

05 de  
170  
2019. 2019.

3 UNIVERSIDAD  
DE  
EL SALVADOR

FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA

APLICACION DE LA GEOFISICA EN LA INVESTIGACION  
DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

PROYECTO DE INGENIERIA

PRESENTADO POR:

OSCAR MAURICIO JAIME

PREVIO A LA OPCION AL TITULO DE:

INGENIERO CIVIL

5

SAN SALVADOR, EL SALVADOR, CENTRO AMERICA  
NOVIEMBRE DE 1970.





UNIVERSIDAD AUTONOMA DE EL SALVADOR

*Rector:*

ARQUITECTO

*Gonzalo Yáñez Díaz*

*Secretario General:*

DOCTOR

*Joaquín Figueroa Villalta*

FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA

*Decano a. i.*

*Arquitecto*

*Manuel Enrique Alfaro*

*Secretario:*

*Ingeniero*

*Rodolfo Jenkins G.*

*Escuela de Ingeniería:*

*Coordinador*

*Ingeniero*

*Félix Antonio Ulloa*

**PROYECTO DE INGENIERIA:**

*Asesor académico:*

INGENIERO

*José Alberto González García*

*Consultores:*

INGENIERO

*Pedro Miguel Estrada*

GEOLOGO

*Jorge Humberto Díaz*

**EXAMEN GENERAL DE GRADO**

*Presidente:*

INGENIERO

*José Alberto González García*

*Primer vocal:*

INGENIERO

*Pedro Miguel Estrada*

*Segundo vocal:*

GEOLOGO

*Jorge Humberto Díaz*

*A mis padres:*

*Milagro Emilia Jaime*

*como un homenaje póstumo a la memoria de*

*Cornelio Moreno Melgar*

# APLICACION DE LA GEOFISICA EN LA INVESTIGACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

---

## I INTRODUCCION

- A - Problemas más importantes en Geofísica 1
- B - Importancia del Estudio de las Aguas Subterráneas 6

## II ELEMENTOS DE GEOLOGIA

- A - Clasificación de las Rocas 9
  - 1 - Rocas Igneas
  - 2 - Rocas Sedimentarias
  - 3 - Rocas Metamórficas
- B - El Ciclo Geológico 15
  - 1 - Agentes y Procesos Exógenos
  - 2 - Agentes y Procesos Endógenos
- C - Métodos Geológicos para el Mapeo sin Detalles 20
  - 1 - Fotogeología
  - 2 - Reconocimiento Geológico de Campo
- D - Propiedades de las Rocas 25
  - 1 - Propiedades Eléctricas
  - 2 - Propiedades Acústicas
  - 3 - Propiedades Magnéticas
  - 4 - Influencia de estas Propiedades en la Investigación Hidrogeológica.

## III LAS AGUAS SUBTERRANEAS

- A - Su Origen 29
  - 1 - Infiltración del agua lluvia

B -	Clasificación del Agua del Subsuelo	34
C -	Recursos y Reservas Subterráneas	38
D -	Otros Conceptos Fundamentales	39
	1 - Formaciones Acuíferas	
	2 - Parámetros Hidrogeológicos	
E -	Exploración y Captación de las Aguas Subterráneas	46
IV	<u>MÉTODOS DE INVESTIGACION GEOFISICA APLICADOS A LA INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA</u>	
A -	Métodos de Resistividad Eléctrica	51
B -	Métodos Sísmicos	68
	1 - Sísmica de Reflexión	
	2 - Sísmica de Refracción	
C -	Sondeos Eléctricos y Rayos Gamma	89
D -	Correlación de Estos Sondeos con los Sondeos Mecánicos	98
E -	Importancia en la Realización de estos Sondeos	101
V -	<u>EJEMPLOS DE PROSPECCION GEOFISICA</u>	
A -	Ejemplo de Prospección Eléctrica	103
B -	Ejemplo de Prospección Sísmica Método de Refracción	105
VI -	<u>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</u>	110

## CAPITULO - I

### INTRODUCCION

#### A - PROBLEMAS MAS IMPORTANTES EN GEOFISICA

Los objetivos de la exploración sub-superficial son la obtención de datos cuantitativos sobre las clases, propiedades, dimensiones, distribuciones y estructuras de los materiales situados bajo la superficie de la obra en proyecto y en sus inmediaciones; para la obtención de estos datos se cuenta con la ayuda de dos métodos: los directos o perforación del subsuelo (sondeos mecánicos) y los segundos o indirectos que se basan en la interpretación de ciertas características físicas medidas desde la superficie y cuya penetración depende del objetivo que se persigue (exploración de agua, de yacimientos mineralíferos y petrolíferos); ambos métodos combinados dan resultados excelentes, siempre que se realicen en forma adecuada.

Los métodos geofísicos constituyen un medio más para determinar las condiciones del subsuelo; estos métodos son de gran utilidad en los programas de perforaciones. La geofísica es una disciplina científica de la máxima categoría que conjuga las dos ramas más antiguas y tradicionales del saber humano, es decir la aplicación de algunas leyes de la física a la geología, porque las medidas físicas se interpretan de acuerdo con las condiciones geológicas del subsuelo, sin embargo la aplicación de los métodos de prospección geofísica es relativamente reciente.

A las propiedades físicas de esta gran masa de material que forma la delgada corteza de la tierra han dedicado los geofísicos su continua atención. Ante todo debe recordarse y advertirse que los métodos geofísicos constituyen solamente uno de tantos auxiliares de la investigación geológica. La geofísica pura trata de la variación de fuerzas que actúan sobre el globo terrestre, comprendiendo así los estudios del magnetismo terrestre, electricidad atmosférica, gravedad, forma de la tierra, gradiente geotérmico, vulcanología, hidrología, oceanografía, abarcando así un estudio exhaustivo para un mejor conocimiento del planeta.

La Unión Internacional Geodésica y Geofísica (U. I. G. G.) Institución que rige las actividades geofísicas mundiales, clasifica las actividades abarcadas en el estudio de la ciencia geofísica en la siguiente forma:



- a) Geodesia
- b) Sismología
- c) Meteorología
- d) Magnetismo terrestre
- e) Oceanografía física
- f) Vulcanología
- g) Hidrología

El magnetismo residual de las masas rocosas, la velocidad con que las ondas de choque se mueven a través de la corteza terrestre, el efecto de la variación de la densidad de masas de rocas adyacentes e incluso las propiedades eléctricas de la corteza terrestre han despertado la curiosidad de los científicos; así se ha llegado a la intensa actividad que hoy en día conocemos, como "Prospección Geofísica" o "Exploración Geofísica".

#### Geofísica Exploratoria:

Son los métodos empleados para la búsqueda de depósitos minerales y estructuras geológicas por medio de mediciones físicas en la superficie terrestre que permiten obtener datos acerca de las propiedades físicas de los materiales del subsuelo; cuya interpretación permite obtener conclusiones de la estructura geológica del mismo.

#### Medición de Anomalías de las Propiedades Físicas que Deberán ser Interpretadas en Términos de Geología

Las principales propiedades físicas a medir son:

- Magnetismo,
- Densidad,
- Características eléctricas, y
- Elasticidad

De estas propiedades se derivan los cuatro métodos principales de la exploración geofísica:

- Magnéticos;
- Gravimétricos,
- Eléctricos, y
- Sísmicos.

### Campo de Acción:

El campo de mayor aplicación de la exploración geofísica ha sido la búsqueda del petróleo; pero después se ha desarrollado técnicas aplicables en la búsqueda de depósitos minerales, (minería); búsqueda de las reservas de agua subterránea, especialmente en los últimos años; búsqueda de fuentes para la producción de energía, (geotérmica); determinación de sitios de presas; investigación de túneles; construcción de carreteras, vías férreas y puentes; localización de depósitos de materiales para construcción; localización de corrosión y fugas en tuberías de gas y agua, etc.

Los métodos geofísicos, por sí solos, no pueden descubrir agua, pero pueden ser una considerable ayuda para determinar aquellas condiciones del subsuelo favorables para su exploración y explotación.

A pesar de la incertidumbre que rodea la determinación directa del agua en el subsuelo mediante métodos geofísicos, sí se ha comprobado con razonable confianza, que puede revelar, con un costo por lo general más bajo que el de los sondeos mecánicos, la estructura geológica local.

### Métodos Geofísicos

Atendiendo al avance de la tecnología perfeccionadora y creadora de instrumentos para la realización de las investigaciones geofísicas, se pueden clasificar los métodos geofísicos en primarios y secundarios.

#### Primarios . Métodos Clásicos usados en la exploración:

- Métodos magnéticos,
- Métodos gravimétricos,
- Métodos eléctricos, y
- Métodos sísmicos

#### Secundarios .

- Métodos radioactivos
- Métodos geotérmicos
- Métodos para registros de pozos.

De la división que antecede, los métodos que revisten mayor interés en el presente trabajo son las respectivas explicaciones de los métodos eléctricos y sísmicos en la investigación de aguas subterráneas.

### Métodos Magnéticos

Se basan en la medición desde la superficie de las pequeñas variaciones en el campo magnético terrestre. La roca sedimentaria, generalmente tienen una susceptibilidad muy pequeña en comparación con las rocas ígneas y metamórficas. Los instrumentos empleados en las mediciones son magnetómetros muy sensibles, capaces de detectar valores de intensidad relativa. En la actualidad, la mayoría de los levantamientos magnéticos, se hacen mediante magnetómetros aereotransportados, para grandes áreas.

### Métodos Gravimétricos

Se basa en la medición de las pequeñas variaciones del campo gravífico, hechos desde la superficie, que son interpretados en términos de una probable distribución de la masa rocosa debajo de la superficie.

Entre las aplicaciones de estas medidas podemos citar: la determinación de las densidades de las rocas subyacentes mediante la interpretación de las anomalías gravimétricas y luego determinar la posible estructura geológica.

Las mediciones gravimétricas se han realizado mediante gravímetros terrestres y submarinos, en las zonas cubiertas de agua, pero en la actualidad también se efectúan en gravímetros aereotransportables pues con las mejoras alcanzadas en la aeronáutica en lo que respecta a la estabilidad de los aparatos ha sido posible tal forma de medición. Siempre, las mediciones, serán corregidas por diferentes errores, tales como: derivadas del gravímetro, altitud, topografía, latitud, efecto de mareas, etc.

### Métodos Eléctricos

Mediante la aplicación de energía eléctrica al terreno, por contacto o por inducción, las estructuras geológicas pueden ser delineadas por su reacción a campos eléctricos y electromagnéticos. Este método se emplea para determinar variaciones laterales o verticales en la conductibilidad dentro de la tierra, ya que ésta presenta un gran contraste entre las de un material no consolidado de las capas superficiales y las de la roca firme, entre el material seco y el material saturado, etc.

Se ha comprobado que la resistividad de una roca depende principalmente de dos factores:

- a) Su porosidad; y
- b) La salinidad de la solución que se aloja en sus poros.

En general las resistividades son altas en las rocas compactas e impermeables y bajas en las porosas que contiene agua.

Los levantamientos de Resistividad Eléctrica son sumamente útiles en la identificación de los límites entre agua dulce y salada.

### Métodos Sísmicos

Se pueden ubicar dentro de los métodos indirectos ya que representan las reacciones de los cuerpos geológicos al impulso de campos físicos; la profundidad de penetración de tales campos, depende del espaciamiento entre los puntos de transmisión y recepción y están basados en la medida de los tiempos de recorrido de ondas elásticas artificiales producidas por explosivos (dinamita) en o cerca de la superficie y que se desplazan en todas direcciones; estas ondas son refractadas o reflejadas para luego volver a la superficie donde son registradas mediante impulsos eléctricos, de aquí surgen los dos métodos en que se divide la sísmica exploratoria: sísmica de refracción y sísmica de reflexión.

### Método de Refracción

Se mide el tiempo requerido por una onda sísmica (o pulsación) generada por la explosión de dinamita, cercana a la superficie para regresar de nuevo a ella (superficie) después de recorrer grandes distancias horizontales a través de la tierra; el tiempo de recorrido nos proporciona información acerca de la velocidad y profundidad de ciertas formaciones.

### Método de Reflexión

Las ondas regresan a la superficie después de ser reflejadas por las propias formaciones. Este proporciona una información mejor y completa que cualquier otro método geofísico pero presenta la desventaja de lentitud y alto costo.

## MÉTODOS SECUNDARIOS

### Métodos Radioactivos

Característica de este método es que presentan menor penetración en los materiales estudiados. Son empleados para la localización de materia prima para los reactores nucleares. Los aparatos usados son los contadores Geiger.

### Métodos Geotérmicos

Basados en la medición tanto del gradiente geotérmico como de levantamientos cercanos a la superficie.

Son de reducido costo de operación y se usan en la investigación de la actividad termal.

### Registro de Pozos

La medición se hace por medio de instrumentos que son bajados a los pozos a distinto nivel y cuyos valores son registrados en la superficie.

Las propiedades que se miden son:

- a) Eléctricas; resistividad y potencial natural
- b) Temperatura
- c) Producción de rayos gamma (naturales y respuesta al bombardeo con neutrones)
- d) Densidad
- e) Susceptibilidad magnética
- f) Velocidad acústica

## B - IMPORTANCIA DEL ESTUDIO DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Desde el comienzo que el hombre tuvo necesidad de asociarse para subsistir ha sido, entre tantos problemas a resolver, el abastecimiento o aprovisionamiento del agua, para su existencia; al principio, los resolvieron estableciéndose a orillas de los ríos, cerca de lagos y otros afloramientos superficiales de tan indispensable líquido; ya lo había dicho Píndaro (año 470 A. de C.) "La mejor de todas las cosas es el agua."

A medida que estos grupos se desarrollaron, la necesidad de expandirse, la formación de sociedades distintas en sus organizaciones y necesidades, el deseo de aventuras, etc., fueron las causas para que los grupos buscaran otras condiciones de vida ya no tan determinantes por la existencia de un río, un lago o un manantial, sino que por otros factores tales como clima, topografía del terreno, etc.

Todas estas razones hicieron que el estudio de abastecimiento de agua fueran una demanda social.

A mediados del Siglo XIX conscientes los ingenieros que los abastecimientos de agua eran una demanda social y una demanda a su capacidad profesional se confirmó que las aguas eran causa de la propagación de enfermedades tales como: el cólera, la fiebre tifoidea y otras infecciones entéricas; esto hizo cambiar la mentalidad ya que al buscar agua no era simplemente encontrarla por medio de una perforación sino que involucraba, qué calidad de agua era? Qué cantidad de agua podía proporcionar aquel acuífero?

El descubrimiento y desarrollo de los suministros potables, es una empresa de ingeniería dirigida (y debe ser ejecutada en ese sentido) que requiere un entendimiento de los factores geológicos, hidrológicos e hidráulicos pertinentes.

En contra de las creencias populares, las fuentes de agua subterránea no pueden localizarse por medio de varitas mágicas. Ni el agua subterránea necesariamente será segura en su calidad e inagotable en su volumen.

Entre los métodos de exploración podemos citar:

- a) Observación superficial o reconocimiento geológico;
- b) Observación sub-superficial, por medio de pozos de observación;
- c) Determinación geofísica de las condiciones del subsuelo;
- d) Aplicación de supersticiones.

Para obtener una idea de las condiciones del agua subterránea bastará algunas veces el reconocimiento hidrogeológico del área; tal sería el caso de una zona relativamente nivelada y la existencia dentro de ella de zonas pantanosas, lagunas, fuentes o manantiales, que indican la probable existencia de un manto freático alto; o el estudio de las zo

nas de grietas o fracturas en las rocas cristalinas donde se pueden ubicar puntos para practicar perforaciones; en fin, el conocimiento de las relaciones entre topografía, el manto frático y las características hidrogeológicas de porosidad y permeabilidad de los diversos tipos de rocas puede permitir al técnico hacer deducciones acertadas sobre probables fuentes de abastecimiento y su localización.

No obstante, los datos cualitativos o de carácter general no bastarán para la explotación de un manto acuífero; se necesitarán datos directos y éstos se obtendrán mediante la construcción de pozos de exploración, para los cuales se emplean equipos de rotación directa e inversa, equipos de percusión, etc.

Al aplicar este método de exploración, (sondeos mecánicos) se obtienen los datos de: nivel estático del agua; espesor, secuencia y características de los estratos perforados; dirección del escurrimiento del agua subterránea.

Cuando el proyecto de estudio, cubre un área grande (regional) se puede emplear los métodos geofísicos que consisten en: métodos eléctricos (que tienen gran valor práctica en los sedimentos no consolidados) y métodos sísmicos.

Para la correcta interpretación de los resultados de las mediciones; se requiere mucha familiarización con los tipos de materiales presentes, es decir, tener abundante información sobre la geología local.

El costo inicial, la conservación, y usos del equipo geofísico y la contratación de técnicos especializados hacen que estos métodos, en agua subterránea, resulte en términos económicos, a precios prohibitivos y su uso es sólo para aplicarla a programas grandes.

La exploración por medio de zahories, la aplicación de brujerías del agua, adivinación, o como se llama más elegantemente Radioestesía, no tiene ningún fundamento científico simplemente es la localización de puntos óptimos para obtener agua mediante el uso de varitas mágicas y péndulos, manipulados por individuos que se supone que tienen cierta habilidad de influencias especiales para determinarlos, pero por ejemplo: en una zona húmeda las probabilidades de obtener agua al perforar un pozo son del 90% en cualquier lugar que se haga la perforación; con este aliciente, cualquier sahorle ganará buena reputación en su determinación.

CAPITULO - II  
ELEMENTOS DE GEOLOGIA

A - CLASIFICACION DE LAS ROCAS

El presente trabajo, de Investigación de Aguas Subterráneas por Mé todos Geofísicos, nos asocia con la geología, ya que no se puede con sebir estudios geofísicos que no estén basados en geología; de igual forma no se pensará en realizar un estudio geológico sin tomar en cuenta todo el aporte que la geofísica puede dar para suplantar las formas tradicionales de investigación; por esta razón se ha incluido estas cortas notas elementales de geología para recordarle al lector algunas definiciones, clasificaciones, propiedades, procedimientos y métodos de investigación que se aplican en el estudio de las rocas.

Las rocas por su origen se clasifican en:

- a) Rocas Igneas
- b) Rocas Sedimentarias
- c) Rocas Metamórficas

1 - Rocas Igneas

Definición: Son rocas que se han formado por el enfriamiento y posterior solidificación de una masa de material rocoso, al mismo tiempo caliente y fluidal conocida con el nombre de magma; un magma es una solución que contiene los constituyentes químicos que al ser enfriados suficientemente cristalizan para formar los diferentes minerales.

Componentes: El análisis químico de las rocas ígneas demuestra que los elementos principales que lo constituyen son: Sílice, Aluminio, Hierro, Magnesio, Sodio, Potasio, Hidrógeno y Oxígeno.

Clasificación: Los geólogos han clasificado las rocas Igneas en tres grupos atendiendo a la zona de formación:

- a) Plutónicas o de formación profunda (intrusivas)
- b) Hipoabisales o de formación intermedia (sub-volcánicas)
- c) Superficiales o de formación superficial (extrusivas o volcánicas.



a) Plutónicas (intrusivas):

Son rocas que se forman en el interior de la tierra a partir del magma, pero debido al proceso lento de cristalización éstas rocas están formadas por cristales grandes, presentando generalmente textura gruesa y una estructura compacta; pueden aflorar posteriormente a la superficie terrestre debido a fenómenos **exógenos** o **endógenos**.

Clasificación: Se clasifican considerando las siguientes condiciones:

- Textura
- Minerales presentes
- Composición química:

Acida : alto contenido de sílice

Básica: alto contenido de hierro y magnesio.

b) Sub-volcánicas o Hipoabisales

Son aquellas que se han formado a profundidades relativamente pequeñas (5 a 10 km) y se distinguen por la cristalización de sus minerales.

c) Volcánicas (extrusivas)

Son rocas que se forman por la cristalización del magma sobre la superficie terrestre. Estas rocas debido a su proceso rápido de cristalización generalmente están formadas por cristales pequeños presentando también una estructura porosa.

Clasificación: se clasifican en: Piroclásticas y lavas volcánicas propiamente dichas (efusivas)

Piroclásticas: Es todo producto volcánico suelto que es lanzado al aire y que se deposita en forma solidificada. Su clasificación se basa exclusivamente en su diámetro, (tamaño) estas rocas son las que originan inicialmente los diferentes tipos de suelos agrícolas.

CLASIFICACION DE ACUERDO POR EL DIAMETRO DE LOS  
PIROCLASTICOS

---

Mayor de 32 mm.	de 32 mm a 4 mm de $\phi$	menos de 4 mm de $\phi$
Bloques	Lapilli	Ceniza gruesa
Bombas	Escoria (en agua se hunde)	Ceniza media
Aglomerados	Pómez (en agua flota)	Ceniza fina
Breccia	Toba de Lapilli	Polvo volcánico

Efusivas: Se forman a partir de la solidificación del magma sobre la superficie terrestre. Debido al rápido enfriamiento estas rocas generalmente presentan porosidad y los cristales que las constituyen pueden encontrarse mal desarrollados y de tamaño muy pequeño.

Estructuras más Comunes en las Rocas Igneas:

Vitrea, Afanítica, Granular.

Rocas Igenas más Comunes:

- Tobas volcánicas,
- Brechas volcánicas,
- Obsidianas,
- Pumitas,
- Vidrios basálticos,
- Riolitas,
- Dacitas,
- Andecitas,
- Basaltos,
- Granitos,
- Dioritas,
- Gabros,
- Peridotitas, piraxenitas, serpentinas,
- pórfidos.

## 2 - Rocas Sedimentarias

Definición: Son las que se forman a partir de un material que fue existente, el cual ha sido alterado por los agentes exógenos; es decir, estas rocas son derivadas por lo general, del resultado de la meteorización y desintegración de otras rocas preexistentes.

### Rasgos Típicos de las Rocas Sedimentarias:

- a) Estratificación: las rocas sedimentarias se presentan en su mayoría formando capas bien marcadas que se conocen como **ESTRATOS**.
- b) Selección: la granulometría de las rocas sedimentarias, debido a los métodos de formación, generalmente es de granos bien clasificados y redondeados, es decir, muestran escasa variación en el tamaño de sus componentes.

### Leyes de la Secuencia Sedimentaria:

- a) Ley de la Horizontalidad Inicial: los sedimentos que el agua deposita forman estratos casi horizontales y paralelos o casi paralelos a la superficie sobre la que se acumulan.
- b) Ley de la superposición: en una pila de estratos sedimentarios, no perturbada por plegamientos o inversiones, desde su formación el estrato más reciente es el que está a más alto nivel, el más antiguo el que forma la base.

### Clasificación: Podemos clasificarlos en tres grupos generales:

- a) Formados mecánicamente: por acción del viento, las lluvias, o cambios de temperatura.
- b) Formados químicamente: se forman por la precipitación de una solución acuosa y otras cuyos organismos han participado activamente en extraer los materiales que forman la roca en solución.

- c) Formados orgánicamente: son los formados por organismos unicelulares, que al morir, sedimentan en cantidades en el fondo de los lagos o de los mares, ejemplo de éstos son las calizas.

Estructuras más Comunes en las Rocas Sedimentarias:

Clásticas,  
Orgánicas,  
Cristalinas.

Rocas Sedimentarias más Comunes:

Brechas,  
Areniscas:

Areniscas cuarcíferas;  
Arcosas (micas, feldespatos);

Pizarras sedimentarias:

Calizas - calizas orgánicas,  
calizas clásticas,  
calizas de precipitación química;

Dolomitas;  
Rocas silíceas de grano fino;  
Turba y carbón;  
Depósitos salinos de evaporación.

3 - Rocas Metamórficas

Definición: Son las que se forman a partir de rocas preexistentes, tanto sedimentarias como ígneas, es decir, que son muchos los agentes que han producido el cambio de rocas sedimentarias e ígneas en rocas metamórficas, los principales son, las intensas compresiones y tensiones causadas por los grandes movimientos corticales y el excesivo calor motivado por el enfriamiento de las rocas intrusivas o por la penetración de líquidos y vapores calientes.

El proceso de formación es el metamorfismo y es por el cual se producen ciertas modificaciones de la composición mineralógica y de la estructura de una roca a consecuencia de los cambios de presión y temperatura que aquella experimenta cuando alcanza niveles profundos de la corteza terrestre.

### Características Principales de las Rocas Metamórficas:

- a) La foliación es la estructura tipo y consiste en que los minerales que forman la roca están dispuestos en forma de hoja. Para que resulte este tipo de estructura son requisitos indispensables:
- Elevada temperatura
  - Enterramiento profundo
  - Presiones diferenciales
  - Suficiente agua
  - Composición química general, favorable.
- b) Constituidos por **cris**tales (en su mayoría) unidos entre sí directamente y no ligados por medio de un cementante como ocurre en los sedimentos.

Clasificación: La clasificación de las rocas metamórficas es más bien descriptiva que genética (origen) pues se puede formar un mismo tipo de roca por procedimientos distintos; se dividen en dos grupos:

- a) Rocas de metamorfismo de contacto  
b) Rocas de metamorfismo dinámico o regional.

Rocas de Metamorfismo de contacto: se producen en asociación con invasiones ígneas es decir, que resultan de aumentos de temperatura que actúan bajo presiones hidrostáticas, con poca o ninguna introducción de material desde el magma.

Pueden ser de dos tipos:

- a) Metamorfismo Térmico: Estas son las originadas por contacto directo con un cuerpo magmático caliente, es decir, son el resultado del contacto con el magma seco pues un magma caliente es pobre en componentes volátiles, como agua - Cl - B - Fe.

b) Metamorfismo Hidrotermal (Aditivo): Son las rocas originadas por soluciones ascendentes provenientes de un cuerpo magmático en cristalización. Ver figura 2-1-1.

Roca de Metamorfismo Dinámico o Regional: Se deben a presiones producidas por movimientos de masas de tierra o por deformaciones, es decir, el metamorfismo debido a la deformación plástica de las rocas sólidas consistente en un cambio de forma de la masa de roca sin fractura visible, por intervención de presiones no equilibradas nos dan como resultado Roca de Metamorfismo Dinámico. Si este proceso de formación se produce en grandes áreas de terrenos se llama Regional, o sea, se tienen rocas de Metamorfismo Regional.

Estructuras más comunes en las Rocas Metamórficas:

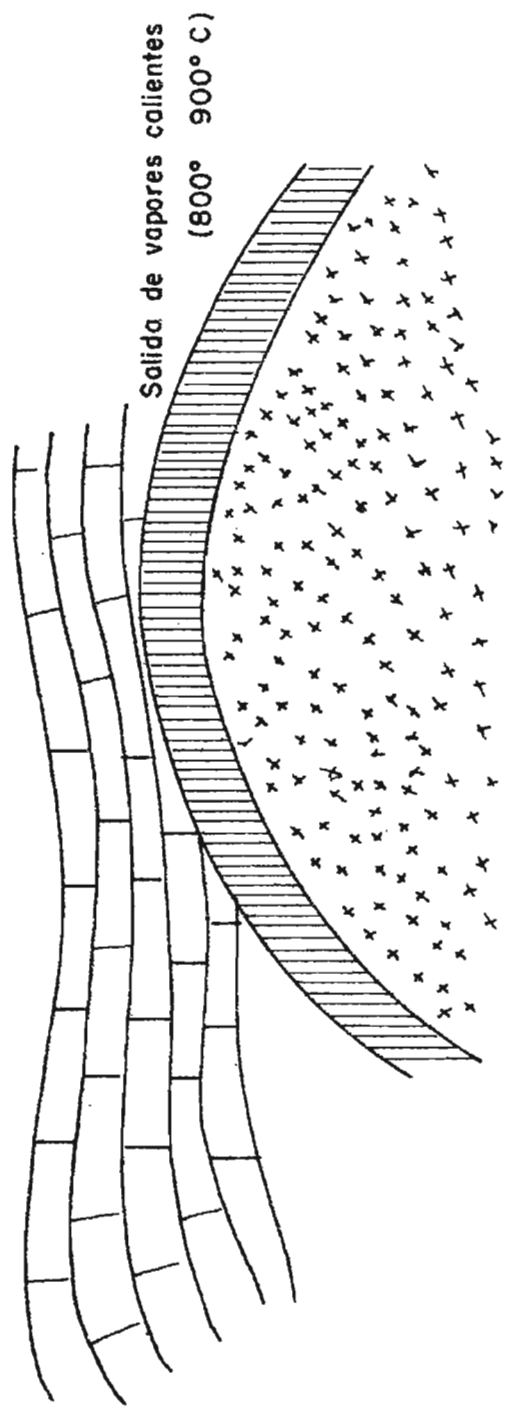
Básicas: Neísica,  
Esquistosa,  
Pizarrosa,  
Granoblástica,  
Hornfelsítica.

Rocas Metamórficas más comunes:

Hornfelsitas;  
Cuarcitas;  
Mármoles;  
Taolitas;  
Anfibolitas;  
Granulitas;  
Pizarras metamórficas y filitas;  
Esquistos cloríficos;  
Esquistos nicáceos y nicacitas;  
Esquistos anfibólicos;  
Neises;  
Nigmatitas.

B - EL CICLO GEOLOGICO

Para fijar un criterio de interpretación, se expone de manera gráfica la formación de las rocas, ésta al igual que el ciclo hidrológico



	<p>Roca de Metamorfismo Hidrotermal</p>
	<p>Roca de Metamorfismo Termal</p>
	<p>Magma Caliente</p>

para el agua, representa las transformaciones que sufre el material rocoso por los diferentes procesos exógenos y endógenos en la tierra, hasta llegar a la actual disposición estructural de la corteza terrestre. Ver gráfico del ciclo Geológico. Figuras 2-2-1 y 2-2-2.

### 1 - Agentes y Procesos Exógenos

Entre los agentes que originan las modificaciones de la corteza terrestre y tienen su origen sobre ella, se puede considerar primordialmente:

- a) El agua corriente, tanto de escurrimiento, encausado, como libre;
- b) El agua subterránea;
- c) El viento; y
- d) Los movimientos dentro de las aguas estancadas como por ejemplo: olas, corrientes, mareas.

Según los efectos que producen, es decir su modo peculiar de actuar sobre la superficie terrestre, tenemos diferentes tipos de procesos y en cada uno de ellos actúa uno o varios agentes específicos que podemos cifrar:

	Meteorización
DEGRADACION	Remoción en masa o desplazamiento gravitatorio del material.
GRADACION	Erosión.
AGRADACION	

#### Definiciones

Gradación: son todos los procesos que tienden a llevar la superficie terrestre a un nivel común.

Degradación: son los que tienden a nivelar hacia abajo la superficie de la tierra entre estos podemos citar:



a) Meteorización e Intemperización, que es la desintegración de la roca en su lugar. Esta puede ser mediante factores físicos tales como:

- Crecimiento de los cristales
- Expansión térmica.

También por factores químicos tales como:

- Hidratación
- Hidrólisis
- Oxidación, carbonatación, etc., en estos procesos la meteorización química tiende a la formación de series, es decir, retiene a aquellos minerales que están en equilibrio sobre la corteza terrestre; cada proceso de origen a un nuevo mineral; ejemplo de una serie:

Olivina → augita → hornblenda → biotita

Los minerales más estables están al final de la serie, es decir, más profundos.

b) Remoción en Masa o Desplazamiento Gravitativo del Material

Así se quiere identificar a los resultados de la transportación de grandes volúmenes de material fragmentado como arena o el cieno que se han movido, cuesta abajo por acción directa de la gravedad.

Los factores que la favorecen:

- Litológicas: materiales no consolidados (débiles-resbaladizos);
- Estratigráficos: rocas en capas delgadas;
- Estructurales: fallas, planos de cizallamientos;
- Topográficos: laderas empinadas;
- Climáticos: lluvias, amplitud diurna; y
- Orgánicos: vegetación.

Erosión: Como proceso es un término amplio que resume las diferentes formas de cómo los agentes móviles obtienen y trasladan los restos de rocas.

Varios autores consideran cuatro tipos de erosión, es decir que en el proceso de erosión actúan cuatro aspectos o partes:

- a) Obtención: de un material suelto por un agente erosivo.
- b) Desgaste: que se producen en las rocas sólidas debido al choque contra ella de los materiales en movimiento.
- c) Desgaste entre los mismos materiales: en movimiento por choque mutuo.
- d) Transporte.

Los cuatro aspectos anteriores son producidos por una variedad de agentes erosivos que efectúan la erosión de una o más formas; entre los agentes podemos citar:

Acción Hidráulica. Que es el arrastre del material suelto por el agua en movimiento.

Deflacción . Arrastre del material por el viento.

Atrición. Es el desgaste y deterioro a que están sometidas las partículas en movimiento debido al choque, trituración, etc. Con la siguiente disminución de tamaño.

Transporte. Puede ser efectuado por el viento o el agua, y afectado por:

Tracción: que es el sostén parcial del material por fuerzas ascencionales en el medio de transporte: agua o viento.

Suspensión: es el sostén temporario del material en movimiento dentro del agua o del viento.

Flotación: es un proceso menor en el transporte pues son pocos los materiales así transportados, tales como pedra pómez.

Solución: es la parte de carga que el agua arrastra.

### Agradación o Acumulación

Aquí se agrupan los procesos y agentes que tienden a nivelar hacia arriba la superficie terrestre. Es el resultado de la pérdida en el poder de transporte, ésto es en la superficie. Pero en el interior de la superficie, la acumulación por el agua subterránea, es el resultado por un cambio en las condiciones de presión y temperatura. Los resultados que producen este tipo de proceso son poco o casi nada perceptibles comparados a los producidos por la erosión, ya que ésta presenta después de sus efectos destructores, las formas esculpidas, generalmente caprichosas, que son más llamativas.

