluciones electrolíticas diversas o con diferencias de concentración, se genera un potencial o fuerza electromotriz (fem) denominado "Potencial de Difusión". Los iones mono, di o trivalentes de signo distinto tienen movilidades diferentes que causan una diferencia de potencial ΔV medible en superficie con un voltmetro de alta impedancia y electrodos impolarizables. El potencial está dado por:

$$\Delta V = \frac{u - v}{u + v} \frac{RT}{nF} \ln \frac{C_1}{C_2}$$

u, v son las movilidades del anión y catión; n es la valencia; R , la constantes de los gases; T , es la temperatura absoluta y F la constante de Faraday. El potencial de difusión sirve para determinar las zonas de aporte en agujeros exploratorios.

En la figura 3.14 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, la superficie que separa la zona de alteración y la vadosa marca las regiones de oxidación y reducción.

La toma de datos es hecha con potenciómetro con alta impedancia, cables y electrodos impolarizables; existen dos procedimientos básicos: el de Potenciales que consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en estaciones respecto a un punto de referencia y el de gradientes, el cual mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estacas contiguas de la sección. La figura 3.17 muestra las dos técnicas de levantamiento.

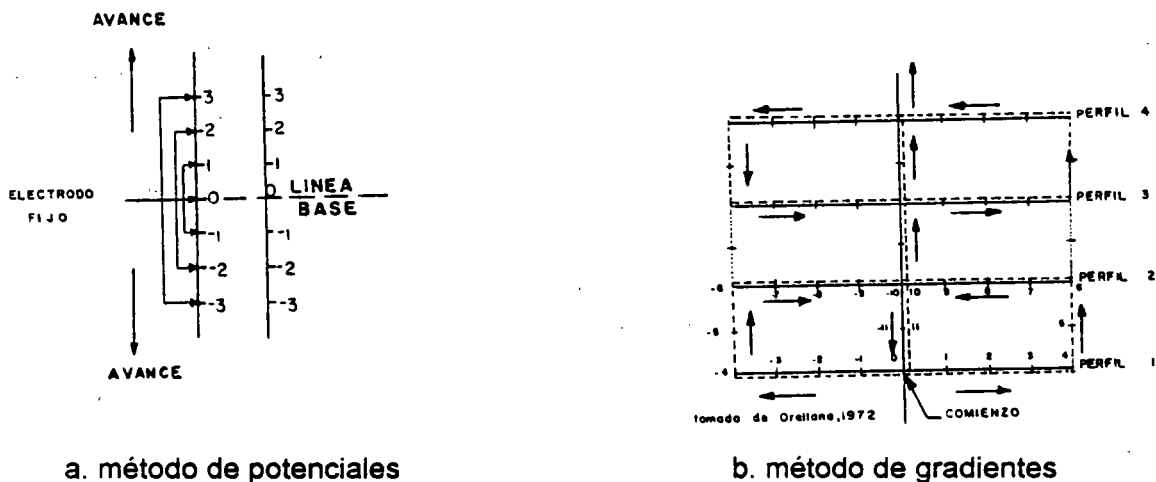


Figura 3.17 Procedimientos de campo para medir el SP.

DISPERSION Y DIFUSION DE UNA PLUMA DE CONTAMINACION, DETERIORO DEL ACUIFERO Y ESTRUCTURA DEL POZO.

El agua producto de escaldar verduras en una empacadora es liberada en canales sin revestimiento que bordean la Planta y la conducen a regar tierras de cultivo. Una cantidad es infiltrada en las direcciones horizontal y vertical a través de las tobas arenosas; la pluma aparece perfectamente definida por el mapa de potencial natural de la figura 3.18. Cuando el agua percolada alcanza el acuífero; cambia las condiciones biofísicoquímicas, crea una concentración excesiva de materia orgánica, acidifica el ambiente y rompe el equilibrio natural del medio. Las bacterias degradan químicamente al ademe hasta debilitarlo y provocar su ruptura y corrosión, ver figura 3.19.

