

DIVISION DE EDUCACION CONTINUA  
CURSOS ABIERTOS  
VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS  
MODULO I: GEOHIDROLOGIA  
DEL 19 AL 23 DE SEPTIEMBRE DE 1994.  
DIRECTORIO DE PROFESORES

ING. HECTOR LUIS MACIAS GONZALES  
PROFESOR TITULAR DE LA FACULTAD DE  
INGENIERIA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTONOMA DE MEXICO  
CIUDAD UNIVERSITARIA  
04510 MEXICO, D.F.  
TEL. 622 09 18

ING. DAVID GONZALEZ POSADAS  
ENCARGADO DEL DEPTO. DE REHABILITACION  
DE POZOS  
LESSER Y ASOCIADOS, S.A. DE C.V.  
RIO GUADALQUIVIR 3  
COL. PATHE  
QUERETARO, QUERETARO  
TEL. 23 15 15

ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA ACEVES  
DIRECTOR GENERAL  
GEO INGENIERIA ALFVEN, S.A. DE C.V.  
TORRE 3-403  
LA CAPILLA, QUERETARO, QUERETARO  
TEL. (42) 12 72 09

ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES  
(COORDINADOR GENERAL)  
ADMINISTRADOR  
LESSER Y ASOCIADOS, S. A.  
RIO GUADALQUIVIR 3  
COL. PATHE  
76030 QUERETARO, QUERETARO.  
TEL. 91 42 23 15 15

1.- ¿LE AGRADO SU ESTANCIA EN LA DIVISION DE EDUCACION CONTINUA?

SI	NO
----	----

SI INDICA QUE "NO" DIGA PORQUE.

2.- MEDIO A TRAVES DEL CUAL SE ENTERO DEL CURSO:

PERIODICO EXCELSIOR		FOLLETO ANUAL		GACETA UNAM		OTRO MEDIO	
PERIODICO EL UNIVERSAL		FOLLETO DEL CURSO		REVISTAS TECNICAS			

3.- ¿QUE CAMBIOS SUGERIRIA AL CURSO PARA MEJORARLO?.

---

---

4.- ¿RECOMENDARIA EL CURSO A OTRA(S) PERSONA(S)?

SI		NO	
----	--	----	--

5.- ¿QUE CURSOS LE SERVIRIA QUE PROGRAMARA LA DIVISION DE EDUCACION CONTINUA.

---

---

6.- OTRAS SUGERENCIAS:

---

---



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

**VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS**

**MODULO I:**

**GEOHIDROLOGIA**

**GEOLOGIA DEL AGUA SUBTERRANEA**

**ING. HECTOR L. MACIAS CONZALEZ**

pueden esperarse encontrar. sus espesores, límites laterales y de manera cualitativa la relación hidráulica con los estratos o capas adyacentes, suprayacentes y laterales (límites geológicos naturales).

Naturalmente, esta primera concepción del marco geológico de la región, se va ampliando progresivamente por medio de exploraciones directas e indirectas, con cuya información se precisan la profundidad y dimensiones de las rocas en el subsuelo. A su vez, los datos obtenidos de las captaciones de agua subterránea sobre profundidades al nivel del agua, caudales, calidad química, temperatura, etc. propician ampliar el conocimiento del MARCO HIDROGEOLOGICO.

La determinación del marco hidrogeológico de una cuenca, es indispensable en regiones donde únicamente se dispone de la información que pueda derivarse de las rocas que afloran; sumamente útil en cuencas abiertas a la explotación y en donde se requieren nuevos alumbramientos de agua subterránea y por último, es de gran utilidad en estudios de cuantificación y modelado hidráulico e hidrogeoquímico donde se precisa conocer con bastante aproximación la geometría de los sistemas acuíferos y en consecuencia la delimitación de las fronteras naturales de los mismos.

## 1.2.- ROCAS PERMEABLES

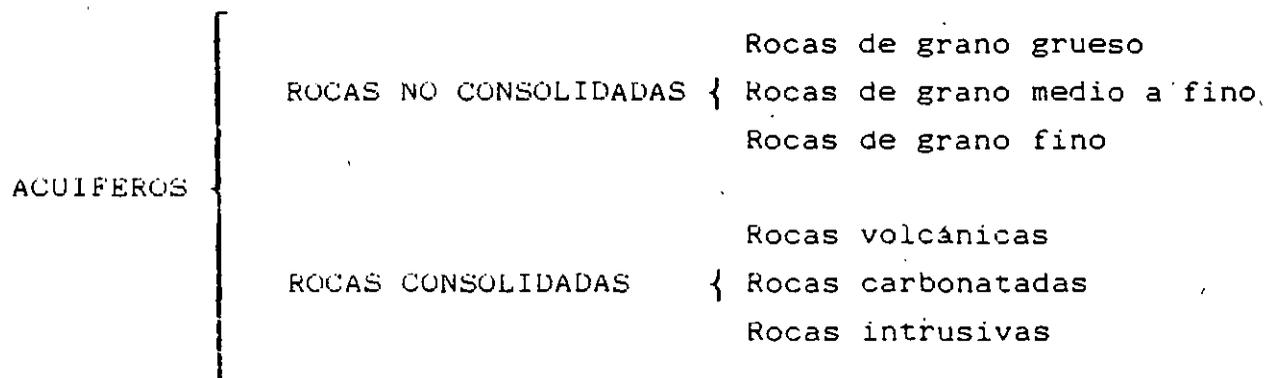
Los acuíferos están formados por rocas con capacidad para almacenar agua; permitir su circulación desde las zonas de recarga a las de descarga y ceder caudales significativos hacia las zonas de descarga, natural o hacia las captaciones artificiales.

El término SIGNIFICATIVO de esta definición se usa para connotar el hecho de que los caudales extraídos o cedidos por un acuífero están en estrecha relación con la región geográfica e hidrogeológica de que se trate. Así por ejemplo, en algunas de las regiones más áridas de Baja California, un pozo con un caudal de 1 lps y agua de buena calidad, caracteriza un acuífero, ya que su explotación cubriría

holgadamente las necesidades de una población de 500 habitantes. En contraste, ese mismo caudal en la Cuenca del Bajío, donde el agua subterránea es aún abundante y se encuentran gran cantidad de pozos que extraen caudales mínimos de 30 lps. no tendría mayor significado.

De la definición anterior se desprende que los acuíferos están formados por rocas permeables, es decir, rocas que permiten el paso del agua a través de ellas.

Las rocas permeables que constituyen acuíferos se dividen en dos grandes grupos:



#### 1.2.1.1.- ACUIFEROS FORMADOS POR ROCAS NO CONSOLIDADAS

Este tipo de rocas está formado por materiales sueltos derivados del intemperismo y erosión de rocas preexistentes. Al tiempo de su depósito, los fragmentos no están consolidados y se puede decir que están sueltos. En ese estado, el espacio abierto o poro que dejan entre sí las partículas, depende de su tamaño, forma, distribución, modo de transporte, heterogeneidad y ambiente de depósito. Conforme se suceden otros depósitos sobre una acumulación de fragmentos, ocurren alteraciones que modifican el tamaño y volumen de los espacios abiertos ya sea por consolidación debido al peso de los nuevos estratos o por cementación derivada de los procesos de diagénesis y otros externos.

La mayoría de las rocas clásticas son mezclas de fragmentos de diversos tamaños; no obstante, pueden clasificarse de acuerdo con predominio de un cierto tamaño del grano en:

- Rocas clásticas de grano grueso
  - Rocas clásticas de grano medio a fino
  - Rocas clásticas de grano muy fino
- Rocas clásticas de grano grueso.

En este tipo de rocas predominan los fragmentos del tamaño de bloques (32-512 mm) y guijones (64-256 mm), mezclados con otros angulosos de menor tamaño, arenas y fragmentos de minerales como feldespatos y micas entre otros. Algunos de estos depósitos como los de talud, están ubicados al pie de los macizos rocosos, de tal manera, que los fragmentos son angulares y tienen poca distribución debido al escaso acarreo.

Otros depósitos similares de grano grueso son los constituidos por los abanicos aluviales que se forman al pie de las sierras, donde se acumula el acarreo de las corrientes fluviales al desembocar en laderas y planicies. En este caso tienen mayores distancias y tiempos de transporte y por tanto, suele formarse una mezcla de bloques y guijones con gravas y otros fragmentos redondeados y arenas de todos los tamaños. En las zonas áridas, estos depósitos, aunque tienen heterogeneidad por la rapidez del depósito (lluvias torrenciales), tienen muy buena permeabilidad. En las brechas de talud, abanicos aluviales y gravas de lechos de cauces fluviales antiguos y meandros, a pesar que la distribución es mala, el promedio del tamaño de los fragmentos es grande y la permeabilidad es alta.

Dentro de estos depósitos se cuentan también los de coquinas, formados por conchas de animales marinos. Cuando estas acumulaciones de conchas no se encuentran cementadas o embebidas en una matriz arcillosa, son de muy alta permeabilidad.

- Rocas clásticas de grano medio a fino.

Este tipo de depósitos de grano medio a fino, acusan obviamente mayores distancias de acarreo y, en consecuencia, de tiempo de transporte. Esto origina que los fragmentos de roca vayan disminuyendo de tamaño progresivamente con el acarreo, hasta llegar a la fragmentación de los minerales que constituyen las rocas. De esta manera, los feldespatos, las micas y algunos minerales ferromagnesianos son desintegrados durante un acarreo largo, preservándose casi solamente los granos redondeados de cuarzo, que es el mineral más resistente a la erosión. En este caso pueden encontrarse depósitos potentes de arenas formadas casi totalmente de cuarzo. En aquellos casos en que el acarreo o transporte no haya sido demasiado largo en tiempo y espacio, suelen encontrarse con las arenas de cuarzo fragmentos de feldespatos y micas.

El tamaño, forma y distribución de los granos de cuarzo, feldespatos y micas, estará controlado por la historia del transporte, así como si fueron transportados por agua o por el viento y por la influencia del ambiente de depósito.

Las arenas transportadas por el viento formarán depósitos homogéneos de permeabilidad elevada, las transportadas por agua, constituirán depósitos más heterogéneos y la porosidad disminuye por la presencia de materiales finos que ocupan los espacios dejados por las arenas.

- Rocas clásticas de grano muy fino.

Estas rocas están formadas por arcillas y limos que son el producto final de la descomposición química de los minerales destructibles de la roca madre.

Estos materiales constituyen importantes depósitos en las planicies de inundación; en cuencas endorreicas donde llegan a acumular espesores muy grandes de sedimentos lacustres y en cuencas ubicadas en las franjas costeras con episodios de invasiones marinas.

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 por 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.

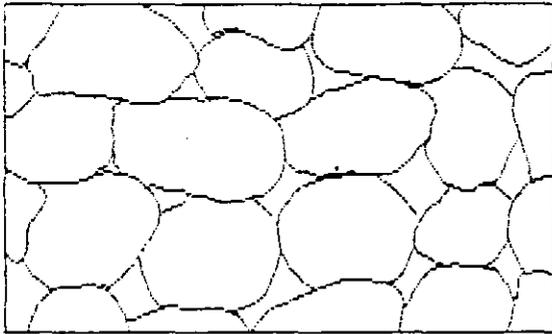
$$\phi = \frac{V_{\text{huecos}}}{V_{\text{total de la roca}}}$$

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.

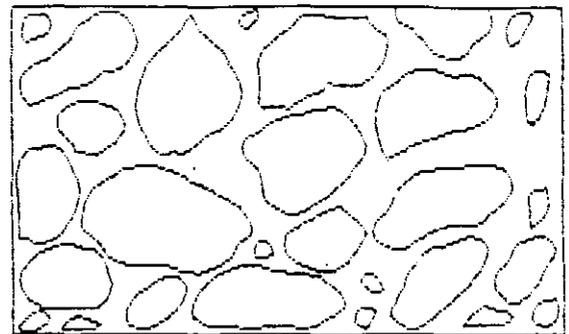
Si se recuerda que la permeabilidad, de manera simple y general, es la capacidad de una roca para permitir la circulación del agua a través de ella, es fácil comprender, que además de los factores como tamaño, forma, acomodo y heterogeneidad de las partículas, la permeabilidad dependerá también de la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

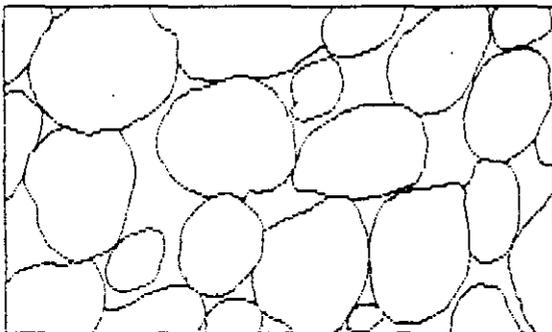
# DISTINTOS TIPOS DE INTERSTICIOS Y RELACION ENTRE LA TEXTURA Y LA POROSIDAD DE LAS ROCAS



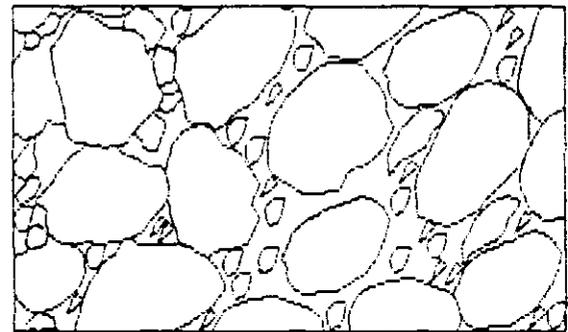
Depósito sedimentario de granulometría homogénea y gran porosidad



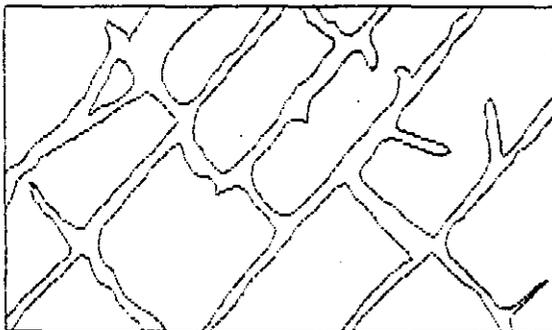
Depósito sedimentario de granulometría homogénea cuya porosidad ha disminuido por cementación de sus intersticios con materiales minerales



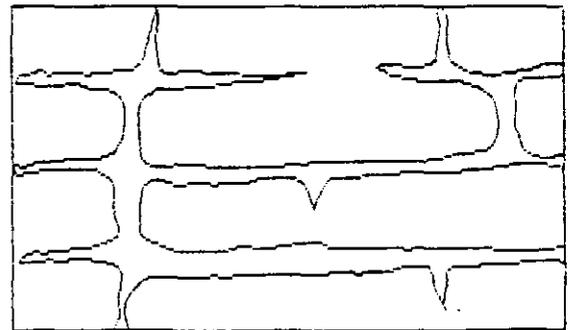
Depósito sedimentario de granulometría homogénea formado por elementos que a su vez son porosos; por tanta porosidad ..muy elevada



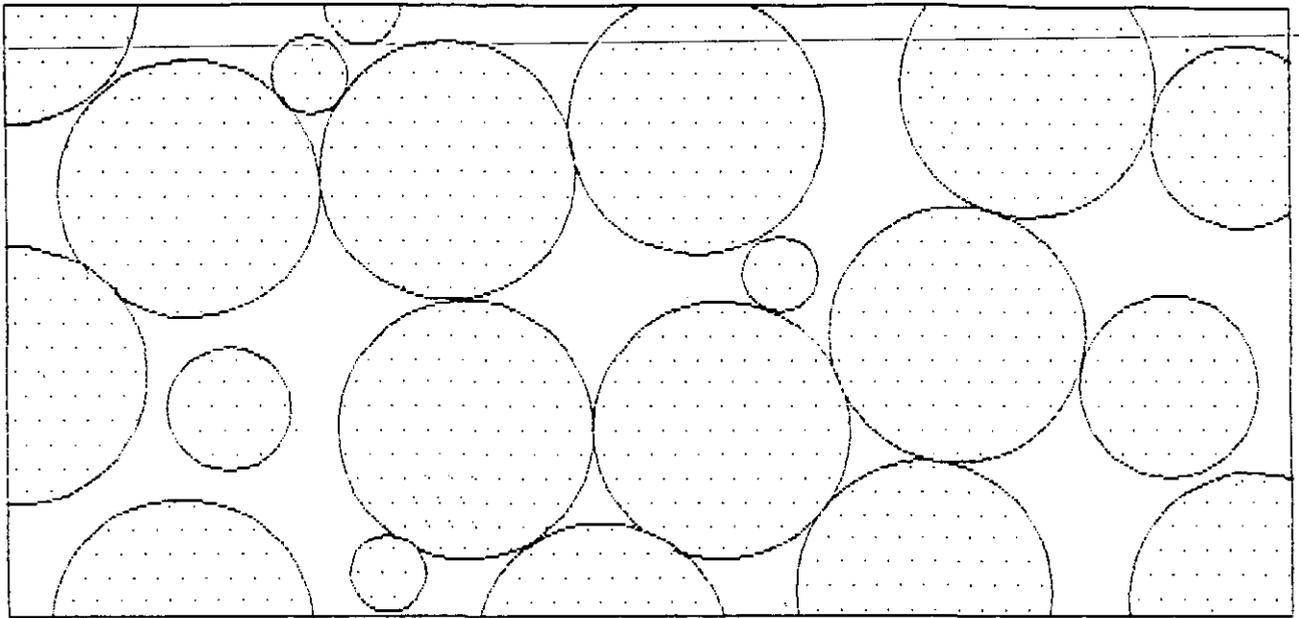
Depósito sedimentario de granulometría heterogénea y escasa porosidad



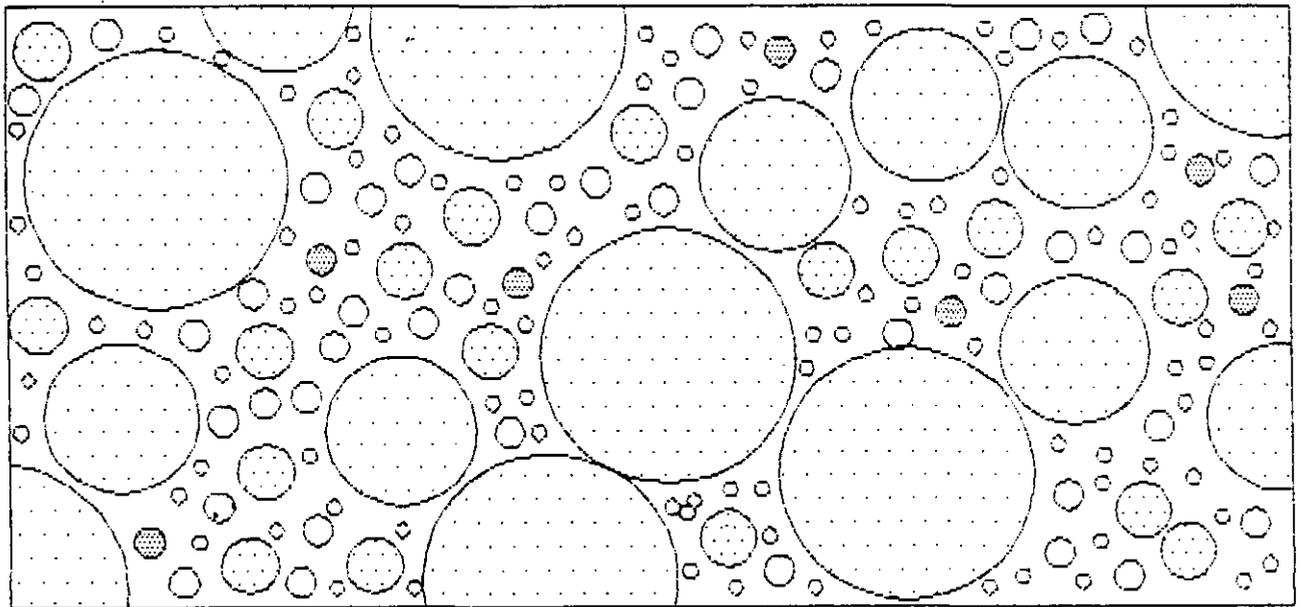
Roca porosa por fragmentación



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

De Krumbeln, W.C. y C.D. Monk, 1943.

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 artificial (Tabla I).

TABLA I

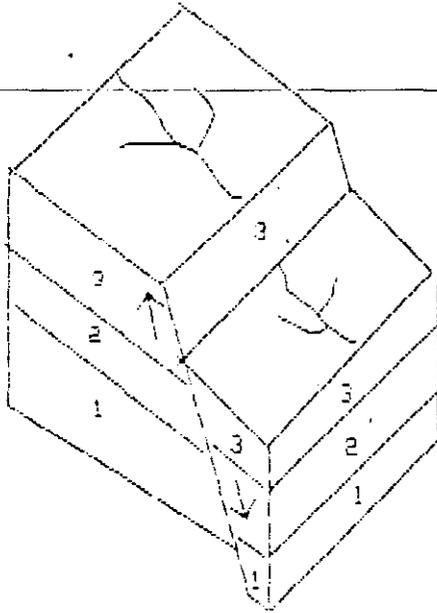
ROCA	POROSIDAD	RENDIMIENTO ESPECIFICO	PERMEABILIDAD
Arcilla	40 - 55	1 - 10	$10^{-10}$ - $2 \times 10^{-7}$
Arena	30 - 40	10 - 30	$10^{-5}$ - $3 \times 10^{-4}$
Grava	30 - 40	15 - 30	$10^{-5}$ - $1.3 \times 10^{-3}$
Grava y arena	20 - 35	15 - 25	$10^{-5}$ - $5 \times 10^{-4}$
Areniscas	10 - 20	5 - 15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

#### 1.2.2.- ACUIFEROS FORMADOS POR FRACTURAMIENTO DE ROCAS VOLCANICAS

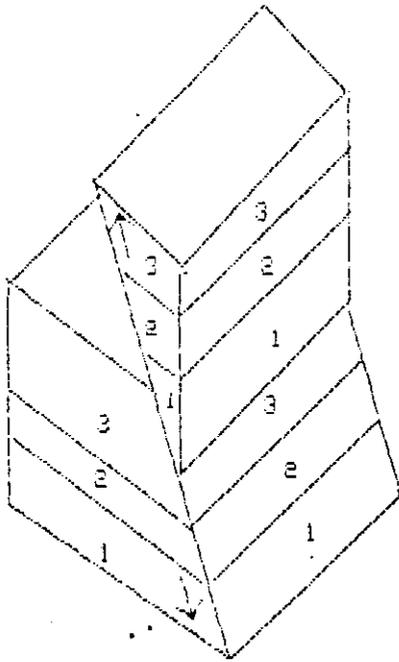
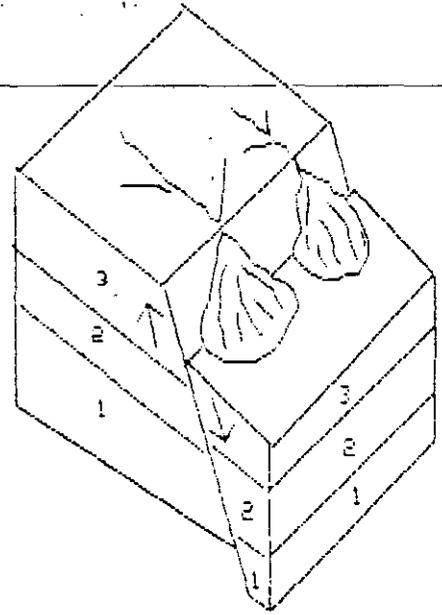
En este grupo de rocas se encuentran las rocas densas o compactas como el basalto, la andesita, riolita, riolacita, ignimbrita y dacita entre otras.

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, sólo 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.

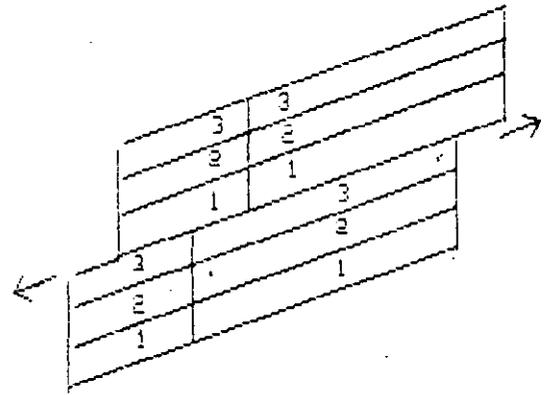
# TIPOS DE FALLAS



Falla normal



Falla inversa



Falla de rumbo

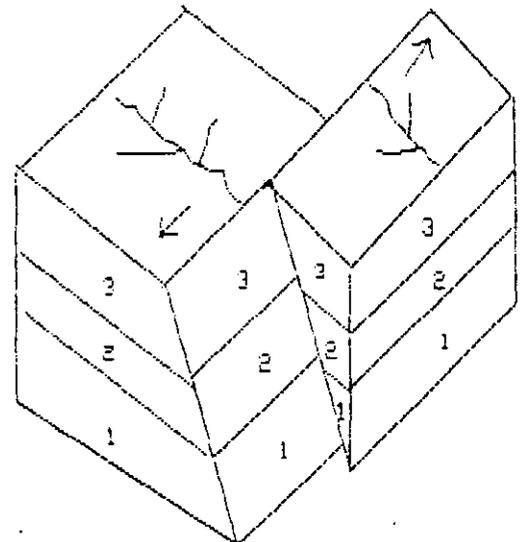


FIG. 3

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 abren cuando la roca es aliviada de la presión que le rodea. En 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.

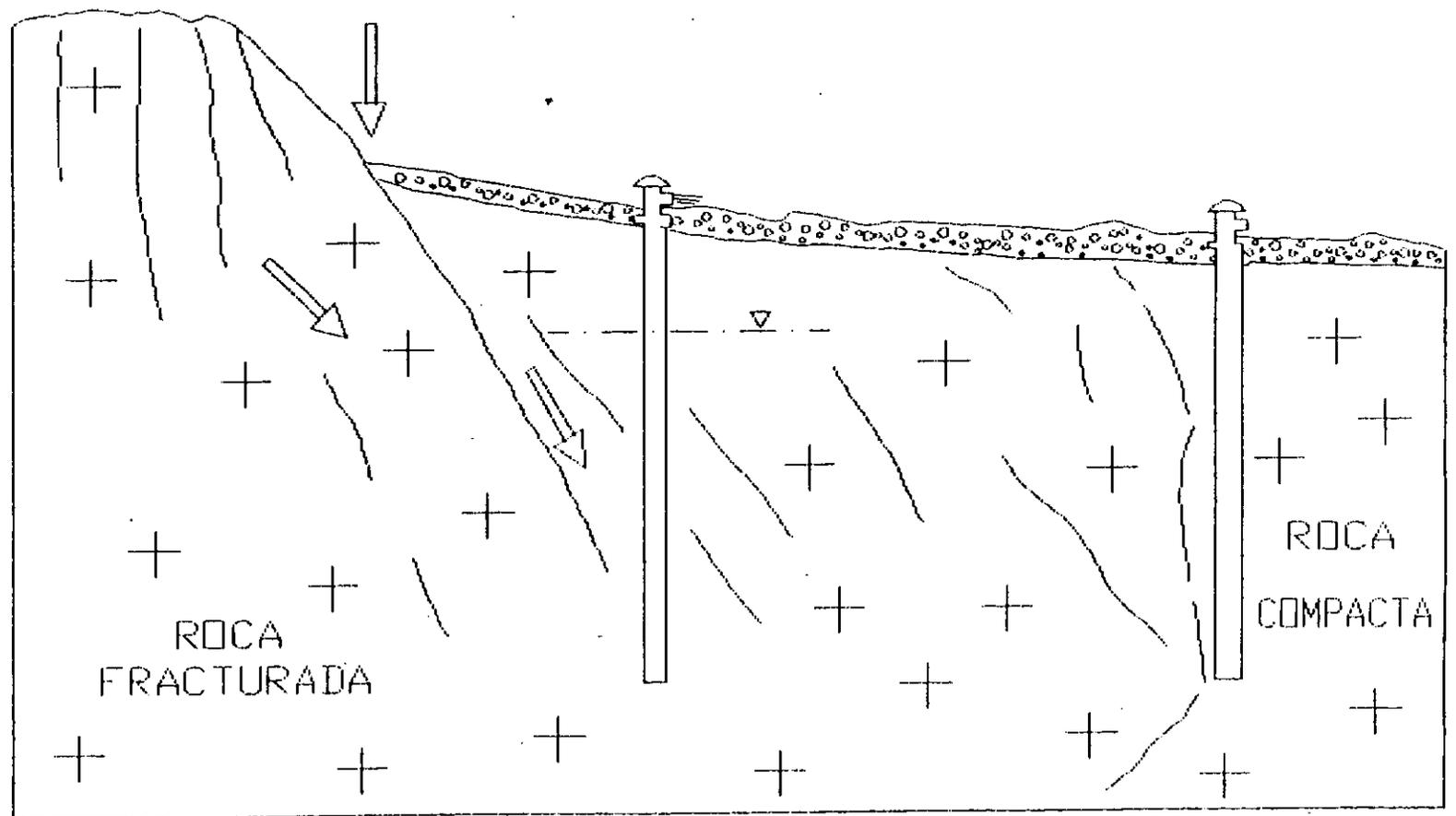


FIG. 4

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)

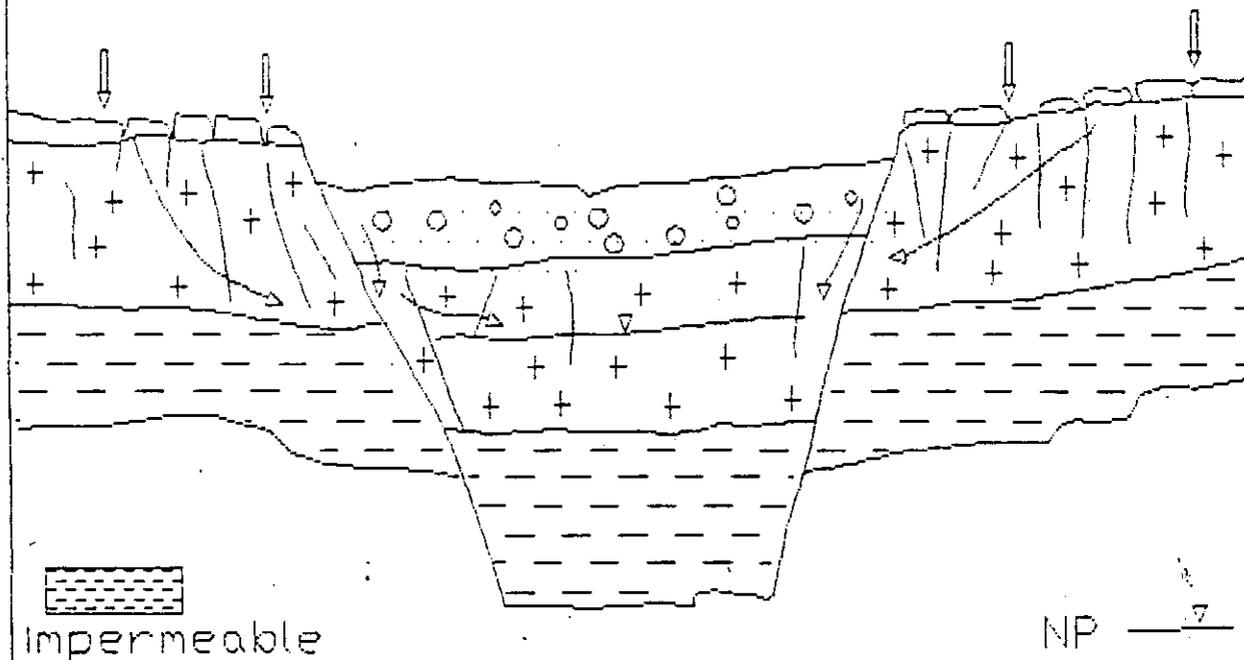
1.2.3. ACUIFEROS FORMADOS POR FRACTURAMIENTO Y DISOLUCION EN ROCAS CARBONATADAS

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 CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> se transforma en un ácido carbónico débil.



Comunicación a través de fracturas desde la superficie



Alimentación descendente por medio del estrato y capa sobreyacente

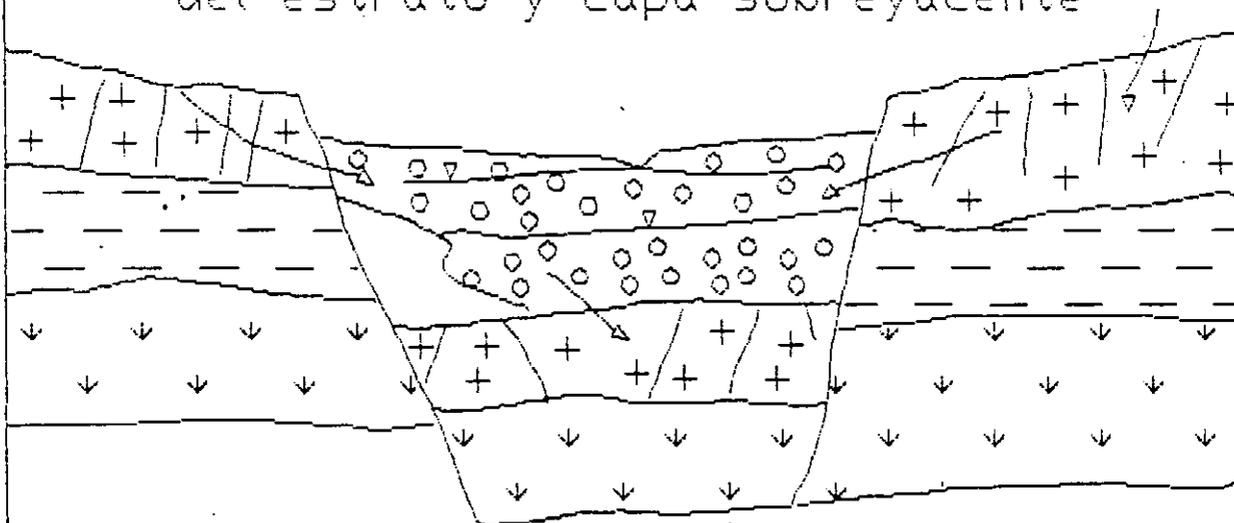
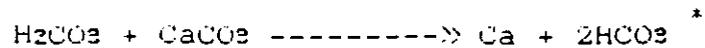


FIG. 5

Héctor L. Macías González, 1986.

El modo de acidificación del agua dependerá de la cantidad de CO<sub>2</sub> disponible en la atmósfera y en el suelo, de la temperatura, la presión atmosférica y el pH del agua. El ácido carbónico ataca a roca carbonatada disolviéndola en Ca<sup>++</sup> y en 2HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> :



La cantidad total de roca soluble depende de la cantidad total del agua y CO<sub>2</sub> 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 CO<sub>2</sub> 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 Dinarides, Yugoslavia, de 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 (CO<sub>3</sub>) es alrededor de 4 veces menos soluble que la caliza (CaCO<sub>3</sub>) y sin embargo, existen acuíferos dolomíticos altamente permeables.

\* El H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> que es inestable se descompone espontáneamente en forma de H<sup>+</sup> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> por lo que también suele expresársele 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 manantiles 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, tonalita, 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 cuarcitas que en obras de tuneleo y otras llevadas a cabo en México, han aportado apreciables caudales de agua subterránea.

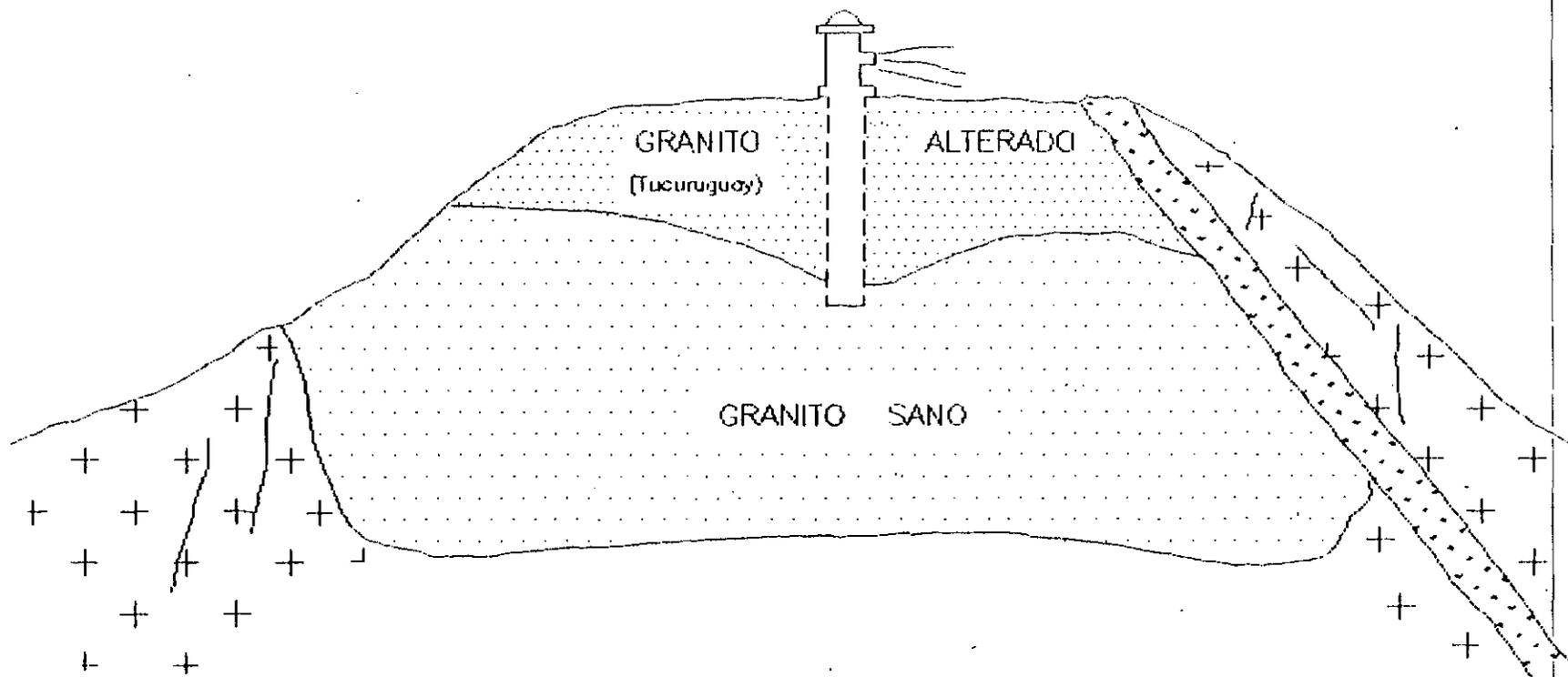
La permeabilidad que puede desarrollarse en estas rocas tiene lugar en las zonas de intemperismo y decomposición. Las rocas graníticas paleozoicas y mesozoicas que bordean a la Cd. de Nogales, Son., por ejemplo, exhiben una cubierta de intemperismo formada de arena gruesa llamada "tucuruquay". Esta cubierta que en algunas localidades alcanza espesores de hasta 150m es muy permeable y en ella se han emplazado pozos con caudales de hasta 15 lps (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, acuicludos y acuitardos. El estudio de esta secuencia se lleva a cabo investigando la sección geológica de la región.



*FIG. 6*

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 malas interpretaciones 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.

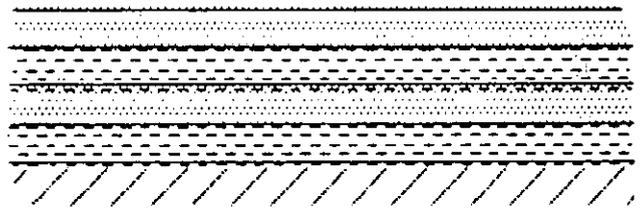
Después de definir las formaciones geológicas se procede con la ayuda de la estratigrafía, a construir la sección o columna de la región estudiada auxiliándose en los afloramientos y en la información proporcionada por pozos y exploraciones geofísicas.

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

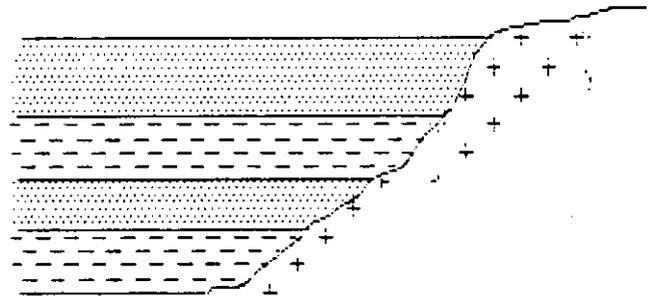
Al construirse el modelo tridimensional, se puede encontrar no sólo la correlación estratigráfica local sino la secuencia regional y ocasionalmente la presencia de discordancias en las secciones geológicas.

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

DISCORDANCIA  
ANGULAR



DISCORDANCIA  
ESTRATIGRAFICA



DISCORDANCIA  
EROSIONAL

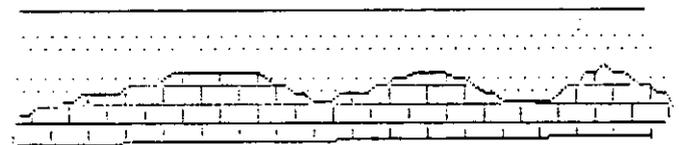


FIG. 7

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 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 acuícierres (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 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, el 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

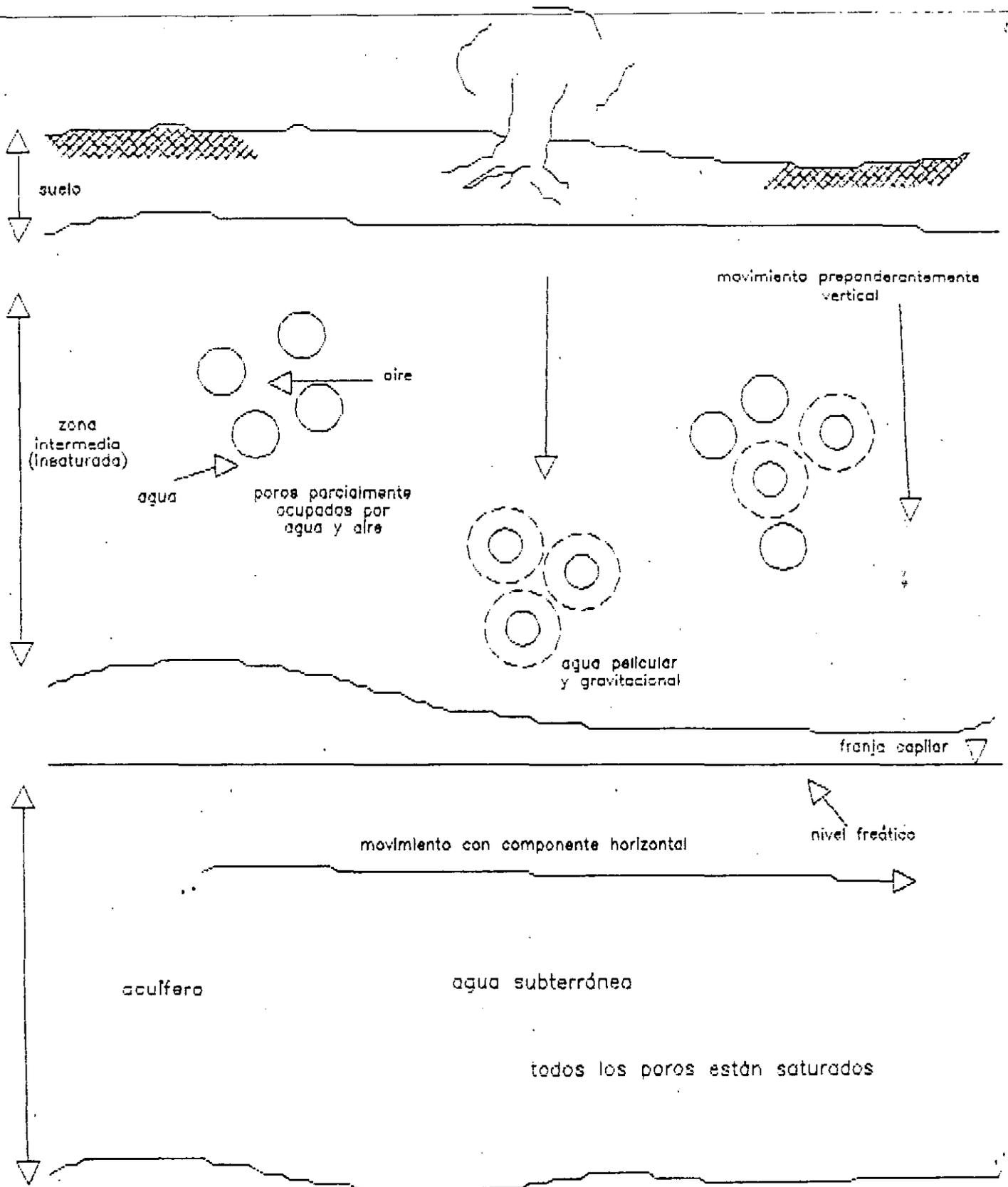


FIG. 8

# DIFERENTES TIPOS DE ACUIFEROS

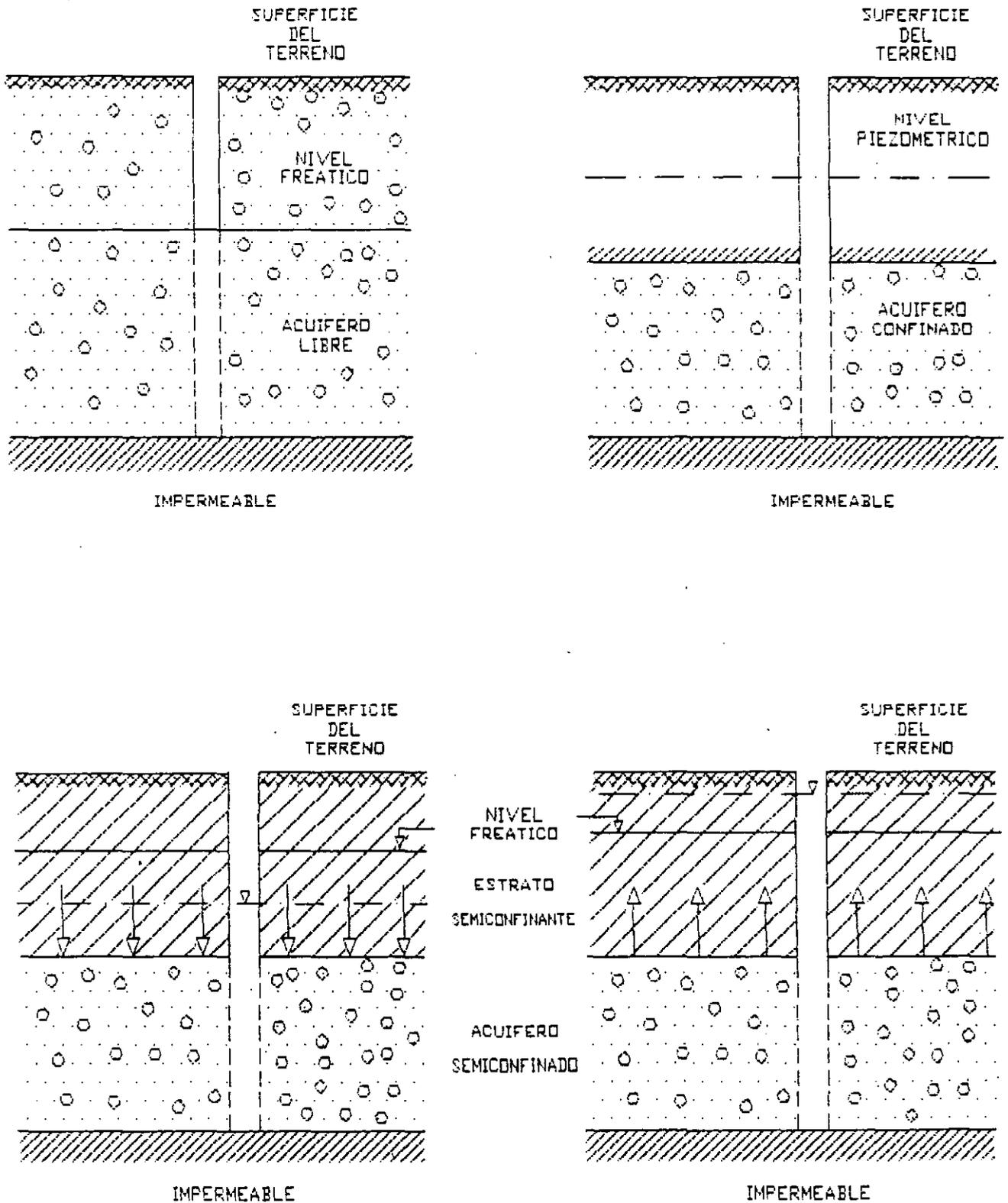


FIG. 9

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 una 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).

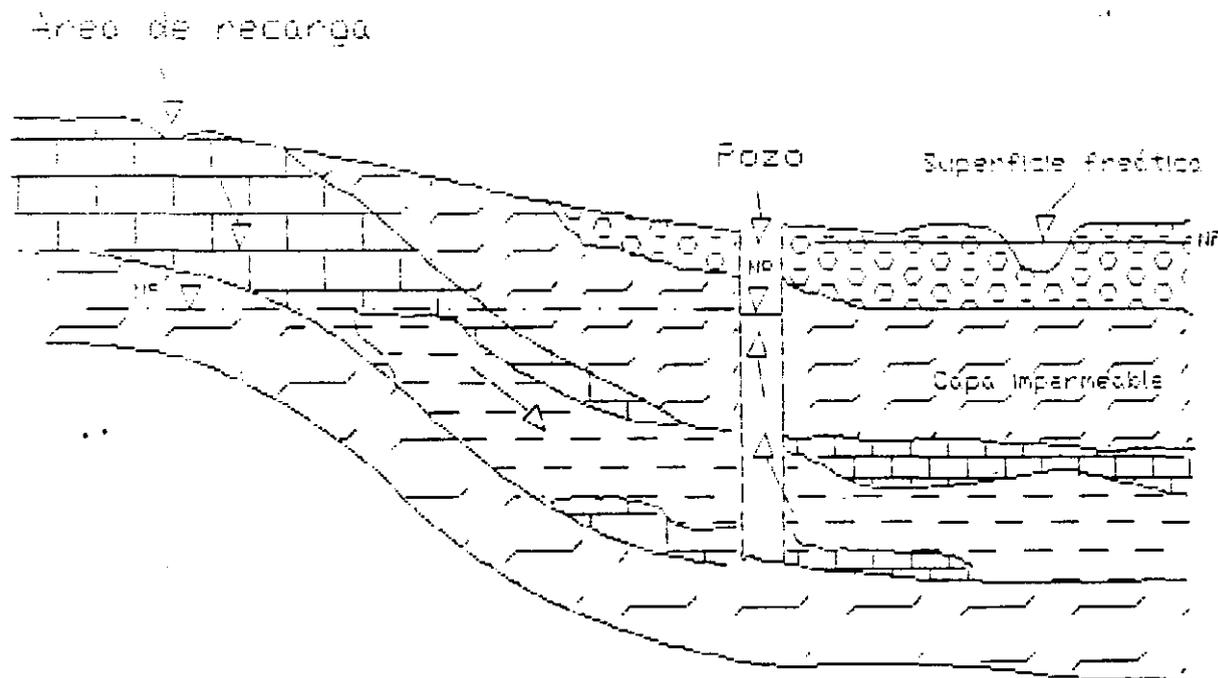
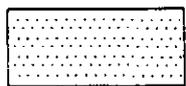
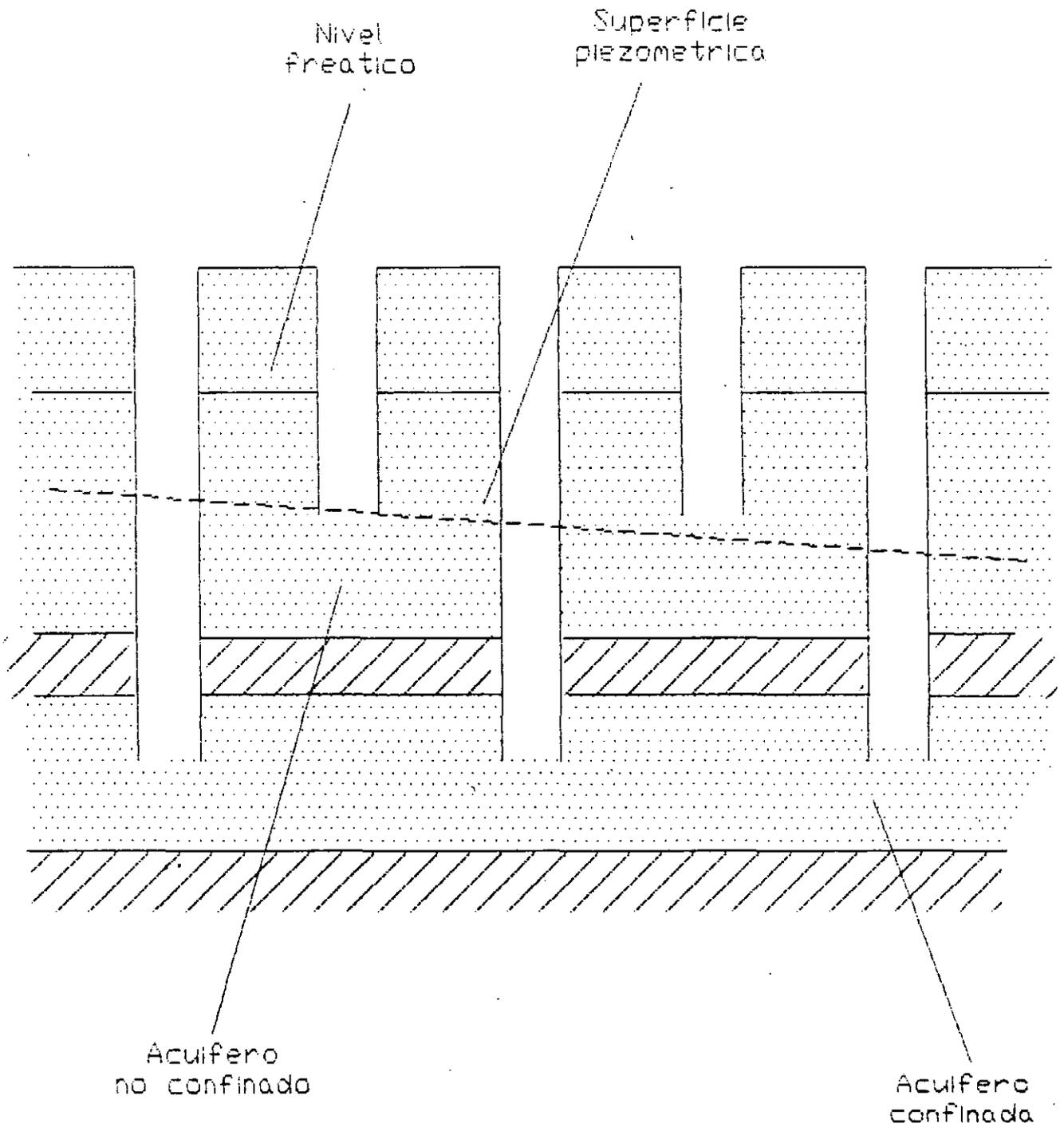


FIG. 11

Héctor L. Macías González 1986.

# ACUIFERO CONFINADOS Y NO CONFINADOS



Arena



Arcilla

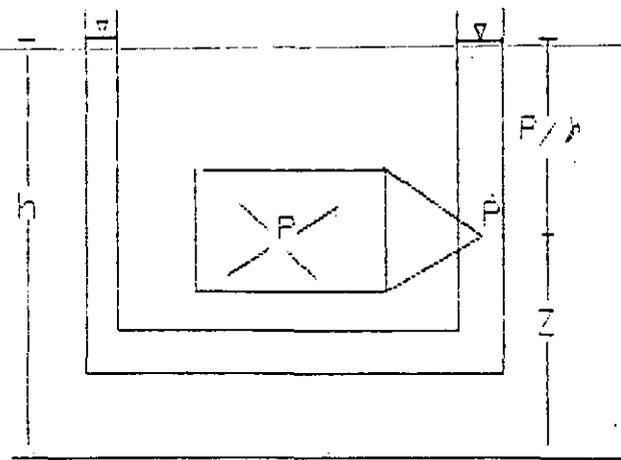


FIG. 12

Nivel de referencia arbitrario

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

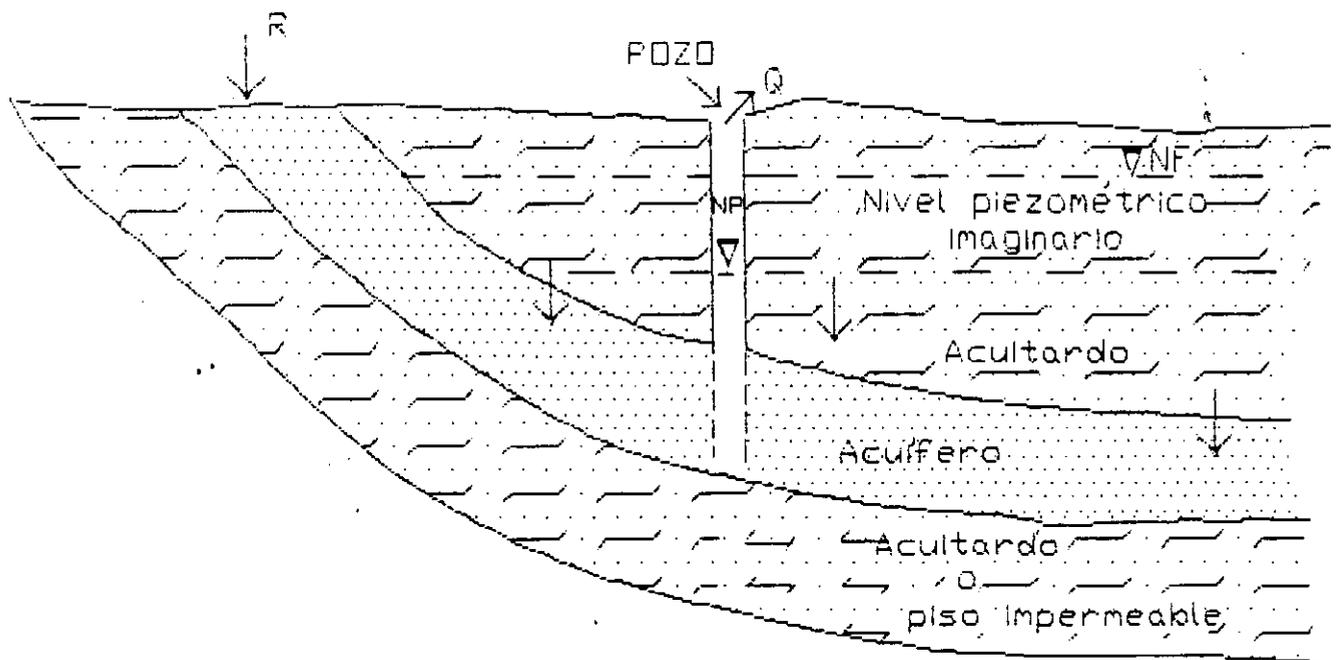
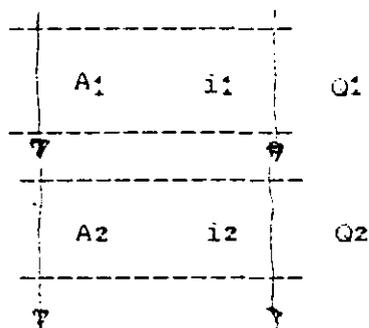


FIG. 13

## 1.7 INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS SOBRE LA SUPERFICIE FREÁTICA 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

$$Q_1 = A_1 v_1$$

$$Q_2 = A_2 v_2$$

$$Q = A_1 v_1 = A_2 v_2$$

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

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).

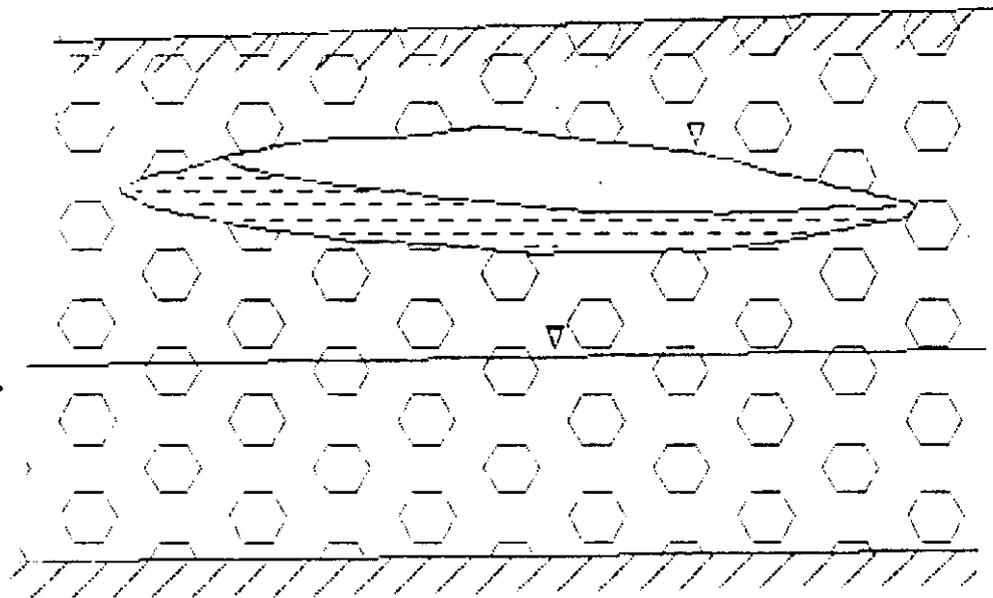


FIG. 14

HIZQUIERDO, M. A. G. 1902  
DISEÑO L. ABELAS GONZÁLEZ 1902

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).

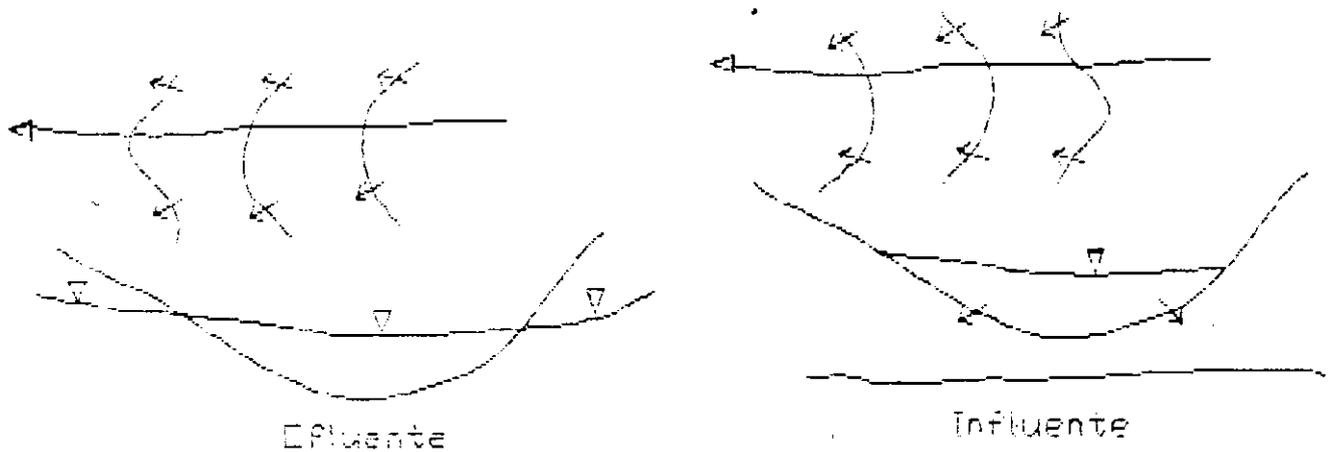


FIG. 15

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).

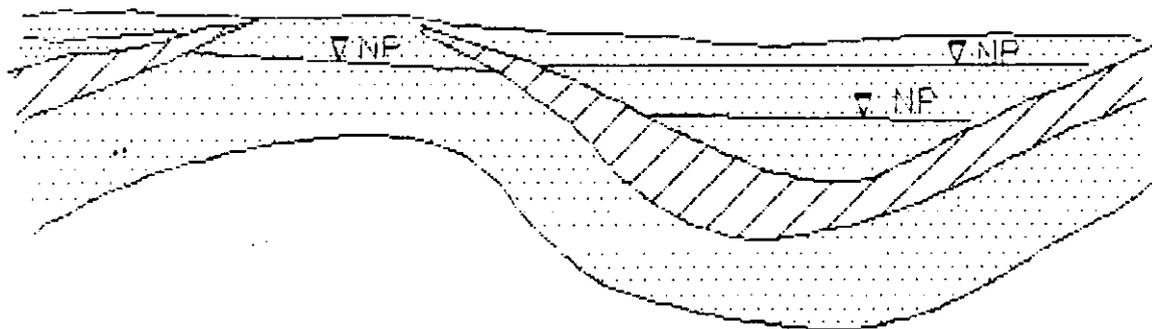


FIG. 16

Héctor L. Martín González, 1966.

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

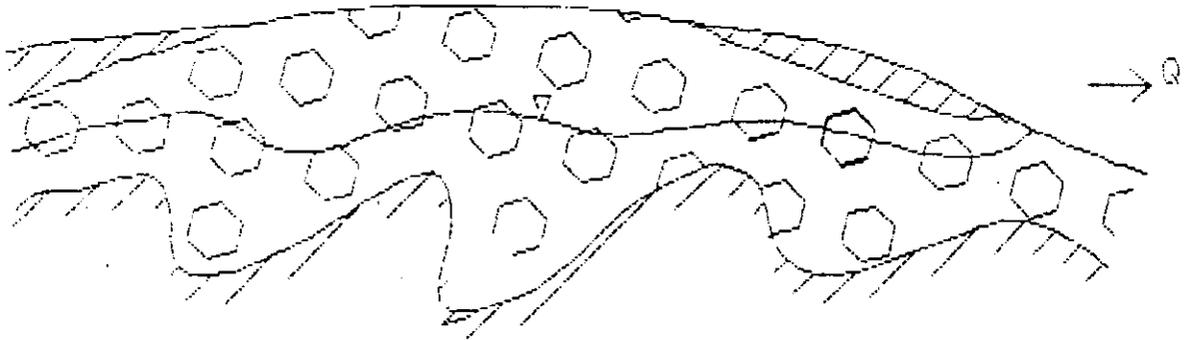


FIG. 17

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

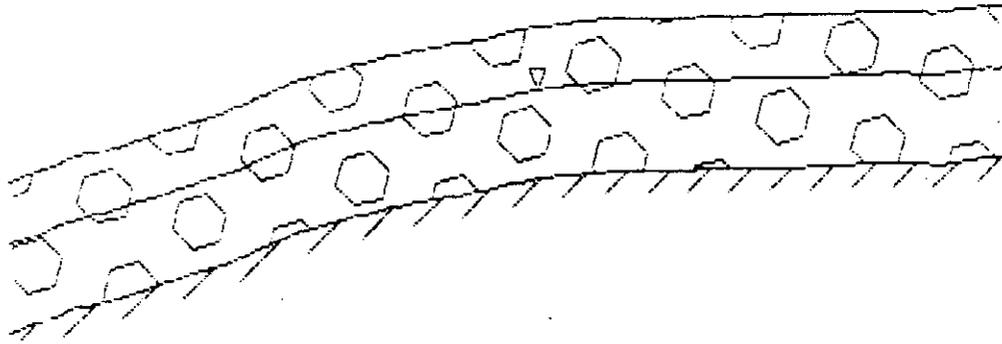


FIG. 18

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).

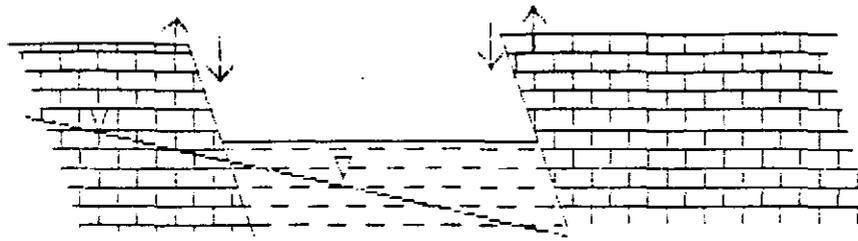


FIG. 19

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).

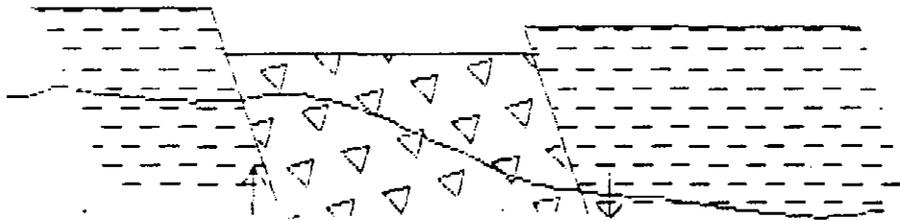


FIG. 20

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).

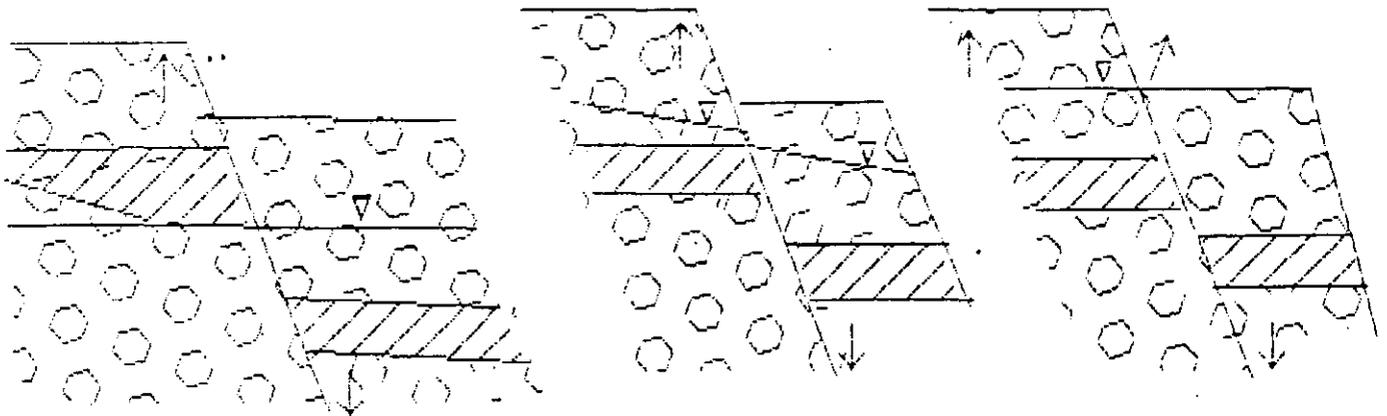


FIG. 21

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

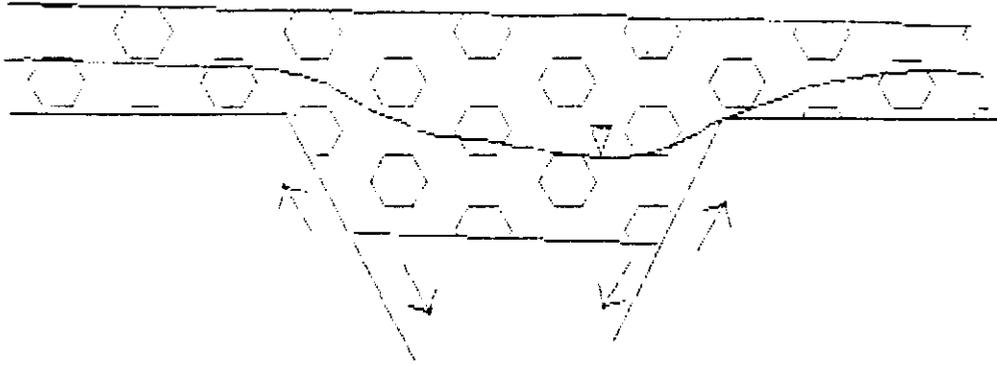


FIG. 22

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

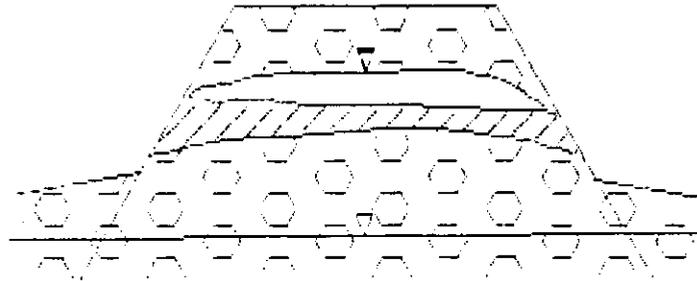


FIG. 23

#### 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).

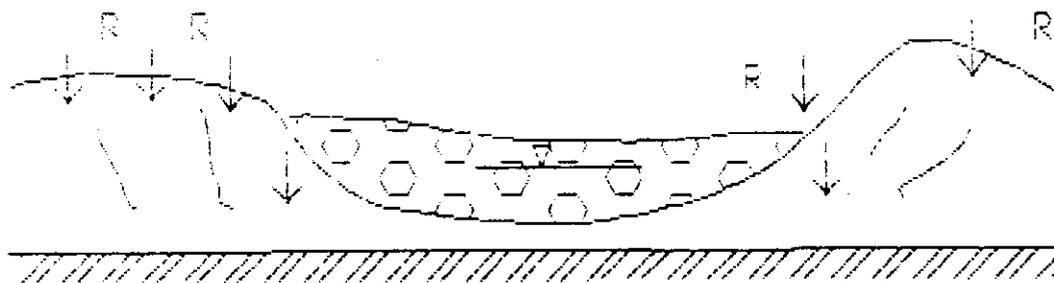


FIG. 24

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

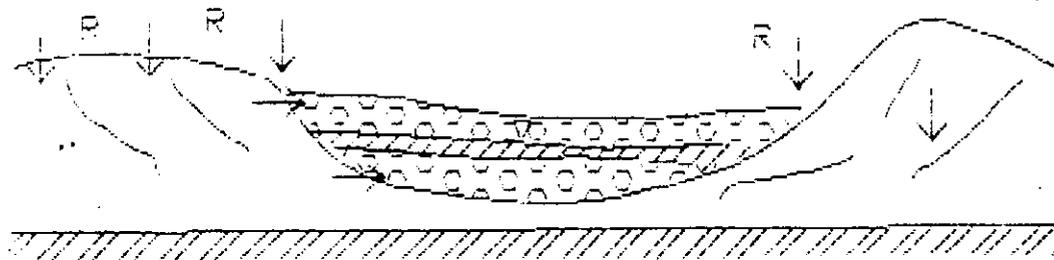


FIG. 25

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).

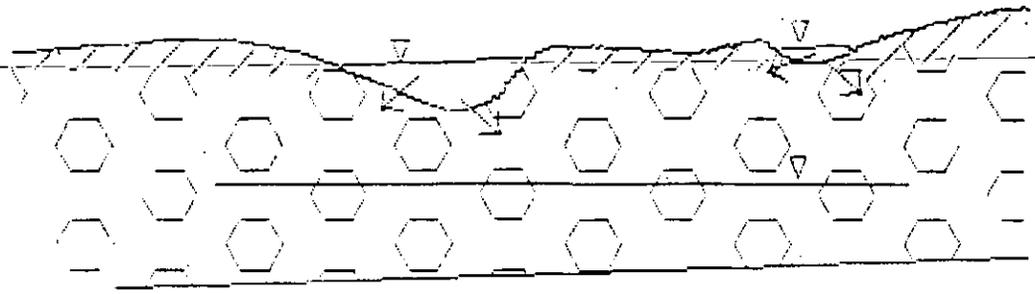


FIG. 26

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.

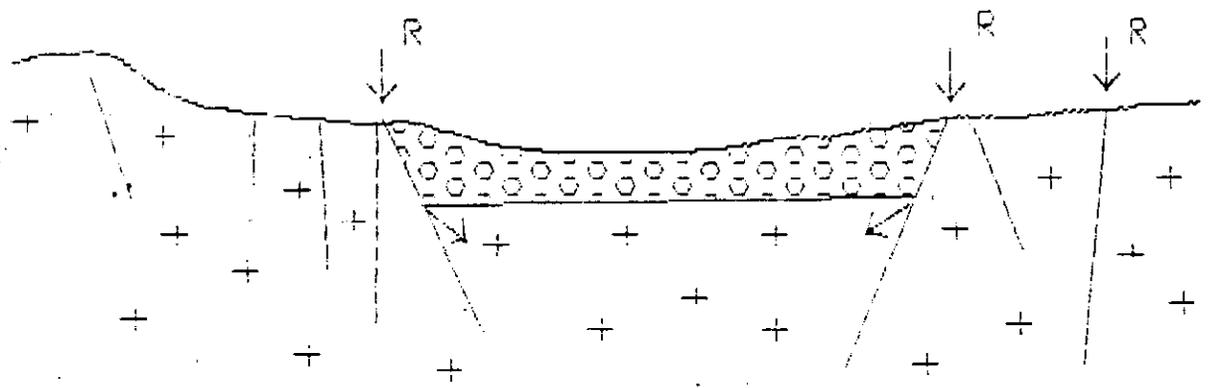


FIG. 27

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 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.

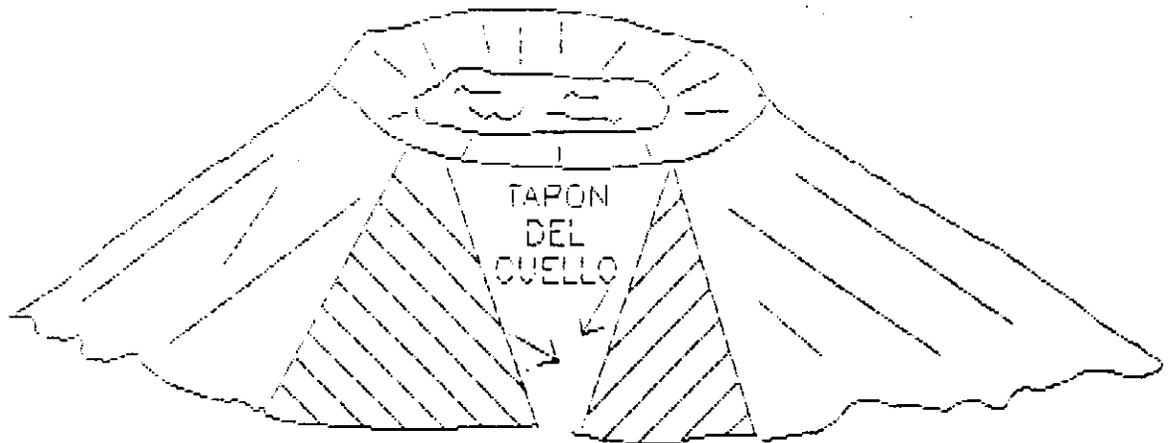


FIG. 32

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

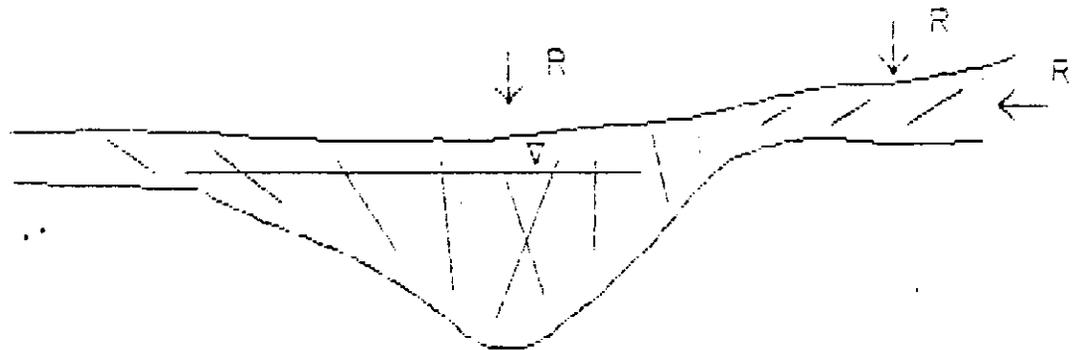


FIG. 33

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).

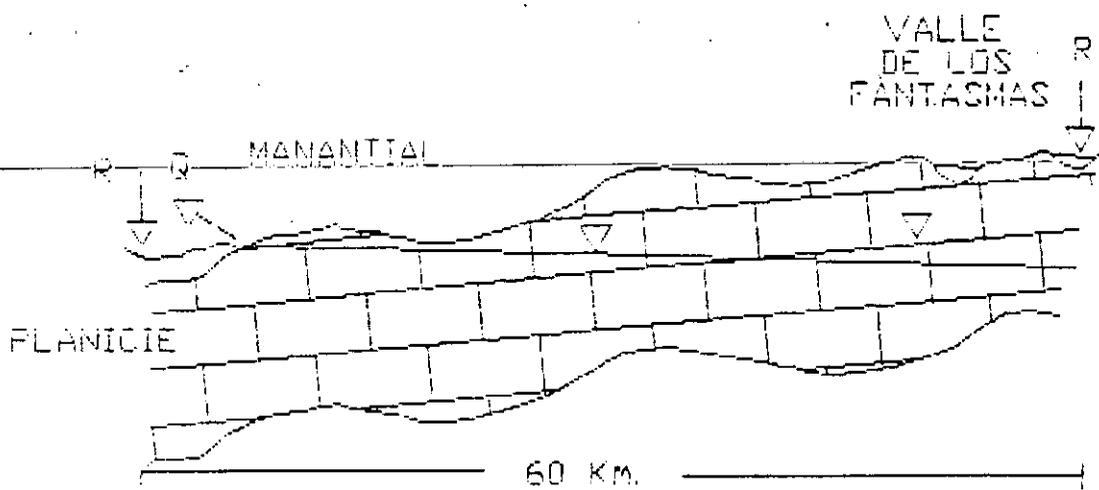


FIG. 34

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 del cultivos y por la infiltración de la red de canales sin revestimiento (fig.35). Un ejemplo ocurre en el Valle del Mezquital.

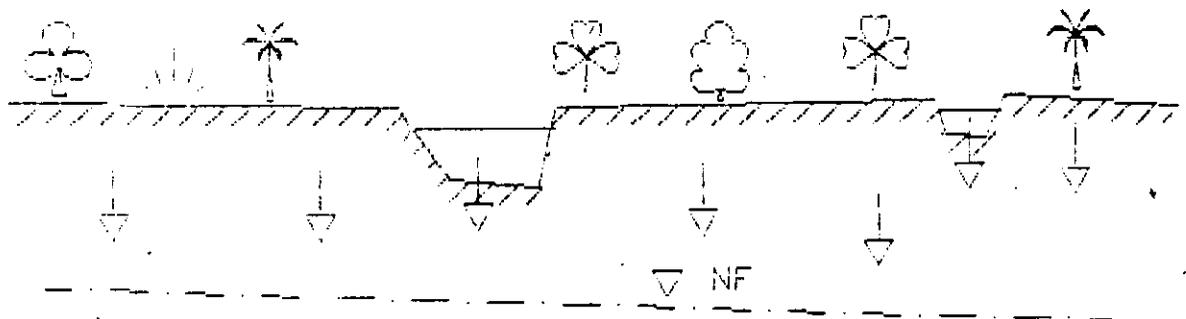


FIG. 35

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 acarreos 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):

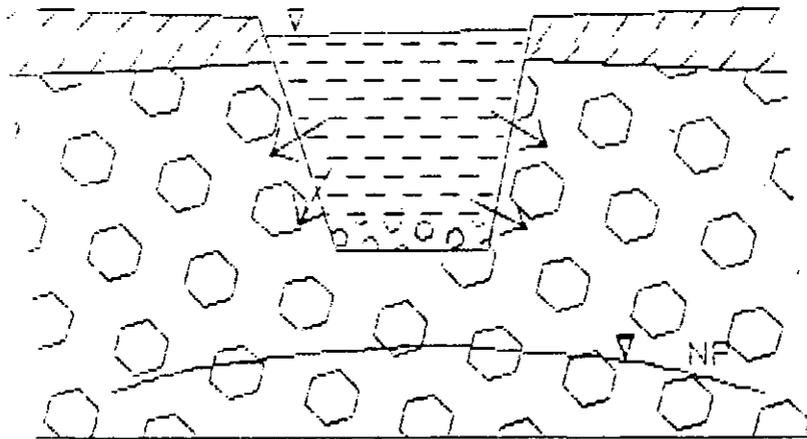


FIG. 36

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).

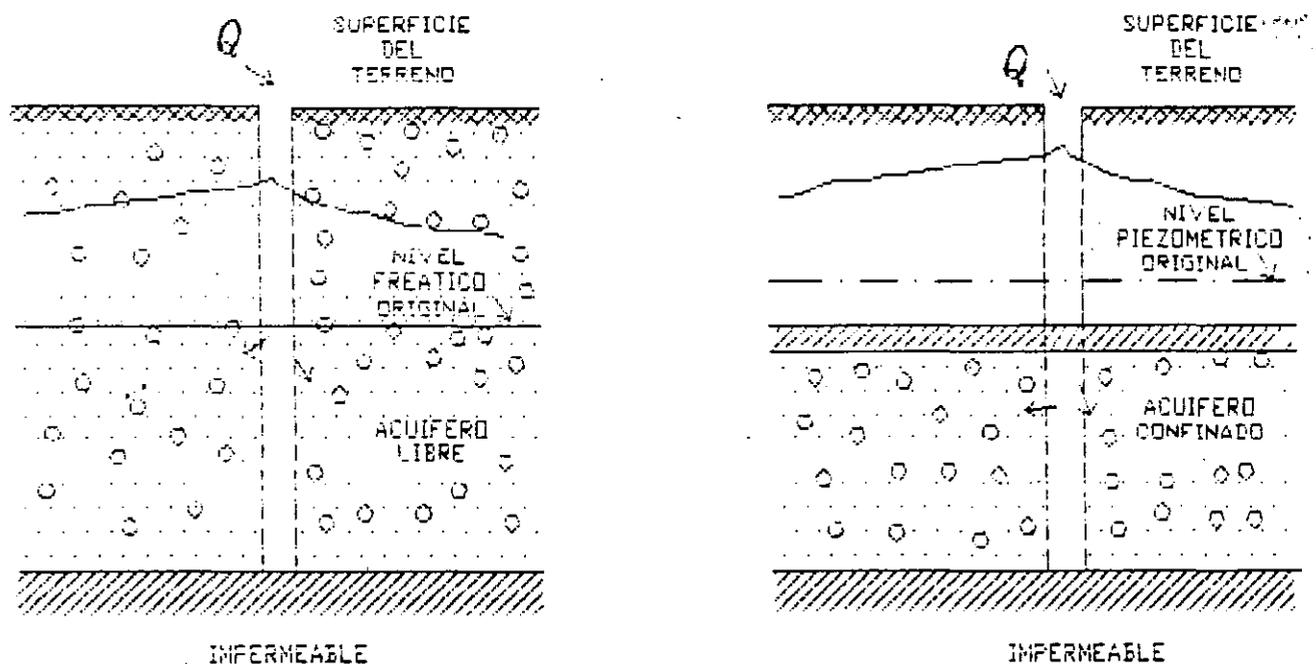


FIG. 37

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 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

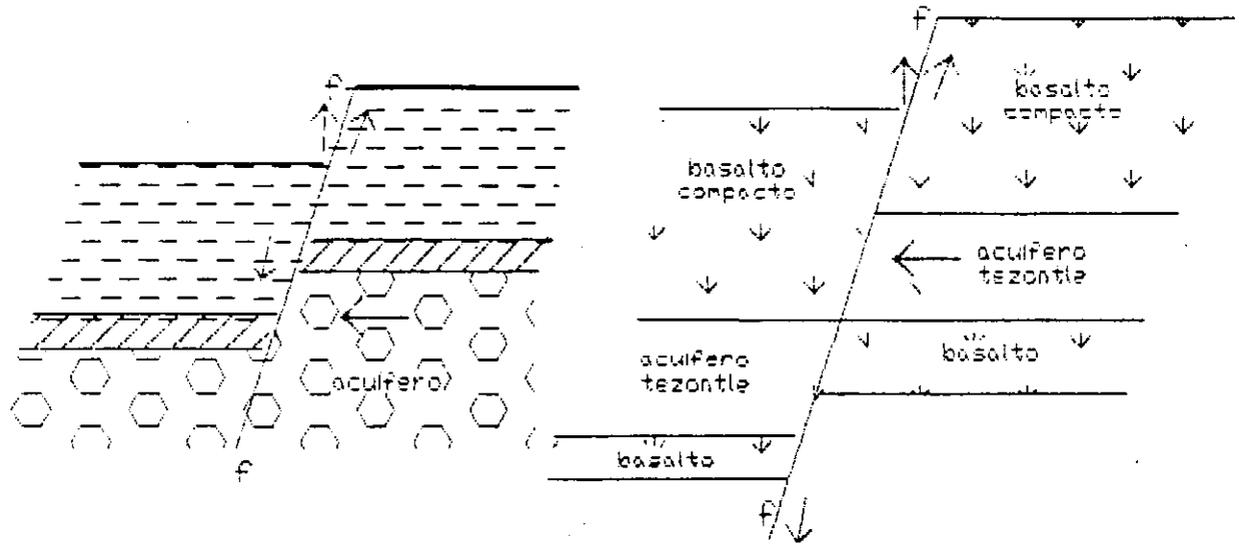
Las zonas de recarga y descarga guardan una estrecha relación con la topografía, ya que el agua subterránea se desplaza desde los niveles energéticos más altos a los más bajos, por lo que su energía procede fundamentalmente de las diferencias de nivel y de presión.