### Otros Agentes Exógenos

#### a) Trabajos efectuados por el hombre

- Las canteras hechas por el hombre
- Desmontes
- Rellenos en los caminos
- Diferentes tipos de excavación

#### b) Trabajos Efectuados por Animales

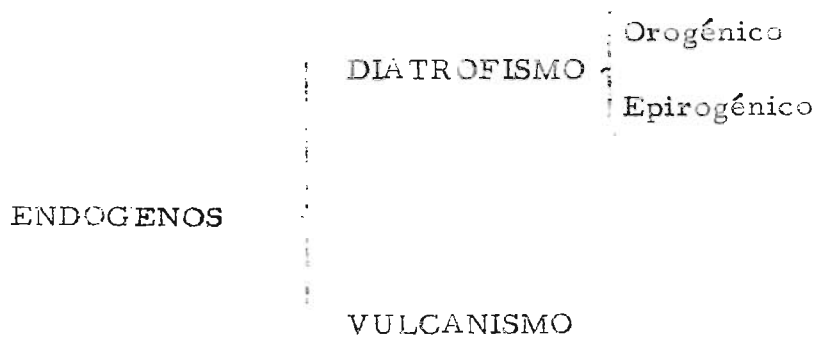
- Arrecifes construidos por los corales (notables en mares tropicales).
- Cuevas hechas por zompopos, conejos, topos, etc.

Otro efecto que puede considerarse, y sería un tipo de relieve característico será el de los cráteres producidos por las bombas en la guerra.

## 2 - Agentes y Procesos Endógenos

Aquí se agrupan todos aquellos que elevan o construyen porciones de la superficie terrestre, es decir, impiden que la superficie después de actuar los agentes exógenos llegue al nivel del mar.

Se clasifican:



Orogénico. Es la formación de montañas con deformación.

Epirogénico. Es un ascenso regional sin deformación importante.

Vulcanismo. En este proceso se incluyen los movimientos de roca en fusión o magma, sobre o hacia la superficie terrestre.

## C - MÉTODOS GEOLOGICOS PARA EL MAPEO SIN DETALLES

La aplicación de los métodos de investigación geofísica, son usados en su mayor eficiencia a estudios de zonas grandes, en donde se desea saber qué porcentaje de recursos y en qué condiciones se tienen en dicha zona, para realizar un proyecto determinado, en nuestro caso, recursos hídricos.

Frente a un problema de tal característica, se tiene necesidad de recopilar todos los datos posibles acerca de la zona y en el aspecto geológico, dada la magnitud de la zona en estudio, los diferentes técnicos necesitan tener una información de la zona en el menor tiempo posible; la aplicación de técnicas modernas, tal como la fotogrametría en su rama especial de la fotogeología es un auxiliar importante.

### 1 - Fotogeología

La fotografía aérea, es una recopilación instantánea, completa y fiel de las características de una zona determinada, que proporciona al geólogo una gran cantidad de datos de uso inmediato, que hablando en términos de economía, no podría obtener fácilmente.

Cabe hacer mención que para obtener fotos aéreas, se tendrá como base los principios de la fotogrametría, como por ejem-

plo: que se necesita de dos imágenes del mismo objeto, obtenida desde puntos distintos, que han sido previamente escogidos, para luego ser interpretados o estudiados en base a los principios de visión estereoscópica. Esto es lo que se llama planeamiento de vuelo o simplemente diseño de vuelo; para esto se determinará:

- a) Altura de vuelo;
- b) Velocidad del avión;
- c) Tipo de cámara a usar;
- d) Ángulo de cubrimiento;
- e) Número de franjas que se recorrerán para cubrir el área deseada; y
- f) Número de fotos que se harán en cada franja de vuelo. (Traslapes).

Luego, con las fotos, el geólogo, interpretará las características de la región, trabajo delicado que exige del profesional amplio conocimiento de la materia y la historia de la zona que se interpreta.

Del estudio de este tipo de información se pueden obtener datos, tales como:

- a) Antiguos movimientos corticales, como por ejemplo:
  - Deslizamientos de tierra, grandes corrimientos irreconocibles desde el terreno.
  - Localización de depósitos de arena y grava, mediante el estudio cuidadoso de los rasgos fisiográficos y el mismo relieve local, y de las formas de los barrancos que indica el proceso erosivo.

Siendo este trabajo lo que constituye un estudio previo indispensable para la investigación propiamente dicha del subsuelo, se debe conseguir una secuencia en su interpretación, estudiando el tono fotográfico, la textura del terreno, la distribución de los rasgos fisiográficos, la forma de los rasgos inusuales, y to dos estos aspectos serán relacionados con los conocimientos

existentes sobre la geología del terreno. El siguiente paso será, la elaboración de un mapa geológico, que por lo general, es la ubicación de los diferentes tipos existentes de rocas sólidas; serán señaladas por medio de colores; los diferentes niveles que afloran, los buzamientos y direcciones de cubrimiento; además éstos se complementarán con una serie de mapas que muestra la naturaleza y disposición de los depósitos superficiales, generalmente de acarreo; cortes del terreno, según determinadas líneas, pues los mapas geológicos son representaciones en dos dimensiones de estructuras tridimensionales. En la elaboración de los mapas geológicos la escala vertical suele ser mayor que la horizontal, y será indispensable para su estudio interpretativo el acompañamiento de los signos geológicos con su significado pues indicarán la estructura subterránea existente.

## 2 - Reconocimiento Geológico de Campo

El trabajo geológico de campo es un tipo especializado de topografía. Los estudios sobre aguas subterráneas, riego o programas regionales de conservación de suelos, exigen distintos tipos de investigación geológica, que los destinados a determinar la mejor ubicación de una presa o de un edificio.

### Preparación del Trabajo de Campo

Se contará con toda información referente a la zona de estudio, ésta puede ser: publicaciones anteriores, boletines, fotos, etc. Un reconocimiento previo a toda la zona de estudio y demás zonas adyacentes ayudará a elegir los métodos e instrumentos que deban emplearse y dará una visión de conjunto de los problemas geológicos que tienen que resolverse,

### Métodos para la obtención de los datos

El método usado para levantar un mapa geológico es de Poligonal, cuyos tres sistemas principales son:

- a) Determinación de límites. Es decir, ubicar los bordes de los distintos tipos de roca y lo cual formará un mapa que delimita las unidades geológicas.

- b) Poligonales a través de las estructuras. En las áreas con rocas sedimentarias y metamórficas muy plegadas, se puede obtener la máxima información en el menor tiempo, levantando poligonales en dirección aproximadamente perpendicular a las líneas estructurales fundamentales.
- c) Levantamiento múltiple de los asomos superficiales (accidentes visibles). Cuando se dispone de tiempo este método nos proporciona el estudio de todos los accidentes o afloramientos existentes de la zona investigada. Es el método que se sigue para fines de ubicar o comprobar geológicamente las áreas que se usarán en trabajos de Ingeniería Civil.

#### Métodos de Campo

La elección de métodos y aparatos depende del terreno, de los objetivos perseguidos, del tiempo y del personal disponible, y del tipo de mapa que pueda obtenerse.

Los métodos topográficos más frecuentemente empleados son:

- a) El uso de la brújula y mediciones a pasos
- b) El uso de la brújula y la cadena
- c) El barómetro y las poligonales con plancheta y alidada.

#### Registro de Campo

Los croquis y las libretas forman los registros de campo, ambos se complementan y tanto uno como otro, se hacen en el campo.

Las observaciones geológicas que deben hacerse son:

- a) Litología. Tipo de roca y modo de presentarse, como: vetas, diques, estratos, lentes, etc.; tamaño de la granulación, color, constitución mineralógica.
- b) Estructura. Estructura primaria, como: ondulación, depósito transversal, estratificación, laminación, estructura fluida. Estructura secundaria y sus características, como: rumbo y buzamientos de los estratos, planos axiales, ejes, lineaciones, cruceros fracturas, etc.

- c) **Metamorfismo.** Clase y grado de las alteraciones y productos de los mismos.
- d) **Topografía.** Formas y clases, agentes que la determinan y relaciones con la roca.
- e) **Observaciones varias.** Individuales para cada estación en particular.
- f) **Notas.** Tales como interpretaciones, intentos de correlación, ideas, interrogantes, posibilidades, etc.

La observación, es la clave del éxito al levantar el plano de un campo. En los registros de campo, deben quedar claramente separados los hechos realmente observados, de las inferencias e hipótesis.

#### Usos de los Mapas Geológicos

A partir de un mapa geológico bien construido y exacto, se puede hacer inferencias estructurales, secciones geológicas, maquetas, diagramas en tres dimensiones. Desde el punto de vista geológico, para la interpretación de un mapa se tendrá en cuenta:

- a) Relaciones geológicas topográficas
- b) Distribución superficial de los tipos de roca.

#### Aparatos

Brújula de geólogo, brújula (bruton) sus usos: determinar los rumbos de la poligonal, medir el buzamiento o la inclinación de las estructuras en pendiente y determinar los rumbos de estas últimas.

Barómetro: medir la presión del aire. Se adaptan preferentemente a terrenos moderados o altamente accidentales, Su deficiencia es máxima cuando se mide cerca de los límites de su capacidad de registro.

Alidadas. Son usadas junto con plancheta, son de dos tipos:



- a) Pinula; y
- b) Telescópicas.

Tránsito para terrenos densamente cubiertos de bosque.

## D - PROPIEDADES DE LAS ROCAS

### 1 - Propiedades Eléctricas

Son tres las propiedades fundamentales de las cuales se hace uso para la investigación, estas son:

a) Resistividad. La resistividad eléctrica de cualquier material se define como la resistencia, expresada en ohmios, entre las caras opuestas de un cubo unidad de ese material; es decir, que se mide la tensión necesaria para hacer pasar a través de dicho material una corriente de intensidad conocida, de aquí que existen dos grupos bien definidos:

- Los buenos conductores; y
- Los malos conductores o aisladores; pero no existe ningún aislador perfecto ( $\rho = \infty$ ) ni tampoco un conductor perfecto ( $\rho = 0$ )

b) Actividad electroquímica. Depende de la composición química de las rocas y también de la composición y concentración de los electrolitos disueltos en el agua del suelo, con los cuales están en contacto. La aplicación práctica más importante es que son la base de los métodos de autopotencial

c) Constante dieléctrica. Nos dice de la capacidad de un material lapídeo para almacenar una carga eléctrica; reviste gran importancia cuando se introducen al subsuelo corrientes alternas de alta frecuencia.

### 2 - Propiedades Acústicas

Son la medida de transmisión de sonidos naturales tal como el sonido de una corriente subterránea por las cavernas y fisuras del subsuelo y también la medida de sonidos artificiales, tales como: golpes de mano o explosiones; midiéndose al tiempo de recorrido entre el punto de explosión y el de recepción.

Las ondas que se miden son las elásticas entre las cuales revisiten importancia para los métodos de investigación sísmica:

- a) Ondas longitudinales;
- b) ondas transversales;
- c) ondas rayleigh;
- d) ondas love.

Ondas Longitudinales. Son ondas materiales en las que la dirección del movimiento de las partículas es la misma que la propagación de la onda.

Ondas Transversales. Son también ondas materiales pero el movimiento de las partículas en el interior del medio forma ángulo recto con la dirección de propagación de la onda.

En los trabajos de geofísica exploratoria y en particular los que se efectúan por los métodos de reflexión y refracción sísmica, estos dos tipos de ondas elásticas son las que se registran.

Ondas Rayleigh. Solamente se propagan a lo largo de la superficie libre de un sólido elástico.

Ondas Love. Son ondas superficiales solamente observables cuando hay una capa de baja velocidad superpuesta a un medio en el cual tienen mayor velocidad las ondas elásticas.

### 3 - Propiedades Magnéticas

Son los valores característicos del campo magnético terrestre en diferentes puntos debido a las magnitudes que presenta la naturaleza del subsuelo y sus accidentes. Los valores que se miden son:

- a) Variación de la declinación;
- b) Variación de los componentes verticales y horizontales de la intensidad del campo magnético.

Estas propiedades estarán afectadas por la situación geográfica del lugar lo que nos hace elaborar dos tipos de curvas distintas:

- a) Isoclinas o de igual inclinación de la aguja magnética con respecto al horizonte;
- b) Isógonas o de ángulo igual al de la aguja, respecto a los meridianos.

Las rocas sedimentarias ejercen un efecto magnético tan pequeño en comparación de las rocas ígneas situadas debajo, que, virtualmente todas las variaciones de la intensidad magnética medibles en la superficie están asociadas a la topografía o a los cambios litológicos del basamento.

#### 4 - Influencia de estas Propiedades en la Investigación Hidrogeológica

Las propiedades antes descritas son las bases para el estudio hidrogeológico de las cuencas subterráneas por los métodos geofísicos. Para determinar la capacidad receptora de una roca es primordial reconocer o determinar las grietas y fisuraciones existentes en el manto investigado las cuales pueden ser determinadas según los métodos geofísicos de prospección.

Otro aspecto importante en las formaciones acuíferas, es la lisposición de la estructura geológica, es decir, la forma en que se encuentran los estratos rocosos, ubicados en el subsuelo pues no son en ningún caso formaciones homogéneas ni horizontales sino que por el contrario presentan innumerables variaciones tal como se muestra en el gráfico. Fig. 2-4-1.

#### Propiedades Acuíferas de los Grupos de Rocas más Comunes.

Arenas y Gravas. Son los estratos geológicos ideales para la formación de acuíferos debido a que estos materiales son porosos y permeables a la vez.

Arcillas. Para formaciones acuíferas son inadecuadas pues aunque exista agua es difícil su extracción.

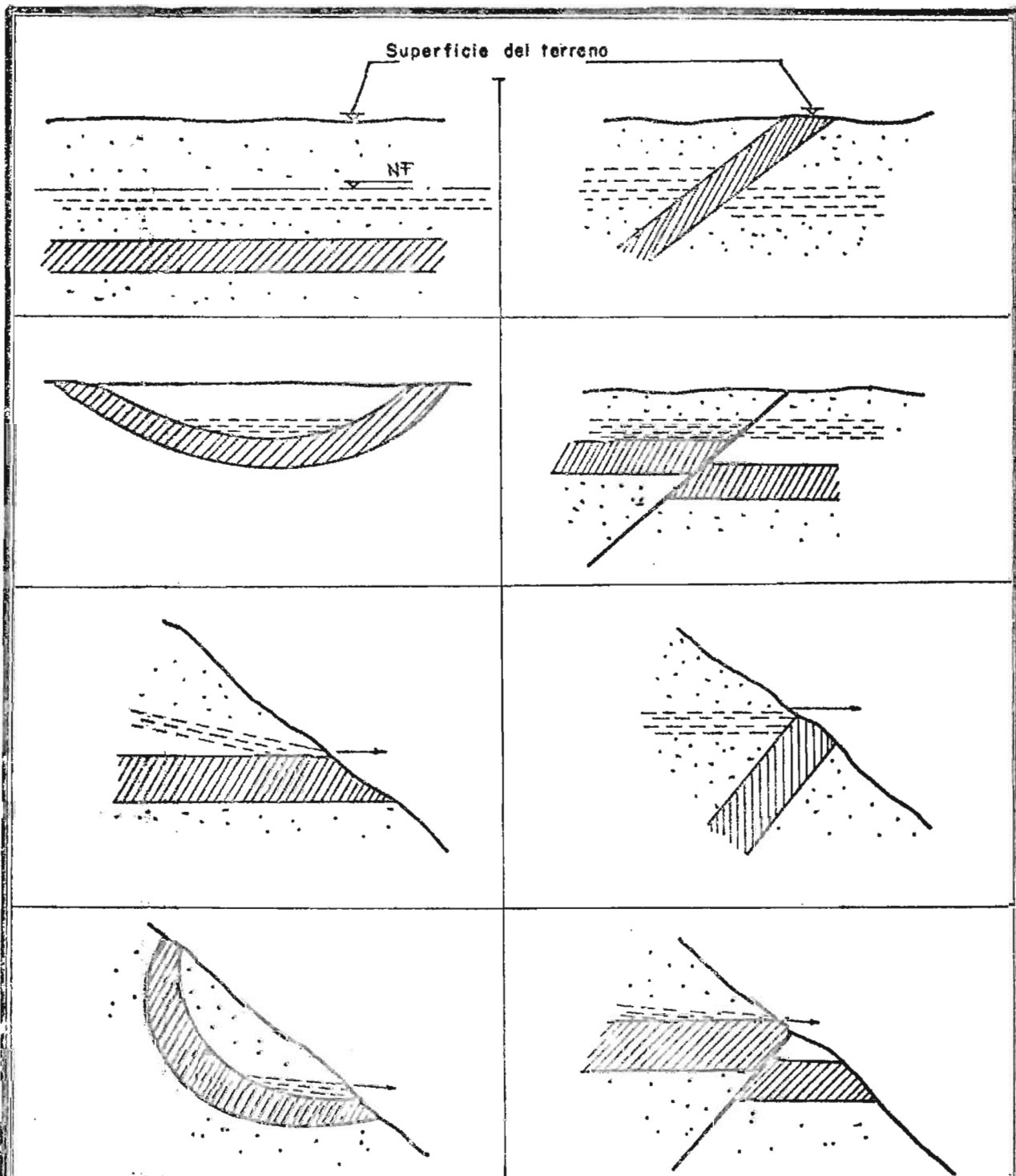
Areniscas. En nuestro país sólo es posible encontrar este tipo de suelo en las cercanías de las playas. En este tipo de forma-

ción podemos encontrar desde rocas casi impermeables hasta otras de permeabilidad alta, algunas veces tan confinadas que dan lugar a pozos surgentes. Las areniscas permeables constituyen un admirable depósito de agua subterránea, porque además de tener buena capacidad de almacenamiento, forman un medio filtrante efectivo.

Calizas. También son formaciones poco representativas del subsuelo de nuestro país pues solo existen localizadas en las regiones de Chalchuapa y Metapán.

Siguen en importancia, después de las areniscas, debido a la existencia de grandes canales y cavernas por el efecto de la disolución de la roca, peculiaridad que puede presentar un beneficio, pues la disolución de la roca al extraer agua puede aumentar las dimensiones del acuífero, dando lugar a veces a las formaciones kársticas.

Rocas Cristalinas. No se consideran acuíferas aún cuando en las excavaciones son pocas las que se presentan secas. Cuando están descompuestas por meteorización, fracturadas o agrietadas pueden reunir apreciables cantidades de agua subterránea.



S I M B O L O S:

- |                                                                                     |                   |                                                                                     |                       |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------|
|  | Fuente            |  | Nivel del agua        |
|  | Estrato permeable |  | Formación impermeable |

INFLUENCIA DE LA ESTRUCTURA GEOLOGICA EN LA DISTRIBUCION DEL AGUA SUBTERRANEA

FIG. 2-4-1

CAPITULO - III  
LAS AGUAS SUBTERRANEAS ✓

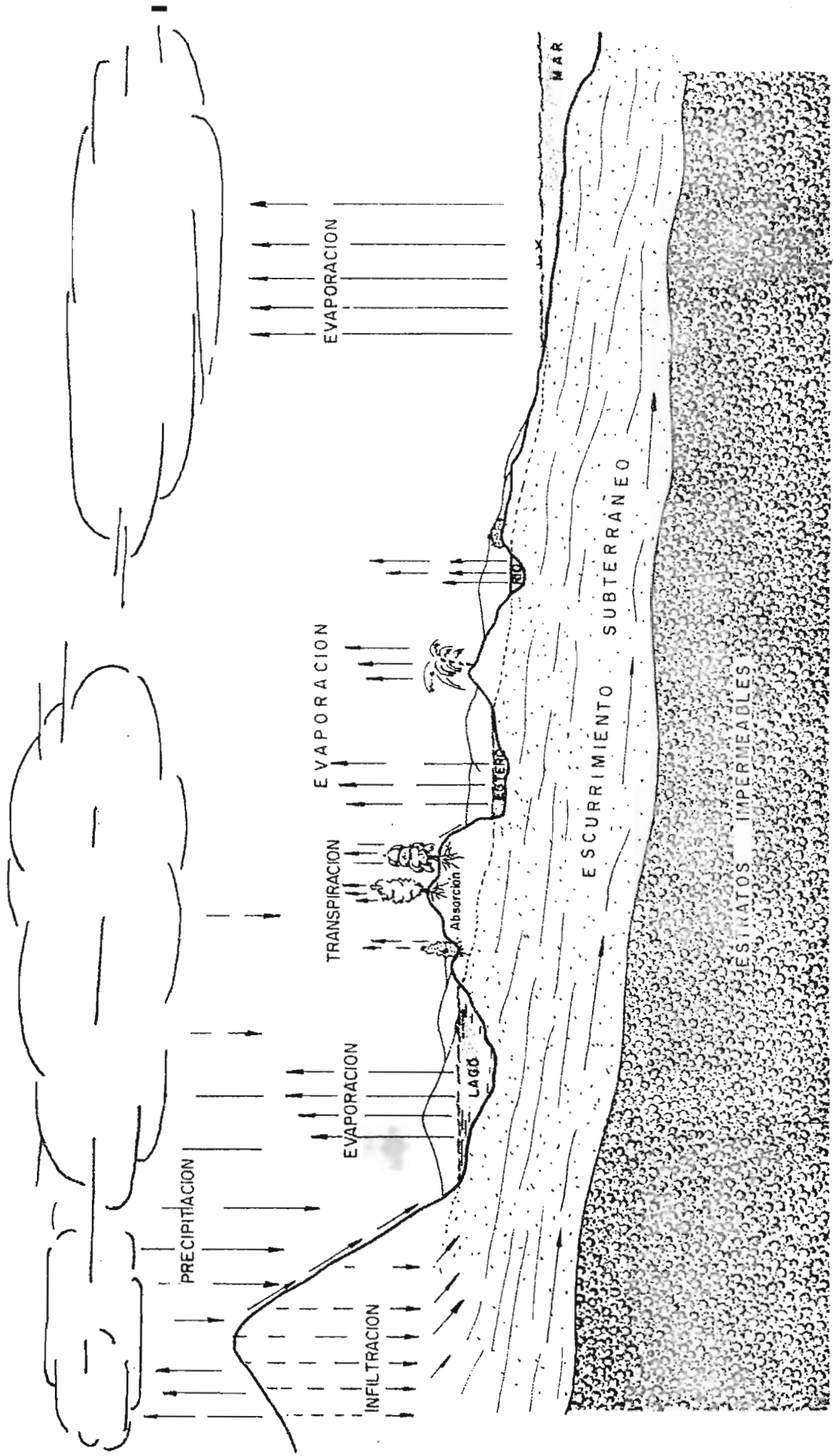
A - SU ORIGEN

El estudio de las aguas subterráneas se asocia con la necesidad de solucionar problemas de agua potable, es decir, abastecimiento de agua a las poblaciones, lo cual hace pensar que el hombre desde que empezó a formar parte de un grupo y que trató de resolver problemas colectivos, tuvo ya idea del agua subterránea, pero claro, no sabía su explicación; las interrogantes: Por qué existía?, de dónde venía?, no fueron analizadas ni fueron comprendidas. Durante la Edad Media, se trató de dar una explicación al origen del agua subterránea, entre las tantas que surgieron merece la atención la que atribuía su origen a las aguas del mar, basados en los pasajes bíblicos; por ejemplo: Eclesiástico (1: 7) "Todos los ríos corren hacia el mar, pero el mar no se llena, al lugar de donde los ríos vinieron allí vuelven para correr de nuevo"; ésto lo interpretaban así: Que debido a la curvatura de la tierra, el agua en medio del Océano estaba en realidad más alto que los manantiales y debido a presiones y grandes abismos el agua se filtraba y llegaba a aflorar; esto advierte el desconocimiento de las leyes que rigen el comportamiento y origen del agua subterránea.

No fue sino hasta principios del Siglo XVIII que se concibió que los manantiales eran producto de la infiltración de las aguas lluvias.

Las aguas subterráneas tienen su origen en diversas formas, algunas veces se puede considerar como un aporte directo de la actividad volcánica o magmática que durante la cristalización de las rocas, se desprende agua que puede pasar a la roca adyacente y luego formar parte del caudal subterráneo; pero la forma de origen de casi toda el agua subterránea es la precipitación, es decir, el agua meteórica que llega hasta los depósitos subterráneos mediante el proceso de infiltración y por percolación de las corrientes de los ríos y lagos.

Para la mejor interpretación y estudio del agua subterránea se ha recurrido a la representación gráfica del ciclo del agua en la naturaleza lo que conocemos como ciclo hidrológico, figura 3-1-1.



Podemos describir el ciclo hidrológico empezando por la evaporación del agua de las grandes masas oceánicas; el vapor que resulta de este paso es transportado por las masas de aire en movimiento, que en determinadas condiciones se condensa y forma nubes, las cuales pueden ocasionar la precipitación; la precipitación al caer sobre la superficie terrestre, en diversas formas, se dispersan en distintos modos. La mayor parte es retenida por el suelo, temporalmente en las proximidades al lugar de caída para luego ser devuelta a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas. Otra parte del agua se abre camino por la superficie hasta los cauces de los arroyos y ríos, mientras que otro se infiltra para ir a abastecer o formar parte de la reserva de aguas subterráneas; debido a la gravedad tanto de las aguas superficiales como las aguas subterráneas descienden hacia cotas más bajas.

#### 1 - Infiltración del Agua Lluvia

Ya establecido que la principal forma del origen del agua subterránea depende de la parte de precipitación que se infiltra y se entenderá, que este término incluye todas las formas de humedad que tienen su principio en las nubes y luego caen sobre la superficie terrestre; como se sabe serán diferentes los tipos y modos de formación de éstas.

Para originarse la precipitación debe existir el enfriamiento del agua para la condensación y el crecimiento de las pequeñas gotas; según el mecanismo que provoque dicho enfriamiento, se ha clasificado la precipitación, y así será:

- a) Precipitación Ciclónica: Si resulta de la elevación del aire convergente en una área de baja presión, ejemplo de este tipo son la mayoría de las borrascas en regiones llanas.
- b) Precipitación por Convección: Si resulta de la elevación de aire más ligero y cálido, rodeado de aire más denso y frío. La diferencia de temperatura puede provenir del desigual calentamiento de la superficie, desigual enfriamiento de la parte superior de la capa de aire o elevación mecánica cuando el aire se ve forzado a pasar sobre una masa de aire más densa y fría o sobre una barrera montañosa.



c) Precipitación orográfica: proviene de la elevación mecánica sobre barreras montañosas. En terrenos abruptos, la influencia orográfica es tan montañosa, que las características de precipitación tormentosa, tienden a representar las de la precipitación media anual.

En los párrafos anteriores está expuesto las diversas formas de los mecanismos que provocan la precipitación, ahora expondremos las formas en que la precipitación cae sobre la superficie terrestre que según cierta característica o modalidades reciben diferentes nombres, así llamaremos:

Llovizna: Consiste en gotas de agua de diámetro menor 0.5 mm.

Lluvia: Consiste generalmente en gotas mayores de 0.5 mm. de diámetro.

Escarcha: Es la capa de hielo formada al helarse la llovizna o lluvia, al ponerse en contacto con objetos fríos sobre la superficie.

Granizo: Precipitación en forma de cristales de hielo de más de 5 mm de diámetro formado por congelación y fusión alternativa, al ser transportadas hacia arriba y hacia abajo o por corrientes de aire muy turbulentas.

Aguanieve: Gotas de lluvia heladas por enfriamiento durante la caída en el aire, a temperaturas inferiores al punto de congelación.

Nieve: Precipitación en forma de cristales de hielo, resultantes de la sublimación es decir del paso del vapor de agua directamente a hielo.

Copo de Nieve: Es la formación de varios cristales de hielo unidos por fusión.

INFILTRACION: La infiltración es el movimiento del agua a través de la superficie del suelo, hacia el interior del mismo. No confundir con percolación, que consiste en el movimiento del agua a través del suelo; pero ambos fenómenos están estrechamente relaciona-

dos, ya que la infiltración no puede continuar libremente, de no ser porque la percolación evacúe el agua infiltrada de la superficie del suelo; el agua gravitatoria discurre hasta el agua subterránea siguiendo el recorrido de la mínima resistencia ya que el suelo está atravesado por conductos no capilares.

La infiltración del agua lluvia se distingue por profundidades muy pequeñas en la superficie del suelo, pero localizada en grandes áreas de terreno.

Las cantidades de agua infiltradas son generalmente bajas y raramente, suficientes para saturar una gran profundidad del suelo; esto se debe a que la velocidad de la infiltración es generalmente menor a 1.5 m/día; esto se ha medido en terrenos donde se ha esparcido las aguas de avenidas hasta empantanar la zona en donde aquellas se infiltran; además se ha hecho innumerables investigaciones para aumentar este valor tales como: arando el área de diseminación, empleo de productos químicos y aditivos orgánicos. Todo este proceso tiene por objeto saturar el suelo hasta el nivel frático.

Para el cálculo matemático, basado en la estadística, podemos calcular y luego hacer gráficas para mejor interpretación del fenómeno de la infiltración, para la cual definiremos como:

Capacidad de infiltración. ( $f_p$ ) es la máxima intensidad de penetración del agua en el suelo en un punto dado y en condiciones dadas.

Intensidad de Infiltración: ( $f_i$ ) es la constancia de tiempo o rapidez de movimiento del agua a través del suelo; por ejemplo: las fuerzas capilares desvían continuamente agua gravitatoria por los poros capilares, en tal forma que la cantidad de agua gravitatoria que sucesivamente pasa a niveles inferiores, disminuye constantemente; este proceso ha producido un aumento de resistencia al agua gravitatoria en la capa superficial lo cual se traduce en una intensidad de infiltración decreciente a medida que la borrasca progresa.

La intensidad de infiltración en las primeras fases de una borrasca es menor si los poros capilares están llenos debido a una borrasca previa.

Intensidad de Infiltración Real = Capacidad de Infiltración

$$(f_i) = (f_p)$$

Solo cuando la intensidad de exceso ( $i_s$ ):

(intensidad de lluvia menos intensidad de retención)  
es igual o mayor que ( $f_p$ ) capacidad de infiltración.

El valor de la capacidad de infiltración ( $f_p$ ) alcanza su máximo al principio de una borrasca y se acerca a un valor bajo y constante a medida que el perfil del suelo se satura:

El valor máximo es ( $f_o$ ); y  
El valor bajo constante es ( $f_c$ )

El valor límite está controlado por la permeabilidad del suelo.  
Las curvas de capacidad de infiltración se aproxima a la forma:

$$f_p = f_c + (f_o - f_c) e^{-kt}$$

e = base logarítmos neperianos

k = constante empírica

t = tiempo desde que comenzó la lluvia.

Sólo aplicable si  $i_s \geq f_p$  a lo largo de la borrasca.

La capacidad de infiltración depende de muchos factores, tales como:

- Tipo de suelo (estructura geológica)
- Contenido de humedad
- Materia orgánica
- Cubierta vegetal
- Estación del año.

Entre las características del suelo que afectan a la infiltración la más importante es la porosidad no capilar. La porosidad de termina la capacidad de almacenamiento y afecta también a la resistencia a la corriente, es decir, que la infiltración tien de a aumentar con la porosidad.

Un aumento de materias orgánicas, produce aumento de la capacidad de infiltración, pues la primera produce en gran parte el cambio correspondiente de porosidad.

Respecto a la vegetación es favorable para la infiltración, ya que comparando un suelo desnudo y otro cubierto por vegetación, la infiltración en este último aumenta debido a las razones siguientes:

- a) Retarda la corriente superficial, dando al agua un tiempo adicional para penetrar el suelo.
- b) El sistema radicular (raíces) hace al suelo más permeable.
- c) El follaje protege al suelo del impacto de las gotas de lluvia, reduciendo la compactación de la superficie del suelo.

Para la medición de la infiltración se usan aparatos denominados:

Infiltrómetros: consisten en un tubo u otro limitador destinados a aislar una sección del suelo, para medir la infiltración. El área efectiva varía desde menos de 900 cm<sup>2</sup> hasta varias decenas de metros<sup>2</sup>.

En la actualidad, para la medición de la infiltración se usan las técnicas de aspersión pues resulta imposible medir directamente la cantidad de agua que penetra en la superficie del suelo; la infiltración se calcula suponiéndola igual a la diferencia entre el agua aplicada y la escorrentía superficial medida.

## B - CLASIFICACION DEL AGUA DEL SUBSUELO

Para seguir una secuencia lógica del proceso de las formaciones acuíferas, después de recordar cuál es el origen de dichas formaciones, se estudia como se distribuye el agua en el subsuelo, las consideraciones que se hacen sobre las aguas subterráneas, se refieren casi exclusivamente a aquella parte que queda retenida en el subsuelo, la cual a ido avanzando debido al efecto de la ley de la gravedad.

Se ha agrupado con diferentes términos el agua que está en el subsuelo; las dos figuras 3-2-1 y 3-2-2 muestran las condiciones como se encuentra el agua bajo la superficie del suelo.

Para aclarar las relaciones entre las diferentes clases de agua existente en el subsuelo el Dr. O. Meinzer a definido como:

Agua Vadosa: La que está todavía en la zona de aeración o sea en la parte no saturada de agua de la corteza.

Agua Interna: Abajo de la zona de saturación, situada a grandes profundidades de la corteza terrestre, en la zona de plasticidad de las rocas donde la presión de las rocas es tan grande que no existen intersticios, donde pudiera alojarse el agua; se calcula que se encuentran a más de diez kilómetros de profundidad; esta agua profunda y la asociada con los magmas solo tienen interés geológico.