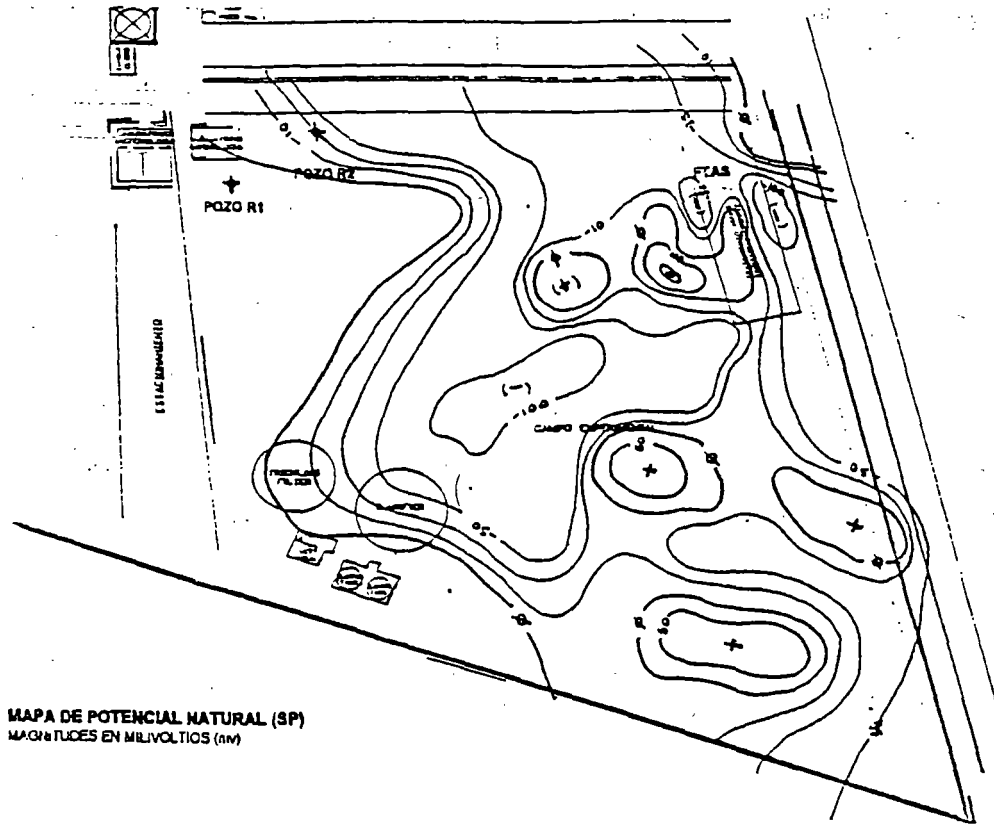


Figura 3.18 Mapa de potencial Natural, el flujo del agua de escaldar avanca hacia el NNW.



Figura 3.19 Degradación mecánica del ademe del pozo por la presencia de agua ácida.

3.4.3 POLARIZACIÓN INDUCIDA Y RESISTIVIDAD COMO MAPEO DE ANOMALIAS POR LIXIVIADOS Y FILTRACIONES EN LA ZONA NO SATURADA. El transporte y flujo producen una serie de reacciones electroquímicas que forman halos de alteración los que producen el fenómeno de "polarización"; que de acuerdo a su magnitud puede ser capaz de contrarrestar la diferencia de presiones e invertir la dirección de flujo volumétrico. Sollner y Neihof (1955) descubrieron que en el caso de polarización por difusión, el comportamiento del sistema es el de un *diodo* que permite el flujo solamente en una dirección.

Los halos anómalos son por: plumas de contaminación, frentes de humectación y filtración. Estas porciones con características propias en la zona vadosa, pueden ser mapeados y monitoreados por medio de la polarización inducida y la resistividad.

El mecanismo de la polarización inducida fue propuesto por Marshall y Madden (1959); el cuál establece que al circular una corriente eléctrica en un medio, produce una separación de cargas que dan lugar a gradientes eléctricos opuestos al flujo de la corriente eléctrica causando la polarización (figura 3.20) que puede presentarse de tres formas: membrana, de electrodo y electrolítica.