La descarga de los acuíferos ocurre de tres maneras posibles: descarga natural por manantiales, evapotranspiración y tectónicas. Entre las diversas clasificaciones de manantiales, se toman a 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

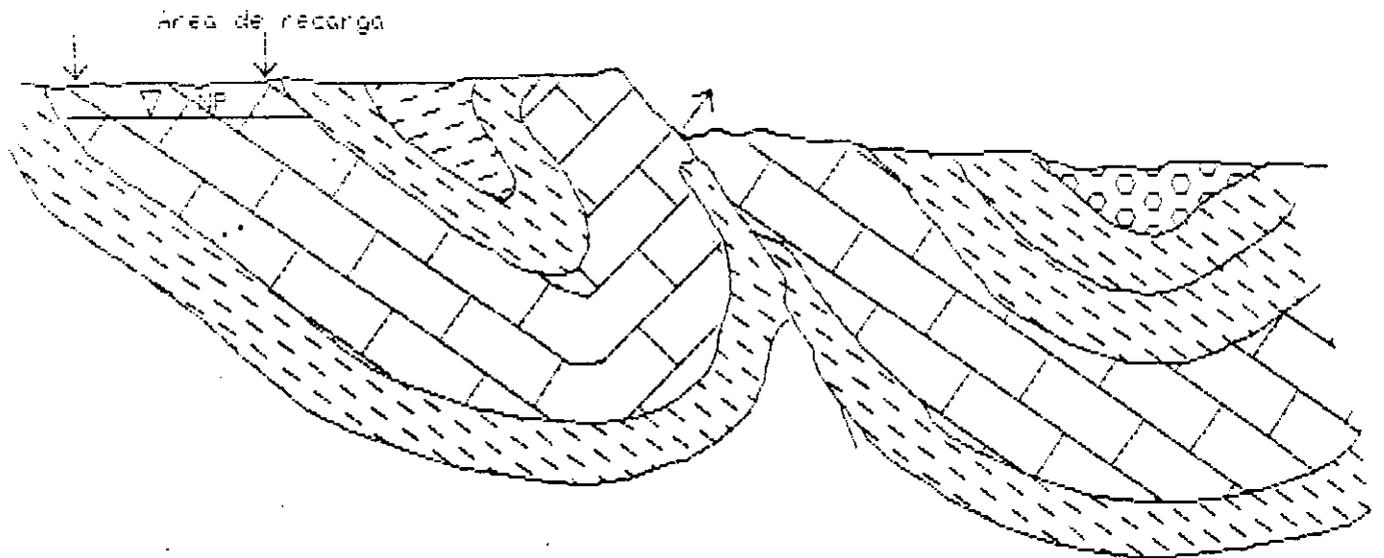
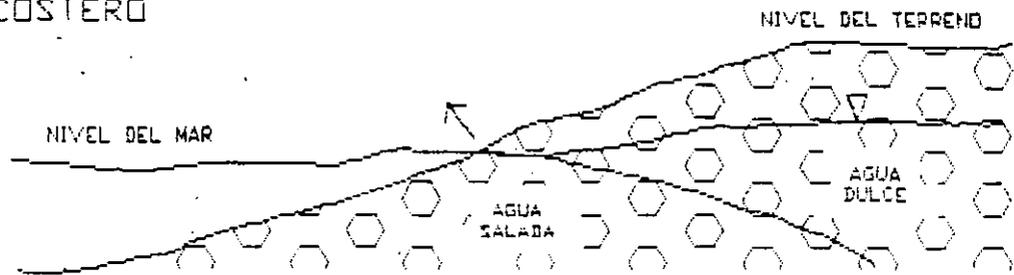


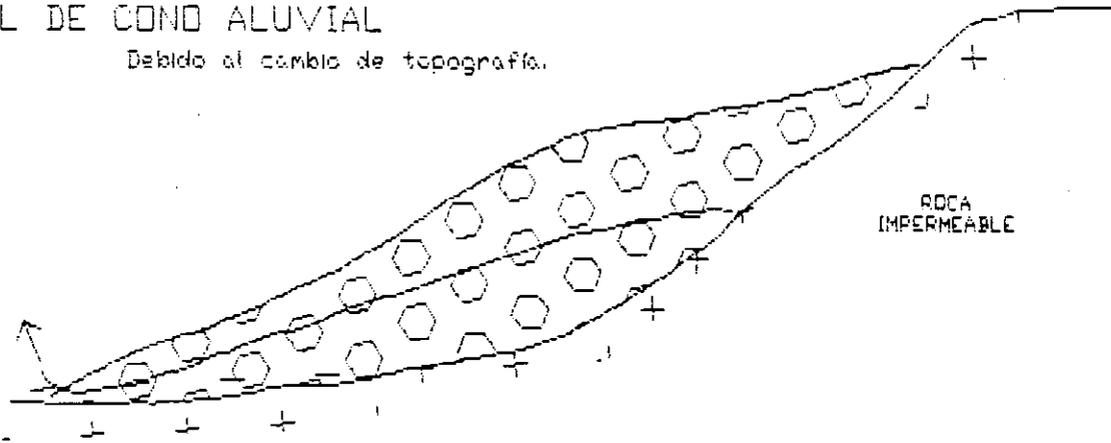
FIG. 38

### MANANTIAL COSTERO



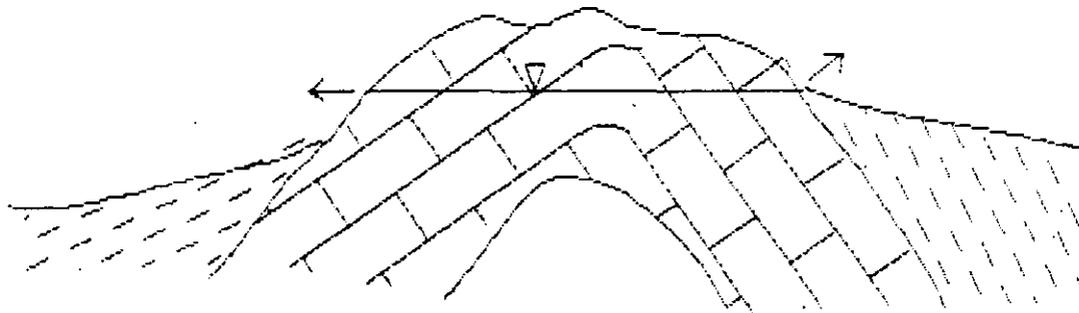
### MANANTIAL DE CONDO ALUVIAL

Debido al cambio de topografía.



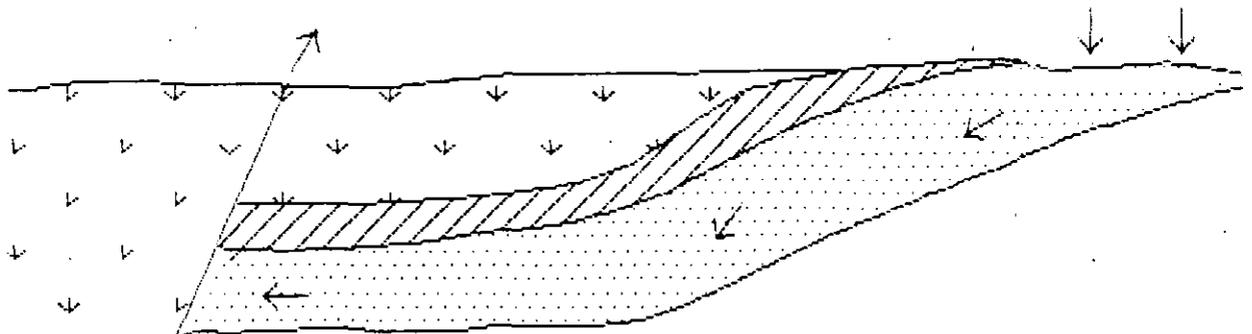
### MANANTIALES EN ANTICLINALES

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



### MANANTIALES TERMOMINERALES 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 afallamiento.



## 1.9. CARACTERÍSTICAS DEL AGUA SUBTERRANEA

### 1.9.1. CICLO HIDROLÓGICO

El agua en la naturaleza se mantiene en un constante proceso de movimiento cíclico. La energía 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 HIDROLÓGICO* (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, CO<sub>2</sub> 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 esta 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**

**CURSOS ABIERTOS**

**VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS**

**MODULO I:  
GEOHIDROLOGIA**

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

**AUTOR:  
ING. JAIME A. TINAJERO GONZALEZ**

**EXPOSITOR:  
ING. HECTOR LUIS MACIAS G.**

## PRINCIPIOS Y PROPIEDADES FÍSICAS 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)

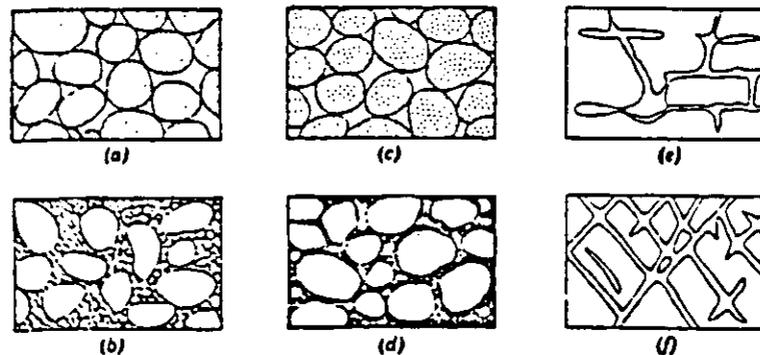


Fig. 5.1 — Distintos tipos de intersticios y relación entre la textura y la porosidad de las rocas. a) Depósito sedimentario de elementos de tamaño uniforme; porosidad alta. b) Depósito sedimentario constituido por elementos heterométricos; baja porosidad. c) Depósito homométrico de cantos rodados porosos; 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.)

ALBERTO BENITEZ

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.).

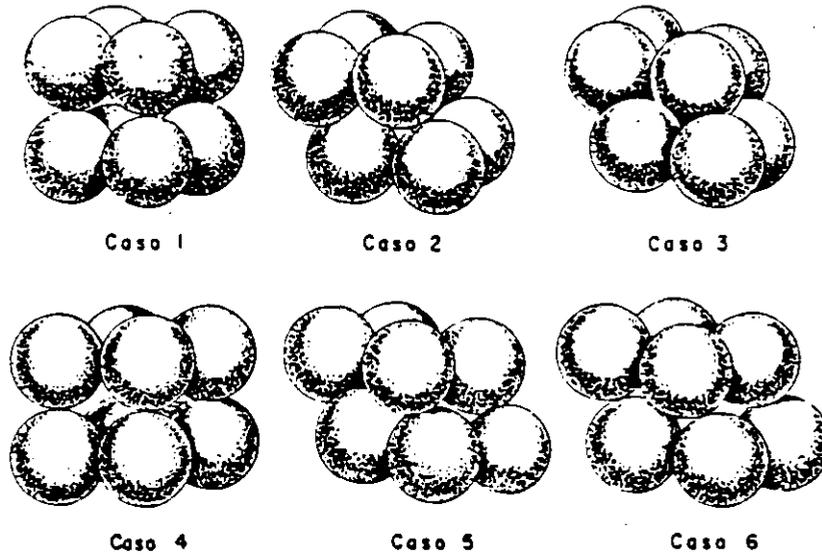


FIG. 2.8.1. Seis tipos de agrupación de granos esféricos.

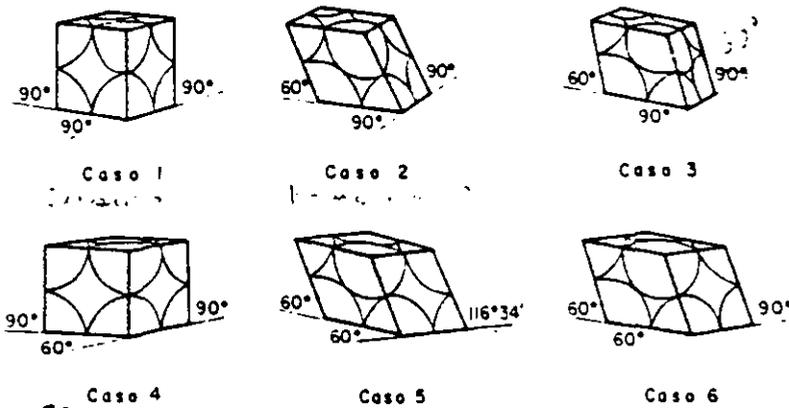


FIG. 31a. Elementos de los seis casos de agrupación.

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

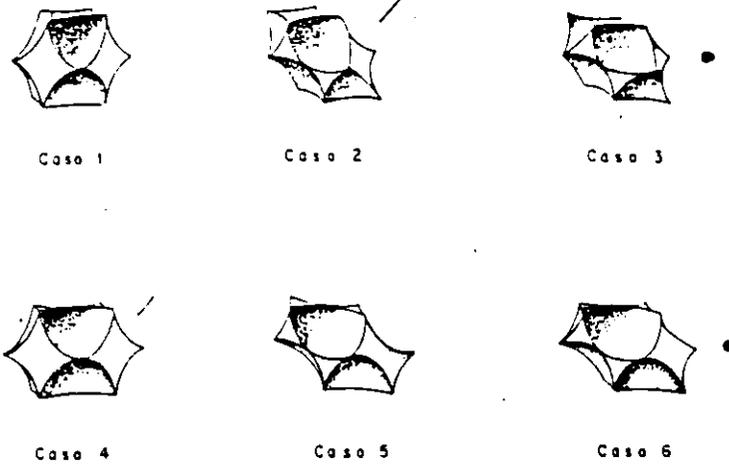


FIG. 51b Intersticios de los seis casos de agrupación.

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 <sup>3</sup>	6,93 R <sup>3</sup>	5,66 R <sup>3</sup>	6,93 R <sup>3</sup>	6,00 R <sup>3</sup>	5,66 R <sup>3</sup>
Volumen del intersticio unidad .....	3,81 R <sup>3</sup>	2,74 R <sup>3</sup>	1,47 R <sup>3</sup>	2,74 R <sup>3</sup>	1,81 R <sup>3</sup>	1,47 R <sup>3</sup>
Porosidad en % .....	47,64	39,54	25,95	39,54	30,19	25,95

R = radio del grano esférico.  
(Según 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;

- $V$  = 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.

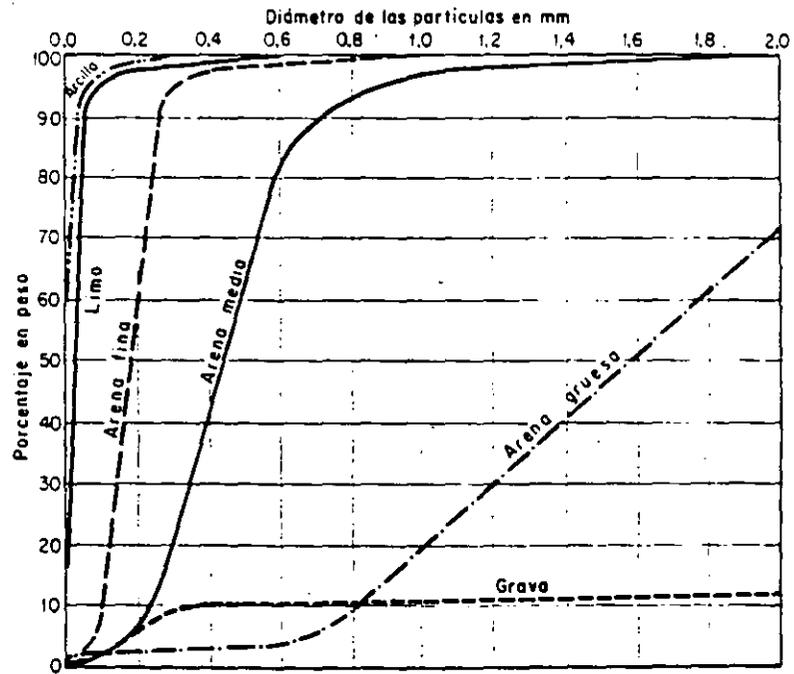


FIG. 2. Curva granulométrica acumulativa de materiales de distintos tipos.

## 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 vacíos que puede estar ocupado por agua, gases y materia orgánica

$Vo$  = 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, considerándose 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, representándose 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 vacíos, 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 de agua que contiene el terreno.

Contenido volumétrico de humedad.-

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

c = contenido volumétrico de humedad

V<sub>w</sub> = volumen de agua

V<sub>o</sub> = 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<sub>y</sub> = rendimiento específico

V<sub>d</sub> = volumen drenado por gravedad

V<sub>o</sub> = 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

$\rho$  = 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

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

$\gamma$  = 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

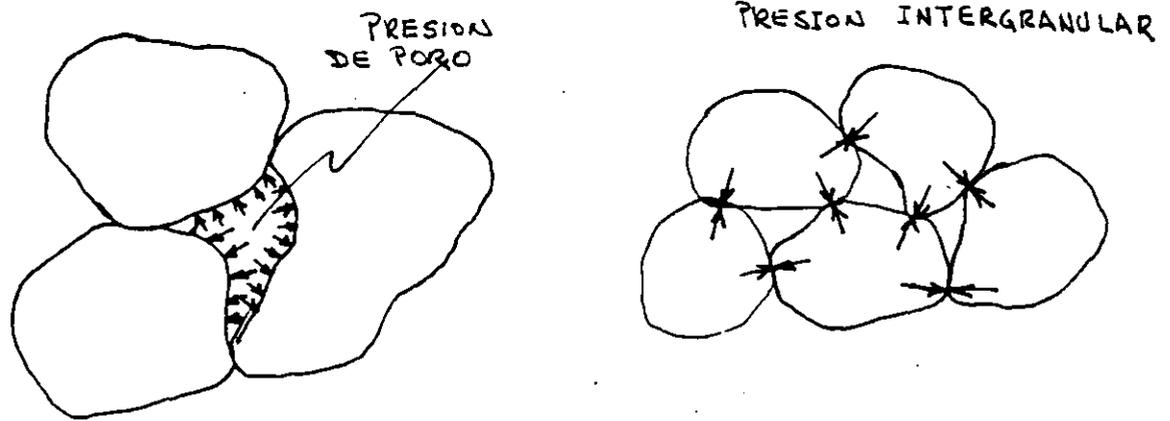


fig. 3.3 Presión de poro y presión intergranular

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.

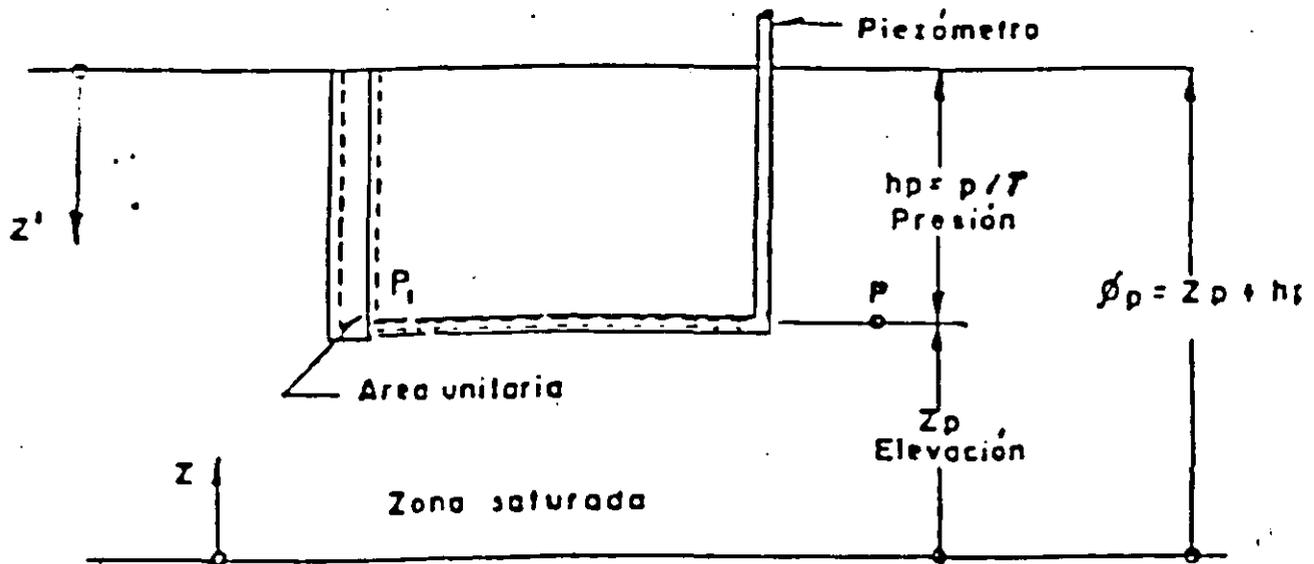


Fig. 5.4 Potencial piezométrico y la zona saturada

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

$\phi$  = elevación piezométrica

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

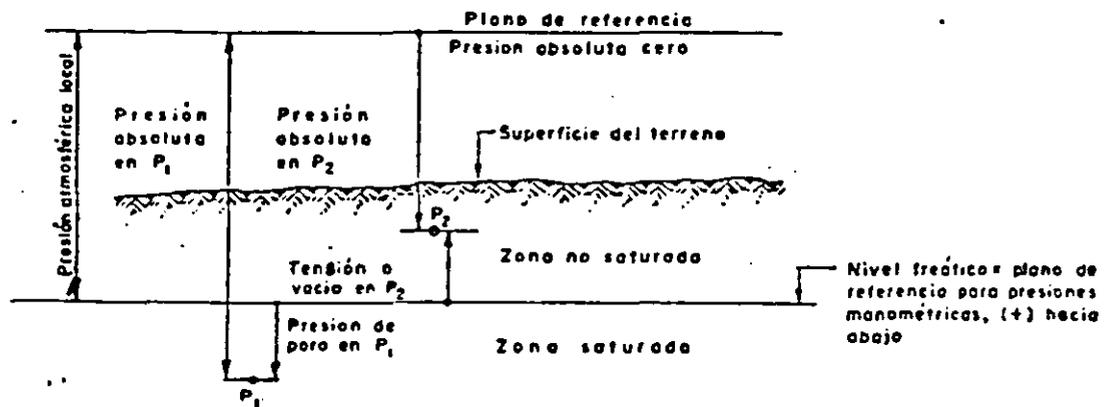


Fig. 5.5 Diferentes tipos de presión

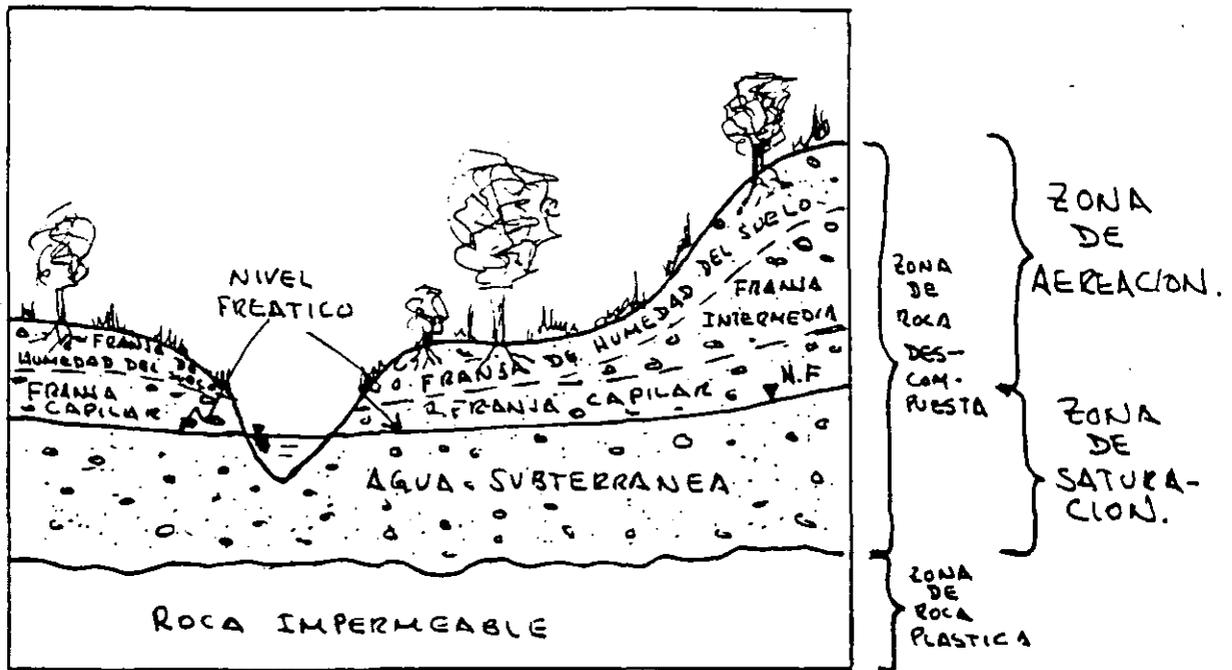


Fig 5.6

- 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 aereación 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.

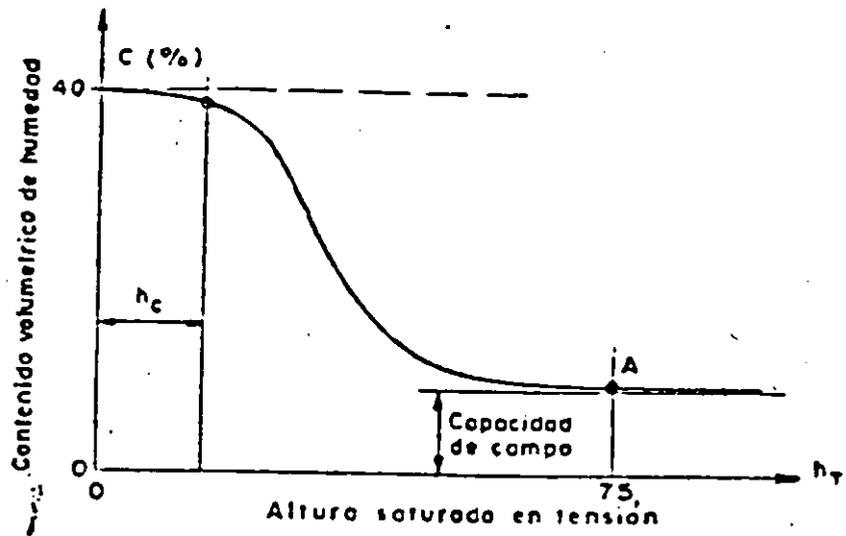


figura 5.7 Tensión de la humedad del suelo contra el contenido de humedad.

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

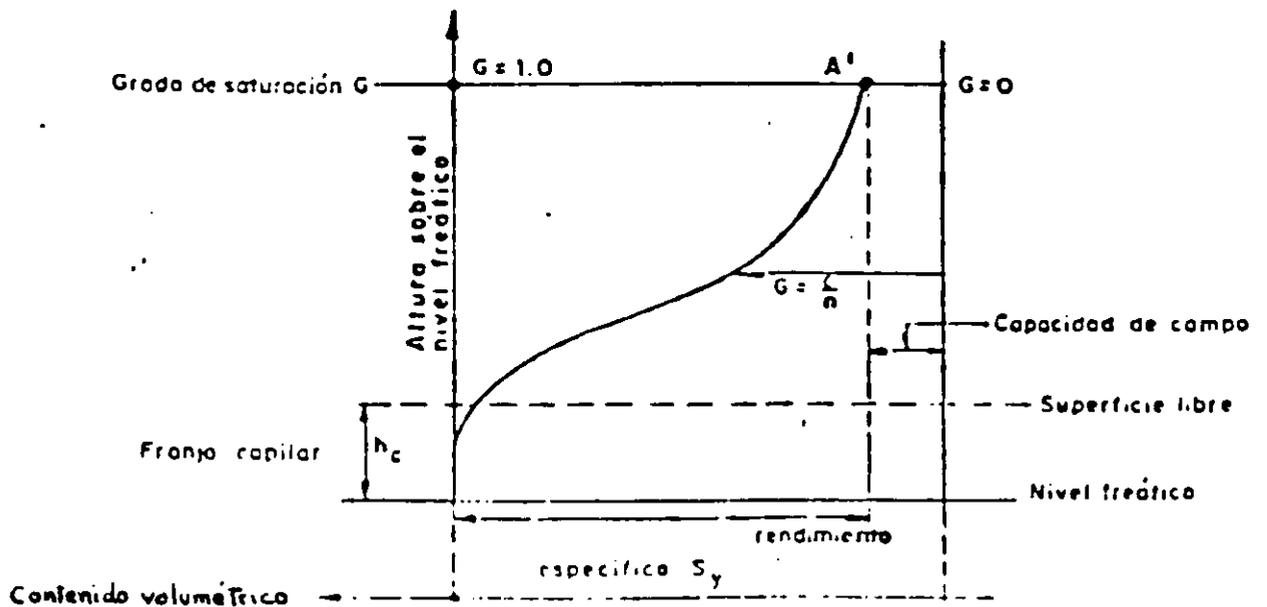


Fig. 5.8 Contenido de humedad del suelo y grado de saturación por arriba del nivel freático.

- 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 de el 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.

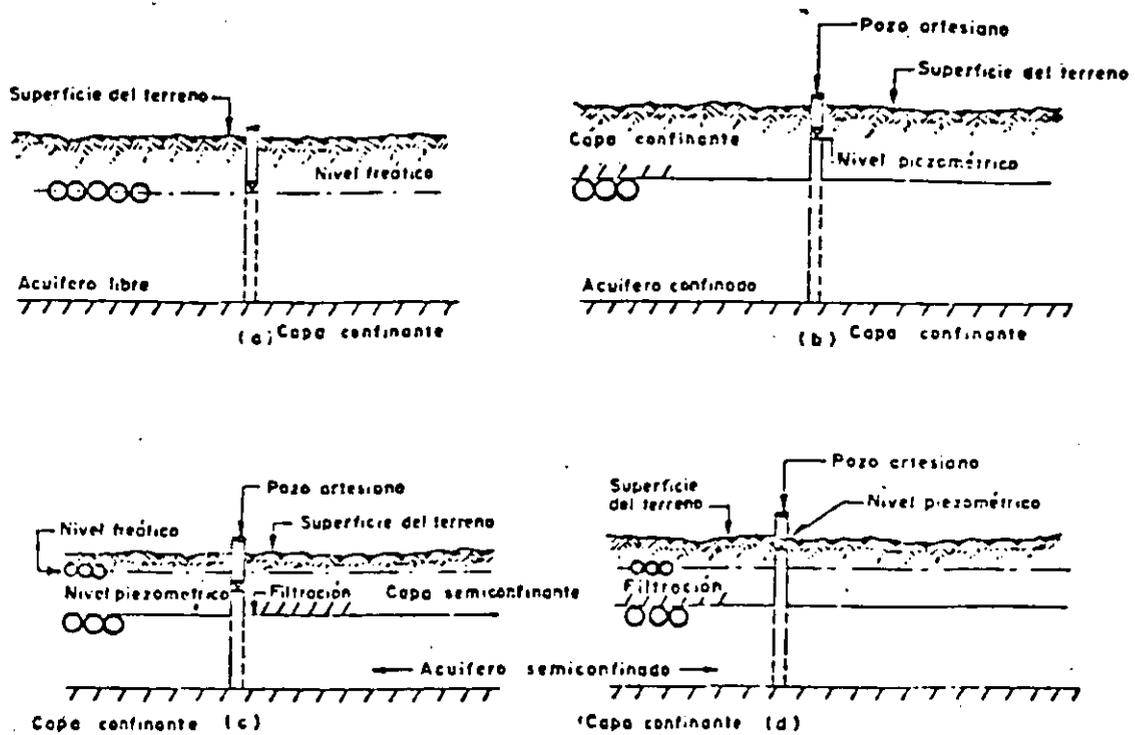
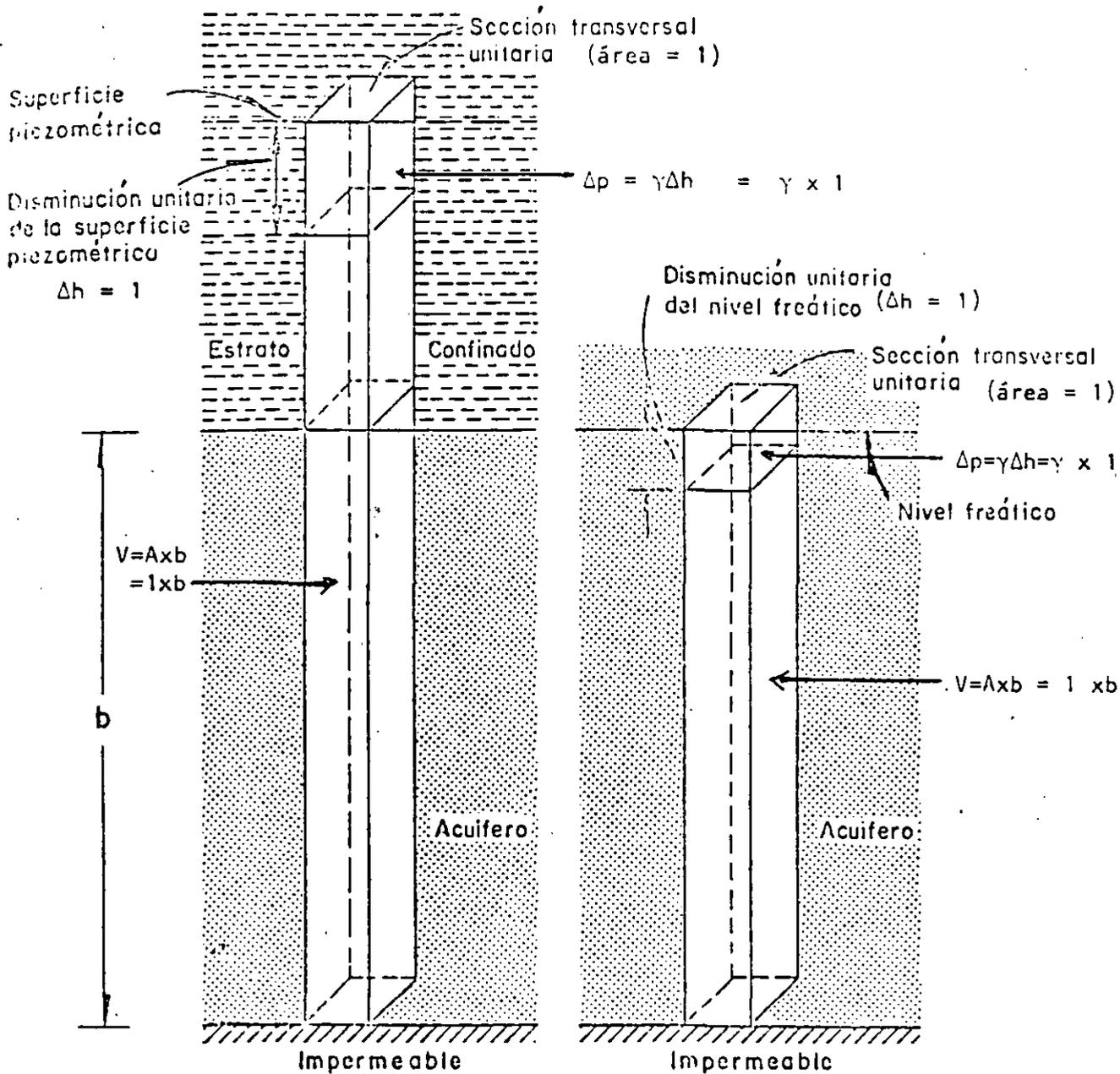


Fig. 5.9 Ejemplos esquemáticos de acuífero libre (a), acuífero confinado (b), acuífero semiconfinado (c), acuífero semiconfinado con recarga vertical hacia arriba (d).

- 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



(a) Acuífero confinado (b) Acuífero no confinado

FIG. 5.10 Definición del coeficiente de almacenamiento

(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.

$$S = Ss b; \quad b = \text{espesor del acuífero} \quad Ss = \frac{S}{b}$$

- 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  $\mu$ ), 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. 5.11), anotándose de la siguiente manera:

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

en general:

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

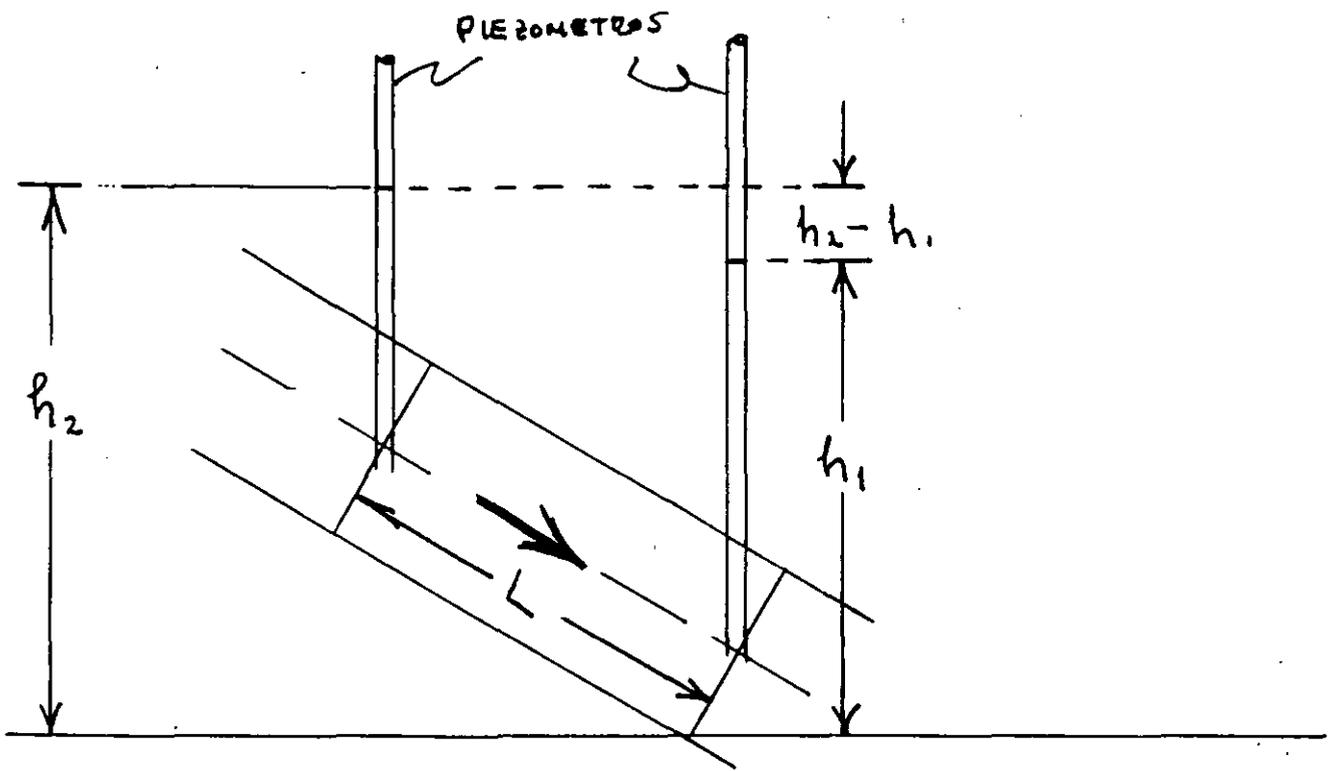


Fig. 5.11 Interpretación del gradiente hidráulico

El coeficiente de Transmisibilidad (T), es la capacidad del 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.

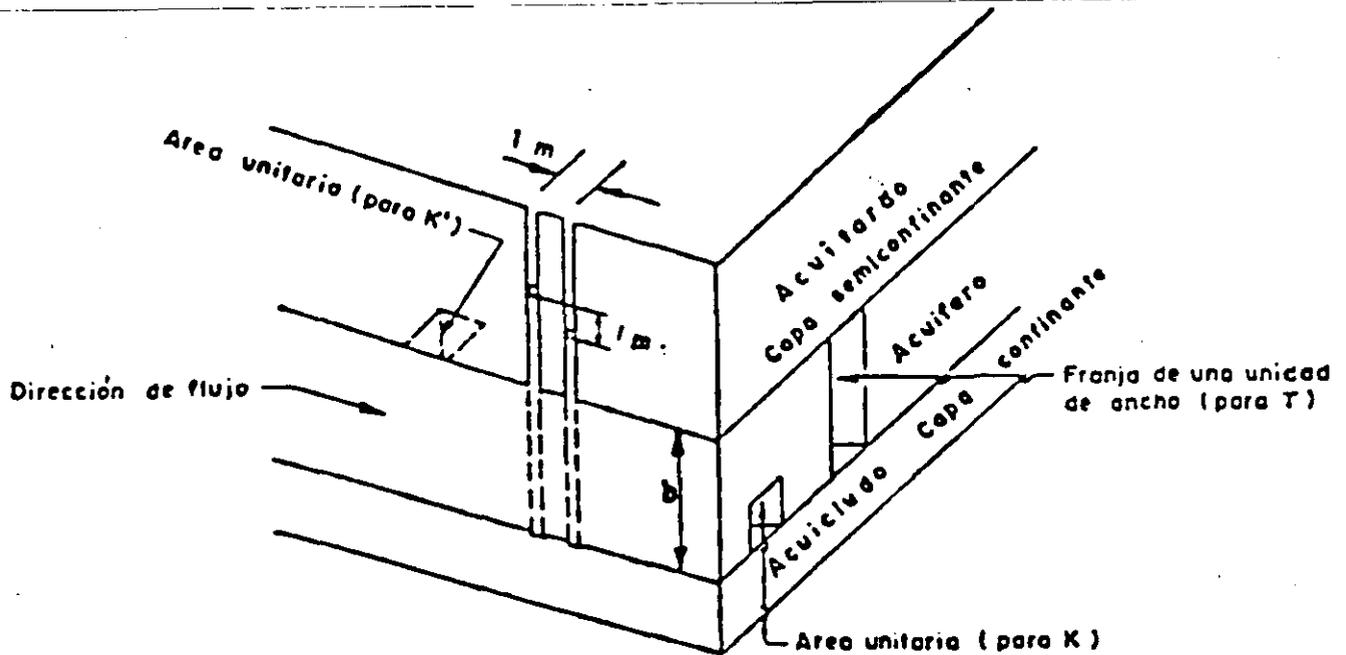


Fig. 5.12 Representación esquemática de los coeficientes de permeabilidad y transmisibilidad

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 la 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)

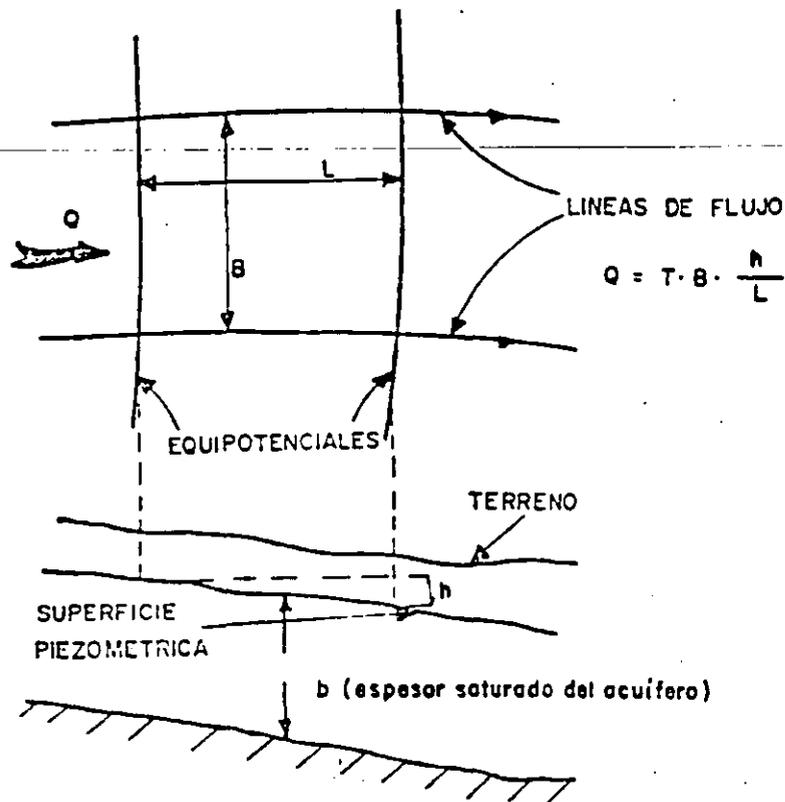


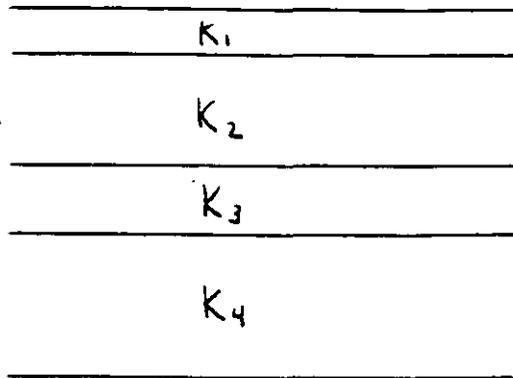
Fig. 5.13 Relación entre las redes de flujo y la determinación del caudal de agua subterránea que pasa por un canal determinado en función de las leyes de continuidad y de Darcy.

### Heterogeneidad y anisotropía de la conductividad hidráulica.

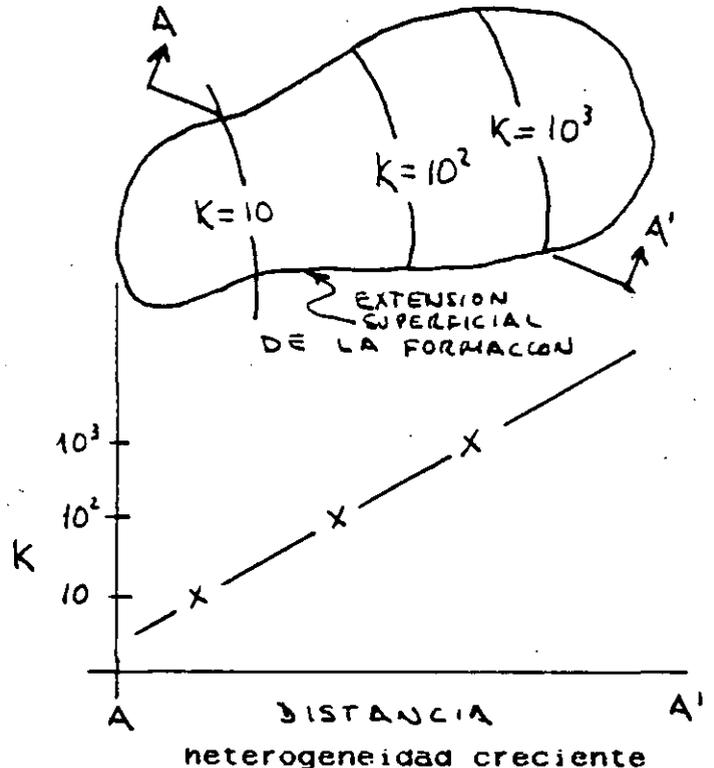
Los valores de la conductividad hidráulica, generalmente muestran variaciones dentro del espacio de las formaciones geológicas, esta propiedad se denomina heterogeneidad. Asimismo, se dan cambios en la dirección de medición de cualquier punto dado de las formaciones, denominándose a esta característica 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



heterogeneidad creciente

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, ésta 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  $\theta$  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  $\theta$  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 anisotropo,  $K_x(x,z) = C_1$  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

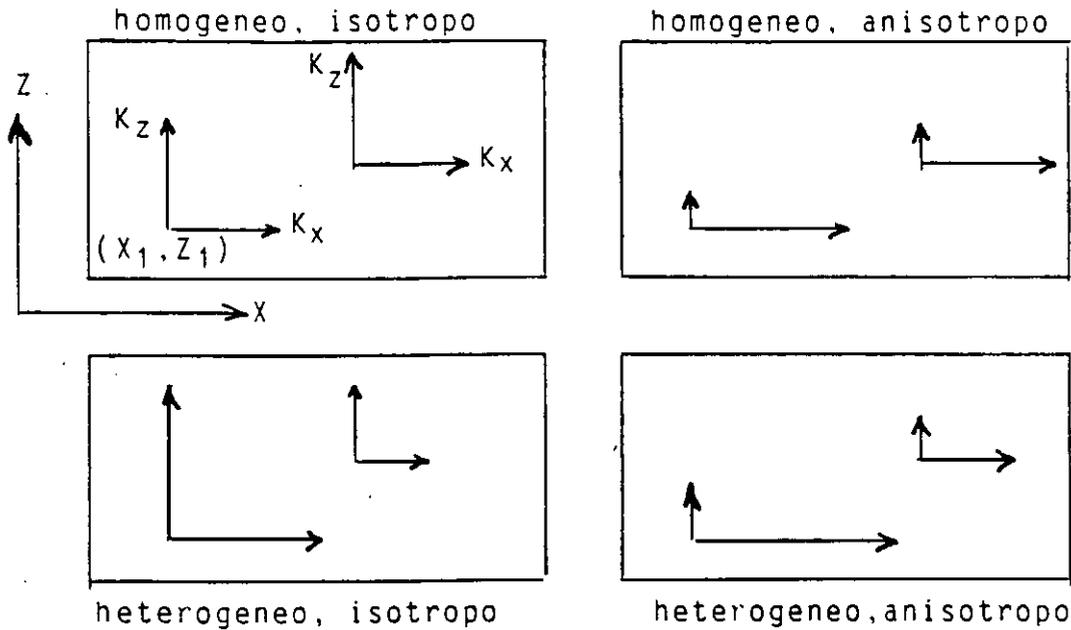
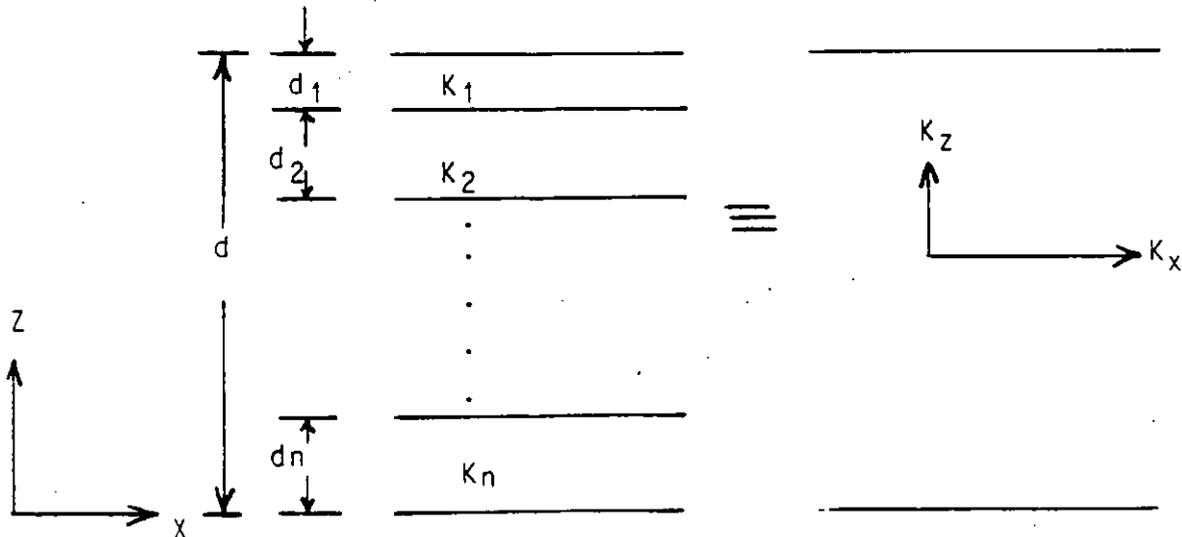


Fig. 5.15 Combinaciones de homogeneidad, heterogeneidad, isotropía y anisotropía, posibles en un sistema bidimensional.

Relación entre heterogeneidad estratificada y anisotropía





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

**VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS**

**MODULO I:  
GEOHIDROLOGIA**

**PRUEBAS DE BOMBEO**

**ING. OSCAR A. ESCOLERO FUENTES**

## PRUEBAS DE BOMBEO.

## 1.- REGIMEN ESTABLECIDO.

## 1.1.- Método de Thiem. (Acuífero confinado)

El flujo radial hacia un pozo, a través de un cilindro concéntrico al pozo, de anchura  $dr$ , viene dado por:

$$Q = 2\pi r \cdot K \cdot \frac{dh}{dr} \quad (.1.)$$

o sea:

$$dh = \frac{Q}{2\pi} \frac{dr}{r \cdot b \cdot K}$$

que integrada entre los valores,  $r_1$  y  $r_2$ , de  $r$ , a los que corresponden las alturas piezométricas,  $h_1$  y  $h_2$ , da:

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

o lo que es lo mismo:

$$Q = \frac{2\pi b \cdot K (h_2 - h_1)}{\ln \frac{r_2}{r_1}}$$

Esta última es la ecuación de THIEM, que permite calcular  $K$ , si se conoce:

$Q$  = caudal extraído en un pozo de bombeo

$r_1, r_2$  = distancias de los pozos de observación al de bombeo

La integral también se puede poner en la forma:

$$h^2 = \frac{Q}{\pi K} \ln r + C$$

o tomando ejes cualesquiera:

$$h^2(xy) = \frac{Q}{2\pi K} \ln \left( (x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 \right) + C$$

En caso de que haya varios pozos en  $(x_i, y_i)$ , con caudales  $Q_i$ :

$$h^2(xy) = \frac{1}{2\pi K} \sum_{i=1}^n Q_i \ln \left( (x-x_i)^2 + (y-y_i)^2 \right) + C$$

La hipótesis de Dupuit se ha considerado durante muchos años como una simplificación, pero se ha comprobado su validez matemática, de tal modo que el método de Dupuit es perfectamente aplicable al caso de un acuífero libre en régimen permanente. Sólo hay desviaciones importantes respecto de las previsiones teóricas en las proximidades del pozo.

## 2.- REGIMEN TRANSITORIO

### 2.1.- Método de Theis.

Theis desarrolló un método analítico, aplicable en condiciones de no-equilibrio, basándose en la analogía entre las expresiones matemáticas del flujo de agua subterránea en acuíferos confinados en régimen variable y el transporte de calor. En ambos casos la ecuación diferencial es formalmente la misma:

$$\Delta h = \frac{S}{T} \cdot \frac{\delta h}{\delta t}$$

Anteriormente se disponía del método de Thiem, que sólo es aplicable cuando se estabiliza el cono de depresión, lo que supone serias limitaciones en cuanto al tipo de acuíferos a que se puede aplicar, y además requiere realizar el ensayo de bombeo durante un intervalo de tiempo muy largo.

El método de Theis se aplica a un acuífero confinado de extensión infinita que no recibe alimentación vertical ni lateral, y que en la descarga, por tanto, procede exclusivamente de la compresibilidad de acuífero y del agua.

En un intervalo,  $dt$ , el caudal descargado,  $dQ$ , a través del pozo, por la definición del coeficiente de almacenamiento,  $S$  vale:

$$dQ = -S \cdot r \cdot d\theta \cdot dr \cdot \frac{\delta h}{\delta t} \cdot dt$$

y el caudal total extraído en  $dt$ :

$$Q(t) = -S \cdot \int_{r_w}^{\infty} \int_0^{2\pi} r \cdot \frac{\delta h(r, \theta, t)}{\delta t} \cdot d\theta \cdot dr$$

siendo  $r_w$  = radio del pozo.

Si el acuífero es homogéneo e isótropo:

$$Q = -2\pi S \int_{r_w}^{\infty} r \cdot \frac{\delta h}{\delta t} \cdot dr$$

Para que  $Q$  pueda alcanzar un valor constante es condición necesaria, según esta integral, que  $\frac{\delta h}{\delta t}$  disminuya al aumentar  $t$ .

supuesto que S permanece constante. Así pues, el flujo ha de ser en régimen variable.

Theis resuelve la ecuación general,  $\Delta h = \frac{S}{T} \frac{\delta h}{\delta t}$ , puesta en coordenadas cilíndricas, tomando como eje vertical el eje del pozo:

$$\frac{\delta^2 h}{\delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{\delta h}{\delta r} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\delta h}{\delta t}$$

con las condiciones de contorno:

$$\begin{aligned} h(r, 0) &= h_0 && \text{para } t \leq 0 \\ h &= h_0 \text{ para } r \rightarrow \infty && \text{para } t > 0 \\ \lim_{r \rightarrow 0} (r \cdot \frac{\delta h}{\delta r}) &= \frac{Q}{2\pi T} && \text{para } t > 0 \end{aligned}$$

En estas condiciones la solución es:

$$h = h_0 - \frac{Q}{4\pi T} \int_u^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx$$

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

La integral escrita es la integral exponencial, que se suele denotar como W(u), función del pozo, y que está tabulada para diversos valores de u.

Como el descenso de nivel piezométrico, s, en cada punto, es

$s = h_0 - h$ , queda:

$$\left. \begin{aligned} s &= \frac{Q}{4\pi T} \cdot W(u) \\ u &= \frac{r^2 S}{4 T \cdot t} \end{aligned} \right\} (2)$$

En estas ecuaciones conocemos los valores de:

t = tiempo transcurrido desde el comienzo del ensayo

r = distancia del pozo o sondeo de observación al pozo de bombeo

s = descenso del nivel piezométrico observado, para cada t

Q = caudal constante extraído

y queremos determinar los valores de S y T. Se hace mediante un procedimiento gráfico, ideado por Theis, que se basa en que la relación funcional entre W(u) y u es la misma que entre s y  $\frac{r^2}{t}$  como se deduce de la simple inspección de las ecuaciones, al ser constantes S, T y Q.

El procedimiento es el siguiente:

Se dibuja (o se tiene ya disponible) la curva W en función de u en papel logarítmico.

Sobre ella se superpone la curva s en función de  $r^2/t$ , dibujada también en papel logarítmico y, manteniendo los ejes en ambas gráficas paralelos, se ajustan las dos curvas lo mejor posible. Se escoge luego un punto común a ambas curvas, que nos da simultáneamente valores de u, W, s y  $r^2/t$  que cumplen las dos ecuaciones.

En estas dos ecuaciones solamente quedan entonces S y T como incógnitas y se pueden despejar inmediatamente. Una observación importante es que una vez ajustadas las dos gráficas, no es necesario

tomar el punto común sobre las propias curvas; en general, es más cómodo tomar el punto  $u = 1$ ,  $W = 1$  y leer directamente los valores de  $s$  y  $r^2/t$  en los ejes de la otra gráfica.

Si se dispone de un solo pozo de observación es  $r = \text{constante}$ , y se utiliza la gráfica de  $s$  en función de  $1/t$ , que se superpone sobre la curva tipo  $W(u)$ .

En el campo es más cómodo tomar los descensos en función de  $t/r^2$  o de  $t$  (si sólo hay un pozo de observación). Las gráficas de  $s(t)$  o  $s(t/r^2)$  se superponen entonces sobre  $W(1/u)$ . Esta última se puede dibujar fácilmente, pues es la misma de  $W(u)$  invirtiendo el sentido del eje  $u$  y poniendo los valores de  $1/u$  en abscisas, en lugar de los valores de  $u$ . El resto del método es el mismo.

La ecuación de Theis es aplicable con todo rigor sólo cuando se cumplen las siguientes condiciones:

1. el acuífero es homogéneo e isótropo
2. el acuífero tiene una extensión superficial infinita
3. la transmisividad,  $T$ , es constante, no dependiendo del tiempo ni del lugar
4. el agua descarga instantáneamente y procede exclusivamente de la almacenada en el acuífero, que no es alimentado lateral ni verticalmente.
5. el pozo penetra a través de toda la altura vertical del acuífero, hasta su base impermeable.
6. el pozo de extracción tiene un diámetro infinitesimal.

Es obvio que las cuatro primeras condiciones no se cumplen en la realidad, mientras que la quinta lo es a veces y la sexta se puede aceptar razonablemente, puesto que el diámetro del pozo de bombeo

suele ser muy pequeño en comparación al diámetro del cono de depresión, pasado un breve período de ensayo.

La condición de homogeneidad e isotropía es la que más raramente se cumple en la naturaleza, pues casi siempre el acuífero está instalado en un medio sedimentario estratificado cuyas capas tienen permeabilidades distintas, además de que puede haber cambios laterales de facies. En general, la permeabilidad horizontal suele ser mayor que la vertical. Todo esto provoca perturbaciones en la curva,  $s = r^2/t$ , que a veces son de difícil interpretación, sobre todo en el caso de los acuíferos en medios kársticos, que pueden ser altamente heterogéneos y anisótropos.

A veces se utilizan pozos de observación que penetran el acuífero hasta distintas profundidades y que se sitúan a la misma distancia del pozo de bombeo, con la finalidad de determinar con más precisión las permeabilidades horizontales de las diversas capas de un acuífero estratificado, así como la permeabilidad vertical.

El método de Theis no es aplicable, en sentido estricto, a los acuíferos libres. En éstos no suele mantenerse constante la transmisividad durante la realización del ensayo de bombeo, sino que va disminuyendo, lo que se refleja en que los descensos observados son mayores que en un acuífero confinado, con la misma transmisividad inicial. Jacob propone la siguiente fórmula de ajuste:

$$(h_0 - h)' = (h_0 - h) - \frac{(h_0 - h)^2}{2b}$$

donde:

$h_0 - h$  = descenso observado en el acuífero libre

$(h_0 - h)'$  = descenso equivalente en un acuífero confinado, con la

La función,  $s - \log t$ , viene representada por una recta de pendiente  $\frac{2.30 Q}{4\pi T}$ . Así, en la práctica, se halla  $T$  dibujando los descensos observados,  $s$ , en función de los tiempos,  $t$ , en escala semilogarítmica, y tomando  $\Delta \log t = 1$ , el  $\Delta s$  correspondiente, que se lee directamente, es:

$$\frac{2.30 Q}{4\pi T}$$

lo que permite calcular  $T$ .  $S$  se puede calcular introduciendo  $T$  y las coordenadas de un punto cualquiera de la recta en la ecuación (..3..) o bien observando que la abscisa en el origen de la recta es  $t_0$ , tal que:

$$\frac{2.25 \cdot T \cdot t_0}{r^2 \cdot S} = 1$$

**Caso 2.** -  $t$  es constante y  $r$  variable, en la ecuación (..3..), que se puede poner en la forma:

$$s = \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 T \cdot t}{S} - \frac{2.30 \cdot Q}{2\pi T} \log r^2$$

La gráfica,  $s - \log r$ , es una recta de pendiente  $\frac{-2.30 \cdot Q}{2\pi T}$ . Se hallan  $T$  y  $S$  siguiendo un método análogo al del caso 1.

**Caso 3.** -  $r$  y  $t$  son variables. La ecuación (..3..) se puede poner:

$$s = \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T} \log \frac{2.25 \cdot T}{S} + \frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T} \cdot \log \frac{t}{r^2}$$

La gráfica,  $s - \log \frac{t}{r^2}$ , es una recta de pendiente  $\frac{2.30 \cdot Q}{4\pi T}$

Se determina S y T análogamente a los dos casos anteriores.

El método de Jacob da resultados óptimos en condiciones de régimen permanente y/o de equilibrio del cono de depresión. Este último puede alcanzarse pronto en zonas próximas al pozo de bombeo, pero si los pozos de observación están situados a gran distancia, el método sólo es aplicable cuando transcurre un largo período del ensayo. Tanto la distancia como el tiempo, que determinan la aplicabilidad de este método, dependen de la relación S/T.

Cuando se aplica este método en acuíferos libres, que requieren un período de bombeo muy largo hasta alcanzar la posición de equilibrio del cono de depresión, puede dar lugar a interpretaciones falsas si no se tiene en cuenta esta circunstancia. En rigor, el método de Jacob sólo es aplicable en acuíferos confinados y en las condiciones especificadas. No es aplicable, por tanto, si el acuífero recibe alguna alimentación a través de capas semi-confinantes, o si entran en acción zonas de recarga durante el ensayo.

Cuando el pozo de bombeo penetra sólo parcialmente en el acuífero, la interpretación basada en la gráfica,  $s - \log r$ , da valores erróneos de T, mientras que se obtiene un valor bastante aproximado basándose en la  $s - \log t$ , pero si a su vez los pozos de observación son parciales, los valores de s, obtenidos de  $s - \log t$  también son erróneos.

La ecuación de Jacob, aproximación logarítmica de la de Theis, se puede poner en la forma:

$$\frac{s}{Q} = \frac{0.183}{T} \cdot \log \frac{2.25 \cdot T}{S \cdot r^2} + \frac{0.183}{T} \cdot \log t$$

La gráfica de  $s/Q - \log t$  es una recta, cuya pendiente es  $0.183/T$ , lo que permite calcular  $T$  inmediatamente, con un sólo pozo de observación, así como  $S \cdot r^2$ .

### 2.3.-Método de Hantush. (Acuífero semiconfinado.)

En la naturaleza es raro que un acuífero esté perfectamente confinado entre dos capas totalmente impermeables. En general, un acuífero "confinado" puede ser recargado o descargado a través de las capas adyacentes, pero este efecto es muchas veces despreciable y no se tiene en cuenta en las ecuaciones ni en los ensayos de bombeo.

Sin embargo, en algunas ocasiones se ha comprobado que la recarga del acuífero a través de las capas semipermeables que le rodean, era importante, sobre todo en el caso de un acuífero situado entre un sustrato impermeable y una capa semipermeable sobre la cual hay una capa freática instalada, por ejemplo, en arenas. Inicialmente se puede considerar un sólo acuífero, con el nivel piezométrico a la altura,  $H$ , sobre el sustrato impermeable. Pero si se extrae agua del acuífero semiconfinado, el nivel piezométrico en éste baja bruscamente a  $h < H$ , y se establece una circulación vertical a través de la capa semipermeable, ya que hay un gradiente entre el nivel superior y el inferior de ella,  $H - h/b'$ .

Si  $K' \ll K$  se puede suponer que la dirección del flujo es vertical en B y horizontal en A. Entonces, el descenso,  $s = H - h$ , en el acuífero semi-confinado A satisface:

$$\Delta s = \frac{s}{B^2} = \frac{S}{T} \cdot \frac{\delta s}{\delta t}$$

donde:

S = coeficiente de almacenamiento del acuífero A

T = transmisividad del mismo

B = coeficiente de filtración, dado por  $B = \sqrt{\frac{K \cdot b \cdot b'}{K}}$ . Valores grandes de B indican valores pequeños de la recarga a través de la capa B, y viceversa. Los valores de  $K'/b'$  suelen variar entre los órdenes,  $10^{-10} - 10^{-7} \text{ seg}^{-1}$ .

La solución de la ecuación, dada por Hantush - Jacob es:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W\left(u, \frac{r}{B}\right),$$

donde:

$$W\left(u, \frac{r}{B}\right) = \int_u^{\infty} \frac{1}{x} \cdot e^{-x} - \frac{r^2}{4B^2 x} dx,$$

siendo:

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

y los símbolos tienen el mismo significado que en la fórmula de Theis a la cual se reduce la fórmula anterior cuando  $B \rightarrow \infty$ .

El método práctico de resolución es análogo al de la curva-tipo de Theis:

$$\log s = \log W\left(u, \frac{r}{B}\right) + \log \frac{Q}{4\pi T}$$

$$\log t = \log \frac{1}{u} + \log \frac{r S}{4T}$$

$$\frac{r}{B} = \frac{r}{\sqrt{T/(K'/b')}}}$$

En un ensayo de bombeo con un pozo de observación es  $r = \text{constante}$ , y se representan los descensos,  $s$ , en función de los tiempos,  $t$ , en escalas logarítmicas, que se superponen a las curvas-tipo obtenidas, manteniendo los ejes paralelos hasta conseguir el ajuste mejor. Se obtiene así el valor de  $r/B$  y las coordenadas de un punto común, que serán valores de  $s$ ,  $t$ ,  $u$  y  $W$  que satisfacen las ecuaciones escritas. De ellas se obtienen, entonces, los valores de  $S$ ,  $T$  y  $K'/b'$ .

Suele suceder que en los primeros instantes del ensayo los valores de  $s$  corresponden a los de la curva de Theis y se apartan posteriormente, tomando valores menores que los correspondientes a esta curva, cuando la recarga a través de la capa semi-confinante se hace apreciable. Finalmente puede predominar ésta y estabilizarse el régimen.



ZONA:

ESTADO:

POZO No. \_\_\_\_\_

Ø DESC. \_\_\_\_\_ pulgs.

CAUDAL \_\_\_\_\_ l.p.s.

PROF. \_\_\_\_\_ mts.

N.E. \_\_\_\_\_ mts.

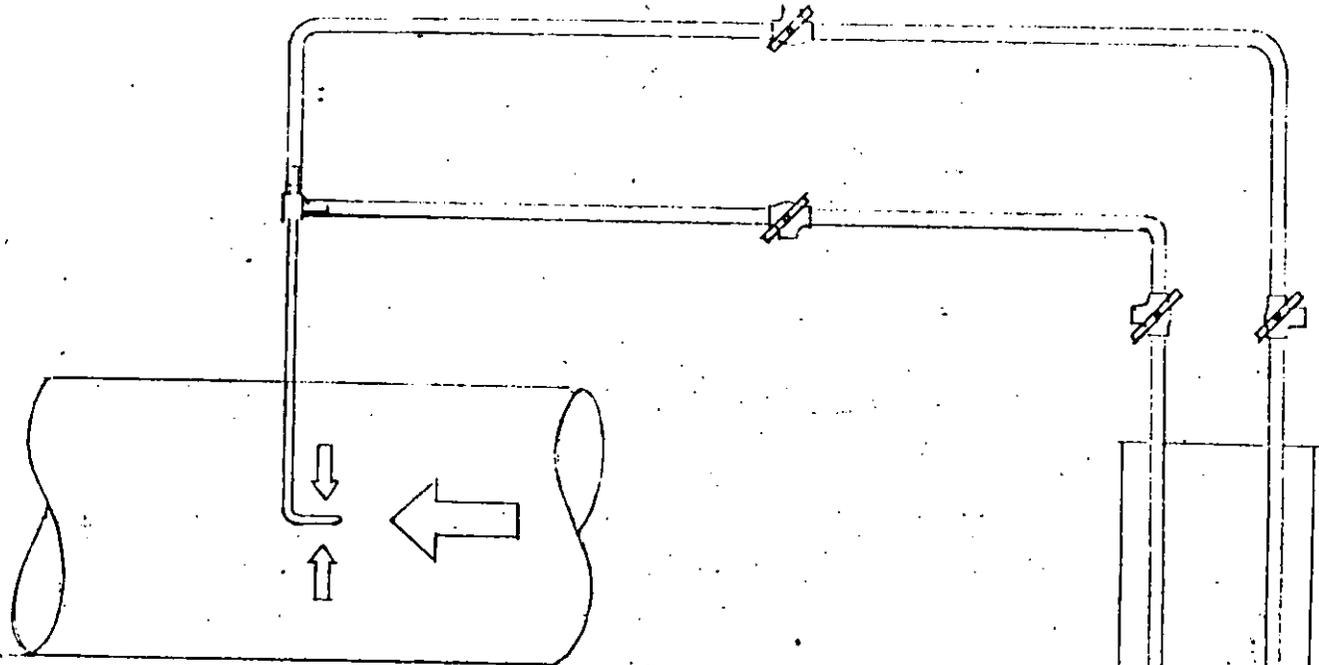
CEDAZO (s)

DE \_\_\_\_\_ A \_\_\_\_\_ mts.

LONG. TUB

DE SUCC \_\_\_\_\_ mts.

H O R A DE LECTURA	SECUENCIA DE LECTURAS PROPUESTA	T I E M P O E N MINUTOS	PROFUNDIDAD AL NIVEL DINAMICO
	0 seg.	0.00	
	1 5 "	0.25	
	3 0 "	0.50	
	4 5 "	0.75	
	1.0 min.	1.00	
	2.0 "	2.00	
	3.0 "	3.00	
	4.0 "	4.00	
	6.0 "	6.00	
	8.0 "	8.00	
	12.0 "	12.00	
	15.0 "	15.00	
	30.0 "	30.00	
	45.0 "	45.00	
	1.0 hr.	60.00	
	1.5 "	90.00	
	2.0 "	120.00	
	2.5 "	150.00	
	3.0 "	180.00	
	3.5 "	210.00	
	4.0 "	240.00	
	4.5 "	270.00	
	5.0 "	300.00	
	5.5 "	330.00	
	6.0 "	360.00	
	6.5 "	390.00	
	7.0 "	420.00	
	7.5 "	450.00	
	8.0 "	480.00	
	8.5 "	510.00	
	9.0 "	540.00	
	9.5 "	570.00	
	10.0 "	600.00	



MERCURIO Hg 13.6

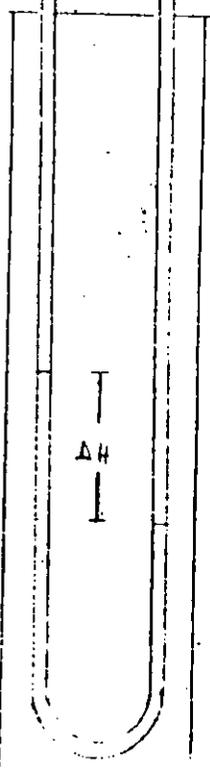
$$V = \sqrt{2g \left( \frac{\rho_{Hg}}{\rho_{H_2O}} - 1 \right) \Delta H} = \sqrt{246.76 \times \Delta H}$$

TETRA-CLORURO DE CARBONO CCl<sub>4</sub> 1.584

$$V = \sqrt{2g \left( \frac{\rho_{CCl_4}}{\rho_{H_2O}} - 1 \right) \Delta H} = \sqrt{11.44 \times \Delta H}$$

AGUA H<sub>2</sub>O 1

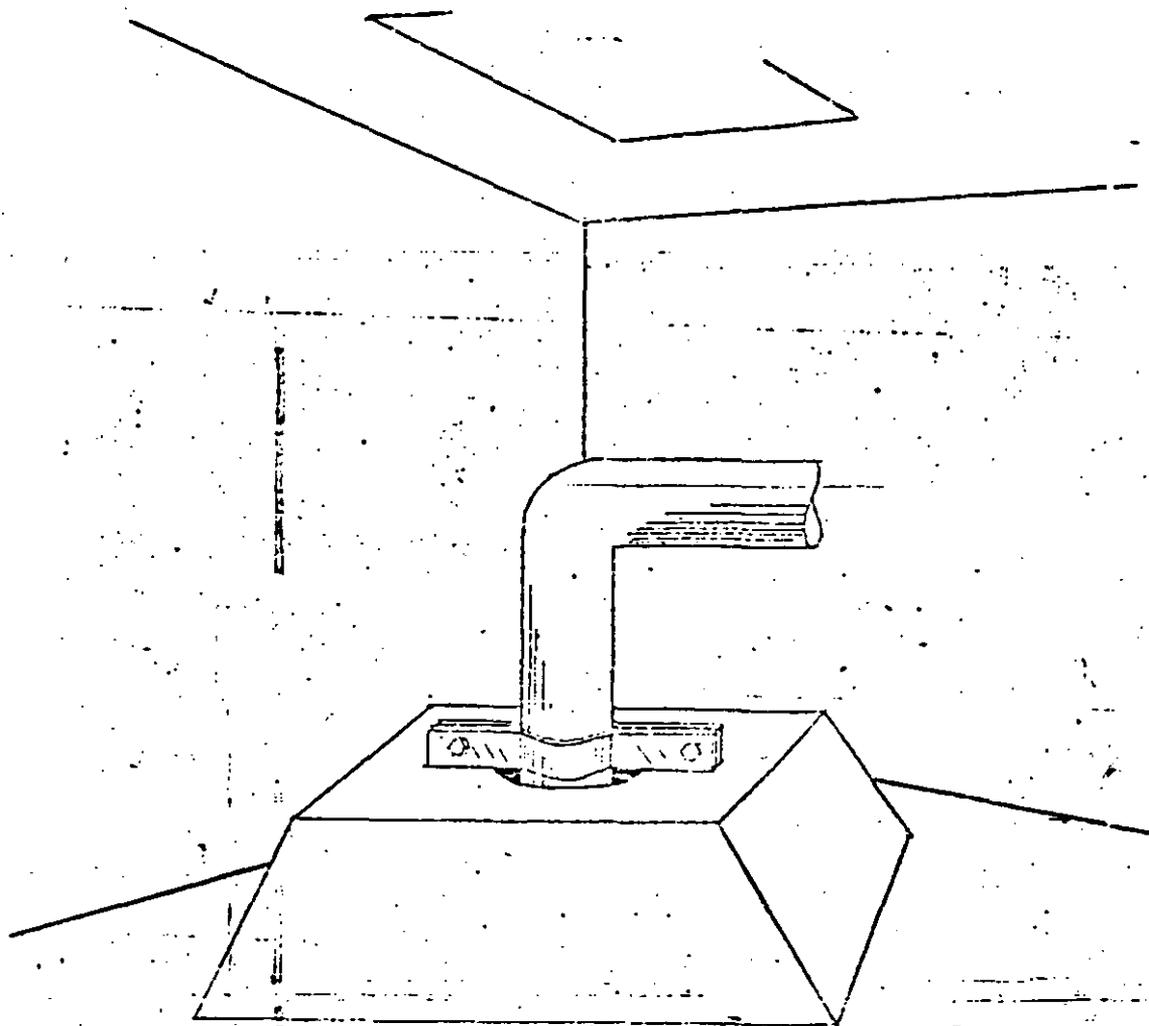
$$V = \sqrt{2g \times \Delta H} = \sqrt{19.6 \times \Delta H}$$



Croquis descriptivo del lugar exacto, donde fue referida la medición del nivel estático

Pozo N° \_\_\_\_\_ NE \_\_\_\_\_ m.

Localización \_\_\_\_\_



OBSERVACIONES \_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

\_\_\_\_\_

TABLAS PARA EL USO DE LA REGLA DE AFORD

Tabla "A" Tubo lleno Gasto lts/seg

	(1")	(2")	(3")	(4")	(6")	(8")	(10")
20	1.7	3.7	6.4	14.6	25.3	39.7	56.9
22	1.9	4.1	7.0	16.0	27.8	43.7	62.6
24	2.0	4.6	7.6	17.5	30.3	47.7	68.3
26	2.2	4.8	8.3	19.0	32.8	51.7	73.9
28	2.4	5.2	9.0	20.4	35.4	55.6	79.6
30	2.6	5.6	9.6	21.9	37.9	59.6	85.3
32	2.7	6.0	10.2	23.3	40.4	63.6	91.0
34	2.9	6.3	10.9	24.8	42.9	67.6	96.7
36	3.1	6.7	11.5	26.2	45.5	71.7	102.4
38	3.2	7.0	12.2	27.7	48.0	75.5	108.1
40	3.4	7.4	12.8	29.3	50.5	79.5	113.8
42	3.6	7.8	13.4	30.6	53.0	83.5	119.4
44	3.7	8.3	14.1	32.1	55.6	87.4	125.0
46	3.9	8.6	14.7	33.5	58.1	91.4	130.8
48	4.1	8.9	15.4	35.0	60.6	95.4	136.5
50	4.3	9.3	16.0	36.5	63.2	99.4	142.2
52	4.4	9.7	16.6	37.9	65.7	103.3	147.9
54	4.6	10.0	17.3	39.4	68.3	107.3	153.6
56	4.8	10.4	17.9	40.8	70.7	111.3	159.3
58	4.9	10.8	18.6	42.3	73.1	115.2	165.0
60	5.1	11.2	19.2	43.7	75.6	119.3	170.8
62	5.3	11.5	19.8	45.2	78.1	123.2	176.5
64	5.4	11.9	20.5	46.7	80.6	127.2	182.0
66	5.6	12.3	21.1	48.1	83.4	131.1	187.7
68	5.8	12.6	21.8	49.6	85.9	135.1	193.4
70	6.0	13.0	22.4	51.0	88.4	139.1	199.1
72	6.1	13.4	23.0	52.5	90.9	143.1	204.8
74	6.4	13.8	23.7	53.9	93.5	147.0	210.5
76	6.5	14.1	24.3	55.3	96.0	151.0	216.1
78	6.6	14.5	25.0	56.9	98.5	155.0	221.8
80	6.8	14.9	25.6	58.3	101.0	159.0	227.5
82	7.0	15.3	26.3	59.8	103.6	162.9	233.2
84	7.1	15.6	26.9	61.2	106.1	166.9	239.0
86	7.3	16.0	27.5	62.7	108.5	170.9	244.6
88	7.5	16.4	28.2	64.2	111.1	174.9	250.3
90	7.7	16.8	28.8	65.6	113.7	178.8	256.0
92	7.8	17.1	29.4	67.1	116.2	182.2	261.6
94	8.0	17.5	30.0	68.5	118.7	186.7	267.6
96	8.2	17.9	30.7	70.0	121.2	190.8	273.0
98	8.3	18.2	31.4	71.4	123.8	194.7	278.7

Tabla "B" Tubo parcialmente lleno

x/y	%	x/y	%	x/y	%	x/y	%
0.06	2.4	0.30	25.2	0.54	55.1	0.78	83.7
0.08	3.7	0.32	27.6	0.56	57.6	0.80	85.3
0.10	5.2	0.34	30.0	0.58	60.1	0.82	87.8
0.12	6.3	0.36	32.4	0.60	62.6	0.84	89.7
0.14	8.5	0.38	34.9	0.62	65.1	0.86	91.5
0.16	10.3	0.40	37.4	0.64	67.6	0.88	93.2
0.18	12.2	0.42	40.0	0.66	70.0	0.90	94.8
0.20	14.2	0.44	42.4	0.68	72.4	0.92	96.3
0.22	16.3	0.46	44.9	0.70	74.8	0.94	97.6
0.24	18.5	0.48	47.5	0.72	77.1	0.96	98.7
0.26	20.7	0.50	50.0	0.74	79.3	0.98	99.5
0.28	22.9	0.52	52.6	0.76	81.5	1.00	100.0

D = Distancia horizontal en cms.

d = Diámetro del tubo en cms.

Q = Gasto en lts/seg

e = y-x (espacio sin llenar)

e se aumentará con la Energía de la cascada vertical

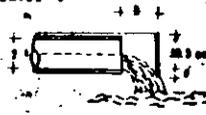
EJEMPLO 1



Tubo lleno de 10.3 cm. (10")  
d = 10.3 cm

EN LA TABLA "A"  
PARA d = 10  
x = 10.3  
y = 20.8

EJEMPLO 2



Tubo de 22 cm parcialmente lleno  
D = 22 cm  
d = 15.2 cm

x/y = 7.6/15.2 = 0.50  
EN LA TABLA "B" para  
x/y = 0.50 % = 52.6 %

PARA d = 22 y tubo lleno  
Q = 16 lts/seg.