Se conoce este tipo de agua con el nombre de agua plutónica o agua joven y puede ser de dos clases:

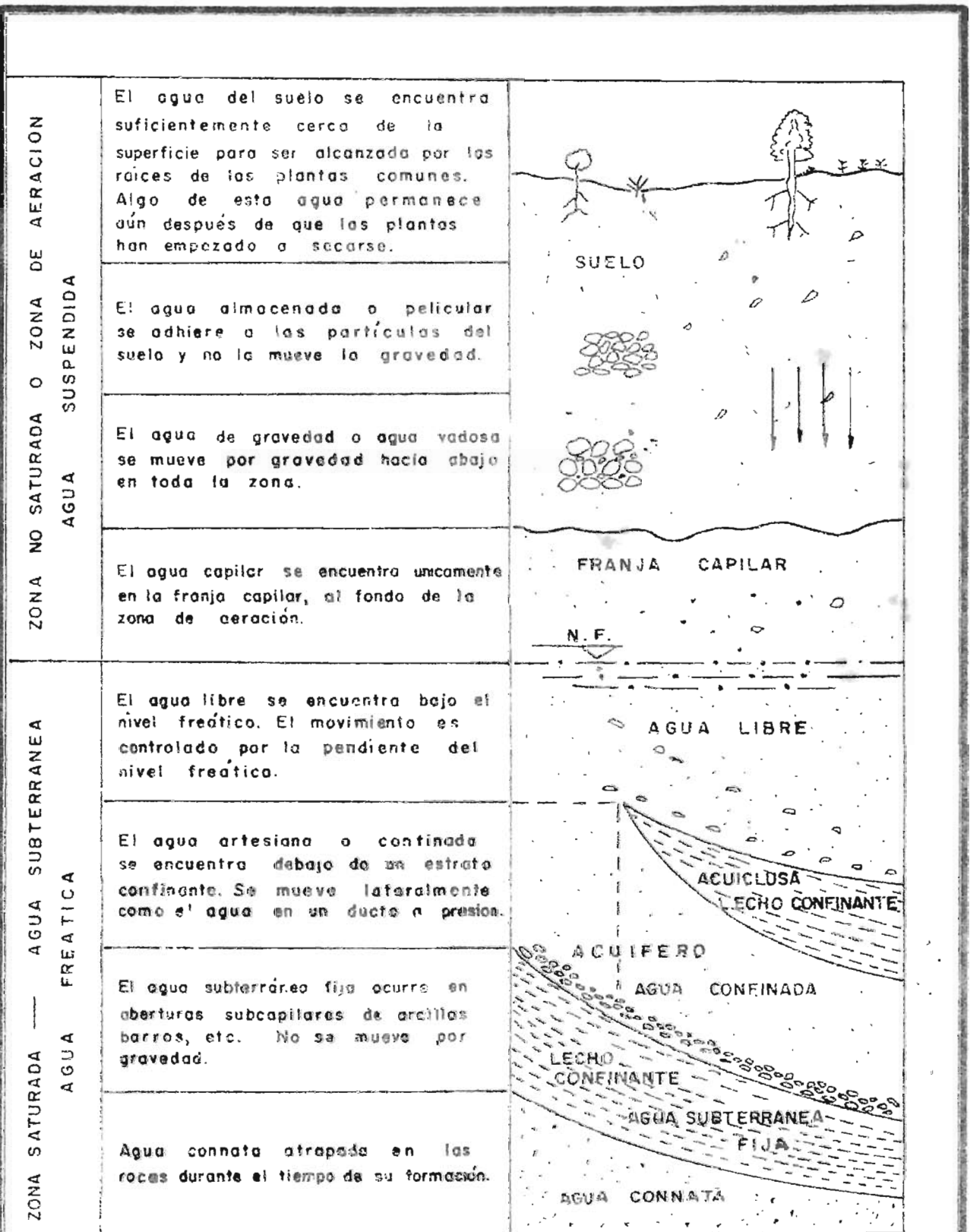
- 1 - La aprisionada en el interior de la tierra desde que ésta se formó.
- 2 - La creada por combinación química del hidrógeno primitivo con el oxígeno de origen externo.

Estos dos tipos de agua no han existido como meteóricas o superficiales; de allí su nombre de plutónicas.

Agua Fósil o Innata: Es la encerrada entre niveles impermeables levantados y dislocados en el pasado.

Los tres conceptos anteriores son una clasificación del tipo de agua, es decir, el líquido como es que ha llegado hasta su depósito y según las características geológicas que predominan a su alrededor será el nombre que reciben, pero para una mejor comprensión varios autores clasifican la presencia del agua en la corteza terrestre por medio de zonas.

Según el Dr. O. Meinzer la corteza terrestre para efectos de la localización del agua está clasificada en dos zonas:



OCURRENCIA Y DISTRIBUCION DEL AGUA SUPERFICIAL

FIG. 3-2-1

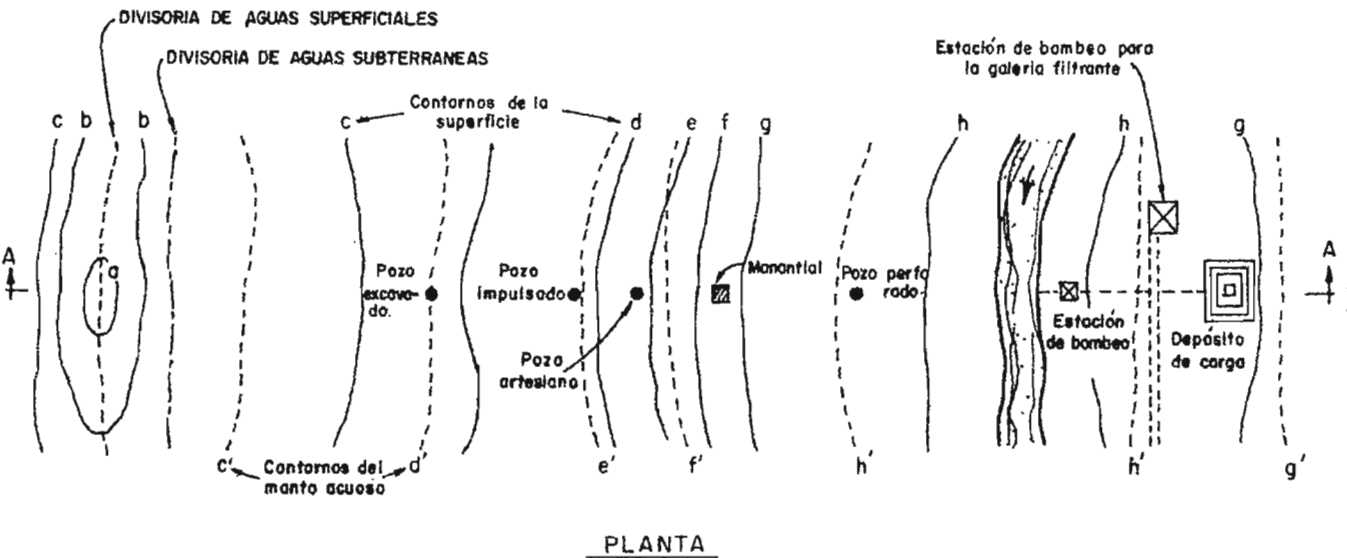
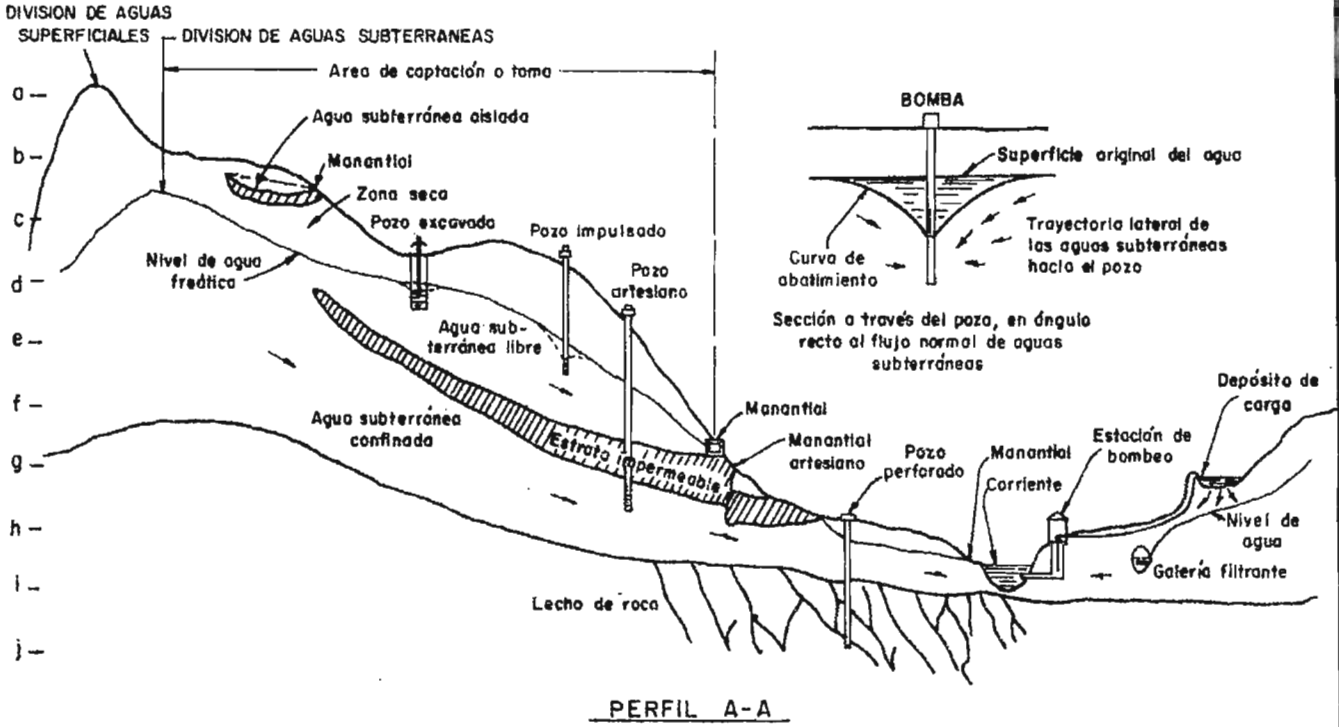


Fig. 3-22  
 BIBLI. 8 Pag. 38-39

1 - Zona de fractura de la corteza terrestre

2 - Zona de plasticidad de las rocas

En la zona de fractura encontramos otras zonas:

Zona de saturación

Zona de no saturación (aeración)

Zona de no saturación podemos distinguir otras capas o zonas:

1 - Zona de evaporación: Donde se encuentra lo que se llama agua del suelo o agua somera.

Cuando el agua se ha precipitado sobre la superficie y se han saturado sus poros empieza a descender -no en todo el volumen infiltrado- pues en un porcentaje más o menos grande se ha evaporado o mediante la transpiración de los vegetales que la han absorbido valiéndose de su sistema radical; esto es lo que sucede en la zona de evaporación que en síntesis es la zona superficial.

2 - Zona de Aeración, Agua Intermedia o Agua Vadosa

En esta zona el agua que pasó la zona de evaporación o zona de humedad del suelo, desaloja y a la vez queda coexistiendo junto con el aire que está en los poros del suelo; se le llama también zona de transición.

3 - Zona capilar o agua vadosa límite

En esta zona es donde se produce el fenómeno de capilaridad, éste consiste en el ascenso de agua en el terreno hasta cierta altura; debido a la tensión superficial y cohesión intermolecular, se puede determinar esta altura que el agua asciende por los canales capilares de los suelos finos y rocas porosas.

Esta zona o franja está localizada sobre el nivel freático verdadero, si los intersticios son pequeños, la cantidad de agua en esta franja parcialmente saturada, puede ser significativamente grande. Su importancia está en la agricultura, al llegar las raíces a esta zona se garantiza que las plantas pueden



aprovechar el agua que circula subterráneamente. También se puede presentar agua capilar en la zona vadosa (no apoyada sobre el nivel freático) y recibe el nombre de agua capilar suspendida.

### Zona de Saturación

Esta comprende desde que la gota de agua encontró una capa impermeable o poco permeable y se ha empezado a acumular, al seguir este proceso la ocupación de los intersticios es total progresando de abajo hacia arriba.

El espesor de esta capa es variable y está en relación directa con:

- a) Cantidad de agua infiltrada
- b) Profundidad total a que se encuentra la capa impermeable
- c) Velocidad de circulación del agua sobre el estrato impermeable.

Esto nos indica que la máxima altura de la zona de saturación será cuando el nivel del agua superior acaba, en su ascenso, por saturar completamente el espesor del terreno, alcanzado así la zona de aereación, es decir, que no penetra más agua que la correspondiente al caudal que circula subterráneamente.

Cuando ha sucedido la situación anterior se produce:

- a) El agua en la zona se evapora o escurre constituyendo una corriente superficial provista de su manto de subálveas correspondiente.
- b) Si por la configuración del terreno no circula el agua se produce un encharcamiento, si la cantidad de agua es poca y una zona pantanosa o laguna si la precipitación es grande.
- c) Por el contrario si el espesor de la zona de saturación por falta de infiltración o por una velocidad de circulación subterránea mayor que la de penetración, puede provocar un descenso del nivel en este acuífero por lo cual el manto freático se extingue.

## C - RECURSOS Y RESERVAS SUBTERRANEAS

Por recursos entenderemos los diferentes aspectos con que las formaciones acuíferas cuentan para su reabastecimiento, es decir, en un acuífero existente un volumen determinado, pero de este solo podemos usar cierto porcentaje que está determinado por un balance hídrico, según el resultado del cálculo de rendimiento que es:

$$G = P - Q_s - E_t + Q_g - \Delta S_g - \Delta S_s$$

- En donde: G = Rendimientos seguros (renovables)  
P = Precipitación sobre el área tributaria de la capa freática  
Q<sub>s</sub> = Caudal superficial de la misma área  
E<sub>t</sub> = Evapotranspiración  
Q<sub>g</sub> = Afluencia neta del agua subterránea al área  
Δ S<sub>g</sub> = Variación en el almacenamiento del acuífero  
Δ S<sub>s</sub> = Cambio en el almacenamiento superficial o incremento del flujo base en la zona considerada.

El cálculo de este valor constituye uno de los problemas en los estudios de aguas subterráneas que consiste en la determinación del caudal que se puede extraer y que se le llama RENDIMIENTO SEGURO y se define:

“Cantidad de agua que se puede extraer por unidad de tiempo sin agotar la reserva hasta tal punto que la extracción a dicho ritmo no resulte ya económicamente factible”(Meinzer)

Aunque la ecuación del rendimiento seguro pueda indicar una gran extracción potencial ésta solo será efectiva si la capa freática es capaz de transmitir el agua a los pozos a una velocidad suficientemente alta para mantener dicho caudal.

Si descienden los niveles de agua en la capa freática aumenta los costos de bombeo. La cantidad de agua extraída a través de las captaciones se lee en los registros de consumo. El flujo subterráneo y las fugas o aportes pueden recargar o descargar un acuífero o bien realizar ambas operaciones.

El conocimiento de los manantiales puede decir de la constitución y característica de los mantos subterráneos que los alimenta. Entre los tipos de manantial se pueden citar:

#### Afloramientos - Derramamiento o Vertedero

Son fuentes que aparecen en las laderas de los valles o en el contacto con los afloramientos de las formaciones impermeables, surgiendo el agua a través de sus discontinuidades como consecuencia de la presión a que está sometida .

#### Fuentes de Emergencia o de Vaguada

Son fuentes que se forman debido a depresiones topográficas que en un punto alcanzan cuotas más que el nivel freático del manto subterráneo. Estos estan sujetos a las variaciones de caudal correlativo al manto es decir aumentando cuando aquel se recarga o disminuyendo en sus descargas.

#### Manantiales o Fuentes de Grieta o Filón

El agua surge por grietas que contienen venas ascendentes con carga suficiente para aflorar a la superficie. Cuando estos están relacionados con mantos de profundidad pueden aparecer en algunas ocasiones con temperaturas y mineralización característica, si esto sucede se les da el nombre de fuentes o manantiales termales. Si en cambio, siempre procediendo de zonas profundas y afloran a temperatura normal y muy mineralizado reciben el nombre de atermales.

#### Fuentes de Pie de Ladera

El agua surge a través de los derrumbes acumulados en los flancos de los montes.

#### Fuentes Intermitentes

Son aquellas en que el agua cesa de salir periódicamente, su causa se debe a que en los depósitos subterráneos existen acumulaciones en forma de sifón la cual debe tener su debida recarga (llenarse hasta cierta altura) para mover el agua por las venas acuíferas que constituyen la fuente.

### Fuentes Intercalares y Fuentes Intermitentes Compuestas

Ambos tipos de fuente están compuestas por la coexistencia de otra fuente continua pero en ciertos períodos de tiempo experimentan aumentos de caudal debido a la acción de una fuente intermitente.

En el grupo formado por las captaciones verticales de las aguas subterráneas (pozos); cuya aplicación en muchas partes ha permitido resolver el problema de abastecimientos de agua potable; se pueden distinguir tres formaciones características:

- a) Acuíferos artesianos o confinados;
- b) Acuíferos no artesianos o libres; y
- c) Acuíferos perchados.

Estas formaciones están representadas en las figuras: 3-4-1 (a); (b) y (c)

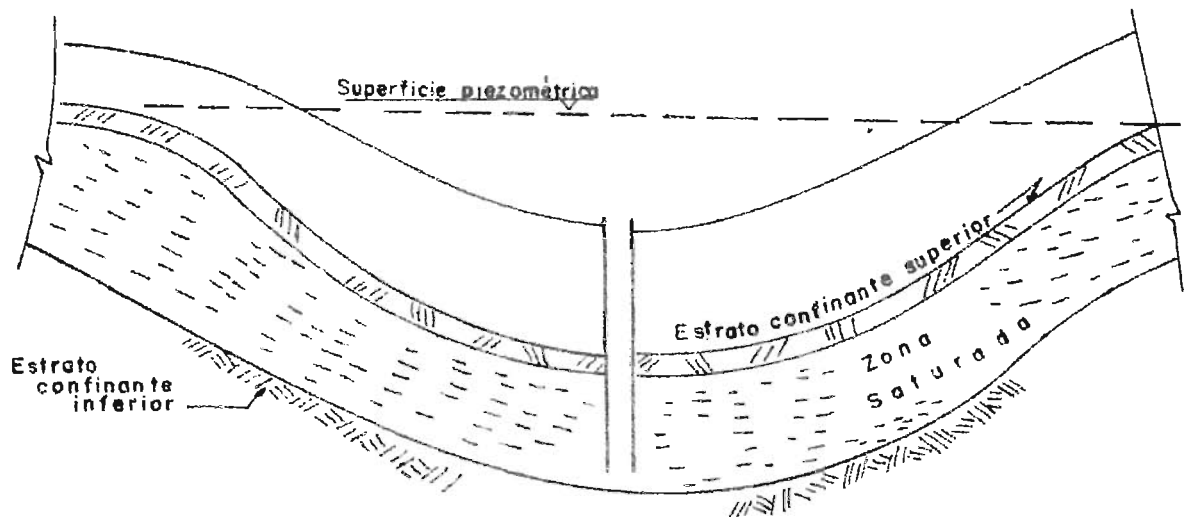
Acuífero: Se designa con este nombre a toda masa de roca o de materiales superficiales sueltos y a la vez permeable y porosa y que por todas estas características permite el paso rápido del agua al pozo o captación.

Acuífero artesiano: Es una formación entre dos estratos impermeables, completamente saturado y donde la presión del agua es mayor que la atmosférica.

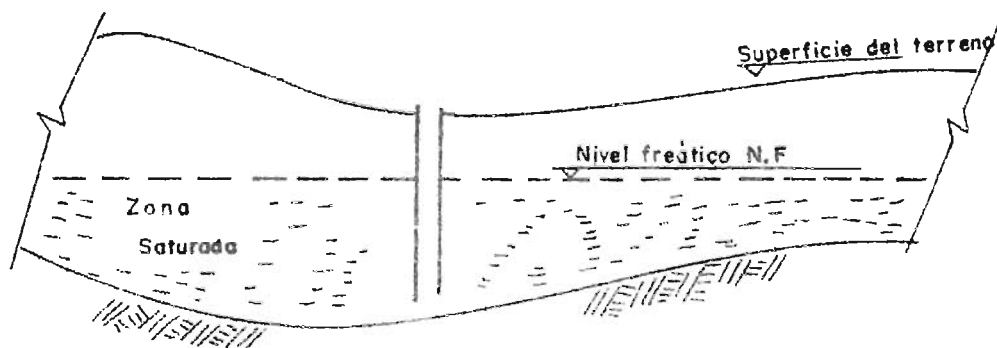
Acuífero Libre o de Tabla de Agua: es una formación geológica saturada de agua que descansa sobre un estrato impermeable sometido a una presión igual a la atmosférica; coincide su nivel con el nivel freático de la zona en que se encuentre.

Acuífero Perchado: están formados por una lente de material impermeable en la zona de aeración, son de poca extensión y poco espesor generalmente son explotados por pozos hechos a mano.

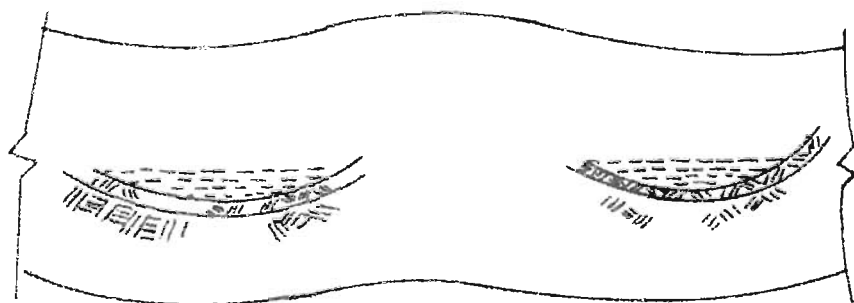
Ver esquema de los tipos de acuíferos.



ACUIFERO ARTESIANO (a)



ACUIFERO NO ARTESIANO O LIBRE (b)



ACUIFERO PERCHADO (c)

## 2 - Parámetros Hidrogeológicos

Teniendo en cuenta los diferentes estados del agua en el suelo, se han establecido límites para definir los estados de equilibrio, así llamamos:

### Capacidad de Campo

Es el contenido de humedad del suelo después de liberar el agua de gravedad, o de otra forma, es el agua retenida en el suelo sometida a una tensión de media atmósfera.

Punto de Marchitez. Representa la humedad del suelo en el momento en que las plantas no pueden extraer agua del suelo.

El estudio de las aguas subterráneas necesita de la determinación de las propiedades del acuífero considerado, siendo los principales, los que se definen a continuación:

Porosidad. Es el volúmen de agua dentro de una formación rocosa o de suelo saturado y es igual al espacio de poros, que como se dijo antes es una cualidad estática de las rocas.

$$n = \frac{V}{V_t} \cdot 100$$

$$n = \frac{V - a}{V} \cdot 100$$

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

$$n = b - a$$

Siendo:

n = porosidad

V = Volumen de espacios vacíos

V<sub>t</sub> = Volumen de la roca o muestra

a = Volumen agregado de las partículas sólidas incluidas en la muestra

e = Promedio ponderado de la gravedad específica de los materiales que forman la roca o la muestra.

- a = Gravedad específica de la muestra seca
- b = Gravedad específica de la muestra saturada.

Factores de los que depende la porosidad:

- a) Uniformidad en el tamaño de los granos
- b) Forma de los granos
- c) Disposición de los granos
- d) Grado de cementación
- e) Presencia de fisuras, fracturas, etc.

Se dirá que un suelo tiene una porosidad baja si es menor del 5%; media si está entre el 5 y el 20%; excelente si es mayor del 20%.

Ejemplo del valor de la porosidad total de algunas rocas.

ALGUNOS VALORES NUMERICOS DE LA POROSIDAD TOTAL  
(%)

<u>Rocas no Compactas:</u>	<u>Porosidad total (%)</u>
Gravas	25 - 40
Gravas ( $\emptyset$ 4 mm)	36
Arenas y gravas	25 - 30
Arenas	26 - 40
Aluviones recientes	5 - 15
Arena granítica	13
Arcillas	44 - 50
Margas	47 - 50
Limos	34 - 50

<u>Rocas Compactas:</u>	
Calizas	0.5 - 19
Caliza colítica	3 - 20
Esquistos	1 - 10
Dolomía	3
Granito	0.02 - 1.5
Basalto	0.1 - 3

El Gradiente Hidráulico, de un acuífero no confinado en un lugar y dirección dada es la razón de cambio de altura por unidad de distancia en ese lugar y en esa dirección. Para los confinados es la razón de cambio de presión por unidad de distancia.

Coefficiente de Permeabilidad Horizontal ( P )

Es la razón de flujo de agua en galones/día a través de una sección transversal de 1 pie<sup>2</sup> con un gradiente de 1': 1" y a la temperatura de 60° F.

Permeabilidad Vertical S<sub>v</sub>

Es la razón de flujo vertical de agua en galones por día a través de una sección horizontal de un pie<sup>2</sup> de área del estrato confinante bajo un gradiente hidráulico del 100% (1': 1").

Ley de Darcy

“La razón de flujo a través de un medio poroso es directamente proporcional a la pérdida de carga e inversamente proporcional a la longitud del curso del flujo”.

$$Q = K I A$$

Q = Descarga en pie<sup>3</sup>/día

K = Coeficiente de permeabilidad

$$I = \text{Gradiente hidráulico} \quad I = \frac{\Delta h}{L}$$

A = Área de la sección del medio poroso a través del cual se hace la filtración del agua.

Coefficiente de Transmisibilidad (T) T = K (m)

Es la razón de flujo de agua en galones/día a través de una sección transversal de un acuífero de 1 pie de ancho por todo el espesor del estrato saturado bajo un gradiente hidráulico del 100% (1': 1"). Figura 3-4-2 (a)



### Coefficiente de Almacenamiento (S)

#### a) Para acuíferos confinados (artesianos)

Volumen de agua desalojado o absorbido por unidad de área del acuífero y por unidad de cambio en la carga normal a esa área unitaria. De esto depende la cantidad de agua a extraer. Valores: de 0.00001 a 0.001. Fig. 3-4-2 (b)

#### b) Para acuíferos no confinados, (Rendimiento específico)

Es el agua obtenida por el escurrimiento de cierto material acuífero expresado en porcentaje del volumen total del material escurrido.

Valores: 0.001 a 0.30' Figura 3-4-2 (c)

### Rendimiento Específico ( $C_e$ )

De una capa acuífera es la relación del agua que fluirá libremente del material, al volumen total de la formación y siempre será menor que la porosidad total. La relación entre rendimiento específico y porosidad depende del tamaño del gramo de la muestra.

### Determinación de los Parámetros Hidrogeológicos:

Los coeficientes expuestos anteriormente se pueden determinar mediante una serie de métodos y fórmulas las cuales se basan en la Ley de Darcy, los principales son los siguientes:

- a) Método de Theis o de la curva tipo (método de no equilibrio)
- b) Método de Jacob (Modificado de Theis)
- c) Método de Lhoman
- d) Método de Du-puit
- e) Método de V. T. Chow.

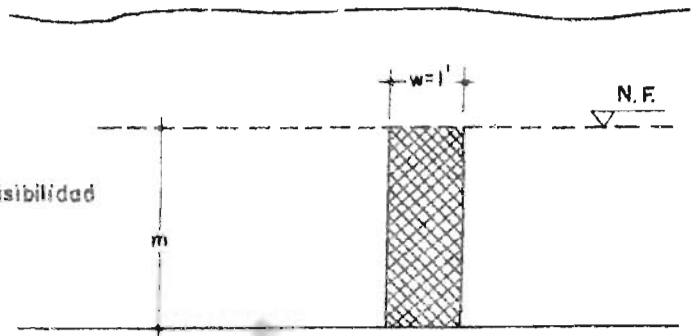
La explicación de como se trabaja con estos métodos está fuera del alcance del presente trabajo ya que de cada uno de ellos con sus respectivos ejemplos sería objeto de un trabajo similar.

COEFICIENTE DE TRANSMISIBILIDAD: (T)

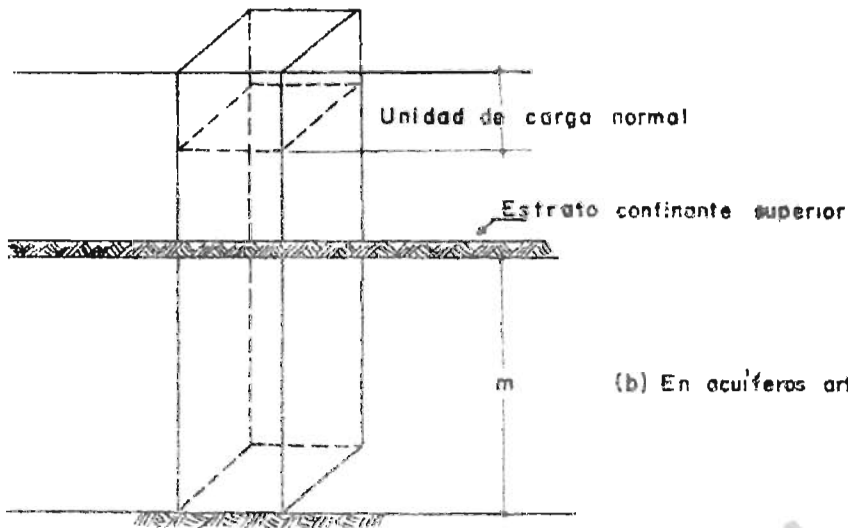
$T = k.m$

$m$  = espesor del acuífero

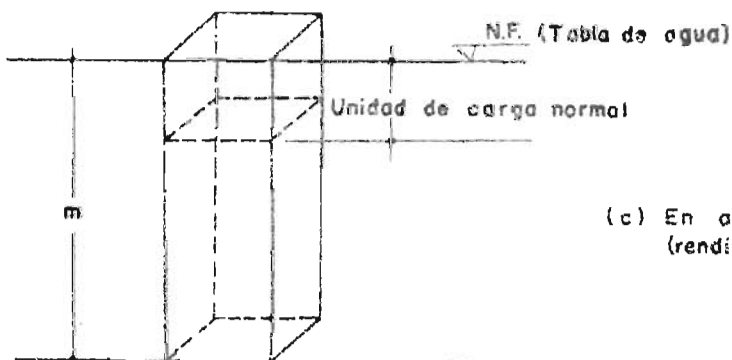
$k$  = coeficiente de transmisibilidad



COEFICIENTE DE ALMACENAMIENTO (S)



(b) En acuíferos artesianos



(c) En acuíferos libres  
(rendimiento específico)

La descripción de cualquiera de estos métodos se encuentra en casi todos los textos de hidrología e hidrogeología.

## E - EXPLORACION Y CAPTACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

Se ha estudiado el suelo como soporte de las aguas subterráneas, luego su origen y su circulación a través del mismo suelo, nos resta ahora determinar las técnicas que se emplean para localizar los lugares más apropiados para llevar a cabo los trabajos de captación. Necesitamos determinar las profundidades a que se encuentran las capas acuíferas, la localización de los puntos más favorables para su explotación, tipo de captación, la calidad de agua, disponibilidad, etc.

### Métodos Experimentales

Consisten en el estudio de los indicios exteriores, de humedad y las características de las captaciones preexistentes; en el caso de aguas que discurren a muy poca profundidad, de tal modo que no existan formaciones impermeables que las aislen del exterior, son indicios clásicos: el hecho de que tal ambiente húmedo atrae a numerosos insectos voladores, gusanos, babosas, sapos, etc., así como la geología, morfología, vegetación, etc.

Igualmente, en terrenos secos, la existencia de plantas hidrófilas como por ejemplo: Juncos o árboles de ribera que se sabe que su vida depende de la existencia del agua nos dice que en ese lugar es probable la existencia de agua subterránea.

### Métodos Rabdicos

Consiste en la determinación de un manto acuífero y su mejor lugar de alumbramiento mediante el uso de varitas y péndulos manejados por los zahories. Este método, que muchas veces podemos encontrarlo desarrollado en tratados especiales de esta materia, merece un juicio consciente de grandes posibilidades de aciertos para toda clase de investigación. Pues otras veces solamente será una manera de sorprender la buena fé de las gentes; no tiene ningún fundamento científico.

## Captaciones

La finalidad de las siguientes líneas es el de recordar las características esenciales de construcción de las obras para agua subterránea, los medios disponibles para el mantenimiento y cuidado de las obras de captación; así como para la conservación de la fuente.

Entre las características comunes de las obras de captación la esencial en la mayor parte de las obras para agua subterránea es el bombeo; las galerías filtrantes conducen sus aguas por gravedad a los pozos de bombeo y desde éstos se eleva el agua a las obras de purificación o directamente al consumo domiciliar.

La perforación de pozos, constituye dentro de la profesión, un arte especializado pues requiere mucho esmero en su ejecución; el tamaño, número y distribución de los pozos está determinado por las propiedades del acuífero y demandas de agua, así como por los equipos de bombeo y perforación disponibles.

Los diámetros de los pozos estarán regidos por el fin a que se destinan, es decir, si se trata de un pozo de producción será de un diámetro tal que permita instalar el equipo de bombeo previsto, si es un pozo de exploración u observación pueden ser pequeños diámetros (2 ó 4 pulgadas).

Los métodos de construcción, depende primordialmente, de la naturaleza del suelo o roca que va a penetrarse y sus costos varían con el tamaño, profundidad y diseño, afectados también por el equipo y experiencia de los encargados en ejecutar la obra. Los costos disminuirán y los diseños serán más eficientes cuando la información geológica e hidrológica disponibles sea lo más real y confiable posible.

La realización de un buen trabajo nos proporcionará datos de utilidad, tales como:

- 1 - Descripciones apropiadas de las formaciones encontradas;
- 2 - Velocidad de avance de la perforación;
- 3 - Colocación correcta del tubo de revestimiento (casing) y rejilla del tamaño adecuado.

En algunos casos suelen tomarse otras precauciones, generalmente sondeos eléctricos, para garantizar una mejor construcción del pozo; por ejemplo:

- 1 - Rimado del pozo (terminación);
- 2 - Medición de las condiciones del subsuelo por métodos de potencial y resistividad eléctrica;
- 3 - Determinación de la porosidad y contenido de humedad mediante registros de rayos gamma y de neutrones.
- 4 - Desarrollo del pozo.

#### Métodos de Construcción de pozos

##### 1 - Pozos Construidos a Mano

Se abren a mano, pues están localizados en terrenos y suelos sueltos no consolidados, se les reviste con ladrillos, concreto, piedra en bruto o bien se les recubre con tubos vitrificados de barro o tubos de concreto de gran diámetro. La excavación se hace hasta un punto en que el agua fluye con mayor rapidez con que se le puede extraer. Generalmente son poco profundos y de bajo rendimiento.

##### 2 - Pozos Clavados y Abiertos a Chorro

Son usados en formaciones de arena de poca profundidad. Para reducir la fricción, la punta es algo mayor que el entubado; la punta guía se encuentra conectada a un colador o sección de tubo perforado; el peso para accionar el sistema se suspende de un bloque conectado a un trípode.

##### 3 - Pozos Barrenados

Se usan en suelos suficientemente coherentes (no derrumbables); los métodos pueden ser a mano o por medio de barrenos mecánicos. Arriba del nivel freático, el suelo penetra generalmente en la barrena, pero se levantará de tiempo en tiempo para limpiarla. Bajo el nivel freático la arena puede ser arrastrada de la barrena, entonces se usará un achicador o bomba de arena para removerla del pozo.