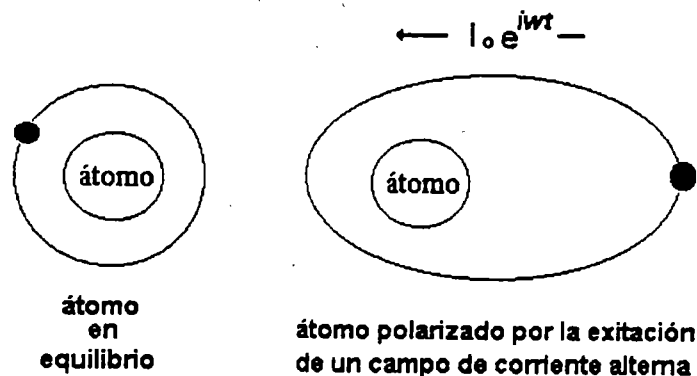
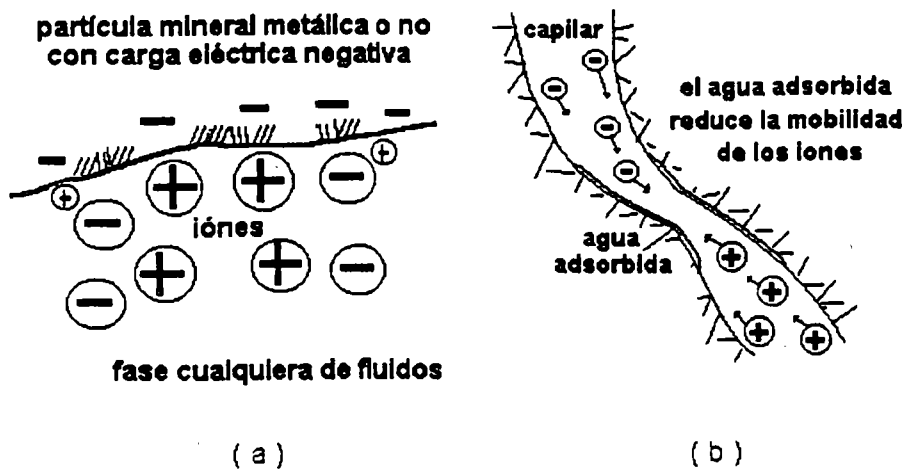


Figura 3.20 Polarización del átomo por excitación de una campo eléctrico alterno y su analogía eléctrica.

La *Polarización de Membrana* ocurre al formarse nubes de cargas positivas sobre las partículas de arcilla que impiden la movilidad de los aniones (figura 3.21a). La *Polarización de Electrodo* aparece cuando los óxidos (limolita, magnetita, etc) dispersos en los capilares, bloquean una trayectoria y la conducción iónica cambia a electrónica (figura 3.21b); aparece la doble capa electroquímica similar a un capacitor que almacena energía. Finalmente, la *Polarización Electrolítica* ocurre por el flujo de fluidos en los capilares independientes a su fase; si el diámetro cambia, habrá una diferencia de movilidades, lo que genera una separación de cargas y la formación de la doble capa electroquímica (figura 3.21b).



Figuras 3.21a y 3.21b. Esquemas explicativos de las polarizaciones de electrodo, membrana y electrolítica.

La cuantificación de la polarización inducida en el dominio de la frecuencia es:

$$EF = (\rho_{cc} - \rho_{ca}) / \rho_{cc} \rho_{ca}$$

donde EF es el efecto de frecuencia; ρ_{cc} la resistividad aparente a corriente continua y ρ_{ca} la resistividad aparente a corriente alterna. Como se observa, la resistividad es un caso particular de la polarización inducida a frecuencia "cero" o corriente continua y se valua como:

$$\rho_{acc} = \{ \Delta V / I \} Fg;$$

en el que ρ_{acc} es la resistividad aparente en corriente continua; ΔV , la diferencia de potencial; I la intensidad de corriente eléctrica inyectada al medio y Fg, el factor geométrico que depende de la posición de los electrodos.

Por medio de la polarización inducida y resistividad fue posible definir los contactos, estructura y características de arcillosidad en una sección realizada en Ocampo-Nuevo Morelos, SLP; ver figura 3.22. La resistividad pone de manifiesto la disposición estructural de las Formaciones y la polarización discrimina las lutitas, calizas, etc.