Tubo parcial: Q = 16 x 0.526  
Q = 8.42 lts/seg

Para valores de x/y intermedios, interpolar el valor en la tabla B para encontrar el % correspondiente.

$$Q - e = Q \cdot \frac{e}{100}$$

# INTERPRETACION DEL COMPORTAMIENTO DEL NIVEL DEL AGUA DEL POZO N° 5 PROVOCADO POR SU PROPIO BOMBEO

ABATIMIENTO EN METROS

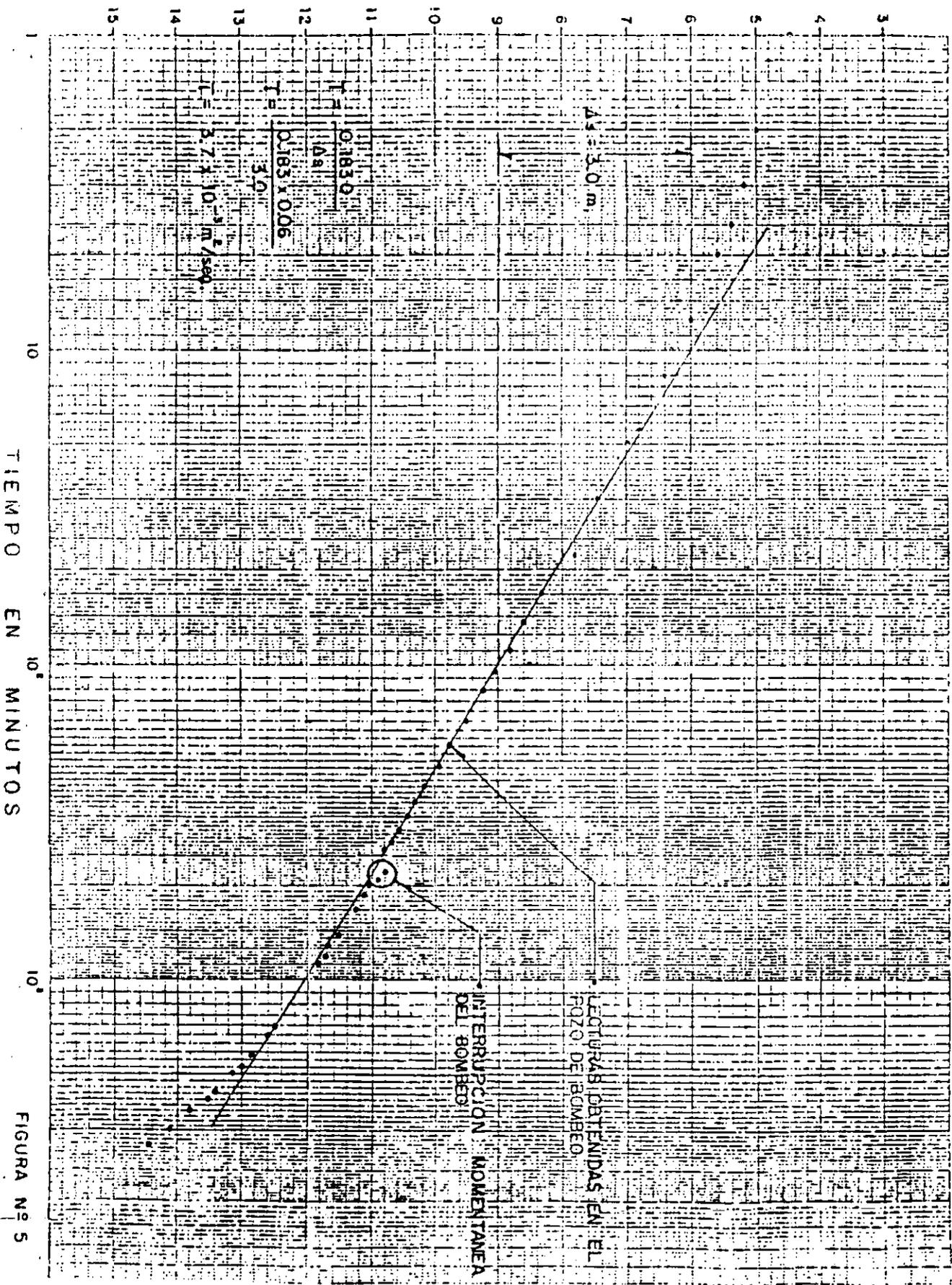
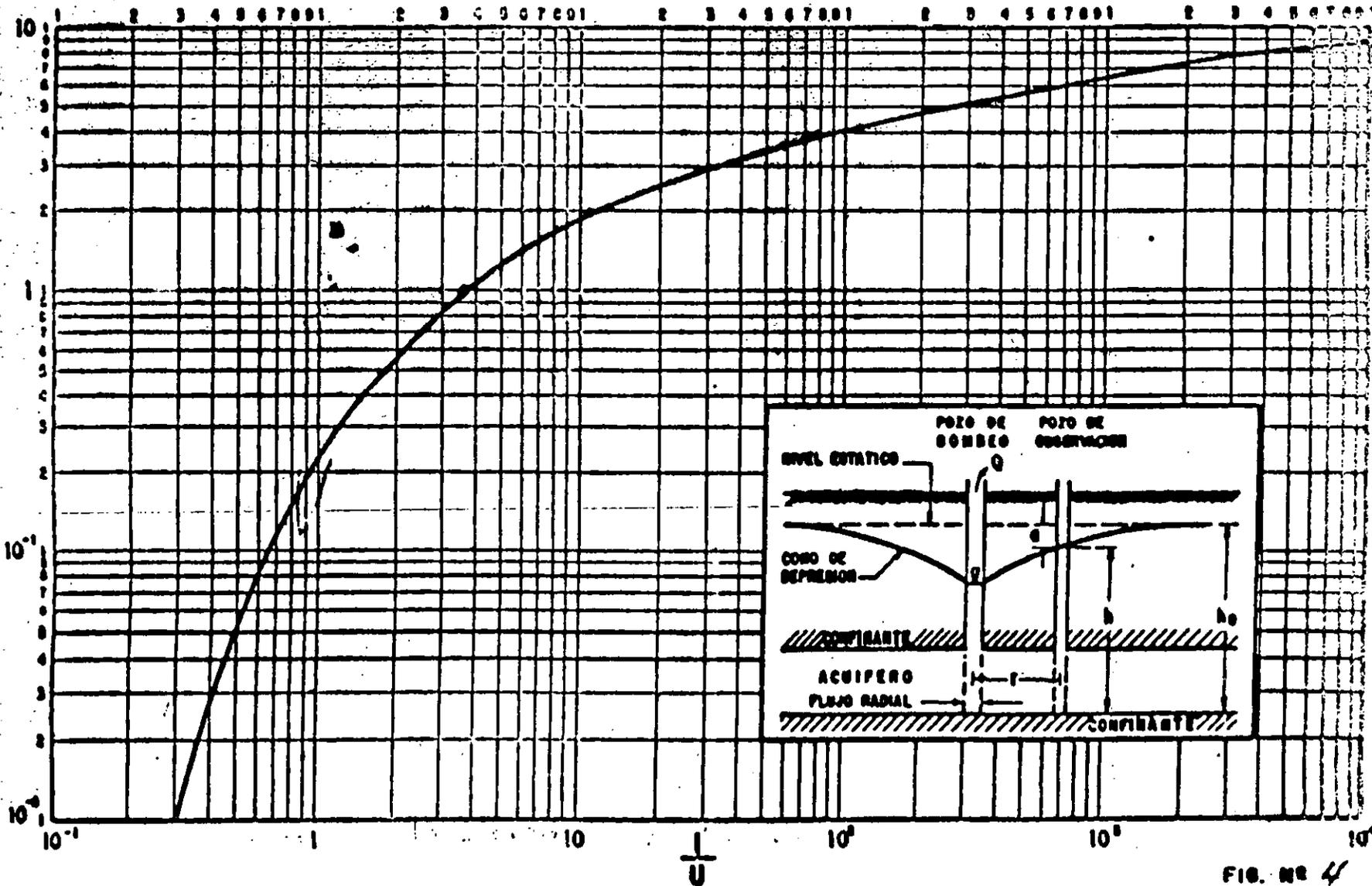


FIGURA N° 5

*W(ud)*

# CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN POZOS TOTALMENTE PENETRANTES EN ACUIFEROS CONFINANTES



# INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO ESCALONADAS

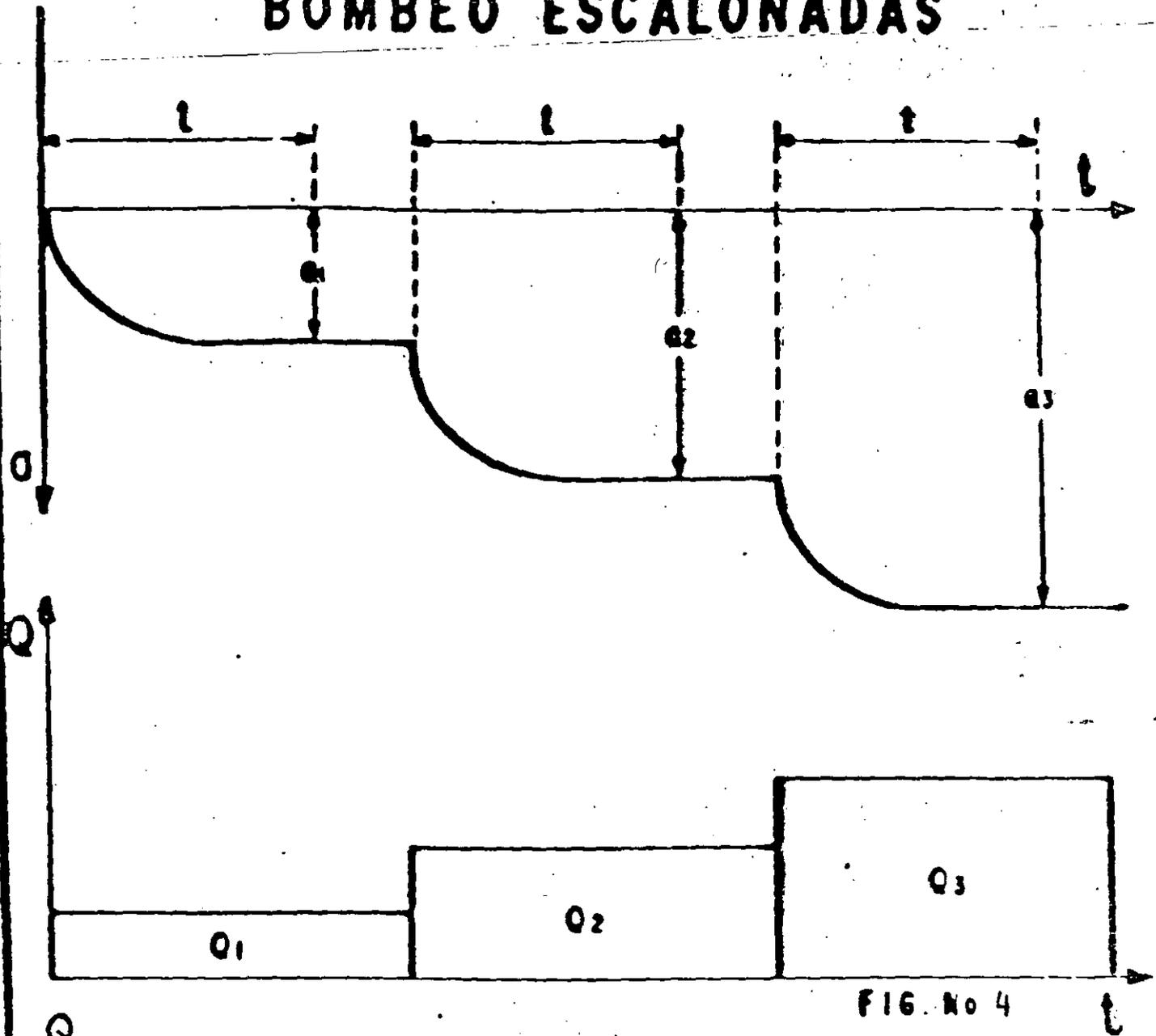
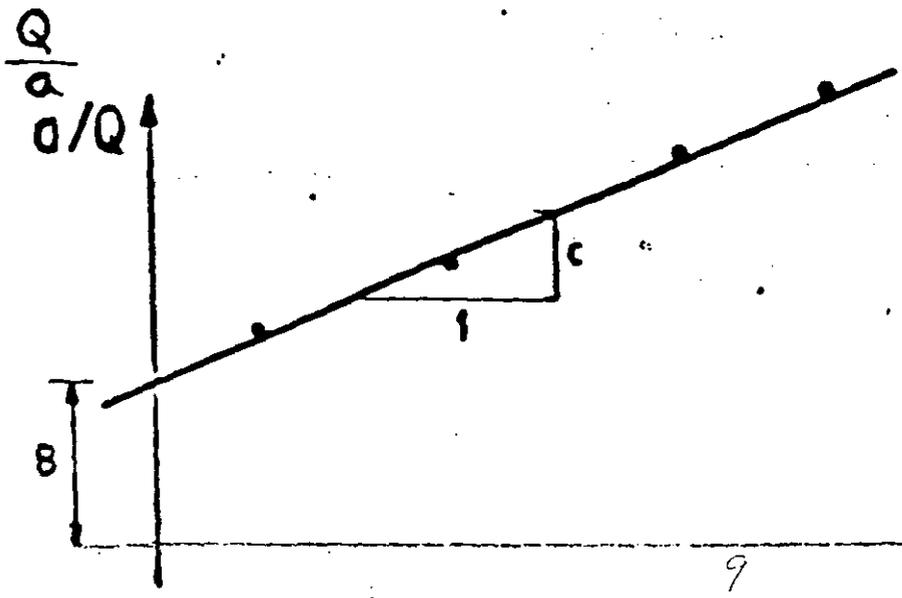


FIG. No 4



9

**POZO DE BOMBEO** PCHVL-1

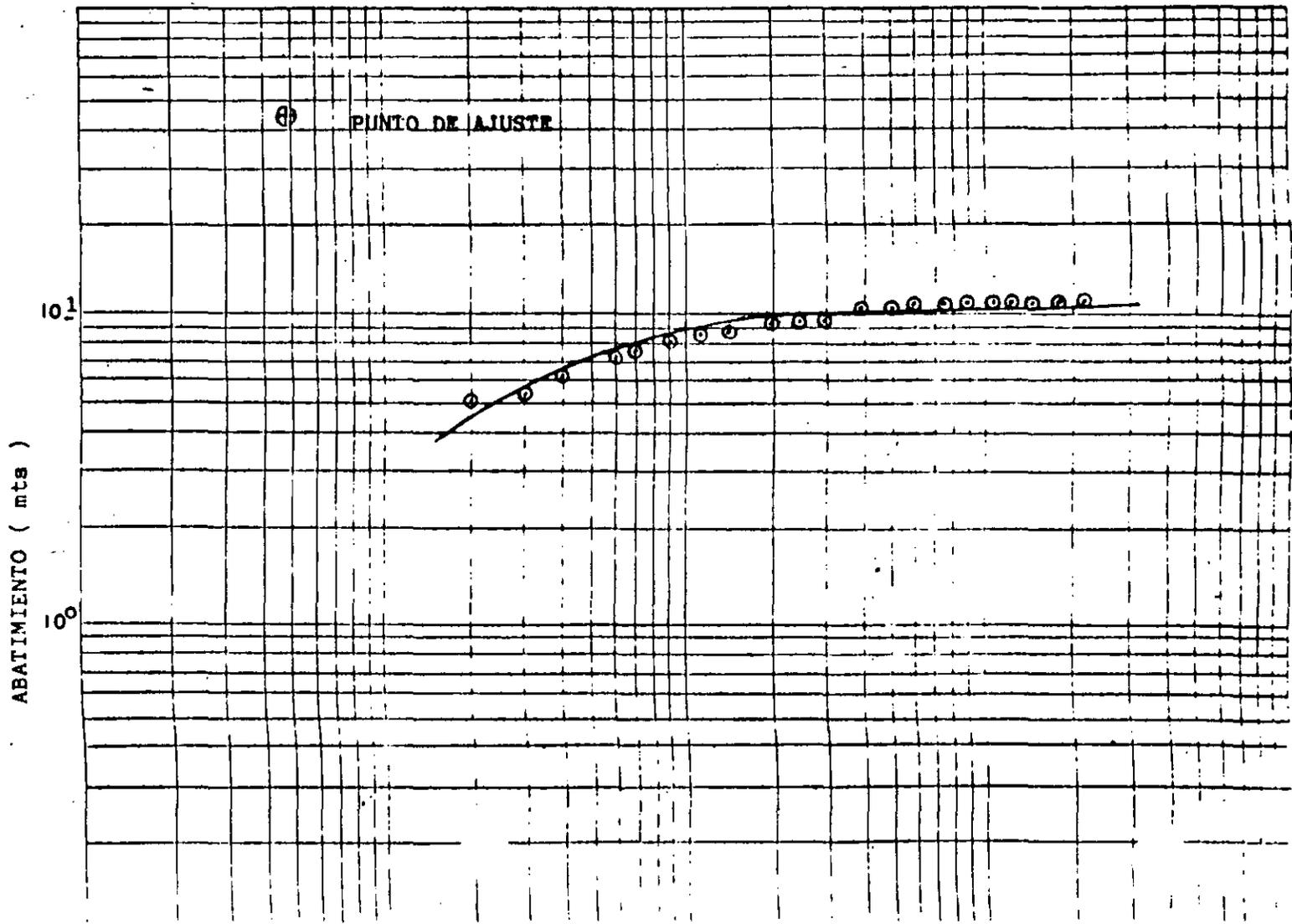
**POZO DE OBSERVACION**

PROFUNDIDAD TOTAL \_\_\_\_\_  
 CAUDAL 101 lps NIVEL ESTATICO 15.49 m.  
 TIPO DE PRUEBA BOMBEO  
 MIDIO \_\_\_\_\_ APARATO \_\_\_\_\_  
 OPERO \_\_\_\_\_ COMPROBO \_\_\_\_\_  
 FECHA 27 MARZO 1973  
 OBSERVACIONES \_\_\_\_\_

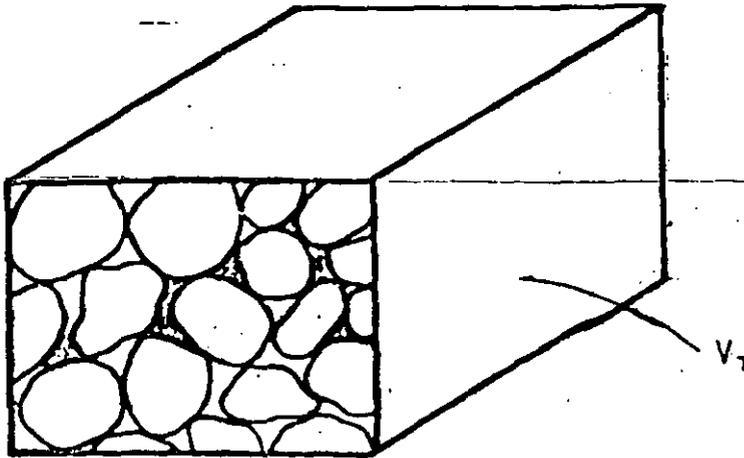
PROFUNDIDAD TOTAL \_\_\_\_\_  
 NIVEL ESTATICO \_\_\_\_\_  
 DIAMETRO DE TUBERIA \_\_\_\_\_  
 DISTANCIA AL POZO DE BOMBEO \_\_\_\_\_

RESULTADOS  
 $\tau = 1.786 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg.}$  S.  
 METODO DE INTERPRETACION SÉMICONFINADO. CURVAS TIPO

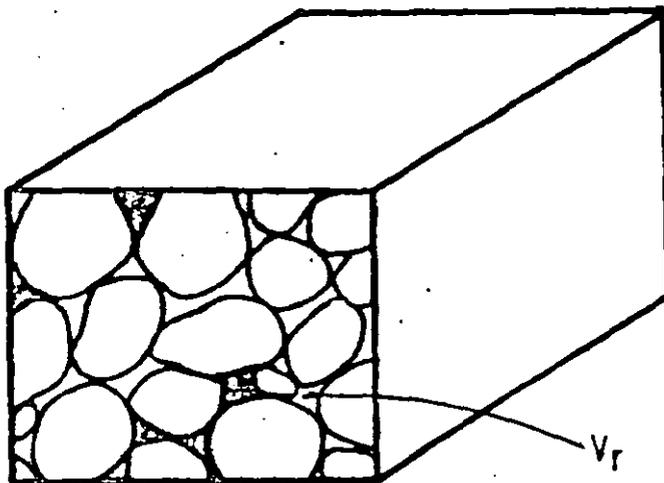
TIEMPO (MIN)	LECTURAS (MTS)	ABAT (mts)
0	15.49	0.00
1	19.51	4.02
2	20.60	5.11
3	21.12	5.63
4	21.79	6.30
5	22.82	7.33
6	22.86	7.37
7	23.15	7.66
8	23.47	7.98
9	23.68	8.19
10	23.83	8.34
12	24.03	8.54
15	24.29	8.80
20	24.93	9.44
25	25.19	9.70
30	25.43	9.94
40	25.81	10.32
50	25.98	10.49
60	26.01	10.52
75	26.15	10.66
90	26.40	10.91
105	26.41	10.92
120	26.64	11.15
150	26.71	11.18
180	27.05	11.56
210	27.14	11.65



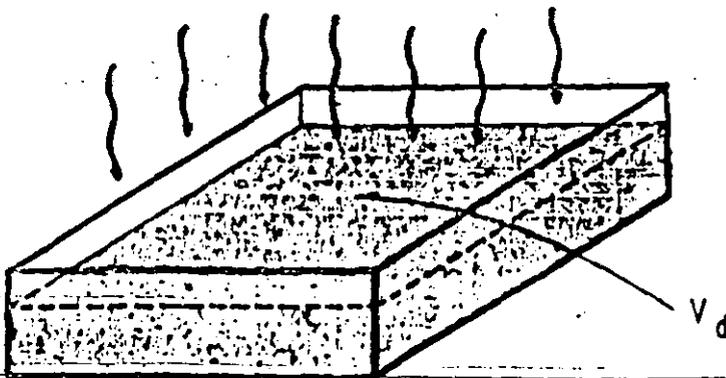
# POROSIDAD, RENDIMIENTO ESPECIFICO Y RETENCION ESPECIFICA



$$n = \frac{V_v}{V_T} (\%)$$



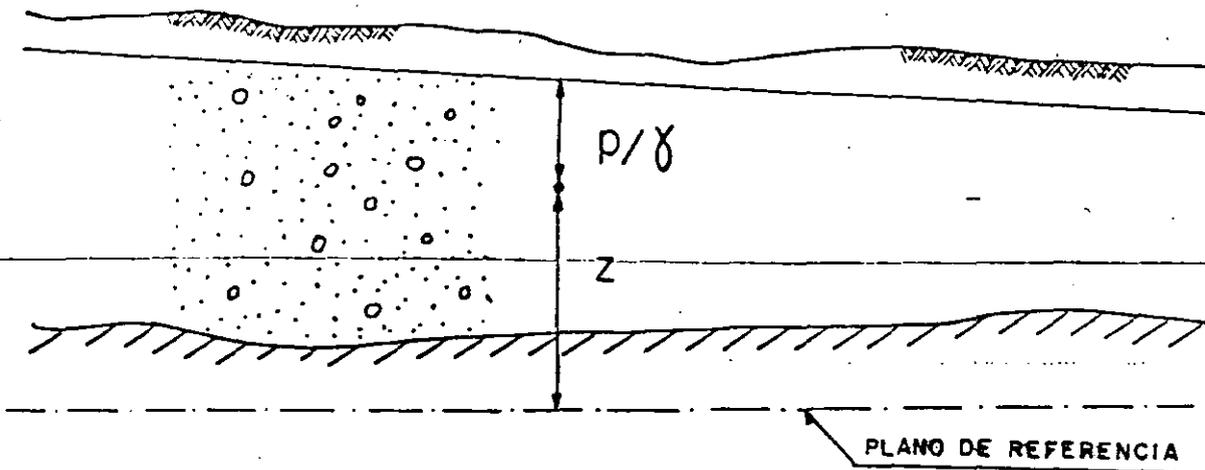
$$r = \frac{V_r}{V_T} (\%)$$



$$S_y = \frac{V_d}{V_T} (\%)$$

$$n = S_y + r$$

## CARGA HIDRAULICA



CARGA HIDRAULICA = CARGA DE POSICION + CARGA DE PRESION + CARGA DE VELOCIDAD (DESPRECIABLE)

$$h = z + p/\gamma + \frac{v^2}{2g}$$

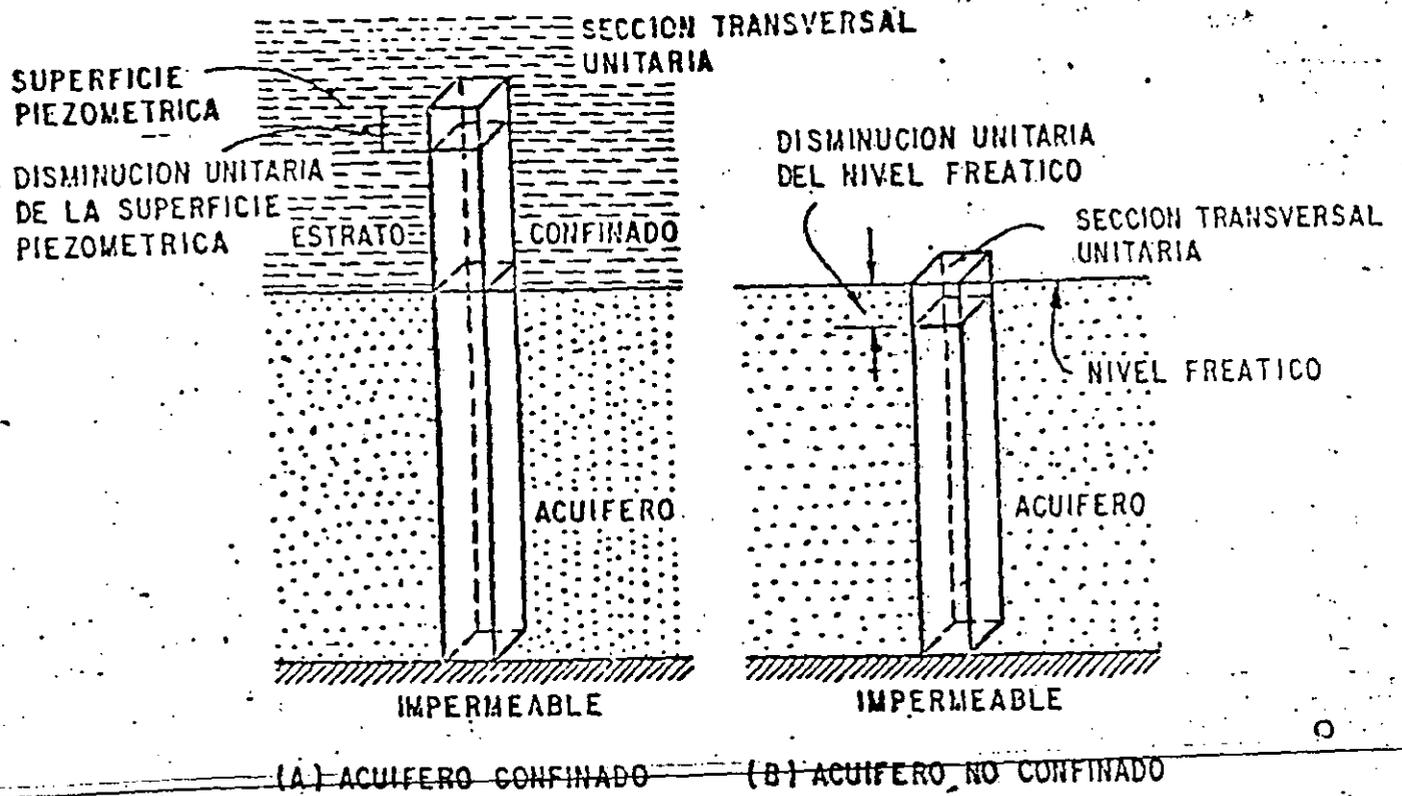
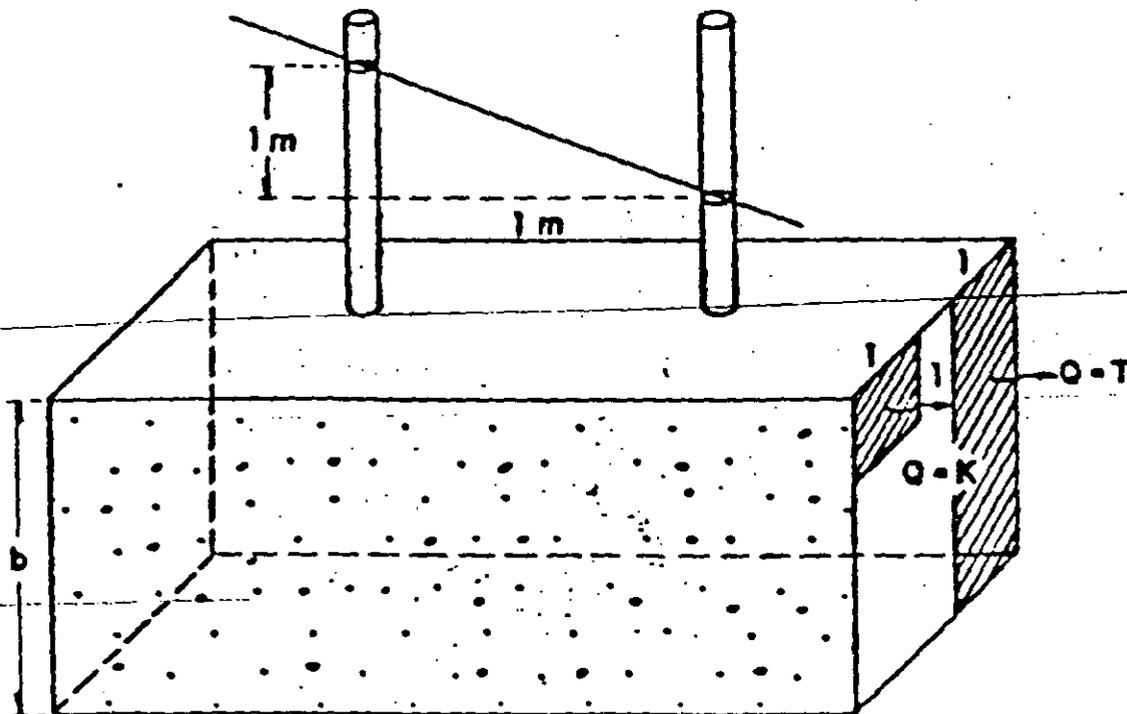


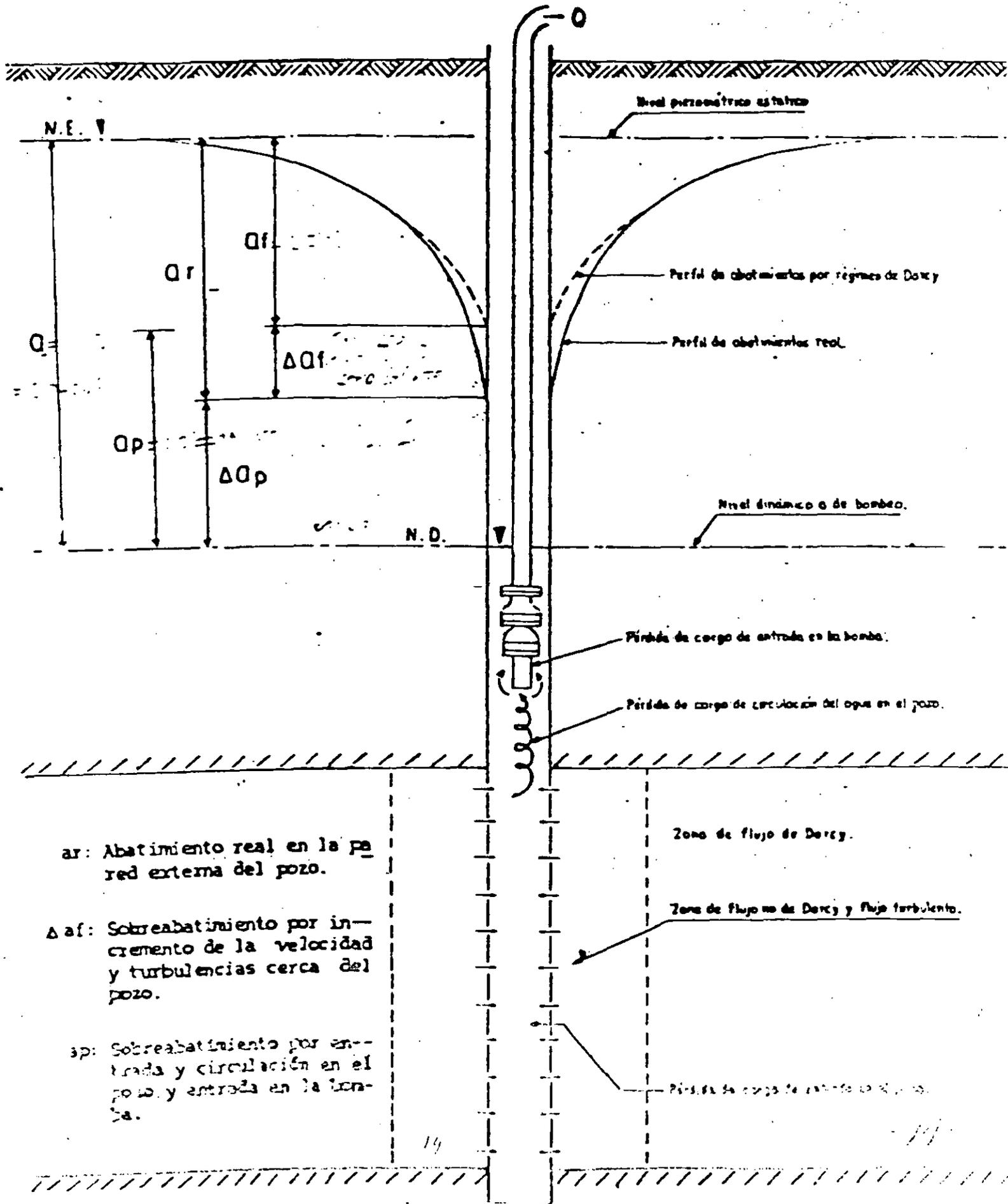
FIG. 6 DEFINICION DEL COEFICIENTE DE ALMACENAJE



$$Q = K \cdot A \cdot I$$

$$T = K \cdot b$$

# COMPONENTES DEL ABATIMIENTO DEL NIVEL DEL AGUA (OBSERVADO EN UN POZO DE BOMBEO)

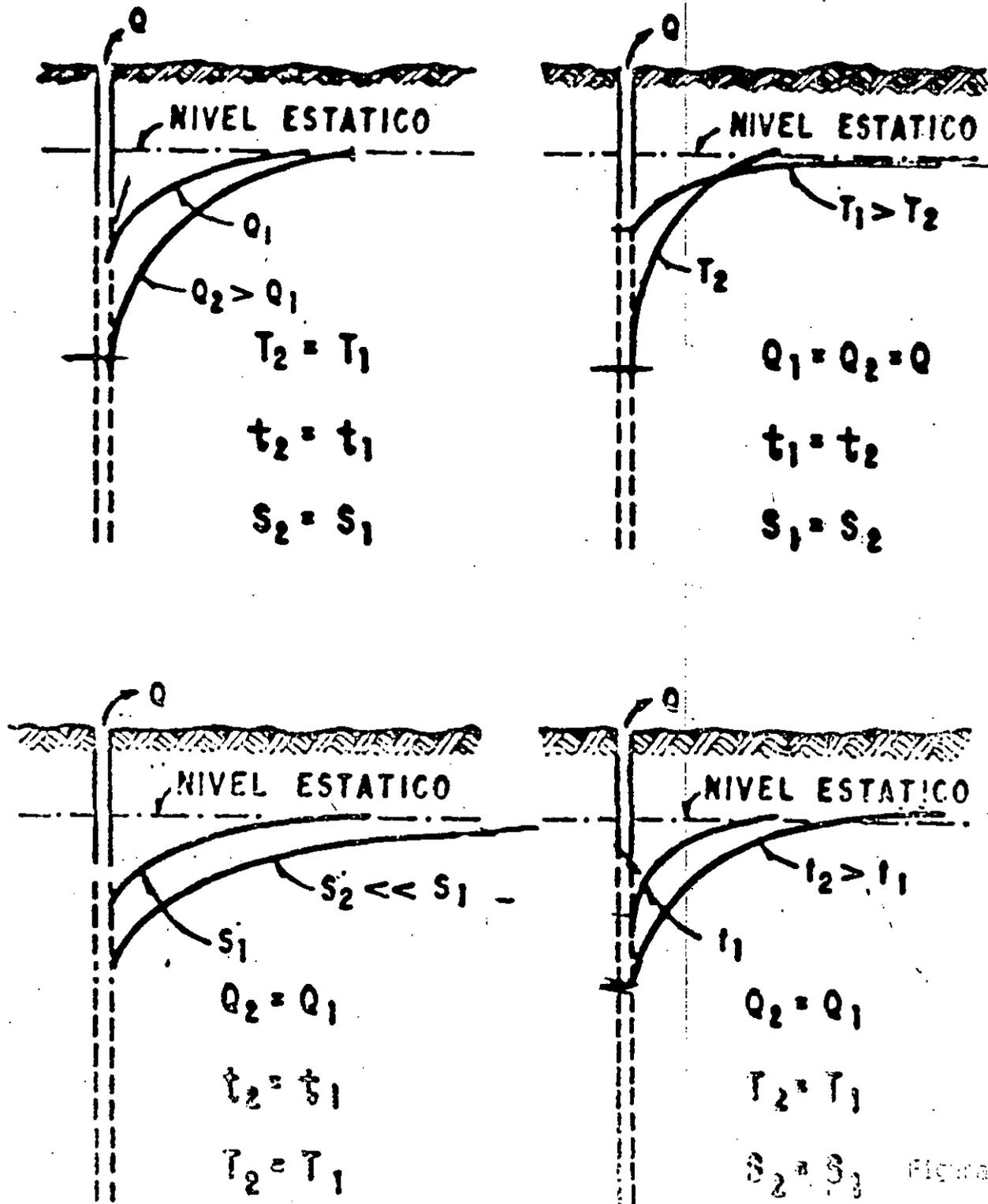


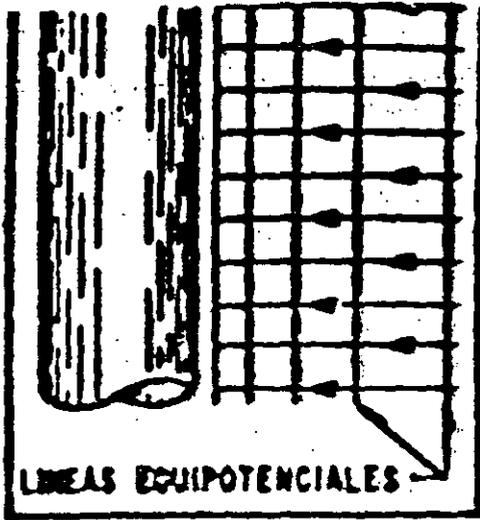
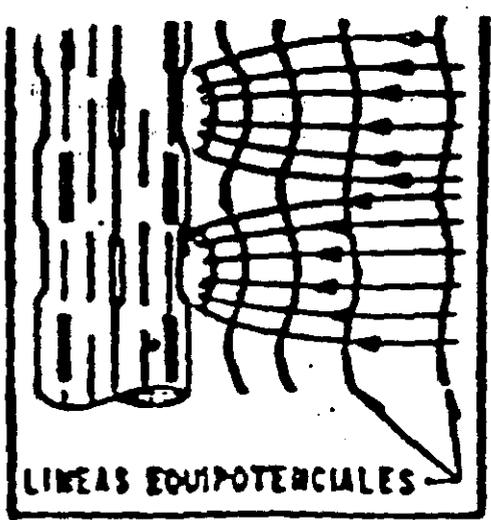
$Q_r$ : Abatimiento real en la pared externa del pozo.

$\Delta Q_f$ : Sobreabatimiento por incremento de la velocidad y turbulencias cerca del pozo.

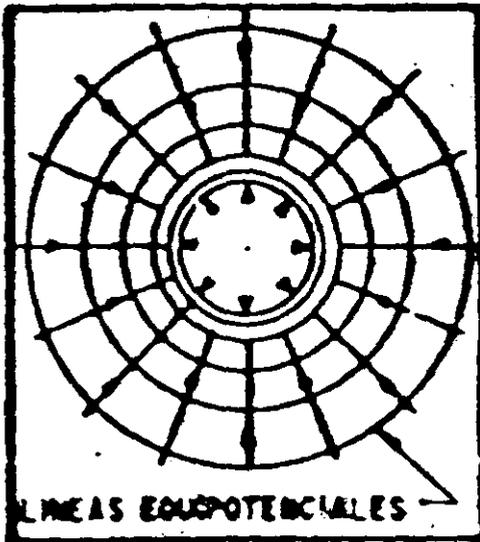
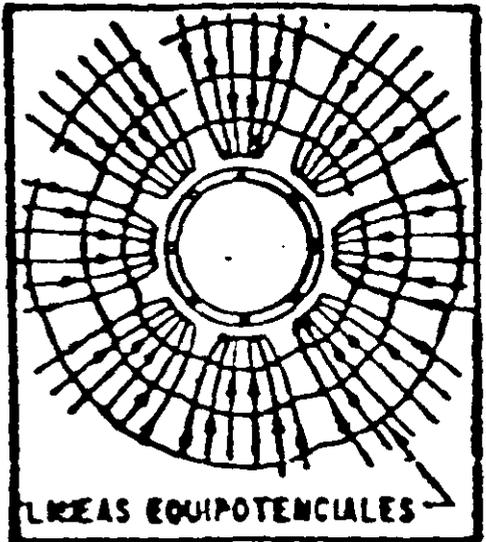
$\Delta Q_p$ : Sobreabatimiento por entrada y circulación en el pozo y entrada en la bomba.

**FIG. 2.- INFLUENCIA DEL CAUDAL (Q) TIEMPO DE BOMBEO (t), TRANSMISIBILIDAD (T), Y ALMACENAMIENTO (S), EN LA FORMA Y DIMENSIONES DEL CONO DE DEPRESION**





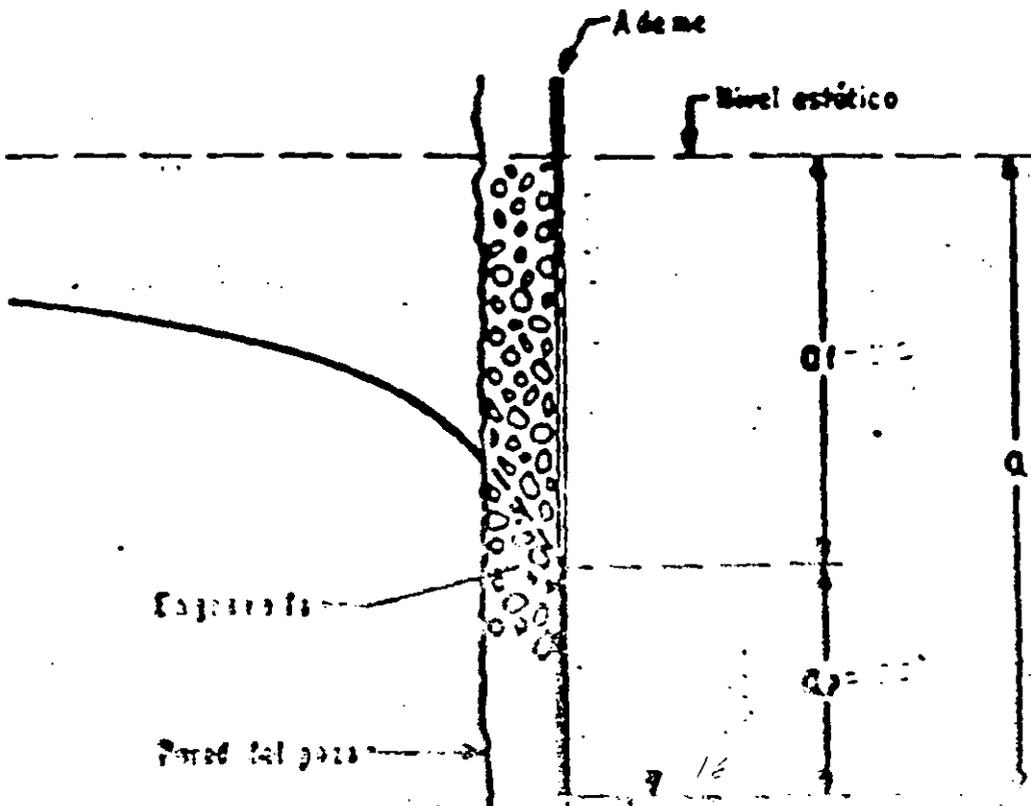
C O R T E



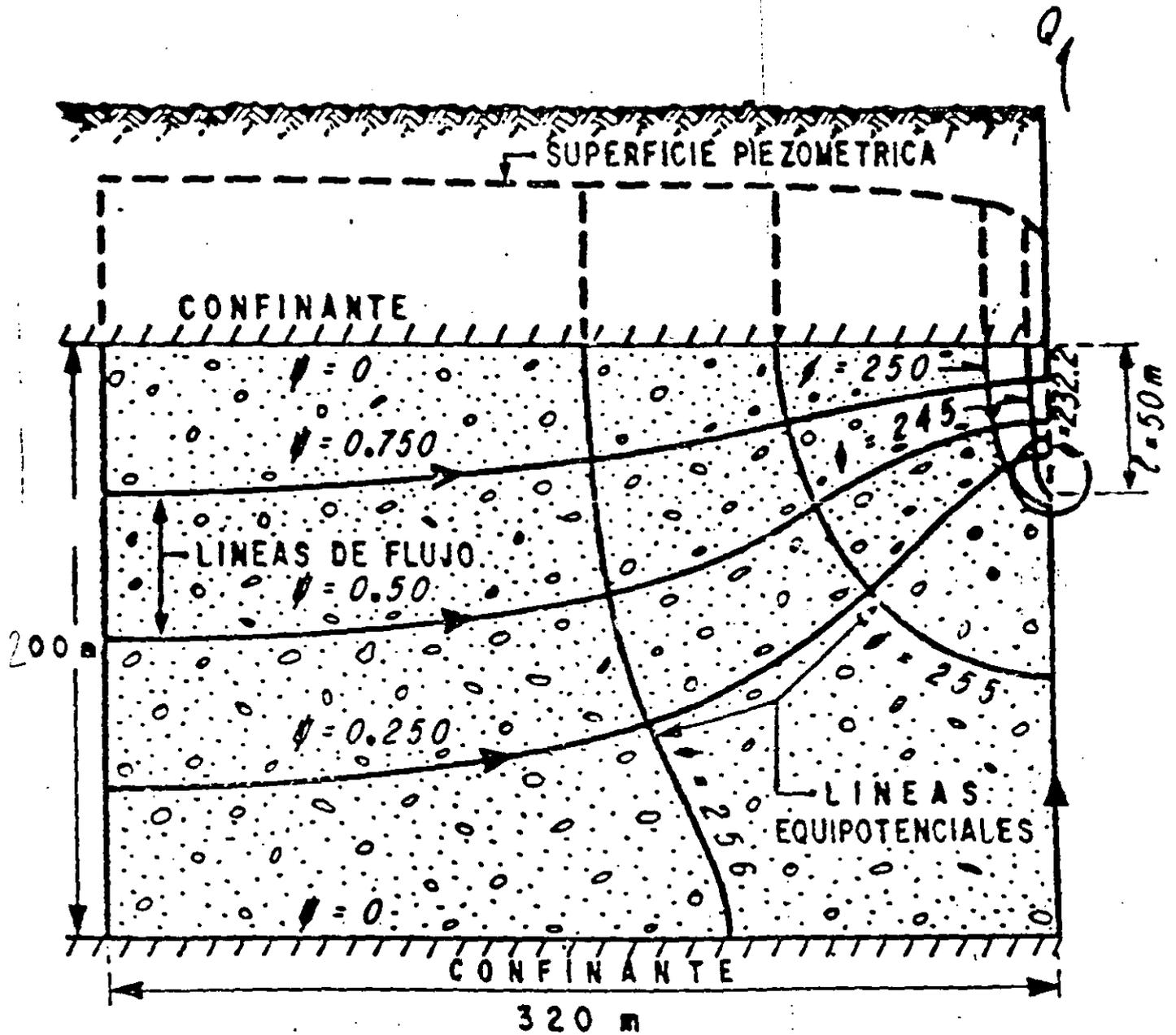
TUBERIA RAMURADA

P L A N T A

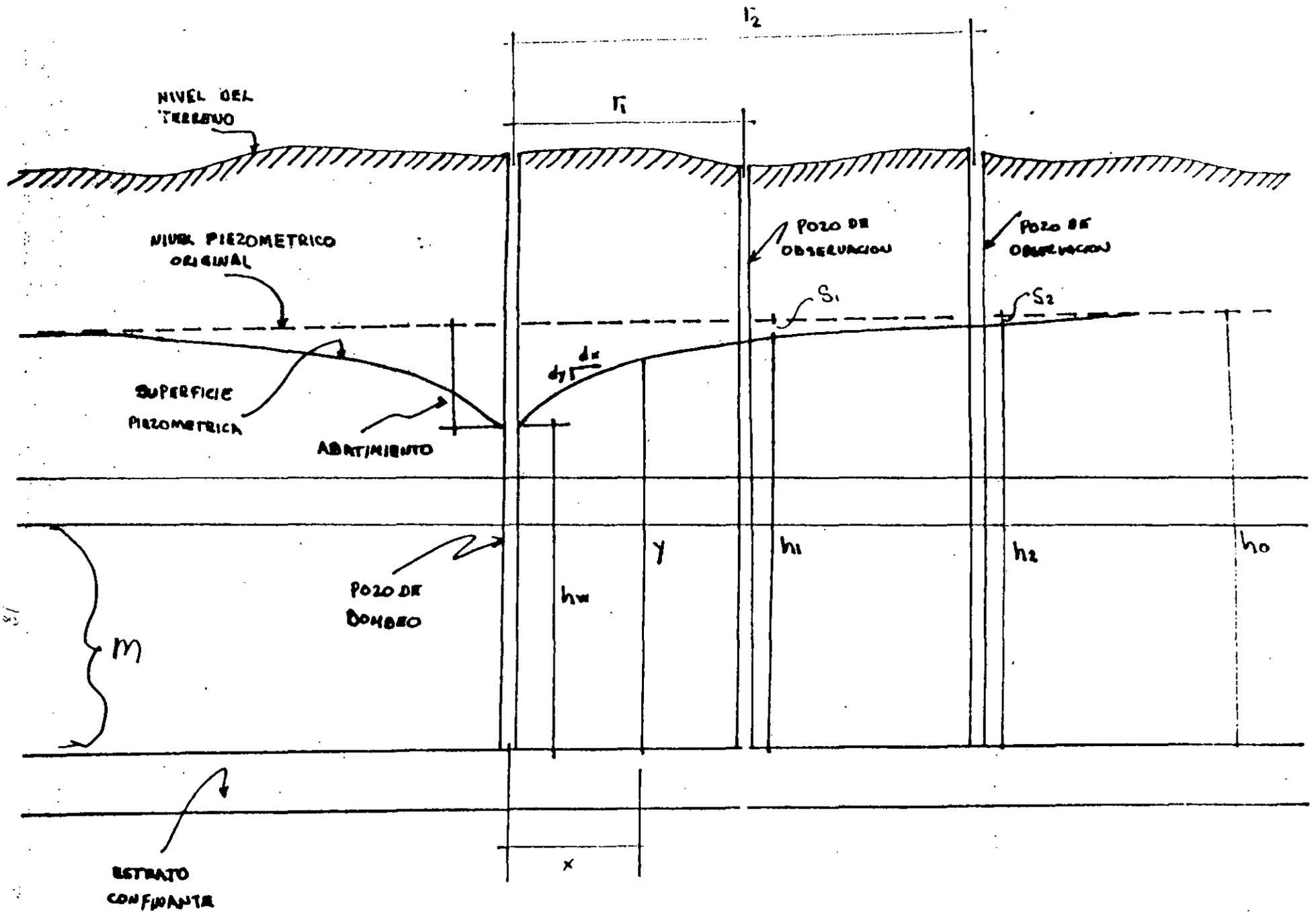
FIGURA 2



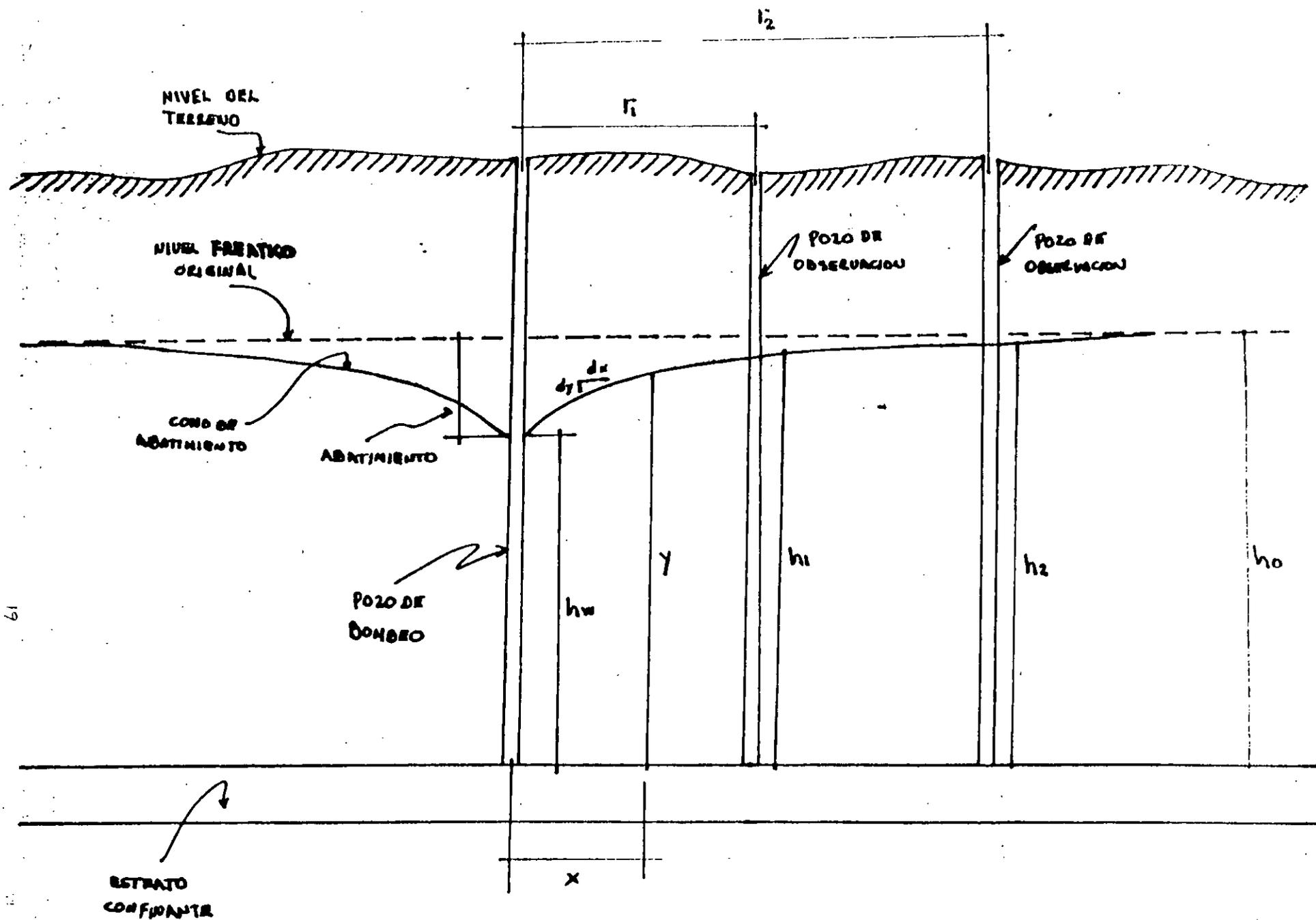
# FLUJO HACIA UN POZO PARCIALMENTE PENETRANTE



$Q = 150 \text{ lps}$   
 $l = 2000 \text{ srs}$   
 $T = 0.02 \text{ m}^2/\text{s}$   
 $S = 0.02$



ACUIFERO CO. INADO



ACUIFERO LIBRE

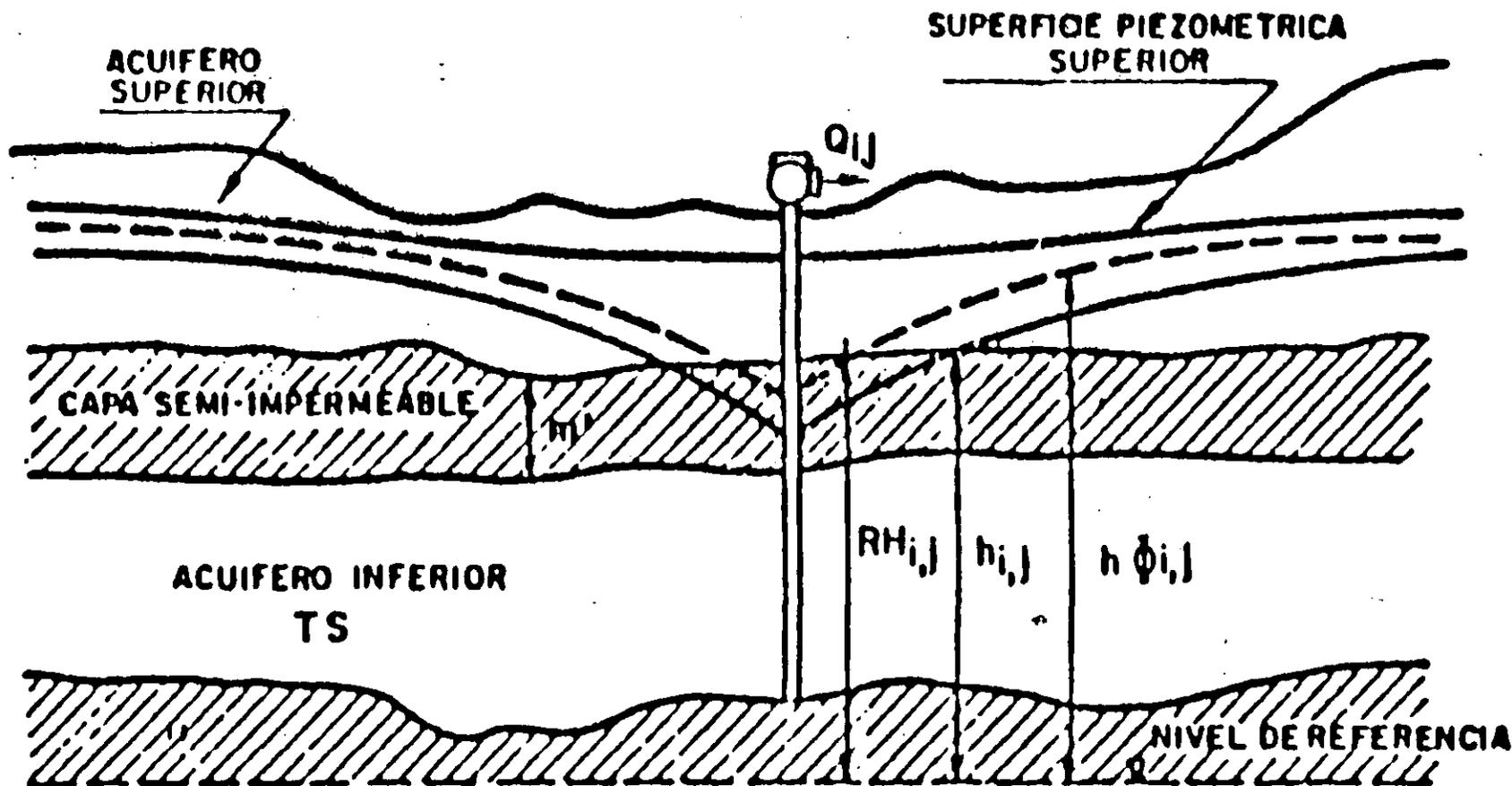


Fig. 4.1.—Esquema de un acuífero semiconfinado (según Prickett y Lonngquist, 1971).

## EL AGUA SUBTERRANEA Y LOS POZOS

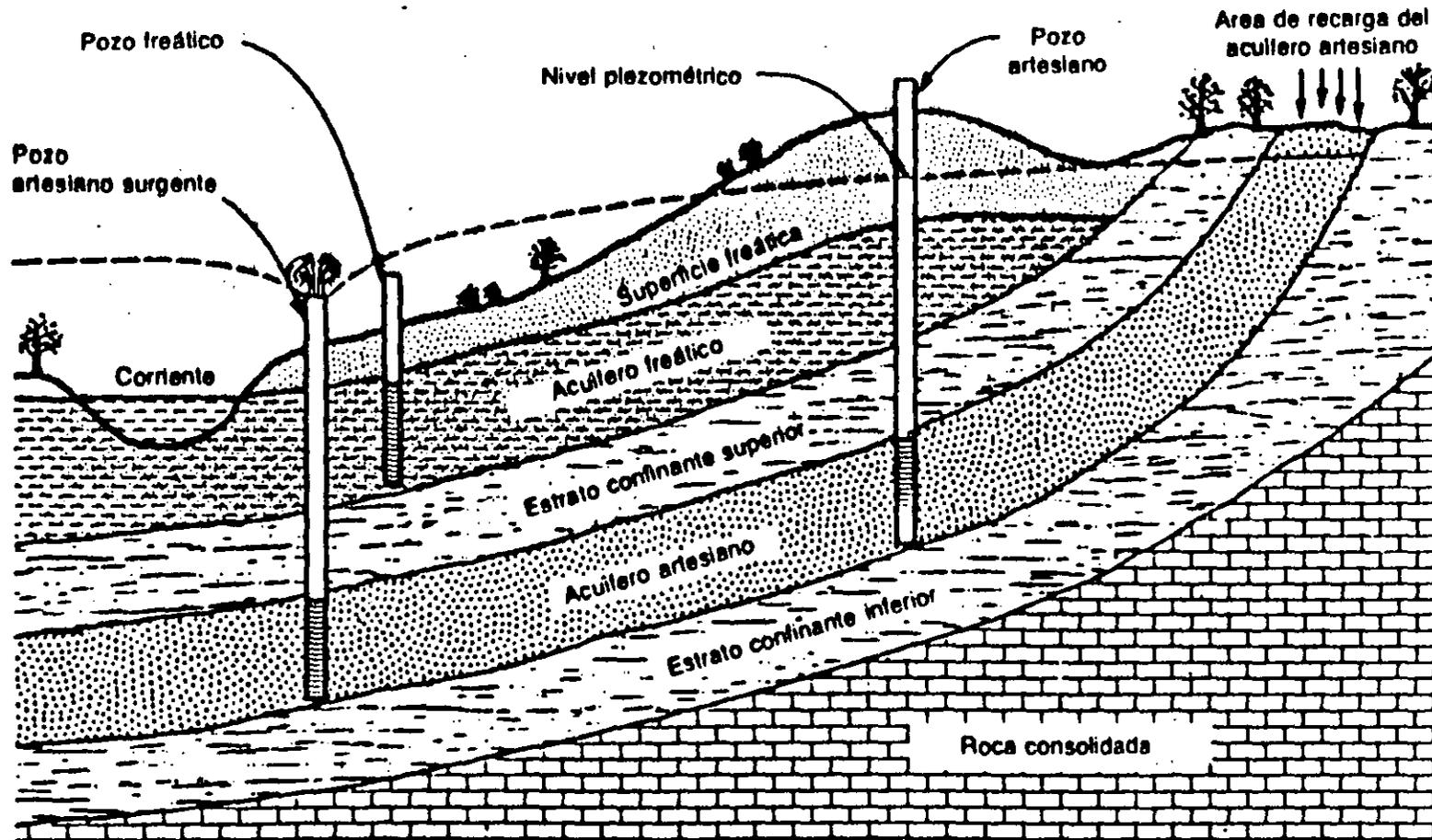
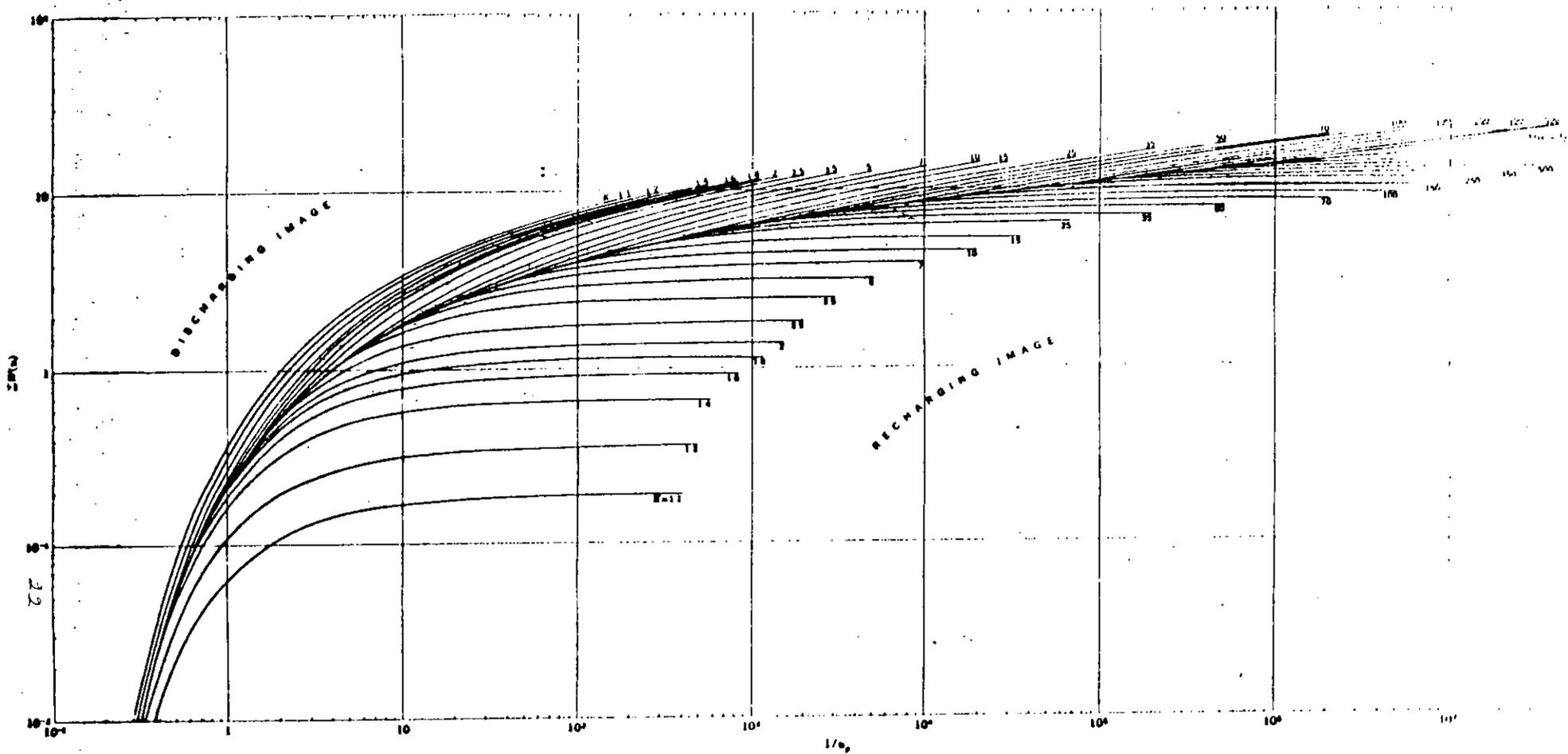


Fig. 9: Las fases subsuperficiales y del agua subterránea dentro del ciclo hidrológico.



LOGARITHMIC PLOT OF  $\Sigma W(u)$  VERSUS  $1/u_p$

After Stallman (1952b, Pl. 3)



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

**CURSOS ABIERTOS**

**IV CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS**

**MODULO I:  
GEOHIDROLOGIA**

**REDES DE FLUJO**

**ING. JUAN MANUEL LESSER ILLADES**

CELDA PARA EL CALCULO DEL FLUJO SUBTERRANEO

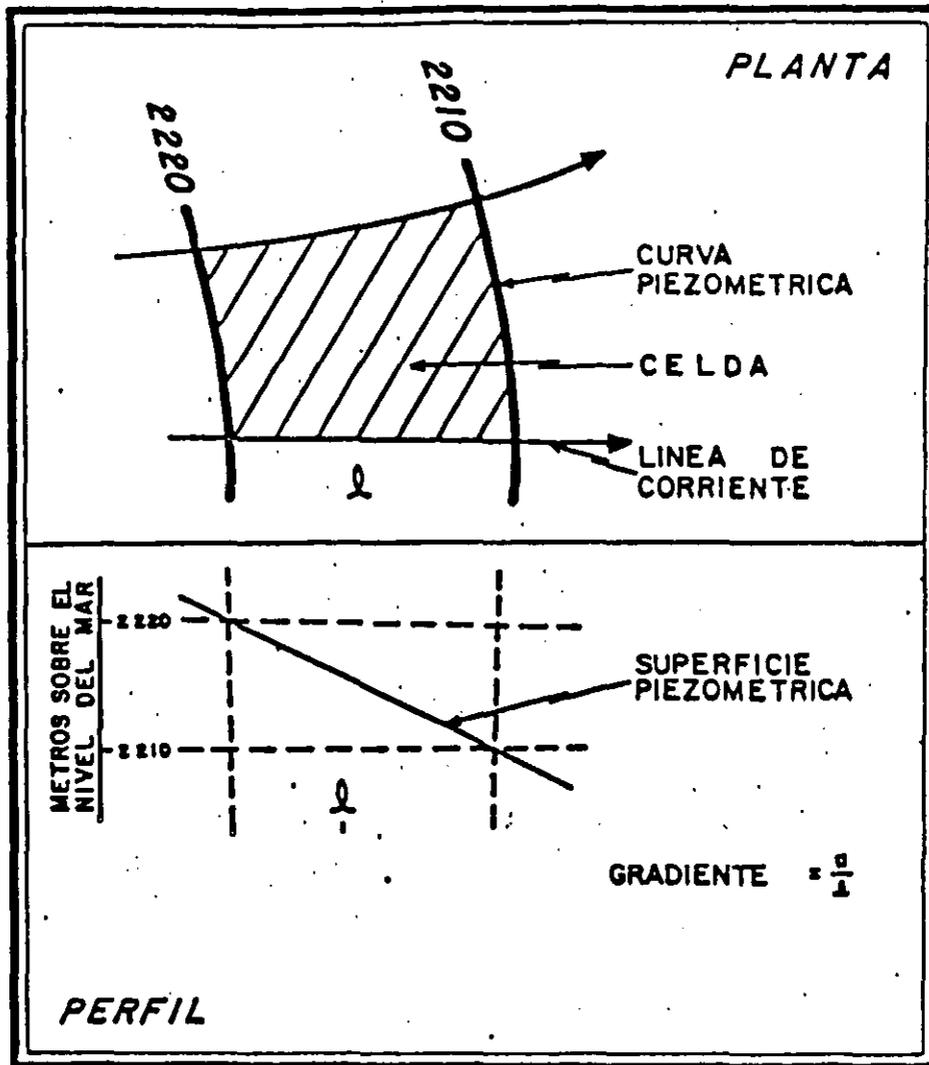


FIGURA 3.1.

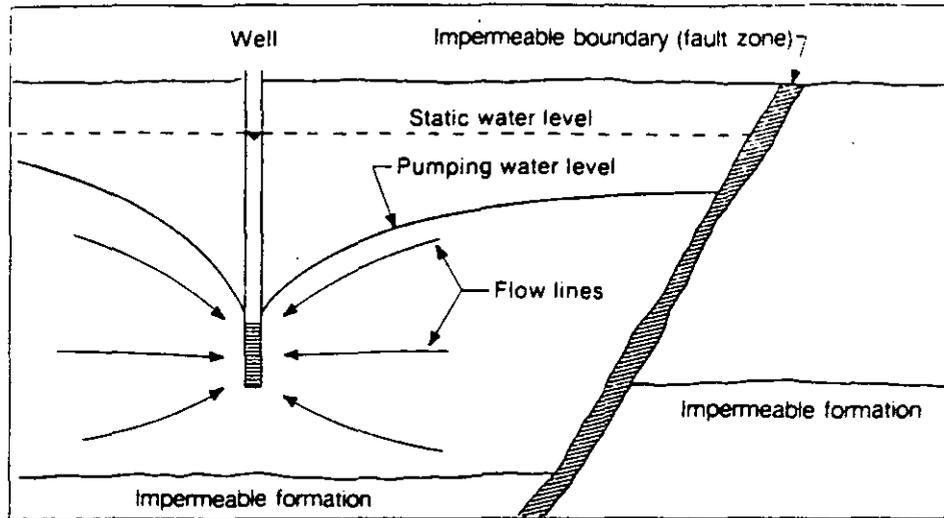


Figure 5.18a. Cross section near a pumping well showing the flow lines followed by water moving toward the well.

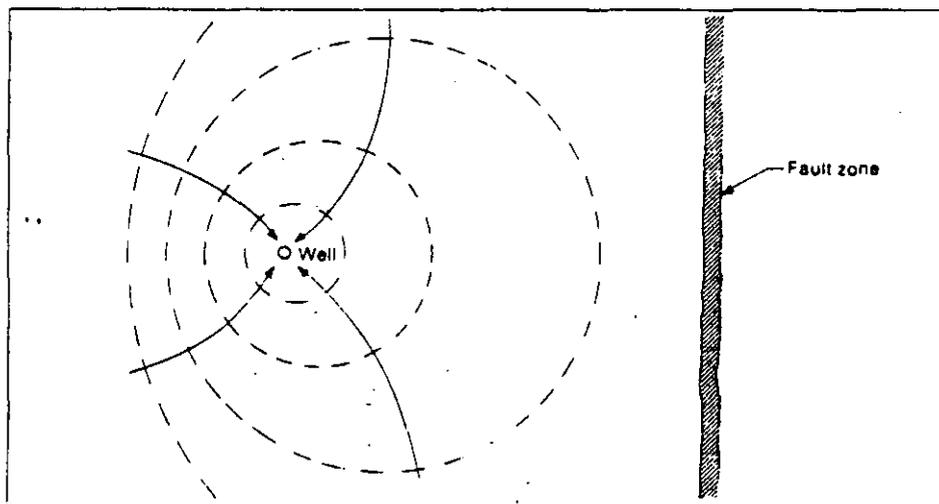


Figure 5.18b. Map of the potentiometric surface during long-term pumping shows that the impermeable boundary causes greater drawdown in the direction of the fault.

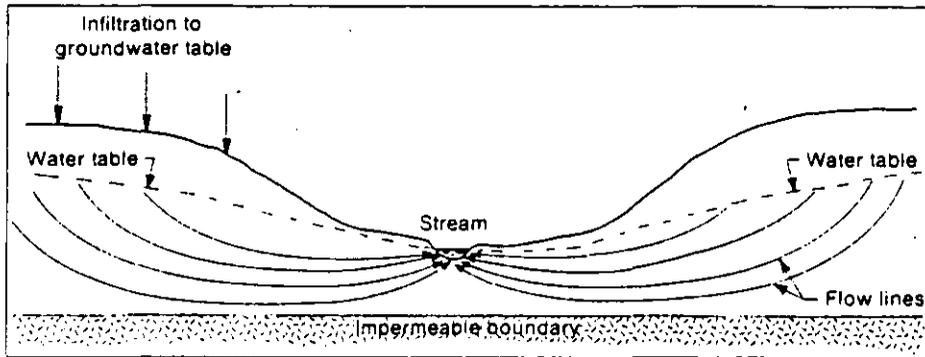


Figure 5.17a. Cross section through a stream valley showing flow lines in the groundwater system.

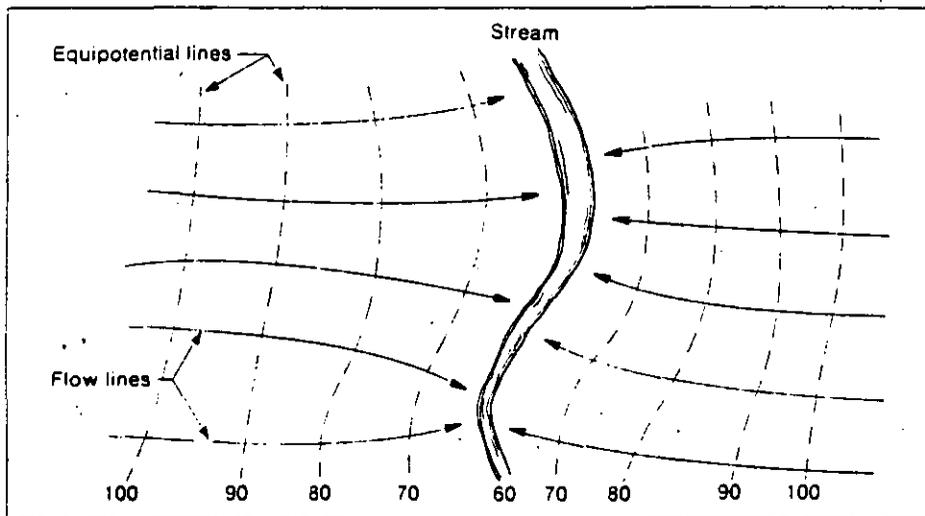


Figure 5.17b. Looking down on the stream valley from above with the water table exposed. The dotted lines represent points of equal groundwater elevation.

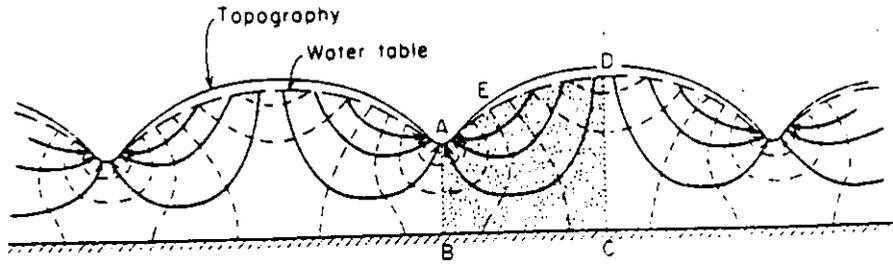
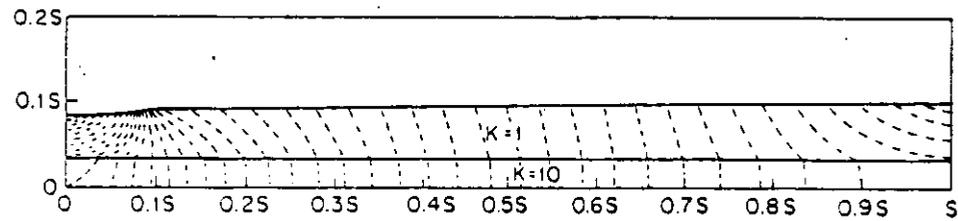
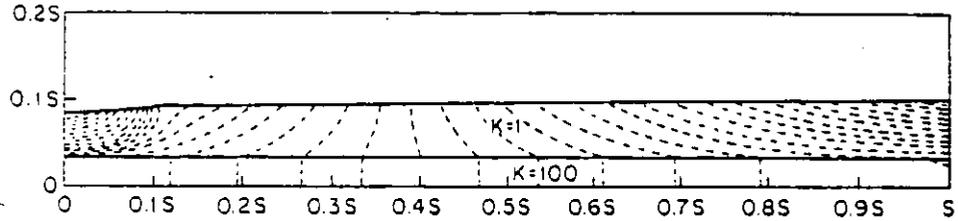


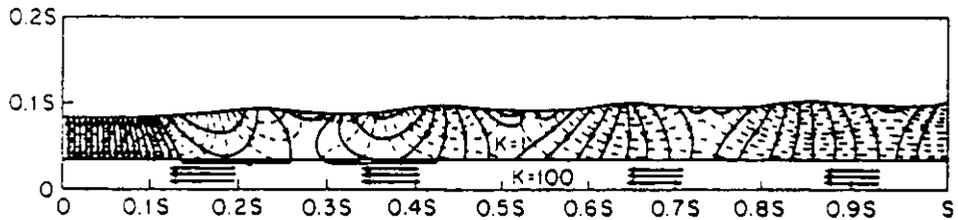
Figure 6.1 Groundwater flow net in a two-dimensional vertical cross section through a homogeneous, isotropic system bounded on the bottom by an impermeable boundary (after Hubbert, 1940).



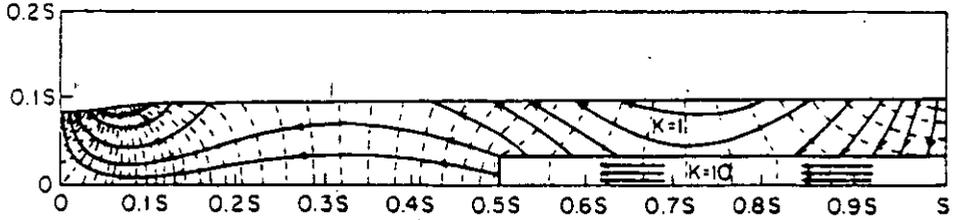
(a)



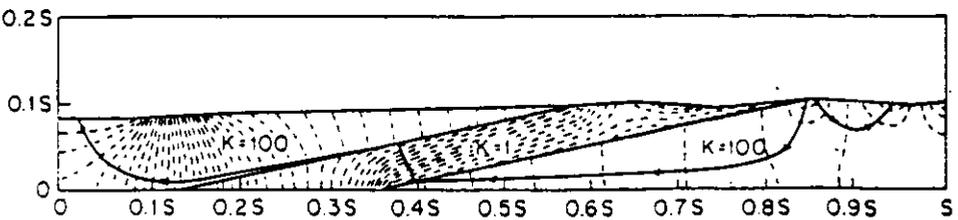
(b)



(c)



(d)



(e)

Figure 6.4 Effect of geology on regional groundwater flow patterns (after Freeze and Witherspoon, 1967).

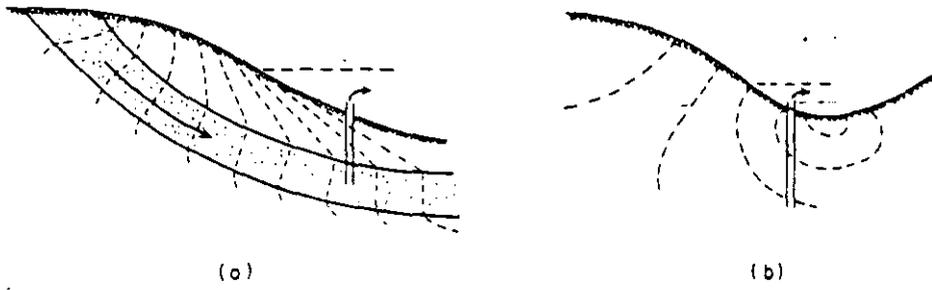


Figure 6.5 Flowing artesian wells: (a) geologically controlled; (b) topographically controlled.

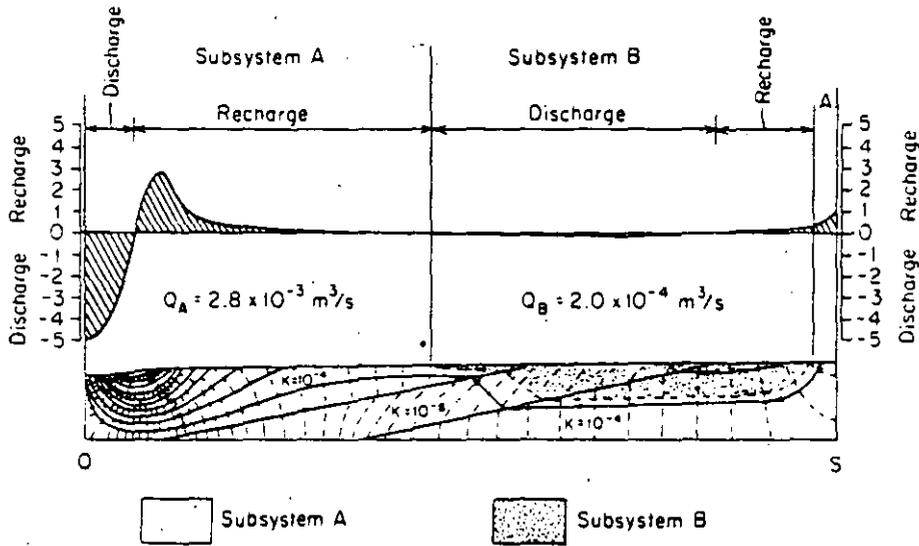


Figure 6.8 Quantitative flow net and recharge-discharge profile in a two-dimensional section through a heterogeneous groundwater basin (after Freeze and Witherspoon, 1968).

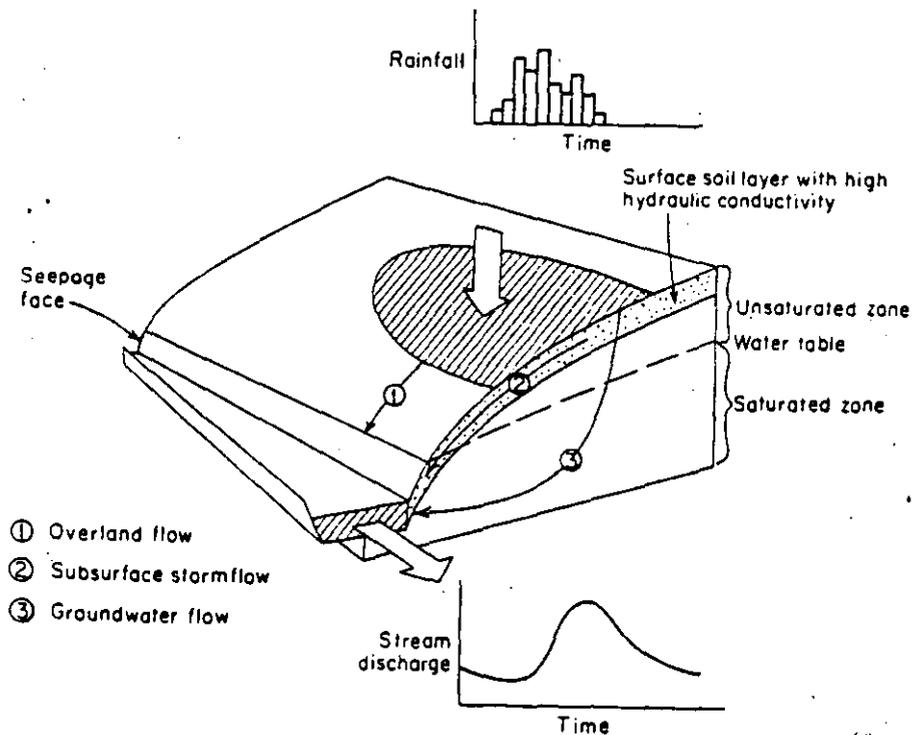


Figure 6.17 Mechanisms of delivery of rainfall to a stream channel from a hillslope in a small tributary watershed (after Freeze, 1974).

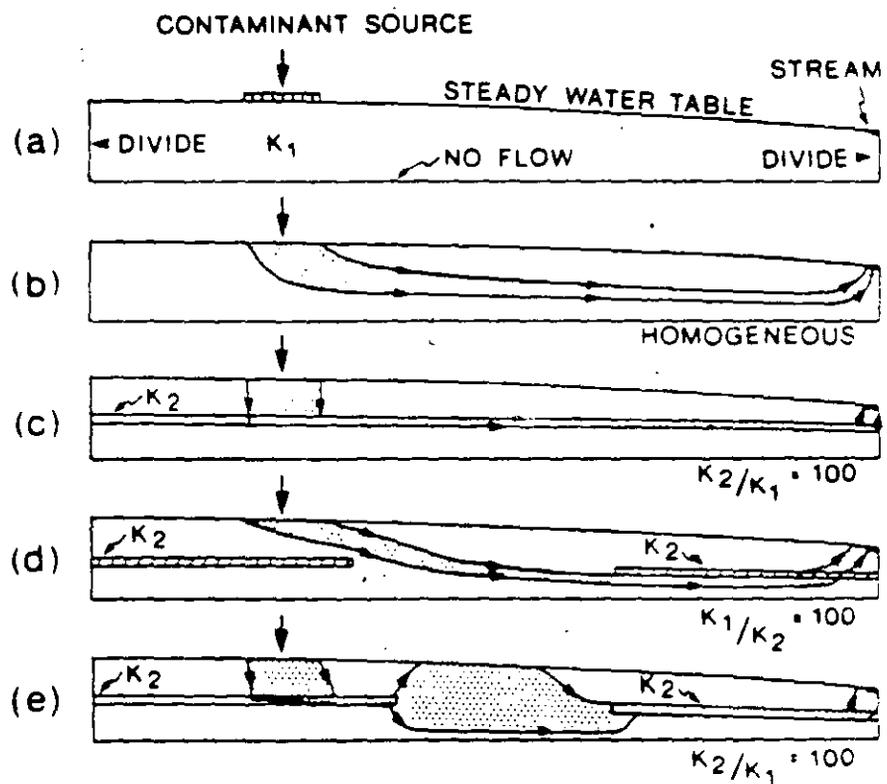
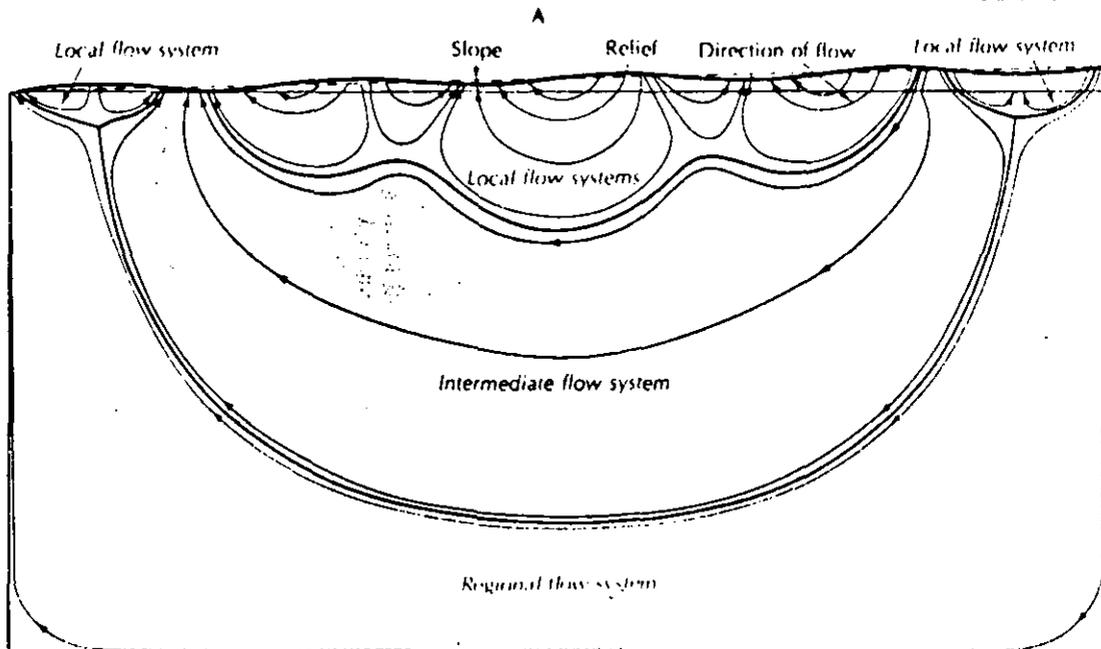
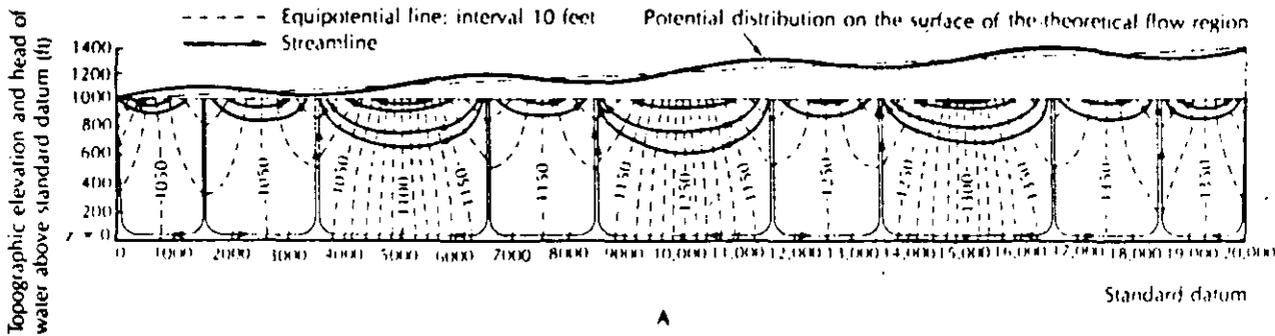
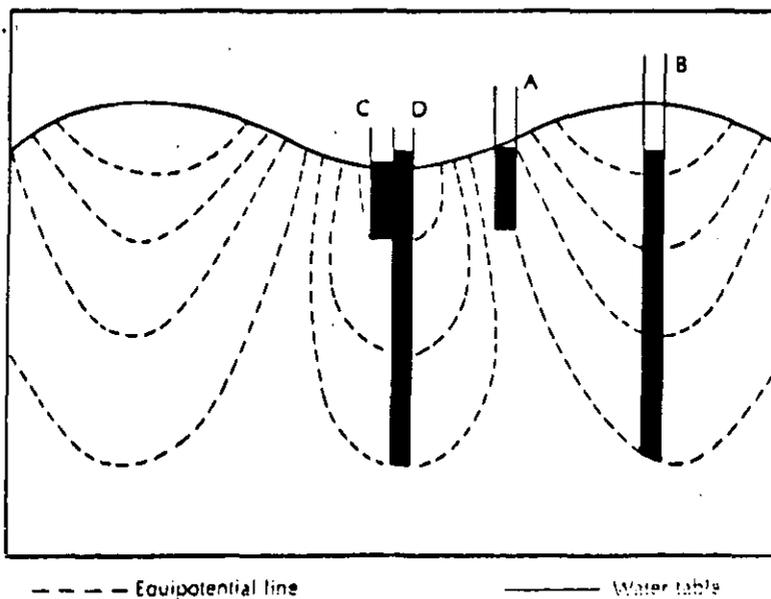


Figure 4.2 Effect of thin layers or lenses in shallow steady-state groundwater flow systems (from Freeze and Cherry 1979)



B

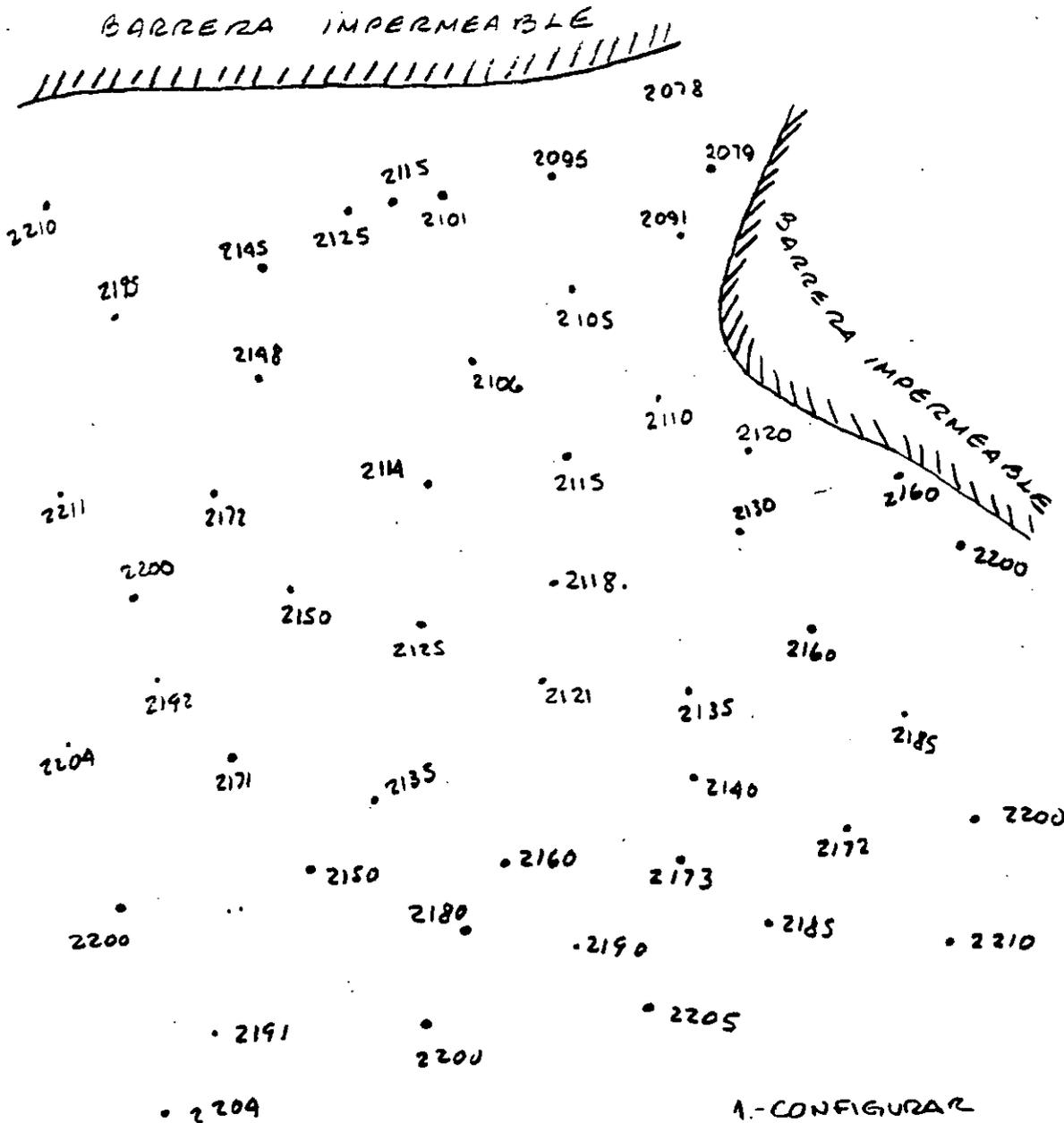


# CUANTIFICACION DEL FLUJO SUBTERRANEO

## EXPLICACION

• POZO

2220 - ELEVACION DEL NIVEL ESTADICO EN M.S.N.M.