#### 4 - Pozos Perforados

Son los que se taladran por métodos de percusión o perforación rotativa; los métodos empleados o preferibles son:

##### a) Perforación por percusión.

Es efectuado con herramienta de cable; este grupo de herramientas incluye:

Una barrena chata para materiales suaves o con extremos de cincel para roca dura;

Un vástago para la barrena;

Percusores;

Conexión para cable que se unen mediante roscas;

Un brazo exéntrico, polea reciprocante, o viga de balancín, que hace subir o bajar las herramientas dentro del pozo;

Un resorte de retorno en el cable que evita que la barrena se trave o que las herramientas se aplasten.

##### b) Perforación rotatoria.

En este método se sujeta una punta de corte (broca) a una barrena de perforación hueca que se hace girar mediante una mesa rotatoria accionada por un motor. Se le inyecta hacia abajo agua o una suspensión de arcilla coloidal (lodo de perforación) a través del tubo de perforación que fluye por las aberturas de la barrena y transporta el material desprendido a la superficie. La suspensión de arcilla está diseñada para reducir la pérdida de fluido de perforación, hacia las formaciones permeables, lubricar el tubo rotatorio de perforación, unir la pared para evitar derrumbamientos y suspender y sacar los materiales cortados. Cuando se perfora para extraer agua, la arcilla barrenada puede ser formada hacia el interior del acuífero con lo cual se puede reducir el flujo al pozo, para este fin se vierte agua limpia dentro del anillo externo al tubo de perforación mientras una bomba que crea succión dentro del tubo y que con las velocidades altas de ascensión limpia el material grueso del hoyo del pozo.

c) Perforación por percusión con circulación inversa.

Consiste en una barrena de percusión que se desliza sobre el exterior del tubo de perforación con lo cual se logra romper los guijarros encontrados. Los tubos de perforación pueden tener hasta veinte centímetros de diámetro (8 pulgadas) dentro de los cuales se remueven los fragmentos de roca grande. Pueden excavarse con rapidez hoyos hasta de 1.80 metros (6 pies) y a una profundidad de 213 metros (700 pie).

## CAPITULO - IV

### METODOS DE INVESTIGACION GEOFISICA APLICADOS EN LA INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA

---

#### A - METODOS DE RESISTIVIDAD ELECTRICA

Los métodos eléctricos están basados en las propiedades eléctricas de las rocas que son: resistividad, actividad electroquímica y constante dieléctrica. Los métodos eléctricos para la investigación geofísica son empleados en la búsqueda de metales y minerales, por su escasa penetración y limitado poder de resolución, restringe la capacidad de proporcionar datos, profundidades de 20 a 30 metros, son investigados con estos métodos, para obras de ingeniería civil tales como: emplazamientos de presas, ubicación de cimentaciones, etc.; para el caso que ocupa el presente estudio, en la aplicación de los métodos geofísicos a la búsqueda de aguas subterráneas, proporciona este método, junto con el sísmico, dos auxiliares de gran valor para determinar características ideales del subsuelo que revelen la posible existencia de mantos acuíferos; entre los métodos eléctricos desarrollados encontramos:

- 1 - Método de polarización espontánea o Método autopotencial;
- 2 - Método Equipotenciales de punto y línea;
- 3 - Método de Resistividad.

#### Método de Polarización Espontánea o Método de Autopotencial

Es el más simple y se trata de encontrar puntos de igual potencial espontáneo. Implica la medida, en la superficie, de los potenciales eléctricos engendrados en el suelo por acción electroquímica entre los minerales y las soluciones con las cuales están en contacto; no se hace ninguna aplicación de un campo eléctrico externo. La diferencia de potencial puede ser de 500 a 1 000 milivoltios.

#### Principios de Operación

Las diferencias de potencial dan lugar a corrientes que circulan entre los extremos superior e inferior de una masa mineral bajo el punto de medición, la cual se puede descubrir mediante el uso de dos electrodos porosos no polarizantes y un galvanómetro para leer la diferencia de potencial.

La existencia de un potencial en una masa rocosa se debe a la actividad electroquímica que depende:



- 1 - De la composición química de la roca;
- 2 - De la composición y concentración de los electrolitos disueltos en el agua del suelo; de estas dos condiciones, depende la magnitud y signo del voltaje engendrado, cuando el material rocoso está en equilibrio con un electrolito.

### Equipo de Campo y Procedimiento

Como se explicó anteriormente, la diferencia de potencial se puede leer mediante el uso de dos electrodos y un galvanómetro. Los potenciales se pueden medir a lo largo de perfiles, mediante la colocación constante de la pareja de electrodos manteniéndolos a una separación uniforme; con esta disposición se registran los gradientes de las diferencias reales de potencial. Para elaborar las líneas equipotenciales, se usa una disposición de electrodos diferentes, la cual consiste en mantener fijo uno de ellos y luego ir buscando sobre la superficie, otro punto de igual potencial; estas mediciones pueden ser afectados por la topografía del terreno. Un uso práctico de este método es la búsqueda de tuberías corroídas y en hidrogeología para localizar fallas.

### Método Equipotencial de Punto y Línea

Cuando se introduce una corriente artificial al suelo, la medida de ésta puede detectar campos que tengan propiedades eléctricas diferentes a las condiciones naturales en que se encuentran y la técnica de las líneas equipotenciales es la más sencilla.

### Principios de Operación

Al introducir desde el exterior de la superficie, una diferencia de potencial o voltaje aplicados a dos electrodos enterrados en el suelo, se establece un flujo de corriente entre ambos electrodos lo cual dará por resultado unas líneas de flujo, que serán regulares, si el suelo por donde circuló la corriente es homogéneo en sus propiedades eléctricas y estas líneas serán simétricas con respecto a las líneas que unen los electrodos; y por el contrario, si no existe homogeneidad en el medio de circulación de la corriente las líneas de flujo de corriente presentarán distorsiones que denotarán la existencia de una masa interna, dotada de una conductibilidad alta, que atrae a las líneas de flujo o de una baja, que las rechaza. (Fig. 4-1-1). Su fundamento está basado en el principio general de que las líneas de flujo, son siempre norma

les a las líneas de igual potencial, ya que no existe un medio directo, que permita medir la dirección del flujo de corriente en el suelo (fig. 4-1-2) (a) y (b).

### Equipo y Operación de Campo

En este tipo de exploración, se introduce energía al suelo mediante dos electrodos separados, manteniendo un voltaje entre ambos que puede aplicarse por medio de un generador de gasolina; estos electrodos se mantienen fijos y las líneas equipotenciales son trazadas sobre la superficie con un par de electrodos de prueba que pueden ser dos varillas de acero forradas de cobre; uno de estos está fijo entre los dos electrodos finales y el otro se mueve hasta encontrar un punto por el cual no pase corriente, entre él y el electrodo de prueba fijo. Este método es usado para la localización de masas minerales que tengan una conductibilidad anómalamente baja o alta y la profundidad máxima de exploración es de 15 metros; esta interpretación se hace aprovechando las distorsiones de las curvas equipotenciales.

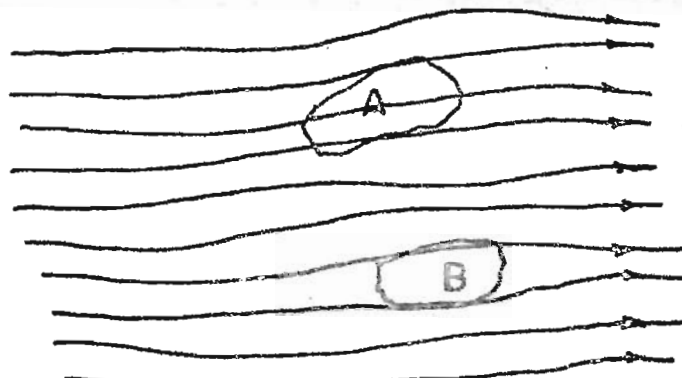
### Métodos de Resistividad

La resistencia eléctrica de una roca se obtiene midiendo la tensión necesaria para hacer pasar a través de dicho cuerpo una corriente de **intensidad conocida**. Para evitar las interferencias de potenciales de contacto, en general se emplean corriente alterna y continua empleando baterías secas o un generador.

La resistividad del agua varía en función de la temperatura y sobre todo de la cantidad y clase de los cuerpos disueltos o en suspensión; ejemplos de esta medida son:

Agua de mar	0.03	(Ohmios metro)
Agua muy pura	3 000	(Ohmios metro)
Agua subterránea	30 - 200	(Ohmios metro)

Debido a la gran variedad en el rango de la medida, no se le concede mayor importancia a las tablas con datos de valores de resistividad del suelo; sin embargo, son ejemplos de estos valores que la experiencia señala para algunos tipos de materiales;

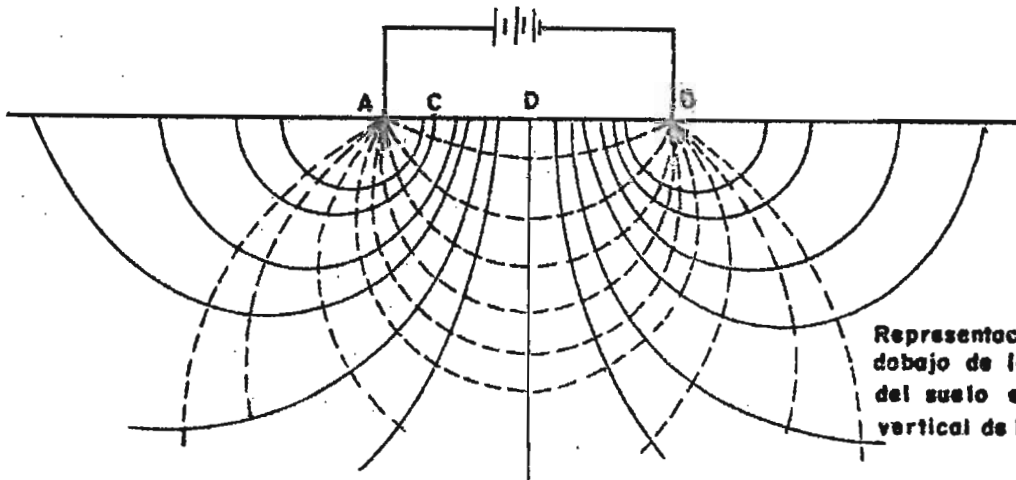


Distorsión de las líneas de flujo de corriente en dos masas con diferente conductibilidad.

A Conductibilidad anormalmente alta  
 B Conductibilidad anormalmente baja

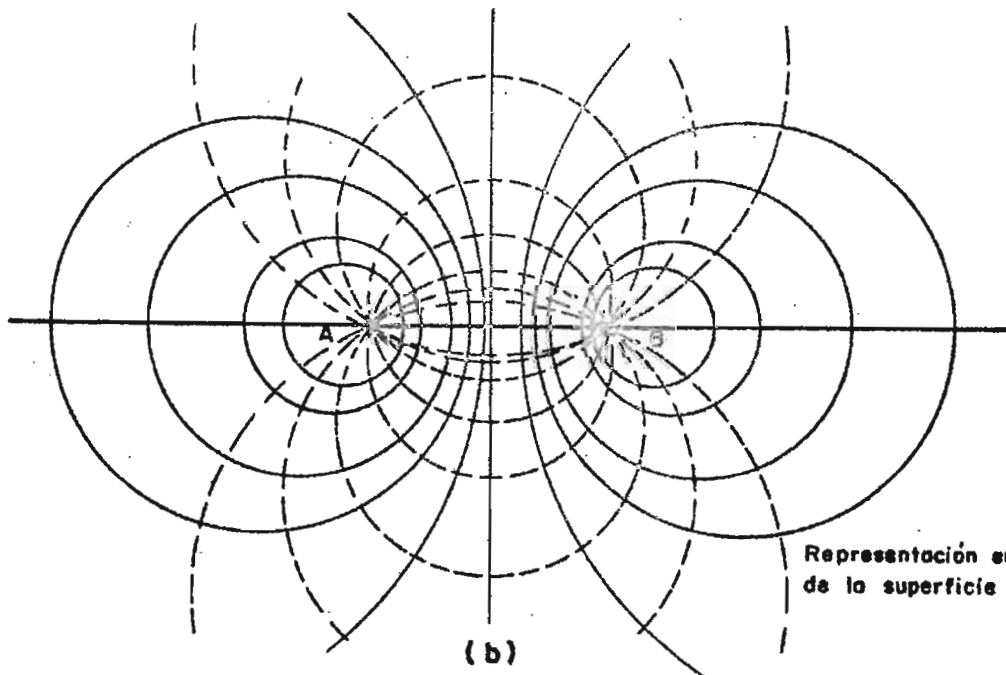
BIBLG.12 PAG.383

FIG. 4-1-1



Representación por debajo de la superficie del suelo en el plano vertical de los electrodos.

(a) - - - - Líneas de flujo de corriente  
 ———— Líneas equipotenciales



Representación en el plano de la superficie del suelo

(b)

FIG. 4-1-2 (a y b)

BIBLG.12 PAG.384

Margas	10	50	0	los metros
Calizas	50	3 000	"	"
Pizarras	50	300	"	"
Arcillas	10	100	"	"
Areniscas	50	5 000	"	"
Granitos	300	10 000	"	"

Derivación de las fórmulas básicas

La resistividad eléctrica de cualquier material se define como la resistencia expresada en ohmios, entre las caras opuestas de un cubo de unidad de ese material y se representa por ( $\rho$ ).

Para un cilindro conductor de longitud L la resistencia R será:

$$R = \rho \frac{L}{A}$$

$$\dots \rho = \frac{RA}{L}$$

Siendo:

R = Resistencia

A = Area transversal

L = Longitud del conductor

$\rho$  = Resistividad eléctrica

Ley de Ohm:

La intensidad I de la corriente está relacionada con el voltaje aplicado V y la resistencia R ( en ohmios) por la siguiente ecuación:

$$I = \frac{V}{R}$$

Donde:

V = Diferencia del voltaje

I = Intensidad de la corriente

R = Resistencia

La diferencia de potencial obtenida de las propiedades eléctricas será:

$$R = \rho \frac{L}{A}$$

$$R = \frac{V}{I}$$

$$V = \rho \times \frac{LI}{A}$$

Y la intensidad de la corriente será:

$$I = \frac{VA}{L\rho}$$

Todas las técnicas por resistividad requieren la medida de la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) que indica la variación de la resistividad con la profundidad, medida a lo largo de una línea, al hacer variar los electrodos en su espaciamiento. Su fundamento es: (Fig. 4-1-3), siendo A y B electrodos en que se introduce la corriente I.

M y N electrodos de potencial  
 $r_1$  y  $r_2$  separaciones de A y B respecto a M  
 $R_1$  y  $R_2$  separaciones de A y B respecto a N

El potencial en el electrodo M será:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (1)$$

En el electrodo N será:

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (2)$$

La diferencia de potencial V medida con un potenciómetro entre los dos electrodos M y N será:

De (1) y (2)

$$\begin{aligned} V &= V_M - V_N \\ &= \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \\ &= \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) \\ \therefore \rho &= \frac{2\pi V}{I} \frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2}} \quad (3) \end{aligned}$$

La expresión

$$\left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right) 2\pi$$

Generalmente se sustituye por  $K^1$  (factor geométrico) de modo que

$$\rho = K \frac{V}{I} \quad (3)$$

Expresado en esta forma se denomina resistividad aparente.

Al no ser constante la resistividad a través del medio, la resistividad calculada con la fórmula 3 varía con la posición de los electrodos.

La aplicación de este concepto: en la figura 4-1-4, está representado un subsuelo no homogéneo y formado por dos capas:

La superior de resistividad  $\rho_1$  (mayor)  
La inferior de resistividad  $\rho_2$

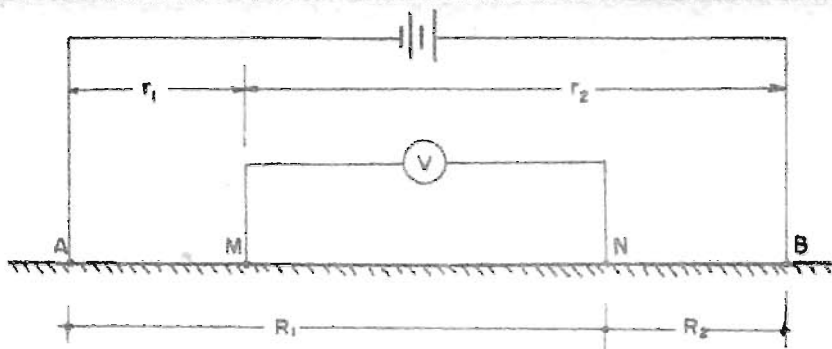
Las líneas de flujo no serán circulares como en los suelos homogéneos, sino que están deformadas hacia abajo, porque la conductividad en la superficie inferior es mayor que en la superior. En la figura 4-1-5 se muestra la relación de resistividad aparente contra relación de espaciamento  $s/h$  ( $s$  = separación de electrodos;  $h$  = profundidad del estrato superior). Se deduce que cuando la separación entre electrodos es pequeña en comparación del espesor  $h$ , la corriente que penetra es poca y la resistividad aparente será prácticamente igual a la resistividad real ( $\rho_1$ ) y cuando el espaciamento sea grande en comparación de  $h$ , la resistividad aparente se aproxima a  $\rho_2$ ; debido a que recibe la influencia del estrato inferior.

J. N. Hummel (Geophysical Prospecting 1932) ha elaborado la teoría para los casos de dos y tres capas, basado en la pérdida de intensidad, al pasar la corriente por las diferentes capas, es decir, que existe un número infinito de orígenes de corrientes, en las posiciones de las imágenes especulares de los electrodos, tal como los reflejarían ópticamente los planos de discontinuidad, que corresponden a fuentes de corriente distantes.

#### Métodos prácticos para determinar la profundidad efectiva de la medida

G.F. Tagg (Geophysical Prospecting 1934) ha construido una serie de curvas para el cálculo de las resistividades y el espesor de las capas para el caso de dos capas; el único inconveniente es que las curvas se han construido para suelos homogéneos y los resultados que se obtienen en el campo, son generalmente de suelos no homogéneos.

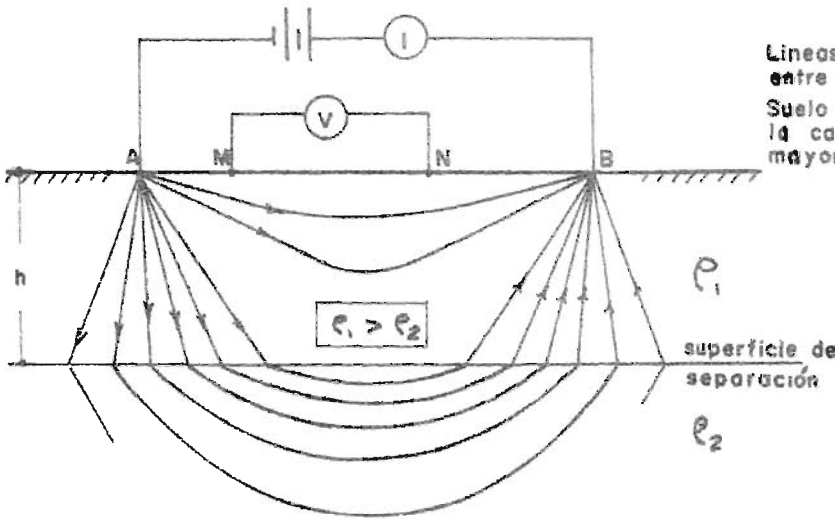
Cuando algunas masas minerales de conductibilidad anómala, se encuentran, se recurre a representarlas como esferas o esferoides y se calcula sus dimensiones y profundidades a que se encuentran a partir de los datos de resistividad, empleando expresiones matemáticas elaboradas para esta forma geométrica.



ELECTRODOS:  
 A y B de corriente  
 M y N de potencial  
 $\rho$  = resistividad

FIG. 4-1-3

BIBL.12 PAG. 386



Lineas de flujo de corriente  
 entre los electrodos A y B.  
 Suelo formado por dos capas  
 la capa mds profunda tiene  
 mayor conductibilidad.

FIG. 4-1-4

BIBL.12 PAG. 387

ELECTRODOS:  
 A y B de corriente  
 C y D de potencial

Resistividad aparente en  
 función de la separación  
 entre electrodos, para el  
 caso de capas.

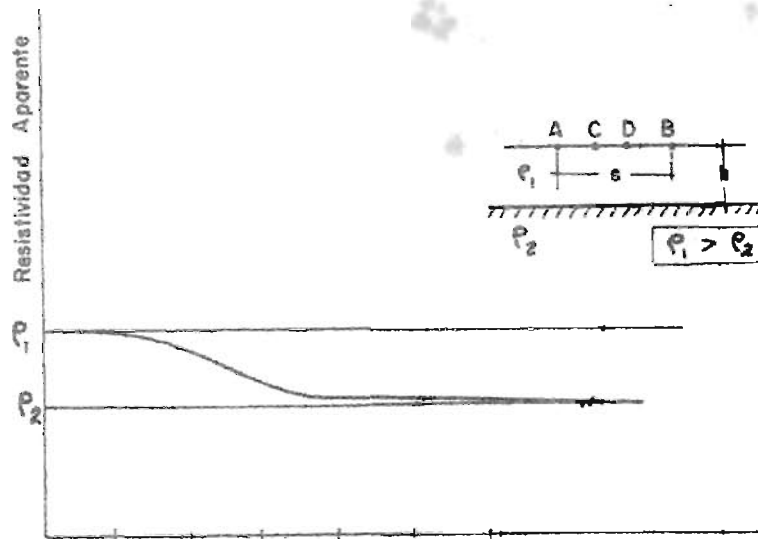


FIG. 4-1-5

Separación entre electrodos de corriente  $\frac{s}{h}$   
 profundidad hasta la superficie de separación

BIBL.12 PAG. 388

En resumen la interpretación cuantitativa de los datos de resistividad ha sido objeto de estudios matemáticos y a pesar de la atención prestada, es difícil obtener resultados de confianza, aplicando el análisis teórico a los datos de resistividad obtenidas en el campo y se debe a que la teoría desarrollada, sólo es aplicable a módulos sencillos con las características de capas múltiples (4 como máximo). La separación entre superficie de contacto debe ser preferiblemente horizontal.

Se tendrá especial cuidado al interpretar las curvas de resistividad considerando la posible existencia de cuerpos extraños en el subsuelo, los cuales harán variar enormemente los resultados obtenidos; esto implica la necesidad de un control geológico independiente, pues así también se eliminará la hipótesis de que una curva de campo, puede acomodarse a varias curvas de comparación representativas de configuraciones del subsuelo, muy diferente al correlacionarse ambas.

#### Disposición de electrodos. Procedimiento de Campo. Equipo

Por disposición de electrodos se debe entender las diferentes configuraciones que se usan para la ubicación relativa de los electrodos; en la práctica generalmente los electrodos de potencial y corriente son colocados a lo largo de una misma línea recta. Los tipos de disposiciones que se usan son:

- 1 - Disposición de Wenner
- 2 - Disposición Schlumberger
- 3 - Disposición Lee
- 4 - Disposición Trielectrodo
- 5 - Disposición Gish-Rooney
- 6 - Disposición de Dipolos

Las configuraciones de Wenner y Schlumberger, son usadas para mediciones verticales con un eje central imaginario; las configuraciones Trielectrodo y Gish-Rooney son conocidas como configuraciones asimétricas.

#### 1 - Disposición de Wenner:

Cada electrodo de potencial está separado del electrodo de corriente más próximo, un tercio de la distancia entre los electrodos de corriente, es decir, que los electrodos adyacentes siempre permanecen equidistantes (4 electrodos moviéndose entre sí a distancias iguales) la resistividad aparente está dada por:



$$\rho = 2\pi a \frac{V}{I} \quad \text{donde:}$$

a = separación entre electrodos

Fig. 4-1-6 (a)

2 - Disposición Schlumberger:

Se comienza con cualquier configuración y luego se aumenta la separación de los electrodos de corriente, manteniendo fijos los electrodos de potencial, hasta que se dificulta registrar en el aparato las diferencias de potencial entre electrodos, separándose éstos hasta una nueva posición que haga posible tales lecturas.

La resistividad está dada por:

$$\rho = K \frac{V}{I}$$

Siendo:

2L = Separación entre electrodos de potencial.

y  $K = \frac{\pi}{2} \frac{L^2 - l^2}{2l} =$  Separación entre electrodos de corriente.

Fig. 4-1-6 (b)

3 - Disposición de Lee:

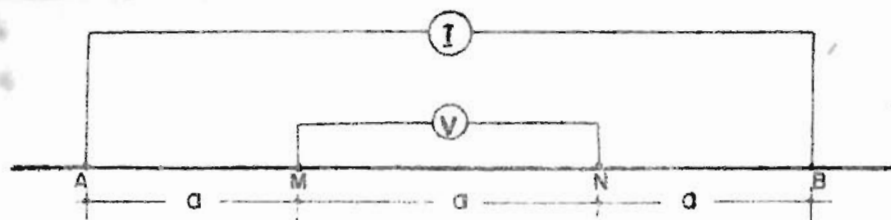
Es una variante de la disposición Wenner. En este método se dispone en el centro del despliegue de un electrodo de potencial. Fig. 4-1-6, (c). Se mide la diferencia de potencial entre B y E luego entre A y E.

4 - Disposición Trielectrodo:

Es otra variante de la disposición de Wenner, ideada por Carpenter y Habberjan. La posición de los electrodos es asimétrica, pues la separación "s" de los electrodos interiores, es distinta a la separación "r" entre los adyacentes. Fig. 4-1-6 (d).

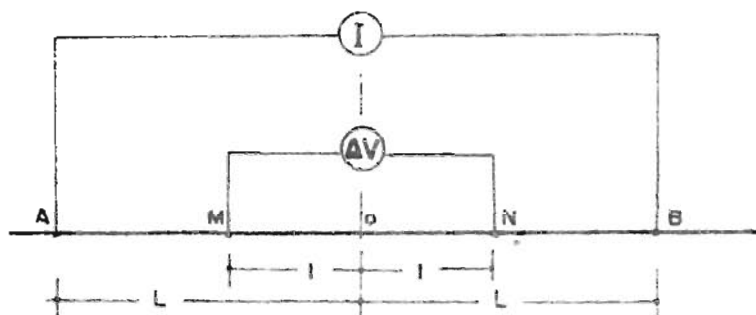
5 - Disposición en Dipolos :

Para el arreglo dipolar, se usan cuatro electrodos, pero estos no necesariamente ocupan posiciones a lo largo de una línea común.



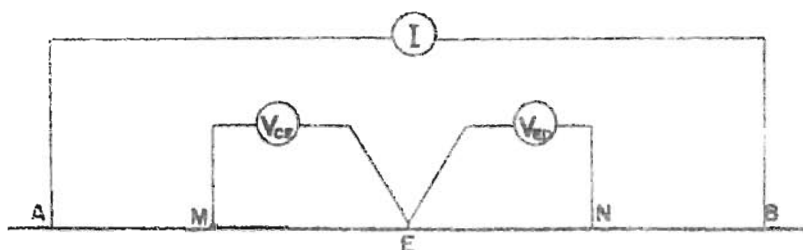
ELECTRODOS:  
A y B de corriente  
M y N de potencial

DISPOSICION WENNER  
(a)



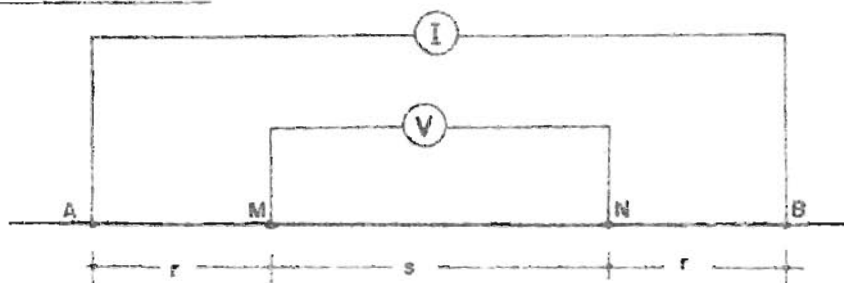
$I = \text{Constante}$   
 $L = \text{Aumenta durante la medida}$

DISPOSICION SCHLUMBERGER  
(b)



ELECTRODOS:  
A y B de corriente  
M, N y E de potencial

DISPOSICION DE LEE  
(c)



DISPOSICION TRIELECTRODO  
(d)

FIG. 4-1-6

El diagnóstico de un arreglo dipolar, es la mayor distancia entre los centros de los pares de electrodos de medición (dipolos), en la figura la distancia a, es comparada con la separación entre cada par, distancias c y b.

Figura. 4-1-7 (a)

Las orientaciones de las líneas de corriente y medición relativas a la línea entre sus centros son arbitrarias. Sin embargo, dos orientaciones particulares son usadas comunmente:

- 1 - En el arreglo polar, los dipolos se colocan a lo largo de la línea común; y en sondeo, el dipolo de medición se retira del dipolo corriente.
- 2 - En el arreglo ecuatorial los dos dipolos se colocan paralelos uno del otro, centrándose cada uno sobre el eje ecuatorial del otro; se efectúa un sondeo retirando el dipolo de medición del dipolo de corriente.

Para un suelo lateralmente homogéneo, el arreglo polar ecuatorial proporciona exactamente los mismos resultados que el arreglo de Schlumberger (Alpin, 1950). Por otro lado, con el arreglo dipolar la curvatura del campo de voltaje es medido aproximadamente.

La señal de voltaje  $V_g$  desarrollada entre los electrodos de medición por la corriente suministrada por los electrodos de corriente (A y B), es la cantidad a ser comparada en los varios arreglos.

Este voltaje puede ser computado para cualquiera de los arreglos en un suelo uniforme, usando la expresión:

$$V = \frac{I \rho}{K} \quad \text{donde: } I = \text{Corriente suministrada}$$

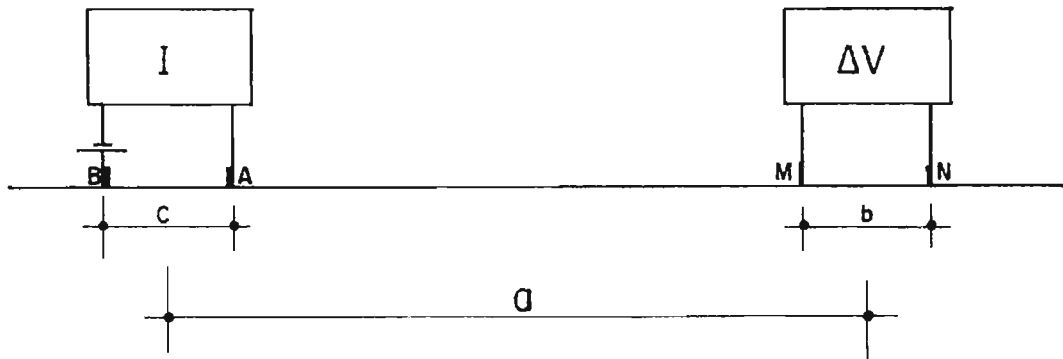
$\rho = \text{Resistividad de la tierra}$   
 $K = \text{Parámetro determinado por la geometría de un arreglo de electrodos.}$

Este factor geométrico (K) es:

2ª para el arreglo Wenner;

AB electrodos de corriente  
 MN electrodos de Potencial  
 $b=c$  distancia entre c/par de electrodos  
 $D$  distancia entre los dipolos

**a**

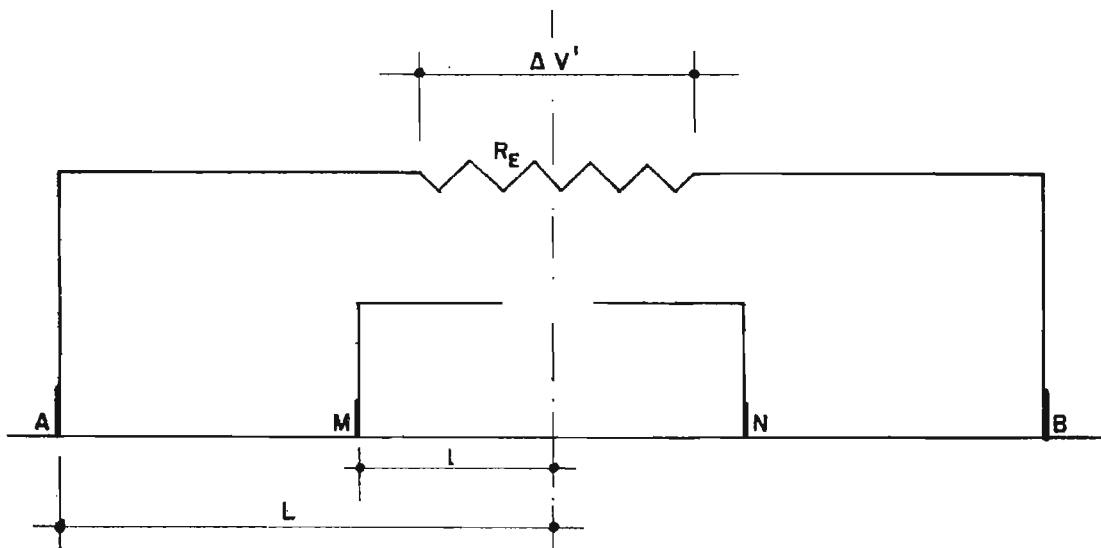


CONFIGURACION DIPOLAR : Arreglo Polar

BIBLI. 18 pag. 1089

CONFIGURACION SCHLUMBERGER

**b**



ELECTRODOS : A y B de Corriente  
 M y N de Potencial

$$\frac{L^2 - a^2}{2a} \quad \text{para el arreglo Schlumberger;}$$

$$\frac{2a^3}{bc} \quad \text{para el arreglo dipolar ecuatorial (D E); y}$$

$$\frac{a^3}{bc} \quad \text{para el arreglo polar dipolar (DP)}$$

Son características de esta configuración:

- 1 - La distancia a medir es grande (separación S mucho mayor que b y c) que implica mayor profundidad de medida del voltaje.
- 2 - Elimina el uso de cables largos, que representa en la práctica:
  - trabajo de enrollado
  - mayor volúmen de carga
  - aumento del personal de campo
  - problemas con personas vecinas a los lugares de medición.