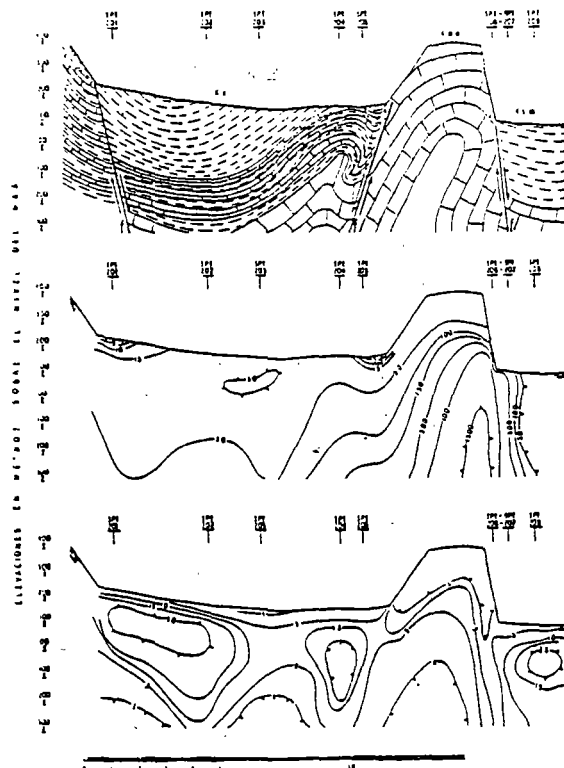
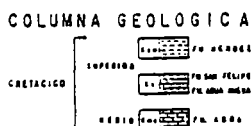
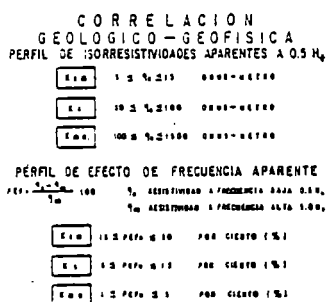


Figura 3.22 Secciones geológico-electroestratigráficas en Nuevo Morelos-Ocampo, SLP.

CARACTERIZADO DE LAS TRAYECTORIAS DE FILTRACION DE AGUA EN UN TALUD

Diversas casas aparecen dañadas a cinco años de haber sido construidas y era el deseo saber el origen de este; las casa fueron edificadas sobre un terraplén de "tepetate" que sobreyace a metros de piamonte (clastos de roca mal clasificados y empacados en arcilla expansiva). Se asumió la hipótesis de que el agua proveniente de las fugas de un tanque de agua ubicado 50 metros al oriente motiva lo cambios volumétricos en la masa fina, para comprobar se propuso realizar las mediciones de resistividad eléctrica en dos estados, utilizando como trazador al sulfato de aluminio de la siguiente manera:

- 1) en condiciones naturales las mediciones de resistividad en el subsuelo fueron hechas hasta una profundidad de "nx"=25 metros,
- 2) una solución de 5,000 litros de sulfato de aluminio fue vertida en un PCA y
- 3) las medidas de resistividad en el subsuelo fueron realizadas en las mismas posiciones de punto 1, las medidas fueron comparadas.

Las partículas minerales del sulfato de aluminio fueron incrustando a las tortuosidades abatiendo la magnitud de la resistividad, por lo que la comparación de las mediciones de resistividad previas (figura 3.23a y 3.23b).