- 1.- CONFIGURAR
- 2.- MARCAR LINEAS DE CORRIENTE Y CELDAS
- 3.- CALCULAR ENTRADAS Y SALIDAS SUBTERRANEAS  
 $Q = T \Delta h$ ;  $T = 3 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{sa}$
- 4.- ESTABLECER ECUACION DE BALANCE VOLUMETRICO

$$E_s + I = S_s + E_x \pm \Delta S$$

$$\text{EXTRACCION} = 4.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$$

$$\Delta S = 0$$



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

*VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS*

*MODULO I*

*GEOHIDROLOGIA*

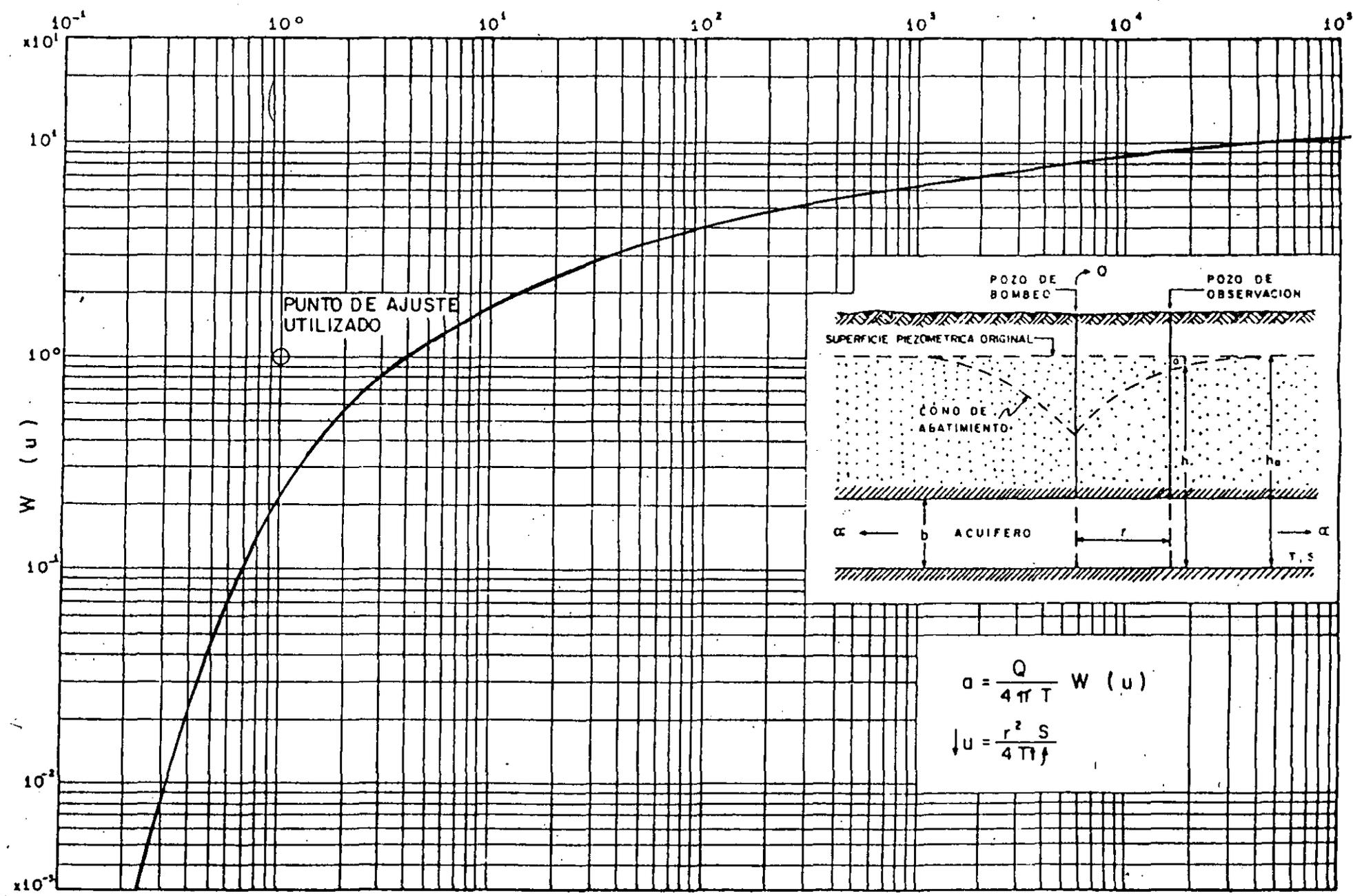
*PRUEBAS DE BOMBEO*

*ING DAVID GONZALEZ POSADAS*

1 de 4

D

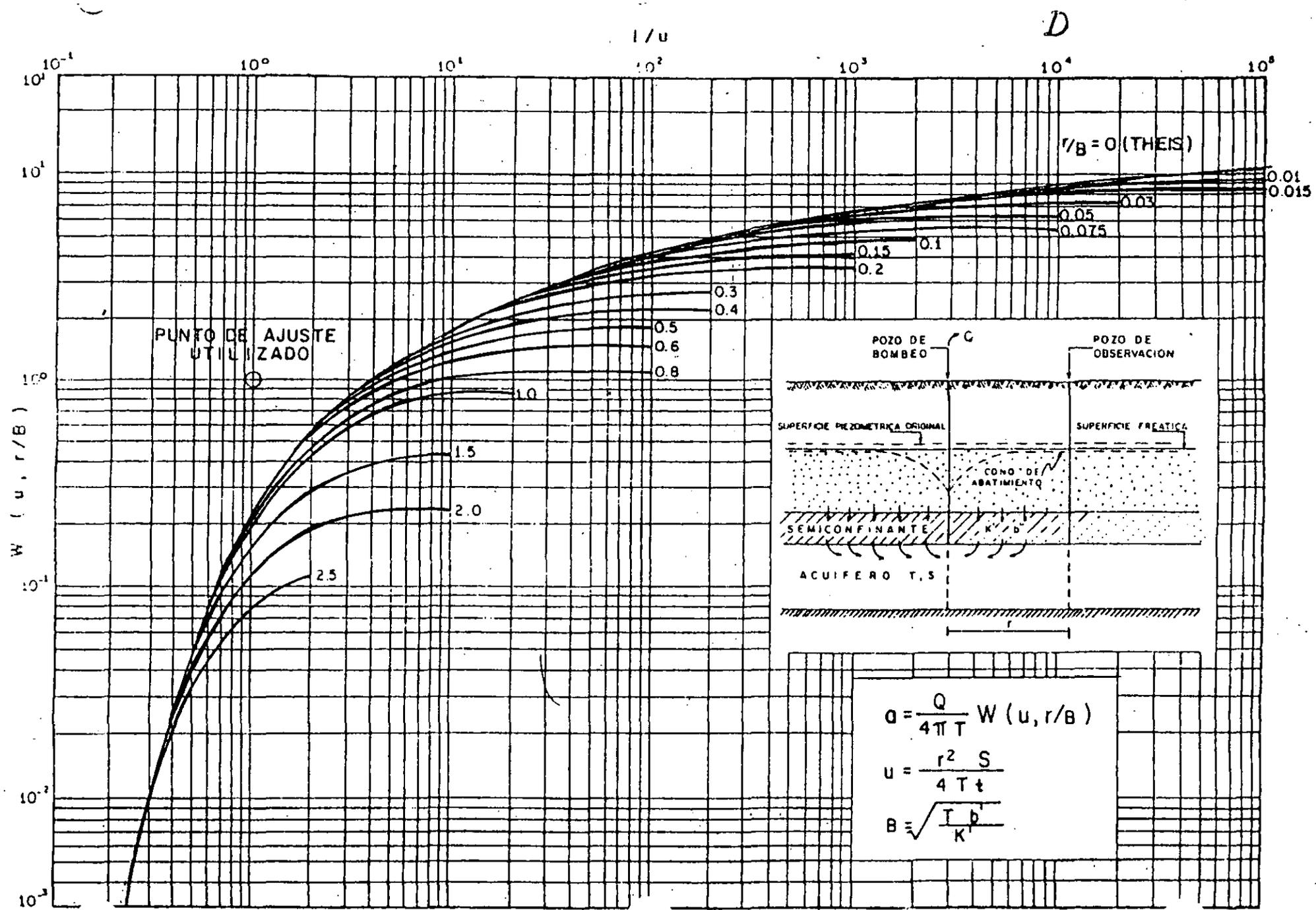
1/u



CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS CONFINADOS

FIGURA Nº 3.1.

1 de 4



CURVA TIPO PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS DE BOMBEO EN ACUIFEROS SEMICONFINADOS

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

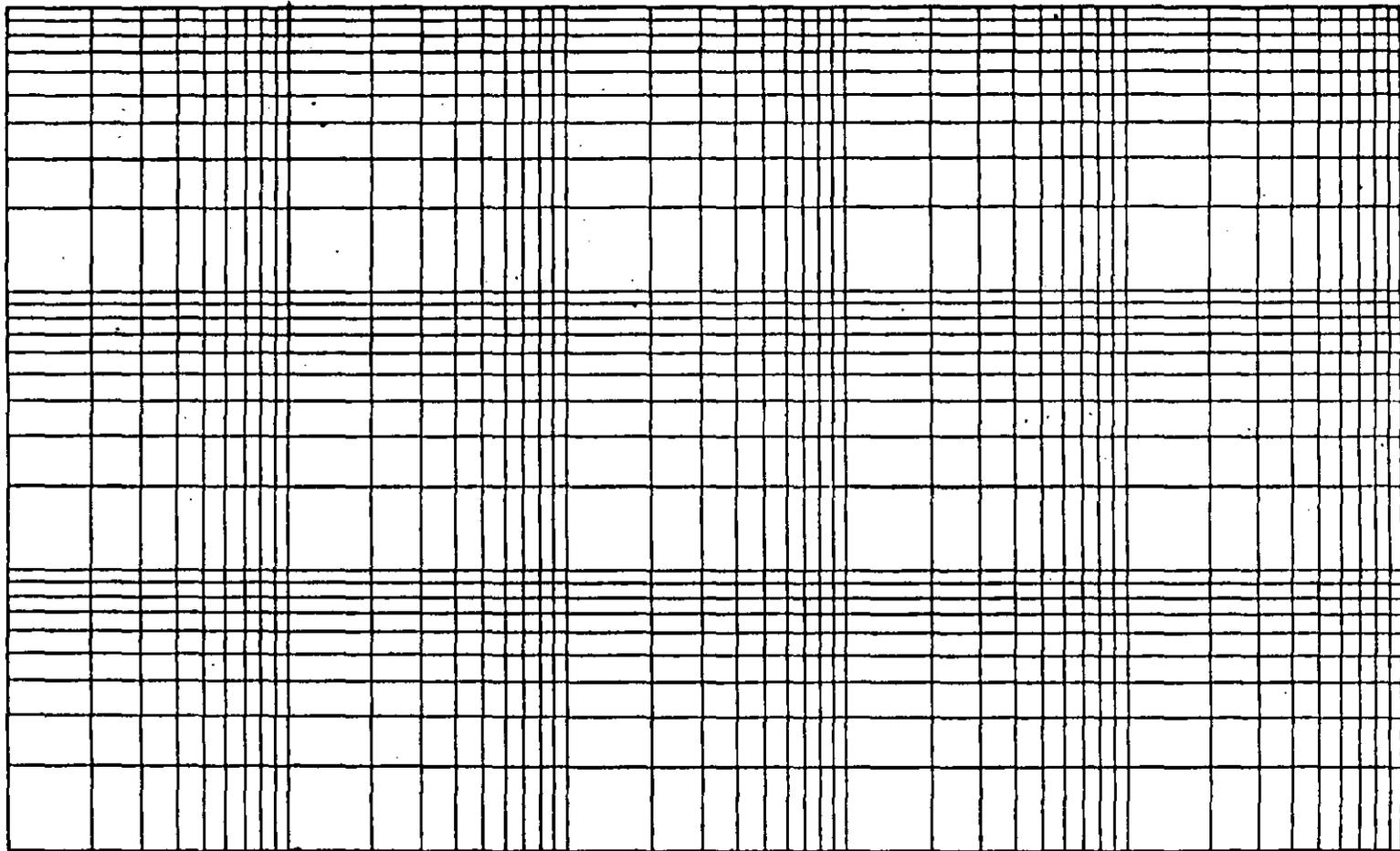
$$u = \frac{r^2 S}{4 T t}$$

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

D

26/4

ABATIMIENTO EN METROS



TIEMPO EN MINUTOS

FECHA:

FIGURA:



LESSEY Y ASOCIADOS, S.A.

REPRESENTACION  
LOGARITMICA DE  
PRUEBAS DE  
BOMBEO  
ETAPA DE

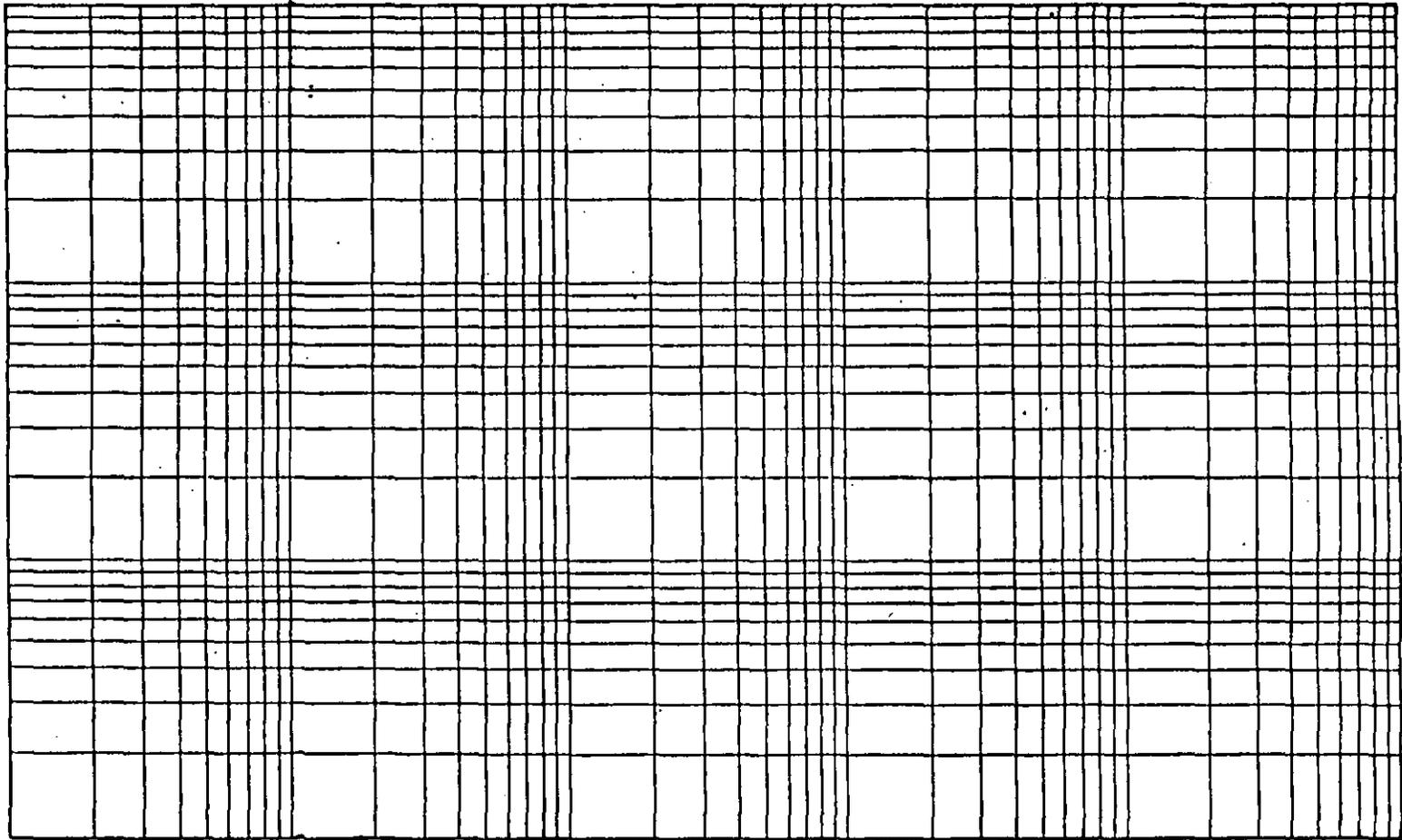
2

f

D

2 de 4

ABATIMIENTO EN METROS



TIEMPO EN MINUTOS

FECHA:  
FIGURA:



LESER Y ASOCIADOS, S.A.

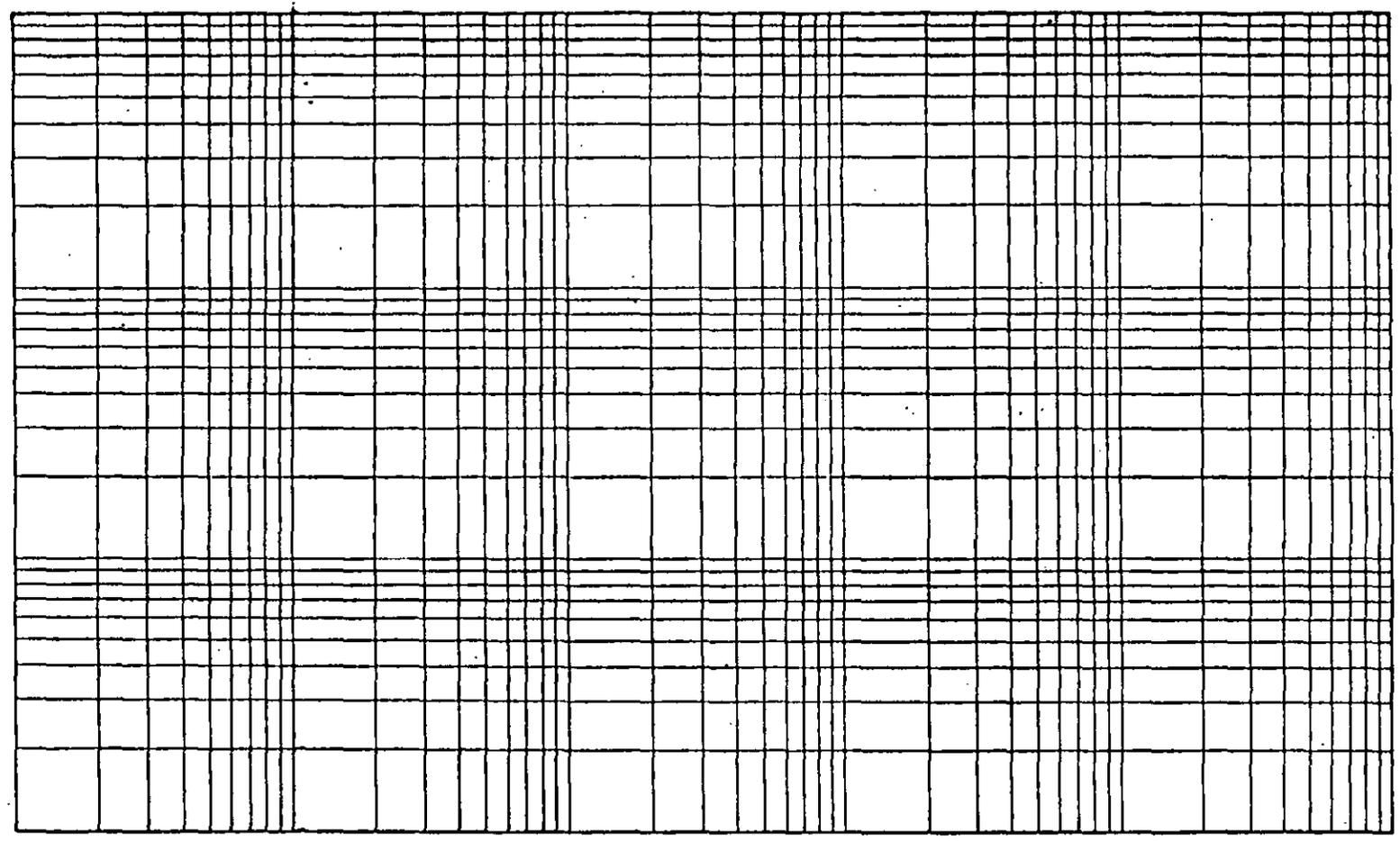
REPRESENTACION  
LOGARITMICA DE  
PRUEBAS DE  
BOMBEO  
ETAPA DE

2

D

2 de 9/11

ABATIMIENTO EN METROS



TIEMPO EN MINUTOS

d

FECHA:  
FIGURA:



LESSEN Y ASOCIADOS, S.A.

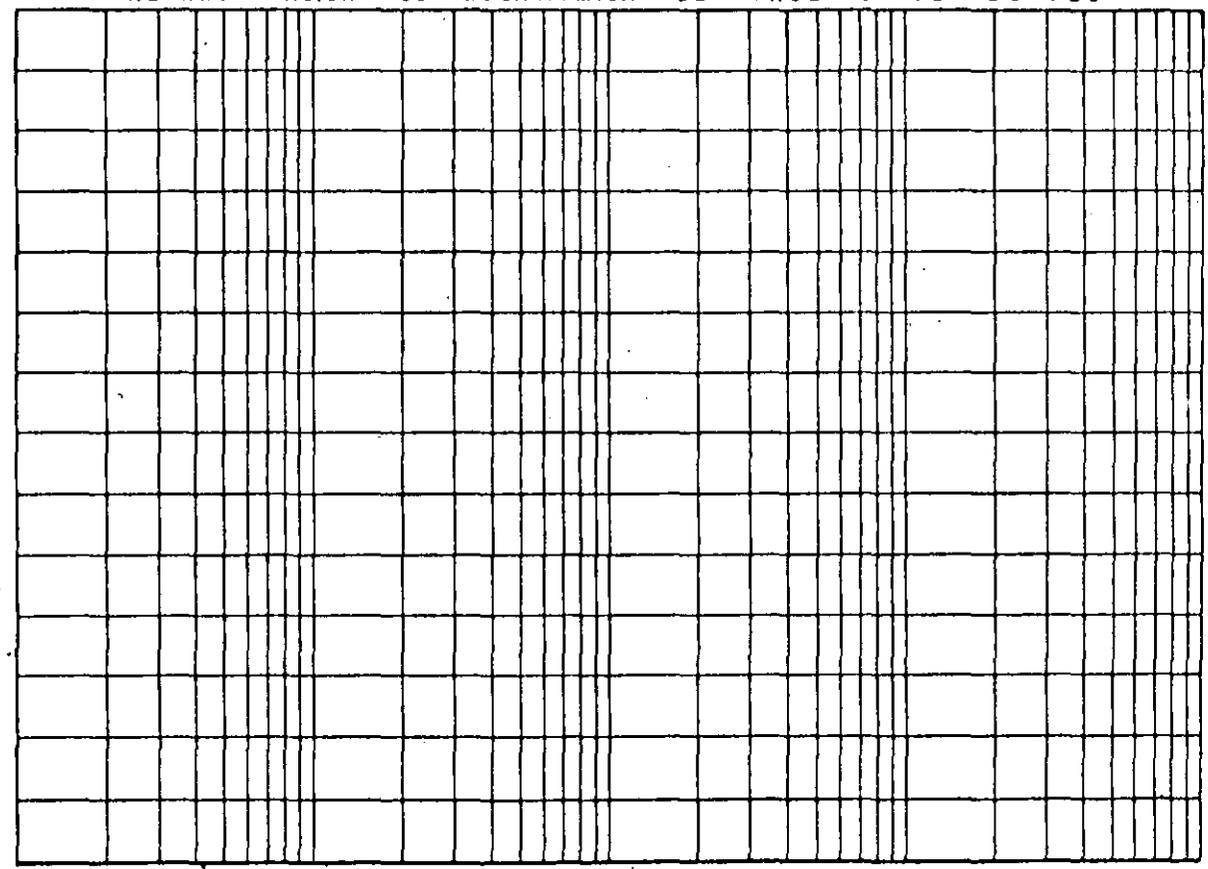
REPRESENTACION  
LOGARITMICA DE  
PRUEBAS DE  
BOMBEO  
ETAPA DE

D

2 de 9/10

REPRESENTACION SEMILOGARITMICA DE PRUEBAS DE BOMBEO

PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA. (m)



TIEMPO EN

FECHA:  
FIGURA:

PRUEBA DE  
BOMBEO  
ETAPA DE





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

VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS

MODULO I:  
GEOHIDROLOGIA

EXPLORACION GEOFISICA APLICADA EN LA GEOHIDROLOGIA

## 1. INTRODUCCION.

La EXPLORACION GEOFISICA comprende una amplia gama de disciplinas en las que se pueden mencionar básicamente:

- a) GEOLOGIA. Se encarga del estudio de la historia y desarrollo de la tierra deducida de la observación de las rocas.
- b) QUIMICA. Es la ciencia que se encarga del estudio de las sustancias tanto en elementos como en compuestos y las leyes -- que rigen sus combinaciones.
- c) FISICA. Es la ciencia que se encarga de escudriñar y definir las propiedades de la materia y energía.
- d) ELECTRONICA. Mediante el análisis de las señales se puede visualizar y simular las estructuras que conforman el subsuelo y desarrollando una excelente instrumentación se hace más factible el estudio seguro del subsuelo.

Las disciplinas antes mencionadas se encuentran intrínsecamente asociadas permitiendo dividir a la GEOFISICA en dos grupos principales:

- 1) GEOFISICA PURA. Es el estudio de la física de la Tierra sólida .
- 2) GEOFISICA APLICADA o EXPLORACION GEOFISICA. Es la aplicación de principios específicos de cada una de las disciplinas antes descritos en la investigación de depósitos económicamente explotables ó en el conocimiento de las condiciones físicas del subsuelo en proyectos de cimentaciones de obras importantes.

### 1.1 BASES DE LA EXPLORACION GEOFISICA.

La aplicación de las diversas técnicas geofísicas de exploración dependen fundamentalmente de la existencia en el subsuelo de cuerpos físico, químico ó físico-químico contrastantes.

Una limitación primordial en la aplicación de cualquier método es la carencia de un suficiente contraste de alguna propiedad física ó química . Las limitaciones son causadas directa o indirectamente -- por esto.

Por instancia, en vez de decir que el instrumento no es suficientemente sensible o potente?, se tiene que decir que los cuerpos en el subsuelo presentan un paupérrimo contraste de las propiedades respecto al medio encajonante casi imposibles de diferenciar por el instrumento.

## 1.2 FACTORES QUE AFECTAN EL TRABAJO DE EXPLORACION.

La técnica geofísica apropiada para una exploración en cuestión , se ve supeditada a los siguientes puntos:

- \* Medida del área a prospectar
- \* Condiciones geológicas y accesibilidad
- \* Tipo de método que puede ser usado
- \* Costo de la exploración
- \* Valor en el mercado del producto a prospectar
- \* Estabilidad política del área en donde se efectuará la exploración
- \* Disponibilidad de fondos

## 1.3 TECNICAS GEOFISICAS Y LAS PROPIEDADES ESPECIFICAS ENVUELTAS.

Es necesario conocer qué propiedad física o química esta asociada a cada método en particular, en ocasiones la propiedad física relevante está envuelta indirectamente en el tipo de medición, en otras situaciones se puede hablar solamente de radios. La Tabla 1.1 muestra las propiedades asociadas a cada método en particular.

Los métodos de exploración pueden ser agrupados en:

- a) **ACTIVOS.** Es cuando se estimula el subsuelo por medios artificiales . Un ejemplo lo constituyen los métodos electromagnéticos.
- b) **PASIVOS.** En esta división se detectan las variaciones naturales en los campos magnético, gravimétrico, etc.
- c) **ESTATICOS.** En ellos se mide la variación espacial de un campo estático (no variante en el tiempo ) como puede ser el magnético.
- d) **DINAMICO.** Se mide la variación espacial de un campo variante en el tiempo.El representante objetivo es el electromagnetismo.

## 1.4 RELACION SEÑAL, MENSAJE Y RUIDO.

El prospector debe comprender y diferenciar perfectamente en la se

ñal medida cuando está afectada por ruido para erradicarlo o en su efecto utilizar otra técnica de exploración. La señal medida en el instrumento es la suma del mensaje y ruido.

$$\text{SEÑAL} = \text{MENSAJE} + \text{RUIDO}$$

Existen tres tipos de ruido que pueden ser distinguidos y evitados :

- 1) INSTRUMENTAL. Gracias al arte del estado sólido de la electrónica el ruido instrumental es despreciable no así en equipo antiguo o de dudosa fabricación.
- 2) OPERADOR. Es producido e introducido al instrumento por descuido del operario durante el levantamiento.
- 3) GEOLOGICO. A grosso modo consiste en la contribución a la respuesta total de las formaciones geológicas que no son de interés en el proyecto.

Se debe por tanto remover la porción espuria de la señal para dejar aquella que contiene el mensaje de interés.

-----  
 Tabla 1.1 Las técnicas geofísicas de exploración y sus propiedades.  
 -----

METODO	PROPIEDAD	ENVUELTA	FENOMENO ENVUELTO
ELECTRICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA	( $\sigma$ )	CONDUCTIVIDAD APARENTE
ELECTROMAGNETICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA PERMEABILIDAD MAGNETICA	( $\sigma$ ) ( $\mu$ )	FASE DEL CAMPO ALTERNO MAGNETICO Y ELECTRICO
POTENCIAL NATURAL	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA POTENCIAL REDOX	( $\sigma$ ) (Eh ,pH)	POTENCIALES ELECTROQUIMICOS.
POLARIZACION INDUCIDA	PROPIEDADES ELECTROQUIMICAS, CONCENTRACION IONICA		VOLTAJES DE POLARIZACION
GRAVIFICO	DENSIDAD, GRAVITRONES	( $\rho$ )	VARIACION ESPACIAL DE $g$
MAGNETICO	SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA	( $\mu$ )	VARIACION ESPACIAL DE EL CAMPO MAGNETICO ESTACIONARIO ( FUERZA ).
SISMICO	CONSTANTES ELASTICAS Y DENSIDAD		VELOCIDADES SISMICAS Y ONDAS COMPRESIONALES
RADIOACTIVO	RADIONUCLEOS		RADIACION GAMMA
TERMICO	CONDUCTIVIDAD TERMICA		FLUJO CALORIFICO

## 2. METODOS ELECTRICOS.

### 2.1 RESISTENCIA Y RESISTIVIDAD.

La resistencia eléctrica  $R$  está definida por la Ley de Ohm en la expresión:

$$R = V/I \quad \dots 1$$

siendo  $V$  la diferencia de potencial  $V_1-V_2$  en los bornes del circuito.

$I$  la corriente que circula en el circuito.

En el circuito de la figura 2.1 se 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 2.2 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 mas intenso el voltaje  $V$ .

Los materiales presentan resistencias eléctricas características ó resistividades características de acuerdo a su constitución, esto es que la resistividad está relacionada a la resistencia pero no es similar a ella; con objeto de entenderla se considera la muestra de un material cualquiera de forma geométrica definida según se aprecia en la figura 2.3 .

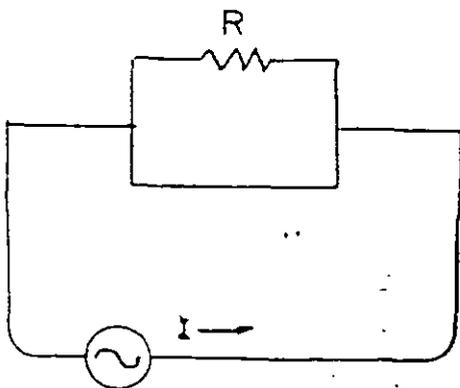


Fig. 2.1 Resistencia eléctrica

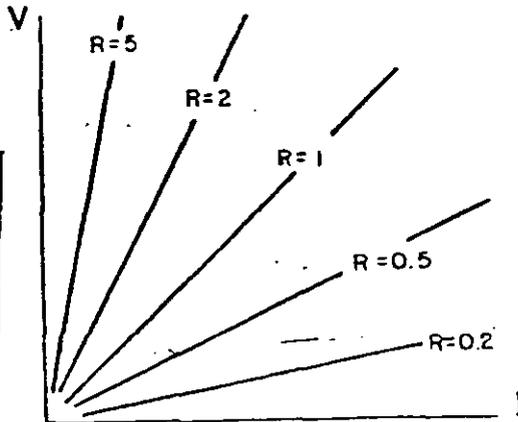


Fig. 2.2 Variación de  $R$  en función de  $V$  e  $I$

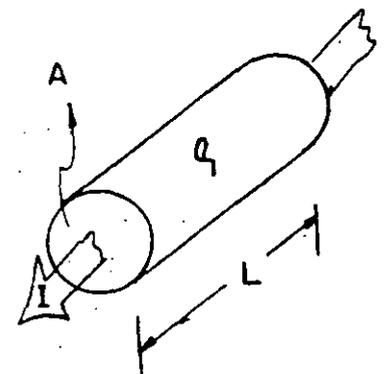


Fig. 2.3 Resistividad y Resistencia

Si se aplica una diferencia de potencial  $\Delta V$ , causará un flujo de corriente, cuya resistencia eléctrica es proporcional a la longitud de la muestra, inversamente proporcional a la sección transversal y depende fundamentalmente de su resistividad característica  $\rho$  que dando finalmente expresado como:

$$R = \rho L/A \quad \dots 2$$

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

## 2.2 RESISTIVIDADES DE ALGUNAS FORMACIONES GEOLOGICAS.

La Tabla 2.1 muestra los márgenes usuales de variación de las aguas y otros tipos de material que conforman el subsuelo.

-----  
 Tabla 2.1 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. .

### 2.3 ECUACIONES BASICAS.

Considerando una fuente puntual A situada en un plano que divide un perfecto aislador de extensión semi-infinita, isotrópico, homogéneo de resistividad  $\rho$ , según la figura 2.4 y recordando las ecuaciones 1 y 2 se tiene que el potencial V en un punto de observación M, queda expresado como:

$$V(M) = \rho I / 2\pi r \quad \dots 3$$

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 2.5; el potencial queda expresado como:

$$V(M,N) = \rho I [1/2\pi] \{1/AM - 1/AN - 1/BM + 1/BN\} \quad \dots 4$$

los términos entre paréntesis definen el factor geométrico y dependen del arreglo eléctrico empleado.

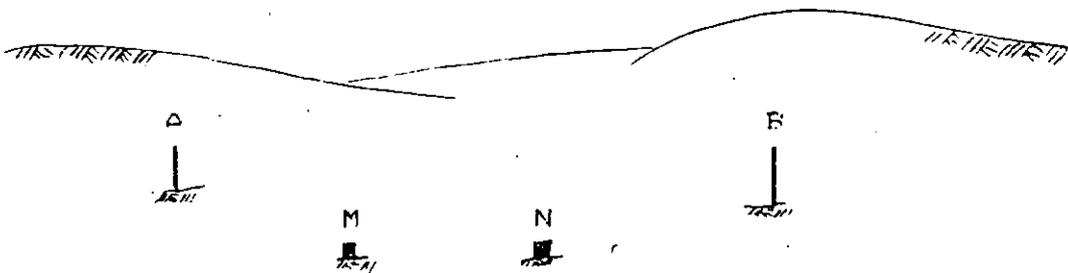


Fig. 2.5 Cuadrípulo característico para medida de resistividad de la tierra.

La figura 2.6 presenta la distribución del potencial V(M,N) en planta sección debidos a una fuente bipolar.

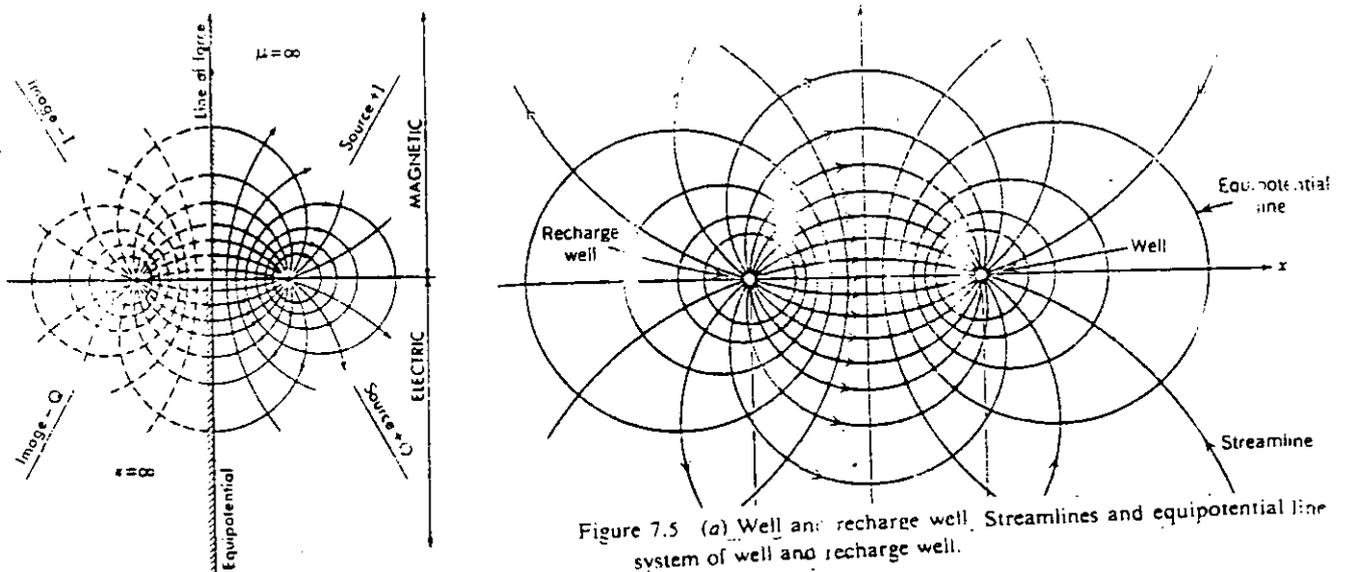


Figure 7.5 (a) Well and recharge well. Streamlines and equipotential line system of well and recharge well.

Electro field and potential variation around an electric dipole consisting of a positive and negative charge

Utilizando los límites en la expresión 3 para evaluar el comportamiento del potencial se tiene:

$$\text{cuando } \begin{matrix} r \longrightarrow 0 \\ r \longrightarrow \infty \end{matrix} \quad \begin{matrix} V \longrightarrow \infty \\ V \longrightarrow 0 \end{matrix} \quad \text{y}$$

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 será cero

En la técnica del (SONDEO ELECTRICO VERTICAL) el campo es función directa del valor de resistividad y función inversa de "r". Esto es para un medio estratificado la profundidad de exploración depende primordialmente del contraste de resistividades, espaciamiento eléctrico y sensibilidad del aparato receptor.

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

## 2.4 PRACTICA DEL METODO ELECTRICO.

Existen dos tipos básicos de procedimientos 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. Entonces, la profundidad de exploración se incrementa conforme se aumenta la distancia entre los electrodos. En resumen, durante un sondeo se conoce como varía la resistividad con la profundidad. Figura 2.6.a

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 conociendo la variación horizontal de la resistividad. Figura 2.6.b

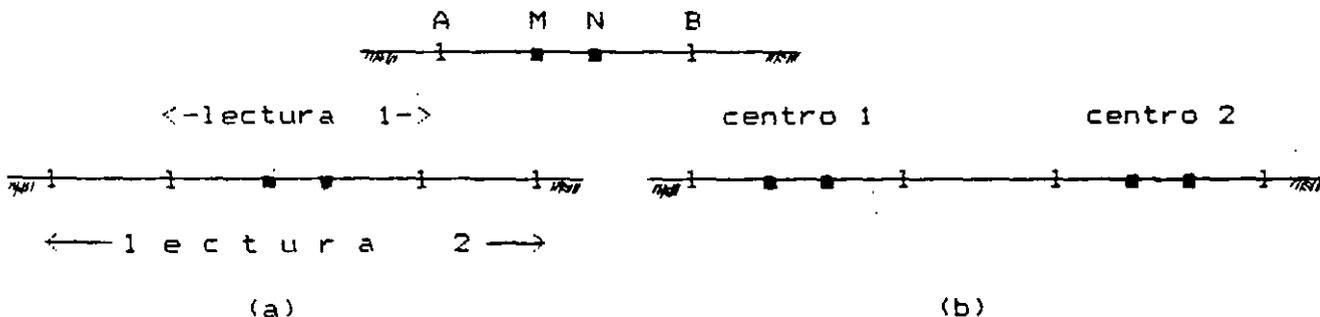


Fig. 2.6.a) Sondeo eléctrico, b) Calicata o perfilaje eléctrico.

## 2.5 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 se emplean 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 potencia o recepción son M y N.

En el arreglo Schlumberger los electrodos M,N permanecen fijos mientras que los de corriente A,B se van moviendo paulatinamente incrementando la distancia AB y con esto la profundidad de exploración. El arreglo debe de cumplir la relación  $AB > 5MN$ .

La expresión para el cálculo de la resistividad aparente en el sondeo Schlumberger está dada por:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left[ \pi a \left[ \left( \frac{L}{a} \right)^2 - .25 \right] \right]$$

siendo:  $\rho$  resistividad aparente. (ohms-metro)  
 $\Delta V$  diferencia de potencial medido en M,N  
I corriente eléctrica a través de A,B  
L distancia media entre AB  
a distancia entre MN  
 $\pi$  constante = 3.14159.....

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

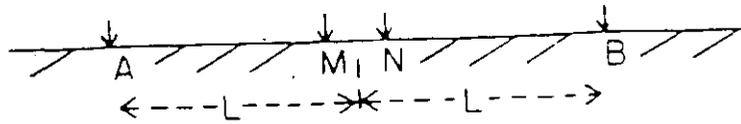
$$\rho = \frac{\Delta V}{I} 2\pi a$$

siendo  $\rho$  resistividad aparente (ohms-metro)  
a espaciamiento electródico  $AB/3$

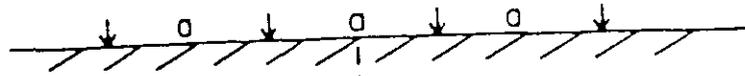
El arreglo Wenner ha caído en desuso en los últimos años debido que requiere del doble de personal para el trabajo de campo, es mas lenta la adquisición de datos, susceptible a las variaciones laterales de resistividad, efectos de electrodo, el ruido telúrico altera las lecturas cuando la distancia MN se incrementa.

Las ventajas del arreglo Schlumberger es que es menos sensible a las perturbaciones en los electrodos de potencial debidas a las corrientes telúricas, anisotropía, efectos de electrodo etc. Es más rápido y requiere de un mínimo de personal. Los equipos de construcción actual son altamente sensibles por lo que miden confiablemente pequeñas magnitudes de voltaje sin alteración de la señal deseada.

Cuando se requiere conocer como varía una formación geológica horizontalmente se recurre al perfilaje siendo los arreglos de mayor de

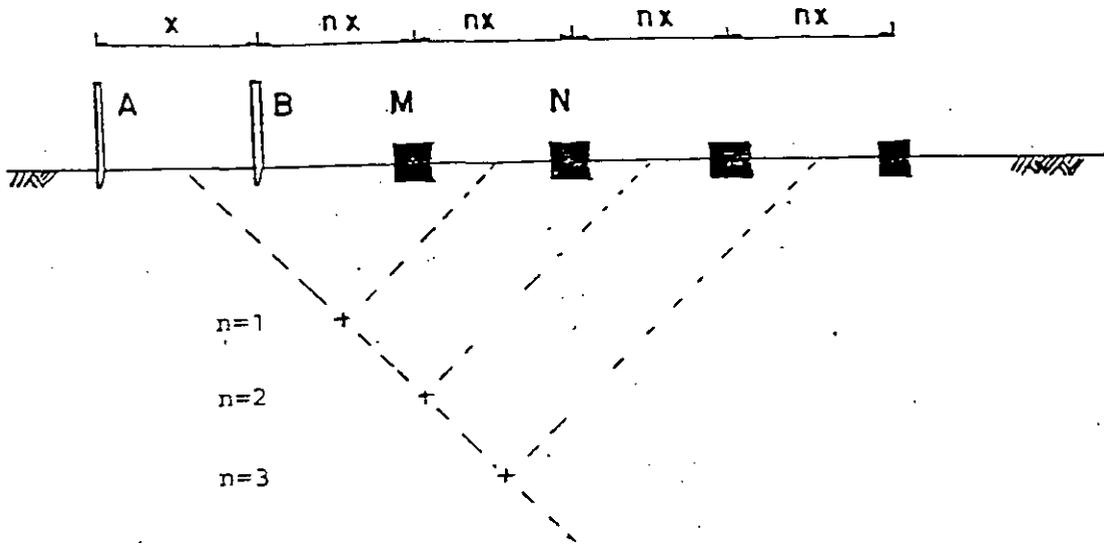


SCHLUMBERGER

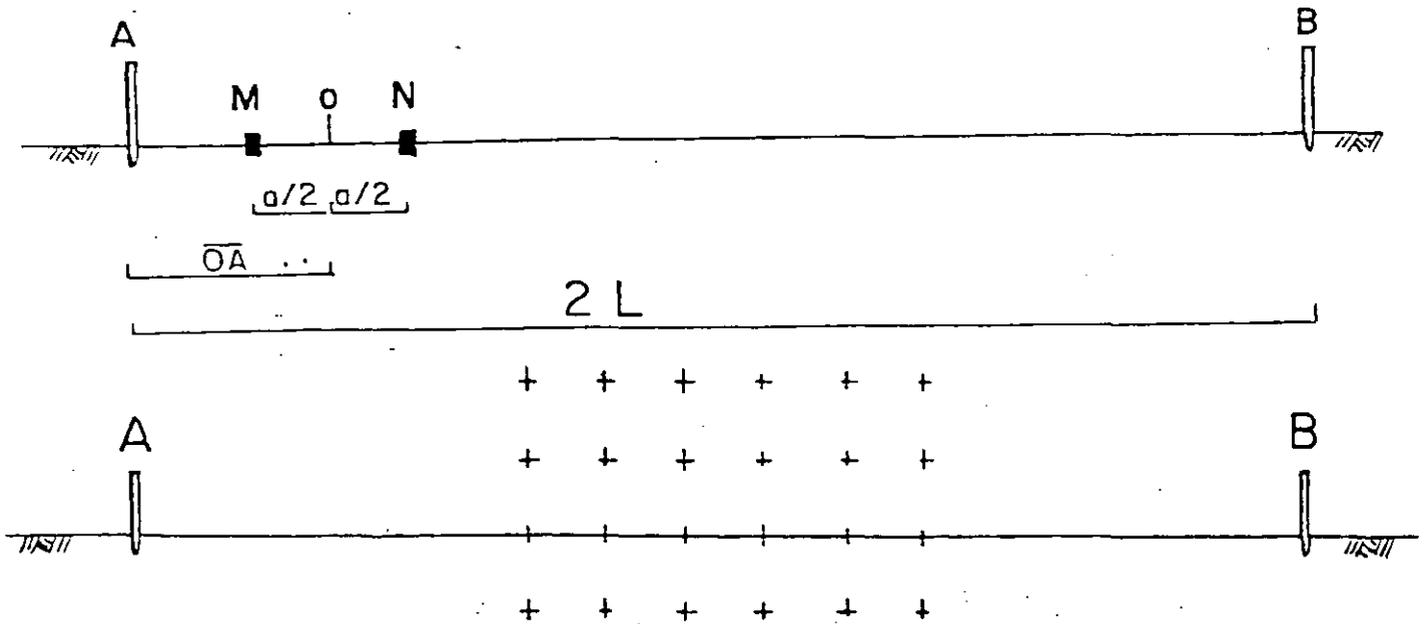


WENNER

M, N móviles



DIPOLO-DIPOLO



GRADIENTE O SCHLUMBERGER MODIFICADO

FIGURA 2.7 Arreglos electródicos.

manda el Dipolo- Dipolo y Gradiente o Schlumberger modificado.

El arreglo dipolo-dipolo consta de igual manera de cuatro electrodos alineados 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:

$$\rho = AV/I \{2\pi x \{1/[1/n - 2/(n+1) + 1/(n+2)]\}\}$$

siendo  $\rho$  resistividad aparente (ohms-metro)  
 $x$  espacio entre dipolos  
 $n$  múltiplos enteros de  $x$

El arreglo Gradiente o Schlumberger modificado tiene a los electrodos A,B con una distancia mucho mayor que el dipolo de potencial formado por M,N., se debe de conservar el radio de:

$$10 < \frac{L}{a} < 50$$

Cuando el dipolo de recepción se mueve en el tercio media y sobre la línea de A,B se le denomina perfil, pero si se desplaza en líneas paralelas se utiliza el término del "Método del rectángulo" según G. Kurnetz (1966). La resistividad aparente se evalúa de la expresión:

$$\rho = AV/I \left\{ \frac{\pi}{a} \left[ \frac{L^2 - x^2}{L^2 + x^2} \right] \right\}$$

siendo  $\rho$  resistividad aparente (ohms-metro)  
 $x$  distancia OA, O corresponde a la distancia media MN  
 $L$  distancia media entre A,B  
 $a$  distancia entre M,N

La figura 2.7 presenta los diferentes arreglos electródicos empleados en el sondeo y perfilaje, así como los puntos de atribución para las medidas de resistividad.

## 2.6 REPRESENTACION DE DATOS Y TIPOS DE CURVAS DE RESISTIVIDAD.

Después del cálculo de la resistividad aparente, los datos son representados en formas gráficas, la más común se le denomina "curva de resistividad aparente", bilogarítmica. En la figura 2.8 se aprecia una curva de resistividad aparente en la que se observan los traslapes efectuados para diferentes aberturas de los electrodos M,N y el suavizamiento efectuado para su interpretación analítica después de H. M. Mooney (1980).

## 2.7 INTERPRETACION.

Los datos de resistividad aparente obtenidos de los sondeos eléctricos verticales (SEV), se interpretan para determinar la equivalencia geológica. Los métodos de interpretación se pueden dividir en el Cualitativo o Empírico y Cuantitativo.

1. INTERPRETACION CUALITATIVA O EMPÍRICA. Tiene por objeto obtener una primera idea o aproximación de la distribución de las estructuras geológicas en el subsuelo, no se determinan valores absolutos sino relaciones o rangos. Las representaciones más comunes son: Mapas de curvas tipo, mapas de isorresistividades, perfiles de isorresistividad, etc. .
2. INTERPRETACION CUANTITATIVA. Consiste en evaluar la profundidad, espesor y resistividad verdaderos de cada una de las capas interpretadas y que comprenden el corte geoelectrico. Se llega a esta fase comparando la curva de campo con los abacos existentes editados por H. Mooney y E. Orellana (1966) y mediante la técnica del filtrado desarrollada principalmente por D. Gosh (1971) y O. Koefoed (1979).

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 2.9 se muestran los diferentes cortes geoelectricos. De acuerdo a los valores de resistividad de cada una de las capas se pueden clasificar en dos grandes grupos.

DOS CAPAS	TRES CAPAS	CUATRO CAPAS	N CAPAS
$E_1, \rho_1$ D1	$E_1, \rho_1$ D1	$E_1, \rho_1$ D1	$E_1, \rho_1$ D1
$\rho_2$	$E_2, \rho_2$ D2	$E_2, \rho_2$ D2	$E_2, \rho_2$ D2
	$\rho_3$	$E_3, \rho_3$ D3	$\rho_3$
		$\rho_4$	$\rho_4$
			$\rho_5$
			$\rho_6$
			$\rho_7$
			$\rho_8$
			$\rho_9$
			$\rho_{10}$
			$\rho_{11}$
			$\rho_{12}$
			$\rho_{13}$
			$\rho_{14}$
			$\rho_{15}$
			$\rho_{16}$
			$\rho_{17}$
			$\rho_{18}$
			$\rho_{19}$
			$\rho_{20}$
			$\rho_{21}$
			$\rho_{22}$
			$\rho_{23}$
			$\rho_{24}$
			$\rho_{25}$
			$\rho_{26}$
			$\rho_{27}$
			$\rho_{28}$
			$\rho_{29}$
			$\rho_{30}$
			$\rho_{31}$
			$\rho_{32}$
			$\rho_{33}$
			$\rho_{34}$
			$\rho_{35}$
			$\rho_{36}$
			$\rho_{37}$
			$\rho_{38}$
			$\rho_{39}$
			$\rho_{40}$
			$\rho_{41}$
			$\rho_{42}$
			$\rho_{43}$
			$\rho_{44}$
			$\rho_{45}$
			$\rho_{46}$
			$\rho_{47}$
			$\rho_{48}$
			$\rho_{49}$
			$\rho_{50}$
			$\rho_{51}$
			$\rho_{52}$
			$\rho_{53}$
			$\rho_{54}$
			$\rho_{55}$
			$\rho_{56}$
			$\rho_{57}$
			$\rho_{58}$
			$\rho_{59}$
			$\rho_{60}$
			$\rho_{61}$
			$\rho_{62}$
			$\rho_{63}$
			$\rho_{64}$
			$\rho_{65}$
			$\rho_{66}$
			$\rho_{67}$
			$\rho_{68}$
			$\rho_{69}$
			$\rho_{70}$
			$\rho_{71}$
			$\rho_{72}$
			$\rho_{73}$
			$\rho_{74}$
			$\rho_{75}$
			$\rho_{76}$
			$\rho_{77}$
			$\rho_{78}$
			$\rho_{79}$
			$\rho_{80}$
			$\rho_{81}$
			$\rho_{82}$
			$\rho_{83}$
			$\rho_{84}$
			$\rho_{85}$
			$\rho_{86}$
			$\rho_{87}$
			$\rho_{88}$
			$\rho_{89}$
			$\rho_{90}$
			$\rho_{91}$
			$\rho_{92}$
			$\rho_{93}$
			$\rho_{94}$
			$\rho_{95}$
			$\rho_{96}$
			$\rho_{97}$
			$\rho_{98}$
			$\rho_{99}$
			$\rho_{100}$

Fig 2.9 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,	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

La figura 2.10 presenta los diferentes tipos de curvas. Se pueden dar combinaciones lógicas, por ejemplo HA, KO, etc, pero no como aquellas que se indican a continuación: AO, OK, KAO.

Conociendo el tipo de curvas es fácil efectuar ya la interpretación cuantitativa mediante la técnica del punto auxiliar y/o con la optimización de los datos de campo.

Una breve descripción se hace a continuación de la optimización en la interpretación de los SEV, Zohdy (1974)(1975) formuló el proceso el cual envuelve dos pasos para cada espaciamento electródico, primeramente con el corte geoelectrico se calcula la función Kernel  $T(x)$ , siendo  $x$  dependiente del espaciamento electródico  $AB/2$ ,  $AB/3$ ,  $nx$  etc., seguidamente se convoluciona la función Kernel obtenida con el filtro de Gosh del arreglo en cuestión para obtener finalmente la curva de resistividad aparente:

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

siendo

$\sum$	E	sumatoria
$b_j$	b	coeficientes del filtro de Gosh
$T(x)_{m-j}$	T	función Kernel discreta
	$m-j$	

En la figura 2.11 se presenta el listado del programa para el cálculo de la resistividad aparente de SEV para los arreglos Dipolo-Dipolo, Schlumberger y Wenner por cortesía de BISON INSTRUMENTS, INC.

## 2.8 EL EFECTO " SKIN " EN LA EXPLORACIÓN 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 supuesto de que la corriente es continua. Las corrientes alternas (Dominio de Frecuencia o Tiempo) se amortiguan con la profundidad más rápido que la directa debido al Efecto Skin, haciéndose más notable cuanto mayor sea la frecuencia, y conductor el terreno. Esto hace que formaciones homogéneas de baja resistividad tales como arcillas, evaporitas, depósitos lacustres, termalismo, margas etc. la curva de resistividad aparente 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 2.12 muestra ejemplos de SEV influenciados por el efecto Skin, para un estrato resistivo y conductor.

## 2.9 LA PROFUNDIDAD DE INVESTIGACION EN LA PROSPECCION ELECTRICA.

La profundidad de investigación en cualquier método de resistividad en corriente continua fué 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 del terreno.

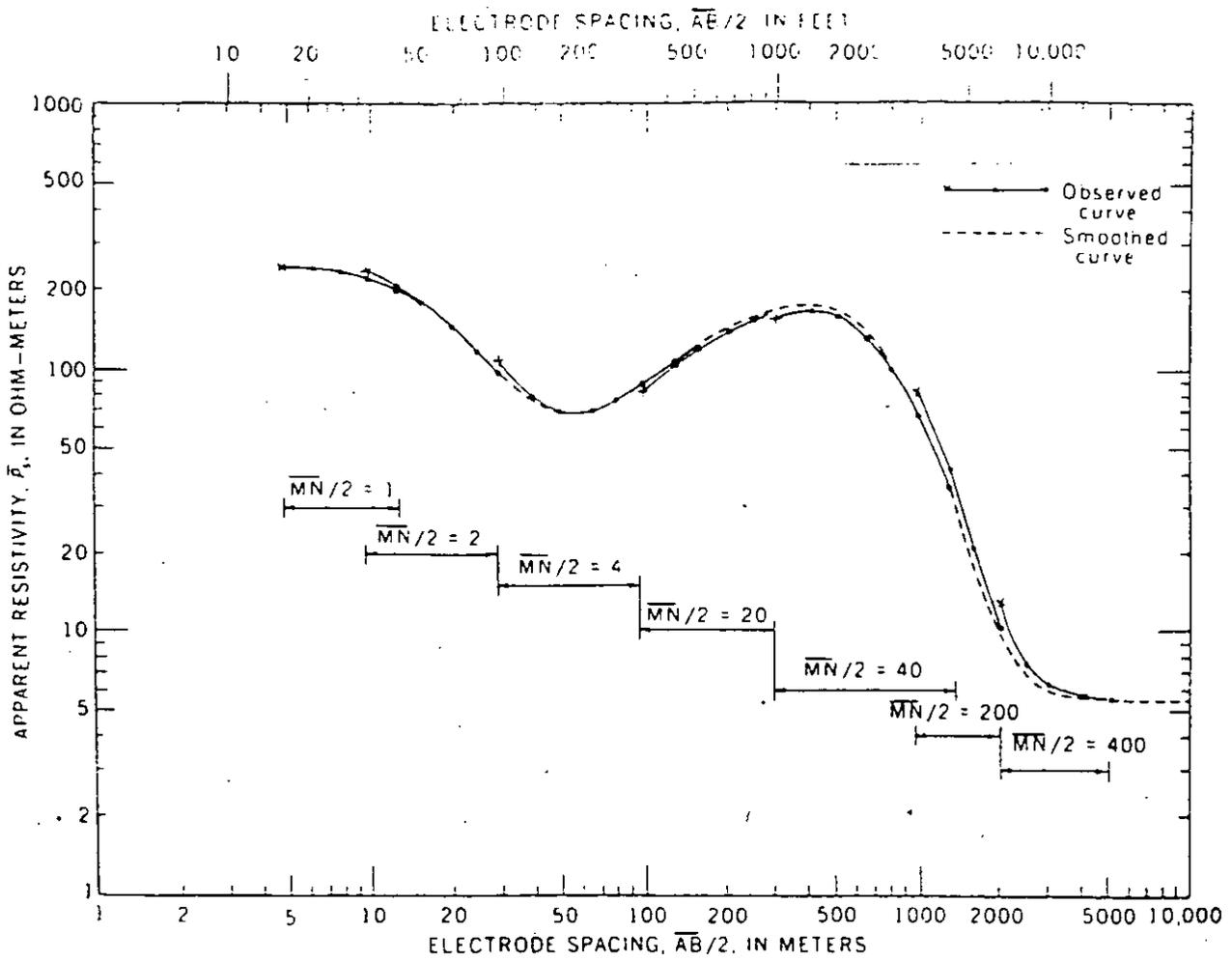


Figura 2.8 Curva de resistividad aparente y suavización después de H. M. Mooney (1980)

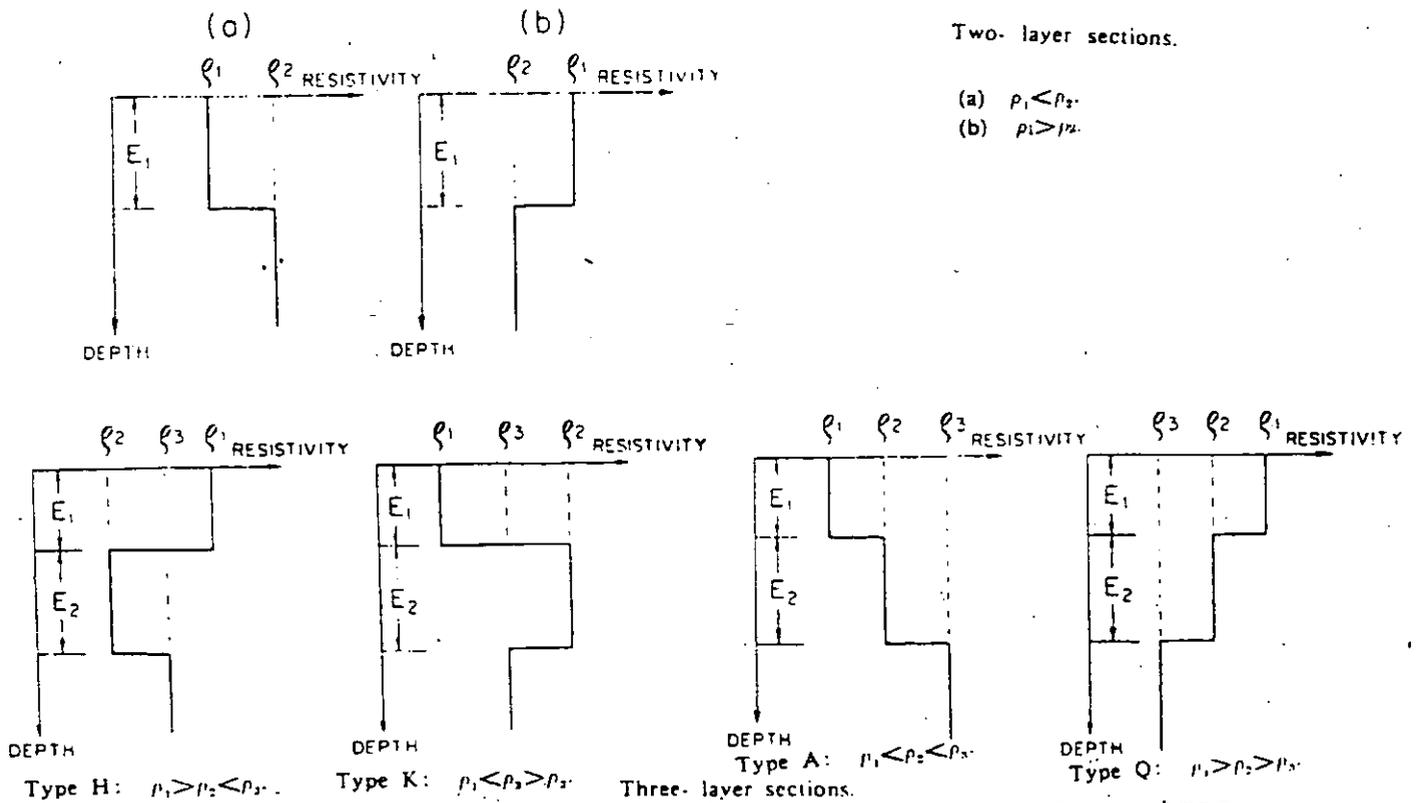


Figura 2.10 Cortes geoelectrónicos clásicos para dos y tres capas, después de H. M. Mooney (1980).

## CHAPTER 33

### PROGRAM RESIST: A COMPUTER PROGRAM TO YIELD THEORETICAL APPARENT RESISTIVITY VALUES FROM A SPECIFIED LAYERED EARTH MODEL

The following program was developed and written by Philip A. Davis at the University of Minnesota. Further details may be obtained from his publication referenced below. Any published paper which makes use of this program should cite that publication as well as Handbook of Engineering Geophysics. The original concept for this method of computing apparent resistivities is due to Ghosh (1971).

The input to the program consists of the parameters for a layered earth model. These include the number of layers,  $E$ , the layer resistivities,  $R$ , and the layer thicknesses,  $H$ . The output from the program yields apparent resistivity versus electrode spacing, computed at six sample points per decade of electrode spacing and equally spaced along a logarithmic scale.

The number of values for electrode spacing should be taken large enough to fully define the apparent resistivity curve. Suppose we symbolize by  $D_1$  and  $D_{N-1}$  the depths to the shallowest and the deepest boundaries in the earth model. The curve should be adequately defined if we take minimum electrode spacing equal to approximately  $D_1/5$  and the maximum equal to approximately  $5D_{N-1}$ . Nothing is lost by taking extra points, however.

The program may be applied to a wide selection of field electrode arrangements. These include the Schlumberger, Wenner, and bipole-bipole axial arrays. The latter is a generalized configuration which can be interpreted as bipole-bipole, dipole-dipole, Wenner beta, and Wenner gamma.

Instructions for entering data will be found within the program printout. The program is written in Fortran.

An example is given below for a four layer earth model. The model parameters are tabulated in the output. The input card format is shown at the top, and the computed apparent resistivities at the bottom.

#### REFERENCES

- Davis, Philip A., 1979. Interpretation of Resistivity Sounding Data: Computer Programs for solutions to the Forward and Inverse Problems: Information Circular 17. Minnesota Geological Survey, 1633 Eustis St., St. Paul, MN 55108
- Ghosh, D., 1971. Inverse filter coefficients for the computation of apparent resistivity standard curves for horizontally layered earth: Geophysical Prospecting, v. 19, p. 747-775.

EXAMPLE

INPUT FORMAT

1  
1.,4,19  
10.,20.,30.,100.,20.,100.,20.

APPARENT RESISTIVITY VALUES

SCHLUMBERGER ARRAY

4 LAYER MODEL.

LAYER NO.	THICKNESS	RESISTIVITY
1	10.000	100.000
2	20.000	20.000
3	30.000	100.000
4		20.000

SPACING	RHO
1.00	99.984
1.47	99.952
2.15	99.850
3.16	99.536
4.64	98.596
6.81	95.952
10.00	89.347
14.68	76.029
21.54	57.004
31.62	40.655
46.42	34.881
68.13	37.274
100.00	40.121
146.78	38.845
215.44	33.442
316.23	27.127
464.16	22.957
681.29	21.143
1000.00	20.476

```

PROGRAM RESIST(INPUT,OUTPUT,DATAL,TAPE1=INPUT,TAPE2=OUTPUT)
INTEGER E
COMMON/Z1/E,M,N/Z2/DELX,SPAC
COMMON/ZA3/P(99)/ZA4/R(134)
DIMENSION FLTR1(29), FLTR2(34)
DIMENSION SN(30),R1(31)
DATA(FLTR1(I),I=1,29)/.00046256,-.0010907,.0017122,-.0020687,
1.0043048,-.0021236,.015995,.017065,.098105,.21918,.64722,1.1415,
2.47819,-3.515,2.7743,-1.201,.4544,-.19427,.097364,-.054099,.031729
3,-.019109,.011656,-.0071544,.0044042,-.002715,.0016749,-.0010335,
4.00040124/
DATA(FLTR2(I),I=1,34)/.000238935,.00011557,.00017034,.00024935,
1.00036665,.00053753,.0007896,.0011584,.0017008,.0024959,.003664,
2.0053773,.007893,.011583,.016998,.024934,.036558,.053507,.078121,
3.11319,.16192,.22363,.28821,.30276,.15523,-.32026,-.53557,.51787,
4-.196,.054394,-.015747,.0053941,-.0021446,.000665125/
C
C CARD #1 ARRAY CHOICE, INPUT-
C 1--FOR SCHLUMBERGER,
C 2--FOR WENNER,
C 3--FOR BIPOLE-BIPOLE.
C CARD #2 SPAC,E,M (FORMAT-FREE)
C SPAC = CLOSEST A OR S SPACING (REAL)
C E = NUMBER OF MODEL LAYERS (INTEGER)
C M = NUMBER OF FIELD READINGS (INTEGER), 6/DECADE
C CARD #2A ENTER ONLY FOR BIPOLE-BIPOLE ARRAY. INPUT-
C 1--IF N-VALUES ARE VARIED,
C 0--IF A-SPACINGS ARE VARIED.
C CARD #2B ENTER ONLY FOR BIPOLE-BIPOLE. IF VALUE ENTERED IN 2A WAS-
C 1--INPUT N-VALUES (TOTAL M) IN INCREASING ORDER (FORMAT-FREE)
C 0--INPUT ONE N-VALUE. (N.NE.1)
C CARD #3 ENTER LAYER PARAMETERS. (TOTAL 2E-1, FORMAT-FREE)
C ORDER-- H(1),H(2),...,H(E-1),R(1),R(2),...,R(E)
C * * * * *
C REPEAT FOR ADDITIONAL MODELS.
C
1000 READ(1,*)INDEX
IF(INDEX.EQ.0) STOP
READ(1,*)SPAC,E,M
IF(INDEX-2) 40,40,5
5 READ(1,*) IX
IF(IX.EQ.1) GO TO 20
J=1
GO TO 35
20 J=M
35 READ(1,*) (SN(I),I=1,J)
40 N=2*E-1

```

```

SPAC=ALOG(SPAC)
READ(1,*) (P(I),I=1,N)
WRITE(2,42)
42 FORMAT(/* APPARENT RESISTIVITY VALUES*)
   IF(INDEX-2)43,45,47
43 WRITE(2,44)
44 FORMAT(/* SCHLUMBERGER ARRAY*//)
   GO TO 50
45 WRITE(2,46)
46 FORMAT(/* WENNER ARRAY*//)
   GO TO 50
47 WRITE(2,48)
48 FORMAT(/* BIPOLE-BIPOLE ARRAY*//)
50 DELX = ALOG(10.)/6.
   IF(INDEX-2) 70,80,300
70 Y=SPAC-19.*DELX-0.13069
   DO 75,I=1,M+28
       CALL TRANSFM(Y,I)
75   Y=Y+DELX
       CALL FILTER(FLTR1,29)
       GO TO 120
80 S=ALOG(2.)
   Y=SPAC-10.8792495*DELX
   DO 110, I=1,M+33
       CALL TRANSFM(Y,I)
       A=R(I)
       Y1=Y+S
       CALL TRANSFM(Y1,I)
       R(I)=2.*A-R(I)
110  Y=Y+DELX
       GO TO 119
300 MI=1
   IF(LX.NE.1) GO TO 111
   MI=M
   M=1
111 DO 117,I=1,MI
       Y=SPAC-10.8792495*DELX
       A=SN(I)
       A1=ABS(A-1.)
       S1=ALOG(A1)
       IF(A.LT.1.) Y=Y-ALOG(A)
       B=1.
       IF(A.LT.1.) B=A*A+A-1.
       S2=ALOG(A)
       S3=ALOG(A+1.)
       DO 116,J=1,M+33
           Y1=Y+S1
           CALL TRANSFM(Y1,J)
           AA=R(J)/A1
           Y1=Y+S2

```

```

        CALL TRANSFM(Y1,J)
        AA=AA-2.*R(J)/A
        Y1=Y+S3
        CALL TRANSFM(Y1,J)
        R(J)=(AA+R(J)/(A+1.))*A*(A+1.)*A1/(2.*B)
116     Y=Y+DELX
        IF(IX.NE.1) GO TO 117
        CALL FILTER(FLTR2,34)
        R1(I)=R(1)
117     CONTINUE
        IF(M.NE.1) GO TO 119
        M=M1
        GO TO 120
119     CALL FILTER(FLTR2,34)
120     WRITE(2,125) E
125     FORMAT(/I3* LAYER MODEL.*)
        WRITE(2,130)
130     FORMAT(/5X,*LAYER NO.*3X*THICKNESS*3X*RESISTIVITY*/)
        DO 140,I=1,E-1
            J=I
            WRITE(2,135) J,P(I),P(I+E-1)
135     FORMAT(9X,I2,5X,F8.3,7X,F8.3)
140     CONTINUE
        WRITE(2,145) E,P(N)
145     FORMAT(9X,I2,20X,F8.3)
        IF(INDEX-2) 205,205,150
150     IF(IX.NE.1) GO TO 190
        SP=EXP(SPAC)
        WRITE(2,160) SP
160     FORMAT(/* BIPOLE A-SPACING =*,F6.2)
        WRITE(2,170)
170     FORMAT(/10X*!*9X*RHO*/)
        DO 185,I=1,M
            WRITE(2,180) SN(I),R1(I)
180     FORMAT(7X,F7.2,3X,F9.3)
185     CONTINUE
        GO TO 240
190     WRITE(2,200) SN(1)
200     FORMAT(/* BIPOLE N-SPACING =*F6.2)
205     WRITE(2,210)
210     FORMAT(/7X*SPACING*7X*RHO*/)
        X=SPAC
        DO 230,I=1,H
            A=EXP(X)
            WRITE(2,220)A,R(I)
220     FORMAT(6X,F7.2,3X,F9.3)
230     X=X+DELX
240     GO TO 1000
        END

```

```

SUBROUTINE TRANSFM(Y,I)
INTEGER E
COMMON/Z1/E,M,N
COMMON/ZA3/P(99)/ZA4/R(134)
DIMENSION T(50)
U=1./EXP(Y)
T(1)=P(N)
DO 30,J=2,E
  A=EXP(-2.*U*P(E+1-J))
  B=(1.-A)/(1.+A)
  RS=P(N+1-J)
  TPR=RS*B
  T(J)=(TPR+T(J-1))/(1.+TPR*T(J-1)/(RS*RS))
30  CONTINUE
R(I)=T(E)
RETURN
END

```

```

SUBROUTINE FILTER(FLTR,K)
INTEGER E
COMMON/Z1/E,M,N
COMMON/ZA4/R(134)
DIMENSION RES(31),FLTR(K)
DO 20,I=1,M
  RE=0
  DO 10,J=1,K
    B=FLTR(J)*R(I+K-J)
10  RE=RE+B
20  RES(I)=RE
DO 30,I=1,M
30  R(I)=RES(I)
RETURN
END

```

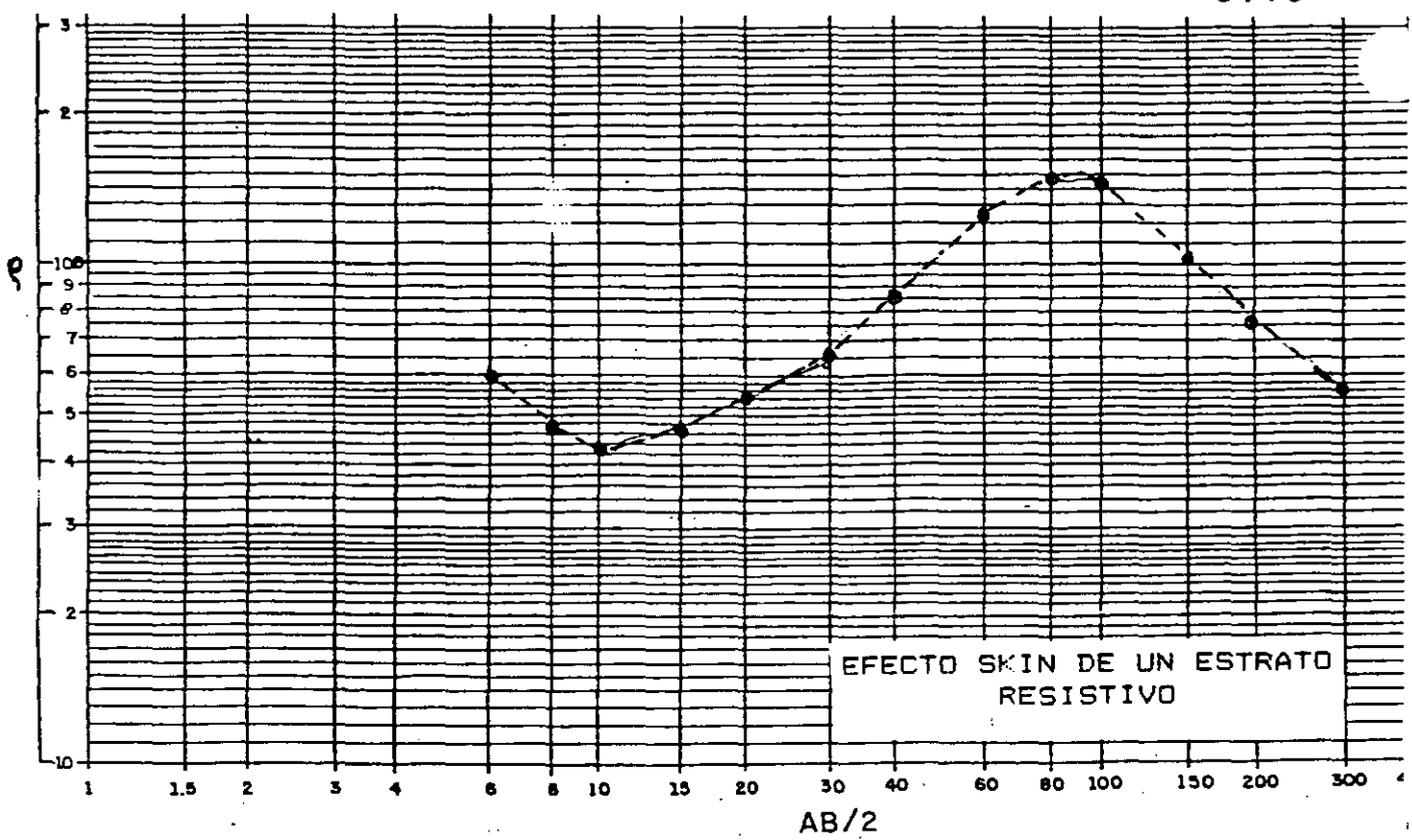
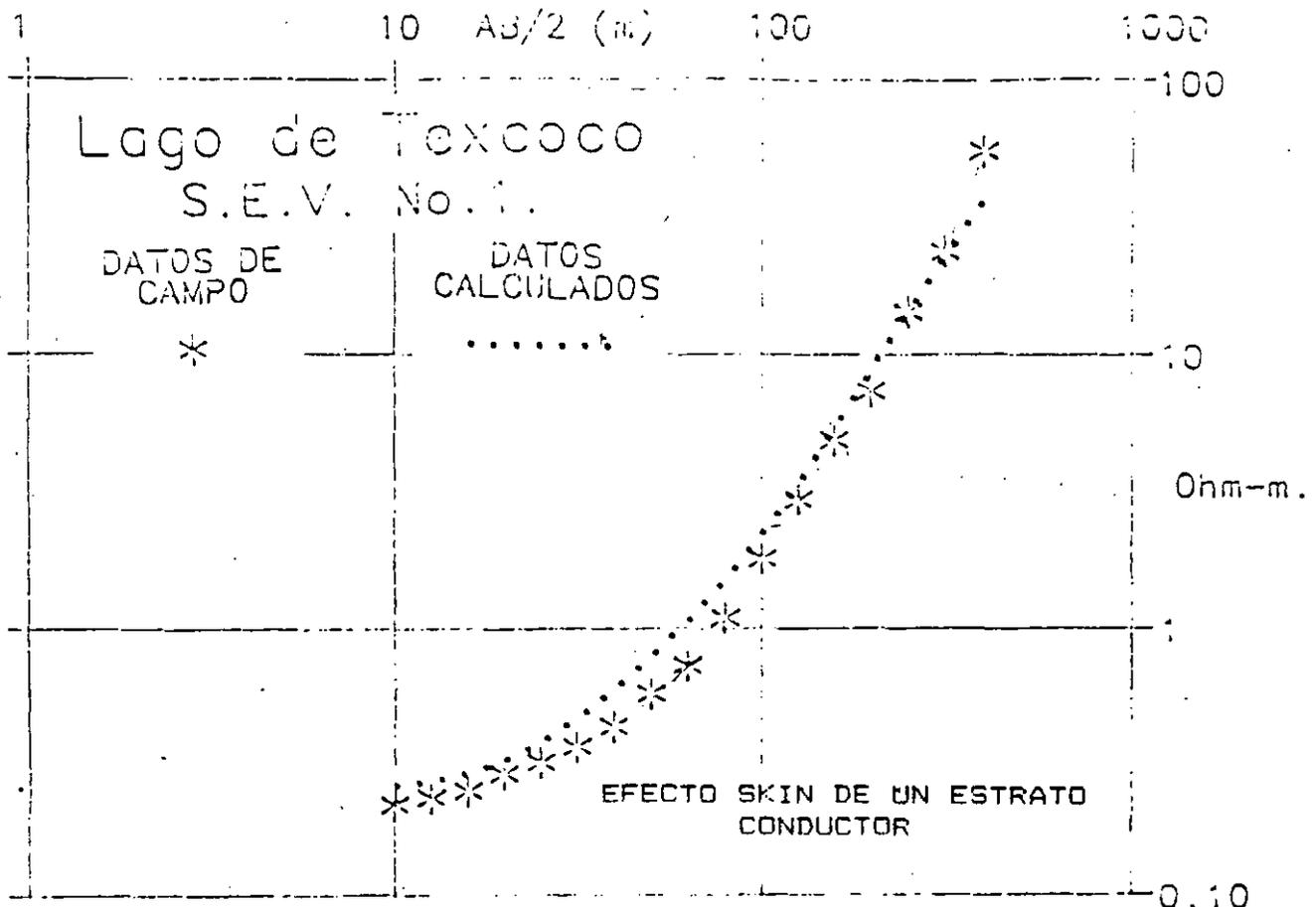
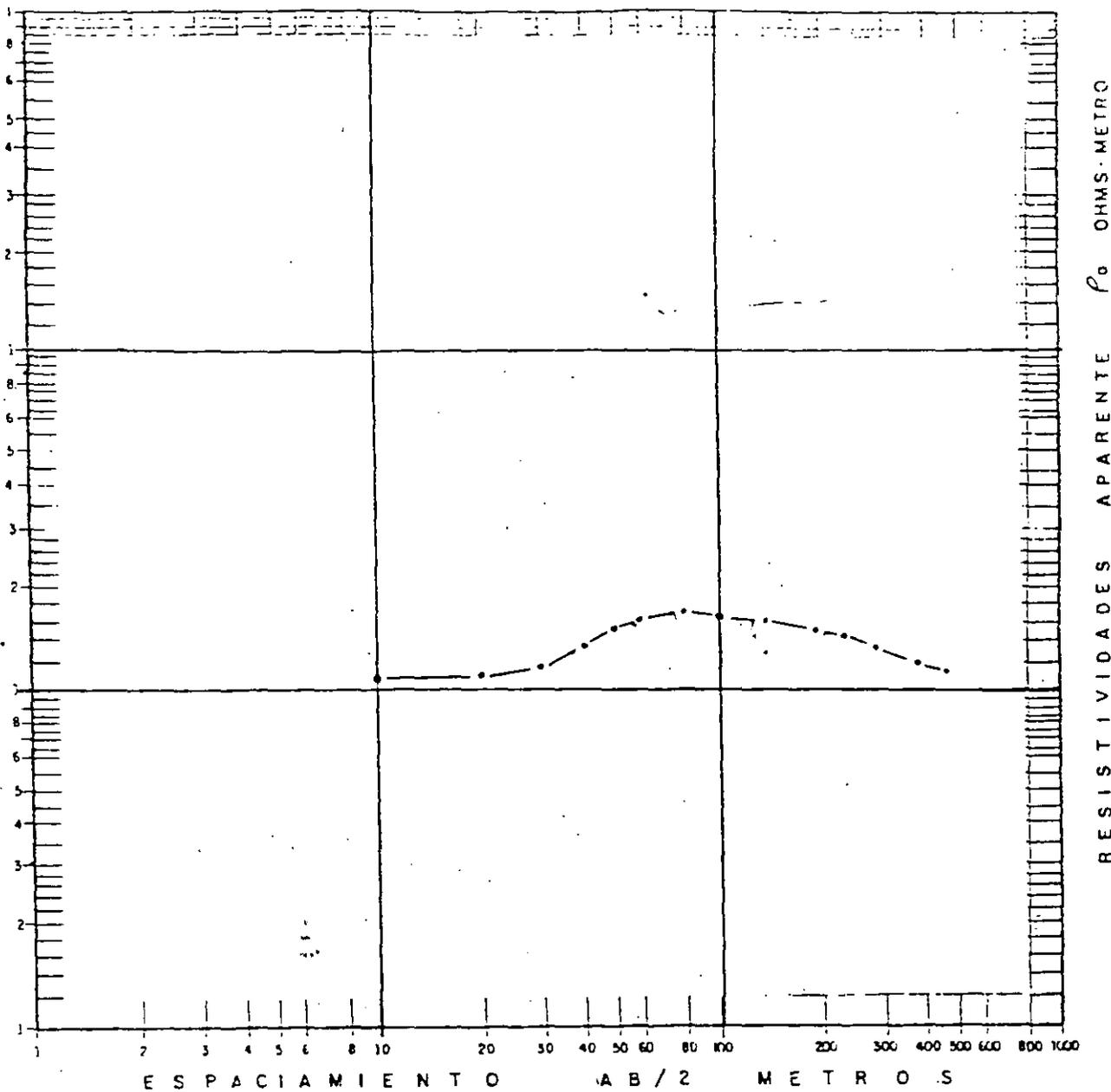


Figura 2.12 Influencia del efecto Skin para estrato conductor (Ex-Vaso de Texcoco) y resistivo (Oaxaca).



ARREGLO SCHLUMBERGER

ESTE SEV FUE REALIZADO EN EL MUNICIPIO DE JESUS MARIA JALISCO.

DATOS DE LA EJECUCION DEL SEV:

AB/2 MINIMA = 10m  
 AB/2 MAXIMA = 500m  
 MN/2 = 8m  
 CORRIENTE = 2ma

Figura 2.13 Curva de resistividad aparente con abertura de MN/2= 8 metros y corriente de 2 miliamperios.

La profundidad de exploración no depende de la potencia de un equipo o de su sensibilidad sino como se apuntó anteriormente depende básicamente que los cuerpos en el subsuelo tengan un contraste fuerte en cualquiera de las propiedades físicas medibles.

E. Orellana (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 kilowatts. 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 2.13 se aprecian curvas de resistividad aparente en las que la corriente máxima inyectada fue de 2 miliamperios, se realizaron las perforaciones resultando los cortes geoelectricos muy pegados a la estratigrafía interpretada por el geólogo.

## 2.10 EJEMPLOS DE APLICACION DE LA EXPLORACION ELECTRICA.

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

INTERPRETACION CUALITATIVA. Figura 2.14. Primeramente se observa la zonificación del mapa de curvas tipo en el área que comprende las poblaciones de Madrid, Rincón de López y La Cruz, Colima. Las curvas tipo resultantes son KQH y KH; se asocian con una alternancia de rocas sedimentarias calcáreas compactas, fracturadas y masivas.

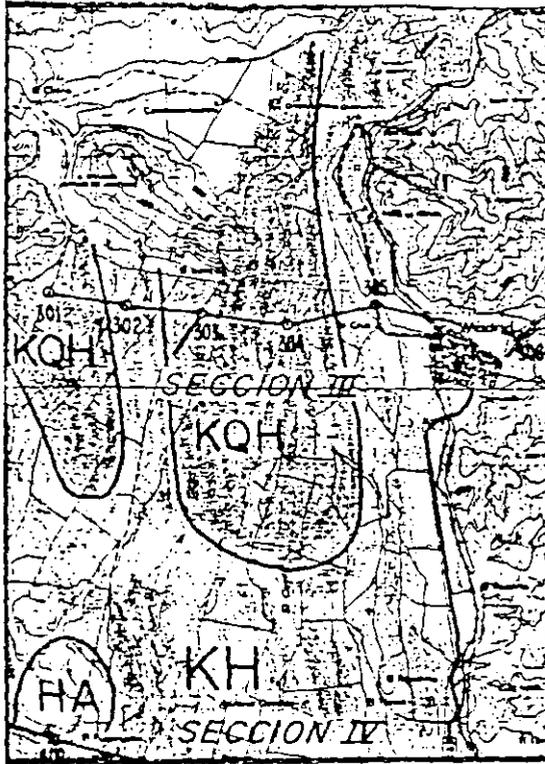
Los mapas de isorresistividad se presentan a profundidades teóricas de exploración de 100, 464 y 1000 metros. Los valores de isorresistividad comienzan con 200 ohms-metro descienden a un rango de 50 - 100 ohms-metro y vuelven a elevarse a profundidad alcanzando el valor de 200 a 300 ohms-metro.

Como se observa en la interpretación empírica solo se determinan rangos y relaciones sin llegar a cuantificar plenamente.

Un ejemplo de perfiles de isorresistividad se presenta en la figura 2.15 de un levantamiento realizado en Pinal County, Arizona. Cortesía de MCPHAR GEOPHYSICS, LTD.

INTERPRETACION CUANTITATIVA. Figura 2.16. Se presenta la sección realizada en el Valle de Loreto, Zacatecas; en la que el resultado de la interpretación pone de manifiesto la existencia de un domo riolítico que se extiende a profundidad como basamento impermeable, el arco aflora como una toba alterada. Los sedimentos se acuñan en los flancos.

MAPA DE CUEVAS TIPO



ISORRESISTIVIDADES A UNA PROFUNDIDAD DE  $AB/2 = 100m$



ISORRESISTIVIDADES A UNA PROFUNDIDAD DE  $AB/2 = 464M$



ISORRESISTIVIDADES A UNA PROFUNDIDAD DE  $AB/2 = 1000M$

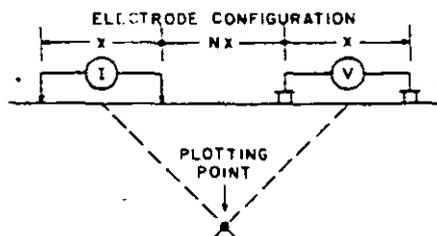


Figura 2.14 Interpretación Cualitativa o empirica.