En la investigación de aguas subterráneas y para el caso especial del país, en la aplicación del método de resistividad, se cuenta con un aparato SERCEL AE 6 31 que consta de dos cajas pequeñas, una contiene un convertidor que produce la corriente de voltaje adecuado para medidas de resistividad; se usa una batería de 12 voltios como fuente de potencia. La otra caja contiene el potenciómetro principal y cierto número de potenciómetros subsidiarios; para uso general se considera conveniente la disposición de Schlumberger, ya que ofrece mayor ventaja en comparación a las demás configuraciones, para realizar este tipo de trabajo. Consiste en una distribución simétrica de electrodos, fig. 4-1-7 en la cual se mantienen estacionarios los electrodos de potencial (interiores), M y N, mientras se mueven los electrodos de entrada de corriente (exteriores, A y B. Estos últimos se mueven hacia afuera en etapas predeterminadas a lo largo de una línea recta que pasa por los electrodos de potencial.

El espaciamiento de los electrodos necesita ser considerado detenidamente; por esta razón es conveniente que se tome la mayor cantidad de lecturas posible con los electrodos de potencial en una posición fija.

Los electrodos de entrada deberán moverse para obtener incrementos en la profundidad de las medidas, siendo ésta la principal ventaja de la configuración Schlumberg sobre la configuración Wenner.

El espaciamiento entre los electrodos de entrada se fija por el hecho de que la profundidad de la medida es aproximadamente igual, a la razón de un cuarto a un sexto de la distancia entre los electrodos de entrada.

La ubicación de los electrodos de potencial, se determina fundamentalmente por el hecho de que si la distancia entre éstos y los electrodos de entrada se hace muy grande, el valor de  $\Delta V$  se hará muy pequeño y no podrá medirse con precisión. De ocurrir esto, los electrodos de potencial deberán moverse hacia afuera a una nueva posición, teniendo cuidado de obtener medidas en las posiciones antiguas y nueva de los electrodos de potencial con el mismo espaciamiento de electrodos de entrada.

Debe recordarse que las medidas que se obtenga, representan la resistividad aparente del total de los estratos, desde la superficie hasta la profundidad penetrada.

Es obvio que los estratos más profundos producirán un efecto relativamente menor en los valores de resistividad, que los estratos cercanos a la superficie. Por lo tanto, el incrementar la separación de los electrodos de entrada, en etapas que son menores comparados con la **profundidad alcanzada** en la medida, tiene poco valor.

#### Cálculos de los Valores de Resistividad

La fórmula básica para el cálculo de los valores de la resistividad, es una forma de Ley de Ohm  $\rho_a = K \frac{AV}{I}$  donde K es un factor geométrico que varía con la configuración de los electrodos.

Con la configuración Schlumberger el valor de K es:

$$K = \frac{2 \pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} - \frac{1}{BM}}$$

Este valor puede ser escrito:

$$K = \frac{L^2 - \frac{MN^2}{2}}{2 \frac{MN}{2}}$$

Siendo:

$$L = \frac{AB}{2}$$

$$\frac{MN}{2} = \frac{MN}{2}$$

En esta forma se facilita mucho el cálculo de las tablas de K para varios espaciamientos de electrodos. Ver tabla adjunta. Cuadro No. 2

Con el instrumento SERCEL, el valor de  $\Delta V$ , o sea la diferencia de potencial entre los electrodos M y N, se mide determinando, por medio de un potenciómetro, la magnitud del potencial de balance ( $\Delta V$ ). El valor de I (la corriente que fluye entre los electrodos A y B) se determina midiendo la diferencia de potencial a través de una resistencia determinada. En el instrumento SERCEL, ésta tiene el valor de 1 ohmio. El valor numérico de I, en miliamperios es por lo tanto, igual al valor numérico de la diferencia de potencial ( $\Delta V'$ ) a través de la resistencia en milivoltios. Por lo tanto, la fórmula Schlumberger puede re-escribirse de la forma siguiente:

$$= K R_E \frac{\Delta V}{\Delta V'}$$

Además del aparato SERCEL, se necesitan carretes y cables.

### Carretes y Cables

Los cuatro cables necesarios para conectar los electrodos de corriente (A y B) y los de potencial (M y N), con el instrumento, están enrollados en carretes especiales, instalados en dos cajas de madera. Una de las cajas contiene dos carretes, disponiendo cada uno de 1 000 pies (300 mts) de cable de cobre calibre 14 enrollados, aislados con plástico, (el calibre del cable puede ser mayor, más delgado que representará menos peso y más longitud de cable). Estos cables son los de la conexión de los electrodos de corriente. La otra caja contiene otros dos carretes similares, enrollados en cada uno 500 pies (150 mts) de cable del mismo tipo descrito anteriormente. Estos cables conectan los electrodos de potencial. Los cables de corriente son de color diferente a los cables de potencial. Al final de los cables están colocados los clips de mordaza correspondientes, para conectar a los electrodos.

Para conectar los carretes al convertidor y potenciómetro, respectivamente, se usan cuatro cables largos cada uno provisto de clavijas de conexión de colores a código. Las clavijas encajan en los terminados A y B del convertidor y MN del potenciómetro y en los tomas que están en los carretes. También se conecta un cable delgado que va del potenciómetro hacia un quinto electrodo que representa el polo a tierra del aparato, este se coloca normal a la línea de extensión de los cables, a unos 5 metros de la línea de simetría.

### Evaluación de los Resultados

En el proyecto ELSA-2 que usa para su desarrollo un equipo SERCEL AE-631, se ha hecho uso de curvas auxiliares para la interpretación o evaluación de las mediciones obtenidas, que consiste en el uso de curvas auxiliares elaboradas por los señores: Orellana - Mooney, tratándose de las más divulgadas hoy en día para la exploración de las aguas subterráneas.

### Cálculos de las Resistividades Aparentes

Para facilitar el cálculo de las resistividades, se ha diseñado una hoja especial (cuadro No. 1) página 66, que permite al operador colocar las lecturas de campo en forma tal que el trabajo subsecuente de oficina se reduce a un mínimo. Están previstas dos columnas para anotar la separación de electrodos: Col. (1) =  $\frac{MN}{2}$  para los electro-

dos de potencial y Col. (2)  $L = \frac{AB}{2}$  para los electrodos de corriente.

Están previstos además, dos grupos de tres columnas, para los valores de  $\Delta V$  e  $I$  ( $= R_E \times \Delta V'$ ) respectivamente.

Para  $\Delta V$ , se coloca en la columna 3 de la posición del dial de calibración o sea (0.05, 0.2, 1 ó 5) y la suma de las lecturas de las escalas D y U, que son diales principales de los potenciómetros que se usan en las medidas de  $\Delta V$  y  $\Delta V'$ , se coloca en la columna 4. El producto de las columnas 3 y 4 que es el valor de  $\Delta V$  en milivoltios, se coloca en la columna 5. Para I, se sigue un procedimiento similar: la posición de la lectura de calibración, se anota en la columna 6, el valor de D+U en la columna 7, y el producto de las columnas 6 y 7, que da el valor de I (ya que  $R_E = 1$  ohmio), se coloca en la columna 8. El valor de la resistividad aparente, que es  $K \times \frac{V}{I}$ , se



coloca en la columna 9. El valor de  $\underline{K}$  que corresponde a cualquier espaciamiento de electrodos se obtiene del cuadro mostrado No. 2 pág. 67 . Estos valores son usados en el estudio de la zona metropolitana de San Salvador y han sido calculados en base a la ecuación que está en el cuadro.

El cálculo de la resistividad aparente debe hacerse en el campo, con el empleo de una regla de cálculo, para comprobar en el momento ca da lectura, especialmente las que dan valores muy diferentes (grandes contrastes) con relación a los valores anteriores; también debe graficarse simultáneamente en el campo, la gráfica  $\frac{AB}{2}$  contra resis-

tividad aparente, empleándose para ello papel bilogarítmico, de módulo 3 y 2 ciclos.

La experiencia y el hecho de efectuar estos cálculos en el campo hacen más fácil detectar los resultados que son obviamente incorrectos, que se pueden deber a conexiones deficientes entre los electrodos y los ca bles, o a procedimientos incorrectos de medida.

De presentarse cualquier resultado dudoso, debe repetirse la lectura. Sin embargo, es esencial la revisión de los resultados en la oficina, y preferentemente, con la ayuda de una calculadora eléctrica.

#### Dibujo de la Separación de Electrodos - Gráfica de Resistividad

El tipo de gráfica depende del método de interpretación usado, y esto está sujeto a la experiencia que se tenga con tal o cual método, sin embargo el más recomendable es la gráfica  $\frac{AB}{2}$  contra resistividad

aparente en papel bilogarítmico y usar para su interpretación las cur vas auxiliares.

Como se ha dicho anteriormente, no existe una relación fija entre la separación de los electrodos de corriente y la profundidad real de la medida.

Se puede llegar a una correlación comparando los cambios de pendien te de la curva resistividad-separación de electrodos con el perfil geo lógico, en los lugares donde se hayan hecho medidas de resistividad y que exista la información geológica dada por una perforación.

La interpretación de las gráficas resistividad-separación puede intentarse por medio de métodos matemáticos, gráficos o por métodos semi-empíricos. La solución gráfica para los problemas de resistividad, consiste en la comparación de las curvas resistividad -separación, obtenidas de los resultados de campo, con curvas tipo. Estas curvas-tipo se calculan para satisfacer una gran variedad de condiciones. Se publican por varios autores, especialmente Schlumberger. Las curvas se venden a altos precios de modo que en trabajos medianos no se justifica su compra.

En las zonas donde no pueda obtenerse un perfil geológico para comenzar, se pueden utilizar curvas de lugares cercanos conocidos, que tengan la forma de las obtenidas en el lugar desconocido. Esta comparación de curvas puede indicar una similitud de condiciones geológicas. Sin embargo, se debe tener cuidado de no llegar a conclusiones rápidas que no puedan ser soportadas con cierto grado de firmeza.

Se insiste en que el método de resistividad, como la mayoría de los métodos geofísicos, dará mejores resultados donde las condiciones geológicas se mantengan uniformes razonablemente en distancias considerables.

Este no es el caso general de las zonas volcánicas.

INVESTIGACIONES GEOFISICAS POR EL METODO DE  
RESISTIVIDAD ELECTRICA

HOJA DE CAMPO Y CALCULO  
(PARA EL EQUIPO SERCEL AE - 631)

SERIE No. \_\_\_\_\_ FECHA \_\_\_\_\_  
UBICACION \_\_\_\_\_  
OPERADOR \_\_\_\_\_  
OBSERVACIONES \_\_\_\_\_

I (1)	L (2)	$\Delta V$			$I = \frac{e \cdot V I}{R_E} \quad (R_E =$			$= K \frac{\Delta V}{I}$ ohm - mts 9
		Cali (3)	Lectura (4)	m V (5) = (3x4)	cali (6)	Lectura (7)	m A (8)	

BIBLIOTECA CENTRAL  
UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

Cuadro No. 2

SONDEOS GEOFISICOS POR EL METODO DE RESISTIVIDAD ELECTRICA  
VALORES DE K PARA LAS POSICIONES DE ELECTRODOS INDICADA

$\frac{MN}{2} = \lambda$	$\frac{AB}{2} = L$	K
0.5	1.0	2.36
	1.5	6.28
	2.0	11.8
	3.0	27.5
	4.0	49.5
	5.0	77.8
	6.0	112.0
	9.0	176.0
	12.0	254.0
2.5	12.0	86.5
	15.0	137.0
	20.0	247.0
	25.0	389.0
	30.0	562.0
	40.0	1001.0
	50.0	1567.0
10	50.0	377.0
	60.0	550.0
	70.0	754.0
	85.0	1119.0
	100.0	1555.0
	120.0	2246.0
	150.0	3519.0
	200.0	6267.0
30	150.0	1131.0
	200.0	2047.0
	250.0	3225.0
	300.0	4665.0

MN = Separación de electrodos de potencial.

AB = Separación de electrodos de corriente.

$$K = \pi \frac{L^2 - \lambda^2}{2\lambda}$$



## B - METODOS SISMICOS

Entre los métodos Geofísicos de investigación, los métodos sísmicos, son uno de los más usados y sus resultados son más fáciles de interpretar en términos geológicos, pero son mucho más complicados pues el hecho de introducir energía, que puede ser mediante explosiones que tienen que ser controlados, diferencia con los métodos de investigación gravimétrica magnética que bastan medir los campos de influencia existente.

Son dos los métodos básicos en la investigación sísmica: Método de Reflexión y Método de Refracción, ambos se basan en la medición y forma de propagación de las ondas elásticas (sísmicas), sabiendo que la velocidad sísmica depende de las constantes elásticas medibles en las rocas.

Existe una relación entre las investigaciones sísmicas de geofísica y la sismología pues ambas miden los movimientos de las ondas elásticas. En la sismología que es la ciencia que trata de medir los temblores y terremotos naturales, las vibraciones registradas por los aparatos de sismología son de períodos inferiores al segundo. En la investigación sísmica de geofísica las ondas registradas son producidas por métodos artificiales y los períodos de registro son más cortos del orden de 0.01 a 0.05 segundos.

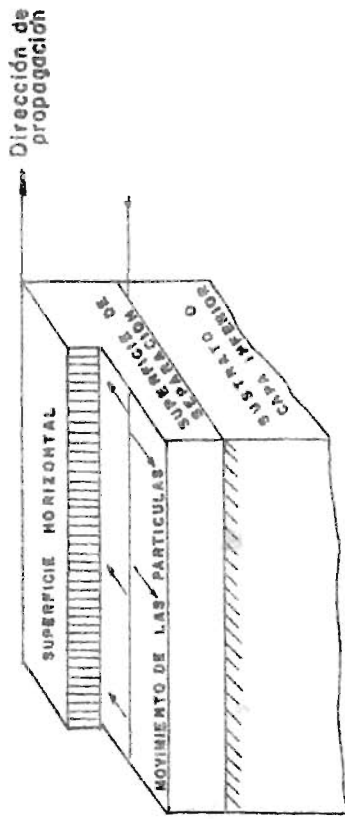
En la sismología se miden ondas Love que registran temblores lejanos; ondas Rayleigh que también registran temblores lejanos y vibran en un plano perpendicular a la superficie y paralelo a la dirección de propagación de la onda. Las ondas superficiales son aquellas cuya amplitud desaparece gradualmente en función de la distancia a una interface por la cual se propagan.

En la investigación sísmica se miden ondas elásticas engendradas en el terreno por una explosión.

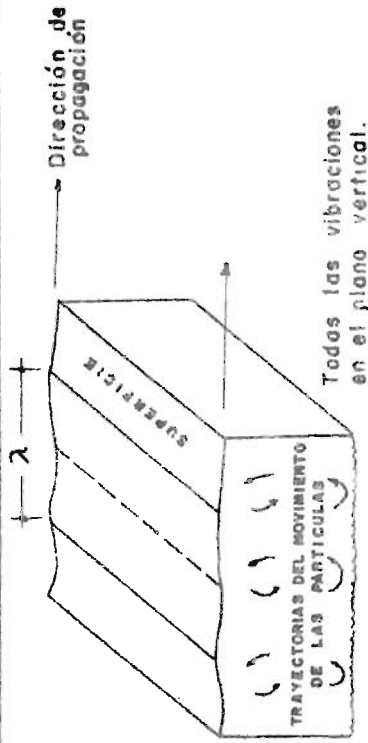
Definiciones:

### Ondas Superficiales

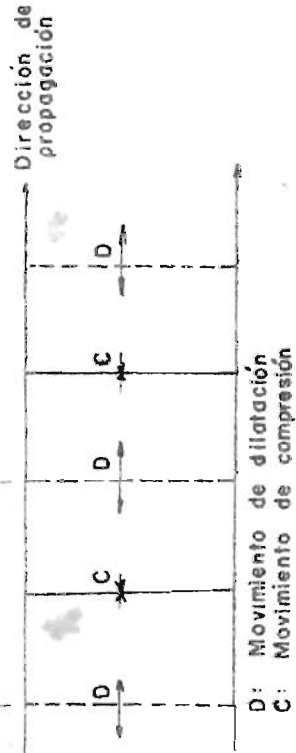
- \* 1 - Ondas Love: son ondas superficiales solamente observables cuando hay una capa de baja velocidad, superpuesta a un medio en el cual tienen mayor velocidad las ondas elásticas, el movimiento



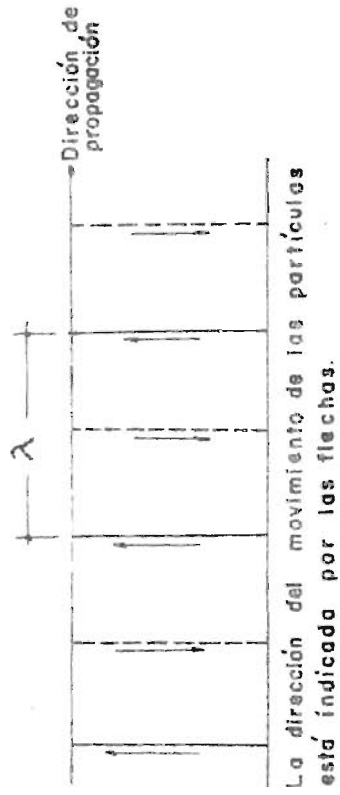
(a) ONDAS LOVE



(b) ONDAS RAYLEIGH



(c) ONDAS LONGITUDINALES



(d) ONDAS TRANSVERSALES

ondulatorio es horizontal y transversal, son dispersadas y aumentan su velocidad con la longitud de la onda. Fig. 4-2-1 (a).

2 - Ondas Rayleigh: sólo se propagan a lo largo de la superficie libre de un sólido elástico; las partículas siempre se mueven en un plano vertical que es elíptico y retrógrado, decrecen en la amplitud de su movimiento con la profundidad; la velocidad de las ondas varía con la frecuencia. Se cree que las ondas Rayleigh son el componente principal de las ondas superficiales que es una perturbación que interfiere con frecuencia al tratar de interpretar las reflexiones en los registros sísmicos. Fig. 4-3-1 (b).

Ondas Longitudinales: son ondas materiales en las que la dirección del movimiento de las partículas es la misma que la de propagación de la onda; se les llama también onda de compresión. La velocidad de las ondas está relacionada con las constantes elásticas y la densidad. Fig. 4-2-1 (c).

La velocidad está dada por:

100

$$V_L = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \left( \frac{1 + 2\sigma^2}{1 - \sigma - 2\sigma^2} \right)} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \sigma}{(1 - 2\sigma)(1 + 2\sigma)}}$$

Siendo:

- $\rho$  = Densidad
- $\sigma$  = Coeficiente de Poisson (0.25 es el valor medio para la mayoría de los sólidos elásticos)
- E = Módulo de elasticidad, del cual depende la velocidad de las ondas sísmicas, en las rocas.

Ondas Transversales: Son también ondas materiales pero el movimiento de las partículas en el interior del medio forman ángulo recto con la dirección de propagación de la onda. Se les llama también ondas de esfuerzo cortante debido a que la deformación consiste esencialmente en un movimiento de cizalla. Fig. 4-2-1 (c). La velocidad está dada por:

q

$$V_T = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1 + \sigma)}}$$

En la investigación de las aguas subterráneas por los métodos sísmicos solo se trabaja con la onda longitudinal pues las distancias son cortas, registrándose solamente la componente vertical de esta onda.

### 1 - Sísmica de Reflexión

Los registros de reflexión sólo pueden ser leídos en términos de tiempo, es decir, de los tiempos requeridos por las ondas sísmicas para propagarse desde el punto de explosión hasta la formación reflectora, y volver hasta un detector situado en la superficie, luego, para su interpretación geológica, los tiempos serán traducidos a distancias o profundidades.

El método de reflexión sísmica, que es la técnica más usada entre todas las de prospección geofísica, es el que aporta un cuadro más directo y detallado de la estructura geológica del subsuelo. Con los datos que proporciona es posible hallar las profundidades a que se encuentran las superficies de contacto enterradas, con una exactitud que sólo es mejorada por las medidas efectuadas en pozos. Las profundidades se determinan observando los tiempos de recorrido de ondas elásticas originadas cerca de la superficie y reflejadas hasta ésta por las formaciones subterráneas.

Una ventaja del método de reflexión consiste en que permite levantar el mapa de muchos horizontes desde cada punto de explosión. La precisión del mapa obtenido es la misma aproximadamente, para los horizontes más profundos que para los más someros.

### Principios Generales

Si se aplica el principio de Huygens al caso de una onda plana longitudinal que incide oblicuamente sobre la superficie de separación de dos medios elásticos que tienen velocidades longitudinales  $V_{L1}$  y  $V_{L2}$  velocidades transversales  $V_{T1}$  y  $V_{T2}$  y densidades  $\rho_1$  y  $\rho_2$  respectivamente (Fig. 4-2-2).

En el frente de onda incidente AB, el punto A se convertirá en centro de una nueva perturbación desde el cual se propagará ondas longitudinales y transversales de forma semi esférica en el interior de cada medio.



Considerando, por el momento, tan sólo ondas que vuelven al medio superior, se observa que cuando el rayo que pasaba por B llega a la superficie de separación en C, a la distancia  $x$  de B, la onda esférica longitudinal procedente de A habrá recorrido también la distancia  $x$ , y la onda esférica transversal, una distancia.

$$\frac{V_{T1}}{V_{L1}} x$$

Trazando desde C la tangente a la primera esfera, tendremos al frente de onda longitudinal reflejada, cuyo ángulo de reflexión (con la perpendicular a la superficie de separación) es igual al ángulo de incidencia  $i$ . La tangente al círculo menor representa el frente de onda de la onda transversal, que formará un ángulo  $r_T$  con la superficie de separación, determinado por la relación:

$$\text{Sen } r_T = \frac{V_{T1}}{V_{L1}} \text{ sen } i$$

En el caso de incidencia normal ( $i = 0$ ) la relación entre la energía reflejada de la onda longitudinal  $E_r$  y la energía incidente  $E_i$  es:

$$\left[ \frac{E_r}{E_i} \right]_{i=0} = \frac{(\rho_2 V_{L2} - \rho_1 V_{L1})^2}{(\rho_2 V_{L2} + \rho_1 V_{L1})^2}$$

La raíz cuadrada de esta relación, llamada coeficiente de reflexión, da las amplitudes relativas de las ondas reflejadas e incidente. La cantidad de energía reflejada en este caso se ve que depende del contraste en el producto de la densidad por la velocidad (impedancia acústica) en las caras opuestas de la superficie de separación, y es independiente del lado por el cual se aproxima la onda incidente. A medida que  $i$  aumenta, esta relación disminuye ligeramente llegando a un mínimo y aumentando después lentamente hasta el ángulo crítico, después de lo cual el aumento es más pronunciado.

Cuando el medio que contiene la onda incidente tiene una impedancia acústica más baja que el medio situado detrás de la superficie de separación, no hay cambio de fase en la reflexión. Cuando la onda incidente procede del lado de la capa de separación que tiene la impedancia acústica más elevada, la onda reflejada presenta un

desfase de  $180^\circ$ . Por lo tanto, una compresión se convierte en una rarefacción por reflexión en un medio que tenga un producto menor de velocidad sísmica y densidad.

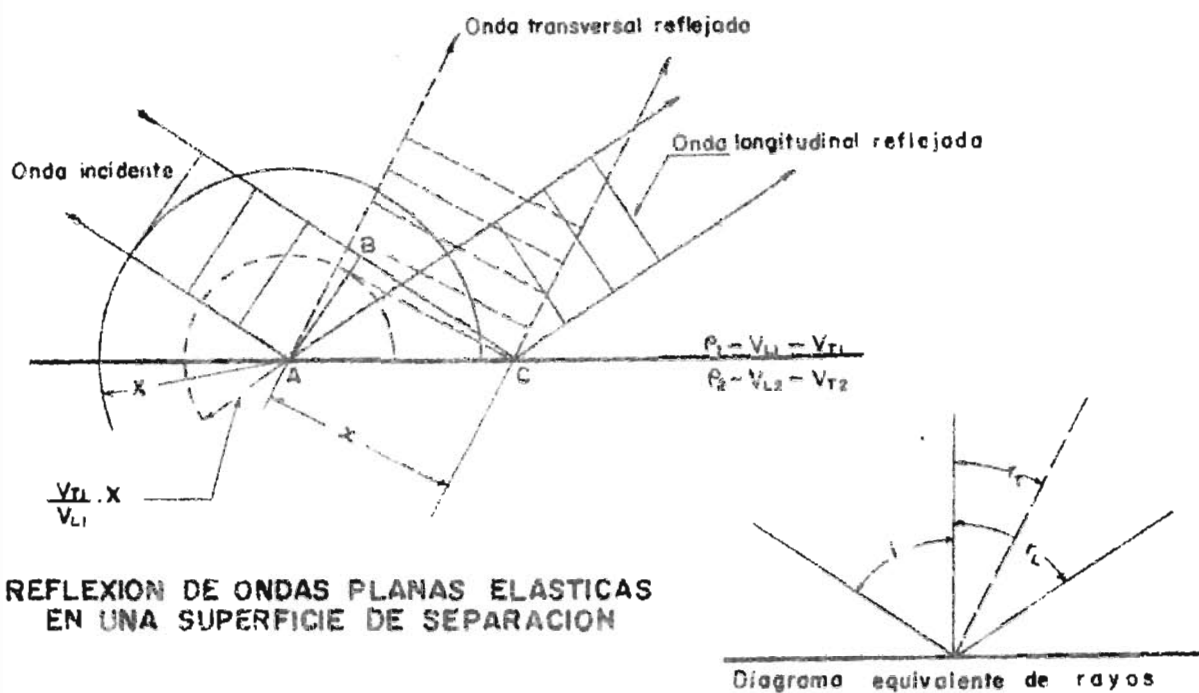
### Interpretación:

La interpretación de los datos de reflexión, implica su expresión en términos geológicos, y cuando ha sido llevada a cabo de manera competente, exige la integración de toda la información geológica y geofísica pertinente en un cuadro final, más completo y más fidedigno, que el que puede, dar, aisladamente, cada una de aquellas fuentes. En caso ideal, esta integración sería llevada a cabo con la mayor eficacia, por una persona competente a la vez en Geofísica y en Geología. En la práctica usual, son muy pocos los individuos adecuadamente capacitados y experimentados en ambos campos, y por lo general, es necesario que en esta fase de la interpretación colaboren un geofísico y un geólogo. La coordinación de la información geológica con los datos de reflexión es un proceso doble; utilizando los datos geológicos, el geofísico puede, en general, hacer que disminuya el número de incógnitas con las que ha de trabajar; tendría de este modo mejores probabilidades de llegar a una solución única para las que quedasen. A su vez, el geólogo se beneficiaría de un cuadro final, ligado desde un principio a controles geológicos conocidos y llenaría los vacíos con toda la extensión que permite el arte de la prospección.

En primer lugar, el poder de resolución del método de reflexión tiene límites intrínsecos; no pueden esperarse reflexiones discretas de superficies de contacto, que disten entre sí menos de una longitud de onda, aunque pueda ser identificado en un registro sísmico, un diagrama característico de interferencias formado por reflexiones más próximas que lo indicado. Las reflexiones por superficies de separación, por encima y por debajo de una formación que se va adelgazando, pierden su identidad como acontecimientos individuales y se confunden unas con otras, mucho antes de llegar al adelgazamiento.

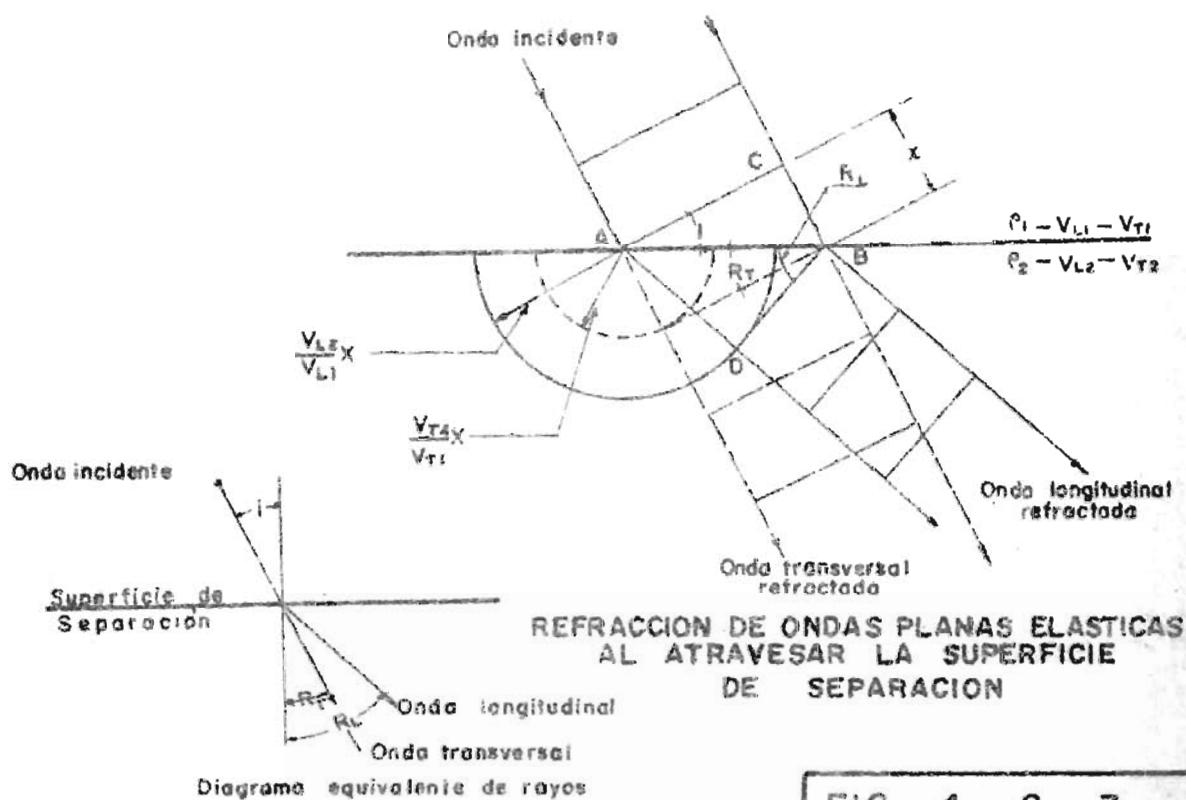
### Empleo de los Datos de Velocidad para la Coordinación de los Datos de Reflexión con la Geología.

Los registros de reflexión sólo pueden ser leídos en términos de



REFLEXION DE ONDAS PLANAS ELASTICAS EN UNA SUPERFICIE DE SEPARACION

FIG. 4-2-2



REFRACCION DE ONDAS PLANAS ELASTICAS AL ATRAVESAR LA SUPERFICIE DE SEPARACION

FIG. 4-2-3

tiempo, es decir, de los tiempos requeridos por las ondas sísmicas para propagarse desde el punto de explosión hasta la formación reflectora, y volver hasta un detector situado en la superficie; pero la estructura geológica deducida de estos tiempos sólo tiene un significado abstracto hasta que los tiempos son convertidos en distancias y profundidades. Esta conversión sería una cuestión sencilla si la velocidad de las ondas sísmicas fuera constante, tanto vertical como horizontalmente. Sin embargo, la velocidad varía con la posición lateral y con la profundidad, y se necesita mucha ingeniosidad y experiencia para construir el mejor cuadro posible del subsuelo partiendo de los datos de tiempo que figura en los registros. La interpretación sísmica ha sido descrita como el problema de resolver una distribución de velocidades a partir de datos medidos en términos de tiempo, y que debe ser presentado en términos geológicos.

## 2 - Sísmica de Refracción

Los fundamentos del método de refracción sísmica fueron elaborados para la sismología de los terremotos mucho antes de que se pensase en la prospección sísmica. Aplicando estos conocimientos, los sismólogos pudieron determinar la estructura interna de la tierra haciendo uso de los tiempos requeridos por las ondas sísmicas para desplazarse desde su origen hasta estaciones registradoras situadas en puntos distantes, ondas que penetran en el subsuelo siguiendo trayectorias que dependen de las variaciones de la velocidad con la profundidad. En la prospección por refracción, la estratificación del subsuelo se detalla a una escala mucho menor, utilizando los tiempos de recorrido de las ondas ocasionadas por explosiones provocadas cerca de la superficie. En un principio, sólo se aprovecharon para este fin los tiempos de primeras llegadas, pero últimamente también se utilizan los acontecimientos posteriores.

Sin embargo, el método por refracción conserva ciertas ventajas que el de reflexión no puede reivindicar (recuperar), en una zona donde no se disponga de datos relativos a la geología del subsuelo, la exploración por reflexión, que solo da a conocer la geometría de las formaciones subterráneas, no facilita datos acerca de la composición de las rocas subyacentes; la investigación por refracción, al suministrar datos acerca de las velocidades sísmicas en

las diversas formaciones, así como de su geometría, hace posible intentar la identificación de los materiales rocosos que hayan de ser cartografiados.

En las investigaciones por refracción, deben de tomarse en cuenta dos ondas longitudinales: las directas y las refractadas.

- a) Las ondas directas, corren sobre la superficie, aproximadamente en línea recta, desde el punto de la explosión hasta las estaciones receptoras (geófonos).
- b) Las ondas refractadas recorren la ruta desde el punto de explosión hasta los geófonos, a través de las capas inferiores.

El tiempo a medir, es el que transcurre entre el instante de la explosión y la llegada de la onda directa, a la primera onda refractada que llegue a un geófono. El conocimiento de los tiempos de recorrido y las distancias entre el punto de explosión y las estaciones receptoras, hace posible, en un alto porcentaje de casos, el cálculo de las profundidades y los buzamientos de las barreras refractoras.

Las rutas que recorren las ondas refractadas, las determinan las velocidades de las ondas en las diferentes formaciones del subsuelo, y la forma de las divisiones entre formaciones. La ley básica de la refracción, conocida como la Ley de Snell, se aplica en este caso.