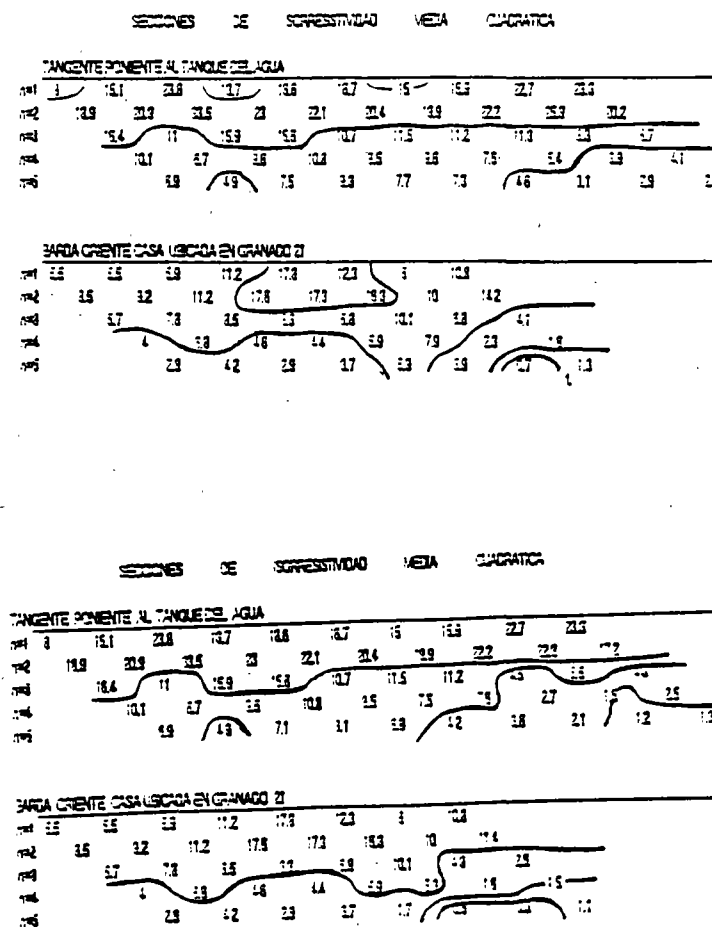


Figura 3.23a y 3.23b. Resistividad natural y aparente medida posterior a la inyección de un trazador. En la región derecha de la sección se lleva a cabo el flujo subterránea de agua.

3.4.4 AUDIOMAGNETOTÉLURICO DE FUENTE CONTROLADA. Es una técnica de sondeo eléctrico de alta resolución, con la habilidad de mapear cambios laterales de la resistividad y explorar hasta algunos cientos de pies de profundidad.

El método Audiomagnetotelúrico de fuente controlada (CSAMT) es una técnica de inducción electromagnética (EM) de muy baja frecuencia producida por un dipolo de aproximadamente 2 millas de longitud incado en ambos extremos. La antena receptora son dipolos cortos (600 ft) en contacto con la tierra los cuales miden el campo eléctrico (E_x (mv/km)) el magnetómetro mide los cambios inducidos en el el campo magnético (H_y (nanotesla)), la profundidad es denotada por Z . Las frecuencias de operación varían entre 0.25 Hz y 4096 Hz obtenidas mediante un microprocesador especial. La corriente de excitación es de aproximadamente 100 Amperios. Como los campos eléctrico y magnético son vectorialmente perpendiculares, la antena y magnetómetro deben de estar en la misma disposición (figura 3.24).

La resistividad aparente en el campo electromagnético es medida como la relación E_x/H_x y está dada en ohms-metro; la expresión es:

$$\rho = \frac{1}{5f} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2}$$

La profundidad se da en función de la penetración "Skin" S de tal forma que:

$$S = 503 \sqrt{\rho_a / f}$$

dónde ρ_a es la resistividad aparente en ohms-metro y f es la frecuencia en Hertzios. Cuando los campos EM son inducidos a distancias más grandes de $3S$ desde la entena transmisora, la resistividad aparente calculada equivale a la real.