INDUCED POLARIZATION  
AND  
DRILLING RESULTS  
FROM  
LAKESHORE OREBODY  
PINAL COUNTY-ARIZONA

LINE-500N  
(1966)

FREQUENCIES-0.05/1.25 HZ.



X = 300 FEET

N-5	18	27	25	9	12	27	28	40	50	56	
N-4	19	17	29	30	7.8	11	27	43	45	48	247
N-3	17	14	31	24	8.3	11	36	49	43	233	
N-2	14	16	16	25	9.4	14	39	44	237	250	
N-1	19	23	15	26	14	17	35	221	219		

507E 510E 513E 516E 519E 522E 525E 528E 531E 534E 537E 540E

N-1	79	44	6.9	58	26	59	43	9	7		
N-2	36	31	63	63	106	72	52	34	9	8	
N-3	59	36	16	84	242	136	56	51	35	11	
N-4	53	59	13	50	256	182	93	35	45	39	11
N-5	55	37	60	165	208	111	72	50	40	41	

507E 510E 513E 516E 519E 522E 525E 528E 531E 534E 537E 540E

N-1	1.5	1	0.1	1.5	0.4	1	1.5	2.1	1.5	
N-2	0.5	0.5	1	1.5	1	2	1.5	2.1	2	
N-3	1	0.5	0.5	2	2	1.5	2	2.5	1.5	3.6
N-4	1	0.4	1.5	2	2	2.5	1.5	2	1.8	2.7
N-5	1	1	1.5	1.5	2.5	3	2	2	2	2.5

507E 510E 513E 516E 519E 522E 525E 528E 531E 534E 537E 540E

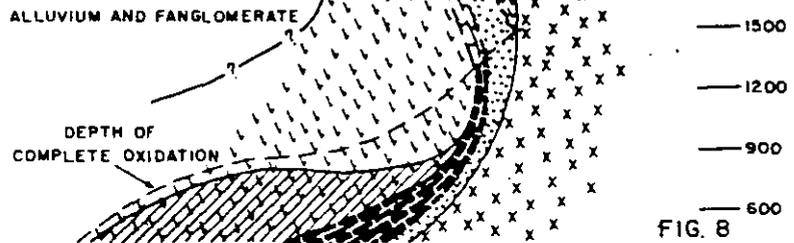


FIG. 8

Figura 2.15 Perfiles de isorresistividad y porcentaje efecto de frecuencia aparentes. Cortesia de MCFHAR, LTD.

GEOELECTRIC SURVEY IN THE LORETO VALLEY, ZACATECAS STATE, MEXICO

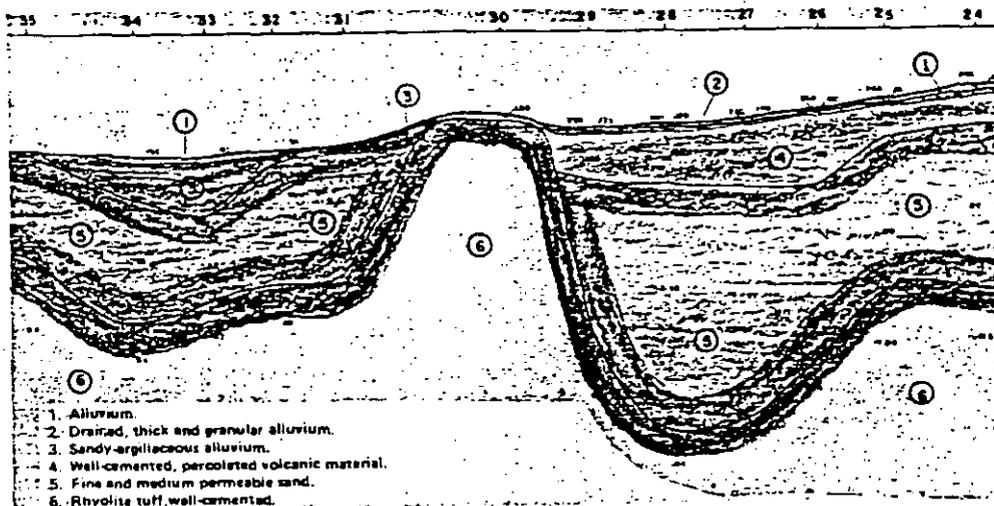


Figura 2.16 Domo riolitico en Loreto, Zacatecas.

# PERFIL GEOELECTRICO IV

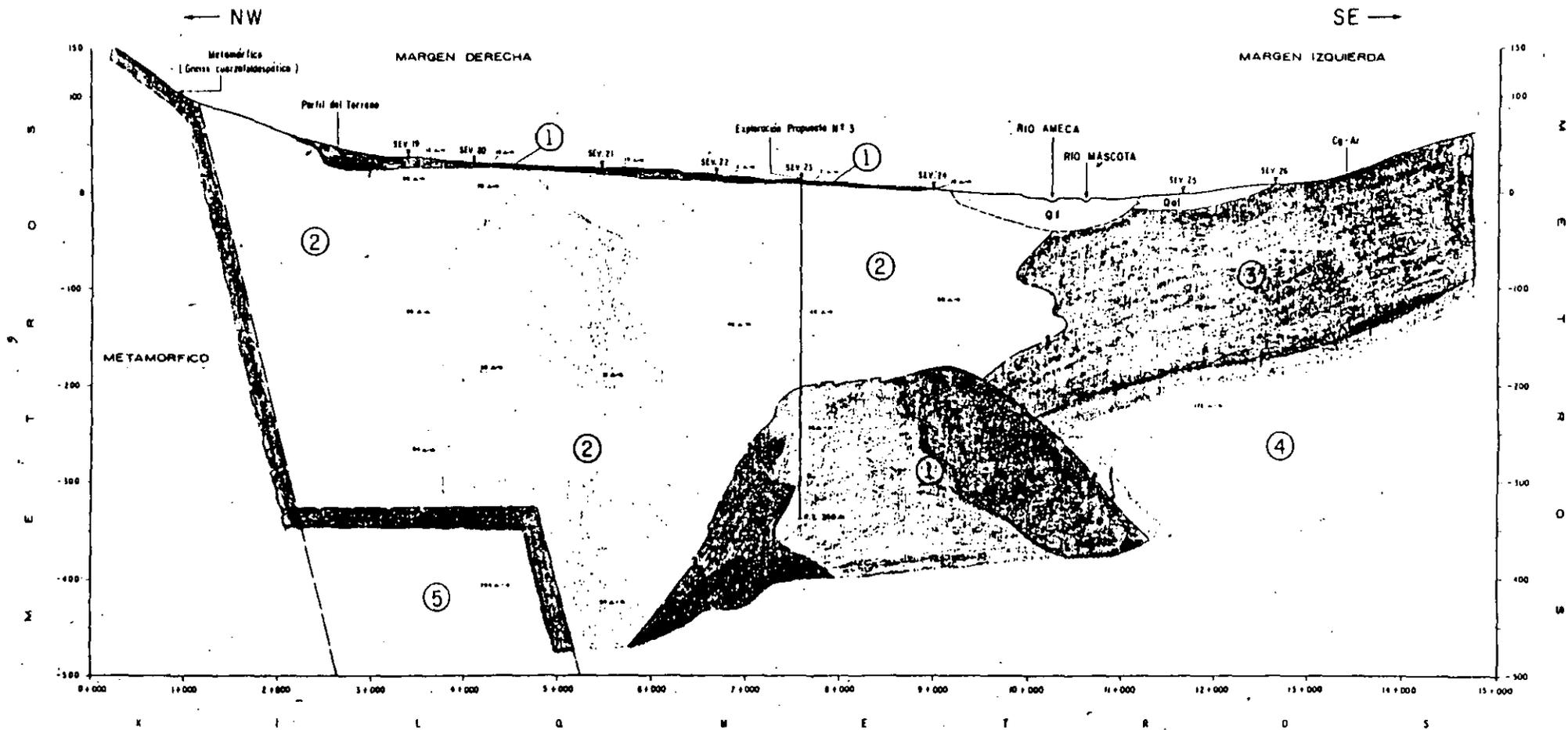


Figura 2.17 Sección geoelectrónica determinando un graven. Valle de Banderas, Jalisco.

El segundo ejemplo es tomado del levantamiento geoelectrico efectuado en el Valle de Banderas, Jalisco : donde se interpreta un graven relleno de materiales granulares medios y gruesos. En la parte Sur--Este existe una toba semicompacta .

### 3. POTENCIAL NATURAL (SP).

El método de potencial natural o polarización espontánea usa el campo eléctrico natural debido a fenómenos electroquímicos que suceden en el subsuelo.

Los fenómenos electroquímicos en el subsuelo pueden asociarse a procesos de intercambio de carga que se dan cita en las regiones interfaciales entre fases líquidas y sólidas. La fase sólida corresponde a partículas minerales (metálicas o no metálicas) y la líquida a una disolución o electrolito.

En la figura 3.1 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, se aprecian la zona de oxidación y reducción. El cuerpo anódico se comporta como una pila eléctrica al generar una baja intensidad de corriente debido a la donación y adsorción de electrones en el medio.

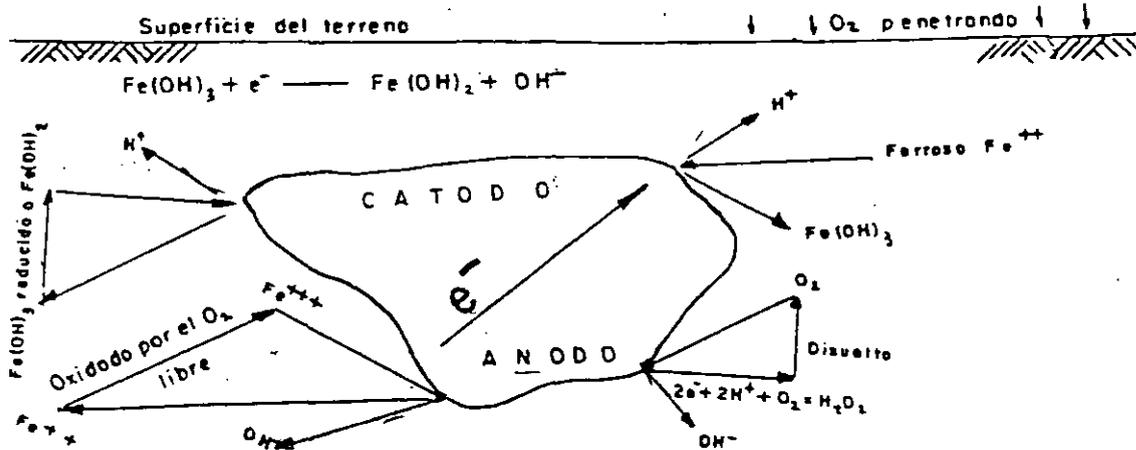


Figura 3.1 .Mecanismo del potencial natural en zonas alteradas.

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 pues un indicador de la presencia de agua en el subsuelo. Los principales mecanismos que originan potenciales de fondo son:

- a) Contacto entre electrolitos de diferente densidad
- b) Actividad bioeléctrica
- c) Potenciales de difusión, debidos al contacto de electrolitos diferentes en los poros o intersticios de la roca.

- d) Electrofiltración, filtración de las aguas de lluvia y ascenso de la humedad por capilaridad.
- e) Potenciales variables con el tiempo y la temperatura.

Los potenciales de mineralización son de gran interés en minería, -- son de gran magnitud y negativos

### 3.1 EQUIPO BASICO.

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

### 3.2 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO.

Dos métodos son los clásicos, el potenciales y el de gradiente. El de Potenciales consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en estaciones respecto a un punto de referencia. El método de gradientes mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estacas contiguas del perfil. La figura 3.2 muestra las dos técnicas de levantamiento.

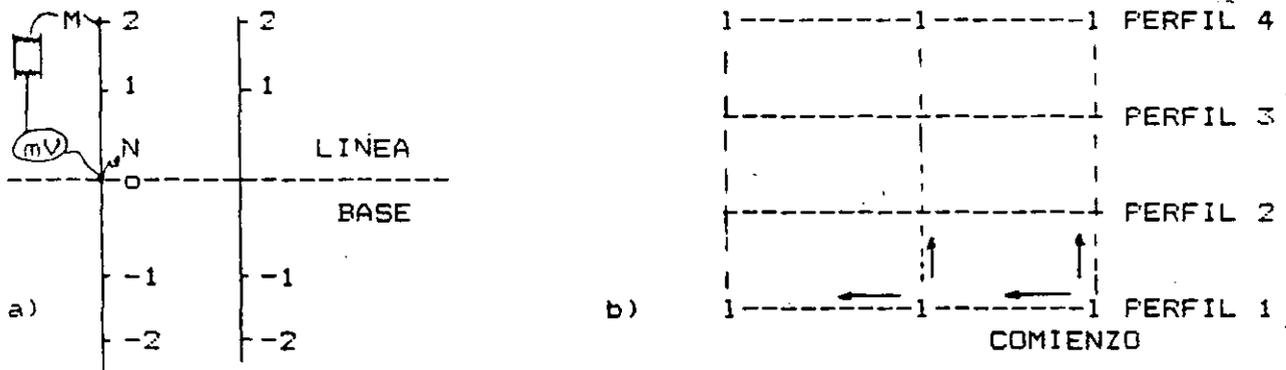


Figura 3.2 .a) Técnica de potenciales. b) Técnica de gradientes.

### 3.3 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 puede llevar 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. Esto es en Piedras Negras, Coahuila.

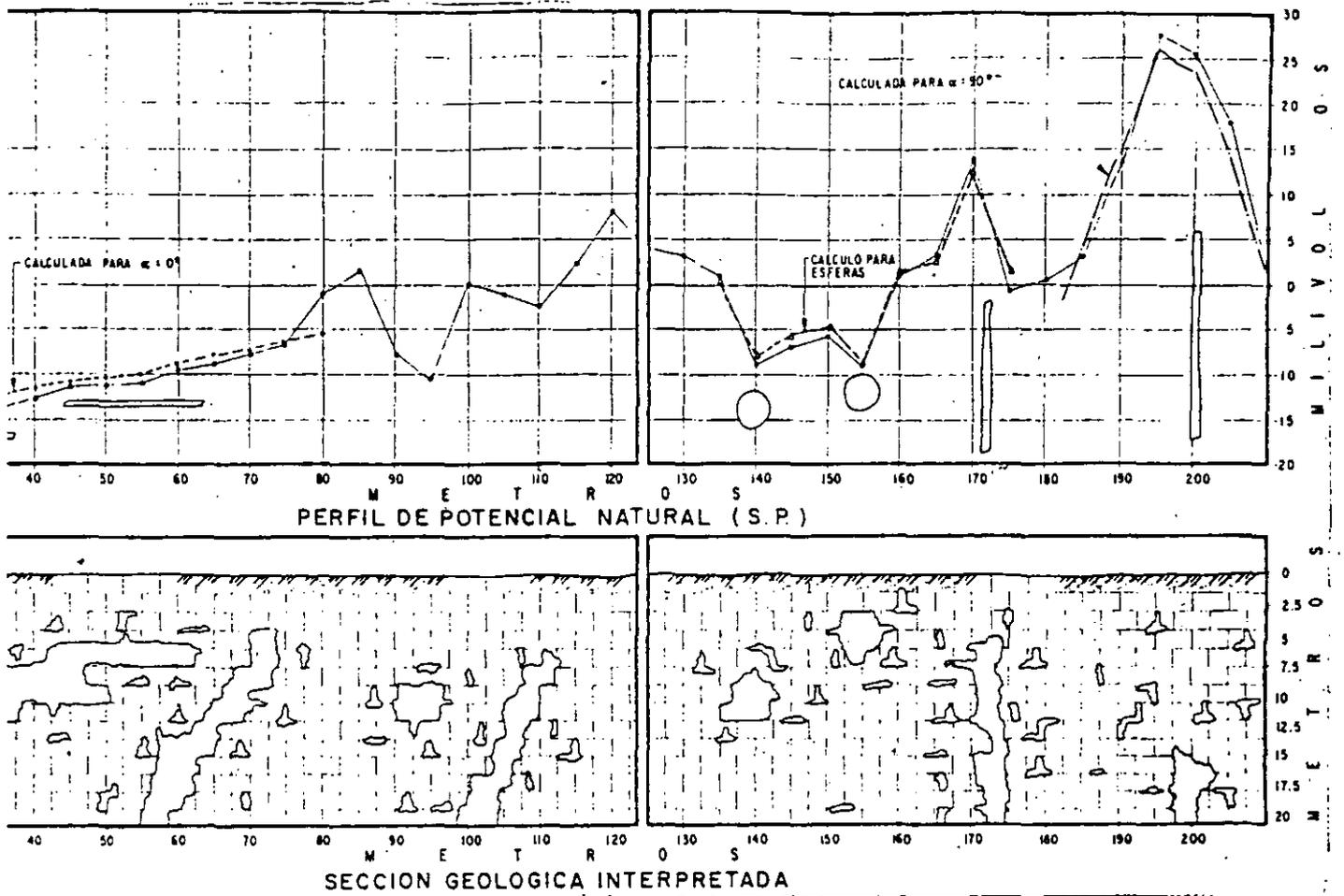
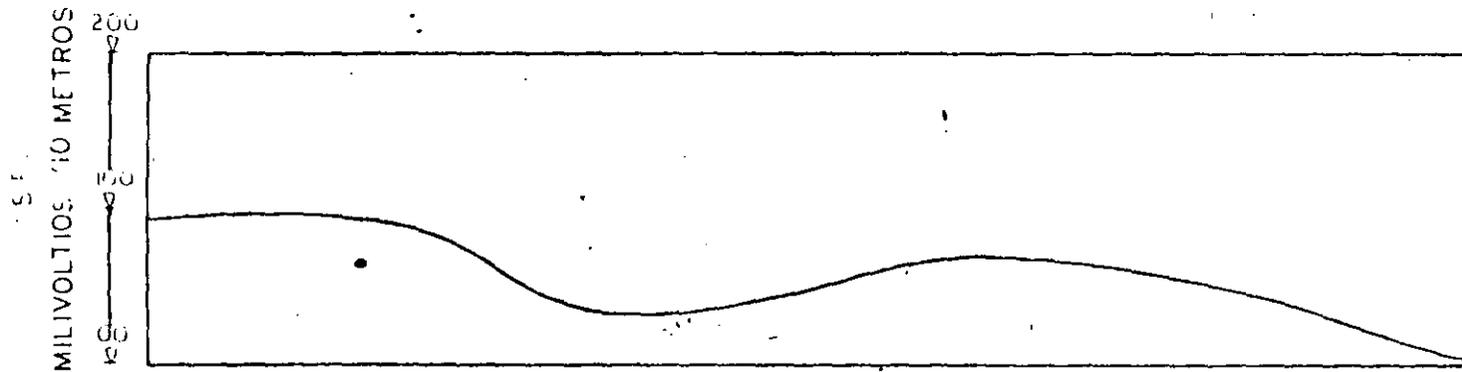


Figura 3.3 Perfil de potencial natural y sección geológica interpretada. Isla de Cozumel, D.R. .



Figura 3.3.a Dolinas que originan los potenciales de electrofiltración ascendente y descendente.

# PERFIL DE POTENCIAL NATURAL MILIVOLTIOS



## SECCIONE GEOELECTRICA INTERPRETADA

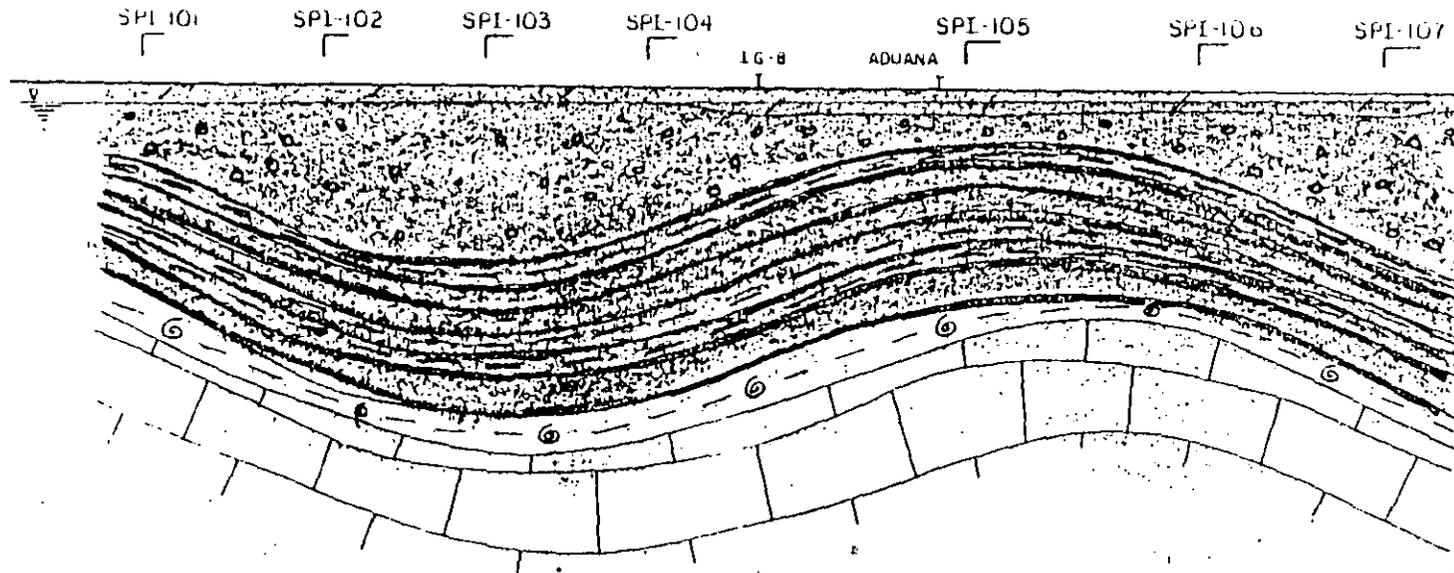


Figura 3.4 Perfil de potencial Natural y sección geológica, Piedras Negras, Coah.

#### 4. POLARIZACION INDUCIDA (PI).

Los materiales que conforman el subsuelo están constituidos por minerales metálicos y no metálicos que independiente al tipo con su presencia provocan efectos de polarización inducida.

##### 4.1 CAUSAS DEL FENOMENO DE POLARIZACION INDUCIDA.

Solamente dos tipos de polarización son reconocidos: el de Electrodo (PE) y el de Membrana (FM).

La polarización de electrodo se produce al contacto de partículas minerales y un electrolito, en la interfase se produce una doble capa electroquímica que se comporta símil a un capacitor o condensador el cual almacena energía. La conducción iónica en el electrolito cambia a electrónica en el electrodo (partícula mineral). Las anomalías de bidas a la polarización de electrodo son de gran interés en minería.

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. La figura 4.1 ilustra esquemáticamente ambos tipos de polarización.

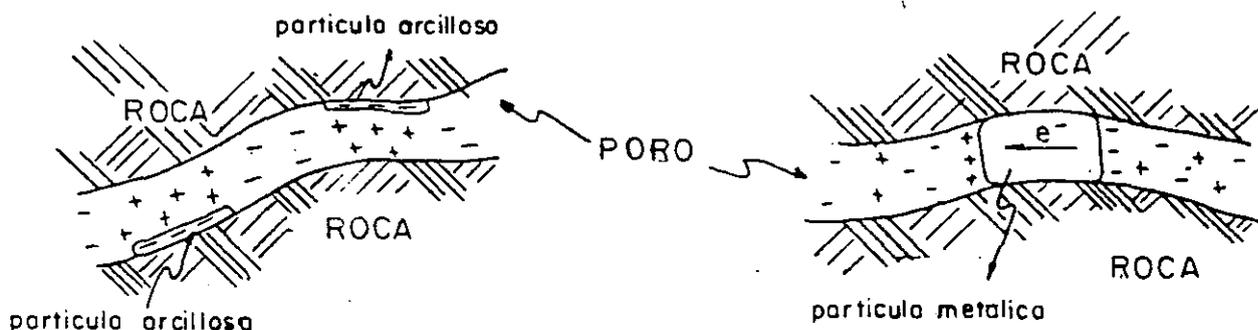


Figura 4.1 a) Polarización de Electrodo. b) Polarización de Membrana.

##### 4.2 MODELO FISICO DEL SISTEMA.

Es necesario para dar una explicación al comportamiento dieléctrico de la roca realizar una representación física y analítica que describa la estructura interna del sistema.

La analogía más sencilla que describe el comportamiento dieléctrico de una roca es un circuito RC en paralelo, R representa la resistencia de la roca y C la Capacitancia de la doble capa electroquímica, figura 4.2. La expresión que regula el comportamiento eléctrico del modelo esta dada por:

$$Z(i\omega) = 1/(i\omega C + 1/R) \quad \text{donde } Z(i\omega) \text{ Resistencia compleja}$$

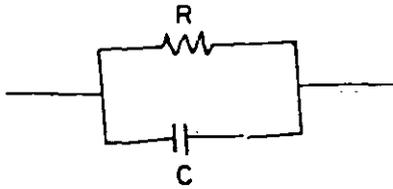


Figura 4.2 Circuito RC.

R      resistencia de la roca  
 C      capacidad de la doble capa  
 w      frecuencia angular  
 i       $\sqrt{-1}$

La ecuación anterior muestra que la resistividad depende de la frecuencia. Los valores asintóticos de la curva de dispersión son R para frecuencias bajas que corresponden a las corrientes de conducción y C para frecuencias altas asociadas a las corrientes de desplazamiento.

#### 4.3 TECNICAS DE MEDICION DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

Tres diferentes técnicas de medida fueron desarrolladas, siendo: FRECUENCIA VARIABLE. Donde 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 reciente 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 del 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:

$$PEFa = \frac{\rho_b - \rho_a}{\rho_a} * 100$$

siendo  $\rho_b$  resistividad aparente a frecuencia baja.  
 $\rho_a$  resistividad aparente a frecuencia alta.

Con estos valores aparentes se formulan perfiles de igual porcentaje efecto de frecuencia que son manipulados exactamente igual que los datos de resistividad.

De igual forma existen las técnicas del perfilaje y del sondeo en PI teniendo casi los mismos objetivos.

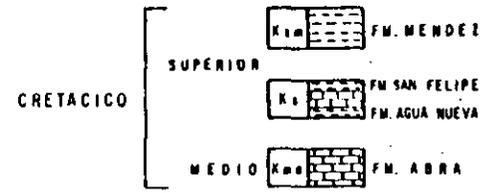
#### 4.4 EJEMPLOS DE APLICACION DE LA POLARIZACION INDUCIDA.

Visto anteriormente que la polarización es intensa en cuerpos arcillosos y nula en rocas sanas (excepto con un cierto contenido de minerales) se puede emplear como una técnica de mapeo de diferentes estructuras como son: lutitas, areniscas, calizas fracturadas, etc. El primer ejemplo es para definir las estructuras sedimentarias en Ocampo-Antiguo Morelos, Tamaulipas. El perfil de isorresistividades

# EXPLICACION

- SONDEO DE POLARIZACION INDUCIDA SPI-201
- CURVA DE ISORESISTIVIDAD EN OHMS METRO. 50
- CURVA DE IGUAL EFECTO DE FRECUENCIA APARENTE. 1
- PALLA
- MINIMO
- MAXIMO
- ESCALAS GRAFICAS

## COLUMNA GEOLOGICA



## CORRELACION GEOLOGICO - GEOFISICA

PERFIL DE ISORESISTIVIDADES APARENTES A 0.5 Hz

K1m	$5 \leq \rho_a \leq 15$	OHMS-METRO
K1s	$50 \leq \rho_a \leq 100$	OHMS-METRO
K1o	$100 \leq \rho_a \leq 1500$	OHMS-METRO

## PERFIL DE EFECTO DE FRECUENCIA APARENTE

PERF.  $\frac{\rho_a - \rho_m}{\rho_m} \cdot 100$      $\rho_a$  RESISTIVIDAD A FRECUENCIA BAJA 0.5 Hz.  
 $\rho_m$  RESISTIVIDAD A FRECUENCIA ALTA 5.0 Hz.

K1m	$15 \leq \text{PEF}_a \leq 50$	POR CIENTO (%)
K1s	$5 \leq \text{PEF}_a \leq 15$	POR CIENTO (%)
K1o	$1 \leq \text{PEF}_a \leq 5$	POR CIENTO (%)

50 ANIVERSARIO DE LA CREACION DE LA CARRERA DE GEOLOGIA EN LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO.

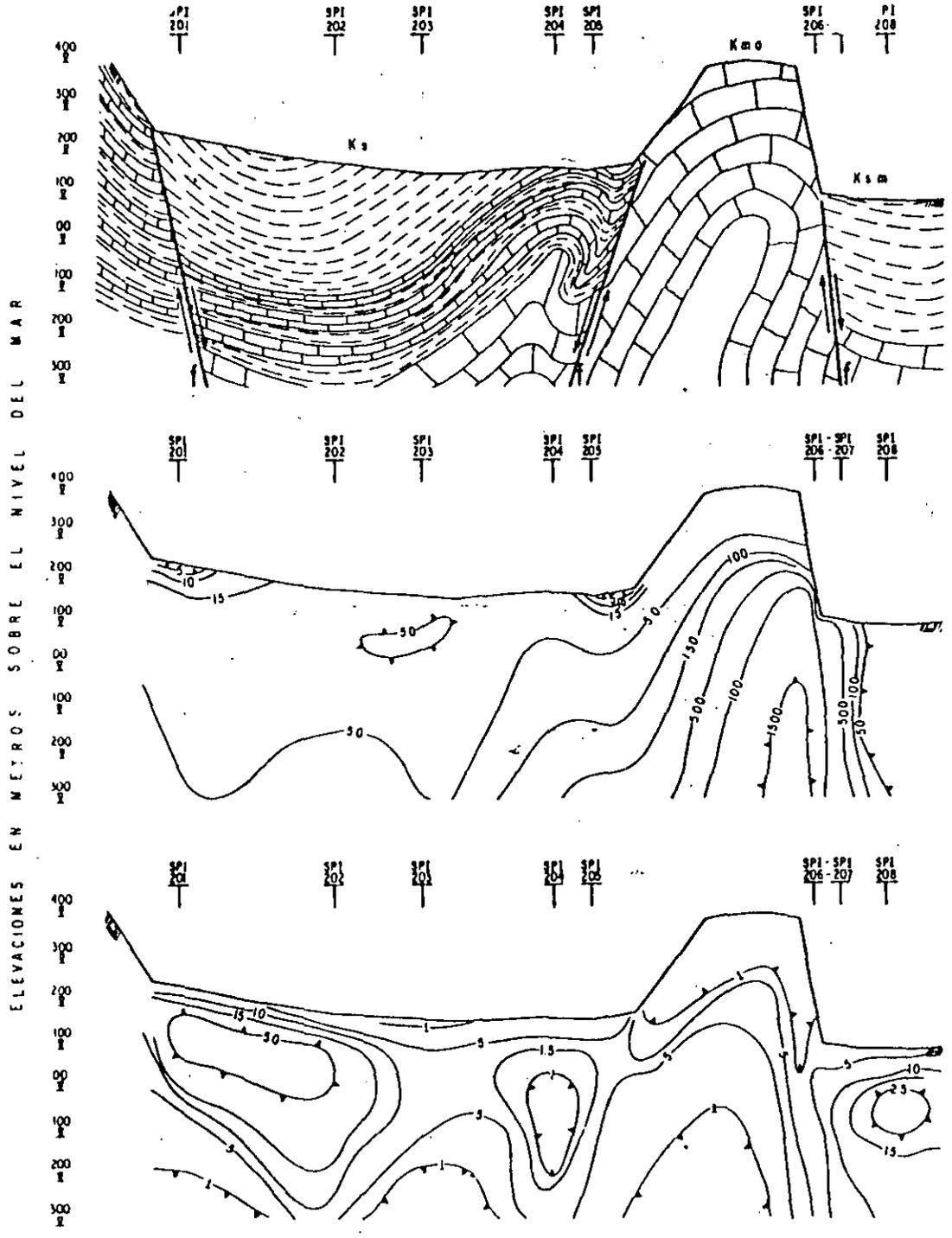
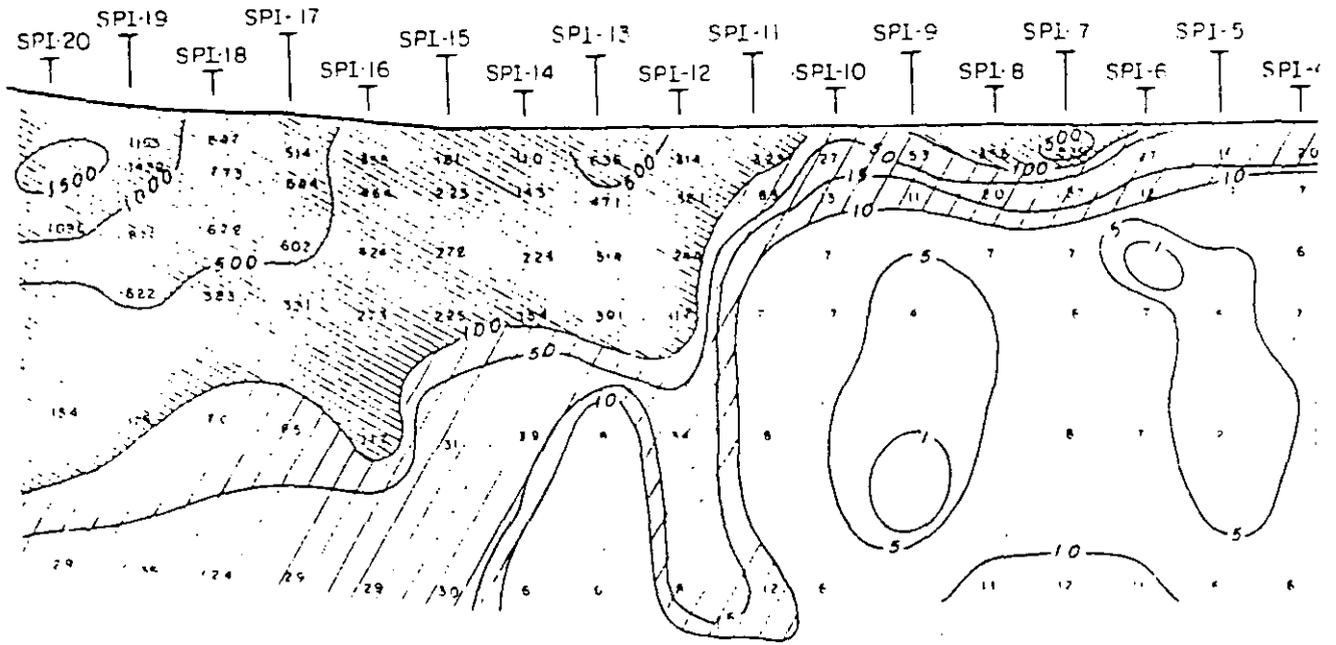


Figura 4.3 Datos comparativos de resistividad y porcentaje de efecto de frecuencia aparentes en una secuencia de rocas sedimentarias de Cretácico-Oligoceno, Morelos, Tamaulipas.

# RESISTIVIDAD EN OHMS-METRO



# POLARIZACION INDUCIDA PORCIENTO DE EFECTO DE FRECUENCIA

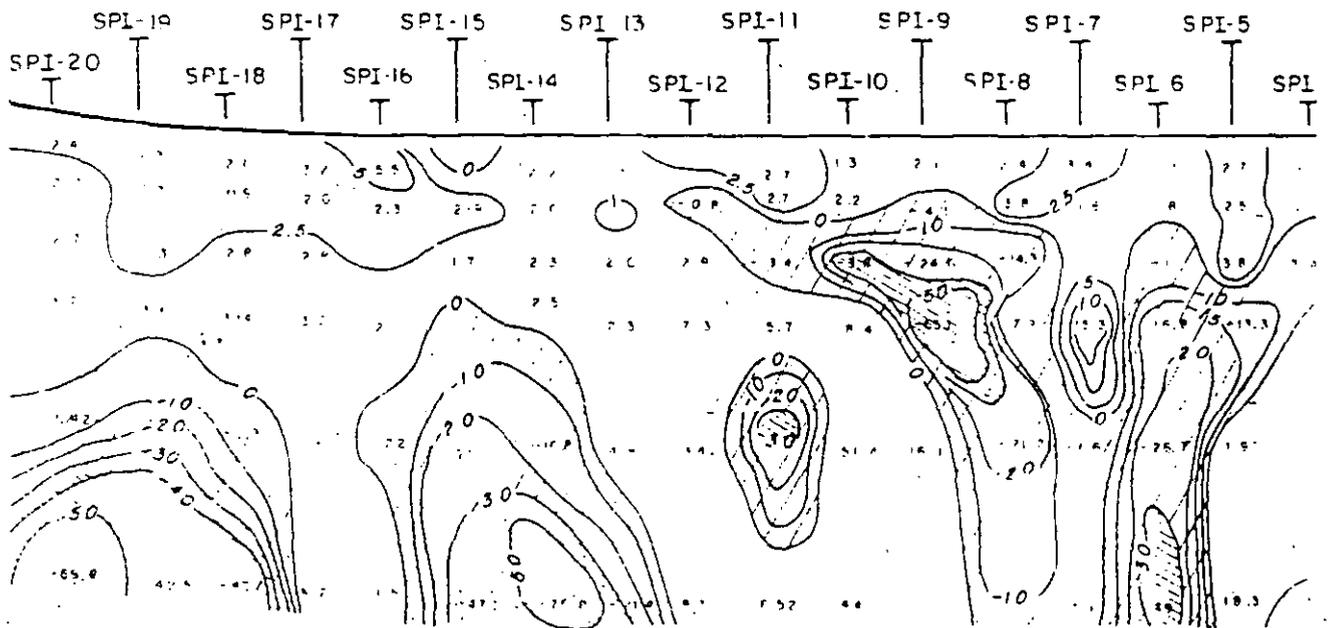


Figura 4.4 Perfiles de isorresistividad y polarización en zonas generadoras de metano.

se muestra tímido, por el contrario el perfil de efecto de frecuencia diferencia las rocas sedimentarias certeramente. Las calizas presentan un bajo valor de polarización, las lutitas alto y las areniscas intercaladas con lutitas moderado. Figura 4.3 .

El segundo ejemplo se da empleando la PI en la detección de zonas anómalas posibles generadoras de gas metano en la Cuenca del Valle de México. Se diferencia muy bien los depósitos lacustres de la zona de transición y colada lávica. Figura 4.4 .

Como tercer ejemplo, en el poblado de Real del Monte , Hidalgo se utilizó con objeto de mapear zonas de alteración de la roca que provocan una disminución en la resistencia mecánica de la roca. Figura 4.5 .

Por último, en la Zona Industrial de Guadalajara, Jalisco; se utilizó para monitorear la pluma de contaminación por infiltración de agua residual. Figura 4.6 . Se presentan dos secciones una Norte-Sur, y otra Suroeste- Noreste .

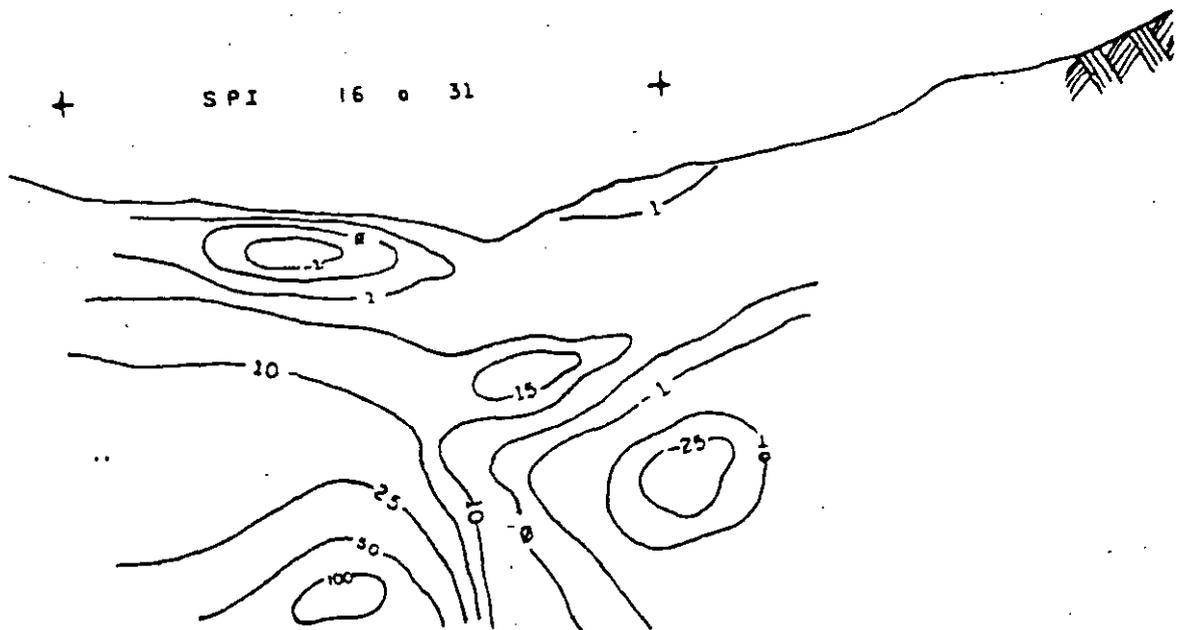


Figura 4.5 Polarización Inducida en el mapeo de zonas de alteración por infiltración de agua residual.

# PERFIL DE PORCENTAJE EFECTO DE FRECUENCIA

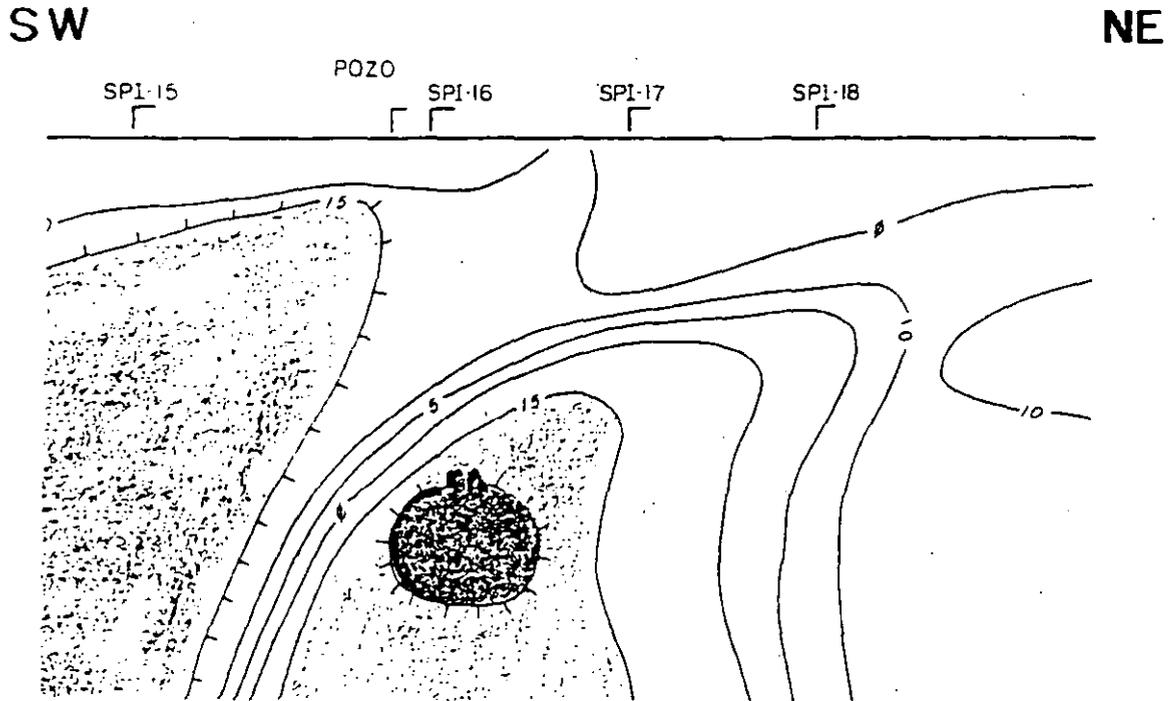
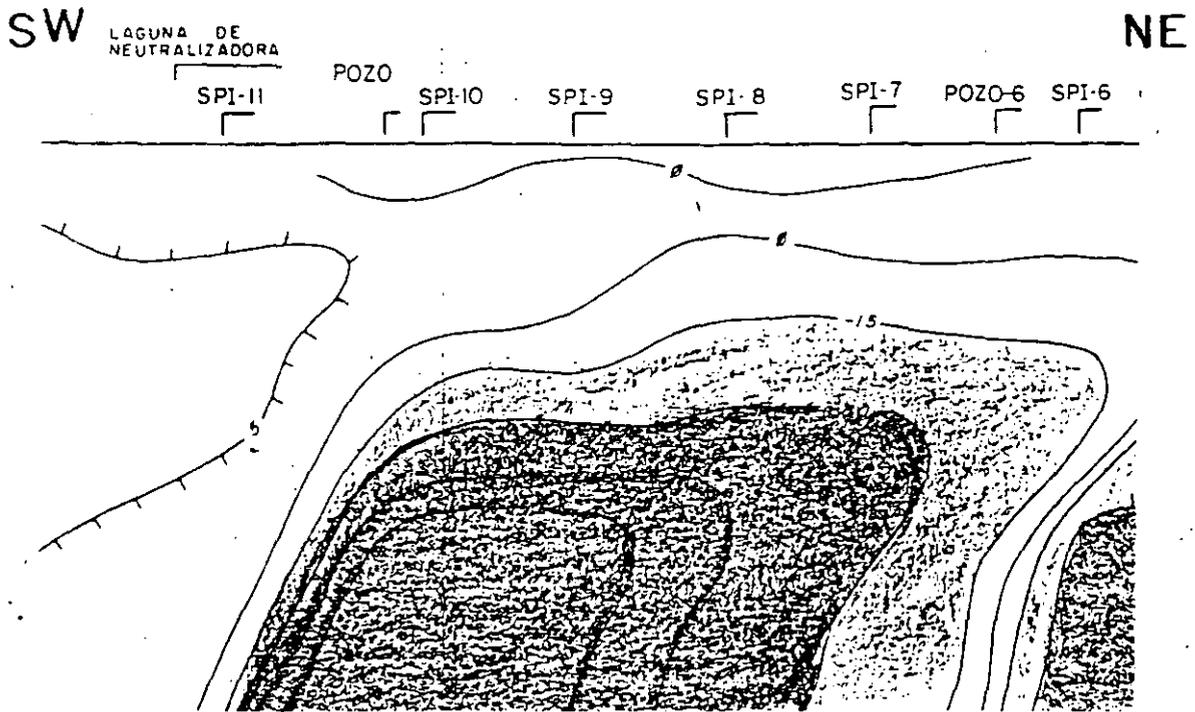


Figura 4.6 Polarización Inducida en el monitoreo de la pluma de contaminación en una zona industrial.

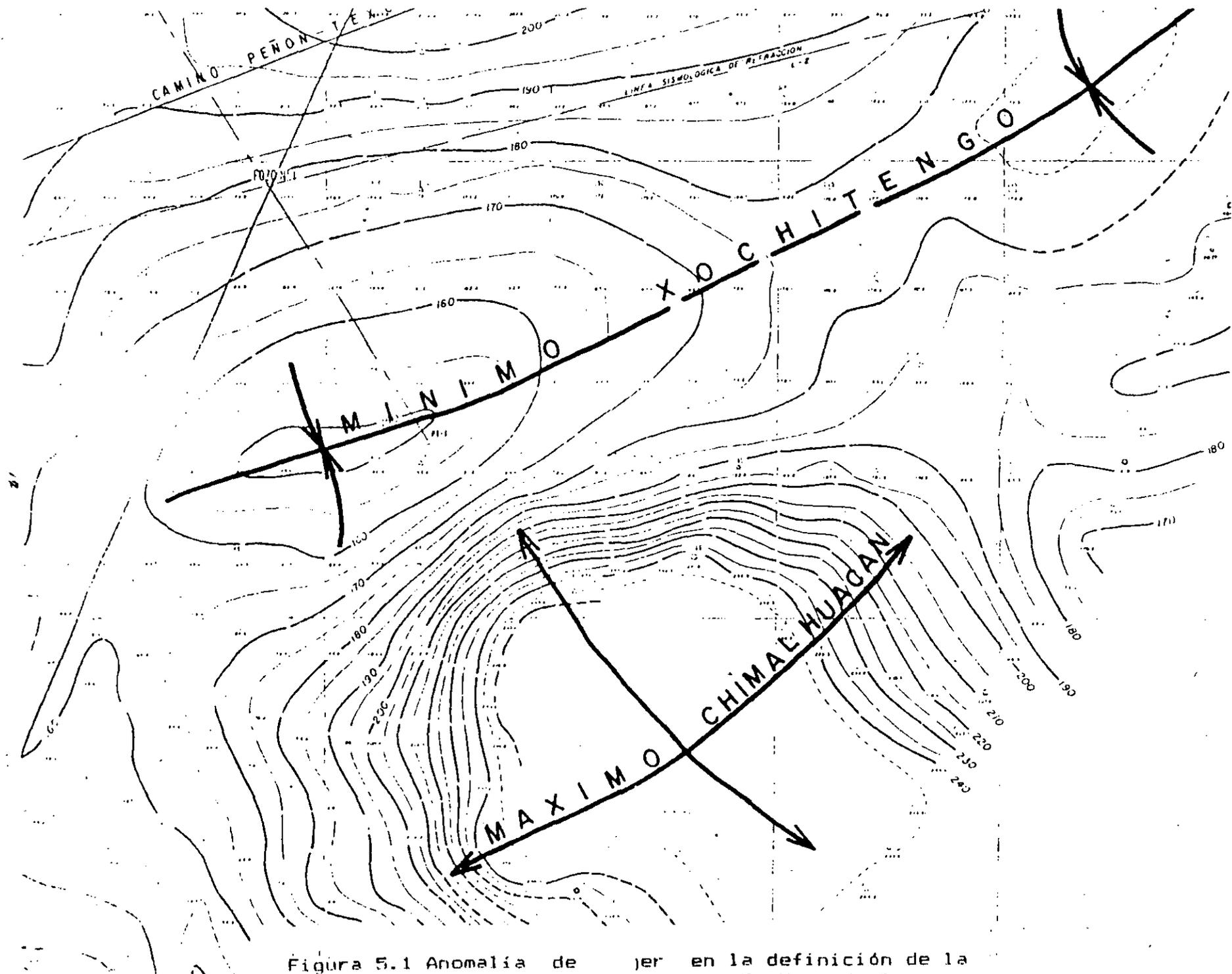


Figura 5.1 Anomalia de per en la definición de la topografía del Lasamento, Ex-Vaso de Texcoco.

## 5. OTROS METODOS DE EXPLORACION.

La exploración geofísica abarca una gran cantidad de técnicas que es posible aplicar cuando los métodos tradicionales fallan o no son propios para el proyecto .

La Gravimetría, Magnetometría, Sismología de Refracción y Reflexión son las herramientas de que se puede hacer uso en caso requerido.

Por causa de espacio y por no ser objeto de este curso no se tratan las bases físico-matemáticas de estas técnicas, pero se presenta una colección de casos históricos de aplicación.

### 5.1 GRAVIMETRIA.

Quando el costo de la exploración eléctrica es muy alto por la cantidad de SEV requeridos y el tiempo envuelto es bastante; es necesario buscar un método apropiado.

Si la necesidad es reconocer los cauces sepultados o zonas donde los aluviones presentan en potente espesor y se sabe por la geología superficial que la propiedad que brinda un fuerte contraste es la -- densidad, entonces la técnica adecuado para la prospección es la Gravimetría.

Las figuras 5.1 y 5.2 muestran dos ejemplos de reconocimiento de valles y cauces sepultados.

En el Valle de Salina Cruz, Oaxaca, solo se perforaba en el subálveo del Río Salina Cruz, y efectuar un reconocimiento mediante SEVs en -- todo el Valle resultaría un trabajo de titanes y por más costoso, por ello y conociendo el contraste fuerte de densidad entre los sedimentos y el basamento se optó por realizar la prospección gravimétrica. Con el levantamiento se localizaron nuevos paleocauces en los que se emplazaron pozos con éxito.

Servicios Geofísicos, S.A. de C.V. realizó en el año de 1968 los levantamientos de gravimetría y magnetometría en el Ex-Vaso de Texcoco con objeto de conocer la distribución en el subsuelo de los sedimentos lacustres, aluviones y tobas. En la figura 5.2 se presenta una porción del mapa de anomalía de Bouger donde se ve en la parte Sur un máximo gravimétrico progresivo asociado al flujo de lava del Cerro de Chimalhuacán, cuya alta viscosidad permitió poco avance. En la parte Norte de este máximo se localiza un extenso mínimo asociado a un potente espesor de aluviones.

### 5.2 MAGNETOMETRIA.

Si se desea conocer cual es la geometría del basamento o de alguna estructura volcánica que forme una barrera o trampa al agua subterránea y en el entendimiento de que la susceptibilidad magnética presen

naturales. La tabla 3.1 muestra las propiedades fisicoquímicas y fenomenología asociada a cada método en particular.

### 3. PROSPECCION MAGNETOMETRICA

De no haber existido la geoesia, la magnetometria seria el topico mas antiguo en geofisica.

La magnetometria puede contemplarse desde el punto de vista historico, puesto que ha cambiado con el tiempo y sus variaciones quedaron registradas en los constituyentes ferromagneticos de las rocas.

Por medio de los datos magnetometricos se puede obtener informacion acerca de:

- \* limite de cuencas
- \* profundidad al basamento
- \* lineamientos del basamento
- \* edad de las rocas (magnetoestratigrafia)
- \* latitudes magneticas del tiempo en que se formó la roca
- \* plumas de contaminación

#### 3.1 CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

Se presume que el campo magnetico terrestre (H) tiene origen en la teoria del dinamo: el cual parte del hecho de que al ser el nucleo un conductor y que hay movimiento de fluidos en diferentes zonas se genera un campo magnetico que se sustenta así mismo.

La distribucion del campo magnetico terrestre se presenta en la figura 3.1. Las lineas de fuerza entran en el Polo Norte magnetico y salen en el Sur, son contrarios a la posicion de los polos geograficos.

#### 3.2 COMPONENTES DEL CAMPO MAGNETICO

Al analizar la figura 3.2 se ve que el campo magnetico terrestre tiene las siguientes componentes:

**DECLINACION MAGNETICA (D).** Es el angulo formado por la componente horizontal del campo magnetico y el norte geografico.

**INCLINACION MAGNETICA (I).** Es el angulo que hace la componente total respecto al meridiano magnetico.

**CAMPO MAGNETICO TERRESTRE O INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNETICO (Ho).** Es la magnitud del campo total.

**COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNETICO.** Medida en la direccion Este-Oeste (Y).

**COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNETICO.** En la direccion del Norte Geografico (X).

#### COMPONENTE VERTICAL DEL CAMPO MAGNETICO (Z).

#### 3.2 VARIACIONES DEL CAMPO MAGNETICO.

El campo magnetico terrestre presenta variaciones tales como:

**VARIACIONES SECULARES.** Se ha observado y medido que el campo magnetico no es permanente, cambiando las lecturas de I y D en forma diferente alrededor del mundo. Se explica este fenomeno por cambios en las corrientes de conveccion del nucleo-manto.

**VARIACIONES CICLICAS.** Se relacionan con la actividad solar.

**VARIACIONES DIURNAS SOLARES Y LUNARES.** Son controladas por la accion del sol y la luna. La intensidad es de 30 y 2 respectivamente, el periodo es de 24 horas aproximadamente.

**TORRENTAS MAGNETICAS.** Corresponden a perturbaciones transientes del campo magnetico con amplitudes de hasta 1000 a cualquier latitud, siendo mas intensas en los polos.

**VARIACIONES MAGNETICAS LOCALES.** Son variaciones del campo magnetico producidas por cambios en las características geológicas de los materiales que conforman el subsuelo, son de baja frecuencia y decaen rapidamente a distancia, son las de interes en exploración.

#### 3.3 UNIDADES

Se adopto el sistema c.g.s. El campo de intensidad magnetico H se expresa en gammas (G), en tanto que la susceptibilidad magnetica (k) en emus, 1 gamma = 1 nano tesla.

#### 3.4 PROPIEDADES MAGNETICAS DE LAS ROCAS

Cualquier material geologico inmerso en un campo magnetico H se imana con una intensidad J, segun la ley  $J = kH$ , siendo k el coeficiente de cada material, se denominada susceptibilidad magnetica; en los materiales geológicos depende principalmente del contenido de minerales ferromagneticos divididos en tres grupos:

**DIAMAGNETICOS.** La susceptibilidad magnetica de estos materiales es menor a cero o permanece constante, entre ellos se tiene el agua, cuarzo, grafito, sal de roca y yesos.

**PARAMAGNETICOS.** Se caracterizan por una susceptibilidad pequeña, nombrancose a las pegmatitas, dolomitas, sienita, gneisses.

**FERROMAGNETICOS.** Corresponde a materiales con fuertes valores de susceptibilidad magnetica, su constituyente principal es la magnetita, ilmenita y sales de hierro.

La tabla 3.1 presenta los tipos de roca mas comunes; sus valores característicos de susceptibilidad magnetica. Muchos valores quedan

traslapados, las medidas "in situ" y la experiencia del interprete ayudan a una mejor interpretación.

### 3.5 TECNICA DE CAMPO Y EQUIPO DE MEDICION

Dependiendo del área por prospectar y la finalidad se escoge una rejilla densa u holgada, efectuando tres medidas y promediando para obtener el valor del campo total en cada estación. Por otro lado se tiene una estación base con objeto de monitorear las variaciones del campo magnético y poder hacer las correcciones pertinentes.

Los aparatos de medición con mas demanda son los magnetómetros nucleares; en ellos, los protones de algún hidrocarburo o agua son sometidos a un intenso campo con objeto de polarizarlos, al suprimir el campo se mide la frecuencia del movimiento de precesion de los protones que dependen directamente de la intensidad del campo terrestre en el punto.

### 3.6 MODOS DE INTERPRETACION

La interpretación puede ser cualitativa y cuantitativa. La modelación en magnetometría de ninguna manera es segura; no se puede dar con certeza una solución única, debido a la ambigüedad.

Mediante la interpretación cualitativa se puede obtener información en función de un mapa de campo total acerca de geología del subsuelo, alineamientos estructurales, fallas de transcurrencia, cuerpos intrusivos, etc.

En la interpretación cuantitativa se puede obtener con aproximación las características de la fuente, magnetización, geometría, profundidad y localización.

Analizando la figura 3.3; los parámetros de interés como son la profundidad (Z) e intensidad (Ho) de la anomalía se pueden obtener del grafico de esta; estadísticamente se encontró que:

Esfera  $Z=2x/y_2$

Cilindro vertical  $Z=1.3x/y_2$

Cilindro horizontal  $Z=x/y_2$

Dique angosto  $Z=x/y_2$

Según Peters, mediante el analisis de pendientes la profundidad de la fuente queda dada como se observa en la elocuente gráfica 3.4.

### 4. PROSPECCION GRAVIMETRICA

El objetivo de la prospección gravimétrica es definir las estructuras geológicas del subsuelo por medio de los disturbios del campo gravimétrico natural terrestre.

Todos los cuerpos en el universo se atraen con una fuerza directamente proporcional al producto de sus masa e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa; la formulación anterior hecha por Newton fundamenta el concepto de Potencial. Matemáticamente se tiene:  $P=G(m_1m_2/r^2)$ , siendo G la constante de gravitación universal,  $m_1, m_2$  masas e velocidades mucho menores que la luz y r la distancia entre ellas. El campo de atracción es equivalente a una aceleración, la formulación de como resultado:  $g=G(m/r^2)$ .

La unidad de medida es el gal, pero por las medidas tan pequeñas se utiliza el miligal equivalente a 10 gal.

#### 4.1 METODOLOGIA DEL LEVANTAMIENTO GRAVIMETRICO

El instrumento utilizado para medir en diferentes locaciones el campo gravítico se le denomina gravímetro, siendo un dinamómetro muy sensible, constituido de una masa suspendida de un resorte que se ve elongado al compensar el peso de la masa por atracción mutua de los gravitrones de las rocas distribuidas en superficie y la masa del péndulo. El gravímetro mas exacto de la industria es fabricado por LACOSTE & ROMBERG.

Las mediciones de campo de gravedad durante un proyecto son similares a las del levantamiento magnetométrico. Con el fin de que las observaciones gravimétricas reflejen los cambios debidos a estructuras geológicas subterráneas, es necesario reducirlos a un plano de referencia, efectuando las correcciones por latitud, altitud y densidad.

#### 4.2 CORRECCIONES USUALES A LAS MEDICIONES GRAVIMETRICAS

4.2.1 CORRECCION POR ALTITUD. La fuerza de atracción gravitacional varía con la altura, por lo que es necesario reducir las lecturas a un mismo plano de referencia. Se hace en dos partes: AIRE LIBRE, tomando en cuenta que el punto de observación está más alejado del centro de la tierra que el plano de referencia y la CORRECCION DE BOUGER, la cual elimina el efecto de masa de terreno de referencia. Analíticamente la corrección se hace como:

$$G_0 = G_h + \Delta G_{BOUGER} = -0.0417h$$

siendo  $G_0$  Gravedad reducida al nivel de referencia,  $G_h$  Gravedad observada a la altura de elevación topográfica h en la estación de medida y  $\rho$  la densidad media del terreno arriba del plano.

4.2.2 CORRECCION TOPOGRAFICA. Elevaciones cercanas a la estación de medida, ejercen una fuerza de atracción gravitacional que contrarresta en parte, a la atracción dirigida hacia el interior de la tierra. Las correcciones topográficas por elevaciones o depresiones se hacen con las plantillas de Hammer.

4.2.4 CORRECCION POR LATITUD. La aceleración g varía con la latitud; el achatamiento de la tierra provoca un valor mayor de g

## 6. PROSPECCION ELECTRICA

Los procesos electroquímicos que regulan el comportamiento de la conducción eléctrica en el subsuelo quedan esquematizados en la figura 6.1. Los lixiviados producto de la degradación y degeneración de los diferentes tipos de desechos sólidos generan formas diferentes de alteración en las rocas huésped. Dependiendo de la estratigrafía y sus condiciones termodinámicas, presentarán fenomenologías eléctricas distinguibles en superficie.

Por medio de las diferentes técnicas de prospección eléctrica, las fases de alteración/consolidación de lixiviados, pueden ser mapeadas y monitoreadas.

En este inciso se mencionan diferentes técnicas de prospección eléctrica empleadas en geohidrología y estudios de contaminación, haciendo énfasis que en múltiples ámbitos, la geofísica puede ser aplicada exitosamente.

### 6.1 PROPIEDADES ELECTRICAS DE LAS ROCAS

Las rocas se encuentran constituidas por agregados de minerales metálicos y no metálicos, donde la corriente eléctrica que fluye a través de ellos, lo hace por medio de los iones disueltos en el agua ó por los electrones que forman las partículas minerales.

Los minerales que constituyen los diferentes tipos de materiales geológicos se pueden dividir en tres clases: aisladores, Conductores Electrónicos e Intercambiadores de Iones.

#### 6.1.1 RESISTIVIDAD, CONSTANTE DIELECTRICA Y POLARIZACION INDUCIDA.

Resistividad y constante dieléctrica son las dos propiedades eléctricas principales. La resistividad es el recíproco del gradiente de voltaje (E) y la densidad de corriente (C), teniendo  $\rho = E/J$ . El cambio de fase o retraso en tiempo entre el voltaje y la corriente es equivalente al comportamiento dieléctrico, expresado como:  $K = \frac{1}{\sin \phi}$ , siendo  $\phi$  cambio de fase en milliradianes,  $\epsilon_0$  permitividad del espacio vacío, y  $f$  la frecuencia angular. El fenómeno de polarización inducida se debe al comportamiento eléctrico microscópico entre las interfases de sólidos y líquidos.

#### 6.1.2 PORTADORES Y MOBILIDAD

Un portador de carga libre es el que sustenta una velocidad bajo la influencia de un voltaje, una carga latente sufre solo pequeños desplazamientos y no tienen movimiento permanente. La movilidad se define como la relación de velocidad y voltaje ( $m^2/vs$ ). Existen varios tipos de portadores, mencionando algunos de ellos se tiene:

IONES EN SOLUCION. Al aplicarse un voltaje presentan mobildades de 0.05 microns, menos que la resolución del microscopio óptico, pero es la movilidad que da a las rocas su conductividad eléctrica.

ELECTRONES METALICOS. Existen los delocalizados o colectivos compartiendo el sólido junto con los átomos, su movilidad es  $10^5$  más grande que la de iones en solución.

METALES. La baja resistividad o buena conductividad eléctrica se debe a la alta concentración portadoras y a su gran movilidad. La agitación térmica o alta temperatura incrementa la movilidad.

SEMICONDUCTORES. Son aquellos minerales que no tienen portadores latentes; solo libres debido a imperfecciones del cristal. Existen dos tipos de semiconducción; intrínseca cuando es por puros defectos electrónicos, y extrínseca cuando los portadores dependen de los defectos atómicos.

La conductividad eléctrica es el producto de la movilidad por la concentración de portadores.

¿Se podría utilizar la movilidad como técnica de exploración?

#### 6.1.3 ANALOGIA ENTRE SEMICONDUCTORES Y AGUA

Subsiste analogía entre los semiconductores minerales y las soluciones contenidas en los espacios porosos de las rocas; las concentraciones de  $H_2O$  en agua y de metal en minerales son del mismo orden de magnitud.

La presencia de cationes y aniones en fluidos de poros son análogos a los electrones en semiconductores.

#### 6.1.4 ARCILLAS E INTERCAMBIO CATIONICO

La característica principal de las arcillas es su pequeña medida, menos de 2 micrones en contraste de minerales no arcillosos. El pequeño tamaño produce mayor superficie por masa; dando incremento a sus propiedades eléctricas. Las arcillas son silicatos hidratados, entre las principales se nombran al: illites, caolín, montmorillonita, etc....

La cantidad medible para describir los efectos de carga de superficie en arcillas es la capacidad de intercambio catiónico ó el número de adsorción catiónico por masa de mineral. La capacidad de intercambio aniónico es extremadamente difícil de medir.

#### 6.1.5 REACCIONES ELECTROQUIMICAS

La corriente eléctrica en el subsuelo es transportada por iones en solución, algunas veces viaja a través de metal. En la interfase sólido-líquido existe una reacción electroquímica propiciada al cambiar de corriente iónica a electrónica. Esto da origen al fenómeno denominado "POLARIZACION o SOBREVOLTAJE".

Tiene dos génesis, las polarizaciones de MEMBRANA y ELECTRODO.

POLARIZACION DE MEMBRANA. Ocurre cuando las arcillas dispersas a lo

largo de las tortuosidades de la roca son cubiertas por nubes de cargas positivas que bloquean las trayectorias de las cargas negativas produciendo dicho fenómeno.

**POLARIZACION DE ELECTRODO.** Es cuando una partícula metálica bloquea el poro de la roca. Cambiando la conductividad electrolítica a electrónica. La polarización de electrodo es mayor a la de membrana.

En la interfase líquido-sólido se crea una doble capa electroquímica (Debye, 1929) cuyo comportamiento es análogo a un capacitor. La caída de voltaje se denomina "potencial zeta". Helmholtz en 1879 propuso el modelo original de la doble capa, posteriormente fue modificado varias veces con objeto de mejorarlo. La figura 6.1 muestra el modelo de Helmholtz y el modificado por Bockris-Devanathan y Muller.

### 6.1.6 ANALOGIA FISICA

Con objeto de estudiar el comportamiento eléctrico de una roca es necesario representarla mediante un circuito eléctrico. La representación eléctrica más sencilla de una roca es con un solo elemento, un resistor R que marca la caída óhmica de voltaje V cuando se pasa una corriente I por sus bornes, ver figura 6.2a.

Cabe recordar que las rocas contienen partículas arcillosas o minerales que bloquean el poro saturado por algún electrolito, celebrándose en la interfase la creación de la doble capa electroquímica cuyo comportamiento eléctrico es similar a un capacitor C. El circuito eléctrico sencillo que simula el comportamiento de la roca será un RC paralelo. La figura 6.2b muestra el circuito equivalente RC.

La ecuación matemática que rige el modelo del circuito RC está dada por:

$$Z(i\omega) = (i\omega C + 1/R)^{-1}$$

donde Z es la impedancia o resistencia compleja del circuito, C capacitancia de la doble capa, R resistencia eléctrica de la roca,  $\omega$  frecuencia angular e  $i = \sqrt{-1}$ . R representa la corriente óhmica y C las corrientes de desplazamiento o polarización. Z depende de  $\omega$  y en un análisis asintótico se puede ver que cuando  $\omega \rightarrow 0$ ,  $Z \rightarrow R$  y cuando  $\omega \rightarrow \infty$ ,  $Z \rightarrow C$ .

### 6.2 MODALIDADES Y DEFINICION DE PARAMETROS

Existen tres modalidades básicas para medir las propiedades eléctricas de las rocas, siendo: Técnica del Tiempo, Técnica de la Frecuencia Variable y Técnica de Fase.

En cualquiera de las modalidades la resistencia característica se evalúa mediante la Ley de Ohm, o sea  $\rho = E/J$ .

El efecto de polarización en el Dominio del Tiempo es detectado

como un pequeño voltaje de decaimiento cuando la corriente directa aplicada a cesado, esto es que el voltaje no decae inmediatamente a cero, sino que lo hace de manera exponencial. Al analizar las ondas de la figura 6.4a, la polarización está representada por la derivabilidad  $M$ , analíticamente representada por:

$$M = 1/V_0 \int_{t_2}^{t_1} V(t) dt$$

En el dominio de frecuencia la polarización es detectada como un decremento en la resistividad al elevar la frecuencia de transmisión de corriente. Las formas de onda presentadas en la figura 6.4b el parámetro propio de polarización es el efecto de frecuencia EF, expresado como:

$$EF = (V_0 - V_{0\infty})/V_{0\infty} \quad \text{ó bien} \quad EF = (\rho_0 - \rho_{0\infty})/\rho_{0\infty}$$

donde las resistividades y voltajes medidos corresponden a baja y alta frecuencia.

En la Técnica de Fase o "Polarización Inducida Espectral" se mide la magnitud de la resistividad compleja y fase existente entre la onda de transmisión y recepción en un ancho rango de frecuencias; generalmente de  $10^3$  a  $10^6$  cps. La derivada de la fase respecto a la frecuencia es igual al tiempo de retardo, esto es:  $d\theta/d\omega = \tau$ . La figura 6.4c presenta las formas de medir fase.

Con objeto de visualizar las relaciones entre los dominios del tiempo y frecuencia; aplicando la transformada de Laplace según West y Sergei (1959) obtenemos:

$$M = \frac{(\lim_{t \rightarrow 0} V(t) - \lim_{t \rightarrow \infty} V(t))}{\lim_{t \rightarrow 0} V(t)}$$

Además se sabe que:  $\lim_{t \rightarrow 0} V(t) = J_0 \rho_0 = J_0 \rho$ ,  $\lim_{t \rightarrow \infty} V(t) = J_0 \rho_{\infty} = J_0 \rho_{0\infty}$

recordando que  $EF = (\rho_0 - \rho_{0\infty})/\rho_{0\infty}$ ; entonces al hacer

sustituciones queda que:  $M = EF/(1 - EF)$ , y cuando EF es menor a 1 resulta  $M \approx EF$ .

Finalmente se puede establecer que los Dominios del Tiempo y Frecuencia son similares, en el aspecto físico pero nunca equivalentes debido a la naturaleza de sus parámetros.

La figura 6.5 muestra las relajaciones eléctricas en los dominios de tiempo, frecuencia y fase de agua pura a temperatura de 20°C.

### 6.3 PRACTICA DEL SONDEO GEDELECTRICO

**6.3.1 ECUACIONES BASICAS.** Considerada una fuente puntual A situada en un plano que divide a un perfecto aislador de extensión semi-infinita, isotrópico, homogéneo de resistividad  $\rho$ , según la figura

6.6a. el potencial medido por M a la distancia  $r$  al fluir una corriente eléctrica de intensidad  $I$  a través de A es:  $V(M) = \rho I / 2\pi r$  suponiendo que existen dos fuentes denominadas A,B, y los potenciales en los puntos M,N según el cuadrípolo de la figura 6.6b. El potencial queda expresado como:

$$V(M,N) = \rho I / 2\pi (1/\overline{AM} - 1/\overline{AN} - 1/\overline{BM} + 1/\overline{BN})$$

Los términos en el parentesis se definen como factor geométrico y dependen del arreglo electrodo empleado.

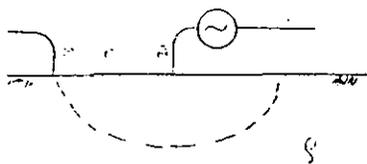


Figura 6.6a



Figura 6.6c

#### 6.4 PRACTICA DEL SONDEO

Existen dos procedimientos básicos para la práctica de la geoeléctricidad:

6.4.1 SONDEO. El centro del arreglo permanece fijo, mientras que el espacio entre electrodos de emisión A,B es incrementado. La profundidad de exploración aumenta conforme exista más distancia entre los electrodos de emisión y los contrastes de resistividad en el subsuelo sean suficientemente fuertes para ser medidos en superficie. Con el sondeo se conoce la variación vertical de la resistividad asociada a los diferentes estratos.

6.4.2 PERFILAJE O CALICATAS. En esta técnica el centro del arreglo se mueve a lo largo de la línea de exploración, manteniendo la abertura de los electrodos fijas, y por tanto la profundidad de exploración constante. En el perfilaje se conoce eficientemente la variación lateral de la resistividad asociada a cambios litológicos.

#### 6.5 ARREGLOS ELECTRODICOS

En la práctica los arreglos comúnmente empleados en exploración eléctrica son: Schlumberger, Dipolo-Dipolo, Wenner y otros.

SCHLUMBERGER. Consiste de cuatro electros colineales, dos de transmisión A,B y dos de recepción M,N. Deben cumplir la relación  $AB=5MN$ . M,N permanecen fijos mientras que A,B se van separando paulatina y simétricamente. La expresión para el cálculo de la resistividad aparente es:

$$\rho = \pi a (V/I) (L/a)^2 \cdot 0.25 ; L = \overline{AB}/2, a = \overline{MN}$$

WENNER. Consiste de cuatro electrodos colineales, dos de transmisión A,B y dos de recepción M,N. La distancia entre los electrodos siempre debe ser la misma, esto es  $AB/3$ . La expresión para el cálculo de la resistividad es:

$$\rho = 2\pi a (V/I) ; a = \overline{AB}/3$$

DIPOLO-DIPOLO. Consiste de dos dipolos, uno de transmisión A,B y otro de recepción. La distancia electrodo es separándose múltiplos de  $a$ , siendo  $n=1,2,3,\dots$ . La expresión para el cálculo de la resistividad es:

$$\rho = 2\pi a (V/I) (1/[(1/n - 2/(n+1) + 1/(n+2))]) ; a = \overline{AB}/n$$

La figura 6.7 presenta los diferentes tipos de arreglos y sus puntos de atribución.

#### 6.6 REPRESENTACION DE DATOS

Después del cálculo de la resistividad aparente para cada estación lo más conveniente es representarlos en gráficas denominadas "curvas de resistividad aparente", donde los ejes son logarítmicos correspondiendo el de abscisas a la separación electrodo y las ordenadas a la resistividad aparente. Figura 6.8

#### 6.7 INTERPRETACION

Los datos de resistividad aparente obtenidos son interpretados para determinar la equivalencia geológica. Los métodos de interpretación se dividen en cualitativo o empírico y cuantitativo.

6.7a INTERPRETACION CUALITATIVA. Tiene por objeto obtener una primera idea de la condición estructural del subsuelo mediante el comportamiento de la distribución de corriente. No se determinan valores absolutos, sino relaciones y rangos. Las representaciones más comunes son: mapas y perfiles de isoresistividad, mapas de curvas tipo, mapas de algún parámetro de interés.

6.7b INTERPRETACION CUANTITATIVA. Consiste en evaluar la profundidad, espesor y resistividad verdaderos de cada una de las capas que comprenden el corte geoeléctrico. Se llega a esta fase comparando las curvas de campo con atados existentes editados por H. Mooney y E. Orillana (1966) y mediante técnicas de filtrado desarrolladas por D. Gosh (1971) y G. Josefod (1979). Ionhy (1974-1975) formuló el proceso que envuelve dos pasos para cada espaciamiento electrodo; con el corte geoeléctrico se calcula la función kernel  $T(x)$ , siendo  $x$  dependiente del espaciamiento electrodo  $AB/2, AB/3, n\lambda$ , etc... seguidamente se convolucionó con el filtro de gosh para obtener finalmente la curva de resistividad aparente:

$$\rho = \sum_{j=-3}^5 E_j T(x) \quad \text{siendo:} \quad E_j \text{ sumatoria} \\ \text{coeficientes filtro de Gosh}$$

electrones en el medio.

T(x) función kernel discreta  
m)

Existen dos familias de potencial natural, el de fondo y el de mineralización. El potencial de fondo es indicador de agua en el subsuelo y el de mineralización se puede asociar con las plumas de contaminación. Los mecanismos que originan potenciales de fondo son:

- contacto entre electrolitos de diferente densidad
- actividad bioeléctrica
- potenciales de difusión, contacto de fluidos diferentes en los intersticios de la roca
- electrofiltración, filtración de aguas de lluvia y ascenso de humedad por capilaridad
- potenciales variables con el tiempo y temperatura
- potenciales por percolación de salmueras

Los potenciales de mineralización es gran interés en minería y contaminación de acuíferos son de gran magnitud y negativos.

#### 6.10.1 EQUIPO BASICO

El equipo necesario para los levantamientos de potencial natural consiste de un potenciómetro de alta impedancia de entradas, cables, electrodos impolarizables y sulfato de cobre.

#### 6.10.2 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO

Dos métodos son clásicos, el de potenciales y gradientes. El de potenciales consiste en evaluar directamente la diferencia de potencial en estaciones respecto a un punto de referencia. El de gradientes mide la diferencia de potencial sucesivamente entre dos estaciones contiguas del perfil. La figura 6.10 muestra ambas técnicas de levantamiento.

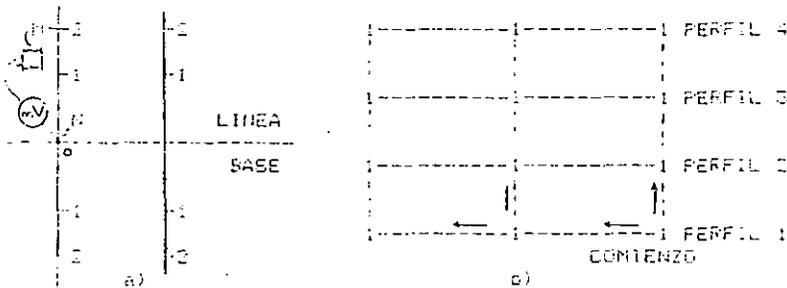


Figura 6.10. Técnicas de levantamiento en potencial natural (SP).

### 7. RESPUESTA ELECTRICA DEBIDO A EFECTOS DE ALTERACION

Regresando a la figura 6.1 y teniendo en mente las fenomenologías eléctricas estudiadas se puede resumir que las condiciones de oxidación-reducción en una pluma de alteración puede provocar

Para la sesión de computadoras se presenta el listado de los programas solución directa e inversión de curvas de resistividad aparente en los arreglos Schlumberger, Wenner y Dipolo-Dipolo cortesía de BISON INSTRUMENTS, INC., compilados y modificados por MC. Cuahutemoc Orendain Mangua (1977).

#### 6.8 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 misma cantidad de señal medible en la superficie del terreno.

La profundidad de exploración no depende de la potencia de un equipo o de su sensibilidad sino de que los cuerpos en el subsuelo tengan un contraste fuerte en cualquiera de sus propiedades físicas medibles.

#### 6.9 POLARIZACION INDUCIDA

Se recuerda que la polarización es intensa en cuerpos arcillosos y nula en rocas sanas (excepto cuando tienen cierto contenido de minerales); se puede emplear como técnica de tabor de diferentes estructuras como son: lutitas, areniscos, delitas fracturadas, plumas de contaminación, lentes arcillosas, fallas, etc....

La polarización en Frecuencia Variable se mide como el Porcentaje Efecto de Frecuencia aparente (PEFA), definida estadísticamente por:

$$PEFA = \frac{\rho_a - \rho_{ca}}{\rho_{ca}} \times 100 \quad \text{donde: } \rho_a \text{ resistividad aparente a frecuencia baja}$$
$$\rho_{ca} \text{ resistividad aparente a frecuencia alta}$$

La presentación de datos es similar a la de resistividad, mapas y perfiles de isoresistividad, etc...

#### 6.10 POTENCIAL NATURAL (SP) O POTENCIAL ESPONTANEO

El potencial natural usa el campo eléctrico natural debido a fenómenos electroquímicos que suceden en el subsuelo. Los fenómenos electroquímicos pueden asociarse a procesos de intercambio de carga que se dan cita en las regiones interfaciales entre sólidos y líquidos. La fase sólida corresponde a partículas minerales metálicas o no metálicas y la líquida a disolución o electrolitos. En la figura 6.9 se visualiza el mecanismo que regula el potencial natural, notando las zonas de oxidación y reducción, el cuerpo anómalo se comporta como una pila eléctrica, generando una corriente de baja intensidad por la donación y adsorción de

exceso de electrones que rompan con el equilibrio del intercambio catiónico. La combinación de los efectos mencionados puede producir anomalías conductivas o resistivas y polarizaciones altas o bajas.

C. Hughes (1987) y A. A. Manjilic (1980) propone efectos de alteración por agregación de iones. Entre los que destacan: mineralización, cementación por calcita y sulfatada, alteración de arcillas, clorización, percolación de salmueras, incremento en la actividad eléctrica (potenciales REDOX) y bioeléctrica por la existencia de algas verde y azul.

### 6. EJEMPLOS DE PROSPECCION GEOFISICA

A. conductores se describe un ejemplo teórico de aplicación con diversos métodos de prospección geofísica:

La sección sísmologica de reflexión muestra reflejos perfectamente definidos interpretando fielmente los rasgos estructurales sobresalientes.

El perfil gravimétrico enseña un "mínimo"; característico de los domos de sal.

Respecto a la medición de 6 SEMs en geoelectricidad: la sección de isoresistividades no definen bien la estructura presente, teniendo que acudir un poco más a la imaginación para definir los contactos laterales del diapiro, por otro lado, la alta resistividad de la sal se manifiesta en las líneas isoresistivas solamente a profundidad. En la sección de isoresistividades presente se puede constatar parcialmente la ambigüedad en la interpretación, teniendo que recurrir siempre a otra técnica geofísica como complemento para un acertada primera interpretación.

La Polarización Inducida resuelve eficientemente la geometría del domo. Electrocinéticamente la sal presenta una polarización de 0% en superficie, la polarización de lutitas varía de 15 a 25%, presentándose acortada en la parte superior del domo; los flancos presentan en contraste mayor polarización (10% que la sal).

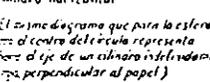
- Esfera



$$g_z = 6.57 \frac{\sigma R^3}{z^3} \left[ 1 + \left(\frac{z}{R}\right)^2 \right]^{-3/2}$$

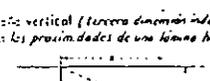
$$V = 8.38 \cdot 10^3 \frac{R^3}{z^3} \frac{1 - \frac{R^2}{z^2}}{\left(1 + \frac{z^2}{R^2}\right)^{3/2}}$$
- Cilindro horizontal

(El diagrama que para la esfera por el centro de la sección representa ahora el eje de un cilindro indefinidamente largo perpendicular al papel)



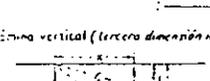
$$g_z = 12.77 \frac{\sigma R^2}{z} \left[ 1 + \left(\frac{z}{R}\right)^2 \right]^{-3/2}$$

$$V = 8.78 \cdot 10^3 \frac{R^2}{z} \frac{1 - \frac{R^2}{z^2}}{1 + \frac{z^2}{R^2}}$$
- Esfera vertical (tercera dimensión indefinida) en las proximidades de una línea horizontal



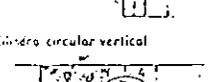
$$g_z = 12.77 \sigma R \left[ \frac{z}{R} + \frac{z}{R} \tan^{-1} \left( \frac{z}{R} \right) \right]$$

$$V = 2 \cdot 10^3 \frac{R}{z} \frac{1}{1 + \frac{z^2}{R^2}}$$
- Línea vertical (tercera dimensión indefinida)



$$g_z = 4.00 \sigma R \left[ \cos \left( \frac{z}{R} \right) \left( 1 + \frac{z^2}{R^2} \right) \right] \left( 1 + \frac{z^2}{R^2} \right)$$

$$V = 2 \cdot 10^3 R \left[ \frac{1}{z \left( 1 + \frac{z^2}{R^2} \right)} - \frac{1}{z_1 \left( 1 + \frac{z_1^2}{R^2} \right)} \right]$$
- Cilindro circular vertical



$$g_z = 2.03 \sigma R^2$$

$$V = 1 \cdot 10^3 (-m_1)$$

$\sigma$  = Densidad  $g_z$  = Componente vertical de la gravedad en miligals  
 $I$  = Intensidad de la magnetización (supuesta vertical) en unidades cgs  
 $\gamma_z$  = Componente vertical de la intensidad magnética en gammas  
 $\alpha, \alpha_1, \alpha_2$  = Ángulos sólidos como se representa en S  
 Dimensiones lineales arbitrarias para las fórmulas magnéticas, en Adopics para las fórmulas gravitatorias

Figura 3.3 Expresiones para el cálculo de las anomalías magnéticas y gravimétricas debidas a cuerpos geométricos regulares.

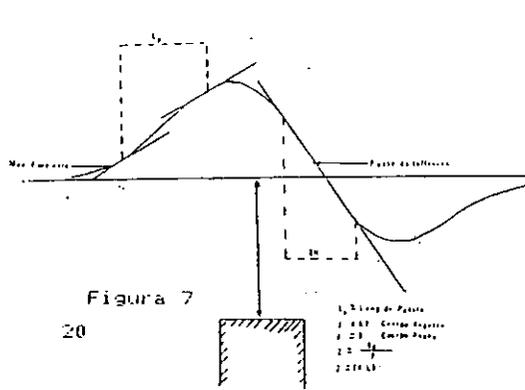
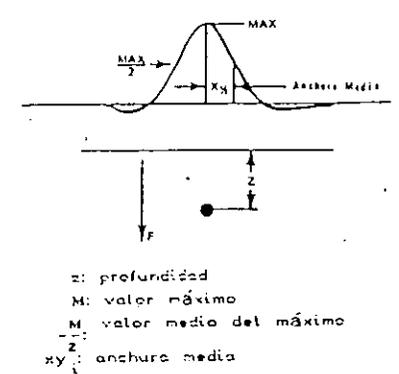


Figura 3.4 Cálculo de la profundidad según Peters.

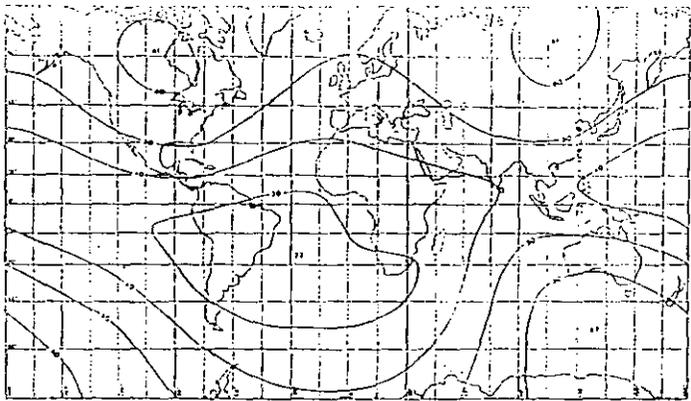


Figura 3.1 Campo Magnético Terrestre

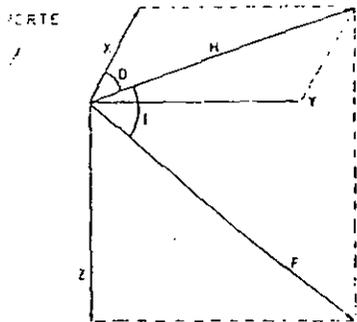


Figura 3.2 Componentes del Campo Magnético Terrestre

Rocas	k 10 <sup>4</sup>
Dolomías	0-20
Calizas	0-50
Areniscas	0-100
Arcillas	0-200
Esquistos	0-500
Gneiss	0-1 000
Granito	100-1 500
Lavas	500-10 000
Himénita	20 000-50 000
Magnetita	Mínimo 100 000

Tabla 3.1 Propiedades Magnéticas de las Rocas.

	Profundidad	Velocidad
Limos secos	1,4-1,8	1,4
Limos embbebidos en agua	1,8-2,2	2
Arenas y gravas secas	1,4-2,2	1,4
Arenas y gravas saturadas	1,8-2,4	2,1
Arcillas	1,7-2,5	2,1
Sal y yeso masivos	2,1-2,3	2,2
Margas	1,8-2,6	2,2
Arenisca	2-2,6	2,3
Calizas y dolomías	2,2-2,8	2,5
Esquistos	2,4-2,8	2,6
Granito	2,6-2,8	2,7
Gneis	2,6-3	2,8
Lavas	2,8-3	2,8
Anhidrita	2,8-3	2,8

Tabla 4.1 Valores comunes de densidad de las rocas.