#### Principios Generales: Ley de Snell

Cuando una onda incidente choca con una superficie de separación, cada punto de ésta se convierte en centro de una onda elástica semiesférica que se propaga en el segundo medio con velocidad  $V_{L2}$  en el caso de la onda longitudinal, y  $V_{T2}$  en el caso de la onda transversal. En la figura 4-2-3 se ve que la onda longitudinal recorre en el medio inferior una distancia  $AD$ , mientras el frente de onda se desplaza la distancia  $x$ , de  $C$  a  $B$ , en el medio superior. La onda refractada resultante forma un ángulo  $R_L$  con la superficie de separación. Ahora bien, según el diagrama:

$$\text{sen } i = \frac{BC}{AB}$$

$$\text{sen } R_L = \frac{AD}{AB} = \frac{V_{L2}}{V_{L1}} \frac{BC}{AB}$$

$$\text{sen } R_L = \frac{V_{L2}}{V_L} \text{ sen } i$$

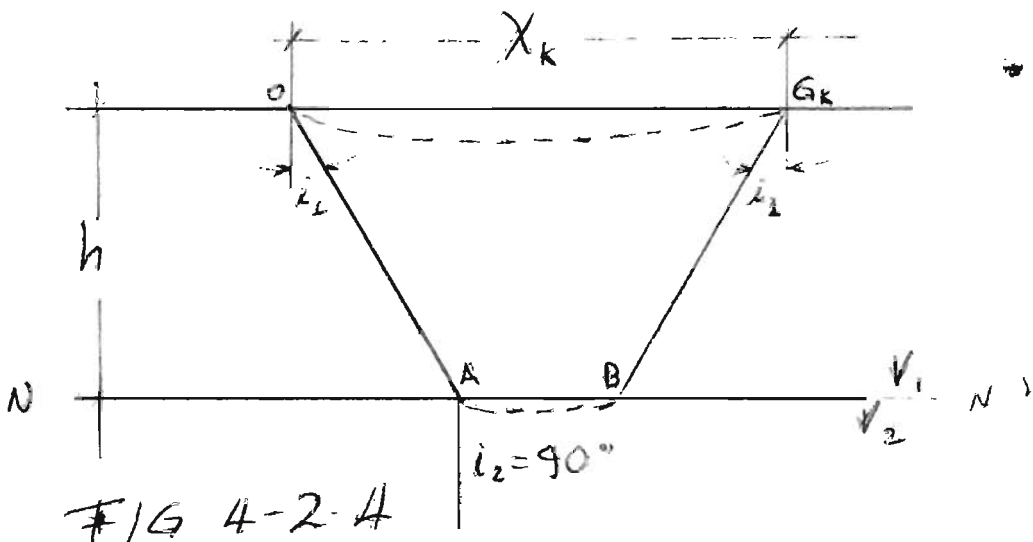
De modo que:

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R_L} = \frac{V_{L1}}{V_{L2}}$$

Esta es la Ley de Snell. El ángulo de refracción para la onda transversal  $R_T$  viene expresado por la relación:

$$\frac{\text{sen } i}{\text{sen } R_T} = \frac{V_{T1}}{V_{T2}}$$

Cuando  $\text{sen } i = (V_{L1}/V_{L2}) \text{ sen } R_L$ , se hace igual a la unidad y  $R_L$  a  $90^\circ$ . Esto significa que la onda refractada no penetra en el medio, sino que se propaga a lo largo de la superficie de separación. El ángulo  $i_c = \text{sen}^{-1} V_{L1}/V_{L2}$  es denominado ángulo crítico de incidencia para la refracción longitudinal. Para cualquier valor de  $i$  superior a este ángulo crítico, no hay refracción en el segundo medio y la onda es totalmente reflejada. Este concepto de ángulo crítico es de suma importancia en los trabajos de refracción sísmica, puesto que la onda utilizada realmente es la que choca con la superficie superior de una capa de gran velocidad bajo el ángulo crítico, se desplaza horizontalmente siguiendo esta superficie y finalmente es refractada hacia la superficie del suelo bajo el mismo ángulo.



donde:

- O = Punto de explosión
- G<sub>k</sub> = Posición del Geófono
- h = Separación de estratos.

La figura 4-2-4 representa una sección del subsuelo, formada por dos estratos horizontales, homogéneas e isotrópicas, con velocidades longitudinales de onda V<sub>1</sub> la superior y V<sub>2</sub> la inferior respectivamente. Asíumase que V<sub>1</sub> y V<sub>2</sub> aumentan ligeramente con la profundidad. Asíumase además, que V<sub>1</sub> y V<sub>2</sub> difieren en una cantidad finita, por lo que al límite N-N corresponde a una discontinuidad abrupta de velocidades.

O representa el punto de explosión; G<sub>k</sub>, una estación receptora o geófono situada a la distancia x<sub>k</sub>. Luego de efectuada la explosión, se recibirán en G<sub>k</sub>, dos tipos de ondas longitudinales: una directa, O-G<sub>k</sub> y una refractada que recorrerá la ruta O-A-B-G<sub>k</sub> (habrá además, una onda de reflexión, que no se considerará aquí, ya que no se emplea en las soluciones del problema por el método de refracción).

La longitud del recorrido curvo O-G<sub>k</sub> es igual aproximadamente a la distancia x<sub>k</sub>, debido a que la curvatura es provocada sólo por el pequeño aumento de la velocidad con la profundidad. Por lo tanto el tiempo de recorrido, T<sub>K</sub> de la onda directa para recorrer O-G<sub>k</sub> = x<sub>k</sub>/V; la ecuación general del tiempo de recorrido de la onda directa se obtendrá sustituyendo x<sub>k</sub> por x y T<sub>K</sub> por T, en donde x representa la distancia entre O y cualquiera de los geófonos ubicados en línea recta con O y T, el tiempo empleado en el recorrido de la distancia x. Así, la ecuación de la curva del tiempo de recorrido es:

$$T = \frac{x}{V_1} \dots \dots \dots (1)$$

Esta curva es una línea que pasa por el origen y tiene una pendiente de 1/V<sub>1</sub>. El tiempo de recorrido de la onda que se refracta a un ángulo cercano al crítico, y que por lo tanto, viaja por el estrato inferior con una línea de recorrido aproximadamente paralela a la línea divisoria entre estratos, se obtiene sumando los tiempos de recorrido, en los estratos superior e inferior. Estos tiempos son:



$$T_1 = \frac{OA + BG_k}{V_1} \quad \text{Para el estrato superior}$$

$$T_2 = \frac{AB}{V_2} \quad \text{Para el estrato inferior}$$

En la figura 4-2-4, es evidente que:

$$OA = BG_k = \frac{h}{\cos i} ; \text{ y}$$

$$AB = X_k - 2h \operatorname{tg} i$$

Por lo tanto, el tiempo total de recorrido es:

$$T_k = \frac{2h}{V_1 \cos i} + \frac{x_k - 2h \tan i}{V_2}$$

y la ecuación general del tiempo:

$$T = \frac{2h}{V_1 \cos i} + \frac{x - 2h \tan i}{V_2} \dots \dots \dots (2)$$

Esta ecuación puede simplificarse reemplazando las funciones trigonométricas por sus equivalentes en términos de velocidades.

De la condición crítica:  $\operatorname{Sen} i_1 = V_1/V_2$ , se tiene:

$$\operatorname{Cos} i_1 = \sqrt{1 - \frac{V_1^2}{V_2^2}}$$

$$\operatorname{Tan} i_1 = \frac{V_1}{V_2 \operatorname{Cos} i_1}$$

Por lo tanto:

$$T = 2h \sqrt{\frac{1}{(V_1)^2} - \frac{1}{(V_2)^2}} + \frac{x}{V_2} \dots \dots \dots (3)$$



La curva de tiempo de recorrido para la onda refractada, es por lo tanto una recta de pendiente  $1/V_2$

Determinación del espesor de las formaciones:

a) Método del tiempo de intercepción:

En la fórmula (3), si  $V_2$  es constante, puede determinarse su valor calculando el recíproco de la pendiente de la línea de tiempo de recorrido definida por la fórmula. Del mismo modo si  $V_1$  es constante, se puede calcular su valor, de la pendiente de la línea de tiempo de recorrido que pasa por el origen, o sea, la línea de tiempo de recorrido que corresponde a la onda directa. Evidentemente, si la línea de tiempo de recorrido que responde a la ecuación (3) se extendiera hasta interceptar el eje de los tiempos, el tiempo de intercepción  $T_0$  será dado por:

$$T_0 = 2h \sqrt{\frac{1}{(V_1)^2} - \frac{1}{V_2^2}}$$

Por lo tanto, si se conocen  $T_0$ ,  $V_1$  y  $V_2$ , puede calcularse el espesor  $h$  de la formación superior por:

$$h = \frac{T_0}{2} \frac{1}{\sqrt{\frac{1}{(V_1)^2} - \frac{1}{(V_2)^2}}} \dots \dots \dots (4)$$

b) Método de la distancia al punto de explosión:

El espesor puede también calcularse usando las coordenadas  $x_c$  y  $T_c$  del punto de intersección de las curvas de tiempo de recorrido que corresponde a las ondas directas y refractadas igualando las ecuaciones,

$$T = \frac{x}{V_1} \text{ y } T = 2h \sqrt{\frac{1}{(V_1)^2} - \frac{1}{(V_2)^2}} + \frac{x_c}{V_2}$$

Se obtienen los valores de  $x_c$  y  $T_c$  que satisfacen ambas ecuaciones:

$$\frac{x}{V_1} = 2h \sqrt{\frac{1}{(V_1)^2} - \frac{1}{(V_2)^2}} + \frac{x_c}{V_2}$$

$$X_c = 2h \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}$$

$$h = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \dots \dots \dots (5)$$

Limitaciones del Método de Refracción Sísmica

Brevemente, las asunciones sobre las que se basan los cálculos de refracción, son las siguientes:

- a) Las velocidades en los estratos sucesivos aumentan con la profundidad;
- b) Los materiales que forman los estratos son tales, que las velocidades en cualquier dirección son las mismas. O sea que las velocidades en cada estrato son constantes;
- c) El espesor de los estratos es relativamente grande;
- d) Las divisiones entre estratos, son planos.

Por lo que antecede, se nota fácilmente que los resultados a obtener por el método de refracción sísmica, en áreas volcánicas complejas, deben ser examinados y tratados con mucha cautela. Sin embargo, la experiencia ha demostrado que en circunstancias favorables, es posible determinar con bastante exactitud el espesor de las tobas sobreyacentes a lavas escoriáceas y masivas, y distinguir esos tipos de lava, no obstante, como se dijo anteriormente, la naturaleza irregular de las superficies de lava, hace que la determinación de los buzamientos, sea difícil, sino imposible. Una de las limitaciones severas de la utilidad del método de refracción en las zonas volcánicas, viene del hecho establecido anteriormente de que las velocidades deben aumentar con la profundidad. Es por lo tanto imposible determinar el espesor de lavas masivas, ya que tienen velocidades superiores a las de cualquier otra formación presente y naturalmente, es imposible localizar más de un flujo de lava en las zonas donde puedan existir varias a diferentes profundidades.

## Evaluación de los Resultados:

### El Registro Fotográfico:

En el instrumento GT-2 a las llegadas de las ondas a los geófonos, después de amplificadas, se registran fotográficamente en una película tipo polaroid, montada sobre la base de una cámara del mismo tipo.

El registro muestra trece trazas horizontales y varias líneas verticales. Estas representan intervalos de 10 milésimos de segundo. El número de líneas verticales de tiempo, o sea el tiempo total que cubrirá el registro, dependerá de la posición en que se coloque el interruptor de selección de tiempos.

Para facilitar la evaluación de los resultados de campo, se preparó un formulario especial (véase en el apéndice A pág 82 ) El formulario se basa en el método descrito por J. J. Jakosky en el libro "Exploration Geophysics". Los datos básicos se pueden anotar convenientemente y contiene los espacios necesarios para efectuar los cálculos subsecuentes en soluciones a problemas de capas múltiples. La traza horizontal No. 1 registra el instante de la explosión, lo que indica un quiebre único en la línea horizontal.

Las trazas 2 a 13 muestran las ondas que llegan a los 12 geófonos, (en el caso de conectar menos de 12 geófonos, las trazas de los no conectados, serán líneas horizontales, sin quiebre). La determinación del momento exacto de la primera llegada, no es siempre fácil, particularmente en el caso de las trazas que registran recepción de ondas en geófonos situados a cierta distancia del punto de explosión, porque se producen enmascaramientos debido a vibraciones independientes al proceso, y que son recogidas también por los geófonos.

Es conveniente marcar con líneas verticales rojas, cada quinta línea de tiempo de la fotografía del registro. Así se simplifica la determinación del primer tiempo de llegada en cualquier traza.

La primera línea roja a la izquierda del quiebre que indica el instante de la explosión, se marca como "cero" y todos los tiempos se miden a partir de esta línea.

Es indiferente cual línea se marque "cero ya que lo que se mide son los intervalos de tiempo entre el instante de la explosión y las primeras llegadas de la onda a los geófonos.

El primer paso a seguir luego de poner en el formulario los detalles de ubicación, etc., de la prueba, es completar la columna D (distancia de cada geófonos al punto de explosión). Seguidamente en la columna "Tiempos registrados" se coloca el tiempo del instante de la explosión y los tiempos de las primeras llegadas de las ondas directas o refractadas. Estos se determinan con respecto al cero arbitrario, mencionado anteriormente. La columna, "Tiempos corregidos", se llena posteriormente, tomando como cero el instante de la explosión; los tiempos corregidos de llegada son, por supuesto, para cada posición, los tiempos registrados, menos el tiempo registrado en el instante de la explosión (trazas).

#### La Gráfica Tiempo-Distancia:

El paso siguiente es el de dibujar en papel milimétrico, los tiempos corregidos de las primeras llegadas, en milésimas de segundo (escala vertical) contra las distancias del punto de explosión a los geófonos en pies o metros (escala horizontal). El origen de esta escala de distancias se coloca en la base de los tiempos. Se notará que será posible dos o más líneas rectas a través de los puntos resultantes en la gráfica. La línea que corresponde a la onda directa, pasará por el origen. Las líneas deben proyectarse hasta interceptar la escala vertical (tiempos) y tendrán pendientes que serán los recíprocos de las velocidades de las formaciones geológicas que encontraron las ondas generadas por la explosión. Se miden las distancias y los tiempos de cada segmento de la gráfica y se colocan los valores en las columnas respectivas de la primera parte de la página 2 del Apéndice A, pág. 78. La velocidad correspondiente se calcula dividiendo la distancia entre el tiempo en cada segmento. Este tiempo es el punto donde la proyección de cada segmento intercepta la escala vertical, y su valor se coloca en la última columna.

Para resolver la fórmula en problemas de capas múltiples es necesario calcular los valores de:

$$\text{Sen } i - k, n = \frac{V_k}{V_n} \quad \text{Donde:}$$

$V_k$  = Velocidad en la capa (superior)  
 $V_n$  = Velocidad en la capa (inferior)



ESTRATO	DISTANCIA (D) (pie)	TIEMPO (Seg.)	VELOCIDAD (pie/seg.)	TIEMPO DE INTERSECCION
1				
2				
3				
4				
5				

$$\text{Sen } \alpha_{k,n} = \frac{V_k}{V_n}$$

k \ n	1	2	3	4	5
1					
2					
3					
4					
5					
6					

$$\text{Cos } \alpha_{k,n}$$

k \ n	1	2	3	4	5
1					
2					
3					
4					
5					

$n$	$K$	$h_k$	$\frac{h_k}{V_k}$	$\frac{h_k}{V_k} \cos \alpha_{k_1(n+1)}$	$\sum_{k=1}^{n-1} \frac{h_k}{V_k} \cos \alpha_{k_1(n+1)}$	$T_{(n+1)} = \sum_{k=1}^{n-1} \frac{h_k}{V_k} \cos \alpha_{k_1(n+1)}$ siendo $T_{(n+1)} = \frac{1}{2} T_0(n+1)$	$\frac{V_n}{\cos \alpha_{k_1(n+1)}}$	$h_n$	$\sum h_n$

## RESUMEN DE RESULTADOS

$n$	PROFUNDIDAD AL ESTRATO $n$		ESPESOR DEL ESTRATO $n$	
	Pies	Metros	Pies	Metros
1				
2				
3				
4				
5				

## OBSERVACIONES

---



---



---



---



---



---

El cálculo se efectúa dividiendo la velocidad correspondiente a cada capa entre las velocidades de las capas inferiores, y colocando los resultados en las columnas apropiadas. Los valores correspondientes a  $\cos i_{k,n}$  se obtienen de tablas trigonométricas.

Finalmente se siguen los pasos que se indican en la página 3 del Apéndice A. pag. 78 . El espesor de cada capa y la profundidad del límite superior de cada capa, se coloca en "resumen de resultados".

### Interpretación de los Resultados:

Habiéndose obtenido las profundidades desde la superficie y los espesores de las formaciones presentes en el lugar de la prueba así como las velocidades de las ondas longitudinales que las recorren, resta identificar el carácter de las formaciones. En los métodos de Geofísica aplicada es indispensable efectuar la interpretación de los resultados experimentales a la luz de los conocimientos geológicos que se tengan del área investigada, y empleando la información que se obtenga de otras investigaciones hechas en la zona o en otras geológicamente similares.

La consulta de tablas que muestren las velocidades típicas de las ondas sísmicas en materiales representativos que se encuentran en la corteza terrestre, será muy útil como guía, pero no representará una identificación positiva ni razonable para determinado caso. Ejemplo de estas tablas: para la zona norte de San Salvador (Apopa-Nejapa) se tiene como dato:

Material de superficie	±	1 000	pies por seg.
Tobas comparativamente poco consolidadas (frecuentemente tierra blanca)		2 000-3 000	" " "
Tobas comparativamente consolidadas (tobas color café y similares)		3 000-6 000	" " "
Lahares		3 000-6 000	" " "
Lavas escoriáceas	±	8 000-10 000	" " "
Lavas masivas		12 000-	" " "



Al efectuar investigaciones por el método sísmico de refracción (o cuando se emplee otra técnica cualquiera de investigaciones geofísica), es preferible hacer las primeras pruebas en lugares donde las secuencias geológicas sean bien conocidas, por ejemplo, en lugares donde existan perfiles geológicos hechos a base de muestras de perforación.

Esto hará que las correlaciones entre los resultados experimentales y los geológicos, sean más exactos.

En una mayoría de zonas volcánicas y en particular la que rodean San Salvador, el número de formaciones que se encuentran es afor-  
tunadamente limitado en cuanto a tipos.

En términos generales, estos son:

Tobas de varios tipos, varios estados de consolidación e induración.

Lavas. Escoriáceas y masivas.

Breccias volcánicas

Lahares

Depósito fluvio-lacustres (gravas, arenas y limo).

En general, el trabajo de refracción sísmica en estas áreas es el de determinar si en un sitio particular, existen flujos de lava bajo la superficie, y de existir, a que profundidad aproximada y cual es su extensión lateral. La refracción sísmica no se puede emplear para la determinación del espesor de los flujos de lava masiva, como se explicó anteriormente, ya que no es posible, por medio de este método ubicar los flujos de lavas inferiores en donde exista más de una de estas formaciones. Las investigaciones por resistividad eléctrica suelen ser muy útiles para este propósito.

El instrumento GT-2A puede emplearse con explosivos o con mazo. Este último, se utiliza para investigaciones someras, como prueba para cimientos, (fundaciones). En estas notas se describirá sólo el uso con explosivos, ya que en la investigación de aguas subterráneas, las profundidades a explorar son relativamente grandes.

El equipo GT-2A, portable Refraction System, fabricado por Geo Space, Corporation de Houston, Texas, EE. UU., de Norteamérica, lo forman las partes siguientes:

- a) El instrumento registrador, que está instalado en una caja de aluminio que contiene 12 circuitos amplificadores, un sistema óptico para registrar el instante de la explosión y la llegada de las ondas a los geófonos.

Forman parte del instrumento, un detonador, un circuito probador y los juegos de baterías necesarios para la operación.

- b) Los geófonos.

El equipo consta de 14 geófonos (dos son de repuestos) con conexiones polarizadas.

- c) Los cables.

Los juegos de cables conectores, son los siguientes:

- 2 juegos de cables para los geófonos. Cada uno con tomas polarizadas para 12 geófonos. Un cable permite espaciamiento entre geófono, hasta 30 pies, donde un máximo de 360 pies de cobertura horizontal y el otro permite espaciamiento de 60 pies entre geófonos, dando un máximo de 720 pies de cobertura horizontal.
- Un cable de 100 pies de largo para unir el detonador del instrumento con la carga explosiva.

- d) Aditamento para exploraciones a poca profundidad.

- El equipo puede emplearse para exploraciones someras, usando en lugar de explosivos, un mazo o almádana, con regulador de tiempos.

Se golpea una placa de acero colocada sobre el terreno.

#### El espaciamiento de los Geófonos:

Las consideraciones que siguen, influyen en las decisiones sobre el espaciamiento de los geófonos. Es necesario obtener al me

nos en la traza del geófono No. 1, el registro de la primera llegada de la onda no refractada que pasa por la capa superficial aproximadamente en línea recta, desde el punto de explosión al geófono. El geófono No. 1 deberá estar por lo tanto, suficientemente cerca del punto de explosión para registrar esta onda de baja velocidad, antes de que la primera onda refractada llegue a este geófono, ya que la curva tiempo-distancia de la onda directa pasa por el origen de la gráfica tiempo-distancia, es preciso únicamente obtener el registro de su primera llegada en un sólo geófono para poder dibujar su curva. En las zonas de los alrededores de San Salvador, se encontró generalmente satisfactorio el espaciamiento de 30 pies del punto de explosión al 1er. geófono, aunque a veces, hubo necesidad de acortar esta distancia.

Los geófonos restantes deben de espaciarse en forma tal, que permitan por lo menos obtener dos registros separados de las primeras llegadas de las ondas refractadas en las capas sucesivas. De no cumplirse esta condición los resultados serán ambiguos, tomándose dudosa la evaluación de la prueba. La selección del espaciamiento correcto depende en mucho de la experiencia del operador, pero los resultados que se obtuvieron en las zonas mencionadas muestran que el espaciamiento de 30 pies del punto de explosión al primer geófono, y especialmente de 30 pies entre geófono, son distancias satisfactorias.

Con frecuencia se han obtenido buenos resultados también, con el empleo del cable largo de los geófonos. Los espaciamientos empleados fueron de 30 pies entre el punto de explosión y el primer geófono, 30 pies entre el primer geófono y el segundo geófono y de 60 pies entre los geófonos restantes. Este último espaciamiento naturalmente dará mayor profundidad de exploración. Si se desea incrementar aún más la profundidad efectiva de exploración, se puede emplear un doble espaciamiento. Para efectuarlo, se seleccionan las separaciones de acuerdo con las consideraciones expuestas anteriormente. Se toma el registro en la forma normal; luego se tiende un segundo espaciamiento al final del primero, en la misma recta, y de modo que los geófonos Nos. 1 y 2 ocupen los lugares que ocupaban los Nos. 11 y 12 en el primer espaciamiento, permitiendo así la correlación de resultados. Los demás geófonos se separarán sucesivamente a las distancias escogidas y la segunda carga explosiva se coloca en el mismo lugar que la primera. Este procedimiento dará los resultados de un espaciamien

to de 22 geófonos lo que es en efecto. La longitud total dependerá de las separaciones que se empleen, con un máximo de 1 320 pies, al usar el cable largo, y separaciones de 60 pies. Probablemente sean impracticables el repetir por tercera vez este procedimiento, ya que la energía de las ondas que viajan desde el punto de explosión, habrá decrecido tanto que no será posible obtener registros claros. En condiciones favorables, podría efectuarse el proceso aumentando la cantidad de explosivos. Sin embargo en el área de trabajos a que se han referido estas notas es difícil encontrar una zona razonablemente limpia y a nivel para poder usar longitudes tan grandes de espaciamento. Cuando se emplea el doble espaciamento debe recordarse de ajustar los controles del amplificador a la sensibilidad máxima cuando se detone la carga del segundo espaciamento.

También será necesario frecuentemente, colocar el control del tiempo en la posición de 0.4 segundos.

#### La Caja de la Cámara Polaroid:

El instante de la explosión, y las llegadas a los geófonos de las ondas directas y refractada, se registran fotográficamente en una película Polaroid contenida en una caja de cámara Polaroid que viene montada en el tablero del instrumento.

Como el resto del equipo, esta caja debe tratarse con cuidado. La cámara emplea películas Polaroid de ocho exposiciones; el cargado se debe hacer siempre a la sombra.

### C - REGISTROS ELECTRICOS Y RAYOS GAMMA

Los dos métodos indirectos de registro, utilizados frecuentemente, son el eléctrico y el radioactivo; en ninguno de los métodos se extrae testigo.

En perforaciones con equipos de percusión, el examen de las muestras de perforación, permiten obtener cortes relativamente exactos, lo que no sucede en aquellos pozos perforados con equipo rotativo; esto se debe a que las muestras obtenidas no son las representativas de la formación cortada por la barrena, sino que tales muestras, son una mezcla de cortes obtenidos desde varios metros de perforación y desechos

resultantes de la erosión en la formación expuesta a la corriente del lodo de perforación. Como resultado de esta incertidumbre, tienen que emplearse otros medios para obtener información digna de confianza. En atención a su exactitud, seguridad y sencillez, el registro eléctrico resulta ser el más adecuado.

Los equipos portátiles eléctricos, que pueden ser operados por el mismo perforador, ha llevado el costo del registro eléctrico a niveles tales que permiten el uso de este medio de investigación cuando se perforan pozos para agua. Sin embargo, aún cuando el registro eléctrico se haya proyectado, el informe diario de perforación preparado por el perforador deberá conservarse. Toda la información disponible será de gran ayuda en la interpretación del corte o registro eléctrico.

### Registro Eléctrico de Pozos

En la operación de registro eléctrico de pozos, dos son las propiedades eléctricas medidas en el pozo perforado: Resistividad y Potencial.

Resistividad. La resistividad de un material es aquella propiedad que caracteriza por su oposición a la circulación de corriente eléctrica. De aquí que la resistividad es la recíproca de la conductividad. La resistividad eléctrica de una formación está directamente relacionada con la naturaleza, cantidad y distribución del agua de la formación. Puesto que estos factores varían en forma apreciable de una a otra formación, las determinaciones de la resistividad hechas en un pozo perforado, pueden utilizarse para determinar contactos de formaciones y obtener información sobre la naturaleza de las capas atravesadas por la perforación.

La curva de resistividad puede obtenerse, introduciendo y haciendo descender uno o varios electrodos dentro del pozo, haciendo las medidas por medio de apropiados arreglos eléctricos en el equipo. Estas medidas son registradas en función de la profundidad, denominándose a la gráfica resultante "curva de resistividad".

Los valores de resistividad están expresados en ohm-m. En la tabla siguiente se dan valores típicos de resistividad:

Arenas y gravas conteniendo agua dulce	30-200 ohm-m.
Areniscas y calizas conteniendo agua dulce	50-500 ohm-m.
Arenas y gravas conteniendo agua salobre	4-30 ohm-m
Arenas y gravas conteniendo agua salada	0.1-4 ohm-m
<b>Arcillas, lutitas</b>	2-10 ohm-m
Agua potable	10-100 ohm-m
Lodo de perforación	1-10 ohm-m

Las rocas sólo son capaces de transmitir la corriente eléctrica cuando hay en ellas agua absorbida, las rocas secas no tienen conductividad eléctrica; el agua dulce es un mal conductor, por lo tanto, las arenas y gravas con agua dulce, las calizas compactas y las areniscas muy cementadas con poca porosidad son malos conductores; por el contrario, la baja resistividad es característica de las arenas y gravas con agua salada y también de pizarras y arcillas, puesto que el agua contenida en sus poros, generalmente, indica gran salinidad.

Debido a que el lodo de perforación es incluido en la medición y que este lodo es de diferente resistividad que las formaciones, su efecto afecta la medida de resistividad; cuando más grande es el diámetro del pozo, tanto más se afecta la medida de resistividad.

Los acuíferos que generalmente estén confinados por formaciones arcillosas y que no sean de gran espesor, son parcialmente influenciados por la arcilla. Ya que ésta tiene una relativa baja resistividad, y sumado lo anterior a lo delgado o poco espesor del acuífero, muestra el registro eléctrico con una resistividad pequeña. Las anteriores consideraciones indican que un corte o registro eléctrico da ciertos valores de resistividad que generalmente son diferentes de los verdaderos, llamando a los anteriores "resistividad aparente". Solamente cuando el acuífero es potente y el diámetro del pozo pequeño, los valores de resistividad aparente casi son iguales a la resistividad verdadera.

Potencial . Determinaciones hechas en pozos perforados han demostrado la existencia de potenciales eléctricos naturales -o voltajes- entre formaciones. Estos potenciales, algunas veces llamados "potenciales espontáneos" varían de acuerdo con la naturaleza de los estratos o lechos atravesados. Por ejemplo: el potencial de una formación que contenga agua salada o salobre es generalmente negativo con respecto al potencial de las arcillas o lutitas. En formaciones que contengan agua dulce, los potenciales pueden ser positivos o negativos con respecto al potencial de las lutitas o arcillas y normalmente son de menor amplitud que en formaciones que contengan agua salada.

La medida del potencial se hace entre un electrodo dentro del pozo y un electrodo fijo en la superficie, registrándola en función de la profundidad. Partiendo de una curva potencial, es posible determinar los límites de las formaciones y obtener información sobre la naturaleza de algunas de estas formaciones.

El potencial de la arcilla (o lutita) se utiliza casi siempre como referencia. Por ejemplo: cuando se dice que un acuífero tiene un potencial negativo, esto significa que el potencial en el acuífero es más negativo que el potencial en la arcilla que lo rodea. Los potenciales en pozos perforados parece que se originan por reacciones electroquímicas que toman lugar en los contactos entre las formaciones y la columna de lodo. Su magnitud es generalmente menor de 200 milivoltios (0.2 volt.)

El efecto originado por las arcillas y por el lodo sobre el potencial eléctrico de un acuífero poco potente es básicamente el mismo que el efecto sobre la resistividad del acuífero ya mencionado: cuanto mayor sea el diámetro del pozo y más delgado el espesor del acuífero, más pequeña es la diferencia en el potencial entre el acuífero y la arcilla circundante.

### Corte o Registro Eléctrico

La combinación de la curva de potencial y de resistividad, colocadas a cada lado del papel, constituyen el corte o registro eléctrico. Tales registros son sumamente valiosos para la localización de formaciones que contengan agua dulce, así como también para estudios geológicos (Correlación de pozos, configuración subterránea, investigación sobre sedimentación), problemas de exploración, descubrimiento de minerales, etc.

El registro eléctrico deberá obtenerse antes de que el pozo sea revestido. Determinaciones hechas en pozos ademados no tienen ningún objeto en lo que al registro de la formación concierne.

La curva en zig-zag de un registro eléctrico se dibuja tomando por coordenadas la resistividad y la profundidad. Un técnico experimentado puede interpretar ésta curva y deducir de ella los contactos entre las distintas formaciones.

Como la mayoría de los tipos de roca tienen su curva característica, una larga práctica, permitirá al que interprete la curva reconocer realmente, y por lo tanto denominar las distintas formaciones. También puede determinar variaciones en el contenido fluido de las rocas y, como consecuencia, localizar distintos niveles acuíferos para abastecimiento de aguas.

#### Rayos Gamma

En el método de registros radioactivos encontramos dos variantes:

- 1 - El registro efectuado por medio de neutrones que se logra haciendo bajar una fuente de neutrones dentro de una cámara de ionización y estos son bombardeados a las paredes del sondeo produciendo rayos que ionizan el gas inerte en la cámara.
- 2 - El registro es efectuado midiendo los rayos gamma ( $\gamma$ ) existentes en las rocas perforadas, pues éstas contienen cantidades medibles de sustancias radiactivas que emiten rayos gamma ( $\gamma$ ) en mayor o menor intensidad.

#### Registros por Rayos Gamma

El fenómeno que se produce es que cuando la cámara de ionización recibe los rayos gamma ( $\gamma$ ), que son rayos primarios, ésta se ioniza haciendo que la corriente eléctrica generada se amplifique y se mide su voltaje que es proporcional a la intensidad de los rayos gamma ( $\gamma$ ); un registro automático traza la curva de testificación dibujando los valores medidos como ordenadas horizontales a partir de un eje vertical, que representa el sondeo.

Este método es aplicable a profundidades mayores de 20 metros pues arriba de este límite las medidas son afectadas por los rayos solares.



Las calizas, dolomías, areniscas, arenas y la sal común son materiales poco o nada radioactivos.

Este método es el único aprovechable para obtener un registro en pozo ademado y también en pozos secos.

### Interpretación de los Registros Eléctricos

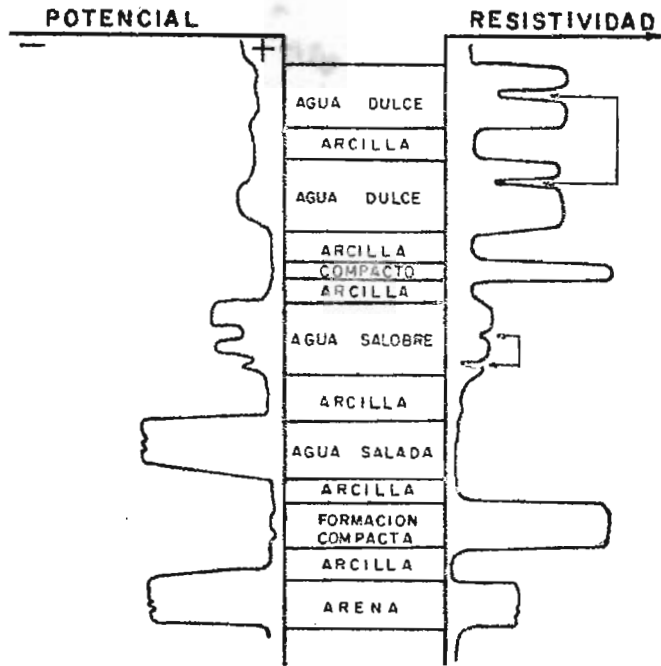
En la práctica, la resistividad y el potencial de un tipo de formación dada varía dentro de ciertos límites; de acuerdo con las características de la formación, la resistividad del lodo y el diámetro del pozo. Las siguientes observaciones, de carácter general, pueden hacerse a este respecto.

Efecto de la salinidad del agua: Cuanto más pura es el agua contenida en la formación, más alta es la resistividad del acuífero; igualmente es más positivo el potencial de la formación con relación al potencial de la arcilla. Cuando el lodo de perforación es relativamente dulce o puro, el potencial correspondiente en un acuífero de agua pura se obtiene como se muestra en fig. 4-3-1 (parte superior del registro que es un registro eléctrico idealizado), pero si el lodo es salino, la curva de potencial puede ser diferente.