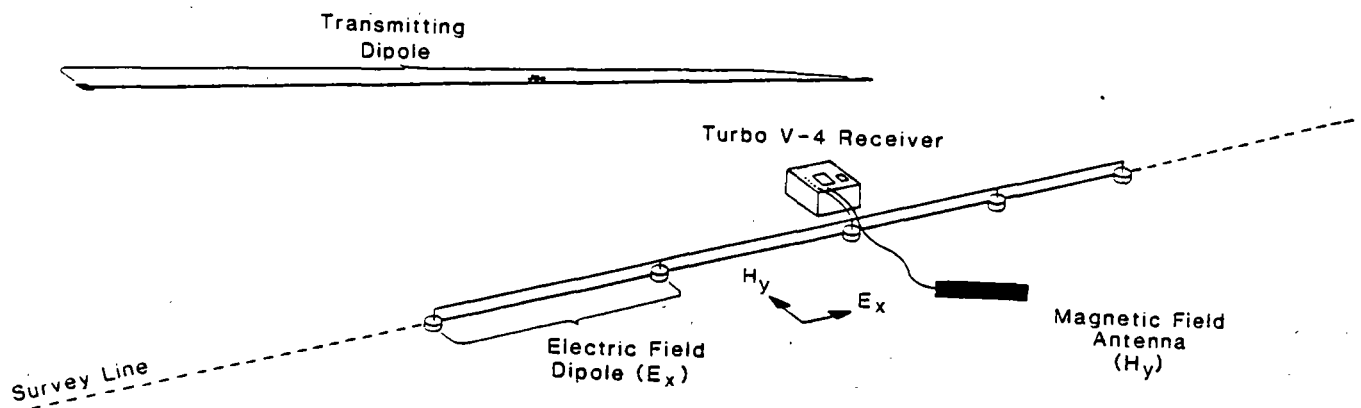


Figura 3.24 Arreglo eléctrico y del magnetómetro en la técnica de CSAMT.

Huges, L. J., y Zong, K.L., 1992 muestran en la figura 3.25 los resultados obtenidos en la prospección de oro llevada a cabo en la región NNE de Nevada. Según las medidas de resistividad aparente y frecuencias pueden ser transferidas a unidades de longitud.