APPROXIMATE RANGE OF VELOCITIES OF LONGITUDINAL WAVES FOR REPRESENTATIVE MATERIALS FOUND IN THE EARTH'S CRUST

A. Classification According to Material		
Material	Velocity*	
	FT/SEC.	M/SEC.
Weathered surface material	1,000-2,000	305-610
Gravel, rubble, or sand (dry)	1,500-1,600	468-515
Sand (wet)	2,000-1,500	610-1,135
Clay	1,000-1,500	915-1,755
Water (depending on temperature and salt content)	4,700-1,500	1,430-1,640
Sea water	4,800-1,600	1,460-1,135
Seditions	6,000-13,600	1,830-3,570
Shale	9,000-11,600	2,730-4,270
Chalk	6,000-13,600	1,830-3,570
Limestone	7,000-23,000	2,140-6,100
Salt	14,000-17,000	4,270-5,190
Granite	15,000-19,000	4,580-5,800
Metamorphic rocks	10,000-23,000	3,050-7,020
Ice	12,050	

B. Classification According to Geologic Age			
Age	Type of Rock	Velocity	
		FT/SEC.	M/SEC.
Quaternary	Sediments (various degrees of consolidation)	1,000-7,500	305-2,270
Tertiary	Consolidated Sediments	3,000-14,600	1,135-4,270
Mesozoic	Consolidated Sediments	6,000-17,500	1,830-5,190
Paleozoic	Consolidated Sediments	6,500-15,500	1,980-4,550
Archeozoic	Various	12,500-23,000	3,810-7,020

C. Classification According to Depth			
	0-7000 ft. (0-2130 M.)	7000-3000 ft. (2130-914 M.)	3000-1000 ft. (914-305 M.)
	FT/SEC.	FT/SEC.	FT/SEC.
Devonian	13,300	13,500	13,500
Pennsylvanian	9,550	11,250	11,700
Permian	8,500	12,600	...
Carboniferous	7,400	5,500	10,700
Eocene	7,100	5,600	10,100
Pliocene-Oligocene	6,100	7,200	8,100

\*The higher values in a group range are usually observed at depth.

Tabla 5.1 Rangos de propagación de las ondas elásticas en el subsuelo.

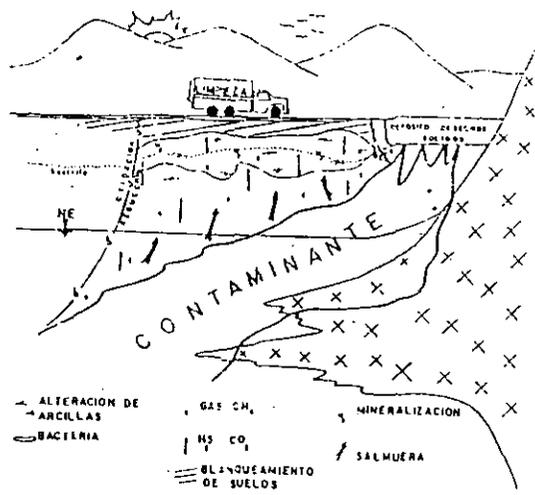


Figura 6.1 Procesos Electroquímicos y conducción eléctrica.

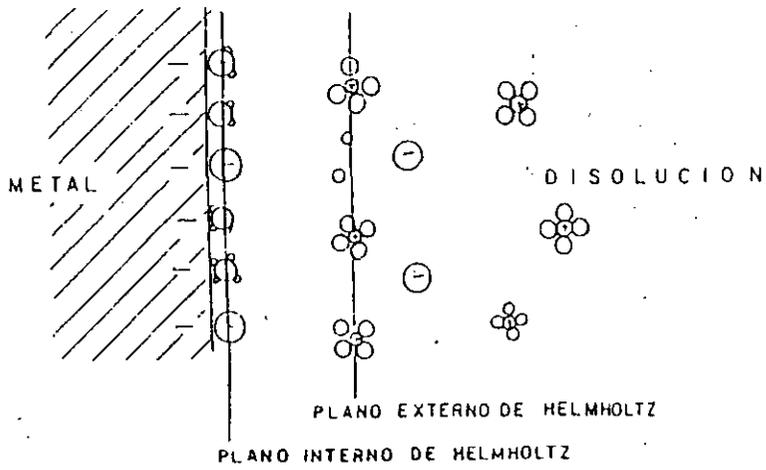
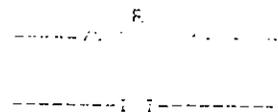
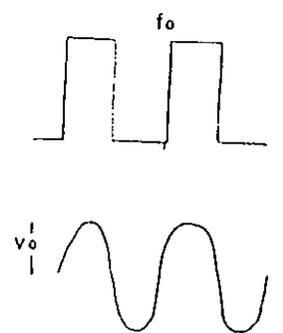
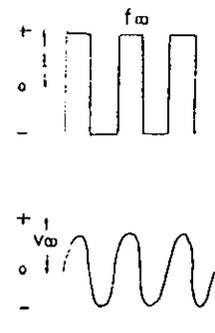
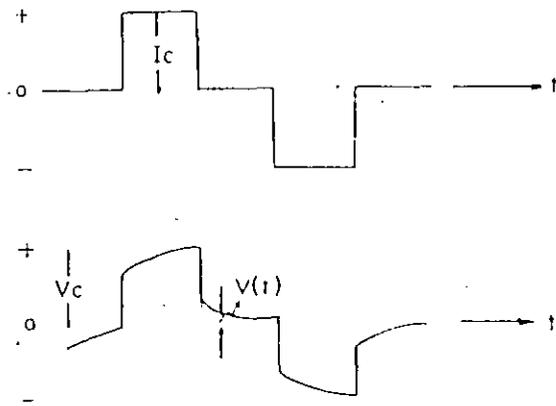


Figura 6.2 Modelo de la doble capa electroquímica de Helmholtz modificada por Eockris-Devenathan y Muller.



Figuras 6.3a y 6.3b Circuito RC paralelo análogo a la relajación eléctrica de una roca.



Figuras 6.4a y 6.4b Polarización en el Dominio de Tiempo, Frecuencia y Fase.

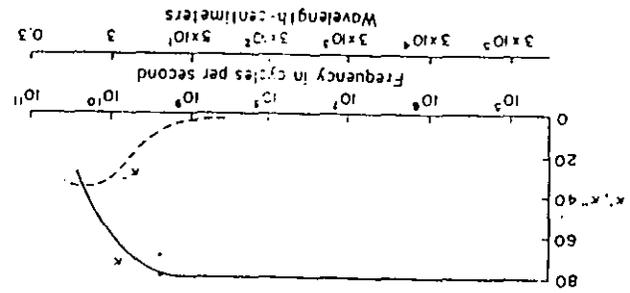
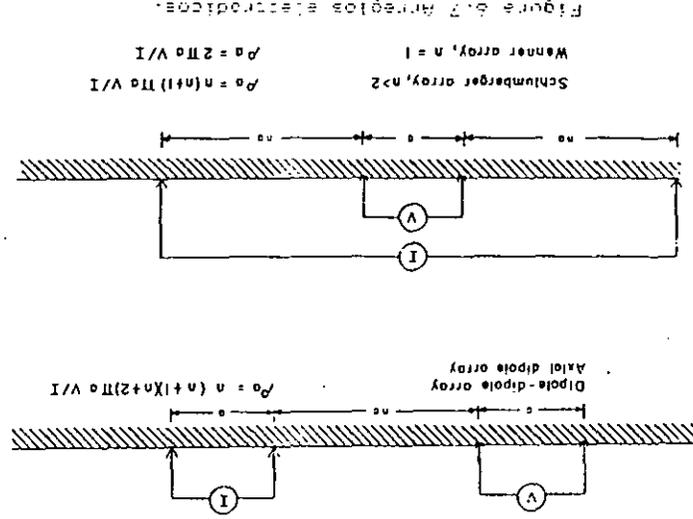


Figura 6.5 Relajación dieléctrica del agua

Figura 6.6 Representación de los datos de resistividad aparente, papel logarítmico

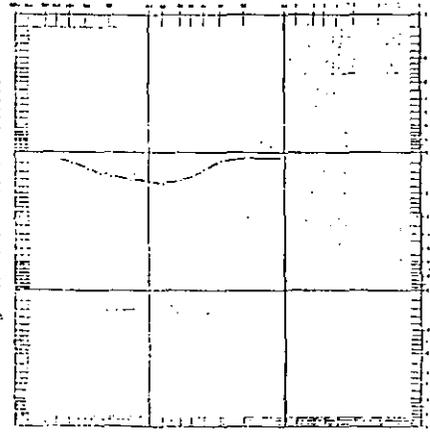
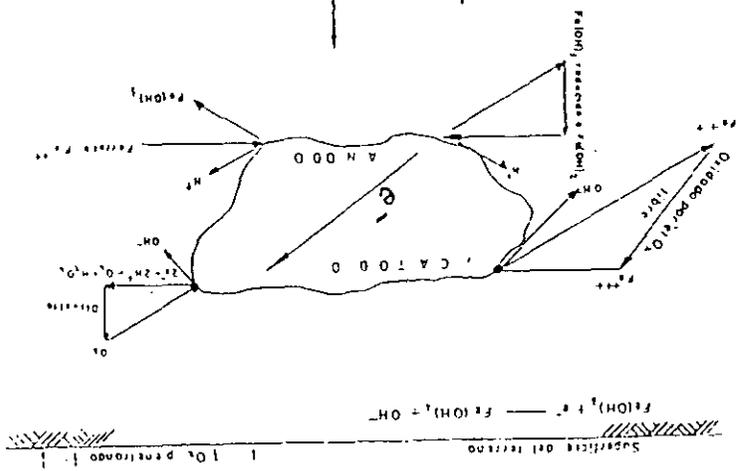


Figure 6.7 Mecanismo regulador del potencial Nervul: 1897



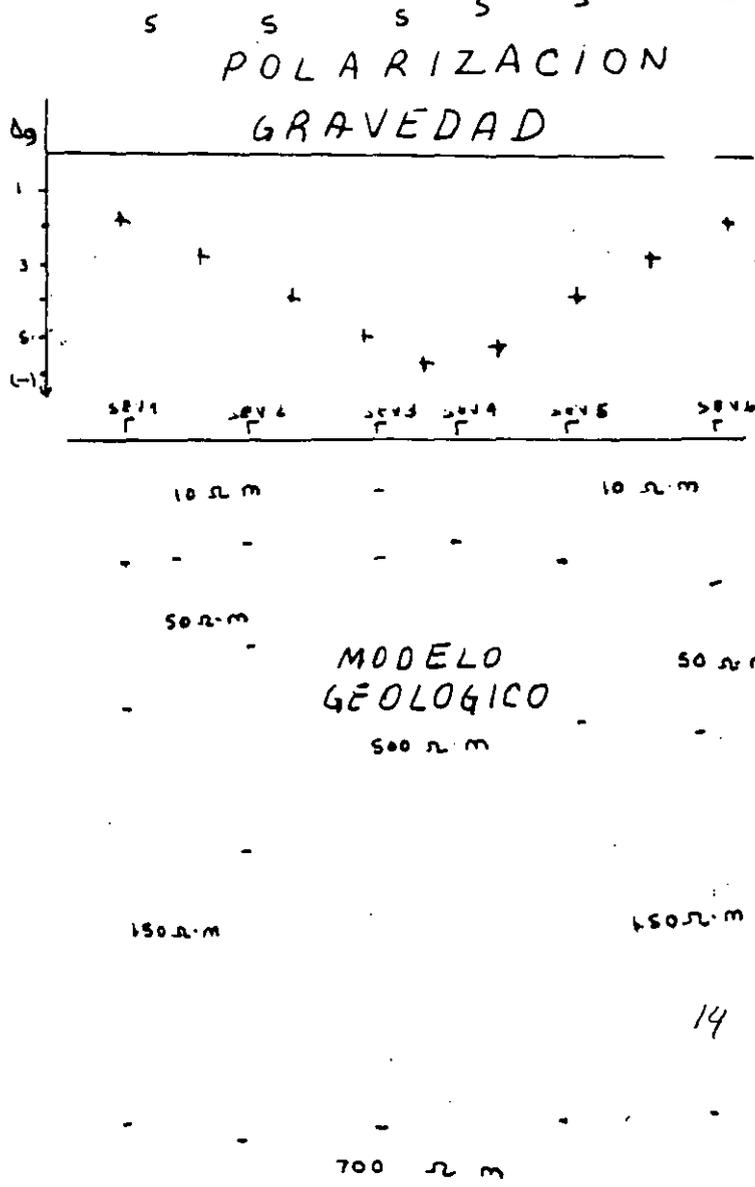
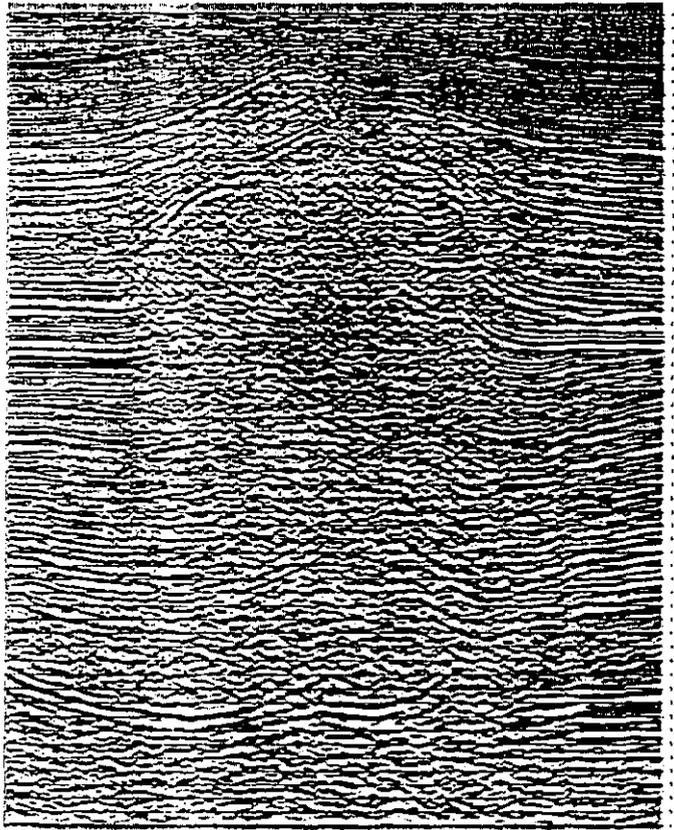
AMSCLO SCHUMBERGER  
 1912 REV. RES. REALIZADO EN  
 MANIFIESTO DE JORNADA DEL 1912  
 DATOS DE LA EXECUCION DEL SER.  
 1872 MINUTOS 100  
 1873 MINUTOS 100  
 1874 MINUTOS 100  
 1875 MINUTOS 100  
 1876 MINUTOS 100  
 1877 MINUTOS 100  
 1878 MINUTOS 100  
 1879 MINUTOS 100  
 1880 MINUTOS 100  
 1881 MINUTOS 100  
 1882 MINUTOS 100  
 1883 MINUTOS 100  
 1884 MINUTOS 100  
 1885 MINUTOS 100  
 1886 MINUTOS 100  
 1887 MINUTOS 100  
 1888 MINUTOS 100  
 1889 MINUTOS 100  
 1890 MINUTOS 100  
 1891 MINUTOS 100  
 1892 MINUTOS 100  
 1893 MINUTOS 100  
 1894 MINUTOS 100  
 1895 MINUTOS 100  
 1896 MINUTOS 100  
 1897 MINUTOS 100  
 1898 MINUTOS 100  
 1899 MINUTOS 100  
 1900 MINUTOS 100

SEV1 Γ	SEV2 Γ	SEV3 Γ	SEV4 Γ	SEV5 Γ	SEV6 Γ	000 Γ
11	11	15	11	11	10	050 Γ
13	14	26	15	15	12	100 Γ
16	19	37	21	20	15	0 0
21	26	55	30	25	20	200 Γ
24	30	6	36	33	22	
29	36	72	43	40	26	300 Γ
34	42	85	51	47	31	400 Γ
40	50	100	61	55	36	500 Γ
47	60	117	72	65	42	550 Γ

SP11 Γ	SP12 Γ	SP13 Γ	SP14 Γ	SP15 Γ	SP16 Γ
25	20	10	12	20	25
7	5	0	0	3	
8	2	0	0	1	7
17	1	0	1	3	15
18	15	0	0	3	20
19	12	1	1	5	22

ISO RESISTIVIDADES  
REFLEXION SISMICA

Prestack shot record depth migration





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

**VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS**

**MODULO I:  
GEOHIDROLOGIA**

**PROSPECCION GEOFISICA  
INTRODUCCION**

**ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA  
ACEVES**

V CURSO INTERNACIONAL DE GEOHIDROLOGIA Y  
CONTAMINACION DE ACUIFEROS  
PROSPECCION GEOFISICA

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

## 1. INTRODUCCION

EL AGUA JUNTO CON CUALQUIER OTRO ENERGETICO SE HA CONVERTIDO EN ELEMENTO INDISPENSABLE PARA CUALQUIERA DE LAS ACTIVIDADES HUMANAS, SIENDO CADA VEZ MAS DIFICIL SU LOCALIZACION, EXPLOTACION Y APROVECHAMIENTO RACIONAL.

LA MAYOR PARTE DE PAISES DESARROLLADOS Y EN VIAS DE; HAN CONTRIBUIDO EN DIFERENTE PROPORCION A SU CONTAMINACION, Y ES MENESTER DE LA INGENIERIA MUNDIAL CUIDAR, PREVEER, MONITOREAR Y ERRADICAR LA CONTAMINACION CON OBJETO DE LEGAR A LA SOCIEDAD UN AMBIENTE SANO EN EL PRESENTE Y FUTURO.

CADA DIA LAS TECNICAS DE EXPLORACION CONSIGUEN SOFISTICARSE TENIENDO COMO UNICO OBJETIVO DEVELAR LOS MISTERIOS QUE ENCIERRA LA CORTEZA TERRESTRE; EN LA NATURALEZA LA MATERIA Y ENERGIA ESTAN GOBERNADAS POR LA "SUPERFUERZA", CONSISTENTE DE CUATRO FUERZAS BASICAS: GRAVEDAD, ELECTROMAGNETISMO, FUERZA DEBIL Y FUERZA FUERTE

LAS CUATRO FUERZAS FUNDAMENTALES SE PUEDEN EXPLICAR COMO:

GRAVEDAD. CAMPO DE FUERZA NATURAL RECONOCIDO POR NEWTON; PADRE DE LA MECANICA CELESTE.

ELECTROMAGNETISMO. CAMPOS NATURALES RECONOCIDOS DESDE TIEMPOS INMEMORIALES, CONSTITUYO LA PRIMERA TEORIA UNIFICADA DE CAMPO, EXITOSAMENTE ELABORADA POR MAXWELL.

DEBIL. ES LA RADIOACTIVIDAD DESCUBIERTA POR BECQUEREL.

FUERTE. CONFORME LA ESTRUCTURA DEL ATOMO SE VOLVIO CLARA, LA FUERZA FUERTE NACIO PARA EXPLICAR EL "ALGO" QUE SUJETA DENTRO DEL NUCLO A LOS PROTONES CUANDO ESTOS SON REPELIDOS POR ELLOS MISMOS DEBIDO A SU CARGA ELECTRICA.

AL ENTENDER LA RELACION DESDE EL NIVEL MICROSCOPICO DE ESTAS FUERZAS Y SUS FUNDAMENTOS BASICOS CAUSANTES DEL CAMBIO EN EL UNIVERSO; LA INGENIERIA ESTUDIA EL INTERIOR DE LA TIERRA CON FINES CIENTIFICOS Y ECONOMICOS.

## 2. EXPLORACION GEOFISICA

ESTOS APUNTES FUERON ELABORADOS PARA DAR A CONOCER A LOS INTERESADOS

EN LA RAMA DE EXPLORACIÓN GEOFÍSICA LAS BASES PARA LOS TRABAJOS DE CAMPO E INTERPRETACIÓN.

LA PROSPECCIÓN GEOFÍSICA SE PUEDE DIVIDIR EN PURA Y APLICADA. PRIMERA ESTUDIA LA FÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA; A LA SEGUNDA COMPETE APLICAR LOS PRINCIPIOS FÍSICOS EN LA INVESTIGACIÓN DE YACIMIENTOS ECONÓMICAMENTE EXPLOTABLES, GEOTECNIA, GEOQUÍMICA, GEOHIDROLOGÍA Y CONTAMINACIÓN.

LA APLICACIÓN DE LA GEOFÍSICA EN EL ESTUDIO DEL SUBSUELO DEPENDE FUNDAMENTALMENTE DE LA EXISTENCIA DE CUERPOS Ó ESTRATOS CONTRASTANTES FÍSICA, QUÍMICA Ó FÍSICO-QUÍMICAMENTE.

LA LIMITACIÓN PRIMORDIAL EN LA APLICACIÓN DE CUALQUIER MÉTODO DE EXPLORACIÓN GEOFÍSICA ES LA CARENCIA DE UN SUFICIENTE CONTRASTE EN CUALQUIERA DE SUS PROPIEDADES NATURALES AOCIADAS; TALES COMO: DENSIDAD, CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA, SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA, ETC.....

LA TABLA 2.1 PRESENTA LAS PROPIEDADES FÍSICO-QUÍMICAS Y FENOMENOLOGÍA DE CADA MÉTODO DE EXPLORACIÓN.

MÉTODO	PROPIEDAD ENVUELTA	FENÓMENO ENVUELTO
MAGNÉTICO	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $k$ )	VARIACIÓN ESPACIAL DEL CAMPO MAGNÉTICO ESTACIONARIO.
GRAVIMÉTRICO	DENSIDAD, GRAVITRONES ( $g$ )	VARIACIÓN ESPACIAL DE "g"
ELECTROMAGNÉTICO	CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA ( $\sigma$ ) PERMEABILIDAD MAGNÉTICA ( $\mu$ )	FASE DEL CAMPO ALTERNO ELÉCTRICO Y MAG.
ELECTRICO	CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA ( $\sigma$ )	CONDUCTIVIDAD
POTENCIAL NATURAL	CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA ( $\sigma$ ) POTENCIALES REDOX (EH, PH)	POTENCIALES ELECTROQUÍMICOS
SISMICO	CONSTANTES ELÁSTICAS Y DENSIDAD	VELOCIDADES SISMICAS ONDAS COMPRESIONALES
RADIOACTIVO	RADIONUCLEOS	RADIACION GAMMA
TERMICO	CONDUCTIVIDAD TÉRMICA	FLUJO CALORIFICO

TABLA 2.1

### 3. PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS

EL CONOCIMIENTO DEL COMPORTAMIENTO FÍSICO DE CUALQUIER MATE

ESTUDIADO EN LABORATORIO, NO ES APLICABLE A LAS ROCAS Y MINERALES; YA QUE SON FUERTEMENTE SUCETIBLES DE VARIAR EN FUNCIÓN DE PARÁMETROS EXTERNOS, TALES COMO AMBIENTE GEOQUÍMICO, FÍSICO, TEXTURA, TECTÓNICA, FRACTURA, TEMPERATURA, ETC....

LAS PROPIEDADES VARIAN DE PUNTO A PUNTO (HETEROGENEIDAD) Y DIRECCIÓN (ANISOTROPÍA).

UNA GRAN GAMA DE MINERALES CONGREGADOS CONSTITUYEN LAS ROCAS, CONTENIENDO IMPUREZAS QUE CONSISTEN A SU VEZ DE MINERALES. QUE PUEDEN AGRUPARSE EN UNA DIVERSIDAD DE FORMAS; LÁMINAS, LENTES, ESFERAS... QUE DE ALGUNA MANERA SON LA FIRMA DEL PASADO GEOLOGICO DE LA ROCA.

ALGUNAS ROCAS PRESENTAN PERMEABILIDAD DEBIDO A LOS POROS, FRACTURAS, Y JUNTAS; AFECTANDO EL AGUA QUE RELLENA LOS POROS FÍSICO-QUÍMICAMENTE. SIMILARMENTE UNA ROCA EXPUESTA A LOS AGENTES DE INTEMPERISMO COMO AGUA, OXIGENO Y DIOXIDO DE CARBÓN CAMBIA SUS CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS.

EN UNA MISMA ROCA SE PUEDE EXHIBIR UN RANGO VARIABLE DE MEDIDAS EN SUS PROPIEDADES FÍSICAS. POR ELLO DEBE ESPECIFICARSE POSICIÓN GEOGRÁFICA, PROFUNDIDAD, ORIENTACIÓN Y CONDICIONES GEOHIDROLÓGICAS. COMO EJEMPLO SE PUEDE CITAR EL GRANITO DEL PACIFICO, EL CUAL PRESENTA GRAN RESISTENCIA A LA COMPRESION, NO ASI LA ARENA CUARZOSA DE ESA REGIÓN; LA CUAL ES MUY PERMEABLE EN COMPARACIÓN DE LA ROCA MADRE.

LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICAS DE LAS ROCAS, AGUA Y AIRE SE VEN ALTERADAS ESPACIAL Y TEMPORALMENTE (FIGURA 2.1); LOS TRES ESTADOS DE LA MATERIA INTERACTUAN RITMICAMENTE AFECTANDO SUS CONDICIONES FÍSICO-QUÍMICAS, DANDO COMO CONSECUENCIA EL INTEMPERISMO.

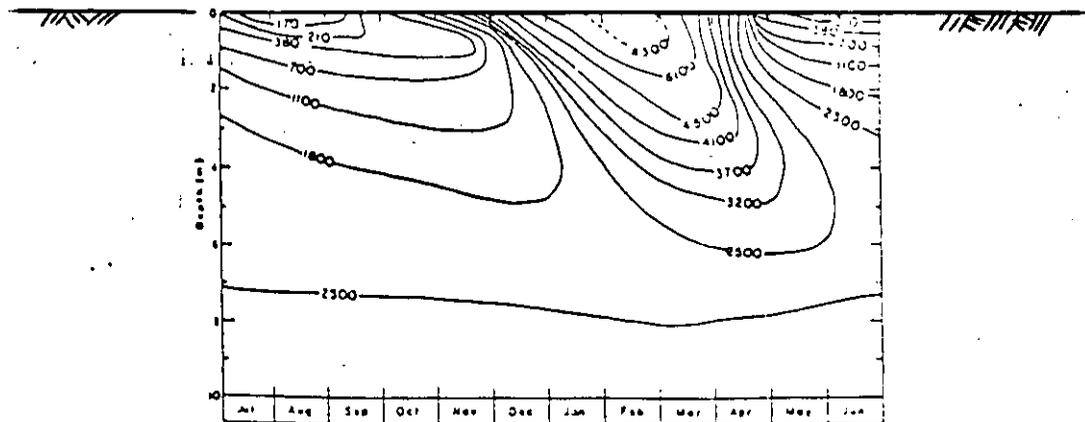


FIGURA 2.1 VARIACIÓN TEMPORAL DE LA CONDUCTIVIDAD DE UNA MISMA SECCIÓN

LA DECOMPOSICIÓN DE LA ROCA O INTEMPERISMO QUÍMICO FORMA NUEVOS MINERALES, CONVERSIÓN DE FELDSPATOS A ARCILLAS, CEMENTACIÓN, ANTIGUOS MINERALES SE REMUEVEN POR SOLUCIÓN O PUEDEN SER CAMBIADOS. LAS ROCAS SE PUEDEN INTEMPERIZAR POR LLUVIA ACIDA, HIDRÓLISIS DE MINERALES SILICATADOS, HIDRATACIÓN, OXIDACIÓN: ALGUNOS COMPUESTOS ORGÁNICOS

PUEDEN PUEDEN CONTRIBUIR A LA DECOMPOSICIÓN.

EL INTEMPERISMO MECÁNICO PRODUCE FRAGMENTACIÓN, (DEPÓSITOS DE PIE MONTE).

EN RESUMEN: PARA DETERMINAR LAS PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS ROCAS SE DEBE TENER ENCUESTA LA ANISOTROPIA, CONTENIDO DE ARCILLAS Y ELECTROLITOS EN LOS POROS, TEMPERATURA, PRESIÓN, EQUILIBRIO DE LA ROCA HUESPED. MINERALOGIA Y VOLÁTILES CONATOS.

### 3.1 DENSIDAD DE LAS ROCAS

ES UNA PROPIEDAD INTRÍNSECA DE LA ROCAS QUE MARCA LA RELACIÓN ENTRE SU MASA POR UNIDAD DE VOLUMEN. LOS VALORES DE DENSIDAD PUEDEN SER AFECTADOS POR TEMPERATURA, PRESIÓN CANTIDAD Y TIPO DE FLUIDO DE SATURACIÓN. ALGUNAS DEFINICIONES DE DENSIDAD SON PRESENTADAS A CONTINUACIÓN:

DENSIDAD VERDADERA.. ES LA MASA DE UN VOLUMEN UNITARIO DE MATERIAL SÓLIDO EN EL CUAL SOLAMENTE ES CONSIDERADA LA PARTE IMPERMEABLE, ESTO ES (MASA/VOLUMEN-POROS).

DENSIDAD APARENTE. EL PESO AL AIRE DE LA PARTE IMPERMEABLE DE UN VOLUMEN UNITARIO DE ROCA.

DENSIDAD BULK. FRECUENTEMENTE ES CONSIDERADA COMO LA DENSIDAD DE APARENTE, SE DEFINE COMO EL PESO EN BRUTO ENTRE EL VOLUMEN DE ROCA INCLUYENDO AIRE Y AGUA, ESTO ES (PESO/VOLUMEN+AGUA+AIRE).

EXISTEN VARIOS METODOS PARA DETERMINAR LA DENSIDAD, UNO EMPÍRICO OFRECIDO POR CHRISTENSEN ET AL, 1975 EN LA RELACION:

DENSIDAD =  $(VP + 4.26)/3.56$  SIENDO VP LA VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DE LA ONDA COMPRESIONAL EN KM/SEG.

CON EL GRAVÍMETRO DE POZO, ES. DENSIDAD=  $3.686 - (\Delta G/0.02552T)$  SIENDO  $\Delta G$  CAMBIO DE GRAVEDAD ENTRE LA PARTE ALTA Y BAJA DE UN INTERVALO MEDIDO Y T EL ESPESOR DEL ESTRATO. EL ESPESOR NO DEBE SER MAYOR A 20 METROS.

LA TABLA 3.1 MUESTRA LOS RANGOS DE VARIACIÓN DE DENSIDAD DE ALGUNAS ROCAS SEDIMENTARIAS E ÍGNEAS SEGÚN TELLFORD, GELDART, SHERIFF Y KEYS ET AL, 1976.

LA DENSIDAD ESTA LIGADA A LA COMPACIDAD DE LA ROCA, DE ELLA DEPENDE LA VELOCIDAD DE PROPAGACION DE LAS ONDAS ELÁSTICAS. LA TABLA 3.2 MUESTRA LAS VELOCIDADES DE PROPAGACION DE LAS ONDAS COMPRESIONALES EN DISTINTOS TIPOS DE ROCA SEGÚN JAKOSKY ET AL, 1950.

### 3.2 MAGNETISMO DE LAS ROCAS

DESDE QUE SE SUPO DE LA PRESERVACIÓN DE CAMPOS MAGNÉTICOS ANTIGUOS TERRESTRES Y SOLARES EN LAS ROCAS Y MINERALES ASOCIADOS A UN PAS GEOLÓGICO, LOS MATERIALES SE HAN SOMETIDO A INTENSO ESTUDIO.

Rock type	Range (g/cm <sup>3</sup> )	Average (wet)	Range	Average (dry)
Alluvium	1.96-2.0	1.98	1.5-1.6	1.54
Clays	1.63-2.6	2.21	1.3-2.4	1.70
Glacial drift	—	1.80	—	—
Gravels	1.7-2.4	2.0	1.4-2.2	1.95
Loess	1.4-1.93	1.64	0.75-1.6	1.20
Sand	1.7-2.3	2.0	1.4-1.8	1.60
Sands and clays	1.7-2.5	2.1	—	—
Silt	1.8-2.2	1.93	1.2-1.8	1.43
Soils	1.2-2.4	1.92	1.0-2.0	1.46
Sandstones	1.61-2.76	2.35	1.6-2.68	2.24
Shales	1.77-3.2	2.40	1.56-3.2	2.10
Limestones	1.93-2.90	2.55	1.74-2.76	2.11
Dolomite	2.28-2.90	2.70	2.04-2.54	2.30

Rock type	Range (g/cm <sup>3</sup> )	Average	Rock type	Range (g/cm <sup>3</sup> )	Average
Rhyolite glass	2.20-2.28	2.24	Quartz diorite	2.62-2.96	2.79
Obsidian	2.2-2.4	2.30	Diorite	2.72-2.99	2.85
Vitrophyre	2.36-2.53	2.44	Lavas	2.80-3.0	2.90
Rhyolite	2.35-2.70	2.52	Diabase	2.50-3.20	2.91
Dacite	2.35-2.8	2.58	Essexite	2.69-3.14	2.91
Phonolite	2.45-2.71	2.59	Norite	2.70-3.24	2.92
Trachyte	2.42-2.8	2.60	Basalt	2.70-3.30	2.99
Andesite	2.4-2.8	2.61	Gabbro	2.70-3.50	3.03
Nephelite-Syenite	2.53-2.70	2.61	Hornblende-Gabbro	2.98-3.18	3.08
Granite	2.50-2.81	2.64	Peridotite	2.78-3.37	3.15
Granodiorite	2.67-2.79	2.73	Pyroxenite	2.93-3.34	3.17
Porphyry	2.60-2.89	2.74	Acid igneous (av.)	2.30-3.11	2.61
Syenite	2.60-2.95	2.77	Basic igneous (av.)	2.09-3.17	2.79
Anorthosite	2.64-2.94	2.78			

TABLA 3.1 RANGO DE VARIACION DE DENSIDAD EN ALGUNAS ROCAS.

LAS ANOMALIAS MAGNETICAS SON CAUSADAS POR LA CANTIDAD DE MINERALES MAGNETICOS PRESENTES EN LA ROCA HUESPED: EXISTEN VARIOS TIPOS DE MINERALES MAGNETICOS, SIENDO:

PARAMAGNETICOS. SON DE SUCEPTIBILIDAD MAGNETICA PEQUENA, ENTRE ELLOS SE ESTAN LAS SIENITAS, DOLOMITAS, PEGMATITAS, Y GNEISSES.

DIAMAGNETICOS. LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA DE ESTOS ES MENOR A CERO, ENTRE ELLOS SE ENCUENTRAN EL AGUA, SAL, GRAFITO Y YESOS.

FERROMAGNETICOS. PRESENTAN FUERTES VALORES DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA, SU CONSTITUYENTE PRINCIPAL ES LA MAGNETITA, ILMENITA Y SALES DE HIERRO.

LA TABLA 3.3 PRESENTA LOS VALORES MÁS COMUNES DE VARIACIÓN DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE ALGUNAS ROCAS Y MINERALES SEGUN TELFORD, GELDART, SHERIFF Y KEYS ET AL, 1976.

CUALQUIER MATERIAL GEOLÓGICO INMERSO EN UN CAMPO MAGNÉTICO H SE IMANA CON UNA INTENSIDAD J SEGUN LA LEY  $J = KH$ , SIENDO K LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE CADA MATERIAL.

LOS INSTRUMENTOS COMERCIALES PARA MEDIR LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA

APPROXIMATE RANGE OF VELOCITIES OF LONGITUDINAL WAVES FOR REPRESENTATIVE MATERIALS FOUND IN THE EARTH'S CRUST

A. Classification According to Material			
Material	Velocity*		
	Ft./Sec.	M./Sec.	
Weathered surface material	1,000—2,000	305— 610	
Gravel, rubble, or sand (dry)	1,500—3,000	468— 915	
Sand (wet)	2,000—6,000	610—1,830	
Clay	3,000—9,000	915—2,750	
Water (depending on temperature and salt content)	4,700—5,500	1,430—1,680	
Sea water	4,800—5,000	1,460—1,530	
Sandstone	6,000—13,000	1,830—3,970	
Shale	9,000—14,000	2,750—4,270	
Chalk	6,000—13,000	1,830—3,970	
Limestone	7,000—20,000	2,140—6,100	
Salt	14,000—17,000	4,270—5,190	
Granite	15,000—19,000	4,580—5,800	
Metamorphic rocks	10,000—23,000	3,050—7,020	
Ice	12,050		

B. Classification According to Geologic Age			
Age	Type of Rock	Velocity	
		Ft./Sec.	M./Sec.
Quaternary	Sediments (various degrees of consolidation)	1,000—7,500	305—2,290
Tertiary	Consolidated Sediments	5,000—14,000	1,530—4,270
Mesozoic	Consolidated Sediments	6,000—19,500	1,830—5,950
Paleozoic	Consolidated Sediments	6,500—19,500	1,980—5,950
Archeozoic	Various	12,500—23,000	3,810—7,020

C. Classification According to Depth <sup>1</sup>			
	0—2000 ft. (0—600 M.)	2000—3000 ft. (600—900 M.)	3000—4000 ft. (900—1200 M.)
	Ft./Sec.	Ft./Sec.	Ft./Sec.
Devonian	13,300	13,400	13,500
Pennsylvanian	9,500	11,200	11,700
Permian	8,500	10,000	.....
Cretaceous	7,400	7,500	10,700
Eocene	7,100	7,000	10,100
Pleistocene-to-Oligocene	6,500	7,200	8,100

TABLA 3.2 VELOCIDADES DE PROPAGACION DE ONDAS ELASTICAS EN ROCAS

Type	Susceptibility × 10 <sup>6</sup> emu		Type	Susceptibility × 10 <sup>6</sup> emu	
	Range	Average		Range	Average
Sedimentary			Igneous		
Dolomite	0-75	10	Granite	0-4000	200
Limestones	2-280	25	Rhyolite	20-3000	
Sandstones	0-1660	30	Dolerite	100-3000	1400
Shales	5-1480	50	Augite-Syenite	2700-3600	
Av. Var. Sed. (48)	0-4000	75	Olivine-Diabase		2000
Metamorphic			Diabase	80-13,000	4500
Amphibolite		60	Porphyry	20-16,700	5000
Schist	25-240	120	Gabbro	80-7200	6000
Phyllite		130	Basalts	20-14,500	6000
Gneiss	10-2000		Diorite	50-10,000	7000
Quartzite		350	Pyroxenite		10,500
Serpentine	250-1400		Peridotite	7600-15,600	13,000
Slate	0-3000	500	Andesite		13,500
Av. Var. Met (61)	0-5800	350	Av. acid Ign.	3-6530	650
			Av. basic Ign.	44-9710	2600

TABLA 3.3 VALORES DE VARIACION DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNETICA DE DIFERENTES TIPOS DE ROCA.

DE UNA ROCA O MATERIAL SE BASAN EN EL ACOPLAMIENTO DE UN PUNTE INDUCTIVO CON LA MUESTRA INCLUIDA EN UN TOROIDE. LAS MEDIDAS DE CAMPO EN AFLORAMIENTOS SON HECHAS ACOPLANDO UN SOLENOIDE A LA ROCA MISMA.

### 3.3 PROPIEDADES ELECTROMAGNETICAS DE LAS ROCAS

LOS MINERALES, PRICIPALES CONSTITUYENTES DE LAS ROCAS SE CLASIFICAN EN TRES GRUPOS: AISLADORES ( MAYORIA DE LOS MINERALES), CONDUCTORES ELECTRÓNICOS (SULFUROS, ÓXIDOS Y GRAFITO), INTERCAMBIADORES IÓNICOS (ARCILLAS).

LOS AGREGADOS DE MINERALES RESPONDEN A LA ENERGÍA ELECTROMAGNÉTICA; SI UN POTENCIAL ELECTRICO CONSTANTE ES APLICADO AL TERRENO, CAUSA EL FLUJO DE IONES LIBRES COMO CORRIENTES DE CONDUCCIÓN, SIENDO LA RESISTIVIDAD DEL TERRENO LA MEDIDA DE LA RESISTENCIA ELÉCTRICA OPUESTA AL FLUJO DE LAS CORRIENTES DE CONDUCCION.

EL POTENCIAL ELÉCTRICO APLICADO PUEDE RESULTAR COMO UN ALMACENAMIENTO DE CARGAS SOBRE LAS SUPERFICIES DE LOS GRANOS MINERALES METALICOS Y NO METALICOS, DANDO ORIGEN A UN SOBREVOLTAJE O POLARIZACION INDUCIDA, CUANDO EL POTENCIAL ELECTRICO ES CESADO, LA DISIPACIÓN DE LA ENERGÍA ALMACENADA ES OBSERVADA COMO VOLTAGE TRANSIENTE DECAYENDO.

SI EL POTENCIAL ELECTRICO APLICADO ES ALTERNO (CA), LA IMPEDANCIA O RESITENCIA ELECTRICA COMPLEJA DECRESE AL INCREMENTAR LA FRECUENCIA. EL CAMBIO OCURRE DEBIDO A QUE LAS CORRIENTES DE CONDUCCIÓN SON SUSTITUIDAS POR LAS DE DESPLAZAMIENTO ASOCIADAS A LA RÁPIDA OSCILACIÓN DEL CAMPO ELECTRICO. LA PERMITIVIDAD ELECTRICA DE UN DIELECTRICO ES EQUIVALENTE A LA CAPACITANCIA SIENDO LA MEDIDAD DE CAPACIDAD PARA ALMACENAR ENERGÍA ELÉCTRICA POR UN MATERIAL.

LA OSCILACIÓN DEL CAMPO ELÉCTRICO EN UN DIELECTRICO DA INCREMENTO A UN CAMPO MAGNETICO OSCILANTE, LA PERMEABILIDAD MAGNETICA ES LA HABILIDAD DE UN MATERIAL DE SUSTENTAR UN CAMPO MAGNÉTICO. LA PERMEABILIDAD MAGNÉTICA ES EQUIVALENTE A LA INDUCTANCIA.

LAS CUATRO PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE IMPORTANCIA EN LA EXPLORACION GEOFÍSICA SE PUEDEN RESUMIR ASI:

$\rho$	RESISTIVIDAD	OHMS-METRO
$P$	POLARIZACION INDUCIDA	% DE CAMBIO, CARGABILIDAD
$\epsilon$	PERMITIVIDAD ELECTRICA	CAPACITANCIA
$\mu$	PERMEABILIDAD MAGNETICA	INDUCTANCIA

### PORTADORES Y MOBILIDAD

UN PORTADOR DE CARGA ES AQUEL QUE SOSTIENE UNA VELOCIDAD BAJO LA INFLUENCIA DE UN GRADIENTE DE VOLTAGE, EN CONTRASTE CON UNA CARGA LIGADA QUE SOLO SUFRE PEQUEÑOS DESPLAZAMIENTOS ( MENORES AL RADIO ATÓMICO). LA RELACIÓN ENTRE LA VELOCIDAD Y EL GRADIETE DE VOLTAGE SE LE DENOMINA MOBILIDAD.

LA MOBILIDAD PRESENTA UNIDADES SIMILARES A LA TRANSMISIBILIDAD, ESTO

ES:  $M^2/V$ -SEG. ENTRE LOS PORTADORES MAS COMUNES SE TIENE A: IONES EN SOLUCION. PRESENTAN MOBILIDADES ALREDEDOR DE  $5 \cdot 10^{-8} M^2/V$ -SEG, O .05 MICRONES. CANTIDAD MENOR AL LIMITE DE RESOLUCION DEL MICROSCOPO ELECTRONICO. ! SE VE INSIGNIFICANTE !! PERO ESTE MOVIMIENTO ES EL DA AL TERRENO SU CONDUCTIVIDAD ELECTRICA.

ELECTRONES METALICOS. COMPARTEN JUNTO CON LOS ATOMOS, EL SOLIDO EN EL CUAL ESTAN INMERSOS. PRESENTAN MOBILIDADES DEL ORDEN DE  $5 \cdot 10^{-3} M^2/V$ -SEG, EQUIVALENTE  $10^5$  VECES LA MOVILIDAD DE IONES EN SOLUCION.

ANILLOS DE ELECTRONES Y IONES. CORRESPONDEN A NUBES DE ELECTRONES Y IONES. SU MOBILIDAD ES INCREMENTADA CUANTO MAYOR SEA LA AGITACION TERMICA.

METALES. SON CONCENTRACIONES DE PORTADORES ASOCIADOS A UNA ESTRUCTURA CRISTALINA. UN EJEMPLO ES EL COBRE NATIVO.

SEMICONDUCTORES. SON AQUELLOS MINERALES QUE NO TIENEN PORTADORES LIBRES ASOCIADOS EN UN ESTADO CRISTALINO PERFECTO, PERO TIENEN PORTADORES DEBIDO A LOS DEFECTOS DEL CRISTAL, ESTO ES COMO LA CALCITA CON INCLICIONES DE PIRITA.

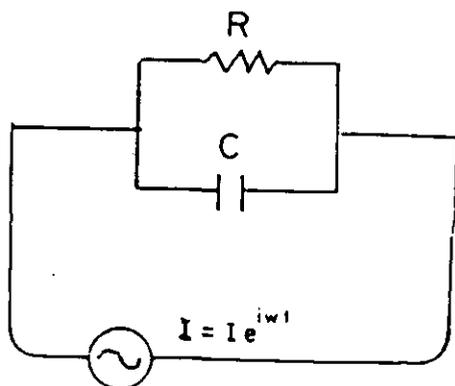
LA CONDUCTIVIDAD ELECTRICA ES EL PRODUCTO DE LA CONCENTRACION DE PORTADORES Y LA MOBILIDAD.

### 3.3.1 NECESIDAD DE LA ANALOGIA FISICA

UNA ROCA SE PUEDE MODELAR ELECTRICAMENTE MEDIANTE UN CIRCUITO FORI POR UNA RESISTENCIA (R) QUE REPRESENTA LA RESISTIVIDAD CARACTERISTICA Y UN CAPACITOR (C) CONECTADO EN PARALELO QUE SIMULA EL COMPORTAMIENTO DIELECTRICO O HISTERISIS DIELECTRICA.

ESTE CIRCUITO REPRESENTA LA POLARIZABILIDAD; EL CAPACITOR DA CUENTA DE LA IMPEDANCIA O RESISTENCIA COMPLEJA EN LA DOBLE CAPA ELECTROQUIMICA LLEVANDOSE A EFECTO EN ELLA LAS CORRIENTES DE DESPLAZAMIENTO MIENTRAS QUE LAS CORRIENTES DE CONDUCCION SE SUCITAN EN LA RESISTENCIA.

EL CIRCUITO RC MOSTRADO EN LA FIGURA 3.1 ES LA REPRESENTACION MAS SENCILLA DE UNA ROCA, LA EXPRESION MATEMATICA QUE REGULA EL COMPORTAMIENTO ES:



$$Z(i\omega) = (i\omega C + 1/R)^{-1} \quad \text{DÓNDE}$$

- Z = RESISTENCIA COMPLEJA
- R = RESISTENCIA OHMICA DE LA ROCA
- C = CAPACITANCIA DE LA DOBLE CAPA
- W = FRACUENCIA ANGULAR
- I =  $\sqrt{-1}$

FIGURA 3.1 CIRCUITO RC ANALOGO AL COMPORTAMIENTO DIELECTRICO DE UNA ROCA.

LA ECUACION ANTERIOR DENOTA QUE  $Z$  DEPENDE DE  $\omega$ . LOS VALORES ASINTOTICOS DE  $Z$  TIENDEN A  $R$  PARA BAJA FRECUENCIA Y  $C$  PARA LA ALTA FRECUENCIA, DE LA EXPRESION ANTERIOR SE DEDUCE UNA FASE QUE TENDRA SU PICO A LA FRECUENCIA CRITICA O DE RESONANCIA.

EN LA PRÁCTICA SE A ESTABLECIDO QUE  $C$  VARIA DE 0.3 A 0.6; LA FRECUENCIA ANGULAR  $\omega$  DEPENDE DE LOS INSTRUMENTOS DISPONIBLES EN EL MERCADO. VARIANDO ENTRE 0.001 HASTA 1000 HERTZ. LA FIGURA 3.2 MUESTRA EL COMPORTAMIENTO DE  $Z(\omega)$  Y  $\phi(\omega)$  EN FRECUENCIA Y TIEMPO.

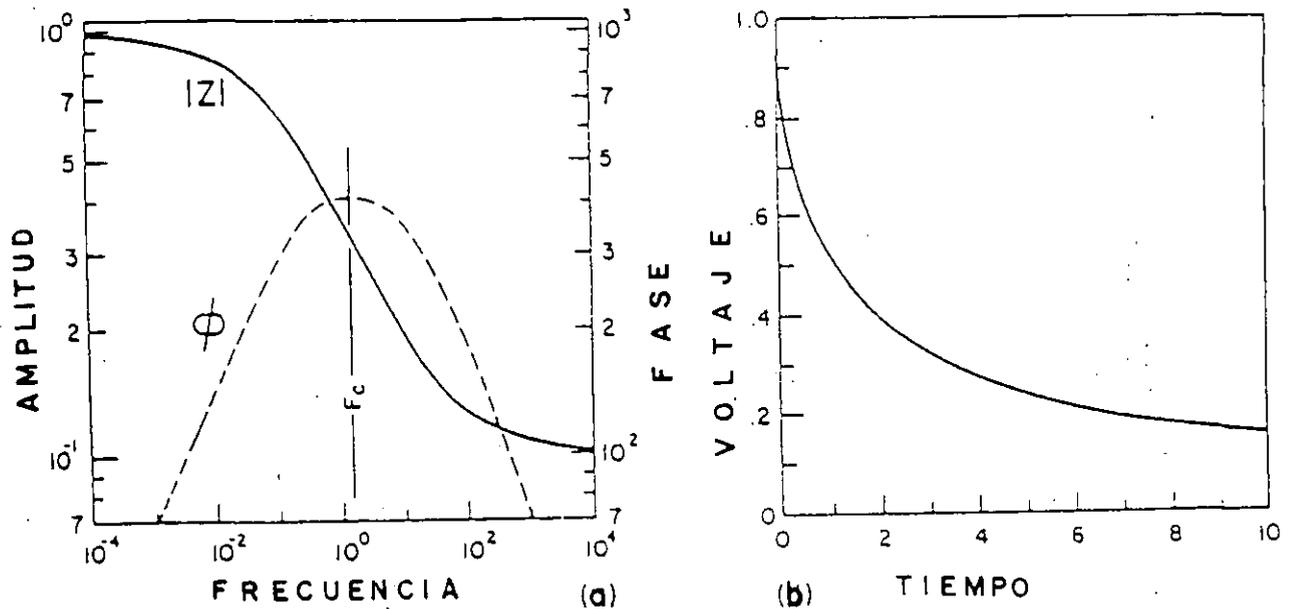


FIGURA 3.2 COMPORTAMIENTO DE  $Z(\omega)$  Y  $\phi(\omega)$  EN FUNCION DE LA FRECUENCIA

LA TABLA 3.4 PRESENTA LOS VALORES USUALES DE VARIACION DE RESISTIVIDAD DE ALGUNOS TIPOS DE ROCAS SEGUN TELFORD, GELDART, SHERIFF Y KEYS ET AL, 1976.

Rock type	Resistivity range ( $\Omega m$ )
Consolidated shales	$20-2 \times 10^3$
Argillites	$10-8 \times 10^3$
Conglomerates	$2 \times 10^2-10^3$
Sandstones	$1-6.4 \times 10^2$
Limestones	$50-10^3$
Dolomite	$3.5 \times 10^2-5 \times 10^3$
Unconsolidated wet clay	20
Marls	3-70
Clays	1-100
Alluvium and sands	10-500
Oil sands	4-800

TABLA 3.4 VARIACIONES DE RESISTIVIDAD EN ROCAS IGNEAS, METAMORFICAS Y SEDIMENTARIAS.

Rock type	Resistivity range ( $\Omega m$ )
Granite	$3 \times 10^2 - 10^6$
Granite porphyry	$4.5 \times 10^1$ (wet) - $1.3 \times 10^3$ (dry)
Feldspar porphyry	$4 \times 10^1$ (wet)
Albite	$3 \times 10^2$ (wet) - $3.3 \times 10^3$ (dry)
Syenite	$10^2 - 10^4$
Diorite	$10^1 - 10^3$
Diorite porphyry	$1.9 \times 10^1$ (wet) - $2.8 \times 10^3$ (dry)
Porphyrite	$10^{-5} \times 10^1$ (wet) - $3.3 \times 10^3$ (dry)
Carbonatized porphyry	$2.5 \times 10^1$ (wet) - $6 \times 10^3$ (dry)
Quartz porphyry	$3 \times 10^2 - 9 \times 10^2$
Quartz diorite	$2 \times 10^1 - 2 \times 10^2$ (wet) - $1.8 \times 10^3$ (dry)
Porphyry (various)	$60 - 10^4$
Dacite	$2 \times 10^1$ (wet)
Andesite	$4.5 \times 10^1$ (wet) - $1.7 \times 10^2$ (dry)
Diabase porphyry	$10^1$ (wet) - $1.7 \times 10^3$ (dry)
Diabase (various)	$20 - 5 \times 10^2$
Lavas	$10^2 - 5 \times 10^4$
Gabbro	$10^3 - 10^6$
Basalt	$10 - 1.3 \times 10^2$ (dry)
Olivine norite	$10^1 - 6 \times 10^4$ (wet)
Peridotite	$3 \times 10^3$ (wet) - $6.5 \times 10^3$ (dry)
Hornfels	$8 \times 10^1$ (wet) - $6 \times 10^2$ (dry)
Schists (calcareous and mica)	$20 - 10^4$
Tuffs	$2 \times 10^1$ (wet) - $10^2$ (dry)
Graphite schist	$10 - 10^2$
Slates (various)	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^3$
Gneiss (various)	$6.8 \times 10^1$ (wet) - $3 \times 10^2$ (dry)
Marble	$10^2 - 2.5 \times 10^4$ (dry)
Skarn	$2.5 \times 10^2$ (wet) - $2.5 \times 10^4$ (dry)
Quartzites (various)	$10 - 2 \times 10^4$

TABLA 3.4 VARIACIONES DE RESISTIVIDAD EN ROCAS IGNEAS, METAMORFICAS Y SEDIMENTARIAS.

LA SIGUIENTE TABLA 3.5 PRESENTA LOS CIRCUITOS MAS IMPORTANTES PARA DESCRIBIR EL COMPORTAMIENTO DIELECTRICO DE LAS ROCAS SEGUN PELTON, SILL Y SMITH ET AL, 1983.

CIRCUITOS Y LA DISPERSION DIELECTRICA			ASINTOTAS DE $\epsilon'$	
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	$R \left[ 1 - m \left( 1 - \frac{1}{1 + (i\omega\tau)^n} \right) \right]$	$c$	$-c$

#### 4. PROSPECCION MAGNETOMETRICA

DE NO HABER EXISTIDO LA GEODESIA, LA MAGNETOMETRIA SERIA EL TÓPICO MAS ANTIGUO EN GEOFISICA. LA MAGNETOMETRIA PUEDE CONTEMPLARSE DESDE EL PUNTO DE VISTA HISTORICO, PUESTO QUE HA CAMBIADO CON EL TIEMPO Y SUS VARIACIONES QUEDARON REGISTRADAS EN LOS CONSTITUYENTES FERROMAGNETICOS DE LAS ROCAS. POR MEDIO DE LOS DATOS MAGNETOMETRICOS SE PUEDE OBTENER INFORMACION ACERCA DE:

- \* LIMITE DE CUENCAS
- \* PROFUNDIDAD AL BASAMENTO
- \* LINEAMIENTOS DEL BASAMENTO
- \* EDAD DE LAS ROCAS (MAGNETOESTRATIGRAFIA)
- \* LATITUDES MAGNETICAS DEL TIEMPO EN QUE SE FORMÓ LA ROCA
- \* PLUMAS DE CONTAMINACIÓN

##### 4.1 CAMPO MAGNETICO TERESTRE

EL CAMPO MAGNETICO TERESTRE (H) TIENE ORIGEN EN LA TEORIA DEL DINAMO; EL CUAL CONSIDERA QUE AL SER EL NÚCLEO UN CONDUCTOR Y QUE HAY MOVIMIENTO DE FLUIDOS EN DIFERENTES ZONAS SE GENERA UN CAMPO MAGNÉTICO QUE SE SUSTENTA ASI MISMO. EL MAPA DEL CAMPO MAGNETICO DE INTENSIDAD TOTAL SE PRESENTA EN LA FIGURA 4.1.

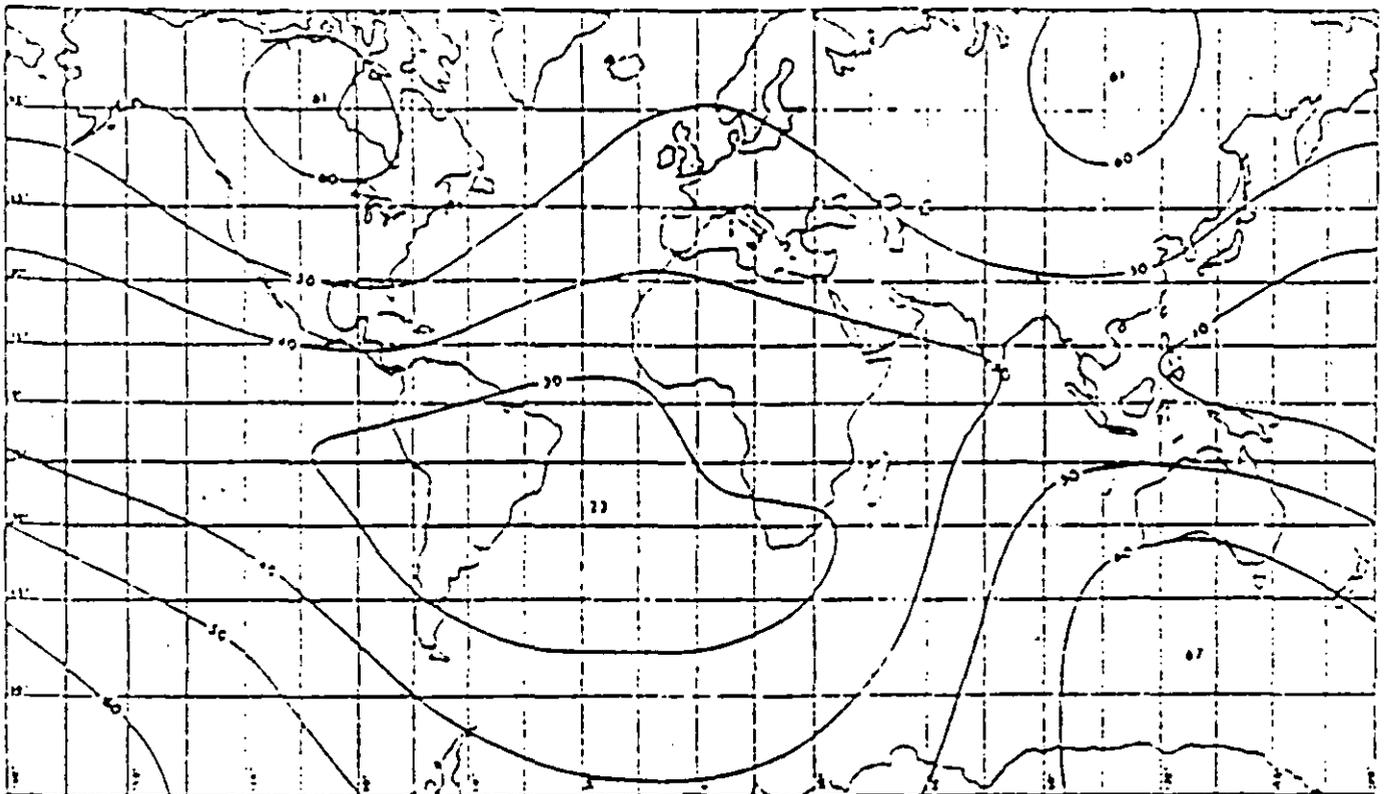


FIGURA 4.1 CAMPO MAGNÉTICO TERESTRE.

## 4.2 COMPONENTES DEL CAMPO MAGNÉTICO

LOS COMPONENTES DEL CAMPO MAGNÉTICO DE LA FIGURA 4.2 SON:

DECLINACIÓN MAGNÉTICA ( $D$ ). ES EL ÁNGULO FORMADO POR LA COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNÉTICO Y EL NORTE GEOGRÁFICO.

INCLINACIÓN MAGNÉTICA ( $I$ ). ES EL ÁNGULO QUE HACE LA COMPONENTE TOTAL RESPECTO AL MERIDIANO MAGNÉTICO.

CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE O INTENSIDAD DEL CAMPO MAGNÉTICO ( $H_0$ ). ES LA MAGNITUD DEL CAMPO TOTAL.

COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNÉTICO. MEDIDA EN LA DIRECCIÓN ESTE-OESTE ( $Y$ ).

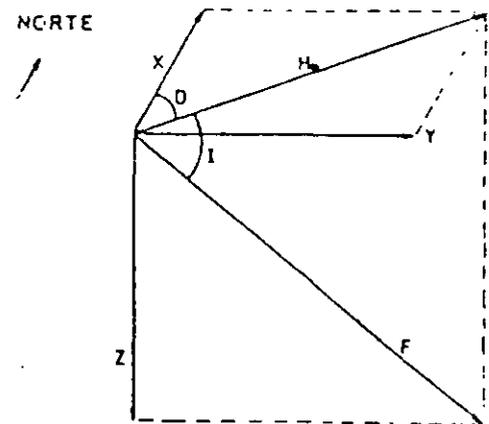


FIGURA 4.2 COMPONENTES DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE.

COMPONENTE HORIZONTAL DEL CAMPO MAGNÉTICO. EN LA DIRECCIÓN DEL NORTE GEOGRÁFICO ( $X$ ).

COMPONENTE VERTICAL DEL CAMPO MAGNÉTICO ( $Z$ ).

## 4.3 VARIACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO.

EL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE PRESENTA VARIACIONES TALES COMO:

VARIACIONES SECULARES. SE HA OBSERVADO Y MEDIDO QUE EL CAMPO MAGNÉTICO NO ES PERMANENTE, CAMBIANDO LAS LECTURAS DE  $I$  Y  $D$  EN FORMA DIFERENTE ALREDEDOR DEL MUNDO, SE EXPLICA ÉSTE FENÓMENO POR CAMBIOS EN LAS CORRIENTES DE CONVECCIÓN DEL NÚCLEO-MANTO.

VARIACIONES CICLICAS. SE RELACIONAN CON LA ACTIVIDAD SOLAR.

VARIACIONES DIURNAS SOLARES Y LUNARES. SON CONTROLADAS POR LA ACCIÓN DEL SOL Y LA LUNA, LA INTENSIDAD ES DE  $30\%$  Y  $2\%$  RESPECTIVAMENTE, EL PERÍODO ES DE 24 HORAS APROXIMADAMENTE.

TORMENTAS MAGNÉTICAS. CORRESPONDEN A PERTURBACIONES TRANSIENTES DEL CAMPO MAGNÉTICO CON AMPLITUDES DE HASTA  $1000\%$  A CUALQUIER LATITUD, SIENDO MÁS INTENSAS EN LOS POLOS.

VARIACIONES MAGNÉTICAS LOCALES. SON VARIACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO PRODUCIDAS POR CAMBIOS EN LAS CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS DE LOS MATERIALES QUE CONFORMAN EL SUBSUELO, SON DE BAJA FRECUENCIA Y DECAEN RÁPIDAMENTE A DISTANCIA, SON LAS DE INTERÉS EN EXPLORACIÓN.

#### 4.4 UNIDADES

SE ADOPTÓ EL SISTEMA C.G.S.. EL CAMPO DE INTENSIDAD MAGNÉTICO  $H$  SE EXPRESA EN GAMMAS ( $\gamma$ ), EN TANTO QUE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA ( $K$ ) EN EMUS, 1 GAMMA = 1 NANO TESLA.

#### 4.5 TECNICA DE CAMPO Y EQUIPO DE MEDICION

EL TAMAÑO DEL AREA A PROSPECTAR Y EL OBJETIVO GUIAN A ESCOGER UNA REJILLA Densa U HOLGADA, EFECTUANDO TRES MEDIDAS Y PROMEDIANDO PARA OBTENER EL VALOR DEL CAMPO TOTAL EN CADA ESTACIÓN. UNA ESTACIÓN BASE TIENE POR OBJETO MONITOREAR LAS VARIACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO PARA EFECTUAR LAS CORRECCIONES PERTINENTES.

LOS APARATOS DE MEDICION CON MAS DEMANDA SON LOS MAGNETOMETROS NUCLEARES: EN ELLOS, LOS PROTONES DE ALGUN HIDROCARBURO SON SOMETIDOS A UN INTENSO CAMPO CON OBJETO DE POLARIZARLOS, AL SUPRIMIR EL CAMPO SE MIDE LA FRECUENCIA DEL MOVIMIENTO DE PRECESIÓN DE LOS PROTONES QUE DEPENDEN DIRECTAMENTE DE LA INTENSIDAD DEL CAMPO TERRESTRE EN EL PUNTO.

#### 4.6 MODOS DE INTERPRETACION

LA INTERPRETACION PUEDE SER CUALITATIVA Y CUANTITATIVA. LA MODELACION ES AMBIGUA Y NO REPRESENTA UNA SOLUCION ÚNICA.

MEDIANTE LA INTERPRETACION CUALITATIVA SE PUEDE OBTENER INFORMACION EN FUNCION DE UN MAPA DE CAMPO TOTAL ACERCA DE GELOGIA DEL SUBSUELO, ALINEAMIENTOS ESTRUCTURALES, FALLAS DE TRANSCURRENCIA, CUERPOS INTRUSIVOS, ETC.

EN LA INTERPRETACION CUANTITATIVA SE PUEDE OBTENER CON APROXIMACION LAS CARACTERISTICAS DE LA FUENTE, MAGNETIZACION, GEOMETRIA, PROFUNDIDAD Y LOCALIZACION.

DE LA FIGURA 4.3 SE PUEDE OBTENER LA PROFUNDIDAD ( $Z$ ) DE LA FUENTE MAGNÉTICA.

ESFERA	$Z=2x$
CILINDRO VERTICAL	$Z=1.3x$
CILINDRO HORIZONTAL	$Z=x$
DIQUE ANGOSTO	$Z=x$

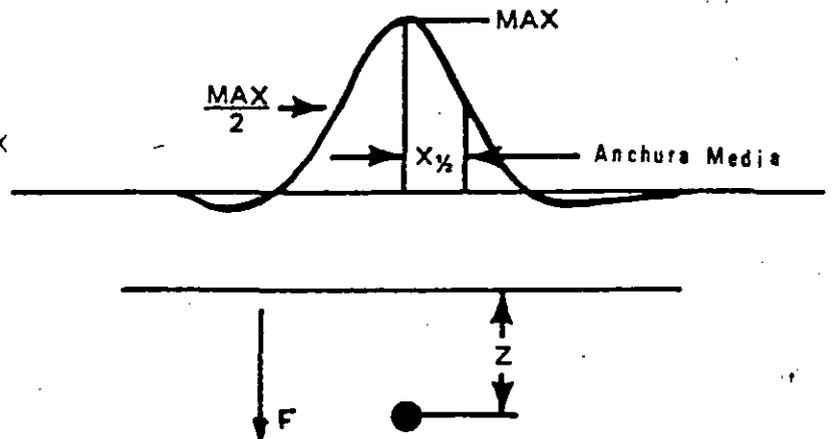


FIGURA 4.3 METODO GRAFICO PARA EVALUAR  $Z$ .

SEGUN PETERS, MEDIANTE EL ANALISIS DE PENDIENTES LA PROFUNDIDAD DE LA FUENTE QUEDA DADA COMO SE OBSERVA EN LA ELOCUENTE FIGURA 4.3.

## 5. PROSPECCION GRAVIMETRICA

EL OBJETIVO DE LA PROSPECCION GRAVIMETRICA ES DEFINIR LAS ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS DEL SUBSUELO POR MEDIO DE LOS DISTURBIOS QUE ESTAS PROVOCAN EN EL CAMPO GRAVIMÉTRICO NATURAL TERRESTRE.

TODOS LOS CUERPOS EN EL UNIVERSO SE ATRAEN CON UNA FUERZA DIRECTAMENTE PROPORCIONAL AL PRODUCTO DE SUS MASA E INVERSAMENTE PROPORCIONAL AL CUADRADO DE LA DISTANCIA QUE LOS SEPARA; LA FORMULACION ANTERIOR HECHA POR NEWTON FUNDAMENTA EL CONCEPTO DE POTENCIAL, MATEMATICAMENTE SE TIENE:  $F=G(M_1M_2/R^2)$ . SIENDO G LA CONSTANTE DE GRAVITACION UNIVERSAL,  $M_1, M_2$  MASAS A VELOCIDADES MUCHO MENORES QUE LA LUZ Y R LA DISTANCIA ENTRE ELLAS. EL CAMPO DE ATRACCION ES EQUIVALENTE A UNA ACELERACION, LA FORMULACION DA COMO RESULTADO:  $G=G(M/R^2)$ .

LA UNIDAD DE MEDIDA ES EL GAL, PERO POR LAS MAGNITUDES SON TAN PEQUEÑAS QUE SE UTILIZA EL MILIGAL EQUIVALENTE A  $10^{-3}$  GAL.

### 5.1 METODOLOGIA DEL LEVANTAMIENTO Y GRAVIMETROS

EL INSTRUMENTO UTILIZADO PARA MEDIR EN DIFERENTES LOCACIONES EL CAMPO GRAVIFICO SE LE DENOMINA GRAVIMETRO, SIENDO UN DINAMÓMETRO MUY SENSIBLE, CONSTITUIDO DE UNA MASA SUSPENDIDA DE UN RESORTE QUE SE ELONGA AL COMPENSAR EL PESO DE LA MASA POR ATRACCION MUTUA DE LOS GRAVITRONES DE LAS ROCAS DISTRIBUIDAS EN SUPERFICIE Y LA MASA DEL PENDULO. EL GRAVIMETRO MAS EXACTO DE LA INDUSTRIA ES FABRICADO POR LACOSTE & ROMBERG.

LAS MEDICIONES DE CAMPO DE GRAVEDAD DURANTE UN PROYECTO SON SIMILARES A LAS DEL LEVANTAMIENTO MAGNETOMETRICO. CON EL FIN DE QUE OBSERVACIONES GRAVIMÉTRICAS REFLEJEN LOS CAMBIOS DEBIDOS A ESTRUCTURAS GEOLÓGICAS SUBTERRÁNEAS, ES NECESARIO REDUCIRLAS A UN PLANO DE REFERENCIA, EFECTUANDO LAS CORRECCIONES POR LATITUD, ALTITUD Y RUGOSIDAD.

### 5.2 CORRECCIONES USUALES A LAS MEDICIONES GRAVIMETRICAS

5.2.1 CORRECCION POR ALTITUD. LA FUERZA DE ATRACCION GRAVITACIONAL VARIA CON LA ALTURA, POR LO QUE ES NECESARIO REDUCIR LAS LECTURAS A UN MISMO PLANO DE REFERENCIA, SE HACE EN DOS PARTES: AIRE LIBRE, TOMANDO EN CUENTA QUE EL PUNTO DE OBSERVACION ESTA MAS ALEJADO DEL CENTRO DE LA TIERRA QUE EL PLANO DE REFERENCIA Y LA CORRECCION DE BOUGER, LA CUAL ELIMINA EL EFECTO DE LOSA DE TERRENO DE REFERENCIA. ANALITICAMENTE LA CORRECCION SE HACE COMO:

$$G_0 = G_H + H(.03086 - .0419D)$$

SIENDO  $G_0$  GRAVEDAD REDUCIDA AL NIVEL DE REFERENCIA,  $G_H$  GRAVEDAD OBSERVADA A LA ALTURA DE ELEVACION TOPOGRAFICA H EN LA ESTACION DE MEDIDA Y D LA DENSIDAD MEDIA DEL TERRENO ARRIBA DEL PLANO.

5.2.2 CORRECCION TOPOGRAFICA. ELEVACIONES CERCANAS A LA ESTACION DE MEDIDA, EJERCEN UNA FUERZA DE ATRACCION GRAVITACIONAL QUE CONTRARRESTA EN PARTE, A LA ATRACCION DIRIGIDA HACIA EL INTERIOR DE LA TIERRA. LAS CORRECCIONES TOPOGRAFICAS POR ELEVACIONES O DEPRESIONES SE HACEN CON LAS PLANTILLAS DE HAMMER.

5.2.4 CORRECCION POR LATITUD. LA ACELERACION G VARIA CON LA LATITUD; EL ACHATAMIENTO DE LA TIERRA PROVOCA UN VALOR MAYOR DE G EN LOS POLOS QUE EN EL ECUADOR, TENIENDOSE 983 Y 978 GALES RESPECTIVAMENTE. SE HA MEDIDO 0.1 MILIGAL POR CADA 125 METROS EN DIRECCION NORTE-SUR. LA EXPRESION ANALITICA ES:

$$GL = 978.0518 (1 + .0053024 \text{SEN} \phi - .0000058 \text{SEN} 2\phi)$$

SIENDO GL GRAVEDAD CORREGIDA POR LATITUD Y  $\phi$  LATITUD EN GRADOS, MINUTOS Y SEGUNDOS.

### 5.3 MAPA DE BOUGER

DESPUES DE LA CORRECCIONES PERTINENTES SE OBTIENE EL VALOR DE GRAVEDAD DE BOUGER PARA CADA ESTACION DADO COMO:  $GB = G_0 + G_A - G_L + G_T$  DONDE GB ES LA GRAVEDAD DE BOUGER,  $G_0$  GRAVEDAD OBSERVADA,  $G_A$  GRAVEDAD CORREGIDA POR ALTITUD,  $G_L$  GRAVEDAD CORREGIDA POR LATITUD Y  $G_T$  GRAVEDAD CORREGIDA POR RUGOSIDAD DEL TERRENO.

LA CONFIGURACION DEL MAPA DE BOUGER ES MUY IMPORTANTE PARA CUALQUIER ESTIMACION QUE SE DESEE HACER. PUES EN ELLA SE ENCUENTRAN IMPLICITOS LOS EFECTOS DE CUERPOS SOMEROS Y PROFUNDOS; AL SEPARAR CADA UNO DE ELLOS POR MEDIOS MANUALES O DE COMPUTO SE CONSIGUEN LAS CONFIGURACIONES DE LAS ANOMALIAS REGIONAL (PROVOCADAS POR ESTRUCTURAS GEOLOGICAS PROFUNDAS) Y RESIDUAL (DEBIDO A CUERPOS SOMEROS), MATEMATICAMENTE FORMULADO COMO:  $AB = AR + ARE$  DONDE: AB ANOMALIA DE BOUGER, AR ANOMALIA REGIONAL Y ARE ANOMALIA RESIDUAL.

### 5.4 INTERPRETACION

EL INTERES FUNDAMENTAL DE LA PROSPECCION GRAVIMETRICA APLICADO EN GEOHIDROLOGIA ES EL DELIMITAR Y DEFINIR CUENCAS, ASI COMO MANIFESTAR TODOS AQUELLOS EVENTOS GEOLOGICOS IMPORTANTES; YA SEA FALLAS, GRABENS, HORST, ETC..... LA TOPOGRAFIA DEL BASAMENTO SE PLASMA GENERALMENTE EN EL MAPA DE BOUGER, LOGRANDO CONOCER "A PRIORI" LOS SITIOS PARA ESTABLECER UN CAMPO DE POZOS.

UNA EXPRESION SENCILLA AMPLIAMENTE APLICADA PARA DETERMINAR LA PROFUNDIDAD AL BASAMENTO O ESPESOR DE LA LOSA; ESTABLECE QUE:  $G = 2\pi G D H$  SIENDO: N EL NUMERO 3.14159..., G LA CONSTANTE DE GRAVITACION UNIVERSAL, D EL CONTRASTE Y H EL ESPESOR DE LA LOSA. PARA OBTENERLO BASTA DEPEJAR H Y SE PODRA CONFORMAR UN MAPA TENTATIVO DE ESPESOR DE RELLENOS O PROFUNDIDAD A LA ROCA DENSA.

## 6. PROSPECCION SISMOLOGICA

EL METODO MAS EFICAZ PARA PROPORCIONAR INFORMACION DEL SUBSUELO E INTERIOR DE LA TIERRA ES EL SISMICO. CONOCIENDO LA VELOCIDAD DE PROPAGACION DE LAS ONDAS ELASTICAS EN EL SUBSUELO SE PUEDEN ESTABLECER LA PRESENCIA DE CUERPOS DE ALTA VELOCIDAD, GRADIENTES DE VELOCIDAD, PROFUNDIDAD AL TECHO DE LOS CUERPOS DE ALTA VELOCIDAD, TIPOS DE ESTRUCTURAS. MAPAS ESTRUCTURALES, RELACION ENTRE DIFERENTES TIPOS DE TRENES ESTRUCTURALES, VELOCIDAD EN SEDIMENTOS, ESTRATIGRAFIA.

UNCONFORMIDADES, HIATUS, AMBIENTES DE DEPÓSITO Y DIRECCIÓN DE FUENTES DE SEDIMENTOS. ETC.....

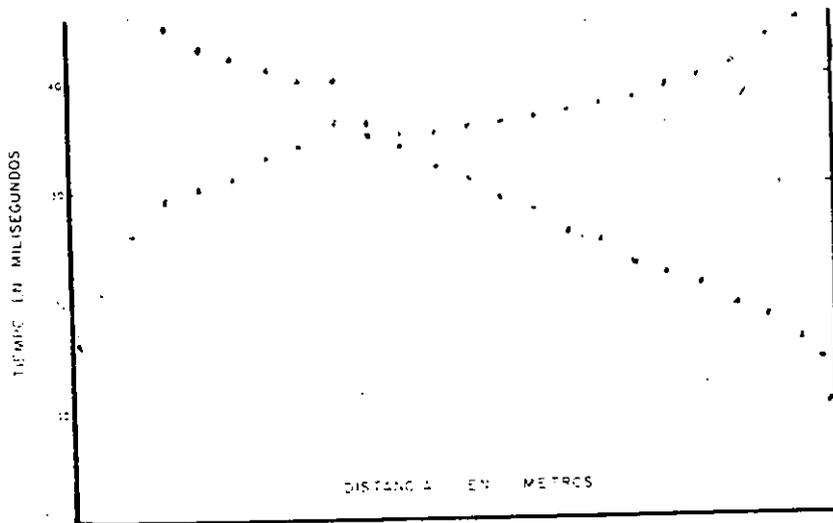
EN EL SUBSUELO LAS ONDAS ELÁSTICAS SE PROPAGAN DE ACUERDO A LAS CONDICIONES FÍSICAS DEL MEDIO. LAS ONDAS DE COMPRESIÓN VIAJAN A RAZÓN DE 300 A 7000 M/S. LOS FACTORES QUE AFECTAN LA VELOCIDAD SON: ACIDEZ DE LA ROCA, CONSOLIDACIÓN, COMPACTACIÓN, HUMEDAD, FRACTURAMIENTO, POROSIDAD, EDAD Y PROFUNDIDAD.

BISON INSTRUMENTES PERMITIÓ REPRODUCIR SUS NOMOGRAMAS PARA INTERPRETAR VELOCIDAD, ESPESOR EN REFRACCIÓN Y REFLEXIÓN DE LAS GRÁFICAS DE TIEMPO-DISTANCIA T-D Y SISMOGRAMAS.

LA SISMOLOGÍA ES SUMAMENTE IMPORTANTE PARA LOS ESTUDIOS DE CIMENTACIÓN EN INGENIERÍA CIVIL Y GEOHIDROLOGÍA.

### 6.1 METODOLOGÍA DE CAMPO

SEGÚN EL OBJETIVO, SE ESCOGE LA SEPARACIÓN ÓPTIMA DE GEÓFONOS Y LA DISTANCIA APROPIADA DE ESTOS A LA FUENTE. DIRECTAMENTE DEL SISMOGRAMA SE LEE EL TIEMPO DE ARRIBO DE LAS ONDAS DE COMPRESIÓN, FORMÁNDOSE LAS GRÁFICAS TIEMPO-DISTANCIA (T-D) FIGURA 6.1, EN EL QUE LAS ABCISAS



CORRESPONDE A LA DISTANCIA ENTRE GEÓFONOS Y FUENTE, LAS ORDENADAS CORRESPONDEN A LOS TIEMPOS DE TRÁNSITO.

EL INVERSO DE LA PENDIENTE DE CADA ALINEAMIENTO DE PUNTOS ES LA VELOCIDAD. DE LOS NOMOGRAMAS SE OBTIENEN LOS ESPESORES.

FIGURA 6.1 GRÁFICA T-D.

### 7. PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

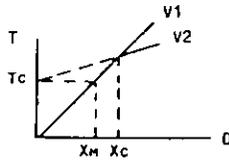
LOS PROCESOS ELÉCTROQUÍMICOS QUE REGULAN EL COMPORTAMIENTO DE LA CONDUCCIÓN ELÉCTRICA EN EL SUBSUELO QUEDAN ESQUEMATIZADOS EN LA FIGURA 7.1. LOS LIXIVIADOS PRODUCTO DE LA DEGRADACIÓN Y DEGENERACIÓN DE LOS DIFERENTES TIPOS DE DESECHOS SÓLIDOS GENERAN FORMAS DIFERENTES DE ALTERACIÓN EN LAS ROCAS HUÉSPED. DEPENDIENDO DE LA ESTRATIGRAFÍA Y SUS CONDICIONES TERMODINÁMICAS PRESENTARÁN FENOMENOLOGÍAS ELÉCTRICAS DISTINGUIBLES EN SUPERFICIE.

TECHNICAL MEMO NO. 101:

SUBJECT: SEISMIC DEPTH DETERMINATION METHOD USED BY BUREAU OF PUBLIC ROADS



MR. R. WOODWARD MOORE, BUREAU OF PUBLIC ROADS, USES A QUICK METHOD OF DETERMINING LAYER DEPTH IN WHICH HE EXTRAPOLATES THE PLOT ABOVE THE BREAK BACK TO THE TIME AXIS AND THEN TAKES AS HIS DEPTH ONE-HALF OF THE DISTANCE VALUE, AS DETERMINED BY THIS TIME INTERCEPT VALUE ON THE TIME/DISTANCE GRAPH. THIS IS ILLUSTRATED HERE:



$X_c$  IS THE USUAL INTERCEPT POINT;  $X_h$  IS THE MOORE DEPTH ( $D_h = X_h/2$ ); AND  $T_c$  IS THE TIME AXIS INTERCEPT FROM THE EXTRAPOLATED SECOND VELOCITY SLOPE.

THE MOORE DEPTHS ARRIVED AT USING THIS QUICK METHOD ARE SOMEWHAT LESS THAN THE ACTUAL DEPTH. HOWEVER, AS LONG AS THE LAYER VELOCITIES ARE DIFFERENT BY AT LEAST A FACTOR OF THREE, THIS APPROACH IS OF SATISFACTORY ACCURACY AND CERTAINLY THE MOST EXPEDITIOUS MEANS OF DETERMINING DEPTH.

MATHEMATICAL ANALYSIS SHOWS THIS TO BE IN ERROR BY  $\sqrt{1 - (\frac{V_1}{V_2})^2}$ .

THAT IS,  $D_h = D_a \sqrt{1 - (\frac{V_1}{V_2})^2}$ , WHERE  $D_a$  IS THE ACTUAL LAYER DEPTH.

THIS ERROR IS NOT SERIOUS AT HIGH VELOCITY RATIOS, BUT BECOMES GREATER IN ERROR AT LOW RATIOS. TABLE 1 GIVES THE POSSIBLE ERROR USING MR. MOORE'S APPROACH:

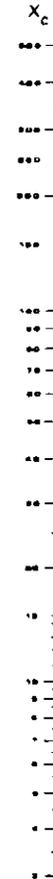
TABLE 1:	$V_1/V_2$	ERROR
	1/2	13%
	1/3	6%
	1/4	3%
	1/5	2%

12/75

BISON INSTRUMENTS, INC.

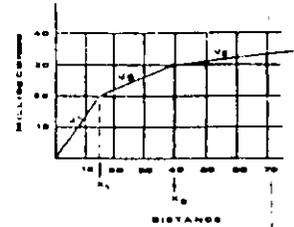
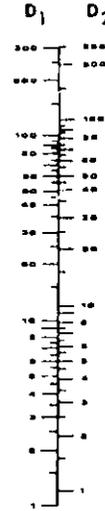
NOMOGRAPH for Depth to first 2 Interfaces

for any system of units (Feet, Meters, etc.) as used in Seismic Graph.



$$D_1 = \frac{X_{c1}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

$$D_2 = .8D_1 + \frac{X_{c2}}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}}$$



INSTRUCTIONS

FIRST LAYER DEPTH DETERMINATION

1. Obtain  $X_{c1}$  in feet from the Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
2. Divide  $V_2$  by  $V_1$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
3. Lay straightedge from  $X$  value to  $V$  value.
4. Read  $D_1$ . This equals depth of first layer.

SECOND LAYER DEPTH DETERMINATION

5. If second layer is present, read across from  $D_1$  to get the  $D_2$  equivalent.
6. Obtain  $X_{c2}$  from Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
7. Divide  $V_3$  by  $V_2$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
8. Lay straightedge from  $X_c$  to  $V$ .
9. Read  $D_1$ . Add to  $D_2$  equivalent from Step 5. This equals depth of second layer.



POR MEDIO DE LAS DIFERENTES TÉCNICAS DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA LAS FASES DE ALTERACIÓN/PERCOLACIÓN DE LIXIVIADOS, ESTRATOS PERMEABLE, ETC... PUEDEN SER MAPEADAS Y MONITOREADAS. EN ESTE INCISO SE MENCIONAN DIFERENTES TÉCNICAS DE PROSPECCIÓN ELÉCTRICA EMPLEADAS EN GEOHIDROLOGÍA Y ESTUDIOS DE CONTAMINACIÓN.

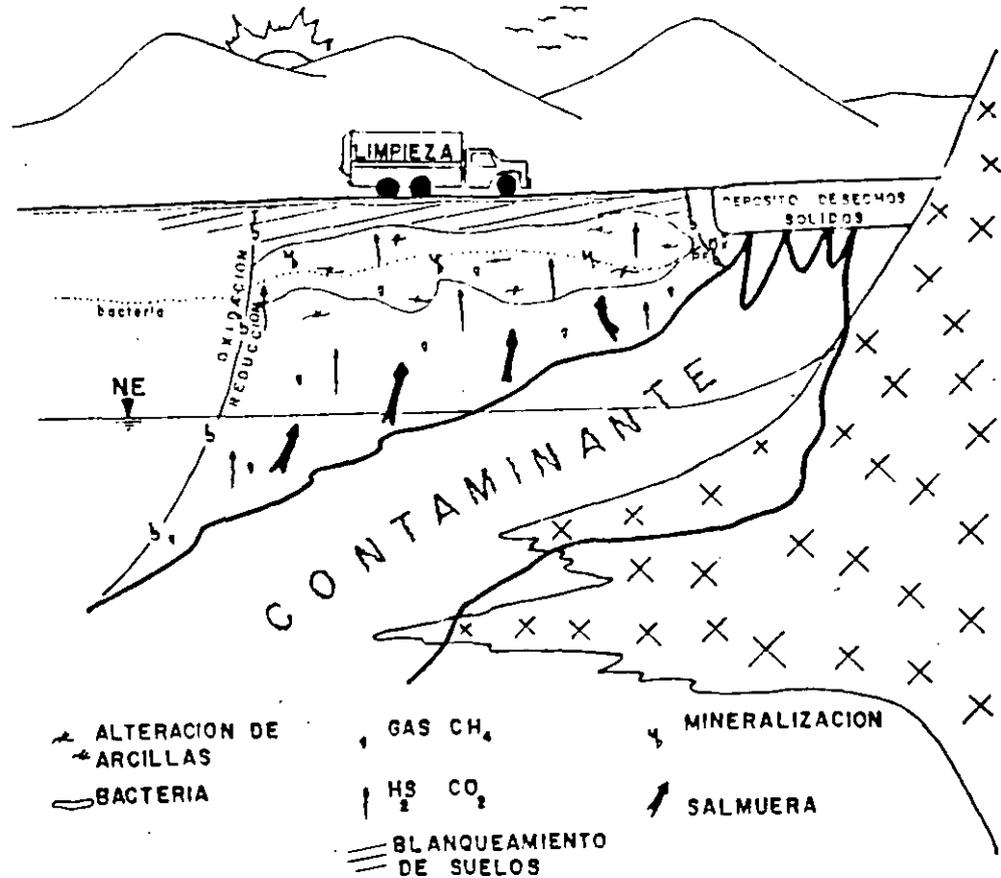


FIGURA 7.1 ESQUEMATIZACIÓN DEL COMPORTAMIENTO ELECTROQUÍMICO DEL SUBSUELO EN LA EXPLORACIÓN ELÉCTRICA.

### 7.1 ECUACIONES BASICAS

CONSIDERADA UNA FUENTE PUNTUAL A SITUADA EN UN PLANO QUE DIVIDE A UN PERFECTO AISLADOR DE EXTENSIÓN SEMI-INFINITA, ISOTROPO, HOMOGÉNEO DE RESISTIVIDAD  $\rho$ , LA FIGURA 7.2A, EL POTENCIAL MEDIDO POR M A LA DISTANCIA R AL FLUIR UNA CORRIENTE ELÉCTRICA DE INTENSIDAD I A TRAVÉS DE A ES:  $V(M) = \frac{\rho I}{2\pi r}$  SUPONIENDO QUE EXISTEN DOS FUENTES DENOMINADAS A,B. Y LOS POTENCIALES EN LOS PUNTOS M,N SEGÚN EL CUADRIPOLO DE LA FIGURA 7.2B EL POTENCIAL QUEDA EXPRESADO COMO:

$$V(M,N) = \frac{\rho I}{2\pi} (1/\overline{AM} - 1/\overline{AN} - 1/\overline{BM} + 1/\overline{BN})$$

LOS TÉRMINOS EN EL PARENTESIS SE DEFINEN COMO FACTOR GEOMÉTRICO Y

DEPENDEN DEL ARREGLO ELECTRODICO EMPLEADO.