En términos generales, se puede decir lo siguiente:

- 1 - Si el acuífero y el lodo de perforación son más o menos de la misma salinidad, el potencial del acuífero es generalmente pequeño con respecto al potencial en arcilla, pudiendo manifestarse como positivo o negativo.
- 2 - Si el acuífero es de mayor grado de salinidad que el lodo de perforación, el potencial de tal formación es por lo general más negativo que el potencial en arcilla, tendiendo la curva a desplazarse hacia la izquierda en cada formación que contengan aguas salobres o saladas.
- 3 - Si el lodo de perforación es más salino que el acuífero, el potencial de la formación se vuelve positivo que el de la arcilla, tendiendo la curva a desplazarse hacia la derecha en cada formación que contenga aguas puras ( pureza relacionada con el lodo).

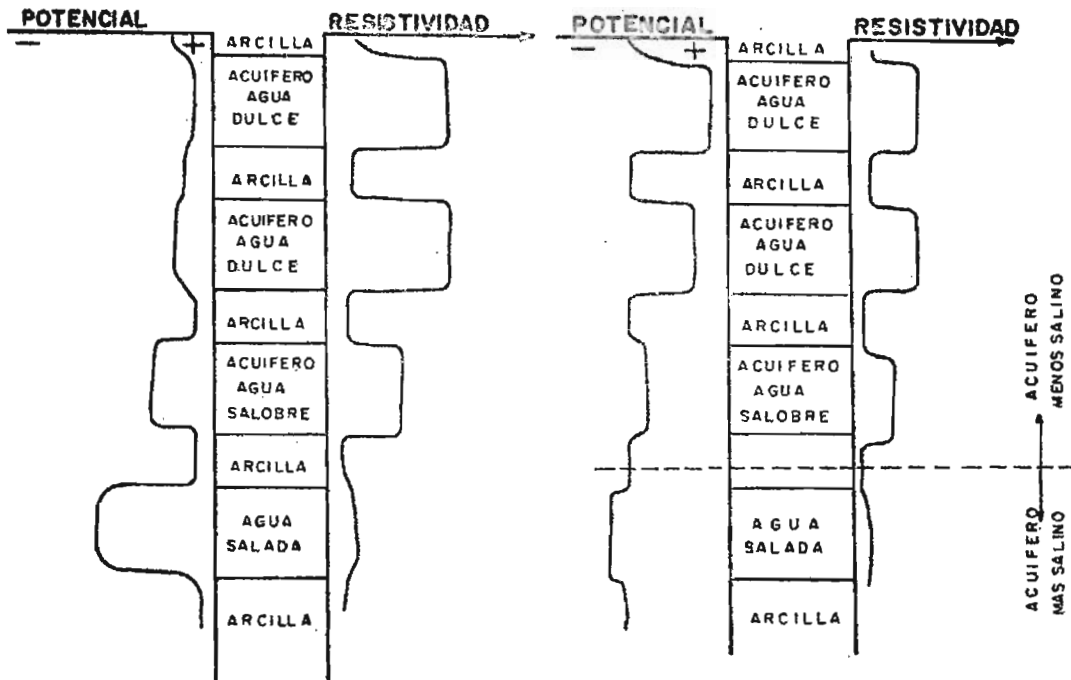
Las anteriores observaciones se ilustran en la figura 4-3-2.



REGISTRO ELECTRICO IDEALIZADO EN UN POZO  
CONTENIENDO LODO DULCE

BIBLG. 15 PAG. 3

FIG. 4-3-1



POZO CON LODO DULCE

POZO CON LODO SALINO

REGISTRO ELECTRICO IDEALIZADO QUE MUESTRA EL EFECTO  
DE UNA FORMACION SALINA

BIBLG. 15 PAG. 3

FIG. 4-3-2

En el registro idealizado de la derecha, se muestra que el acuífero es menos salino que el lodo arriba del nivel A indicado, mientras que abajo de éste el acuífero es más salino que el lodo.

### Efecto de la Porosidad

Cuanto más alta se la porosidad de un acuífero, más baja es su resistividad y más alto su potencial (relacionado con la arcilla). Por esta razón las arenas y gravas tienen, generalmente, bajos valores de resistividad y altos de potencial, en relación con las areniscas y calizas que contengan el mismo tipo o calidad de agua. Lo anterior queda ilustrado en la figura 4-3-3.

Efecto de las arcillas. La arcilla generalmente es de baja resistividad en relación con las formaciones que contienen aguas puras; de aquí que un acuífero arcilloso tendrá bajos valores de resistividad que si estuviere exento de tal formación. Su potencial también es reducido. Estas observaciones se ilustran en la figura 4-3-4.

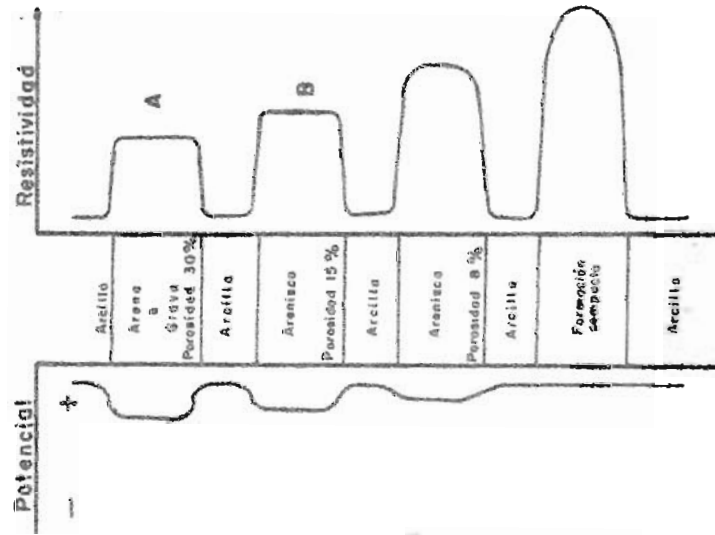
Efecto de saturación del agua. Formaciones poco profundas de arena y grava no siempre están completamente saturadas de agua. Cuando se tiene lo anterior, la resistividad de la formación es mucho más elevada que si tal formación estuviera saturada. Este incremento de resistividad depende de la cantidad de agua que esté contenida en los espacios intersticiales de la formación; a una menor saturación corresponde una mayor resistividad. Cuando un acuífero está completamente seco, su resistividad es aproximadamente igual a la de una formación densa o compacta. Generalmente el potencial eléctrico de la formación es reducido cuando la saturación de agua decrece.

Contactos entre formaciones. Los cambios de formación, así como las variaciones de las características de una formación dada, origina cambios de resistividad y potencial en un registro eléctrico.

Recíprocamente, variaciones en el registro eléctrico corresponden a cambios dentro de la formación; por lo tanto, estas variaciones determinan la posición a profundidad de los contactos entre formaciones, así como cambios en las características de la formación.

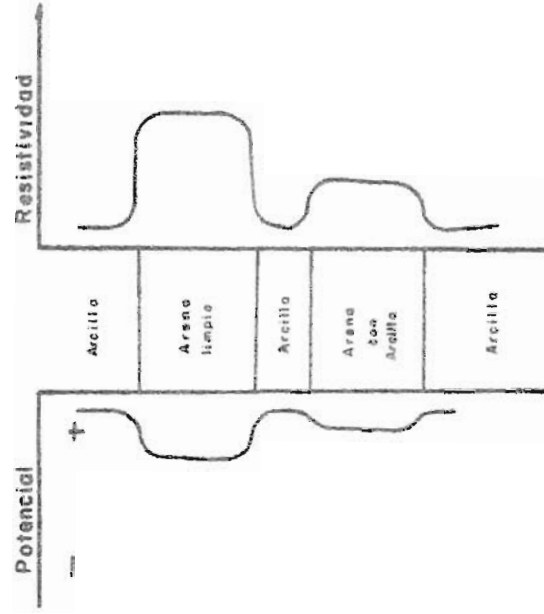
### Efectos del espesor de los estratos y del diámetro del pozo.

Con anterioridad se ha mencionado que la resistividad aparente de un acuífero disminuye, cuando:



REGISTRO ELECTRICO IDEALIZADO QUE MUESTRA EL EFECTO DEBIDO A CAMBIOS DE POROSIDAD EN EL ACUIFERO

FIG. 4-3-3



REGISTRO ELECTRICO QUE MUESTRA EL EFECTO DE CONTENIDO DE ARCILLA EN EL ACUIFERO

FIG. 4-3-4

- 1 - Decrece el espesor del estrato; y
- 2 - Aumenta el diámetro del pozo.

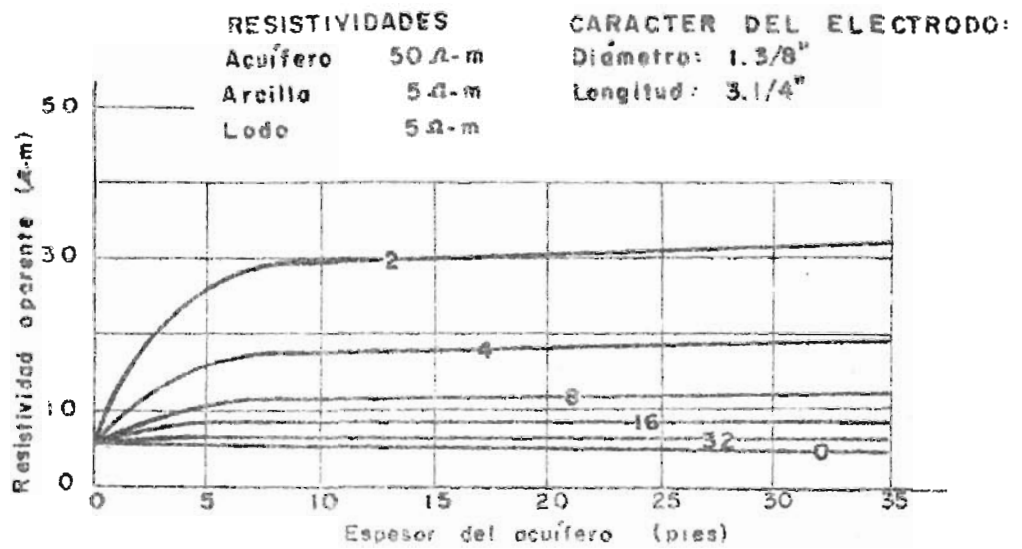
En las gráficas de la figura 4-3-5 se ilustra el efecto de estos dos factores, sobre un acuífero típico. Por ejemplo: se ve que para diámetros pequeños de pozos, la resistividad aparente de un acuífero se reduce aproximadamente a la mitad en un pozo de doble diámetro. El potencial igualmente disminuye en la misma proporción.

Arenas y Gravas. No es posible hacer una distinción entre las arenas y las gravas de la observación de un registro eléctrico, debido a que ambas tienen idénticas características eléctricas. Esto desde luego no es un gran contratiempo, ya que la distinción fácilmente se puede lograr mediante la observación de las muestras de la perforación.

Efectos según el tipo de lodo. Un lodo salino es mejor conductor que el agua pura (dulce); por lo tanto, la resistividad aparente de un acuífero es más pequeña cuando el lodo de perforación es salino que cuando es puro. El efecto de la salinidad del lodo sobre el potencial ya fue mencionado antes, al discutir la salinidad de los acuíferos. En lo concerniente a los registros eléctricos es preferible que el lodo de perforación no sea muy salino. Para hacer una correcta interpretación del registro eléctrico es muy conveniente conocer la resistividad del lodo.

#### Equipo de Registro

El equipo convencional de registro, esquemáticamente se muestra en la figura 4-3-6. Un electrodo (E), conectado a un extremo del cable aislado (C), desciende dentro del pozo (W), por medio de la garrucha (H). El otro extremo del mismo cable está conectada al instrumento registrador (R), el cual tiene su segunda terminal a tierra (G). El cable pasa sobre una polea calibrada, la cual mueve un tambor con papel para registrar, en sincronismo con el movimiento del electrodo dentro del pozo. Las mediciones de resistividad y potencial son registradas obteniéndose las curvas respectivas, las cuales quedan una al lado de la otra, en el papel apropiado, en función de la profundidad. No es necesario que el electrodo de registro esté en contacto directo con la formación, ya que el agujero suele tener agua o lodo, fluidos que son relativamente buenos conductores, facilitando la conexión eléctrica con la formación.

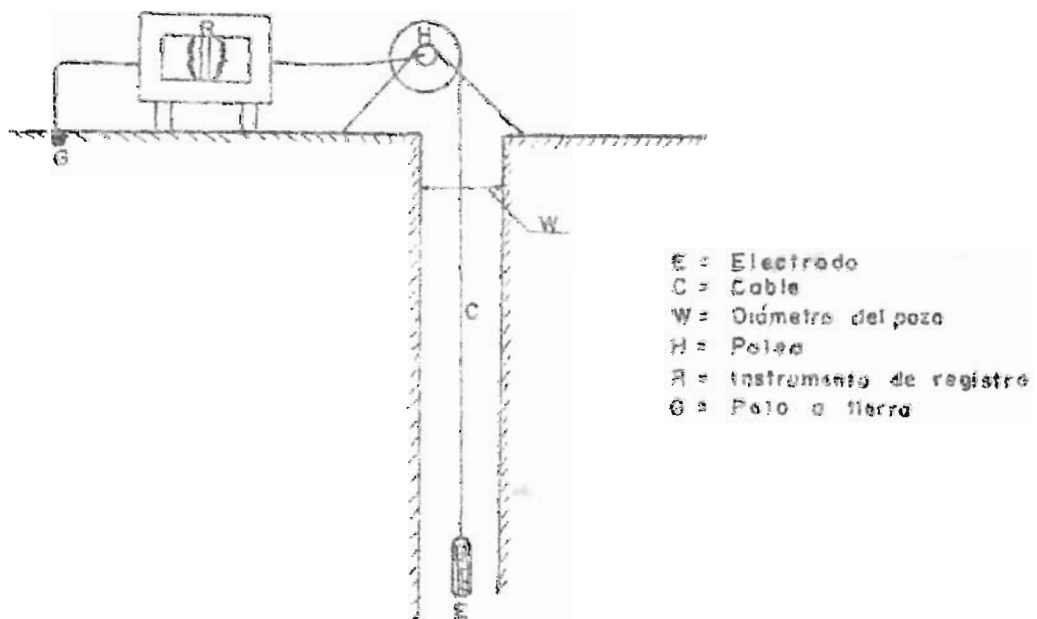


Curvas mostrando el efecto sobre la resistividad aparente del espesor del acuífero y diámetro del pozo, obtenida con arreglo de un solo electrodo.

(Entre curvas diámetros de los pozos)

BIBLO. 15 PAG. 3

FIG. 4-3-5



Esquema del principio para el registro de perfiles eléctricos.

BIBLO. 15 PAG. 3

FIG. 4-3-6

### Equipo de un solo electrodo

En el arreglo que se ilustra en la figura 4-3-6, solo un electrodo desciende dentro del pozo. El equipo necesario para obtener, las curvas de resistividad y potencial con el método de un solo electrodo es sencillo. Con el electrodo que desciende dentro del pozo se captan variaciones de potencial y resistividad las cuales son registradas automáticamente con tinta sobre papel transparente de tal manera que el operador está en posibilidad de observar continuamente el registro durante toda la operación. La información complementaria general, tal como diámetro del pozo, ubicación, propietario, etc., puede transcribirse en la parte superior del registro. Una vez completo, el registro puede reproducirse en copias tantas veces como sea necesario.

El elemento registrador propiamente del equipo, es un potenciómetro, el cual junto con el tablero de control se instalan en una resistente caja metálica. El tambor en el que se encuentra arrollado el cable puede manejarse indistintamente, a mano o mediante motor eléctrico, cuya potencia se toma de un generador acoplado a un motor de gasolina. Todas las demás partes componentes del aparato son ensambladas en una estructura que forma una sola unidad, la cual puede colocarse y transportarse en un vehículo de pasajeros o en una camioneta.

El equipo de un solo electrodo se usa muy extensamente en la investigación de fuentes de abastecimiento de aguas subterráneas, debido a su simpleza y a lo económica del mismo. La interpretación cualitativa del registro es relativamente fácil. Si se desean conocer datos cuantitativos sobre la porosidad y salinidad del agua, la curva característica de resistividad deberá registrarse con arreglo de varios electrodos.

### Sugestiones para obtener buenos registros eléctricos

Se ha explicado con anterioridad que los mejores registros eléctricos se obtienen cuando el diámetro del pozo es pequeño y cuando el fluido de perforación no tiene características salinas. Sin embargo, frecuentemente se necesitan, pozos para agua, de grandes diámetros; en tales casos se ha visto que es ventajoso perforar primero un pozo piloto, de 6 a 12 pulgadas de diámetro (15 cm. a 30 cm.), obte-

ner el registro eléctrico y posteriormente rimarlo o ampliarlo hasta el diámetro deseado. Aún cuando el diámetro del pozo llegue a ser muy grande y el procedimiento anterior no se lleve a cabo, es factible obtener buenos registros mediante la utilización de electrodos especiales (arreglo de multi-electrodos).

#### D - CORRELACION DE ESTOS SONDEOS CON LOS SONDEOS MECANICOS

Habiendo logrado el propósito de conseguir una estrecha cooperación entre los sondeos mecánicos y los geofísicos, ambos dispuestos simultáneamente sus datos se complementan, y así se logrará un costo inferior para una misma calidad de estudio, pues ambas investigaciones persiguen el mismo objetivo.

Un registro eléctrico es útil en las investigaciones de aguas subterráneas; a pesar de ello no siempre da las contestaciones e informaciones definitivas y completas; sin embargo, un gran complemento es el registro del perforador (muestreo y datos conexos de la perforación), ya que pueden ser identificados con precisión, las formaciones atravesadas. Por ejemplo, está perfectamente establecido que, en un registro eléctrico, las arenas no pueden diferenciarse de las gravas; sin embargo, con la ayuda del registro del perforador esta distinción sí puede lograrse. En tal caso el registro eléctrico sirve para determinar el espesor del acuífero, así como su profundidad, e igualmente si el agua es pura; así mismo el registro del perforador se utiliza para determinar el tamaño de los granos del acuífero y así seleccionar el ranurado más apropiado en la tubería. Otro ejemplo es el siguiente: en un registro eléctrico se puede manifestar a profundidad dos porciones muy semejantes de ambas curvas; distinguir del registro eléctrico exclusivamente y definir si una cierta porción es una arena porosa o una formación compacta resulta muy difícil; ahora bien, esta diferenciación puede hacerse fácilmente partiendo del registro del perforador sencillamente: una formación compacta (por ejemplo: areniscas) es mucho más dura y difícil de perforar, que si fuese arena.

Reglas Generales. En lo general, se ha visto que las características promedio de un acuífero no cambian con gran rapidez en el sentido vertical ni horizontalmente para distancias cortas. Por lo consiguiente, los registros eléctricos obtenidos en una misma área se muestran esencialmente muy semejantes.



La correlación de estas características por medio de los registros, es fácil, deduciéndose como consecuencia lógica lo siguiente:

- 1 - Si la resistividad y el potencial medidos de un acuífero dado se mantiene esencialmente idénticos entre dos pozos vecinos, se deduce que las características del acuífero no tiene cambio apreciable..
- 2 - Si la resistividad y el potencial medidos de un acuífero dado cambia entre la vecindad de dos pozos, mientras que las demás porciones del registro se mantienen, en lo general, con idénticas características para las otras formaciones, esto significa que deberá haber un cambio en las características del acuífero. Partiendo de los datos de interpretación previamente dados, estos cambios en las características eléctricas de un acuífero dado se pueden interpretar de la siguiente manera:
  - a) Una disminución en la resistividad acompañada de un pequeño incremento en el potencial, puede indicar un incremento en la porosidad.
  - b) Una disminución en la resistividad acompañada de un incremento negativo en el potencial puede indicar un incremento en la salinidad del agua del acuífero o formación.
  - c) Una disminución en la resistividad acompañada de una disminución en el potencial puede indicar un incremento de arcilla en la formación.
  - d) Si, para las zonas superior e inferior de una formación que contenga agua ya probada con la perforación, la resistividad y el potencial son diferentes, los cambios en sus características eléctricas pueden tener una interpretación semejante a la de los incisos anteriores a, b y c.

La misma interpretación puede hacerse para dos acuíferos en el mismo pozo, los cuales estén separados solamente por un estrato arcilloso relativamente delgado.

En algunas ocasiones el registro eléctrico completo del pozo es substancialmente diferente del de otro pozo vecino. Lo anterior,

generalmente es consecuencia de la variación del diámetro del pozo o un cambio en la salinidad del lodo de perforación. En este caso los cambios que se notan tienen la siguiente explicación:

- a) Una disminución de la resistividad acompañada de una disminución general del potencial puede ser originado por un diámetro muy grande del pozo o también por una mayor salinidad del lodo.
- b) Una disminución de la resistividad acompañada de un potencial positivo, en uno o en todos los acuíferos puede tener su origen en una mayor salinidad del lodo.

### Aplicación de los Registros Eléctricos

Como se ha explicado, un registro eléctrico, acompañado del corte geológico de la perforación, da una información de la naturaleza de las formaciones que han sido atravesadas por la perforación, indicando la profundidad y espesor de cada estrato. La información relacionada con el tipo o clase de agua de los acuíferos se obtiene de acuerdo con las amplitudes de las curvas correspondientes de resistividad y potencial. De esta manera es posible establecer un corte exacto de las formaciones el cual resulta muy valioso para el desenvolvimiento de las fuentes de abastecimiento de aguas subterráneas. Las recomendaciones siguientes se pueden hacer de acuerdo con lo expuesto anteriormente.

Primero: el registro eléctrico puede revelar entre qué intervalos se tiene agua pura, cuáles contienen agua salobre o muy salobre para los usos indicados, y cuál es arcilla; en consecuencia, aquellos que no sean deseables pueden ser sellados.

Segundo: puesto que la profundidad y el espesor de cada acuífero se puede determinar, el ranurado de la tubería se localiza en el lugar más conveniente y exacto de la formación productora. Esto no solamente mejora el rendimiento del pozo, sino que reduce el costo de ranuración. En pozos profundos, la economía resultante suele ser varias veces superior al costo de dicho "registro eléctrico"

Una mayor cantidad de registros eléctricos de un área dada, correlacionados con pruebas de bombeo y producción, hacen más eficientes los subsecuentes pozos que se terminen. Por ejemplo, conside

rando la composición del agua de una formación dada como relativamente uniforme en un área grande, es generalmente posible calibrar, para dicha área, las lecturas del registro eléctrico en términos de salinidad del agua. Esta información puede entonces aplicarse para todos los pozos perforados en dicha área. No obstante que con los registros eléctricos no es posible determinar la potencialidad de un acuífero, sirven con bastante éxito en la solución de este problema cuando es posible determinar el espesor "neto" de la arena o grava del acuífero. Esta información, combinada con el bombeo así como otras pruebas más en el área, permiten en forma general dar una idea aproximada de la potencialidad de los acuíferos.

Después de haber obtenido un buen número de registros eléctricos en un área determinada, de estos se pueden construir mapas y secciones transversales con las cuales es probable predecir el espesor neto de arena o grava de cualquier otra localización dentro de dicha área. Con esta información, complementada por las pruebas de bombeo y producción efectuadas en los pozos, es posible indicar la profundidad a la cual debe perforarse el pozo para producir una determinada cantidad de agua. Esto es de gran importancia práctica ya que se puede estimar los costos de perforación en función de la cantidad de agua desecada. Como puede verse por todo lo anterior, son muchas las ventajas que se obtienen del registro eléctrico hecho en los pozos para agua. Estas ventajas son mejoradas, si se consideran las pocas limitaciones, del registro eléctrico, debidamente relacionado con el registro del perforador, puede utilizarse ventajosamente eliminando trabajo innecesario en el desarrollo de abastecimiento de aguas subterráneas.

El registro eléctrico de pozos aún cuando no es un procedimiento perfecto y completo que dé pruebas tangibles, suministra un caudal de información, que, por su rapidez y simplicidad, resulta a un costo muy razonable.

#### E - IMPORTANCIA DE LA REALIZACION DE ESTOS SONDEOS

El constante y tremendo incremento que en la actualidad demandan los pequeños y grandes centros de población, para el abastecimiento de agua potable, así como para la industria y la agricultura, ha hecho que los métodos antiguos de localización de agua subterránea, sean por ahora inadecuados. De más está recalcar que con las comodidades técnicas de esta época, cualquier innovación en los métodos de

investigaciones ingenieriles proporciona ventajas. Debe tenerse en cuenta que los resultados de las investigaciones geofísicas, son interpretaciones de medidas físicas. Estas medidas físicas no son en sí mismas, hechos geológicos relacionados con el subsuelo del lugar en que se han formado, lo que significa que tales resultados no pueden tener el grado de exactitud que nos proporciona un sondeo mecánico, pero sí aportan al investigador innumerables datos que traducidos en costo y tiempo han ayudado en el avance físico del proyecto o trabajo en ejecución.

#### Ventajas del Sondeo Geofísico

- 1 - Ahorrarse el sondeo mecánico (tiempo y dinero)
- 2 - Como los testigos mecánicos salen rotos o desgastados no nos revelan las propiedades exactas de los estratos atravesados.
- 3 - Las mediciones geofísicas indican el lugar donde se debe hacer las pruebas de producción al haber determinado el nivel de mayor porosidad mediante el sondeo radioactivo.

## CAPITULO - V

### EJEMPLOS DE PROSPECCION GEOFISICA

En los capítulos anteriores se presentó los principios y técnicas elementales de los diversos métodos de investigación geofísica, presentándoles mayor atención a los métodos de resistividad eléctrica y refracción sísmica, resta ahora la exposición de ambos métodos, ilustrados con ejemplos que indican los resultados obtenidos en un trabajo práctico, realizado sobre el terreno, utilizando dichos procedimientos.

#### A - EJEMPLO DE PROSPECCION ELECTRICA

##### Método de Resistividad

Se desea obtener el perfil geológico de un terreno en el cual se han efectuado una serie de sondeos geofísicos aplicando el método de resistividad eléctrica.

La investigación (prospección) se dispuso mediante varias líneas de perfiles localizado previamente en el terreno y en cada uno de ellos se hizo mediciones en cinco puntos distintos.

Para la aplicación del método de interpretación de las medidas de resistividad se tomará el perfil B.

Del campo se obtiene los datos mostrados en el cuadro adjunto. De ese cuadro se plotea en papel bilogarítmico (Log-Log), en un módulo previamente escogido, para poder interpretar las curvas obtenidas usando las curvas auxiliares de Orellana - Mooney.

Las gráficas de resistividad aparente contra  $AB/2$ , de cada punto del perfil, están representados en las gráficas: 5-1-1; 5-1-2; 5-1-3; 5-1-4 y 5-1-5.

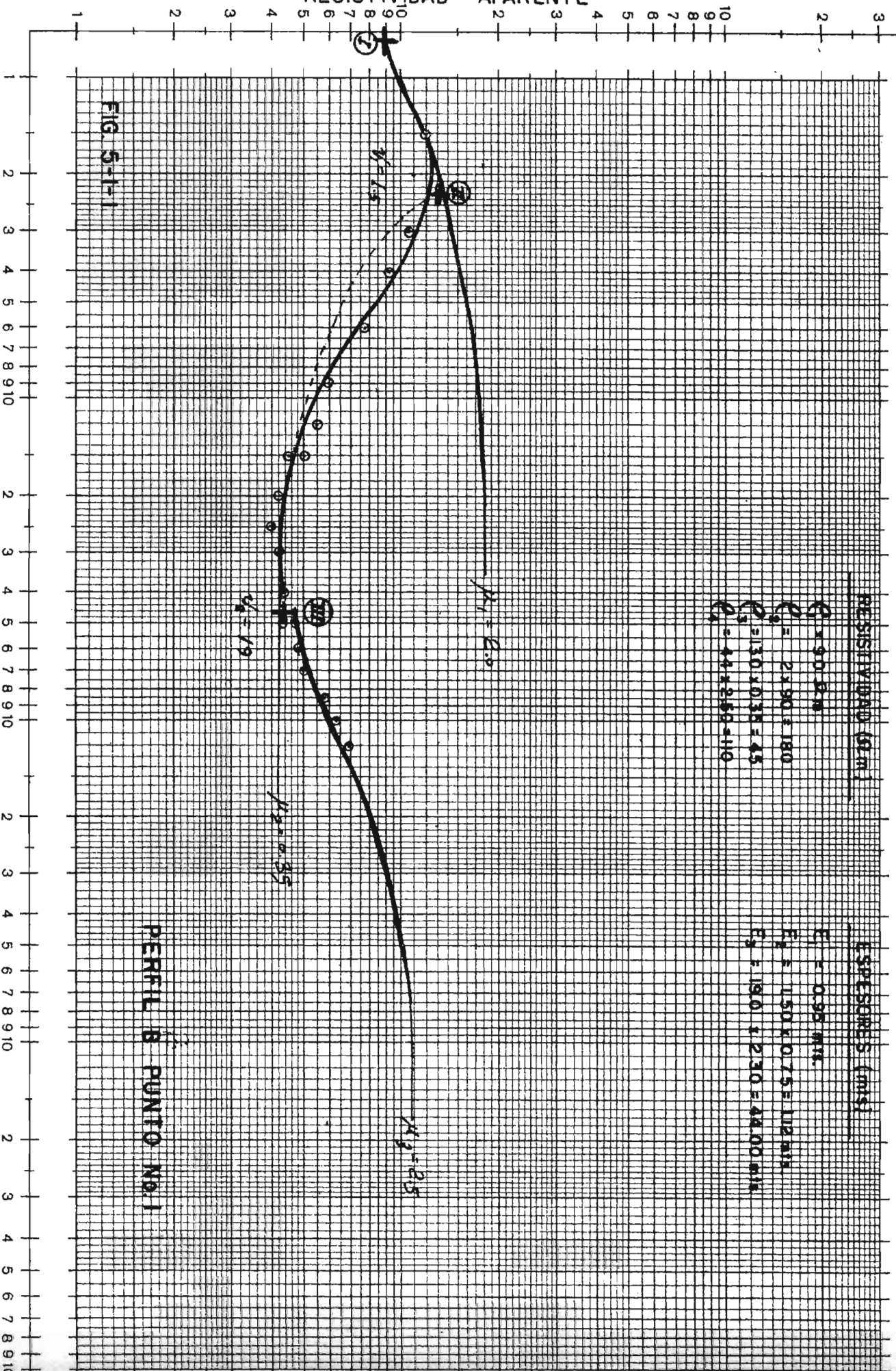
La mecánica del uso de las curvas tipo de Orellana - Mooney, se deja fuera del presente estudio, pues será largo y no muy explicativo, poder describir los distintos casos que se deben seguir.

## RESISTIVIDAD APARENTE

AB/2 Metros	#1	#2	#3	#4	#5
1.00	100	65	950	54	160
1.50	120	85	800	60	145
2.00	110	<b>98</b>	<b>700</b>	<b>68</b>	133
3.00	108	115	462	83	120
4.00	92	<b>132</b>	370	98	122
6.00	77	155	255	113	118
9.00	60	130	220	125	138
12.00	55	117	170	122	148
15.00	50	95	140	130	155
15.00	45	85	128	126	165
20.00	42	62	85	125	168
25.00	40	50	62	123	170
30.00	42	47	62	125	165
40.00	44	49	60	132	186
50.00	43	51	66	138	198
50.00	47	54	70	142	210
60.00	48	58	75	150	220
70.00	50	62	90	166	242
85.00	58	68		176	255
100.00	63	78		180	275
120.00					
150.00					

En la figura 5-1-6 se presenta el perfil geológico obtenido.

# RESISTIVIDAD APARENTE



RESISTIVIDAD (Ω m)

$E_1 = 90 \text{ m}$

$E_2 = 2 \times 90 = 180$

$E_3 = 1.50 \times 0.35 = 4.5$

$E_4 = 4.4 \times 2.59 = 11.0$

ESPEORES (mts)

$E_1 = 0.95 \text{ mtr.}$

$E_2 = 1.50 \times 0.75 = 1.12 \text{ mtr.}$

$E_3 = 19.0 \times 2.30 = 44.00 \text{ mtr.}$



COPYRIGHT © 1967, SERRAVALLO & SERRAVALLO, MILANO, ITALY.