Case History 2: Tomera Ranch Field, Eureka County, Nevada

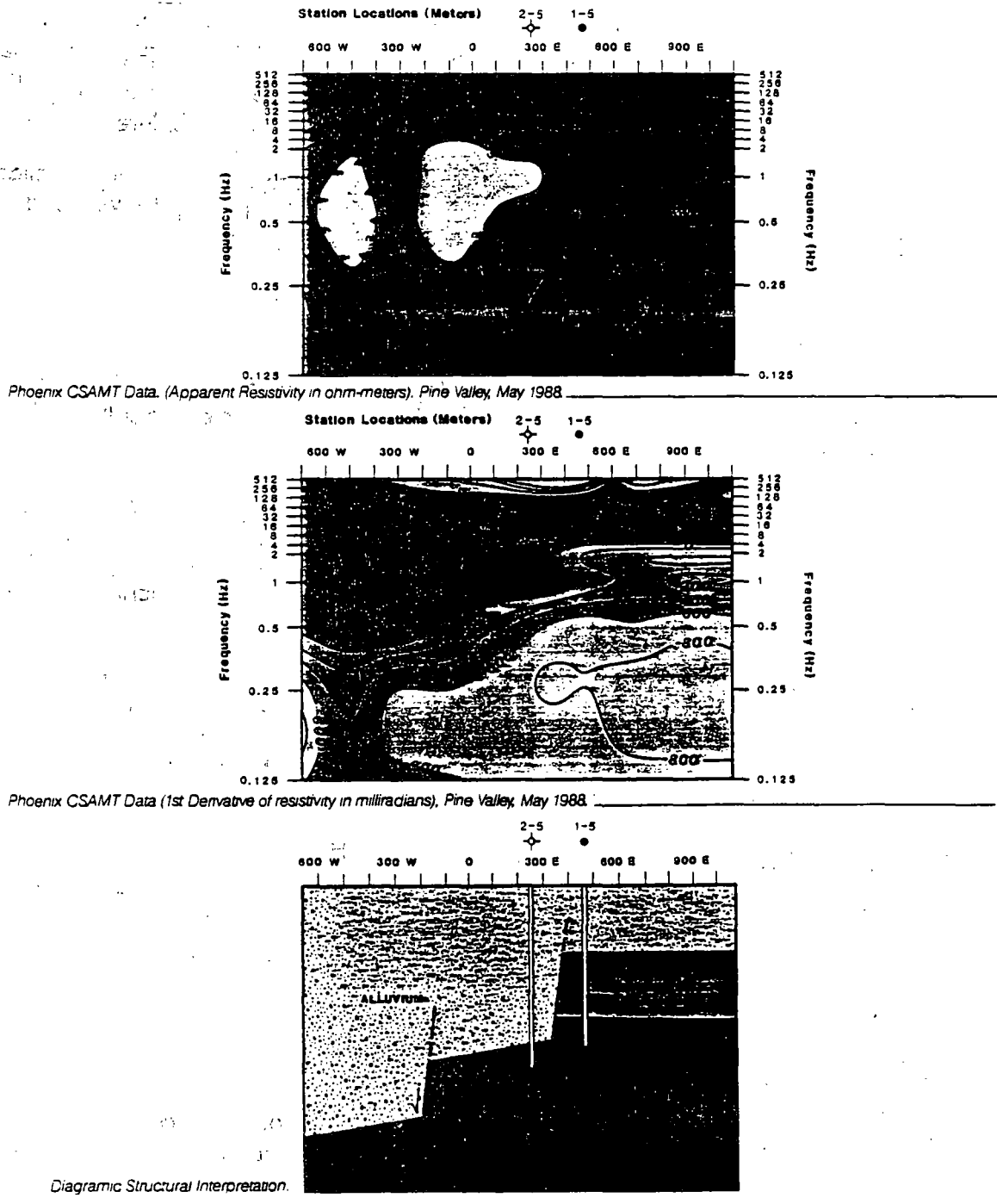


Figura 3.25. Sección de resistividades aparentes en función de la frecuencia y sección geológica interpretada después de la integración de los datos de prospección y perforación.

26/27

BIBLIOGRAFIA :

- Alvarez Manilla A. A., 1995. fallamiento y efectos geotécnicos por compactación del acuífero en la Fosa Querétaro. Toma de Protesta de la Primera Mesa Directiva de la Delegación regional Querétaro de la Sociedad mexicana de Mecánica de Suelos. DEPMI, Universidad Autónoma de Querétaro.
- Alvarez Manilla A. A., Fernández H F., Salas C. J.L., García B. J.; 1994. Geohidrología del Valle de Querétaro. III Congreso de Ingeniería Civil en el Estado de Querétaro. FI de la Universidad Autónoma de Querétaro y Colegio de Ingenieros Civiles del Estado de Querétaro, AC.
- Alvarez Manilla A. A., 1994. Prospección Geofísica. Seminario Internacional en aplicaciones de la Geotécnia a aprovechamiento de los recursos pétreos. DEPMI de la Universidad Autónoma de Querétaro.
- Alvarez Manilla A. A., 1995. Geofísica Aplicada a la Ingeniería Civil. Curso de Tópicos en Geotécnia, Colegio de Ingenieros Civiles en el Estado de Querétaro.
- Alvarez Manilla A. A., 1995. Contaminación, Diseño de Confinamientos y Manifiestos de Impacto Ambiental. Curso de Tópicos en Geotécnia, Colegio de Ingenieros Civiles en el Estado de Querétaro.
- Fernández, H., F., 1986. Diversos dictámenes geohidrológicos en los estados de Guanajuato y Querétaro.
- Geo Ingenieria Alfven, SA de CV, 1986-1996. Diversos Estudio Geohidrológicos, Geofísicos, Geotécnicos, Impacto Ambiental, en el Estado de Querétaro.
- Hughes, L.J., Emer, D.F., and Zonge, K.L., 1986, The use of electrical techniques in locating sources of groundwater contamination: presented at the 48th EAEG., Oostende, Belgium.
- Lesser Illades J. M., Sánchez, F., González, D., 1990. Aspectos geohidrológicos de la Ciudad de México. Revista de Ingeniería Hidráulica en México/ enero-abril de 1990.
- Lesser Illades J. M., Sánchez, F., González, D., 1986. Hidrogeoquímica del Acuífero de la Ciudad de México. Revista de Ingeniería Hidráulica en México/ septiembre-diciembre de 1986.
- Trejo M., A. 1989. Estratigrafía y Propiedades Mecánicas del Subsuelo del Valle de la Zona Urbana de Querétaro. Universidad Autónoma de Querétaro.
- Zepeda G., J., A.; 1994. Notas correspondientes a las cátedras de Comportamiento de Suelos I. División de Estudios de Postgrado de la FI de la Universidad Autónoma de Querétaro.
- Zepeda ., J. A., y Alvarez Manilla, A., 1996. Los fenómenos de succión, difusión, dispersión y filtración a través de la Prospección Geoeléctrica. Seminario Internacional de Suelos no Saturados, DEPMI de la Universidad Autónoma de Querétaro y SMMS.