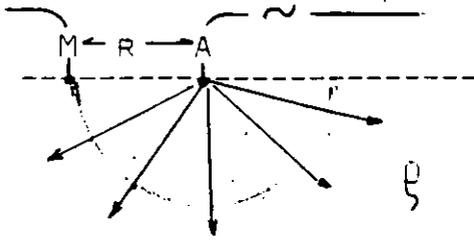


FIGURA 7.2A

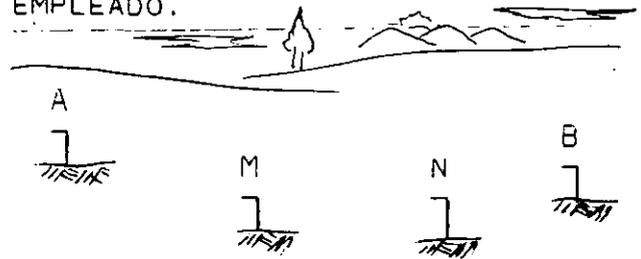


FIGURA 7.2B

7.2 PRACTICA DEL SONDEO ELECTRICO VERTICAL (SEV)

EXISTEN DOS PROCEDIMIENTOS BASICOS PARA LA PRACTICA DE LA GEOELECTRICIDAD;

7.2.1 SONDEO. EL CENTRO DEL ARREGLO PERMANECE FIJO, MIENTRAS QUE EL ESPACIO ENTRE ELECTRODOS DE EMISION A,B ES INCREMENTADO. LA PROFUNDIDAD DE EXPLORACION AUMENTA CONFORME EXISTA MAS DISTANCIA ENTRE LOS ELECTRODOS DE EMISION Y LOS CONTRASTES DE RESISTIVIDAD EN EL SUBSUELO SEAN SUFICIENTEMENTE FUERTES PARA SER MEDIDOS EN SUPERFICIE. CON EL SONDEO SE CONOCE LA VARIACION VERTICAL DE LA RESISTIVIDAD ASOCIADA A LOS DIFERENTES ESTRATOS.

7.2.2 PERFILAJE O CALICATAS. EN ESTA TECNICA EL CENTRO DEL ARREGLO SE MUEVE A LO LARGO DE LA LINEA DE EXPLORACION. MANTENIENDO LA ABERTURA DE LOS ELECTRODOS FIJA, POR TANTO LA PROFUNDIDAD DE EXPLORACION CONSTANTE. EN EL PERFILAJE SE CONOCE EFICAZMENTE LA VARIACION LATERAL DE LA RESISTIVIDAD ASOCIADA A CAMBIOS LITOLOGICOS.

7.3 ARREGLOS ELECTRODICOS

EN LA PRACTICA LOS ARREGLOS COMUNMENTE EMPLEADOS EN EXPLORACION ELECTRICA SON: SCHLUMBERGER, DIPOLO-DIPOLO, WENNER Y OTROS.

SCHLUMBERGER. CONSISTE DE CUATRO ELECTROS COLINEALES, DOS DE TRANSMISION A,B Y DOS DE RECEPCION M,N. DEBEN CUMPLIR LA RELACION  $AB=5MN$ . M,N PERMANECEN FIJOS MIENTRAS QUE A,B SE VAN SEPARANDO PAULATINA Y SIMETRICAMENTE. LA EXPRESION PARA EL CALCULO DE LA RESISTIVIDAD APARENTE ES:

$$\rho = \pi A(V/I) \left( \left[ \frac{L}{A} \right]^2 - .25 \right) ; L = \frac{AB}{2}, A = \overline{MN}$$

WENNER. CONSTA DE CUATRO ELECTRODOS COLINEALES, DOS DE TRANSMISION A,B Y DOS DE RECEPCION M,N. LA DISTANCIA ENTRE LOS ELECTRODOS SIEMPRE DEBE SER LA MISMA, ESTO ES  $AB/3$ . LA EXPRESION PARA EL CALCULO DE LA RESISTIVIDAD ES:

$$\rho = 2\pi A(V/I) ; A = \frac{AB}{3}$$

DIPOLO-DIPOLO. CONSISTE DE DOS DIPOLOS, UNO DE TRANSMISION A,B Y OTRO

DE RECEPCIÓN. LA DISTANCIA ELECTRÓDICA ES X SEPARÁNDOSE MULTIPLOS DE N. SIENDO N=1,2,3.... LA EXPRESIÓN PARA EL CÁLCULO DE LA RESISTIVIDAD ES:

$$\rho = 2\pi x(V/I) \left( \frac{1}{[1/N - 2/(N+1) + 1/(N+2)]} \right) ; x = \overline{AB} = \overline{MN}$$

LA FIGURA 7.3 PRESENTA LOS DIFERENTES TIPOS DE ARREGLOS Y SUS PUNTOS DE ATRIBUCIÓN; CON LOS DATOS SE FORMAN LAS CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE EN PAPEL BILIGARITMICO DONDE EL EJE HORIZONTAL CORRESPONDE AL ESPACIAMIENTO Y EL VERTICAL A LAS RESISTIVIDADES.

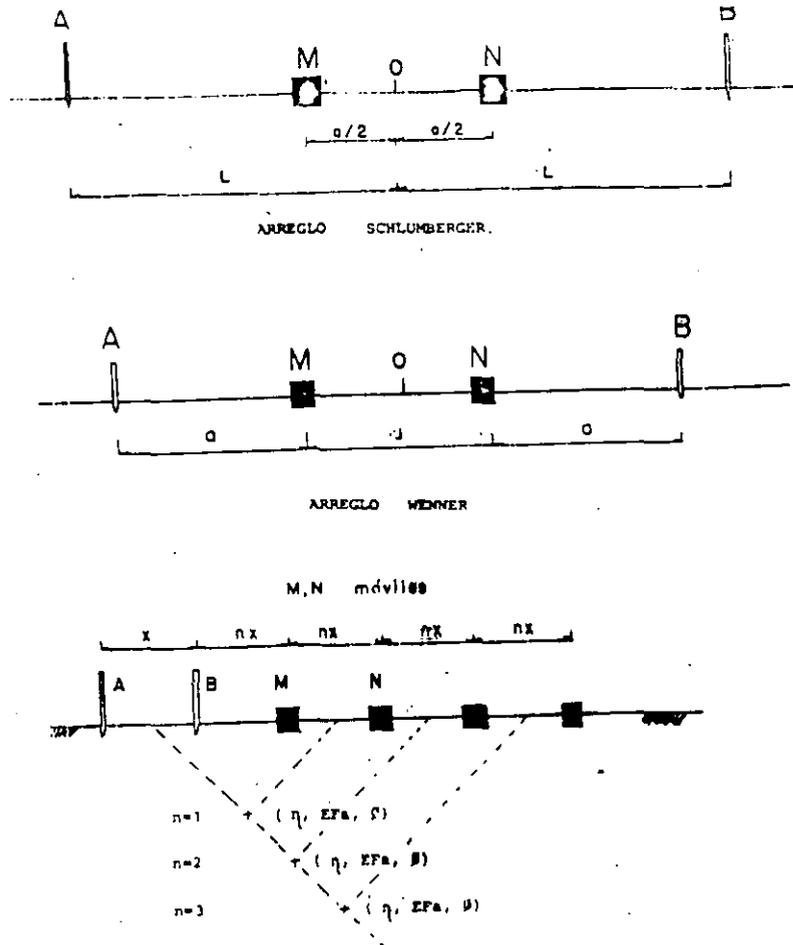


FIGURA 7.3 ARREGLOS ELECTRÓDICOS PARA TOMA DE DATOS ELÉCTRICOS TALES COMO RESISTIVIDAD, POLARIZACIÓN, CARGABILIDAD, ETC.....

#### 7.4 INTERPRETACION

LOS DATOS DE RESISTIVIDAD APARENTE OBTENIDOS SON INTERPRETADOS PARA DETERMINAR EL CORTE GEOELÉCTRICO, CONSISTENTE EN UN CONJUNTO DE DATOS PARES SIENDO ESPESOR Y RESISTIVIDAD PARA CADA UNA DE LAS C/

DIFERENCIADAS. LOS MÉTODOS DE INTERPRETACIÓN SE DIVIDEN EN CUALITATIVO O EMPÍRICO Y CUANTITATIVO.

7.5.1 INTERPRETACIÓN CUALITATIVA. TIENE POR OBJETO OBTENER UNA PRIMERA IDEA DE LA CONDICIÓN ESTRUCTURAL DEL SUBSUELO MEDIANTE EL COMPORTAMIENTO DE LA DISTRIBUCIÓN DE LAS LINEAS DE ISORRESISTIVIDAD. NO SE DETERMINAN VALORES ABSOLUTOS, SINO RELACIONES Y RANGOS. LAS REPRESENTACIONES MÁS COMUNES SON: MAPAS Y PERFILES DE ISORRESISTIVIDAD, MAPAS DE CURVAS TIPO, MAPAS DE ALGÚN PARÁMETRO DE INTERÉS.

7.5.2 INTERPRETACIÓN CUANTITATIVA. CONSISTE EN EVALUAR LA PROFUNDIDAD, ESPESOR Y RESISTIVIDADES VERDADEROS DEL CORTE GEOELÉCTRICO. EXISTEN DOS MODALIDADES BÁSICAS: POR COMPARACIÓN DE LAS CURVAS DE CAMPO CON LAS DE ÁBACOS YA EXISTENTES EDITADAS POR H. MOONEY Y E. ORELLANA (1966) Y LA OTRA QUE ES EL FILTRADO DESARROLLADA PRINCIPALMENTE POR D. GOSH (1971) Y O. KOEFOED (1979).

A. ZHODY (1974-1975) DESARROLLÓ UN MÉTODO QUE ENVUELVE DOS PASOS PARA CADA ESPACIAMIENTO ELECTRODICO: CON EL CORTE GEOELÉCTRICO SE CALCULA LA FUNCIÓN KERNEL  $T(x)$ , SIENDO  $x$  DEPENDIENTE DEL ESPACIAMIENTO ELECTRODICO  $AB/2$ ,  $AB/3$ ,  $Nx$ , ETC... SEGUIDAMENTE SE CONVOLUCIONA CON EL FILTRO DE GOSH PARA OBTENER FINALMENTE LA CURVA DE RESISTIVIDAD APARENTE:

$$\rho = \sum_{j=-3}^5 B_j T(x)_{M-j}$$

SIENDO:  $\Sigma$  SUMATORIA  
 $B_j$  COEFICIENTES FILTRO DE GOSH  
 $T(x)_{M-j}$  FUNCIÓN KERNEL DISCRETA

PARA LA SESIÓN DE COMPUTADORAS SE PRESENTA EL LISTADO DE LOS PROGRAMAS SOLUCIÓN DIRECTA E INVERSIÓN DE CURVAS DE RESISTIVIDAD APARENTE EN LOS ARREGLOS SCHLUMBERGER, WENNER Y DÍPOLO-DÍPOLO CORTESÍA DE BISON INSTRUMENTS. INC., COMPILADOS Y MODIFICADOS POR MC. CUAHUTÉMOC ORENDAIN MUNGUÍA (1979).

EN EL SUBSUELO SE PUEDEN PRESENTAR CORTES GEOELÉCTRICOS SENCILLOS (DOS CAPAS) Y COMPLEJOS (MÁS DE TRES CAPAS). EN LA FIGURA 7.4 SE MUESTRAN LOS DIFERENTES CORTES GEOELÉCTRICOS QUE DE ACUERDO AL ARREGLO DE RESISTIVIDADES VERDADERAS SE CLASIFICAN EN SEIS FAMILIAS:

FAMILIA	CURVA TIPO	ARREGLO DE RESISTIVIDADES
ASCENDENTE	ASCENDENTE	$\rho_1 > \rho_2$
DESCENDENTE	DESCENDENTE	$\rho_1 < \rho_2$
TAZA	H	$\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$
CAMPANA	K	$\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$
DESCENDENTE	O	$\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$
ASCENDENTE	A	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

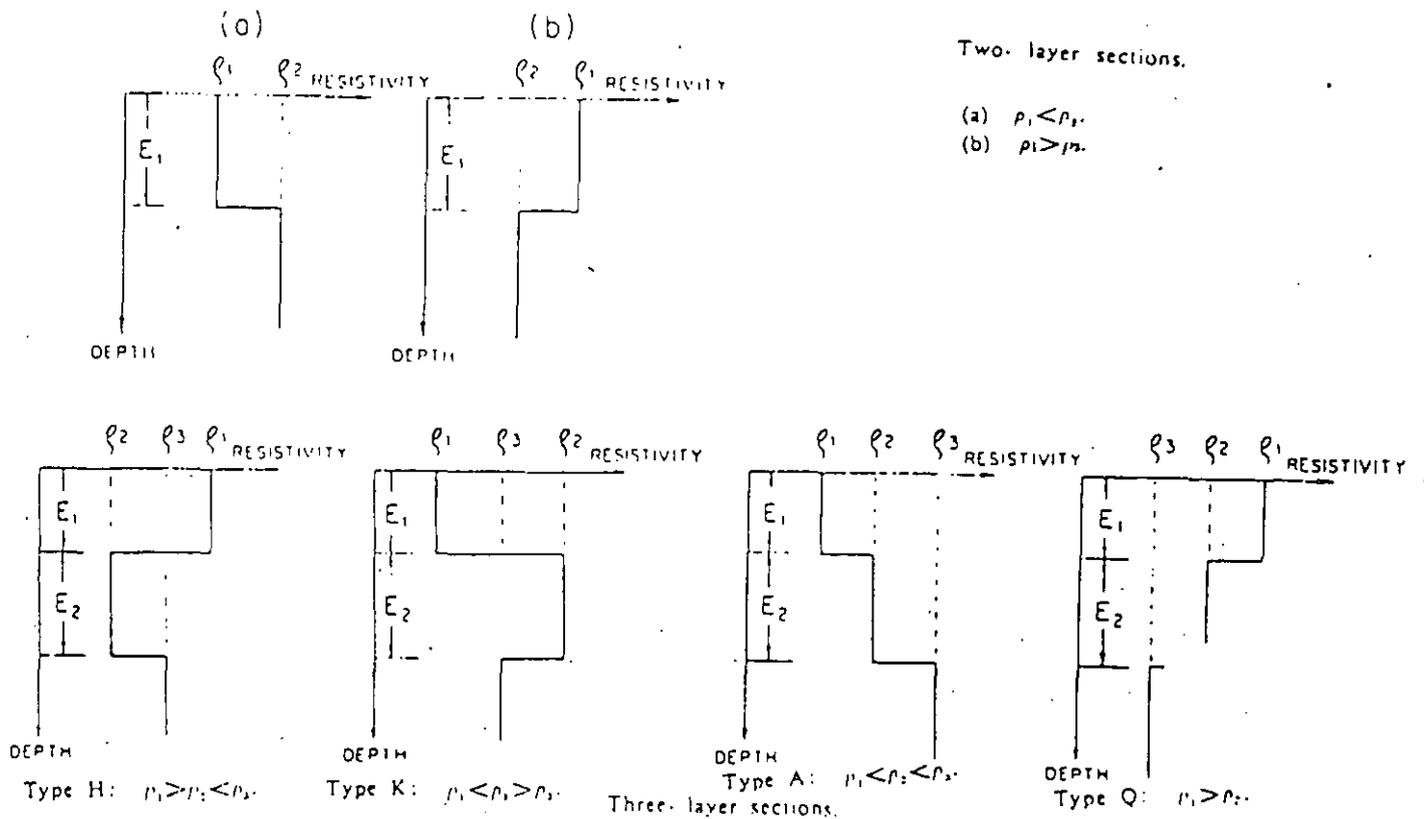


FIGURA 7.4 CORTES GEOELÉCTRICOS Y CURVAS TIPO .

## 7.6 EL EFECTO SKIN EN LA PROSPECCION ELECTRICA

SE HA GENERALIZADO QUE EN LA PRACTICA DEL SEV SE UTILICEN EQUIPOS DE CORRIENTE ALTERNA Y LA INTERPRETACION SE HAGA COMO SI FUERA CORRIENTE CONTINUA. LA CORRIENTES ALTERNAS (DOMINIO DE FRECUENCIA O TIEMPO) SE AMORTIGUAN MAS RAPIDO QUE LAS DIRECTAS DEBIDO AL EFECTO SKIN, HACIENDOSE MAS NOTORIO CUANDO LA FRACUENCIA ES MAYOR Y EL TERRENO MAS CONDUCTOR.

ÉSTO HACE QUE FORMACIONES DE RESISTIVIDADES BAJAS COMO ARCILLAS, LACUSTRES, EVAPORITAS, MARGAS, ETC... SE MANIFIESTEN EN LA CURVA DE RESISTIVIDAD APARENTE COMO ESTRATOS ALTAMENTE RESISTIVOS QUE NO EXISTEN.

CASO CONTRARIO SUCEDE CON ESTRATOS RESISTIVOS QUE LOS ENMASCARA COMO SI FUERAN CONDUCTORES. LA FIGURA 7.5 PRESENTA DOS SEV INFLUENCIADOS POR EL EFECTO SKIN.

## 7.7 PROFUNDIDAD DE INVESTIGACION EN LA PROSPECCION ELECTRICA

LA PROFUNDIDAD DE INVESTIGACION EN CUALQUIER MÉTODO DE RESISTIVIDAD EN CORRIENTE CONTINUA FUE DEFINIDA POR H. EVJEN COMO LA PROFUNDIDAD

LA CUAL UNA DELGADA CAPA HORIZONTAL Y PARALELA A LA SUPERFICIE DEL TERRENO CONTRIBUYE A LA MÁXIMA CANTIDAD DE SEÑAL MEDIBLE EN LA SUPERFICIE DEL TERRENO.

LA PROFUNDIDAD DE EXPLORACIÓN NO DEPENDE DE LA POTENCIA DE UN EQUIPO O DE SU SENSIBILIDAD SINO DE QUE LOS CUERPOS EN EL SUBSUELO TENGAN UN CONTRASTE FUERTE EN CUALQUIERA DE SUS PROPIEDADES FÍSICAS MENSURABLES.

E. ORELLANA (1966) ESTABLECE QUE LO IMPORTANTE EN UN EQUIPO DE GEOELECTRICIDAD SON LOS AMPERIOS QUE SE PUEDAN INYECTAR AL TERRENO Y NO LOS KILOWATIOS. 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 MÁXIMA DE CORRIENTE QUE SE PUEDE INYECTAR ES DE 1 AMPERIO. INDEPENDIEMENTE DE QUE EL GENERADOR SEA DE 10, 20, 100, O 1000 KILOWATS, NO IMPORTA LA POTENCIA DEL GENERADOR, LO PRINCIPAL ES CUANTA CORRIENTE DEJA PASAR LA RESISTENCIA DE CONTACTO.

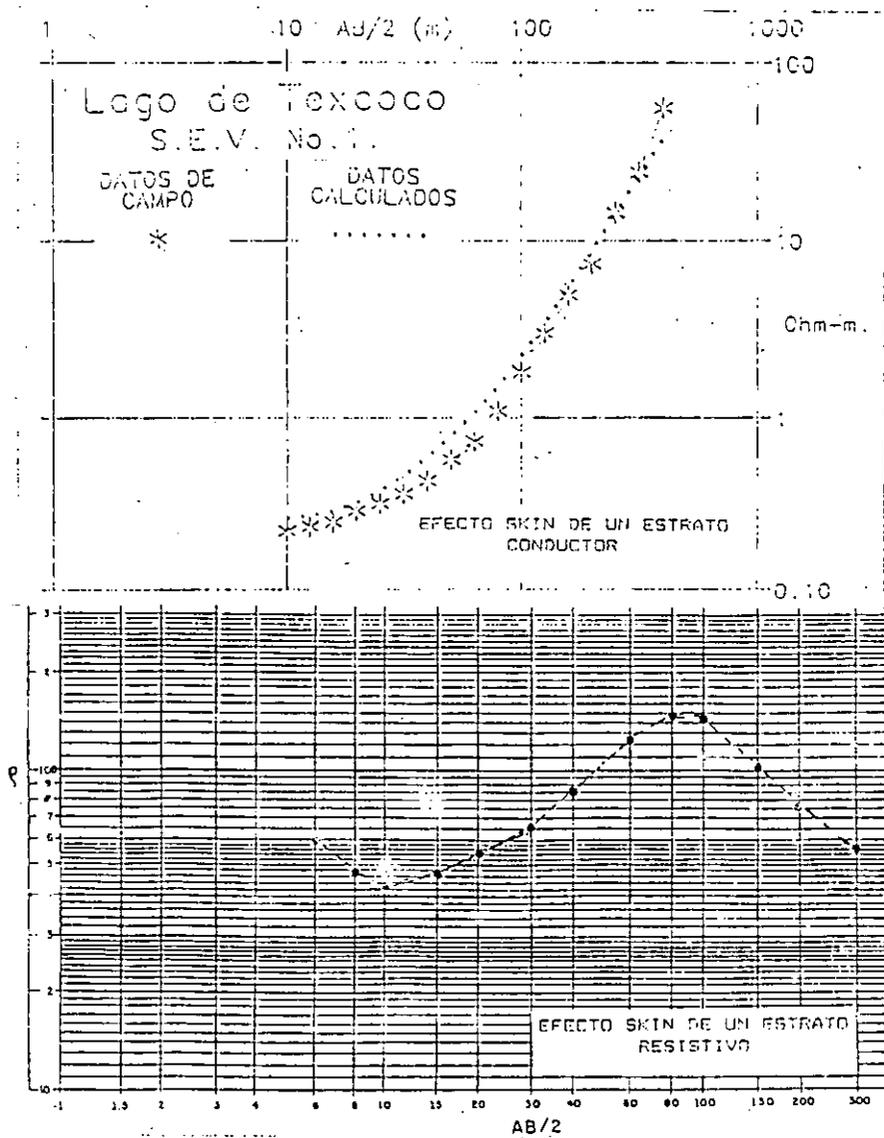


FIGURA 7.5 SEÑAS INFLUENCIADOS POR EL EFECTO SKIN.

## 8. POLARIZACIÓN INDUCIDA (PI)

LOS MATERIALES QUE CONFORMAN EL SUBSUELO INDEPENDIEMENTE AL TIPO DE MINERALES QUE CONTENGAN PRESENTAN CARACTERÍSTICAS DE POLARIZABILIDAD

SE RECUERDA QUE LA POLARIZACIÓN ES INTENSA EN CUERPOS ARCILLOSOS Y NULA EN ROCAS SANAS (EXCEPTO CUANDO TIENEN CIERTO CONTENIDO DE MINERALES); SE PUEDE EMPLEAR COMO TÉCNICA DE MAPEO DE DIFERENTES ESTRUCTURAS COMO SON: LUTITAS, ARENISCAS, CALIZAS FRACTURADAS, PLUMAS DE CONTAMINACIÓN, LENTES ARCILLOSOS, FALLAS, ETC....

### 8.1 CAUSAS DEL FENÓMENO DE POLARIZACIÓN INDUCIDA

DOS TIPOS DE POLARIZACIÓN HAN SIDO RECONOCIDOS: EL DE ELECTRODO (PE) Y EL DE MEMBRANA (PM).

LA POLARIZACIÓN DE ELECTRODO SE PRODUCE AL CONTACTAR PARTICULAS MINERALES Y UN ELECTROLITO, EN LA INTERFASE SE PRODUCE UNA DOBLE CAPA ELECTROQUÍMICA, FIGURA 8.1; QUE SE COMPORTA SIMIL A UN CAPACITOR QUE ALMACENA ENERGÍA. LA CONDUCCIÓN IÓNICA EN EL ELECTROLITO CAMBIA A ELECTRÓNICA EN EL ELECTRODO (PARTÍCULA MINERAL). LAS ANOMALÍAS DEBIDAS A PE SON DE GRAN INTENSIDAD.

LA POLARIZACIÓN DE MEMBRANA ES LA POLARIZACIÓN NORMAL DEL MEDIO O DE FONDO. SE OBSERVA EN AUSENCIA DE CONDUCTORES MINERALES. EL FENÓMENO DE PM SE DEBE A LA PRESENCIA DE ARCILLAS. LA FIGURA 8.2 ILUSTRAMBOS TIPOS DE POLARIZACIÓN.

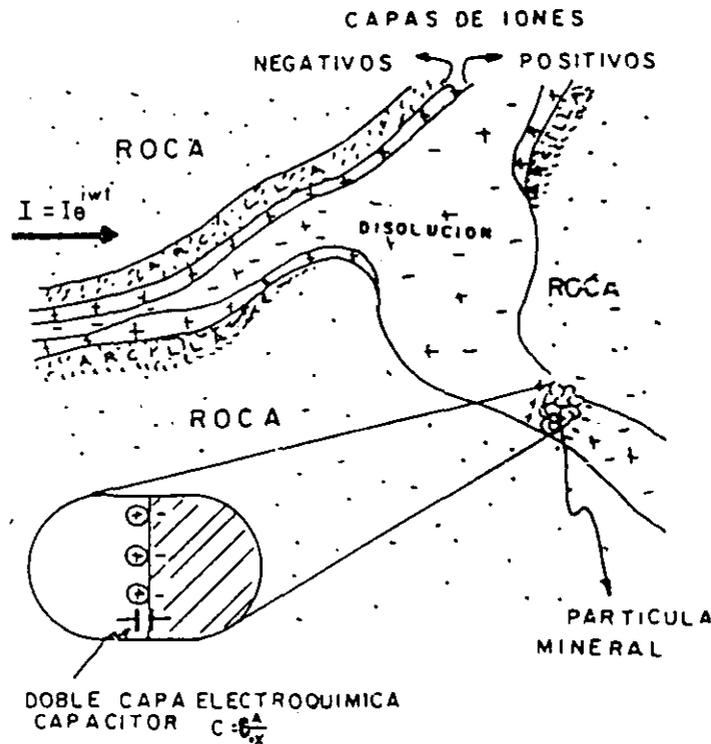


FIGURA 8.1 Y 8.2 DOBLE CAPA ELECTROQUÍMICA, CAPACITANCIA E ILUSTRACIÓN DE LA POLARIZACIÓN DE MEMBRANA (A) Y ELECTRODO (B).

## 8.2 TECNICAS DE MEDICION DE LA POLARIZACION INDUCIDA

TRES DIFERENTES TECNICAS DE MEDIDA FUERON DESARROLLADAS SIENDO:

FRECUENCIA VARIABLE. EL EFECTO DE PI SE DETECTA COMO UN DECREMENTO DE LA RESISTIVIDAD APARENTE AL AUMENTAR LA FRECUENCIA.

TRANSIENTE. EL EFECTO DE PI ES DETECTADO COMO UN VOLTAJE PEQUEÑO DE DECAIMIENTO DESPUES DE QUE UNA CORRIENTE CONTINUA SE HA CESADO.

POLARICACION ESPECTRAL. EL EFECTO DE PI SE DETECTA COMO UN RETRASO EN LA FASE DEL VOLTAJE DE RECEPCION RESPECTO AL DE TRANSMISION.

LA TECNICA DE FRECUENCIA VARIABLE Y POLARIZACION ESPECTRAL PRESENTAN VENTAJAS SOBRE LA DEL DOMINIO DE TIEMPO. LA FIGURA 8.3 ENSEÑA GRAFICAMENTE LOS DOMINIOS DE MEDIDA DE PI.

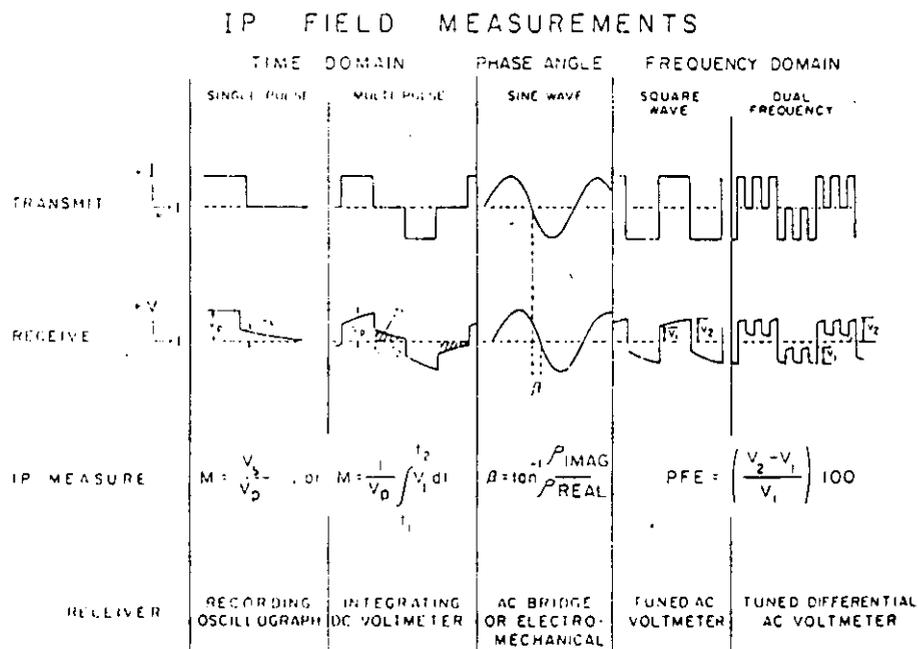


FIGURA 8.3 DOMINIOS DE MEDIDA DEL FENOMENO DE SOBREVOLTAJE O PI.

LA POLARIZACION EN FRECUENCIA VARIABLE SE MIDE COMO EL PORCENTAJE EFECTO DE FRACUENCIA APARENTE (PEFA), DEFINIDA ANALITICAMENTE POR:

$$PEFA = \frac{\rho_0 - \rho_{\infty}}{\rho_{\infty}} * 100$$

DONDE:  $\rho_0$  RESISTIVIDAD APARENTE A FRECUENCIA BAJA

$\rho_{\infty}$  RESISTIVIDAD APARENTE A FRECUENCIA ALTA

LA PRESENTACION DE DATOS ES SIMILAR A LA DE RESISTIVIDAD, MAPAS Y PERFILES DE ISORRESISTIVIDAD, ETC...

## 9. POTENCIAL NATURAL (SP) O POTENCIAL ESPONTANEO

EL POTENCIAL ESPONTANEO USA EL CAMPO ELÉCTRICO NATURAL DEBIDO A FENÓMENOS ELECTROQUÍMICOS QUE SUCEDEN EN EL SUBSUELO. LOS FENÓMENOS ELECTROQUÍMICOS PUEDEN ASOCIARSE A PROCESOS DE INTERCAMBIO DE CARGA QUE SE DAN CITA EN LAS REGIONES INTERFACIALES ENTRE SÓLIDOS Y LÍQUIDOS. LA FASE SÓLIDA CORRESPONDE A PARTICULAS MINERALES METÁLICAS O NO METÁLICAS Y LA LÍQUIDA A ELECTROLITOS. EN LA FIGURA 9.1 MUESTRA EL MECANISMO QUE REGULA EL POTENCIAL NATURAL, NOTANDO LAS ZONAS DE OXIDACIÓN Y REDUCCIÓN. EL CUERPO ANÓMALO SE COMPORTA COMO UNA PILA ELÉCTRICA, GENERANDO UNA CORRIENTE DE BAJA INTENSIDAD POR LA DONACIÓN Y ADSORCIÓN DE ELECTRONES EN EL MEDIO.

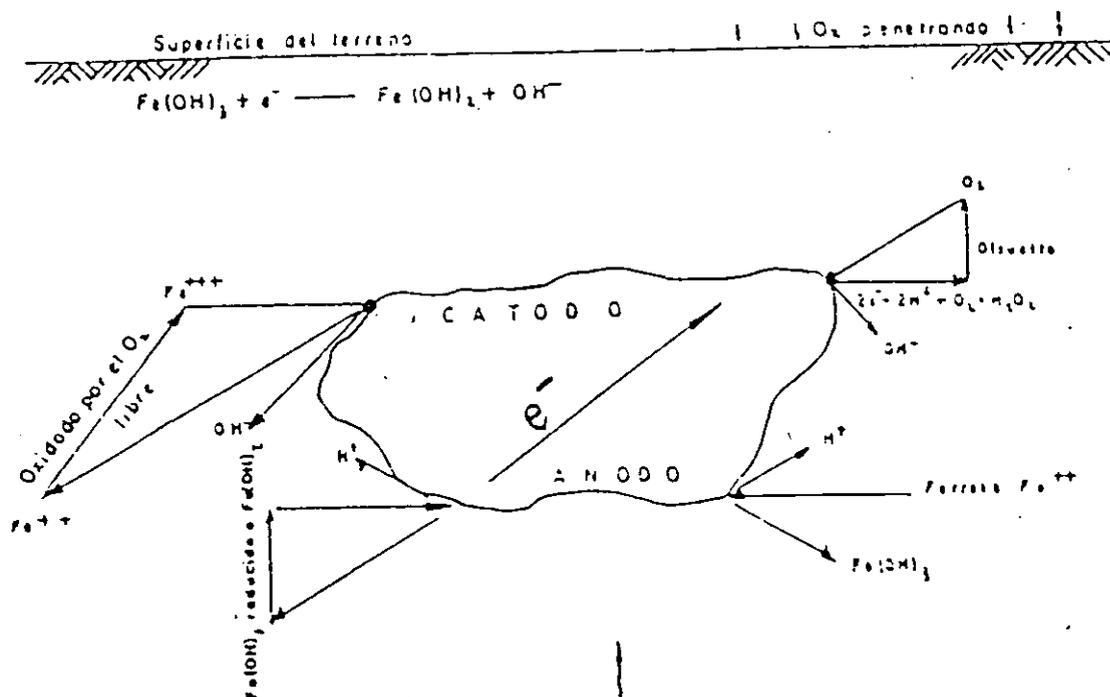


FIGURA 9.1 MECANISMO DEL POTENCIAL NATURAL SP, PROCESOS ELECTROQUÍMICOS ASOCIADOS TALES COMO POTENCIALES REDOX.

EXISTEN DOS FAMILIAS DE POTENCIAL NATURAL, EL DE FONDO Y EL DE MINERALIZACIÓN.

EL POTENCIAL DE FONDO ES INDICADOR DE AGUA EN EL SUBSUELO Y EL DE MINERALIZACIÓN SE PUEDE ASOCIAR CON LAS PLUMAS DE CONTAMINACIÓN. LOS MECANISMOS QUE ORIGINAN POTENCIALES DE FONDO SON:

- \* CONTACTO ENTRE ELECTROLITOS DE DIFERENTE DENSIDAD
- \* ACTIVIDAD BIOELÉCTRICA
- \* POTENCIALES DE DIFUSIÓN, CONTACTO DE FLUIDOS DIFERENTES EN LOS INTERSTICIOS DE LA ROCA
- \* ELECTROFILTRACIÓN, FILTRACIÓN DE AGUAS DE LLUVIA Y ASCENSO DE HUMEDAD POR CAPILARIDAD

- \* POTENCIALES VARIABLES CON EL TIEMPO Y TEMPERATURA
- \* ~~POTENCIALES POR PERCOLACION DE SALMUERAS~~

EL POTENCIAL DE MINERALIZACION ES DE GRAN INTERÉS EN MINERÍA Y CONTAMINACION DE ACUIFEROS: SON DE GRAN MAGNITUD.

### 9.1 EQUIPO BASICO

EL EQUIPO NECESARIO PARA LOS LEVANTAMIENTOS DE POTENCIAL NATURAL CONSISTE DE UN POTENCIOMETRO DE ALTA IMPEDANCIA DE ENTRADA, CABLES, ELECTRODOS IMPOLARIZABLES Y SULFATO DE COBRE.

### 9.2 PROCEDIMIENTOS DE CAMPO

DOS METODOS SON CLÁSICOS, EL DE POTENCIALES Y GRADIENTES. EL DE POTENCIALES CONSISTE EN EVALUAR DIRECTAMENTE LA DIFERENCIA DE POTENCIAL EN ESTACIONES RESPECTO A UN PUNTO DE REFERENCIA. EL DE GRADIENTES MIDE LA DIFERENCIA DE POTENCIAL SUCEсивAMENTE ENTRE DOS ESTACAS CONTIGUAS DEL PERFIL. LA FIGURA 9.2 MUESTRA AMBAS TÉCNICAS DE LEVANTAMIENTO.

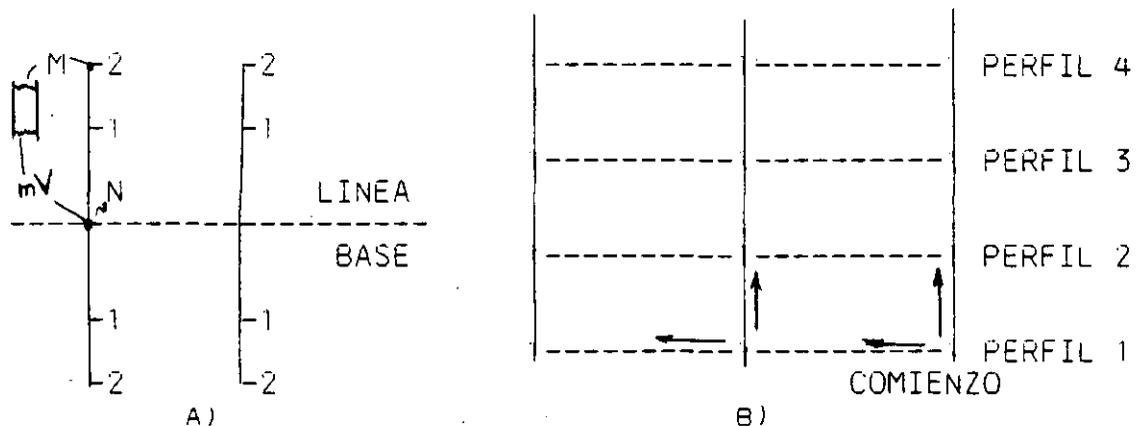


FIGURA 9.2 TÉCNICAS DE LEVANTAMIENTO EN POTENCIAL NATURAL (SP).

## 10. RESPUESTA ELECTRICA DEBIDO A EFECTOS DE ALTERACION

REGRESANDO A LA FIGURA 6.1 Y TENIENDO EN MENTE LAS FENOMENOLOGÍAS ELECTRICAS ESTUDIADAS SE PUEDE RESUMIR QUE LAS CONDICIONES DE OXIDACION-REDUCCION EN UNA PLUMA DE ALTERACION PUEDE PROVOCAR EXCESO DE ELECTRONES QUE ROMPAN CON EL EQUILIBRIO DEL INTERCAMBIO CATIONICO. LA COMBINACION DE LOS EFECTOS MENCIONADOS PUEDE PRODUCIR ANOMALIAS CONDUCTIVAS O RESISTIVAS Y POLARIZACIONES ALTAS O BAJAS.

L. HUGHES (1983) Y A. A. MANILLA (1988) PROPONEN 7 EFECTOS DE ALTERACION POR MIGRACION DE LIXIVIADOS. ENTRE LOS QUE DESTACAN: MINERALIZACION, CEMENTACION POR CALCITA Y SULFATACION, ALTERACION DE ARCILLAS, CLORITIZACION, PERCOLACION DE SALMUERAS, INCREMENTO EN LA ACTIVIDAD ELECTRICA (POTENCIALES REDOX) Y BIOELECTRICA POR LA EXISTENCIA DE ALGA VERDE Y AZUL.

## 11. CASOS HISTORICOS



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

**CURSOS ABIERTOS**

**VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS**

**MODULO I:  
GEOHIDROLOGIA**

**OTROS METODOS GEOFISICOS DE EXPLORACION EN GEOHIDROLOGIA**

**ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA  
ACEVES**

## 5. OTROS METODOS GEOFISICOS DE EXPLORACION EN GEOHIDROLOGIA.

Los recursos naturales en una época anterior se encontraban localizados someramente, su distribución y forma eran de "libro", esto facilitaba la exploración y cuantificación.

En la actualidad lo anterior es solo un sueño, siendo indispensable aplicar técnicas geofísicas sofisticadas para la prospección del agua como las que se emplean para la exploración del petróleo.

Como se apuntó en el capítulo de métodos eléctricos, este resulta ser ambiguo cuanto más profundo se desee explorar y según sean las características físico-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 huesped, etc. lo que provoca ambigüedad en la interpretación.

Fese a utilizar métodos clásicos? de prospección petrolera, es viable convertirlos tan económicos como los eléctricos y viceversa para el petróleo.

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 electrodico en los SEVs. y resultando con la gravimetria 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 arenas limpias saturadas, con un criterio geológico y técnicas geofísicas bien planeadas esto no hubiese sucedido.

Los métodos de prospección que se presentan en el siguiente capítulo pueden emplearse en la prospección geohidrológica y de contaminación de acuíferos tan económicos y con mejores resultados que los eléctricos normales.

## 6. PROSPECCION GRAVIMETRICA

La exploración gravimétrica es intensamente utilizada para conocer:

- a) forma de la tierra ( primeras medidas de la geofísica)
- b) cuencas
- c) trenes estructurales (anticlinorios y sinclinorios)
- d) localización de fallas ( normales, inversas y transcurrencia)

lo anterior se logra gracias a los cambios laterales y verticales de la distribución de masas y su densidad.

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 del cual se extraen las configuraciones del Residual y Regional.

De un análisis se desprende que las anomalías de frecuencia baja son debidas a la topografía del basamento, en tanto que las de frecuencia alta corresponden a cuerpos geológicos someros de poca extensión.

### 6.1 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 altitud está dada por:

$$G_0 = G_h + (.03086 - .0419d)h \quad \text{mg}$$

donde:  $G_0$  gravedad reducida al nivel de referencia  
 $G_h$  Gravedad observada a la altura  $h$   
 $h$  elevación de la estación medida  
 $d$  densidad media en  $\text{gr/cm}^3$  del terreno arriba del plano de referencia  
 $\text{mg}$  miligales

## 6.2 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.

## 6.3 CORRECCION POR LATITUD

La tierra no es una esfera perfecta, la mejor aproximación para fines prácticos es un elipse de revolución con radio ecuatorial 21 km mayor al 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:

$$G_1 = 978.0318(1 + .0053024\text{sen}\phi - .0000058\text{sen}2\phi) \text{ mg}$$

donde  $G_1$  gravedad corregida por latitud  
 $\phi$  latitud en grados, minutos y segundos

## 6.4 ANOMALIA DE BOUGER

Después de haber efectuado las correcciones pertinentes, se conoce ya el valor de gravedad de Bouger para cada estación, teniendo que:

$$GB = G_0 + G_a - G_1 + G_t$$

donde  $G_B$  Gravedad de Bouger  
 $G_0$  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:

$$AB = AR + Ar$$



En las figuras 6.1, 6.2, 6.3 y 6.4 se aprecian las configuraciones de cada una de estas anomalías y la profundidad estimada a la roca calcárea? en la porción Noreste del Valle de Puebla.

La figura 6.5 muestra las expresiones analíticas de potencial para figuras geométricas regulares.

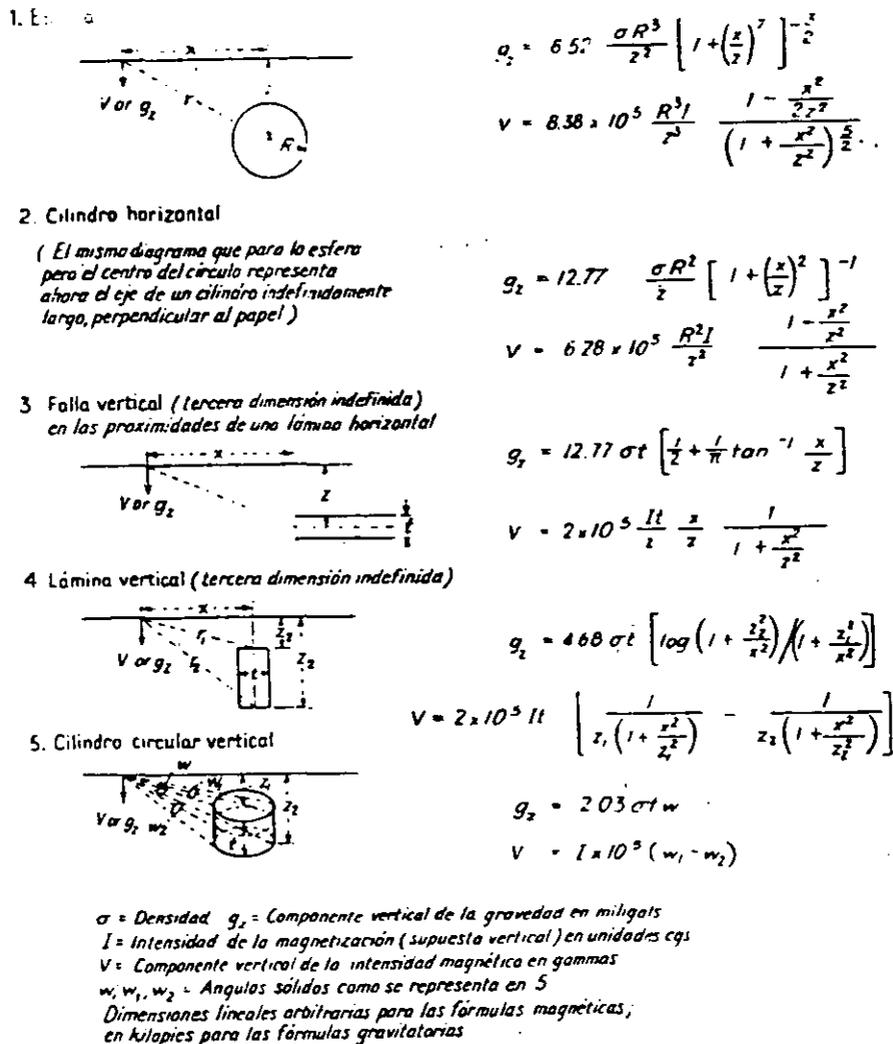


FIG. 8-7. Sumario de fórmulas para los componentes verticales de campos gravitatorios y magnéticos de cuerpos enterrados que tienen formas geométricas sencillas. Las fórmulas magnéticas serán tratadas en el cap. 13. (Adaptado de Nettleton, Geophysics, 1942.)

Figura 6.5 Potencial gravífico debido acuerpos geométricos regulares.

## 7. PROSPECCION MAGNETOMETRICA

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 :

- a) límite de cuencas
- b) profundidad al basamento
- c) lineamientos del basamento
- d) edad de las rocas ( magnetoestratigrafía)
- e) latitudes magnéticas del tiempo en que se formó la roca
- f) plumas de contaminación en combinación con otras técnicas

A continuación se transcriben algunos párrafos de la Tesis que defendió el Ing. Guillermo Hernández Moedano para ingresar a la Academia Mexicana de Ingeniería el mes de abril de 1990, haciendo incapie en la necesidad de tener un banco de datos geofísicos para mejor conocimiento del territorio Mexicano y sus recursos.

El tema de Tesis fué:

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

#### IV CARTA AEROMAGNETICA

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 geotécnia.

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 igneos que se encuentran dentro de los sedimentos ..., sirve para planear futuros líneas con procedimientos geofísicos

que deban aplicarse para detallar un 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 delinarse 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 megnetometría 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.

La figura 7.1 muestra la intensidad total del campo magnético en el planeta para el año de 1965.

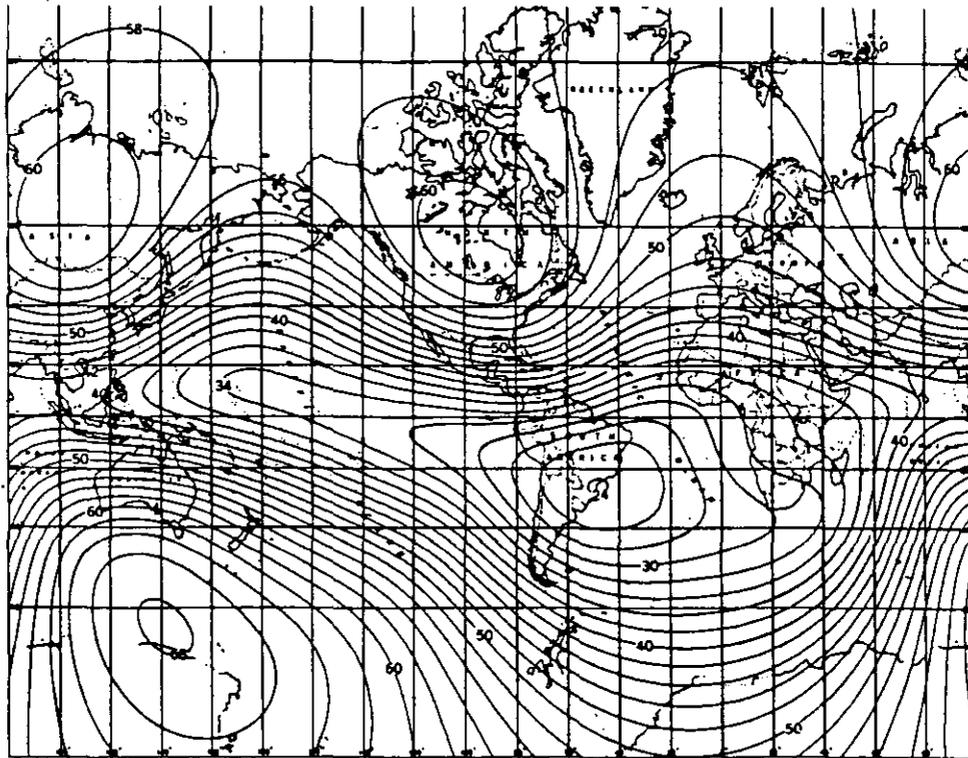
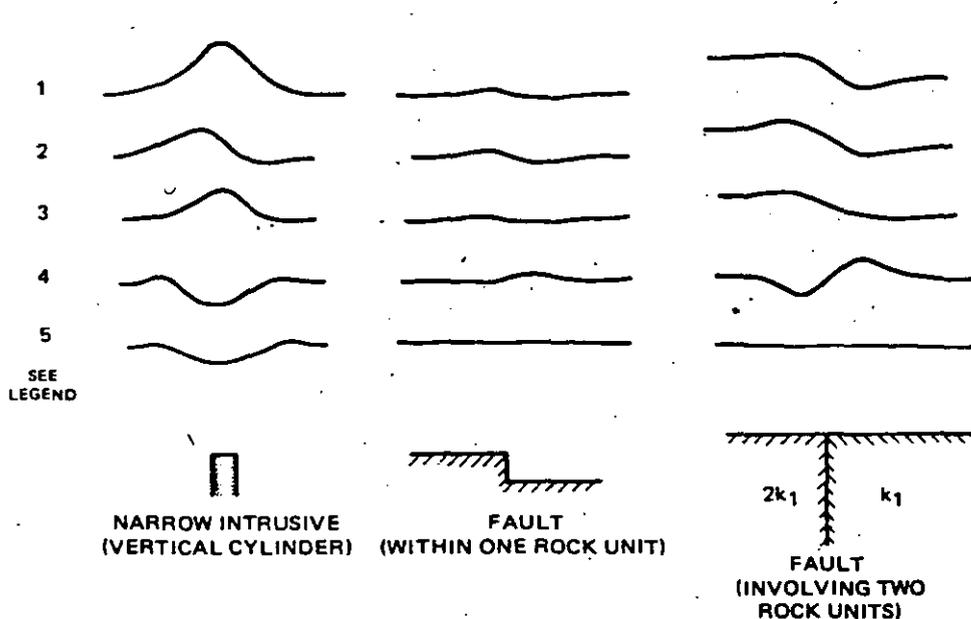
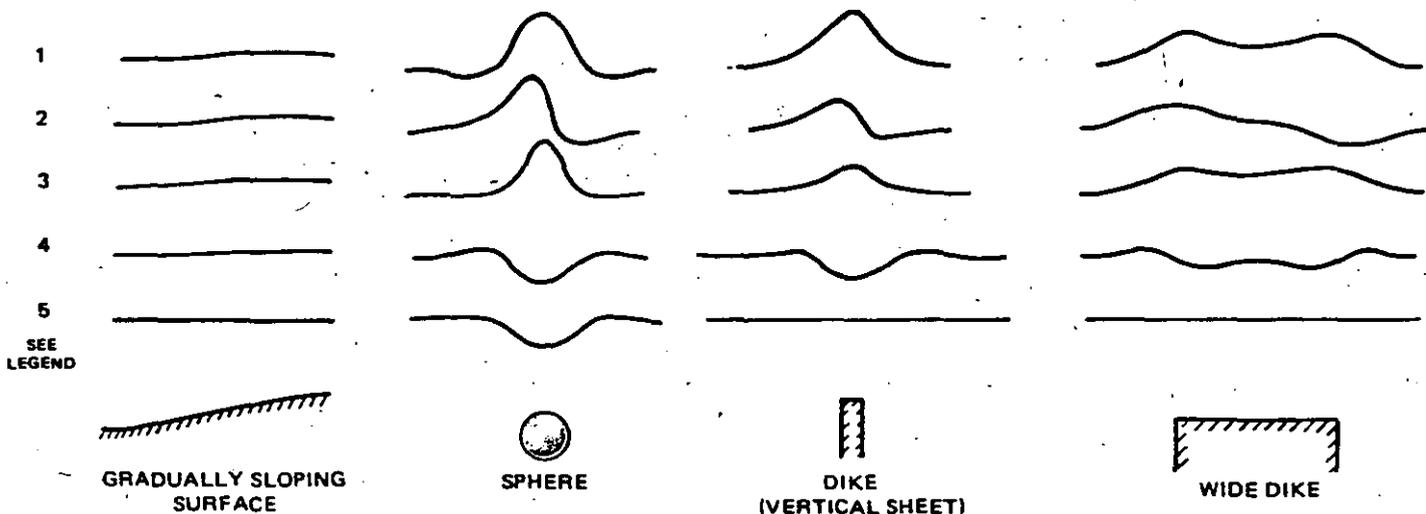
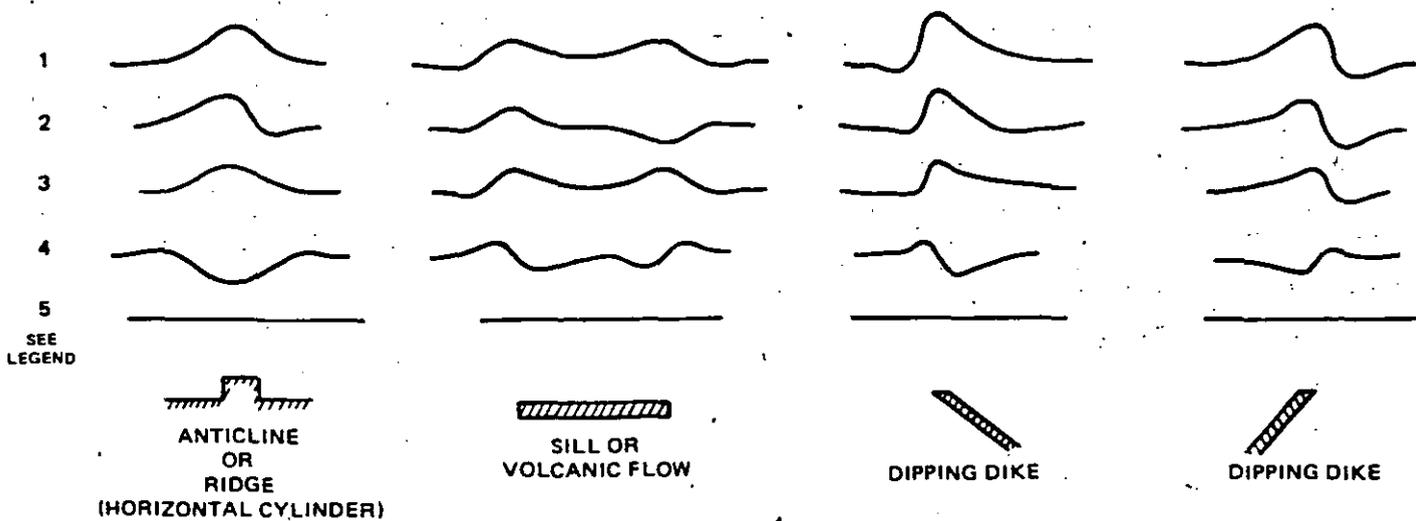


FIGURE 14-7  
Total magnetic intensity over earth in 1965. Contour labels in thousands of gammas. [After E. B. Fabiano and N. W. Peddie, *National Oceanographic and Atmospheric Administration National Ocean Survey (formerly C&GS) Technical Report C&GS 38, April, 1969.*]

Figura 7.1 Configuración del campo total.(1965)



TYPICAL ANOMALIES FROM VARIOUS GEOLOGIC BODIES (SHOWN FREE HAND - DO NOT USE AS QUANTITATIVE REFERENCE)

ALL ANOMALY SOURCES EXCEPT SPHERE AND VERTICAL CYLINDER ARE INFINITELY LONG NORMAL TO THE PLANE OF THIS PAGE.

LEGEND	
1)	↓ F
2)	↘ F OR ↘ F TRAVERSE N-S (N→) (N→)
3)	↘ F OR ↘ F TRAVERSE E-W (i.e., PROJECTION OF FIELD INTO PLANE OF THIS PAGE IS VERTICAL)
4)	→ F TRAVERSE N-S (N→)
5)	→ F TRAVERSE E-W (i.e., FIELD IS NORMAL TO PLANE OF THIS PAGE)

La figura 7.2 presenta diversas estructuras y la forma de la anomalía asociada según la dirección del perfil.





Ejemplos de aparatos volcánicos sepultados detectados mediante magnetometría se aprecian en la figura 7.3, la figura 7.4 muestra la interpretación de las condiciones estructurales del subsuelo según el levantamiento magnetométrico y los cortes litológicos de algunos pozos en la zona.

La figura 7.5 presenta una falla de transcurrancia interpretada de la anomalía magnética.

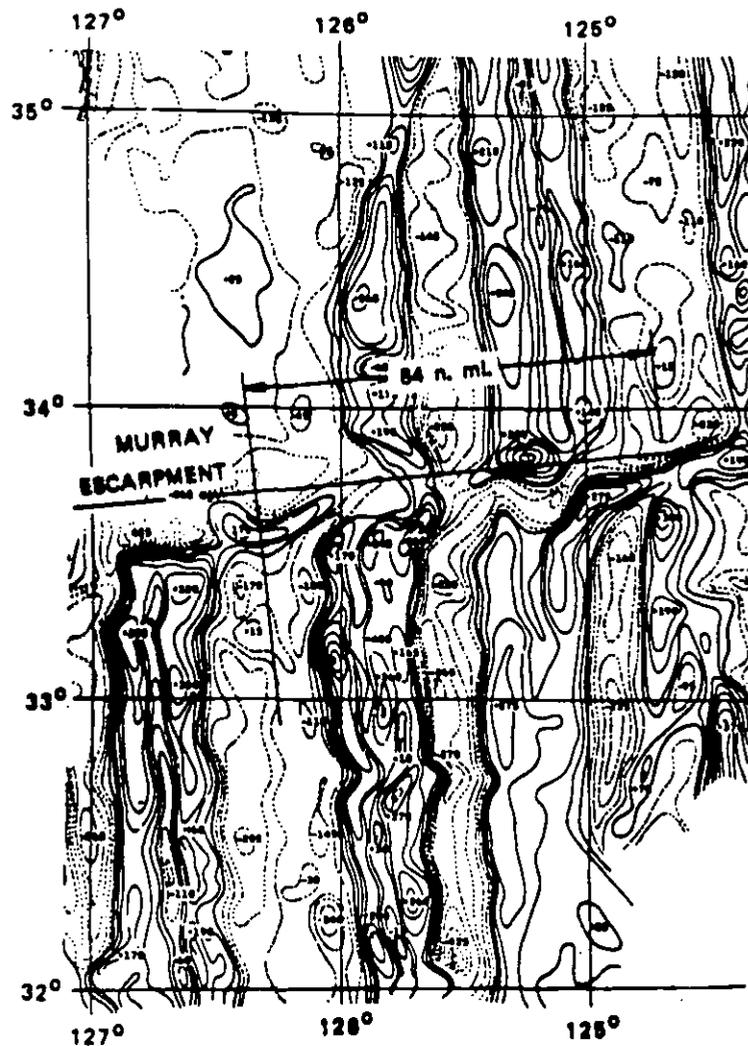


Figure 6.14 Magnetic intensity map showing offset of patterns because of a transform fault. (After Mason 1958.)

Figura 7.5 Anomalia magnética en una falla de transcurrancia.

## 8. PROSPECCION SISMOLOGICA

El método que ha proporcionado mayor información acerca del interior de la tierra y ha delimitado los yacimientos económicos con mayor resolución es la sismología.

Las ondas que se generan por los temblores y son sometidas a detallados estudios proveen de información acerca de la estratificación de las capas y las discontinuidades dentro de la tierra.

El primer método sismológico practicado fué el de refracción, con el que se puede deducir:

- a) presencia de cuerpos con alta velocidad
- b) profundidad al techo de miembros con alta velocidad
- c) gradientes de velocidad

Los principales trabajos de exploración geofísica comienzan con refracción y gravedad. Se puede hacer refracción profunda.

La principal técnica de exploración sísmica es la reflexión, puede ser utilizada para trabajos a escala regional o detalle. Con la reflexión sísmica se puede encontrar que:

- a) tipos de estructuras
- b) mapas de estructuras
- c) relación entre diferentes tipos de trenes estructurales
- d) velocidad de sedimentos, estratigrafía, y presión anormal
- e) historia geológica, unconformidades, hiatus
- f) ambientes de depósito y dirección de fuentes de sedimentos

En el subsuelo las ondas se propagan de acuerdo a las condiciones físicas del medio, las velocidades de las ondas de compresión varían entre 300 y 7000 m/s, las condiciones que pueden alterar la velocidad de propagación de las ondas es:

- \* acidez de la roca
- \* consolidación
- \* compactación
- \* humedad
- \* fracturamiento
- \* fallamiento
- \* edad
- \* profundidad

la tabla 8.1 muestra los rangos de propagación de las ondas elásticas de compresión de algunos materiales del subsuelo, según Jakosky (1950), los valores pueden variar dependiendo de las condiciones antes descritas.

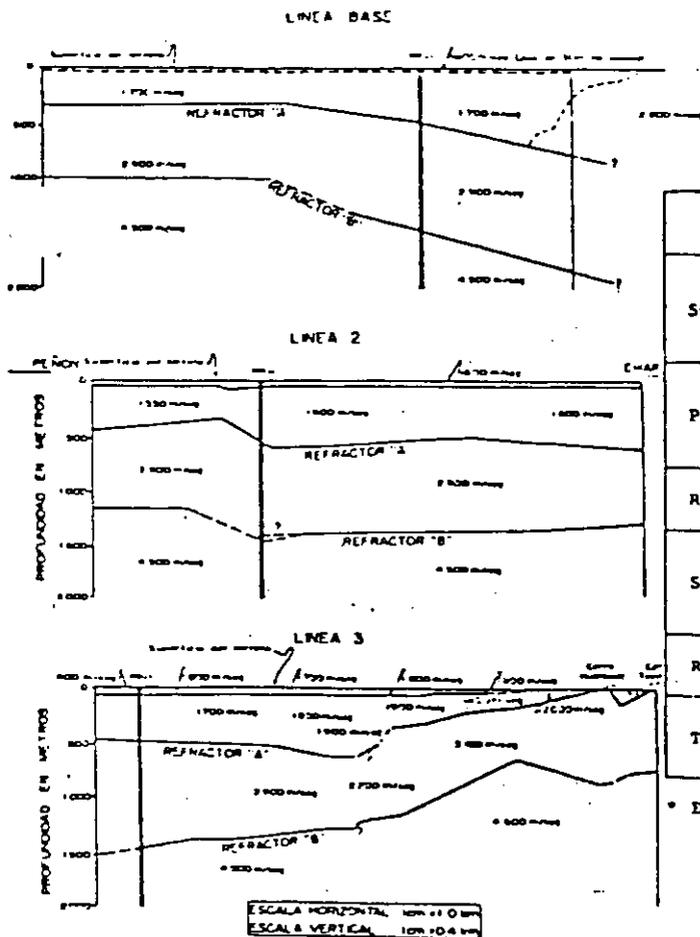
-----  
 TABLA 8.1 VALORES USUALES DE PROPAGACION DE ONDAS Vp  
 -----

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

-----

BISON INSTRUMENTS, INC., permitió reproducir los Memos Técnicos 102 y 110 para cálculo de velocidades y profundidades de un medio estratificado tanto para refracción como reflexión sísmica.

La figura 8.1 presenta diferentes tipos de estructuras y su representación en las dromocrónicas.



MANTO	VELOCIDAD MEDIA	PROFUNDIDAD*	CARACTERISTICAS DE LA FORMACION
	m/seg	m	
Superficial	600	0 a 30	Formación de arcilla muy compresible y saturada de agua
Primero	1 700	30 a 520	Formación arcillo-arenosa poco compacta y saturada de agua
Refractor "A"	-	520 /	-
Segundo	2 900	520 a 1445	Tobas compactas con intercalaciones de horizontes arenosos
Refractor "B"	-	1445 /	-
Tercero	4 500	1445 en adelante	Roca muy compacta, posiblemente ígnea

\* En la intersección de las dos líneas sísmicas

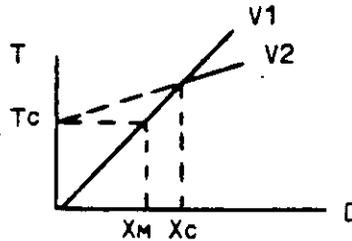
Figura 8.2 Sísmica de refracción en el Ex-Vaso de Texcoco.

TECHNICAL MEMO NO. 101:

SUBJECT: SEISMIC DEPTH DETERMINATION METHOD USED BY  
BUREAU OF PUBLIC ROADS



MR. R. WOODWARD MOORE, BUREAU OF PUBLIC ROADS, USES A QUICK METHOD OF DETERMINING LAYER DEPTH IN WHICH HE EXTRAPOLATES THE PLOT ABOVE THE BREAK BACK TO THE TIME AXIS AND THEN TAKES AS HIS DEPTH ONE-HALF OF THE DISTANCE VALUE, AS DETERMINED BY THIS TIME INTERCEPT VALUE ON THE TIME/DISTANCE GRAPH. THIS IS ILLUSTRATED HERE:



$X_c$  IS THE USUAL INTERCEPT POINT;  $X_m$  IS THE MOORE DEPTH ( $D_m = X_m/2$ ); AND  $T_c$  IS THE TIME AXIS INTERCEPT FROM THE EXTRAPOLATED SECOND VELOCITY SLOPE.

THE MOORE DEPTHS ARRIVED AT USING THIS QUICK METHOD ARE SOMEWHAT LESS THAN THE ACTUAL DEPTH. HOWEVER, AS LONG AS THE LAYER VELOCITIES ARE DIFFERENT BY AT LEAST A FACTOR OF THREE, THIS APPROACH IS OF SATISFACTORY ACCURACY AND CERTAINLY THE MOST EXPEDITIOUS MEANS OF DETERMINING DEPTH.

MATHEMATICAL ANALYSIS SHOWS THIS TO BE IN ERROR BY  $\sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}$ .

THAT IS,  $D_m = D_a \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2}$ . WHERE  $D_a$  IS THE ACTUAL LAYER DEPTH.

THIS ERROR IS NOT SERIOUS AT HIGH VELOCITY RATIOS, BUT BECOMES GREATER IN ERROR AT LOW RATIOS. TABLE I GIVES THE POSSIBLE ERROR USING MR. MOORE'S APPROACH:

TABLE I:	$v_1/v_2$	ERROR
	1/2	13%
	1/3	6%
	1/4	3%
	1/5	2%

12/75

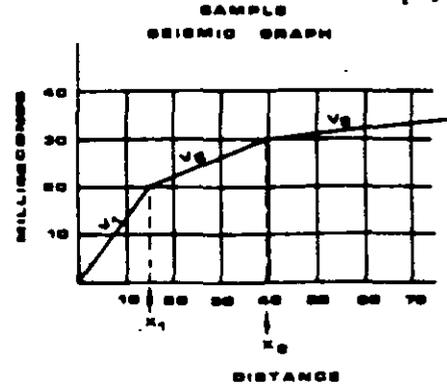
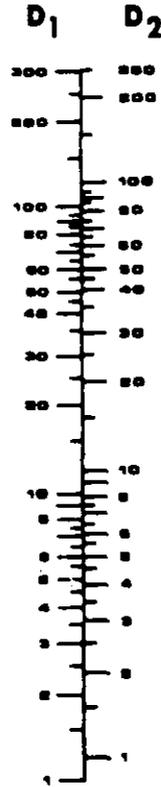
NOMOGRAPH for Depth to first 2 Interfaces

for any system of units (Feet, Meters, etc.) as used in Seismic Graph.



$$D_1 = \frac{X_{c1}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

$$D_2 = .8D_1 + \frac{X_{c2}}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}}$$



INSTRUCTIONS

FIRST LAYER DEPTH DETERMINATION

1. Obtain  $X_{c1}$  in feet from the Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
2. Divide  $V_2$  by  $V_1$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
3. Lay straightedge from  $X$  value to  $V$  value.
4. Read  $D_1$ . This equals depth of first layer.

SECOND LAYER DEPTH DETERMINATION

5. If second layer is present, read across from  $D_1$  to get the  $D_2$  equivalent.
6. Obtain  $X_{c2}$  from Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
7. Divide  $V_3$  by  $V_2$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
8. Lay straightedge from  $X_c$  to  $V$ .
9. Read  $D_1$ . Add to  $D_2$  equivalent from Step 5. This equals depth of second layer.



SUBJECT: SHALLOW SEISMIC REFLECTION METHODS

IDENTIFICATION OF A REFLECTION

The key to using a modern engineering seismograph for reflection work lies in the identification of reflected signals on a seismic section. To aid in the identification of reflections the interpreter reviews a 12 channel record to determine if any signals after the first breaks show waveform similarity from one trace to another. Both surface waves and refraction signals will exhibit linear arrival patterns when their arrival times are plotted on a time-distance graph. Reflection will not present a linear arrival pattern on a time-distance graph (fig. 1). Their arrival pattern will be a curve as predicted by the equation for arrival times as in fig. 2. The curved arrival pattern is an exhibition of normal moveout (NMO).

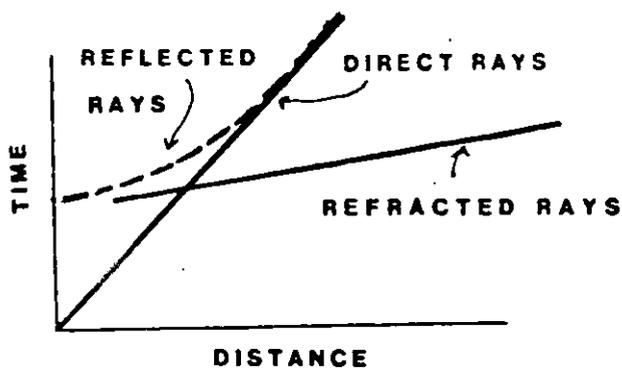
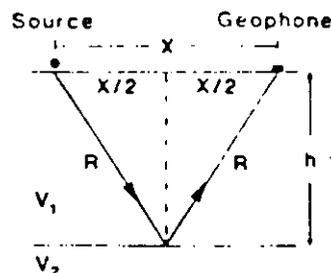


fig. 1



$$R = \sqrt{(X/2)^2 + h^2}$$

$$D = 2R = 2\sqrt{(X^2/4) + h^2} = \sqrt{X^2 + 4h^2}$$

where D = Path Length

$$t_r = D/V_1 = (1/V_1)\sqrt{X^2 + 4h^2} \quad \text{(Equation 1)}$$

where  $t_r$  = reflection time at X

fig. 2

NMO is defined as the difference in the arrival time between a wave which travels a vertical ray path (X=0) and a wave which travels a diagonal path (X>0) to a reflecting horizon. The NMO is predictable by applying the equation for arrival time given in Equation 1, inserting appropriate values for X, V and h and taking the differences in the calculated arrival times.

Two clues are available, therefore, to aid the interpreter in identifying reflections amid the jumble of waveforms which occur after the first breaks. These clues are:

1. Waveform similarity.
2. Exhibition of normal moveout as shown in fig. 4.



## INTERPRETATION

First, each event identified as a reflection must be timed (fig. 5 & 6). In interpreting refraction data, the first break is usually easily identified and timed. In timing reflection events, however, the onset of the wave (analogous to the first break), is usually not discernible. Therefore, the interpreter selects a reference point perhaps the peaks or the troughs. This interpreter should be consistent in always picking the event in the same manner.

In the second step of the interpretation, the arrival time is squared, the offset distance is squared, and a point is plotted on the X-squared T-squared coordinate system (fig. 3). A best-fit straight line is drawn or calculated with a least squares fit routine through the respective data points for each event, and the velocities are determined by taking the square root of the inverse of the slope of each line. The velocities determined in this way are known as the root mean squared (RMS) velocities, this concept was developed by Dix (1955). The RMS velocity takes into account the fact that more than one medium has been traversed by the seismic ray.

The Dix equation allows the velocities of intervals between reflecting horizons to be determined. From the interval velocity information and the travel times between reflecting horizons, the thickness of each interval can be determined.

In the Dix equation:  $V_n^2 = (V_L^2 t_L - V_u^2 t_u) / (t_L - t_u)$

The interval velocity ( $V_n$ ) is expressed in terms of the RMS velocity to the upper reflecting surface ( $V_u$ ), the RMS velocity to the lower reflecting surface ( $V_L$ ) and the  $X=0$  travel times to the upper and lower surfaces,  $T_u$  and  $T_L$ , respectively. The above analysis was applied to the data in fig. 4, 5 and 6 and is presented at the end of this description.

### $X^2 - T^2$ Analysis

$$t_1 = (1/V_1) \sqrt{X^2 + 4h^2} \quad \text{Equation 1 from (Fig 1)}$$

$$t_1^2 = (X^2/V_1^2) + (4h^2/V_1^2)$$

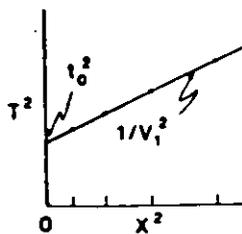


fig. 3

$$V_1 = \sqrt{1/(\text{Slope of line})}$$

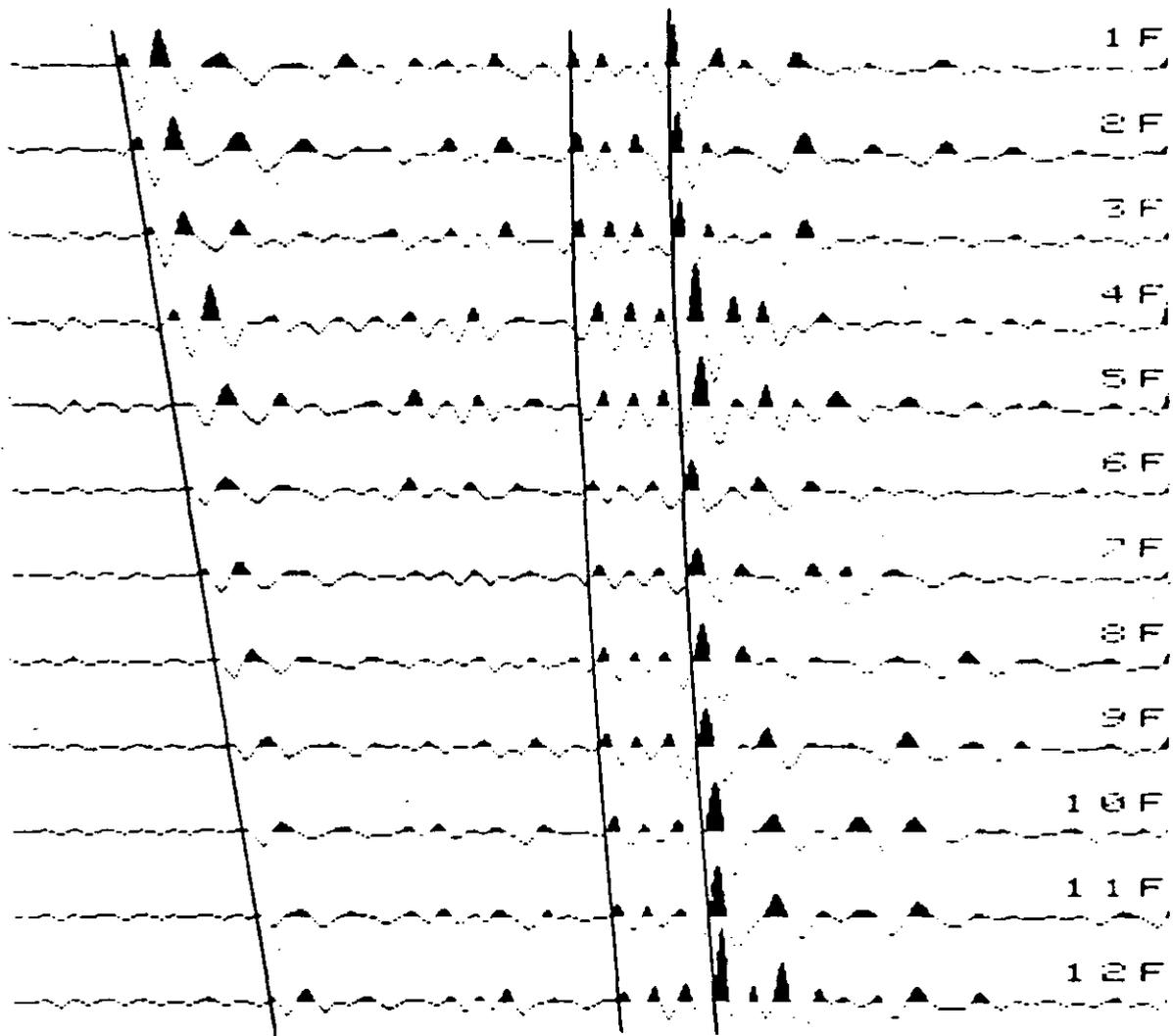
where  $V_1$  = velocity of medium

$$h = \sqrt{(t_0^2 V_1^2)/4} = (t_0 V_1)/2 \quad \text{(Equation 2)}$$

where  $h$  = depth to reflector at  $X = 0$

DIRECT WAVE

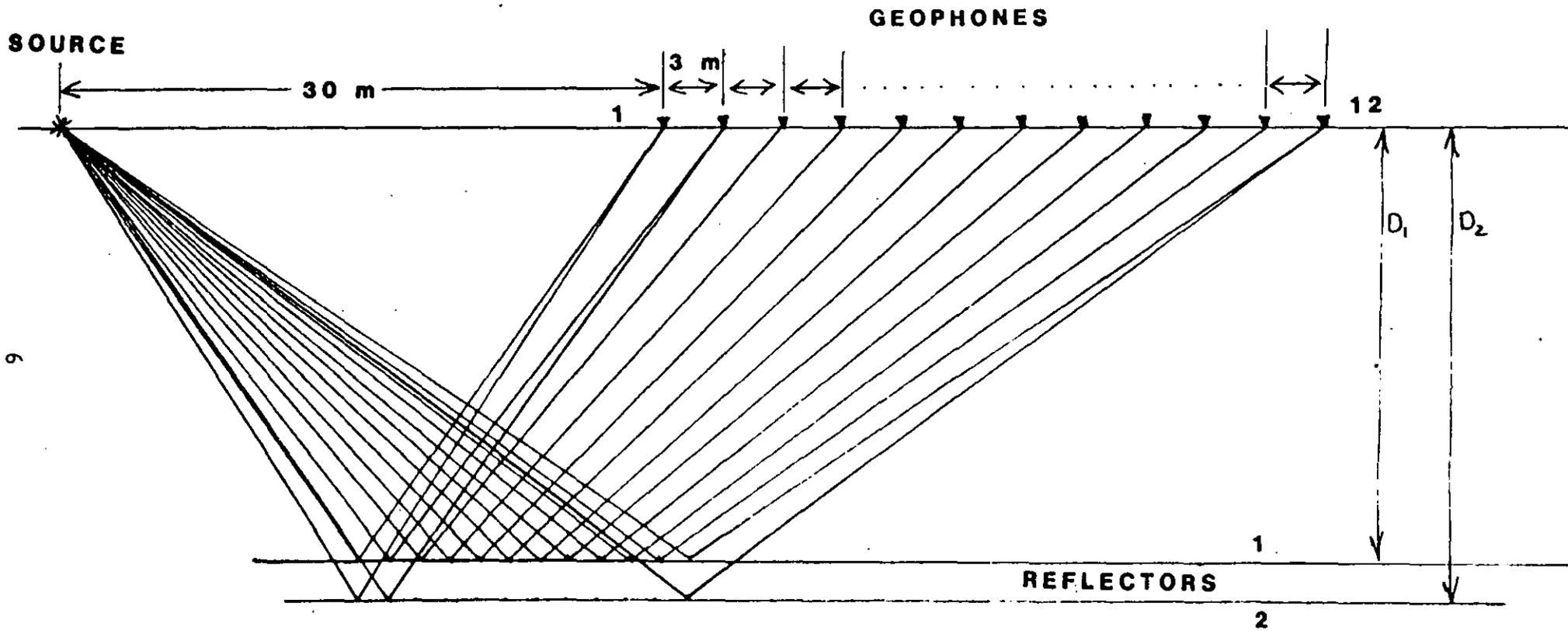
REFLECTIONS



CHANNEL	P	GAIN	AUTO-ARMED
*****	++	000000000000	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	444444444444	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	000000000000	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	444444444444	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	000000000000	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	444444444444	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	000000000000	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	444444444444	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	000000000000	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	444444444444	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	000000000000	100000000000
mmmmmmmmmmmm	+++	444444444444	100000000000

fig. 4





**FIELD LAYOUT FOR EXAMPLE**

x	x <sup>2</sup>	t	t <sup>2</sup>
30	900	.1184	.01402
33	1089	.1192	.01421
36	1296	.1196	.01430
39	1521	.122	.01488
42	1764	.1228	.01508
45	2025	.1208	.01459
48	2304	.122	.01488
51	2601	.1228	.01508
54	2916	.1236	.01528
57	3249	.1248	.01557
60	3600	.1252	.01567
63	3969	.126	.01588

$$t_i = .01354 \text{ sec}$$

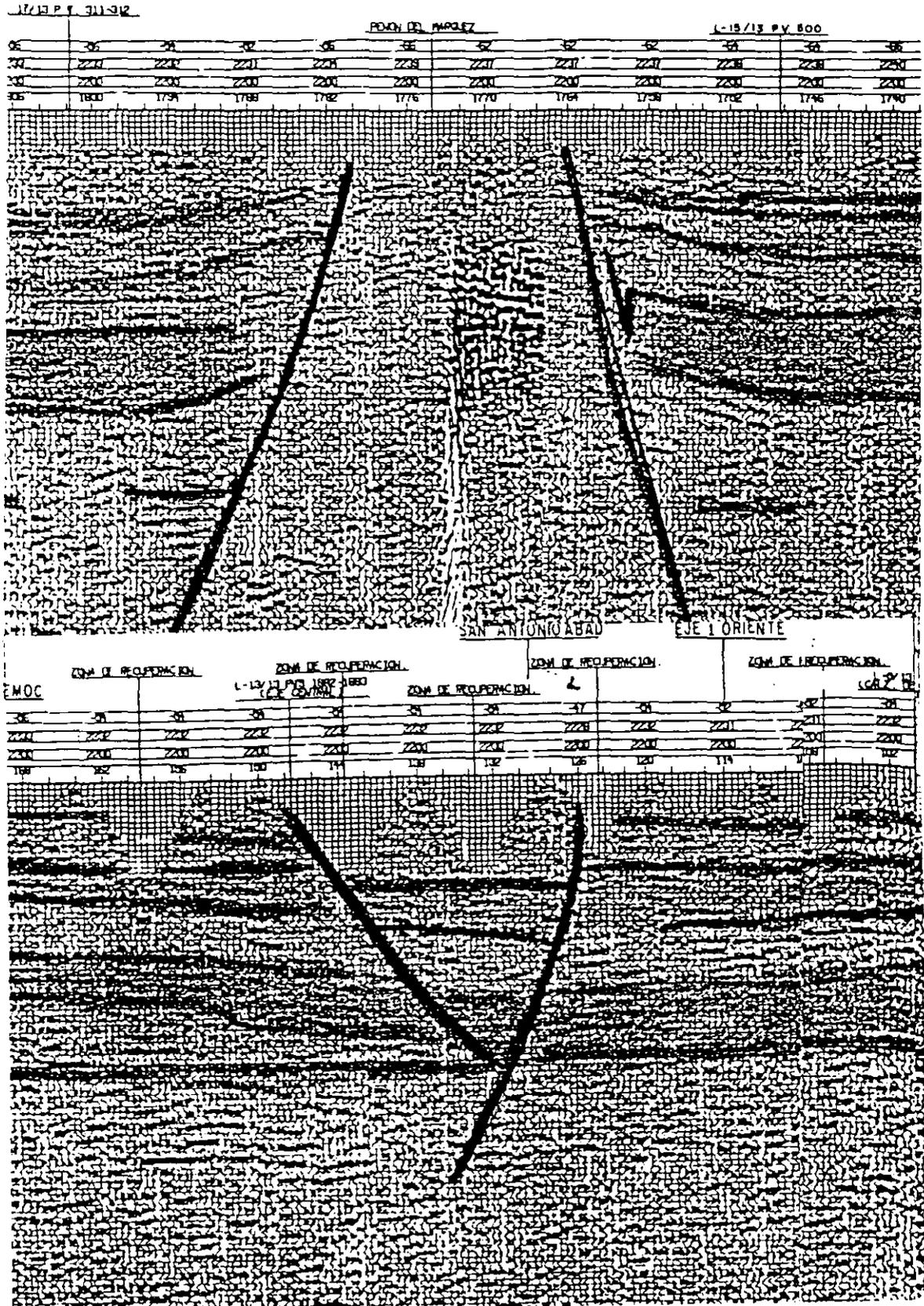
$$t_i = .11636 \text{ sec.}$$

$$t_i/2 = .05818 \text{ sec}$$

$$VRMS = 1307 \text{ meters/sec}$$

$$\text{Depth} = 1307 \times .05818 = 76 \text{ meters}$$

Figura 8.3 Sísmica de reflexión en el Valle de México.





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

**CURSOS ABIERTOS**

**VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS**

**MODULO I:  
GEOHIDROLOGIA**

**PROGRAMA PARA INTERPRETACION DE PRUEBAS  
DE BOMBEO**

**ING. DAVID CONZALEZ POSADAS**

VI 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 ? (VI 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)

DRAWDOWN DATA

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

DRAWDOWN  
FT

0  
1  
2  
3  
4  
5  
1

10

100

1000

10000

(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

①

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

- FUNCTIONS :
- U=Define Units
  - D=Data Input, Edit etc.
  - A=Test Analysis
  - X=Exit



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

Data Base = prueba      Number of Tests = 1

No	TEST IDENTIFICATION
1	prueba1

③

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

- FUNCTIONS :
- N=New Test
  - E=Edit
  - D=Delete
  - P=Print Data
  - A=wr ASCII fi.
  - S=Screen Dsply
  - G=Print Graph
  - B=Plot Graph
  - Esc=Exit to Main Menu

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

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

**FUNCTIONS**  
  
*K = Input from key board*  
  
 Esc=Exit to Data Input/Edit Menu

Edit General Data

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

**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

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  
 1 | prueba1

Number of Tests = 1

FUNCTIONS :  
 A=Select Data  
 J=Jacob Method  
 R=Recovery  
 T=Theis Method  
 H=Hantush Infr.  
 L=Hantush Leaky  
 D=Dug Well  
 S=Screen Graph  
 G=Print Graph.  
 P=Print Results  
 B=Plt/Prt Graph  
 Esc=Exit M/Men

7

9

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

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

Dat No | THEIS METHOD | 1

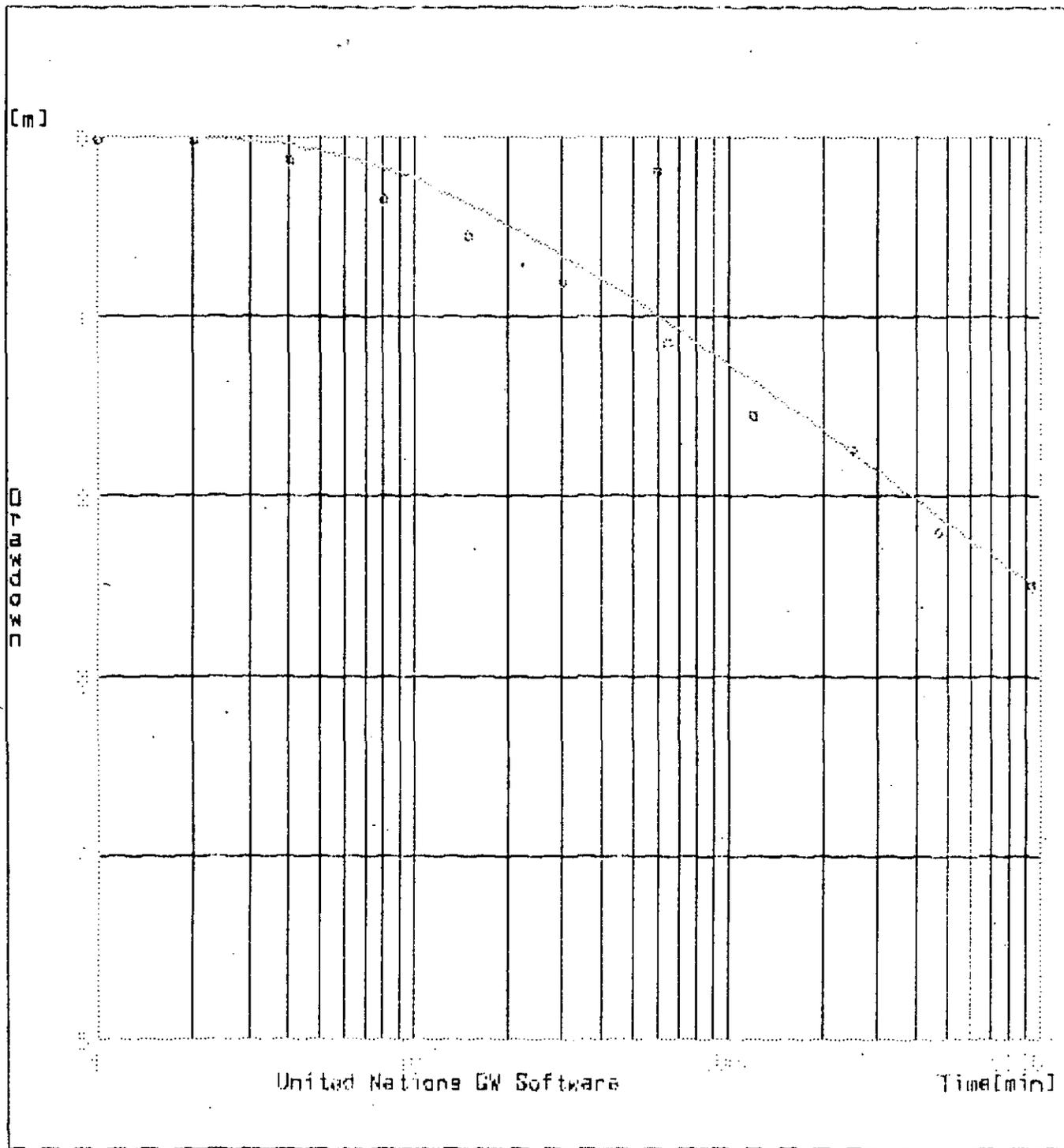
Test Identification  
 prueba1

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:**

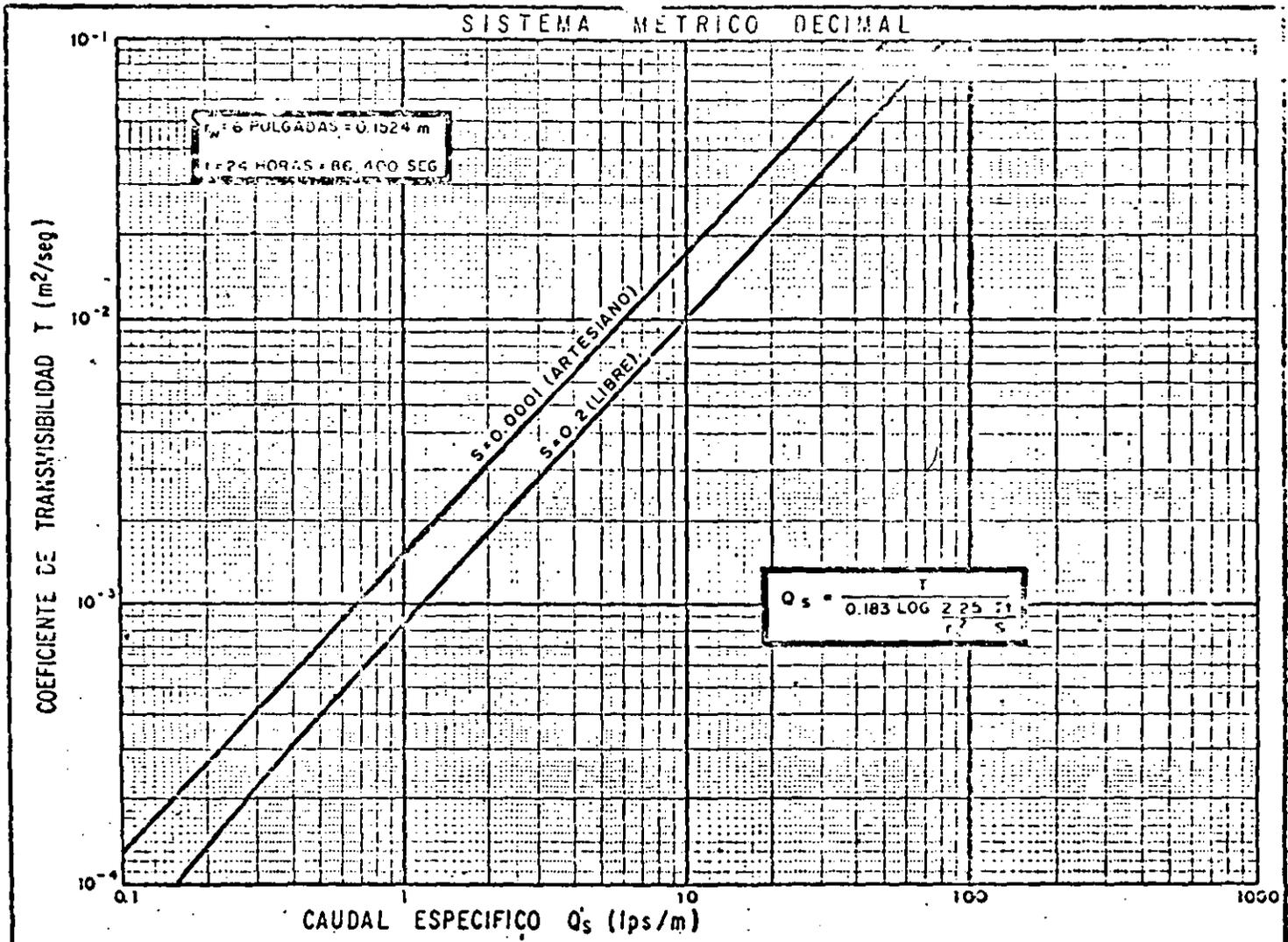
- Z=Zoom  
(Move cursor to the Left-Lower corner, press left button, Move cursor to the Up-Right corner, press left button)
- F=Full drawing
- Esc=Exit graph.

10

TARLA 5.3

Table B.1 Values of the Functions of  $e^x$ ,  $K(x)$ ,  $-E(-x)$ , and  $E(-x)e^{-x^2}$

$x$	$e^x$	$K(x)$	$-E(-x)$	$E(-x)e^{-x^2}$	$x$	$e^x$	$K(x)$	$-E(-x)$	$E(-x)e^{-x^2}$
0.00	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.00	1.0000	0.0000	0.0000	0.0000
0.01	1.0100	0.0001	0.0001	0.0000	0.01	1.0100	0.0001	0.0001	0.0000
0.02	1.0201	0.0004	0.0004	0.0000	0.02	1.0201	0.0004	0.0004	0.0000
0.03	1.0304	0.0009	0.0009	0.0000	0.03	1.0304	0.0009	0.0009	0.0000
0.04	1.0408	0.0016	0.0016	0.0000	0.04	1.0408	0.0016	0.0016	0.0000
0.05	1.0514	0.0025	0.0025	0.0000	0.05	1.0514	0.0025	0.0025	0.0000
0.06	1.0622	0.0036	0.0036	0.0000	0.06	1.0622	0.0036	0.0036	0.0000
0.07	1.0732	0.0049	0.0049	0.0000	0.07	1.0732	0.0049	0.0049	0.0000
0.08	1.0844	0.0064	0.0064	0.0000	0.08	1.0844	0.0064	0.0064	0.0000
0.09	1.0958	0.0081	0.0081	0.0000	0.09	1.0958	0.0081	0.0081	0.0000
0.10	1.1075	0.0099	0.0099	0.0000	0.10	1.1075	0.0099	0.0099	0.0000
0.11	1.1195	0.0119	0.0119	0.0000	0.11	1.1195	0.0119	0.0119	0.0000
0.12	1.1318	0.0140	0.0140	0.0000	0.12	1.1318	0.0140	0.0140	0.0000
0.13	1.1444	0.0163	0.0163	0.0000	0.13	1.1444	0.0163	0.0163	0.0000
0.14	1.1573	0.0187	0.0187	0.0000	0.14	1.1573	0.0187	0.0187	0.0000
0.15	1.1705	0.0213	0.0213	0.0000	0.15	1.1705	0.0213	0.0213	0.0000
0.16	1.1840	0.0240	0.0240	0.0000	0.16	1.1840	0.0240	0.0240	0.0000
0.17	1.1978	0.0269	0.0269	0.0000	0.17	1.1978	0.0269	0.0269	0.0000
0.18	1.2119	0.0300	0.0300	0.0000	0.18	1.2119	0.0300	0.0300	0.0000
0.19	1.2263	0.0332	0.0332	0.0000	0.19	1.2263	0.0332	0.0332	0.0000
0.20	1.2410	0.0366	0.0366	0.0000	0.20	1.2410	0.0366	0.0366	0.0000
0.21	1.2560	0.0401	0.0401	0.0000	0.21	1.2560	0.0401	0.0401	0.0000
0.22	1.2713	0.0438	0.0438	0.0000	0.22	1.2713	0.0438	0.0438	0.0000
0.23	1.2869	0.0476	0.0476	0.0000	0.23	1.2869	0.0476	0.0476	0.0000
0.24	1.3028	0.0516	0.0516	0.0000	0.24	1.3028	0.0516	0.0516	0.0000
0.25	1.3190	0.0557	0.0557	0.0000	0.25	1.3190	0.0557	0.0557	0.0000
0.26	1.3354	0.0600	0.0600	0.0000	0.26	1.3354	0.0600	0.0600	0.0000
0.27	1.3521	0.0644	0.0644	0.0000	0.27	1.3521	0.0644	0.0644	0.0000
0.28	1.3691	0.0690	0.0690	0.0000	0.28	1.3691	0.0690	0.0690	0.0000
0.29	1.3864	0.0737	0.0737	0.0000	0.29	1.3864	0.0737	0.0737	0.0000
0.30	1.4040	0.0786	0.0786	0.0000	0.30	1.4040	0.0786	0.0786	0.0000
0.31	1.4219	0.0836	0.0836	0.0000	0.31	1.4219	0.0836	0.0836	0.0000
0.32	1.4401	0.0888	0.0888	0.0000	0.32	1.4401	0.0888	0.0888	0.0000
0.33	1.4585	0.0941	0.0941	0.0000	0.33	1.4585	0.0941	0.0941	0.0000
0.34	1.4772	0.0996	0.0996	0.0000	0.34	1.4772	0.0996	0.0996	0.0000
0.35	1.4962	0.1052	0.1052	0.0000	0.35	1.4962	0.1052	0.1052	0.0000
0.36	1.5154	0.1110	0.1110	0.0000	0.36	1.5154	0.1110	0.1110	0.0000
0.37	1.5349	0.1169	0.1169	0.0000	0.37	1.5349	0.1169	0.1169	0.0000
0.38	1.5546	0.1230	0.1230	0.0000	0.38	1.5546	0.1230	0.1230	0.0000
0.39	1.5746	0.1292	0.1292	0.0000	0.39	1.5746	0.1292	0.1292	0.0000
0.40	1.5948	0.1356	0.1356	0.0000	0.40	1.5948	0.1356	0.1356	0.0000
0.41	1.6153	0.1421	0.1421	0.0000	0.41	1.6153	0.1421	0.1421	0.0000
0.42	1.6360	0.1488	0.1488	0.0000	0.42	1.6360	0.1488	0.1488	0.0000
0.43	1.6570	0.1556	0.1556	0.0000	0.43	1.6570	0.1556	0.1556	0.0000
0.44	1.6782	0.1626	0.1626	0.0000	0.44	1.6782	0.1626	0.1626	0.0000
0.45	1.6997	0.1697	0.1697	0.0000	0.45	1.6997	0.1697	0.1697	0.0000
0.46	1.7214	0.1770	0.1770	0.0000	0.46	1.7214	0.1770	0.1770	0.0000
0.47	1.7434	0.1844	0.1844	0.0000	0.47	1.7434	0.1844	0.1844	0.0000
0.48	1.7656	0.1920	0.1920	0.0000	0.48	1.7656	0.1920	0.1920	0.0000
0.49	1.7881	0.1998	0.1998	0.0000	0.49	1.7881	0.1998	0.1998	0.0000
0.50	1.8108	0.2078	0.2078	0.0000	0.50	1.8108	0.2078	0.2078	0.0000
0.51	1.8338	0.2160	0.2160	0.0000	0.51	1.8338	0.2160	0.2160	0.0000
0.52	1.8570	0.2244	0.2244	0.0000	0.52	1.8570	0.2244	0.2244	0.0000
0.53	1.8804	0.2330	0.2330	0.0000	0.53	1.8804	0.2330	0.2330	0.0000
0.54	1.9041	0.2418	0.2418	0.0000	0.54	1.9041	0.2418	0.2418	0.0000
0.55	1.9280	0.2508	0.2508	0.0000	0.55	1.9280	0.2508	0.2508	0.0000
0.56	1.9522	0.2600	0.2600	0.0000	0.56	1.9522	0.2600	0.2600	0.0000
0.57	1.9766	0.2694	0.2694	0.0000	0.57	1.9766	0.2694	0.2694	0.0000
0.58	2.0013	0.2790	0.2790	0.0000	0.58	2.0013	0.2790	0.2790	0.0000
0.59	2.0262	0.2888	0.2888	0.0000	0.59	2.0262	0.2888	0.2888	0.0000
0.60	2.0514	0.2988	0.2988	0.0000	0.60	2.0514	0.2988	0.2988	0.0000
0.61	2.0768	0.3090	0.3090	0.0000	0.61	2.0768	0.3090	0.3090	0.0000
0.62	2.1025	0.3194	0.3194	0.0000	0.62	2.1025	0.3194	0.3194	0.0000
0.63	2.1284	0.3300	0.3300	0.0000	0.63	2.1284	0.3300	0.3300	0.0000
0.64	2.1546	0.3408	0.3408	0.0000	0.64	2.1546	0.3408	0.3408	0.0000
0.65	2.1810	0.3518	0.3518	0.0000	0.65	2.1810	0.3518	0.3518	0.0000
0.66	2.2077	0.3630	0.3630	0.0000	0.66	2.2077	0.3630	0.3630	0.0000
0.67	2.2347	0.3744	0.3744	0.0000	0.67	2.2347	0.3744	0.3744	0.0000
0.68	2.2619	0.3860	0.3860	0.0000	0.68	2.2619	0.3860	0.3860	0.0000
0.69	2.2894	0.3978	0.3978	0.0000	0.69	2.2894	0.3978	0.3978	0.0000
0.70	2.3171	0.4098	0.4098	0.0000	0.70	2.3171	0.4098	0.4098	0.0000
0.71	2.3451	0.4220	0.4220	0.0000	0.71	2.3451	0.4220	0.4220	0.0000
0.72	2.3733	0.4344	0.4344	0.0000	0.72	2.3733	0.4344	0.4344	0.0000
0.73	2.4017	0.4470	0.4470	0.0000	0.73	2.4017	0.4470	0.4470	0.0000
0.74	2.4303	0.4598	0.4598	0.0000	0.74	2.4303	0.4598	0.4598	0.0000
0.75	2.4591	0.4728	0.4728	0.0000	0.75	2.4591	0.4728	0.4728	0.0000
0.76	2.4881	0.4860	0.4860	0.0000	0.76	2.4881	0.4860	0.4860	0.0000
0.77	2.5173	0.4994	0.4994	0.0000	0.77	2.5173	0.4994	0.4994	0.0000
0.78	2.5467	0.5130	0.5130	0.0000	0.78	2.5467	0.5130	0.5130	0.0000
0.79	2.5763	0.5268	0.5268	0.0000	0.79	2.5763	0.5268	0.5268	0.0000
0.80	2.6061	0.5408	0.5408	0.0000	0.80	2.6061	0.5408	0.5408	0.0000
0.81	2.6361	0.5550	0.5550	0.0000	0.81	2.6361	0.5550	0.5550	0.0000
0.82	2.6663	0.5694	0.5694	0.0000	0.82	2.6663	0.5694	0.5694	0.0000
0.83	2.6967	0.5840	0.5840	0.0000	0.83	2.6967	0.5840	0.5840	0.0000
0.84	2.7273	0.5988	0.5988	0.0000	0.84	2.7273	0.5988	0.5988	0.0000
0.85	2.7581	0.6138	0.6138	0.0000	0.85	2.7581	0.6138	0.6138	0.0000
0.86	2.7891	0.6290	0.6290	0.0000	0.86	2.7891	0.6290	0.6290	0.0000
0.87	2.8203	0.6444	0.6444	0.0000	0.87	2.8203	0.6444	0.6444	0.0000
0.88	2.8517	0.6600	0.6600	0.0000	0.88	2.8517	0.6600	0.6600	0.0000
0.89	2.8833	0.6758	0.6758	0.0000	0.89	2.8833	0.6758	0.6758	0.0000
0.90	2.9151	0.6918	0.6918	0.0000	0.90	2.9151	0.6918	0.6918	0.0000
0.91	2.9471	0.7080	0.7080	0.0000	0.91	2.9471	0.7080	0.7080	0.0000
0.92	2.9793	0.7244	0.7244	0.0000	0.92	2.9793	0.7244	0.7244	0.0000
0.93	3.0117	0.7410	0.7410	0.0000	0.93	3.0117	0.7410	0.7410	0.0000
0.94	3.0443	0.7578	0.7578	0.0000	0.94	3.0443	0.7578	0.7578	0.0000
0.95	3.0771	0.7748	0.7748	0.0000	0.95	3.0771	0.7748	0.7748	0.0000
0.96	3.1101	0.7920	0.7920	0.0000	0.96	3.1101	0.7920	0.7920	0.0000
0.97	3.1433	0.8094	0.8094	0.0000	0.97	3.1433			



RELACION CAUDAL ESPECIFICO - TRANSMISIBILIDAD

FIG. - 25

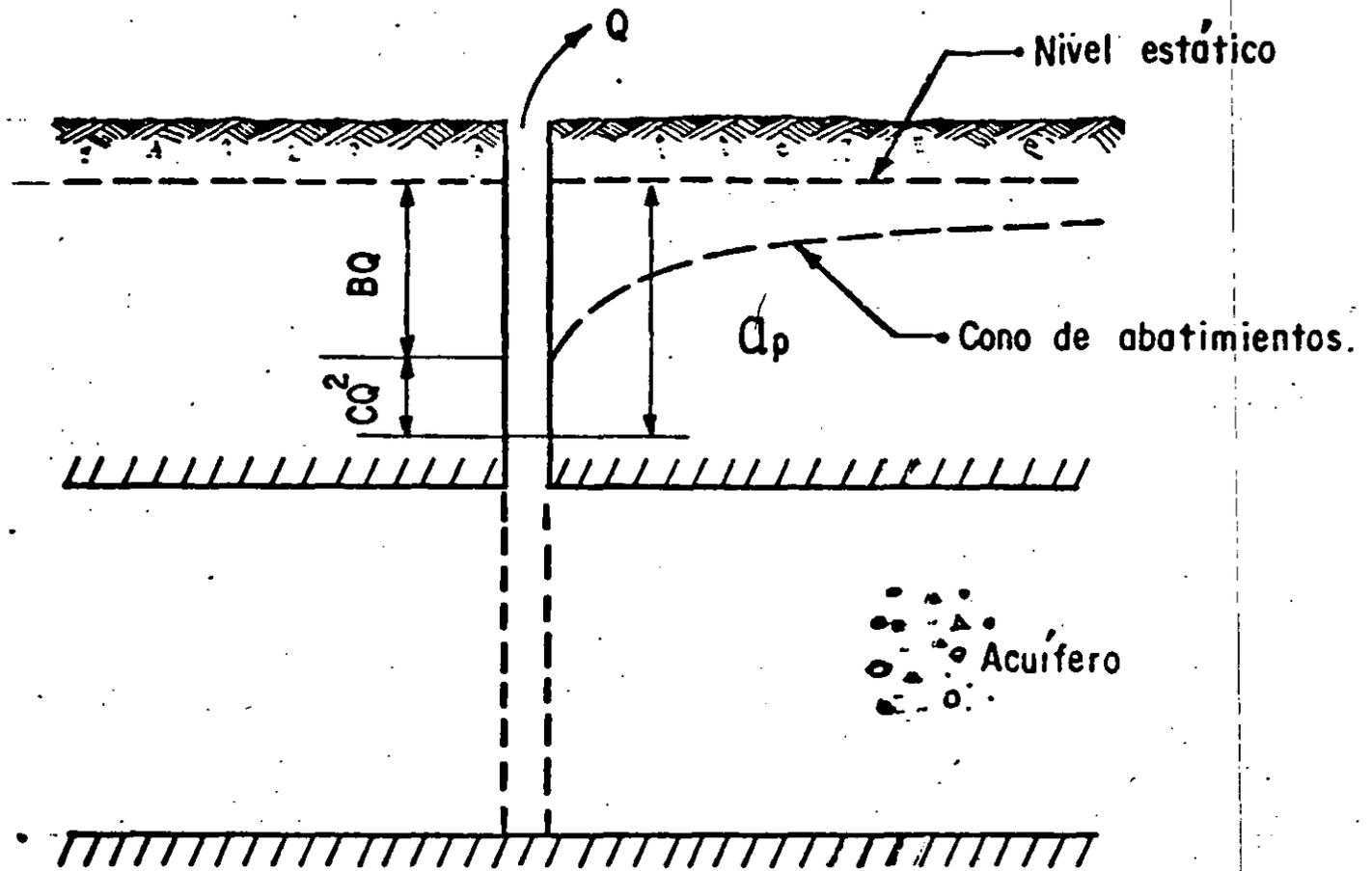


FIGURA No. 23

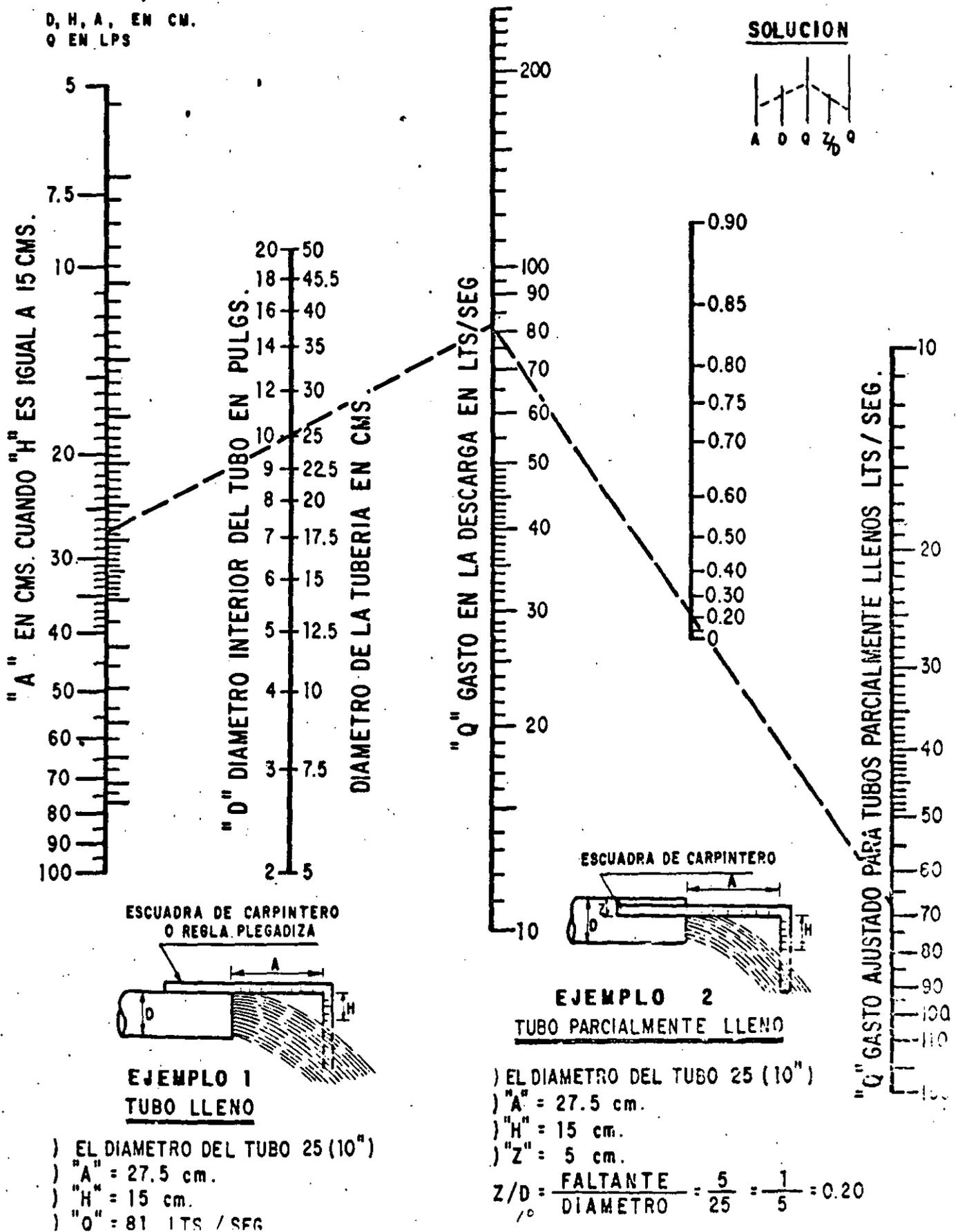
# NOMOGRAMA PARA CALCULAR EL GASTO A TRAVES DE UN TUBO

FORMULA RESUELTA

$$Q = 0.0174 \frac{A D^2}{\sqrt{H}}$$

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

12



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

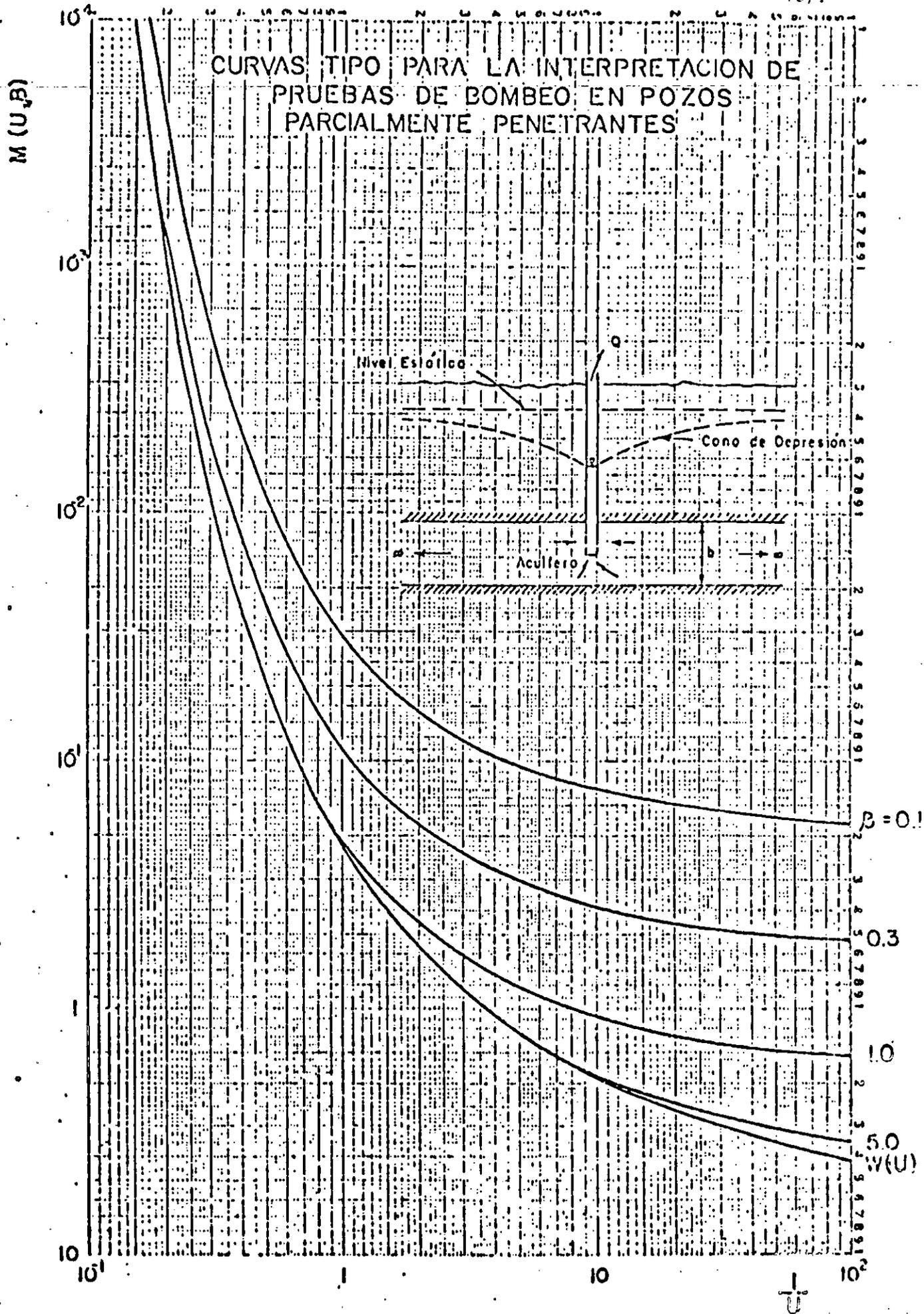
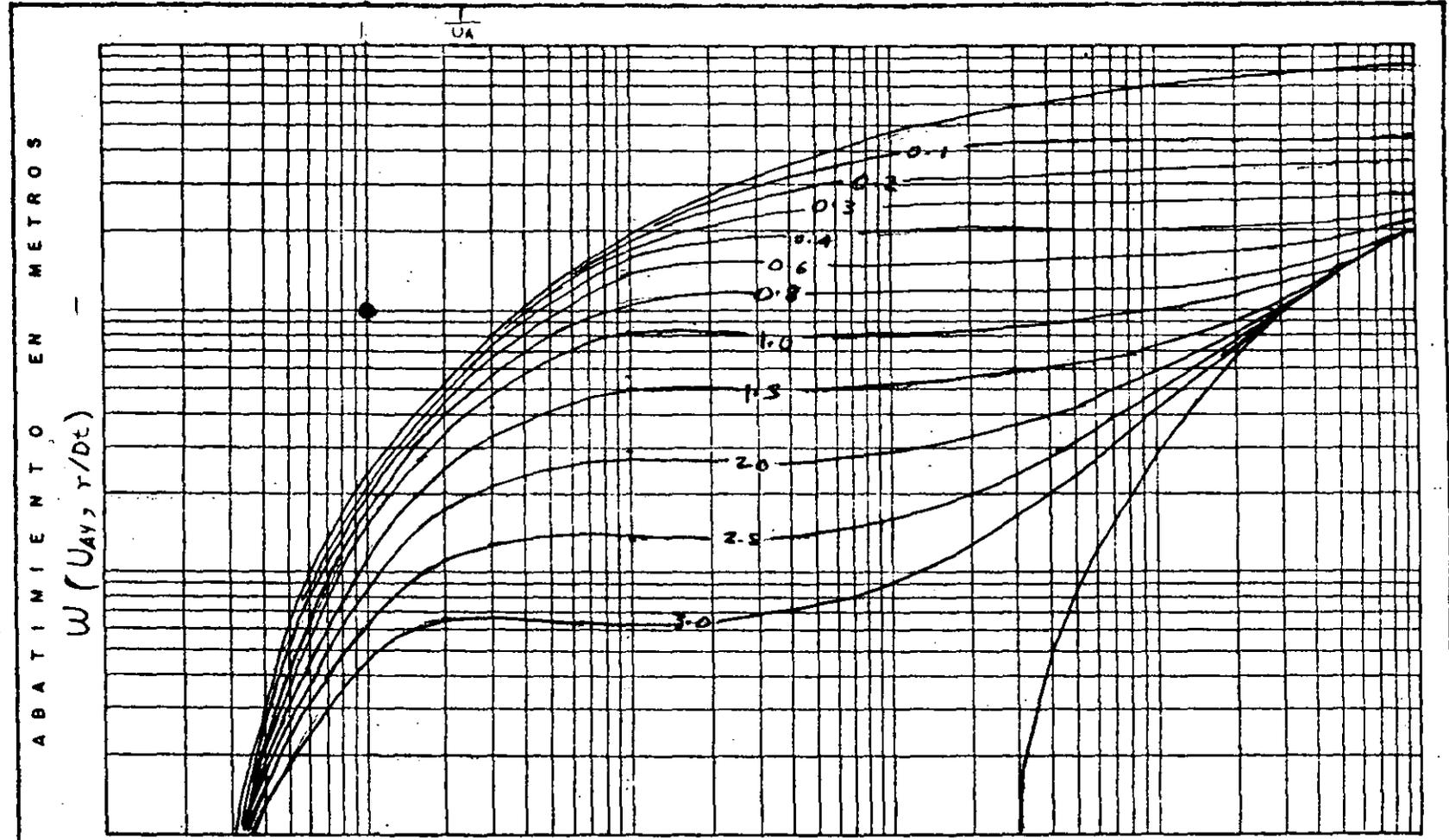


FIG. 5.28

CURVA TIPO PARA INTERPRETACION EN ACUIFERO LIBRE



TIEMPO EN MINUTOS

$$T = \frac{r^2}{49T \alpha} W(UAY, r/Dc)$$

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

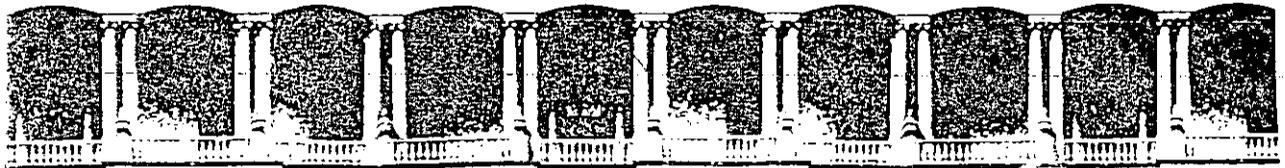
FECHA:

FIGURA:



LESER Y ASOCIADOS, S.A.

REPRESENTACION  
LOGARITMICA DE  
PRUEBAS DE  
BOMBEO  
ETAPA DE



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

**CURSOS ABIERTOS**

**VI CURSO INTERNACIONAL DE CONTAMINACION DE ACUIFEROS  
MODULO I: GEOHIDROLOGIA**

**GEOFISICA EN GEOHIDROLOGIA  
(NOTAS ACTUALIZADAS A 1994)**

**ING. ALFONSO ALVAREZ MANILLA**

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.

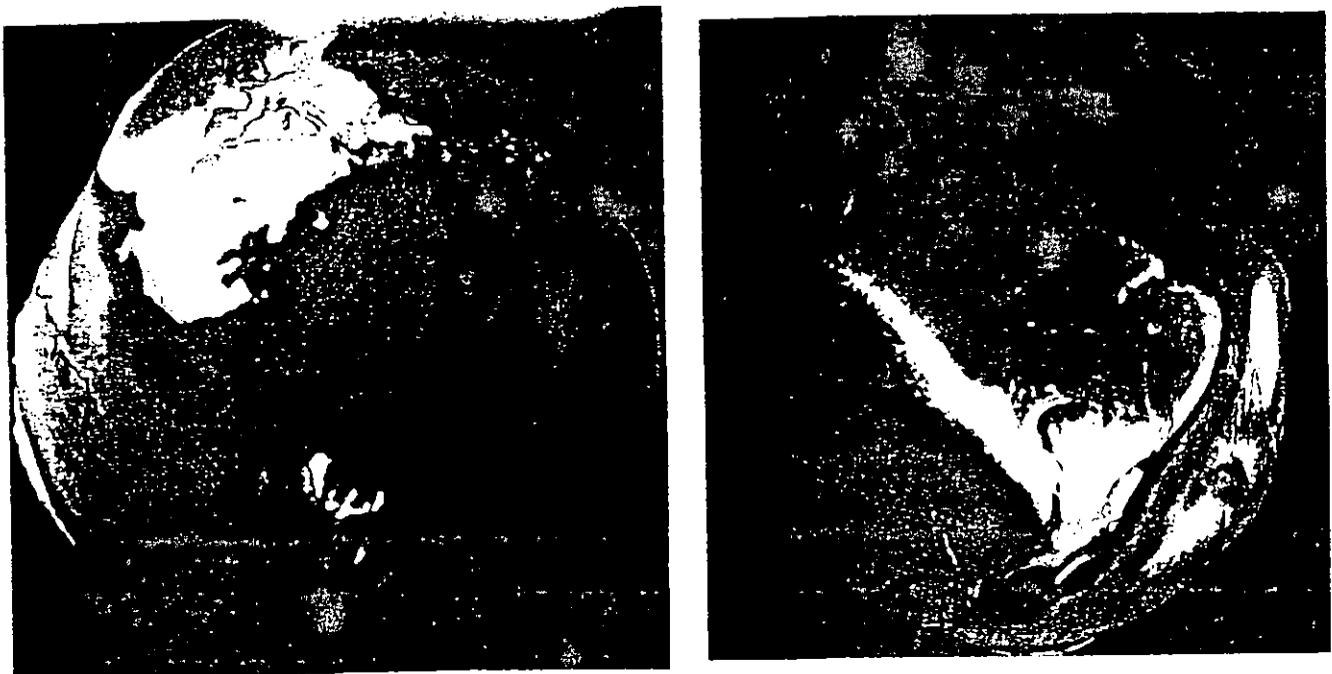


Figura 1.1. Hermosas vistas de la Tierra desde el satélite Topex-Poseidón.

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<sub>2</sub>O y gases tales como CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> y N<sub>2</sub>O.

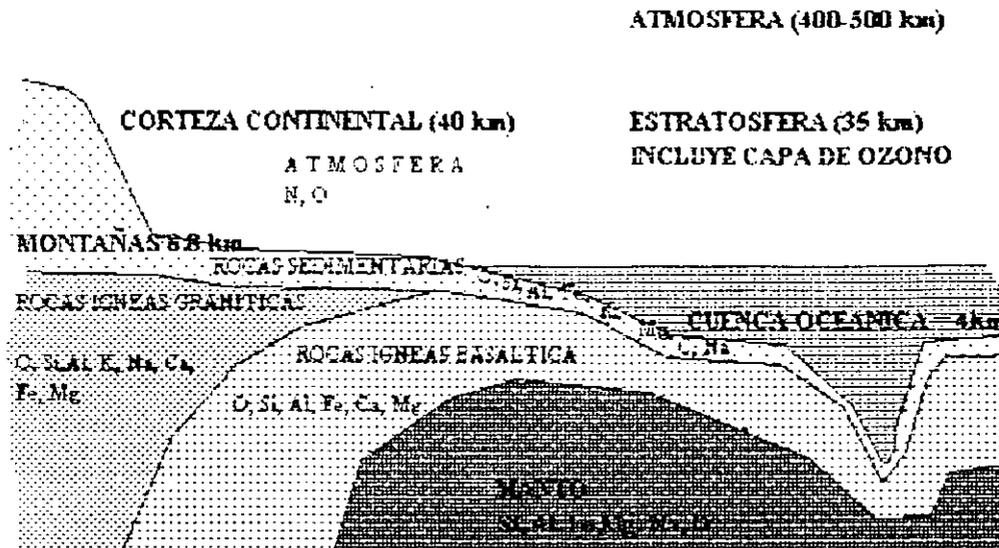


Figura 1.2. Distribución esquemática de la distribución de las rocas y su composición.

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<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S) durante tormentas eléctricas; aunque todavía existe la incertidumbre de cómo 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.



## 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 suman 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 ( $\mu$ )	VARIACION ESPACIAL DEL CAMPO MAGNETICO NATURAL ESTACIONARIO
GRAVIMETRICO	DENSIDAD, GRAVITRONES ( $\rho$ )	VARIACION ESPACIAL DE "g" EN EL CAMPO GRAVIMETRICO NATURAL
ELECTROMAGNETICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA PERMEABILIDAD MAGNETICA ( $k$ )	( $\sigma$ ) FASE DEL CAMPO ALTERNO ELECTRICO Y MAGNETICO.
ELECTRICO	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA	( $\sigma$ ) 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 DENSIDAD ( $\lambda$ ) ( $\rho$ )	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 físico-químicas 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 ( $e^-$ ).

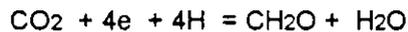
La Oxidación es la pérdida o donación de electrones en una sustancia; la Reducción es la ganancia o aceptación de electrones. Los procesos Redox siempre van apareados ya que no puede existir un donador de electrones sin que exista el aceptor.

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.

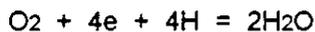
En la fotosíntesis el oxígeno es el donador y el Carbón el aceptor, donde se muta el estado de oxidación del  $C^{4+}$  a  $C^0$  del  $CO_2$  para formar un carbohidrato  $(CH_2O)_n$  de la siguiente forma:



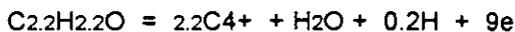
la oxidación de la reacción consiste en la pérdida de electrones por parte del  $O^{4-}$  en el agua para convertir el  $O^4$  en  $O^0$  de manera que:



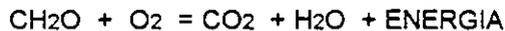
Los vegetales y organismos superiores son capaces de utilizar el oxígeno solo como aceptores, pero los microorganismos del subsuelo utilizan los estados oxidados de nitrógeno, azufre, hierro y manganeso de la manera siguiente:



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:

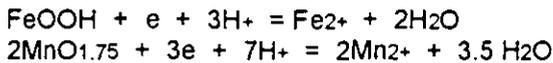


Otros donadores de electrones además del carbohidrato son los grupos amino ( $-NH$ ) y el sulfidril ( $-SH$ ) y los iones de amino de la materia orgánica.

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)	
F <sub>2</sub> + 2e = 2F <sup>-</sup>	2.87
Cl <sub>2</sub> + 2e = 2Cl <sup>-</sup>	1.36
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + 6H <sup>+</sup> + 5e = 1/2N <sub>2</sub> + 3H <sub>2</sub> O	1.26
O <sub>2</sub> + 4H <sup>+</sup> + 4e = 2H <sub>2</sub> O	1.23
NO <sub>3</sub> + 2H <sup>+</sup> + 2e = NO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> O	0.85
Fe + e = Fe	0.77
SO <sub>4</sub> = 10H <sup>+</sup> + 8e = H <sub>2</sub> S + 4H <sub>2</sub> O	0.31
CO <sub>2</sub> + 4H <sup>+</sup> + 4e = C + 2H <sub>2</sub> O	0.21
N <sub>2</sub> + 6H <sup>+</sup> + 6e = 2NH <sub>3</sub>	0.09
2H <sup>+</sup> + 2e = H <sub>2</sub>	0
Fe + 2e = Fe	-0.44
Zn + 2e = Zn	-0.76
Al + 3e = Al	-1.66
Mg + 2e = Mg	-2.37
Na + e = Na	-2.71
Ca + 2e = Ca	-2.87
K + e = 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:

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

donde  $\rho$  es la resistividad del medio,  $\epsilon$  es la constante dieléctrica,  $\eta$  es el potencial zeta de la doble capa electroquímica,  $\Delta P$  caída de presión a lo largo de camino del flujo y  $\mu$  es la viscosidad del fluido.

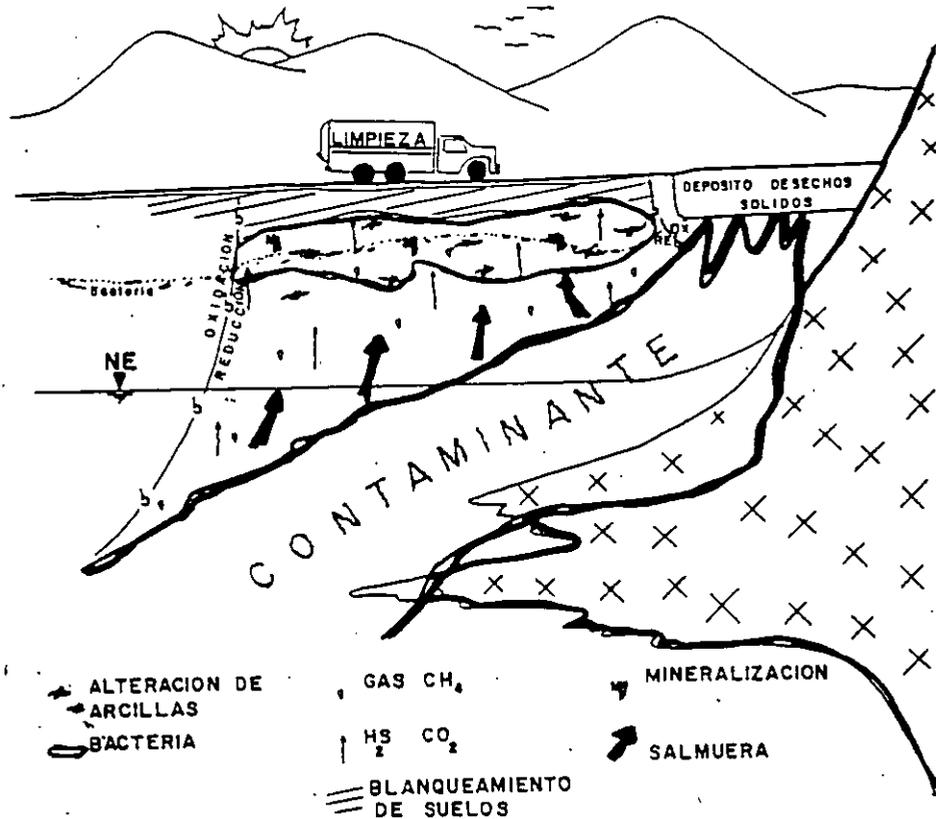


Figura 3.1 Mecanismo del potencial natural en zonas alteradas.

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.

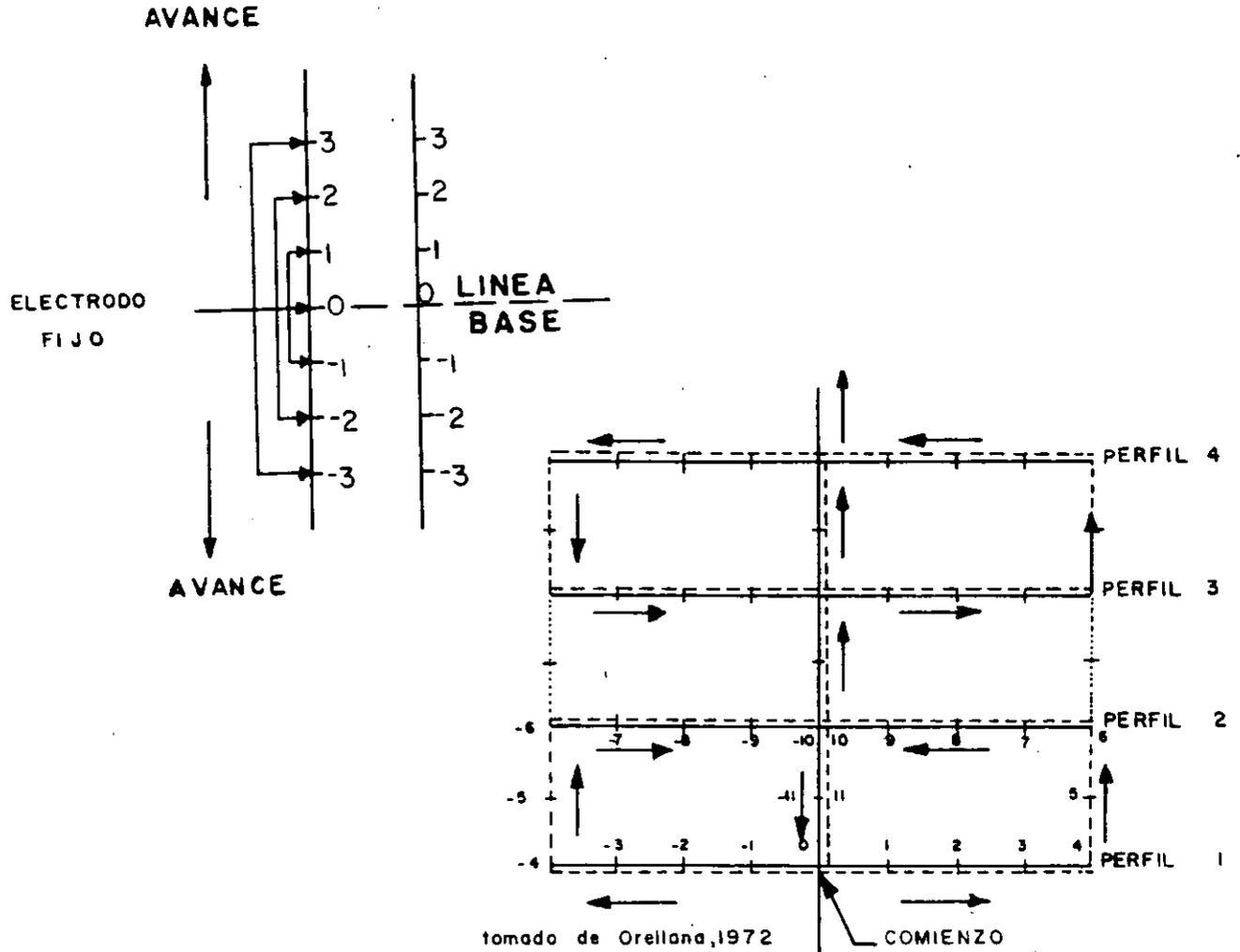
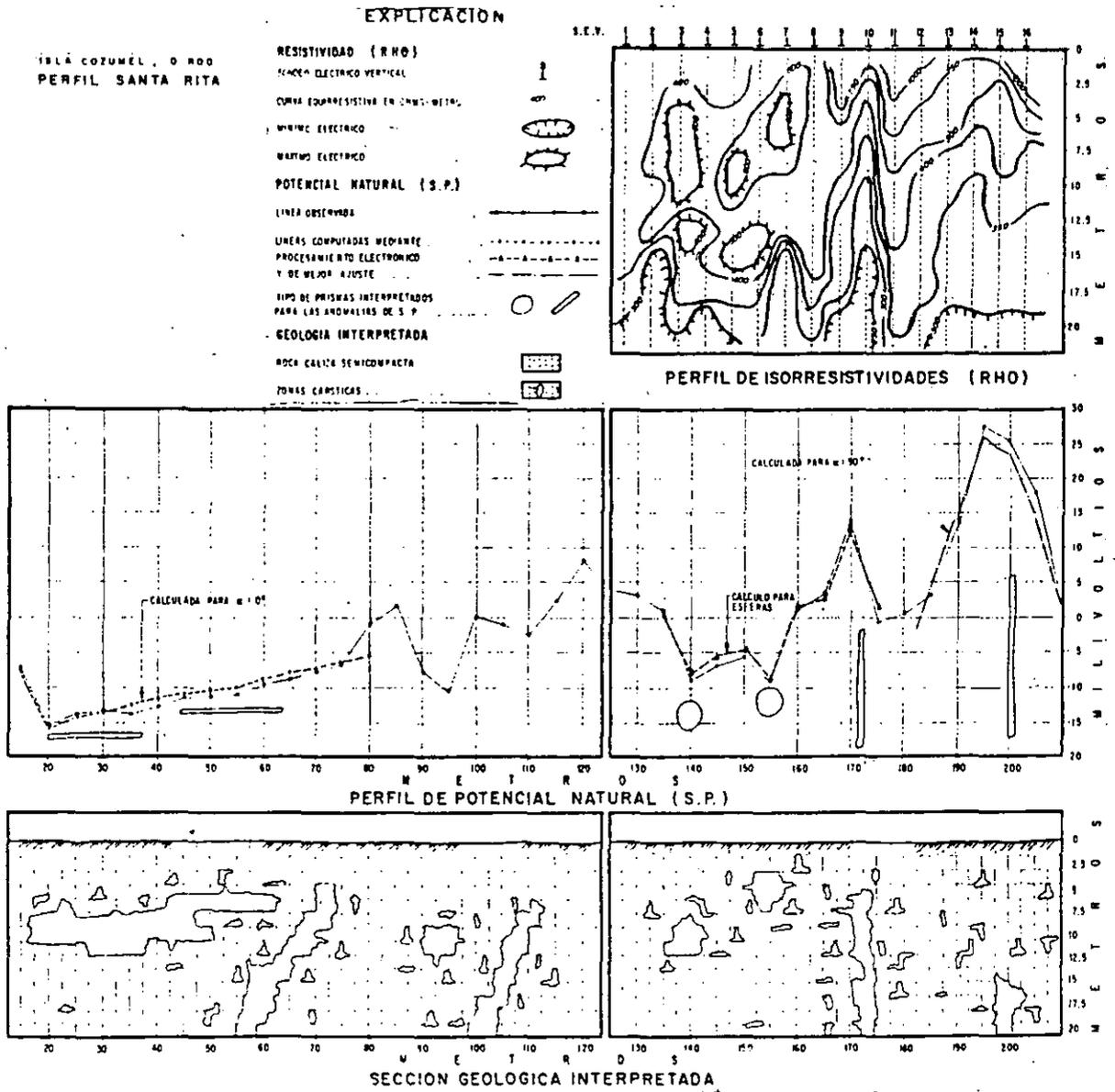


Figura 3.2 .a) Técnica de potenciales. b) Técnicas de gradientes.

### 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.



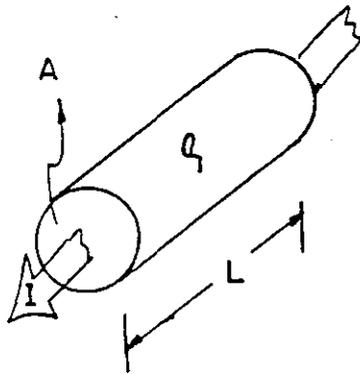
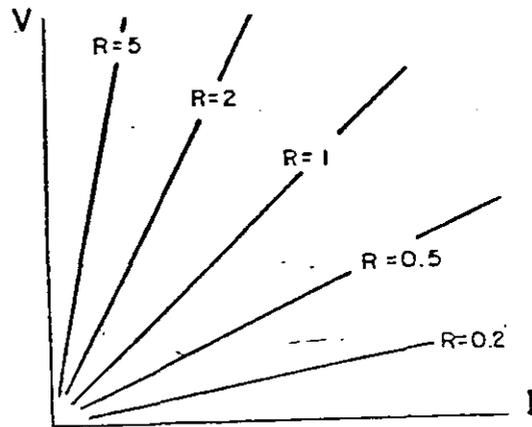
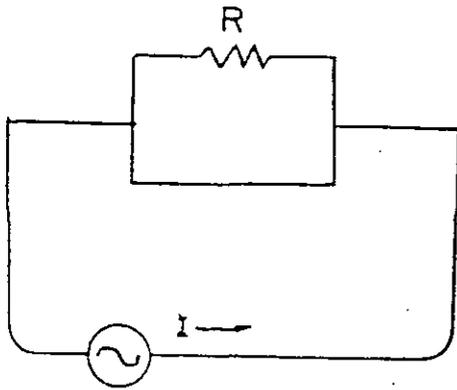
Figuras 3.3 y 3.4 Potencial Natural en Cozumel, QR. y en la zona carbonera de Piedras Negras, Coah.

### 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 mas 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  $\Delta V$ , 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  $\rho$  quedando finalmente expresada como:  $R=\rho L/A$ .

A  $\rho$  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
SUPERFICAL EN DISTRITOS DE ROCAS IGNEAS	30 - 500
SUPERFICAL 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  $\rho$ , según la figura 3.6 y recordando las ecuaciones de R y  $\rho$ , se tiene que el potencial V en un punto de observación M, queda expresado como:  $V(M) @ \rho I / (2\pi r)$ , si  $\rho I / 2\pi = 1$ ; entonces  $V(M) @ 1/r$

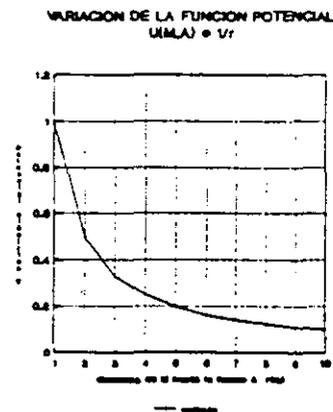
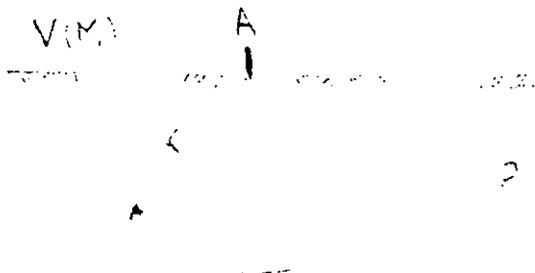


Figura 3.6a Semiespacio de resistividad  $\rho$ , distancia r entre la fuente y el punto de medición; b variación del potencial V(M) en función de r. Utilizando los límites en la expresión  $V(M) @ 1/r$  para evaluar el comportamiento del potencial se tiene:

$$\text{cuando } \begin{matrix} r \rightarrow 0 \\ r \rightarrow \infty \end{matrix} \quad \begin{matrix} V \rightarrow \infty \\ V \rightarrow 0 \end{matrix} \quad \text{y}$$

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.

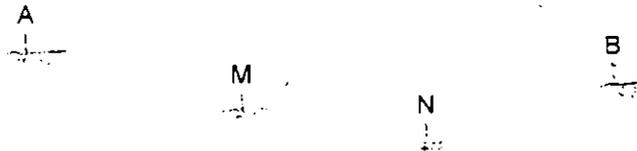


Figura 3.7 Cuadripolo característico para medida de resistividad de la tierra.

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

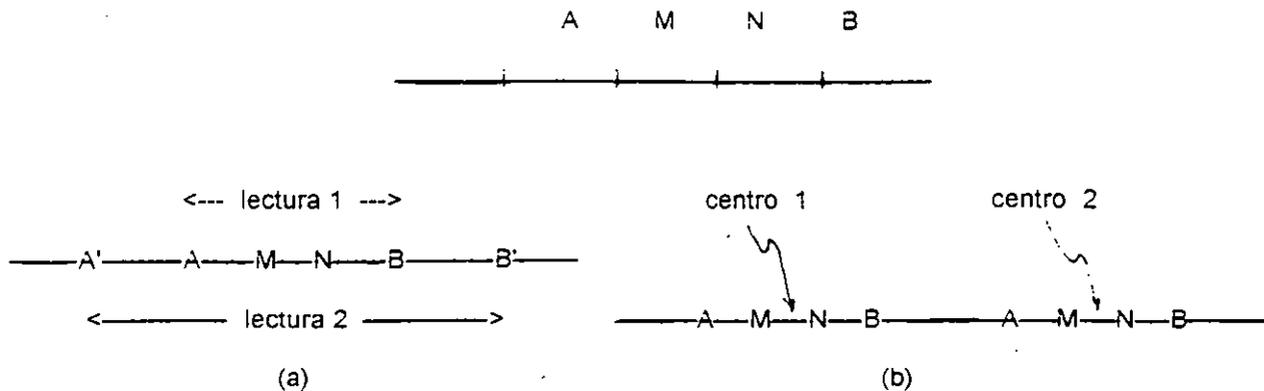


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico, b)calicata o perfilaje eléctrico.

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.

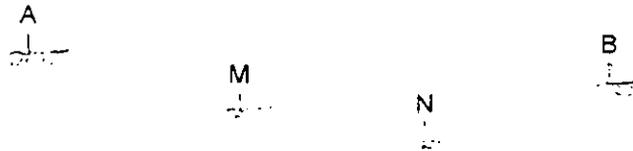


Figura 3.7 Cuadripolo característico para medida de resistividad de la tierra.

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

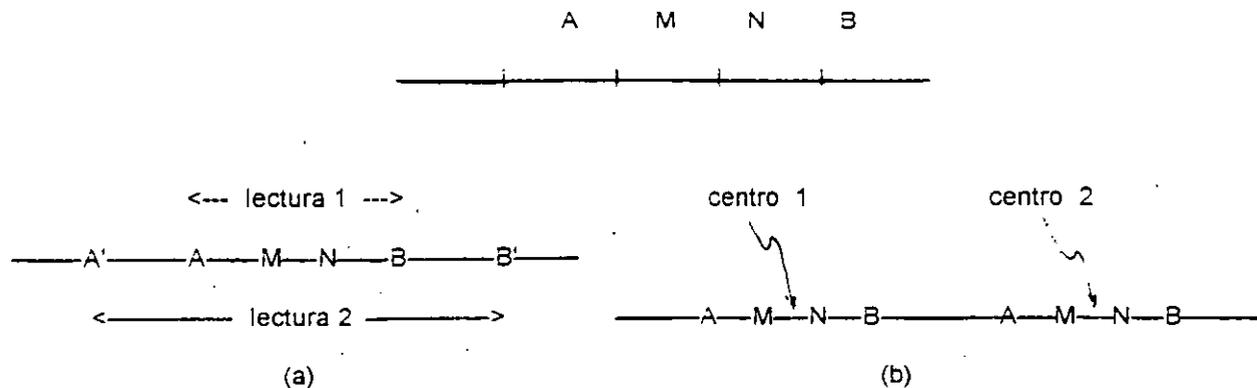


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico, b)calicata o perfilaje eléctrico.

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 electródico empleado.

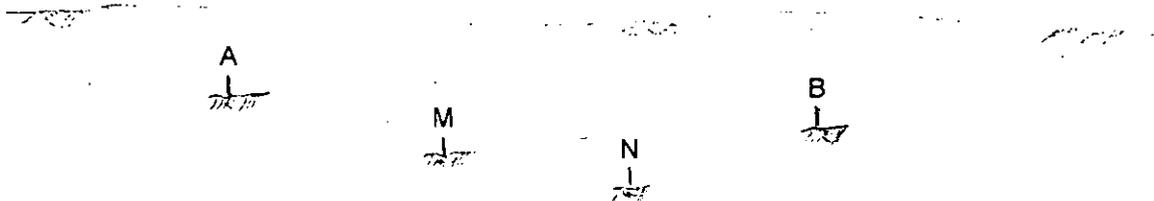


Figura 3.7 Cuadrípulo característico para medida de resistividad de la tierra.

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 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

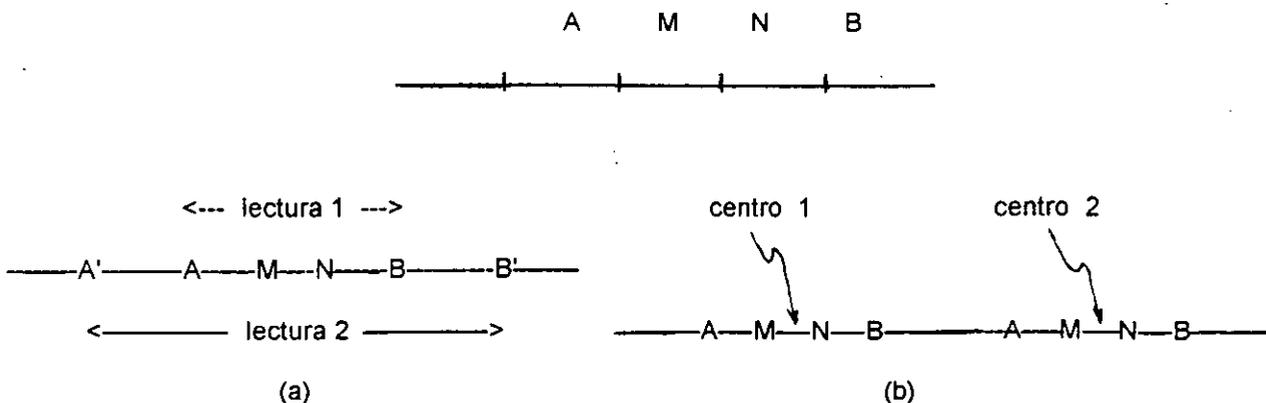


Figura 3.8a) Sondeo eléctrico, b)calicata o perfilaje eléctrico.

### 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:

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

$\rho_{sch}$  . resistividad aparente (ohms-metro)  
 $\Delta V$  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:

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

$\rho_w$  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:

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

$\rho_{dd}$  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).

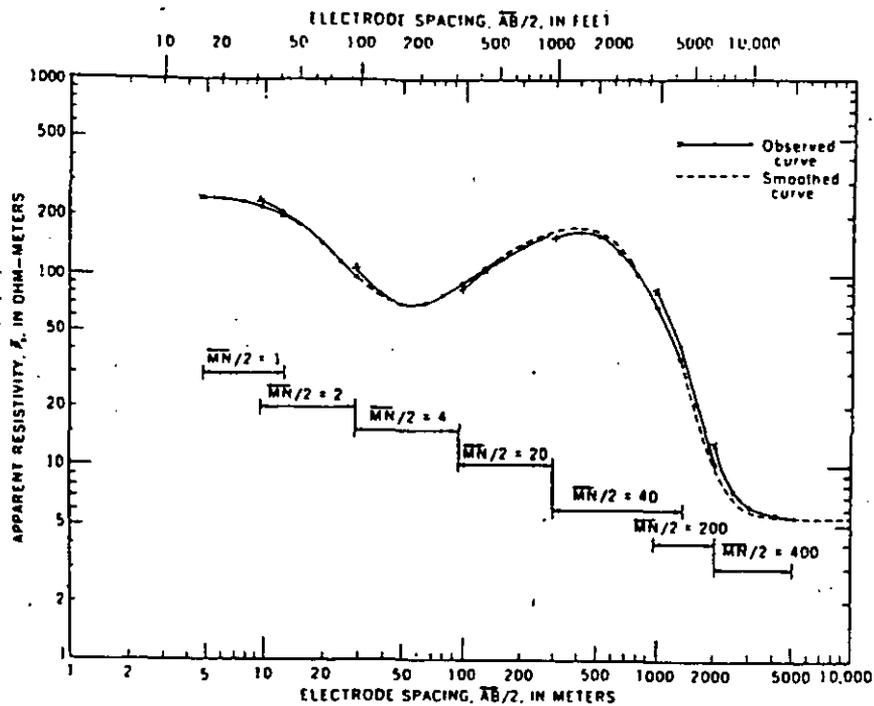


Figura 2.8 Curva de resistividad aparente y suavización después de H. M. Mooney (1960)

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 isorresistividades y perfiles de isorresistividad.

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.

DOS CAPAS

TRES CAPAS

CUATRO CAPAS

N CAPAS

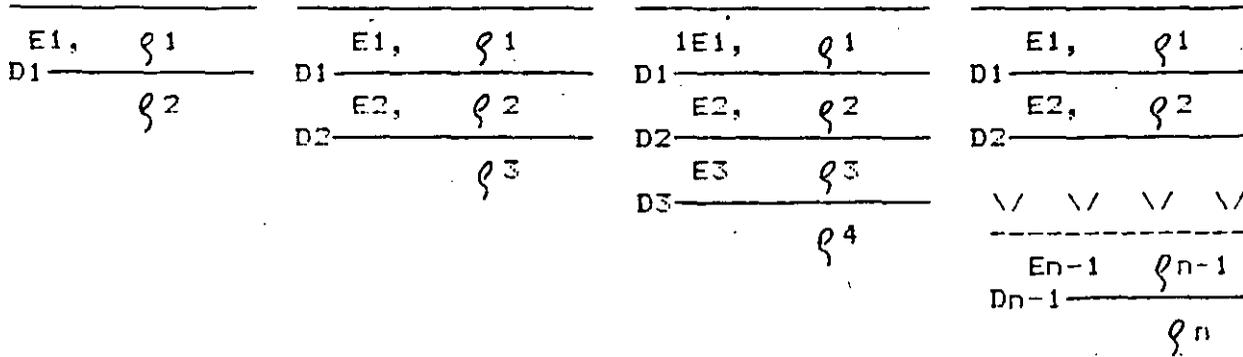


Figura 3.10 Diferentes tipos de cortes geoelectricos con dos, tres, cuatro y n capas.

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	$\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

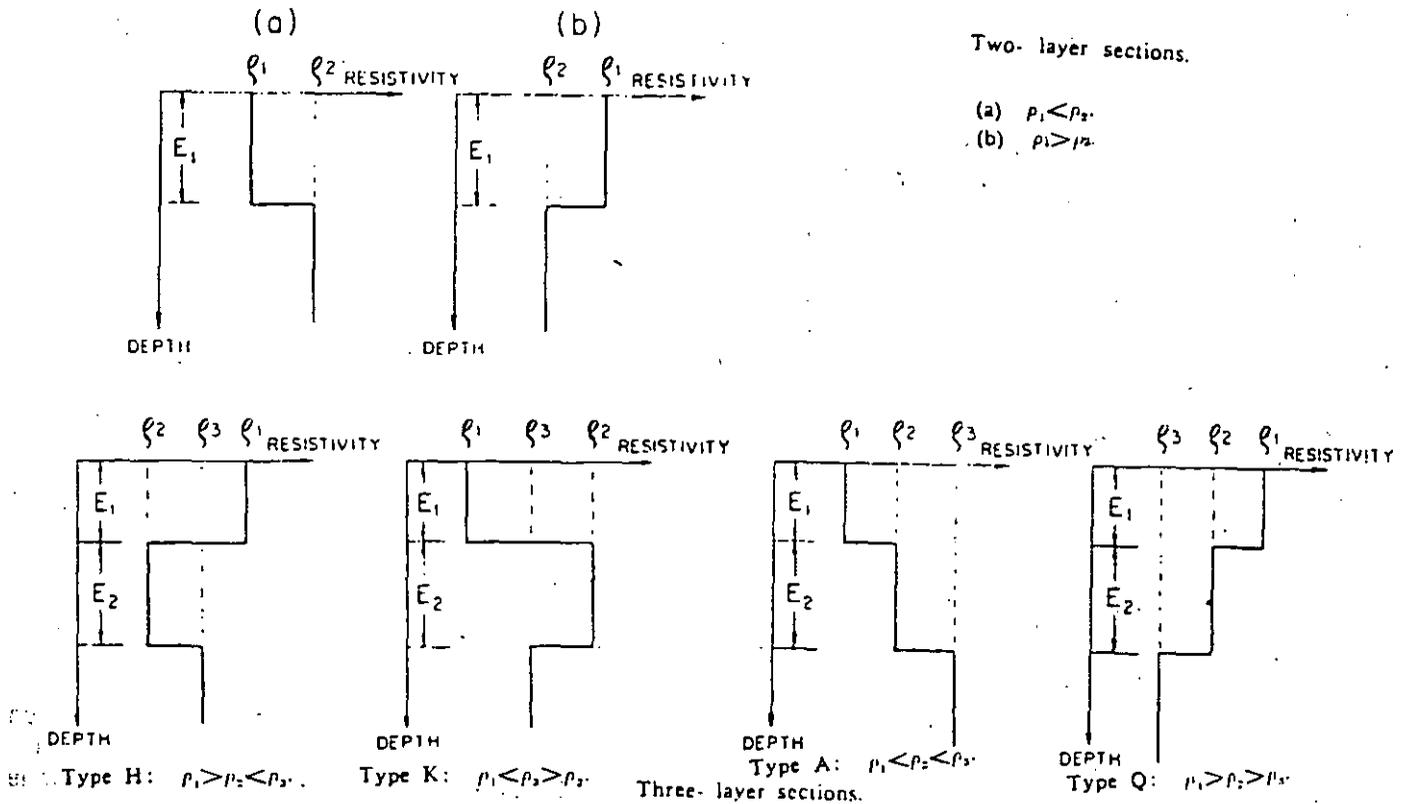


Figura 3.11 Cortes geoelectricos clasicos para dos y tres capas, despues de H. M Mooney (1980).

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:

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

$\Sigma$  sumatoria  
 b coeficiente del filtro de Gosh  
 j  
 T función Kernel discreta  
 m-j

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.

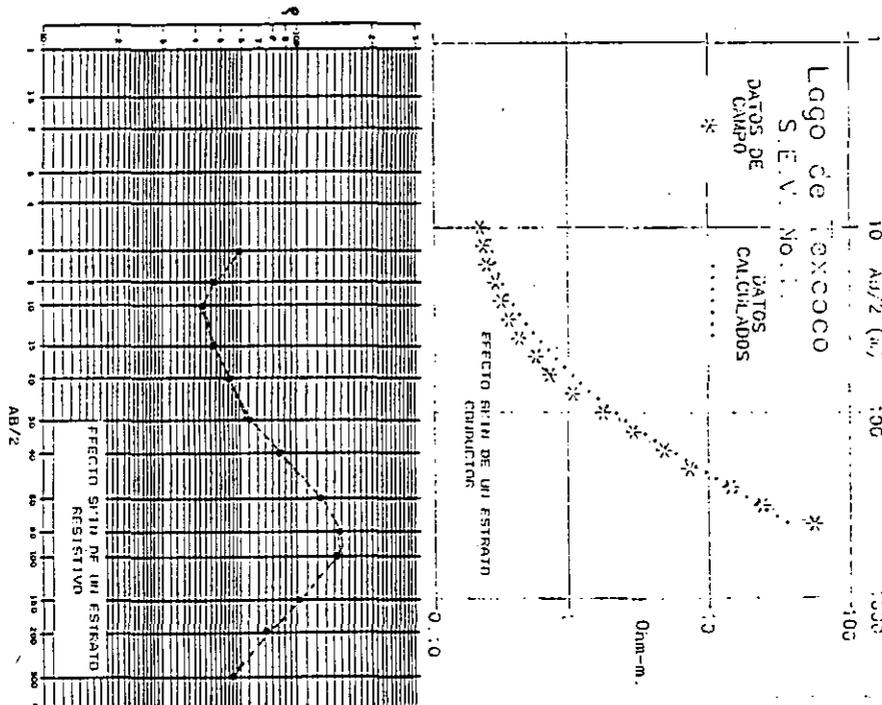


Figura 3.12 Influencia del efecto Skin para estratos conductor ( Exvaso de Texcoco) y resistivo (Oaxaca)

### 3.3.8 LA PROFUNDIDAD DE INVESTIGACION EN LA PROSPECCION ELÉCTRICA.

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 kilowatts. 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 kilowatts. 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 estratigrafia interpretada por el geólogo.

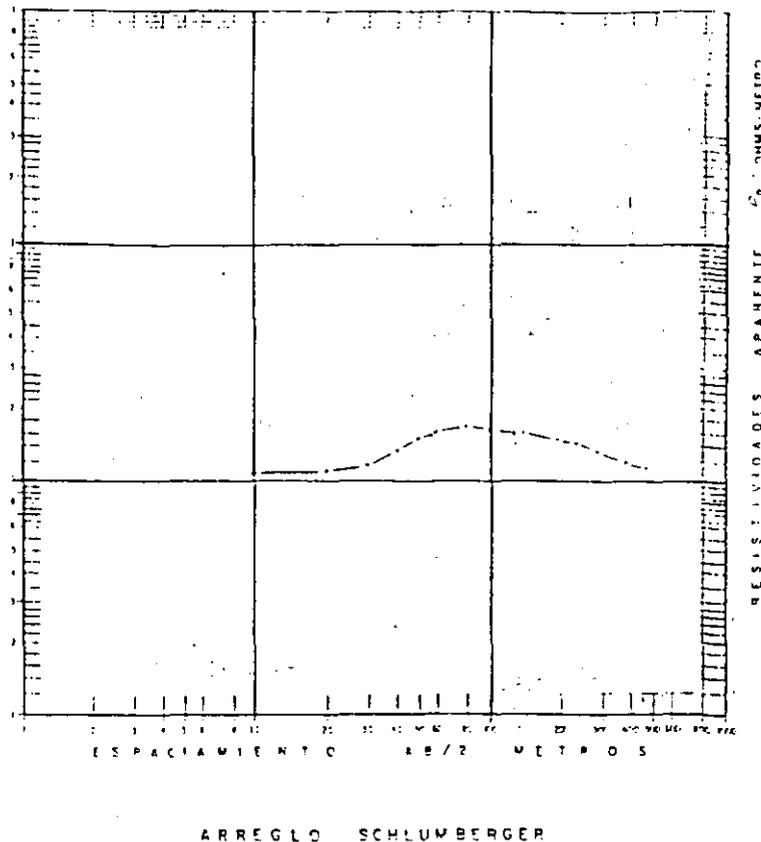
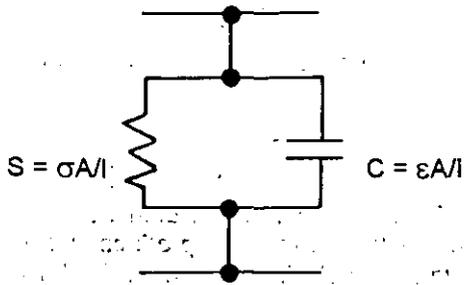


Figura 3.13 Curva de resistividad aparente con  $MN/2=15$  m e  $I=2$  ma.



$$Z = R + X$$

Z es la impedancia equivalente

R es  $1/S$

X es un número complejo  $V^{-1}$

X es  $1/\omega C$

$\omega$  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 actitud 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  $V_p$  ( $t=0-$ ),  $\tau$  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 mas comunes.

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

Tabla 5. Reología de la Dispersión Dieléctrica

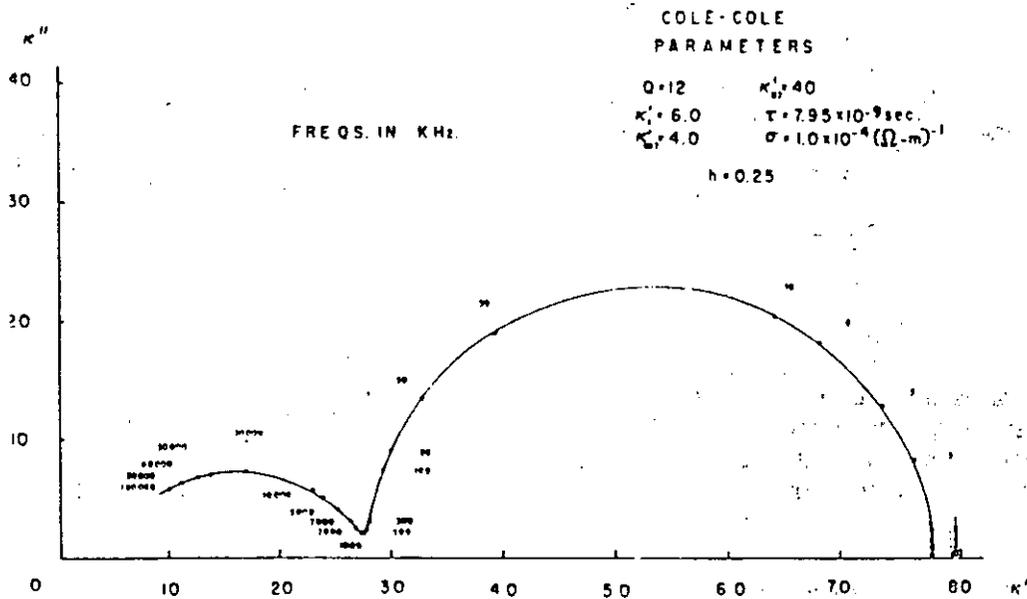


Figura 3.20 Gráfico de Cole-Cole para el modelo de dispersión dieléctrica.

### 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:

$$PEFa = 100(\rho_b - \rho_a) / \rho_a$$

en donde  $\rho_b$  es la resistividad a la frecuencia baja y  $\rho_a$  corresponde a la resistividad a la frecuencia alta. Con estos valores aparentes de polarización y de isorresistividad 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<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> de una laguna neutralizadora y su lengüeta de avance.

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

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

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

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

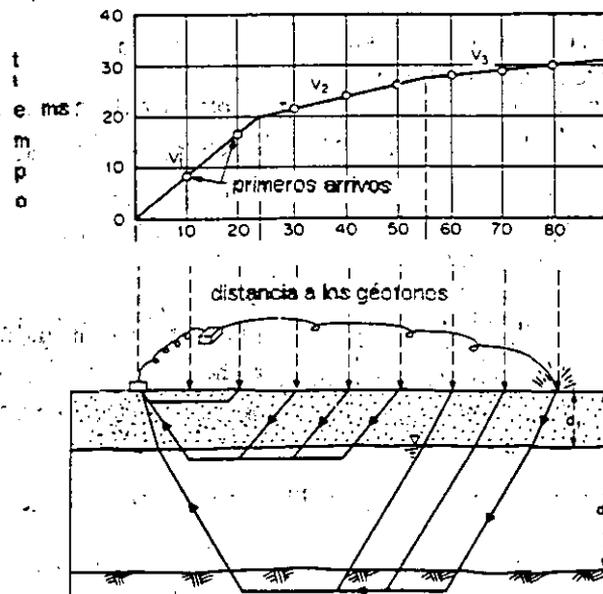
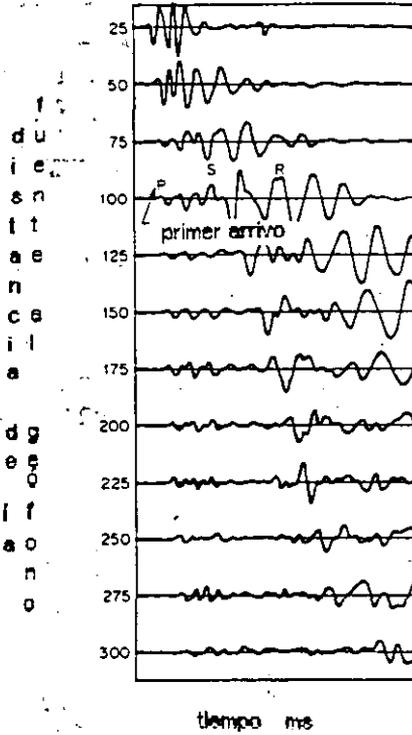


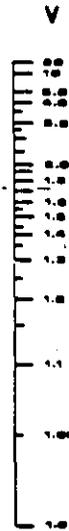
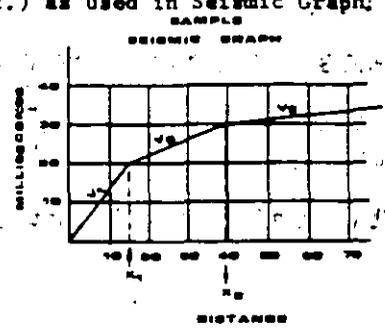
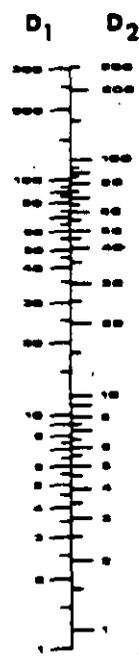
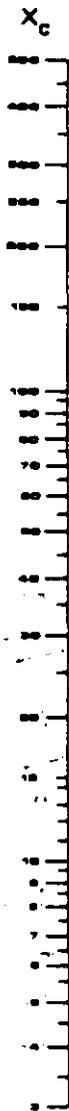
Figura 4.1a) Disposición del equipo, b) sismograma, c) gráfica tiempo-distancia

NOMOGRAPH for Depth to first 2 Interfaces

for any system of units (Feet, Meters, etc.) as used in Seismic Graph:

$$D_1 = \frac{X_{c1}}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

$$D_2 = .8D_1 + \frac{X_{c2}}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}}$$



INSTRUCTIONS

FIRST LAYER DEPTH DETERMINATION

1. Obtain  $X_{c1}$  in feet from the Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
2. Divide  $V_2$  by  $V_1$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
3. Lay straightedge from  $X$  value to  $V$  value.
4. Read  $D_1$ . This equals depth of first layer.

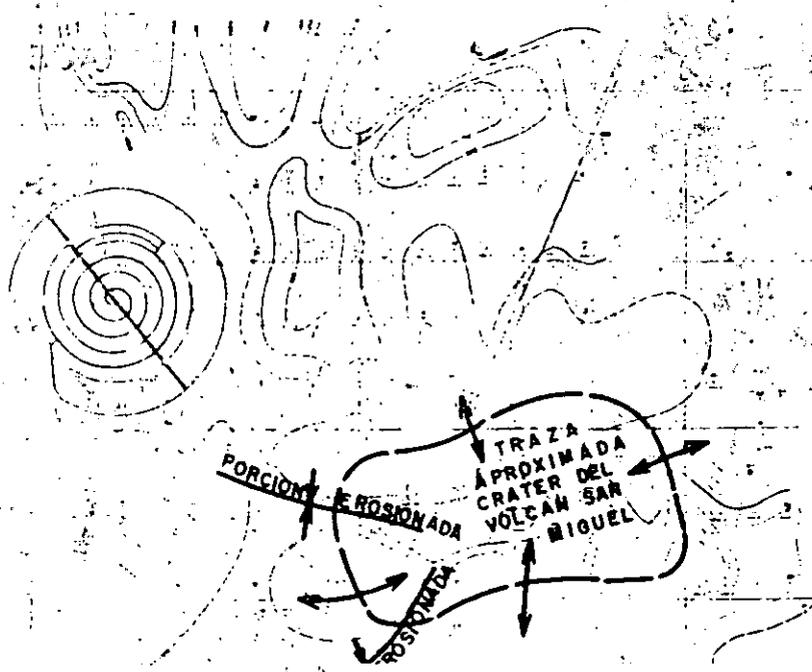
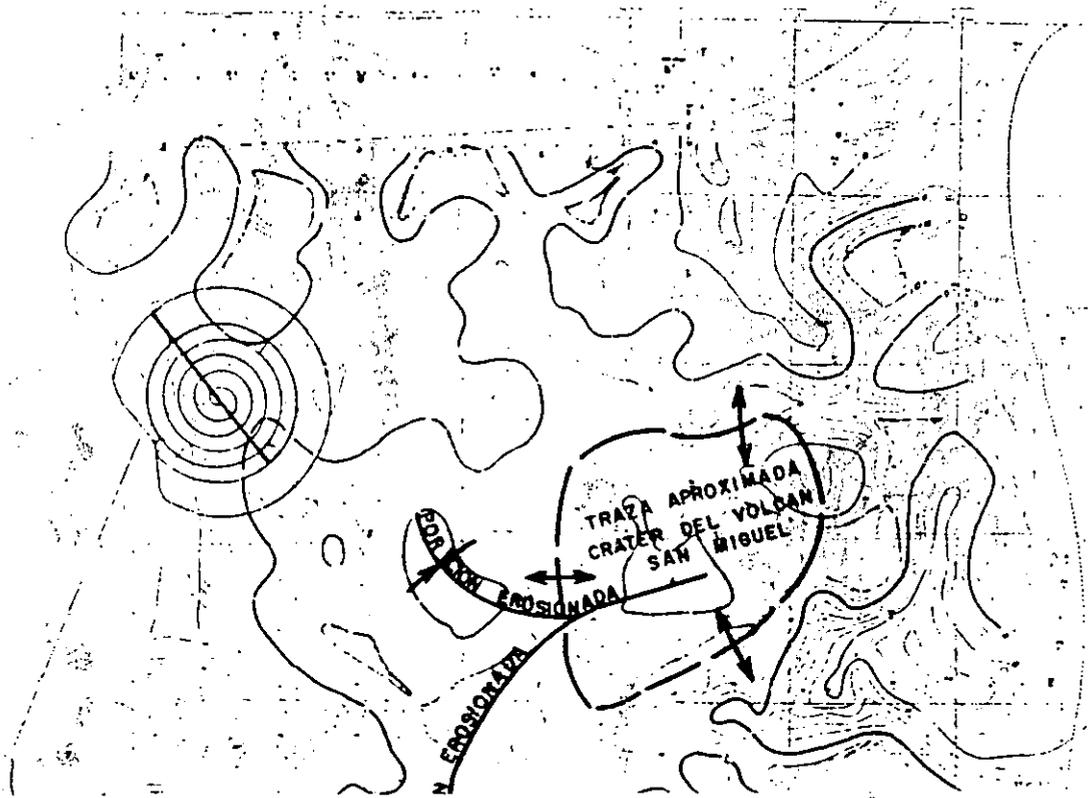
SECOND LAYER DEPTH DETERMINATION

5. If second layer is present, read across from  $D_1$  to get the  $D_2$  equivalent.
6. Obtain  $X_{c2}$  from Seismic Graph. This is  $X_c$  on the nomograph.
7. Divide  $V_3$  by  $V_2$ . This ratio is  $V$  on the nomograph.
8. Lay straightedge from  $X_c$  to  $V$ .
9. Read  $D_1$ . Add to  $D_2$  equivalent from Step 5. This equals depth of second layer.



Tabla 7. Nomograma para interpretación de gráficas T-D por Bison Instruments, Inc.





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

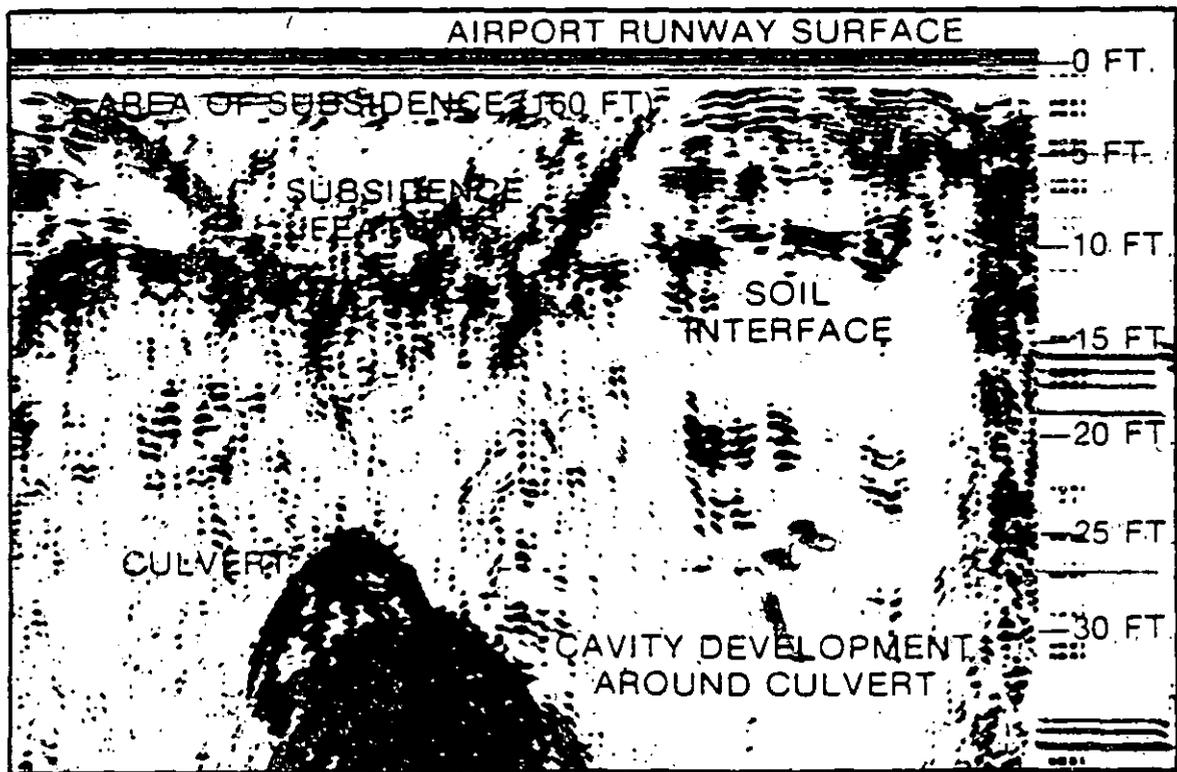


Figura 6.1 Perfil con la técnica del radar.