Nr. 369 1/2 : 1 P

AB/2 (metros)

Beide Achsen logar. geteilt von 1 bis 10000 und 1 bis 300 Einheit

RESISTIVIDAD APARENTE

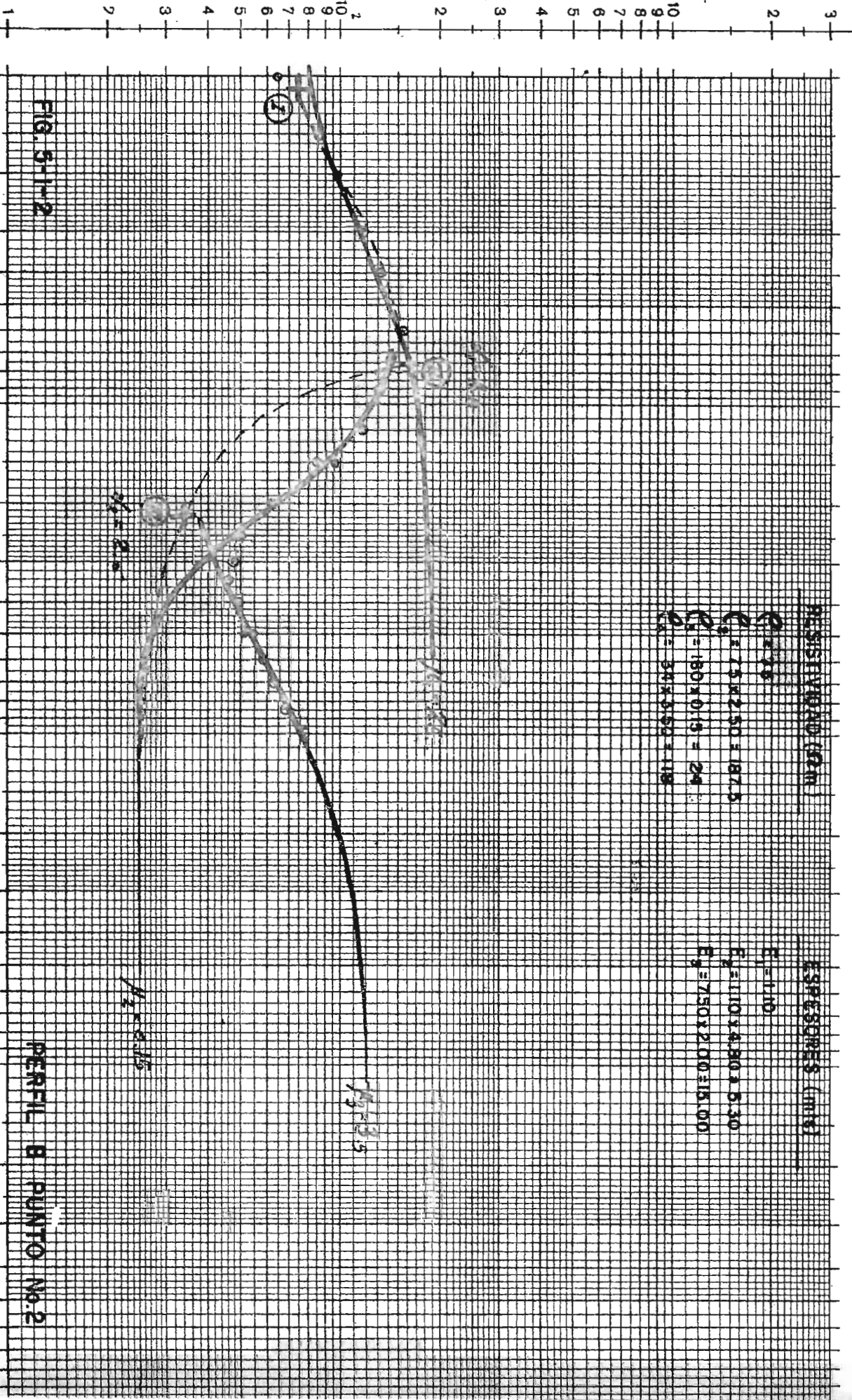


FIG. 5-1-2

RESISTIVIDAD (Ω·M)

RESISTIVIDAD (mV)

$R_1 = 10$

$R_1 = 110$

$R_2 = 75 \times 0.15 = 11.25$

$R_2 = 110 \times 0.80 = 88.00$

$R_3 = 180 \times 0.15 = 27$

$R_3 = 750 \times 2.00 = 1500$

$R_4 = 34 \times 0.02 = 0.68$

$R_1 = 10$

$R_2 = 100$

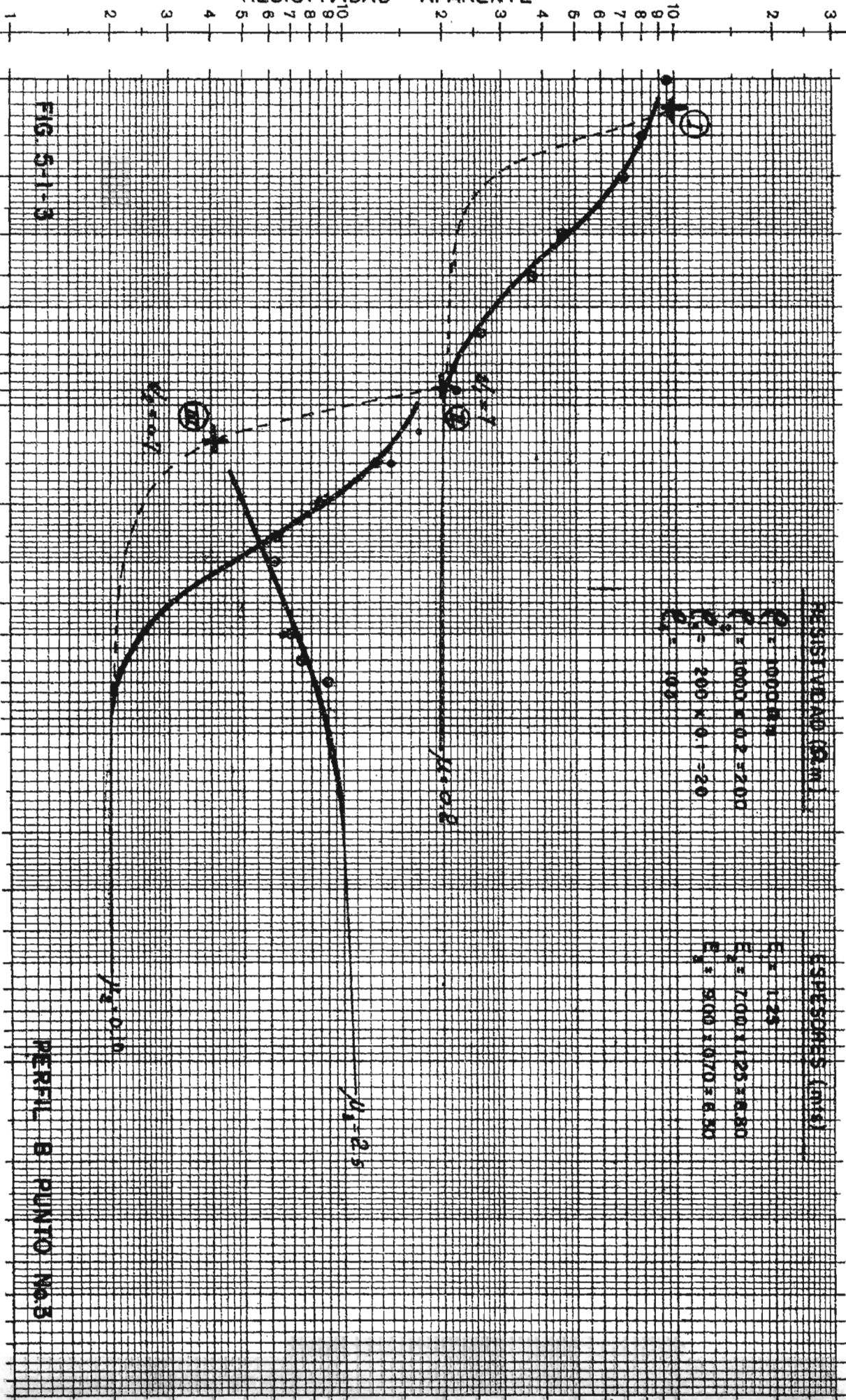
$R_3 = 1000$

$R_4 = 10000$

PERFIL B PUNTO No. 2



RESISTIVIDAD APARENTE



RESISTIVIDAD (Ω.M.)

ESPEORES (m/s)

$\rho_1 = 1000 \Omega.M.$

$E_1 = 1.25$

$\rho_2 = 1000 \times 0.2 = 200$

$E_2 = 700 \times 1.25 = 875$

$\rho_3 = 200 \times 0.1 = 20$

$E_3 = 500 \times 0.70 = 350$

$\rho_4 = 100$

FIG. 5-1-3

PERFIL B PUNTO N.º 3

RESISTIVIDAD APARENTE



COPYRIGHT CARL SCHLIMMELMANN & SCHILL-KIMMIGER, HANNOVER

Nr. 369 1/2 : 1 P

AB/2 (metros)

Beide Achsen logar. geteilt von 1 bis 10000 und 1 bis 300 Einheit

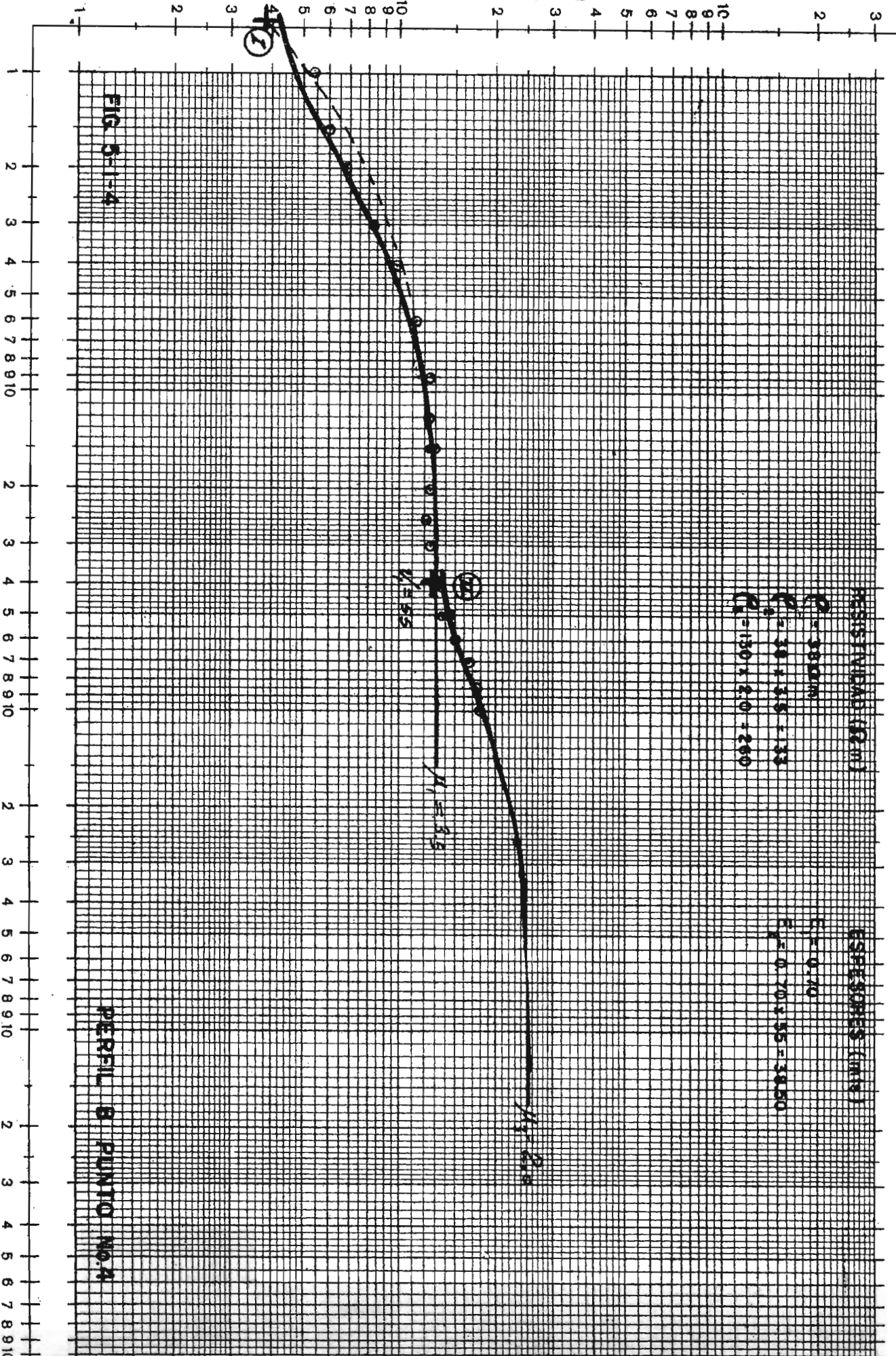
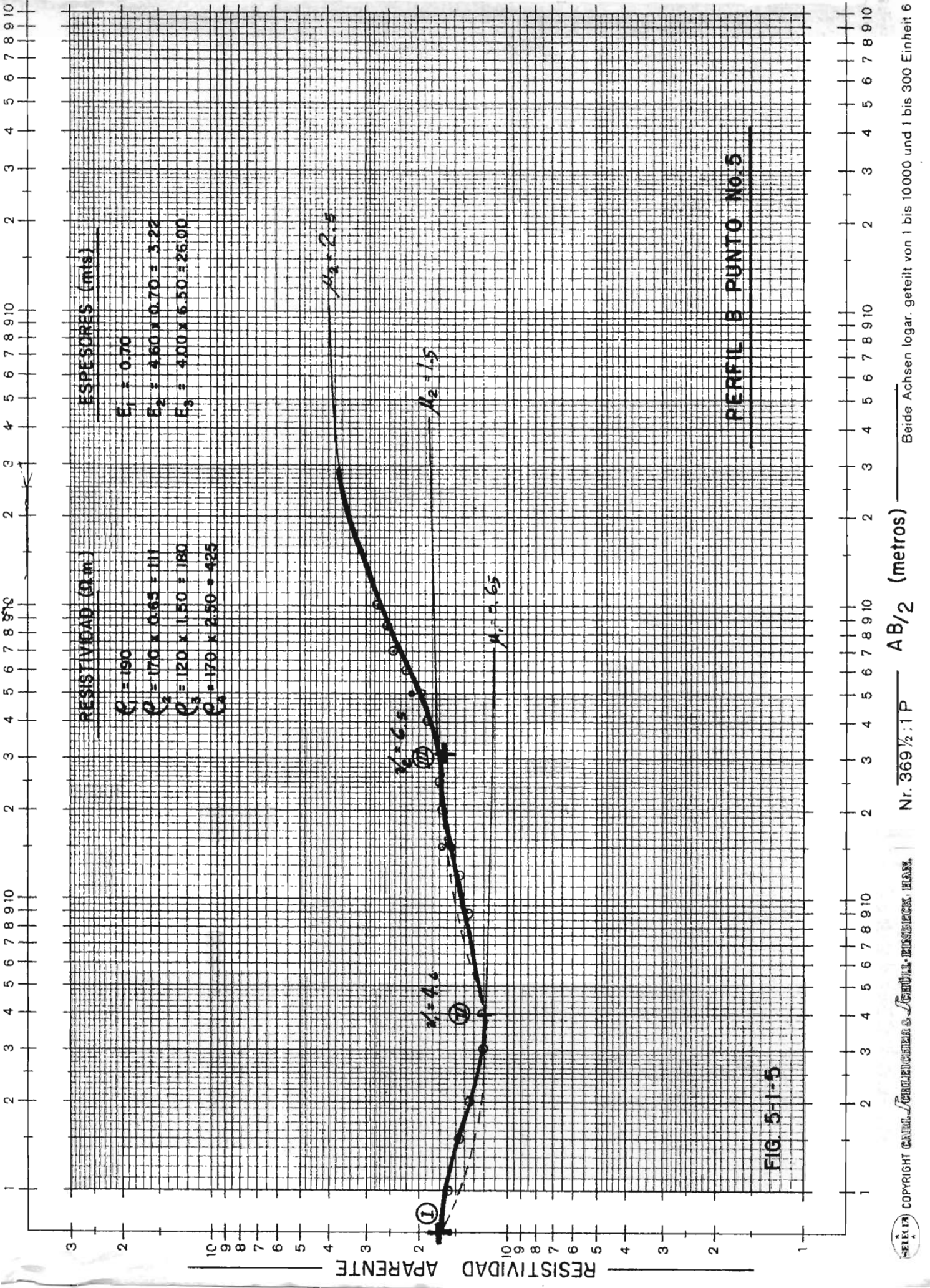


FIG. 5-1-4

PERFIL B PUNTO No. 4



## B - EJEMPLO DE LA APLICACION DE UNA PROSPECCION SISMICA POR EL METODO DE REFRACCION

Se trata de determinar el perfil geológico en las proximidades de una presa para corregir las pérdidas o fugas debidas a la infiltración del agua en el embalse, siendo necesario antes de efectuar los trabajos de corrección, practicar un estudio del terreno. Para tal efecto, se produjeron tres disparos, de los cuales obtenemos los tres sismogramas adjuntos y en base a las velocidades de proporción de las ondas en la zona de estudio se determinará el lugar probable a través del cual se producen las fugas o pérdidas en la presa; el perfil indicará, después de su análisis, los puntos en que debe procederse a inyectar cemento u otra materia impermeabilizante, que reduzca o impida las citadas fugas.

En la figura 5-2-1 se muestra:

- 1 - El plano de ubicación de la presa y los puntos en donde se efectuaron las explosiones;
- 2 - Un esquema geológico de la zona en estudio. (Según un reconocimiento previo).

### Procedimiento:

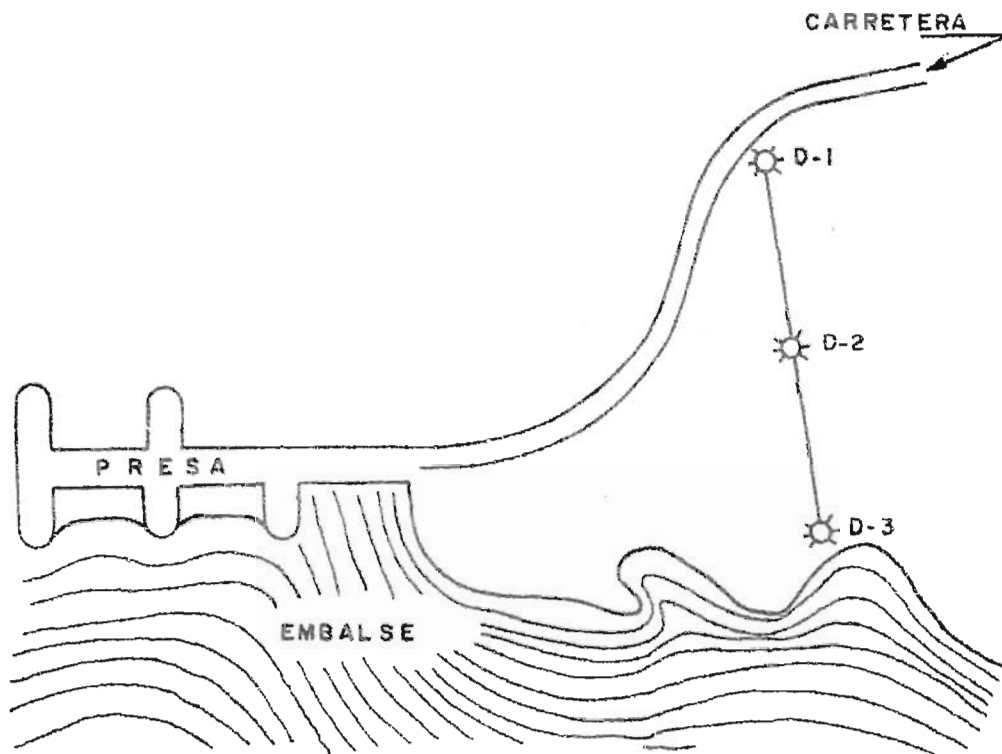
Con los datos que se tienen para la solución de este problema, que son: reconocimiento geológico y las fotografías de los disparos, se procede de la forma siguiente:

- 1 - Lectura de los tiempos de las primeras llegadas;
- 2 - Construcción de dromocrónicas;
- 3 - Determinación de las velocidades de propagación;
- 4 - Determinación de los espesores;
- 5 - Construcción del perfil geológico;
- 6 - Conclusiones y recomendaciones según el planteamiento del problema.

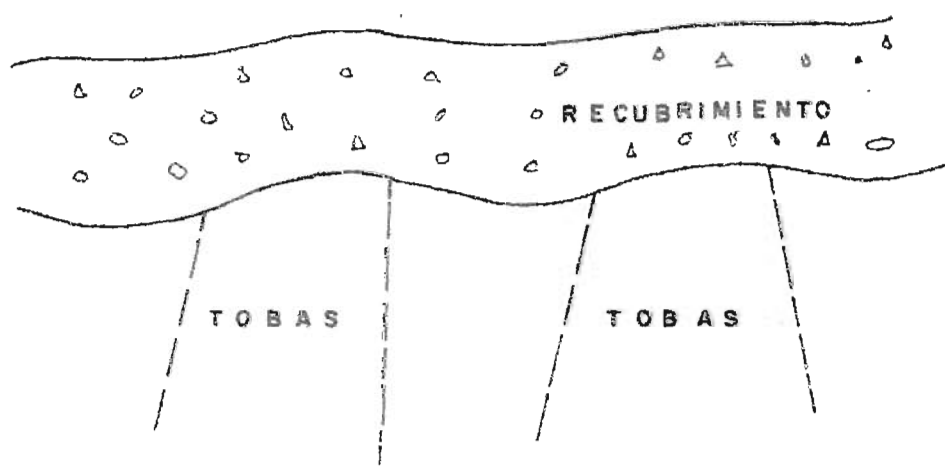
### Desarrollo:

- 1 - Tiempos de las Primeras Llegadas

En cada una de las fotografías que se muestran en la figura 5-2-2, se leen los tiempos de las primeras llegadas, éstos están en el cuadro adjunto.



PLANO DE UBICACION DE LA PRESA  
 PUNTOS DONDE SE EFECTUARON LAS EXPLOSIONES



ESQUEMA GEOLOGICO DE LA ZONA EN ESTUDIO

## 2 - Construcción de las Dromocrónicas

Con los tiempos obtenidos en el paso anterior, y la posición o distancia de los geófonos en cada tendido respecto al punto de disparo, se construyen las dromocrónicas correspondientes; se hacen en papel milimetrado a una escala adecuada. Fig. 5-2-3.

## 3 - Cálculo de las Velocidades

De la gráfica de dromocrónicas se nota que existen tres medios distintos: uno superficial donde las ondas se propagan con una velocidad  $V_1$ ; otro medio que se presenta, como ya se tenía previsto en el plantamiento del problema, intercalado en forma de dique entre dos estratos verticales similares, en el cual se propaga la onda con una velocidad  $V_2$  y los otros dos estratos que están al lado de éste en los cuales se propaga la onda con una velocidad  $V_3$ .

DISPARO	DISTANCIA (e) mts.	TIEMPO (t) seg.	VELOCIDAD = $\frac{e}{t}$
# 1	4.5	$11 \times 10^{-3}$	400 mts/seg
	19	10	1 900
	20	6.3	3 200
	10	4	2 500
# 2	4.5	14	320
	20	10.5	1 900
	4.5	12	375
	20	6.1	3 300
	10	5	2 000
# 3	4.5	12	370
	10	4.5	2 200
	20	6	3 350
	20	8.3	2 400

ESCALAS:

Vertical 1cm = 5 milisegundos

Horizontal 1cm = 5 metros

D R O M O C R O N I C A S

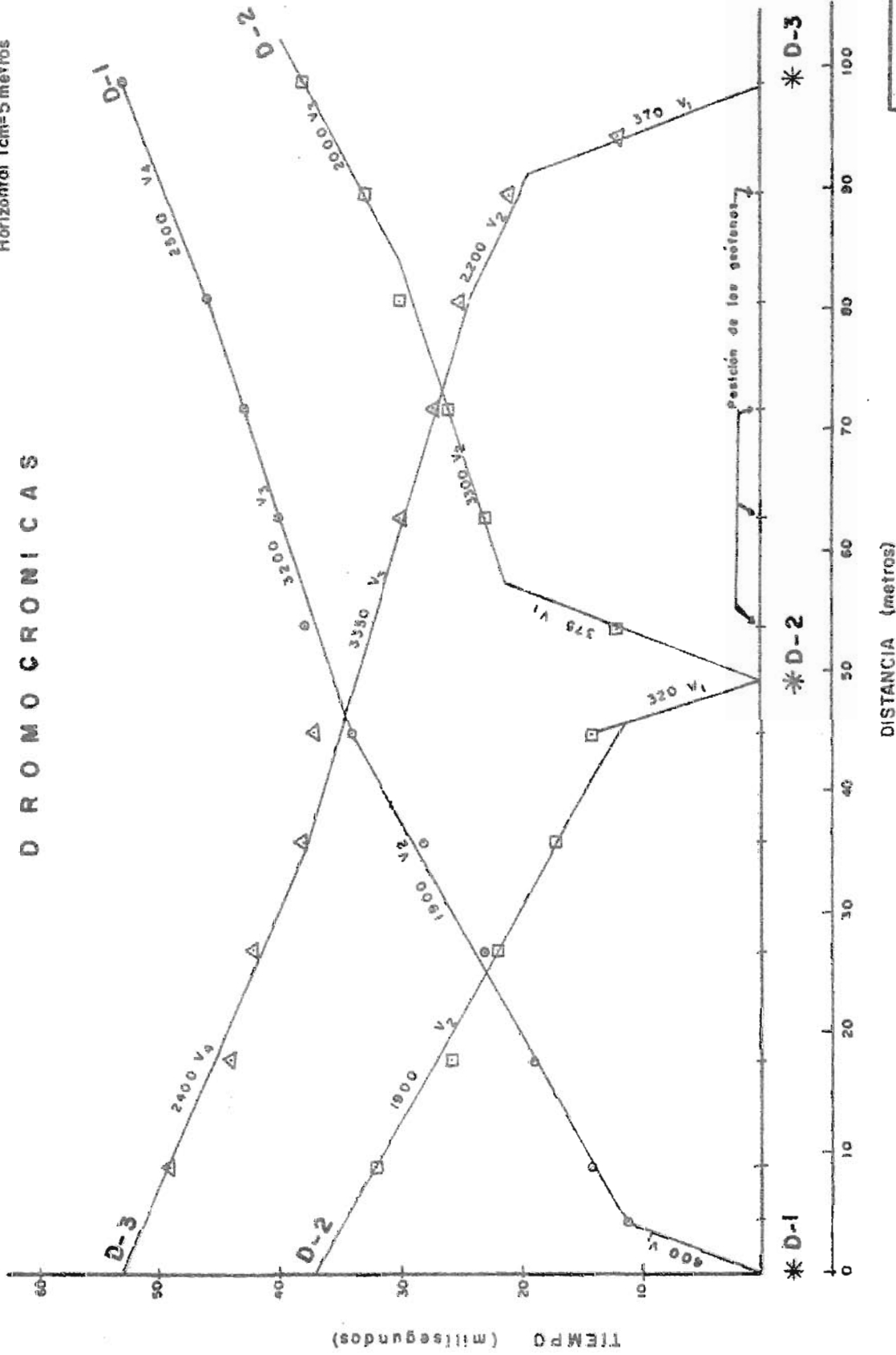


FIG. 5-2-3

De la tabla anterior podemos decir que las velocidades son:

$$\begin{aligned} V_1 &= \text{Varía de 400 a 320 mts/seg. en el estrato superficial} \\ V_2 &= \pm 3\ 350 \text{ mts/seg.} \\ V_3 &= \pm 2\ 200 \text{ mts/seg.} \end{aligned}$$

En la gráfica están indicados estos valores sobre cada curva.

#### 4 - Determinación de los Espesores

El espesor del estrato superficial se determinara para cada disparo aplicando la fórmula:

$$h = \frac{X_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}} \quad (1)$$

Donde:  $h$  = Espesor del estrato  
 $X_c$  = Distancia del primer geófono al punto de explosión  
 $V_2$  = Velocidad en la capa más profunda  
 $V_1$  = Velocidad en la capa superior

Por comodidad el valor

$$\frac{1}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Se sustituye por un coeficiente  $C$ , existiendo Nomogramas para el cálculo de este valor, a partir de la relación de dos capas adyacentes  $V_2/V_1$  luego la expresión (1) se reduce:

$$h = X_c C$$

En el presente ejemplo:

En el disparo # 1

$$h = X_c C \text{ de } \frac{V_2}{V_1} = \frac{1\ 900}{400} = 4.75$$

$$C = 0.4$$

$$\begin{aligned} h &= 4.5 \times 0.4 \\ &= 1.80 \text{ mts.} \end{aligned}$$



En el disparo #2:

$$h_1 = Xc C \text{ de } \frac{V_2}{V_1} = \frac{1\ 900}{320} = 5.95$$

$$\therefore C = 0.409$$

$$h_1 = 4.5 \times 0.409$$

$$h_1 = 1.84 \text{ mts.}$$

$$h_2 = Xc C \text{ de } \frac{V_2}{V_1} = \frac{3\ 300}{375} = 8.8$$

$$\therefore C = 0.445$$

$$h_2 = 4.5 \times 0.445$$

$$= 2.00 \text{ mts.}$$

En el disparo #3:

$$h = Xc C \text{ de } \frac{V_2}{V_1} = \frac{2\ 200}{370} = 5.95$$

$$\therefore C = 0.409$$

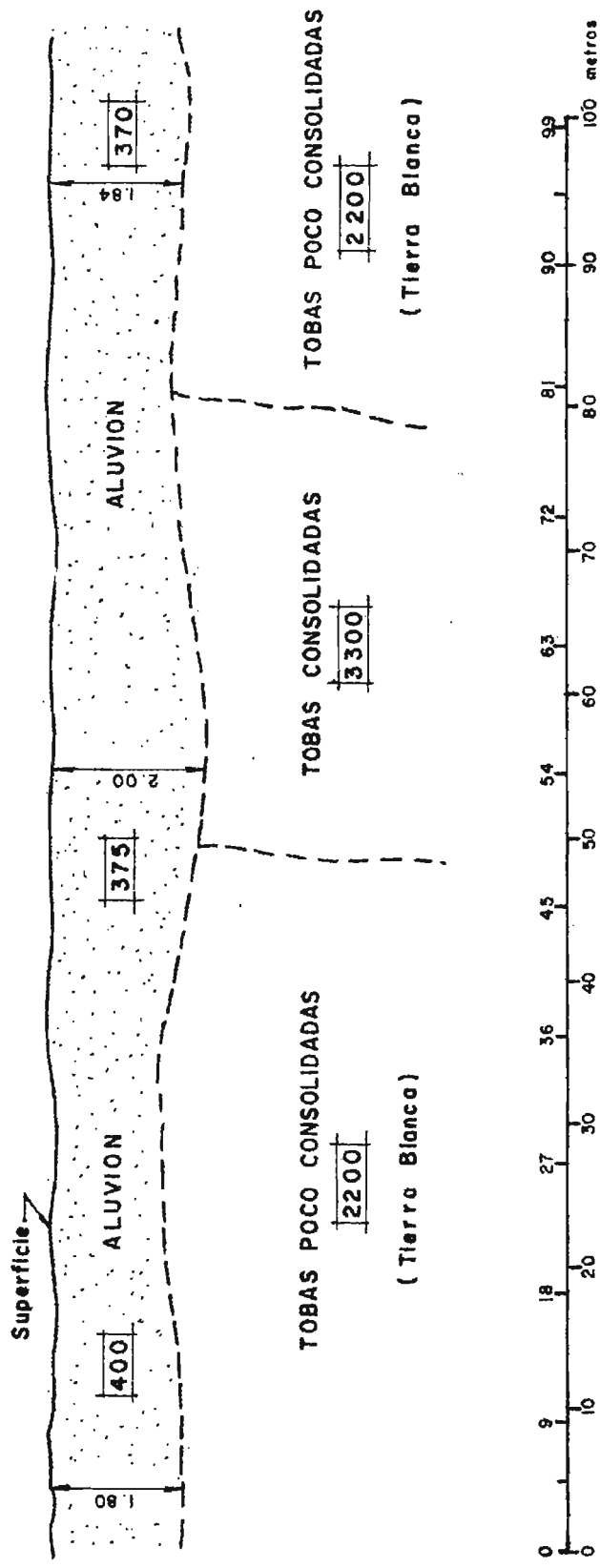
$$= 4.5 \times 0.409$$

$$= 1.84 \text{ mts.}$$

Las profundidades de los otros estratos no se calculan debido a la característica peculiar del terreno que es en forma de pantallas.

## 5 - Construcción del Perfil

Con los valores obtenidos dibujamos el perfil que está representado en la gráfica 5-2-4.



**PERFIL GEOLOGICO**

**FIG. 5-2 - 4**

CAPITULO - VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Para mí, resulta difícil y embarazoso decir que aportaré conclusiones y recomendaciones sobre el presente trabajo, pues en los ocho meses anteriores que he tenido la oportunidad de estar en contacto con las personas que ostentan la capacidad y los conocimientos sobre la materia, me han sido insuficientes para poder afirmar cuáles serán los resultados positivos e inconvenientes del uso de los métodos descritos, solamente la paciencia y sacrificio de parte de los tres señores profesionales: Ing. José Alberto González García, Ing. Pedro Miguel Estrada y Geólogo Jorge Humberto Díaz, que amablemente aceptaron guiarme en la realización de este estudio, me ha sido posible su terminación.

El desarrollo de la geofísica, que como se explicó es relativamente reciente en determinados campos de la ciencia, ya que su principal aplicación ha sido siempre en la búsqueda de condiciones propicias para la explotación del petróleo, rubro considerablemente rentable; después se ha orientado esta teoría, siempre en coordinación con materias afines como la geología, la hidrología, la mecánica de suelos, etc. en la solución de otros problemas como por ejemplo, su aplicación en la búsqueda de aguas subterráneas, campo en el cual me propuse aportar una recopilación de la teoría y aplicación de los métodos que se usan.

La geología tan peculiar en nuestro medio, que es primordialmente de origen volcánico, condición que no permite saber a cabalidad, ni es posible predecir el tipo de piroclástico o lava que puede lanzar y hasta qué distancia llegará, hace tan variable la estratigrafía del subsuelo, de tal suerte, que la aplicación o mejor dicho la interpretación de las mediciones geofísicas no son tan confiables, pues es factible encontrar formaciones distintas en un tramo más o menos corto; a diferencia de otras zonas del globo en las cuales las formaciones son más extensas y uniformes en sus propiedades, razón que hace más favorable la aplicación de los métodos geofísicos.

Así pues, la aplicación de los métodos geofísicos, que en nuestro país son tan recientes, serán de gran ventaja hasta después de un trabajo árduo y constante, que logre familiarizarnos con nuestra geología y poder obtener, no patrones de las formaciones de los suelos, sino saber las distintas respuestas de los suelos a la sollicitación de los impulsos y perturbaciones que producimos para obtener estas características, que solo la lograremos con la experiencia en el trabajo.

Una manera para lograr este fin, sería investigando zonas como: el Valle de Zapotitán, la zona plana del Río Grande de San Miguel y otras formaciones más o menos típicas y representativas de nuestro suelo para

obtener estos datos, que serían comparados con las perforaciones mecánicas efectuadas en los mismos lugares.

Demás está decir que la aplicación de la geofísica nos ayudará en el desarrollo de una gran variedad de estudios y proyectos a nivel nacional, tales como: el proyecto de investigación de aguas subterráneas de la zona metropolitana de San Salvador; el proyecto geotérmico en la zona de Ahuachapán; el proyecto minero, etc.

En nuestro medio la falta de profesionales que ejercen la materia, además de ser ésta, como se dijo antes, tan reciente, existe desconfianza en los resultados, ya que ella no aportará datos exactos como un sondeo mecánico, pero sí, estos resultados, se pueden aplicar a una variedad de campos de la ingeniería; además de los que ya se mencionaron podemos citar: en la investigación del subsuelo como soporte de las cimentaciones, pues las profundidades que se necesitan son cortas, así con mayor seguridad, a un corto tiempo y a un costo menor se puede investigar el subsuelo de una zona a urbanizar o donde se ejecutará una obra de ingeniería; en el desarrollo de los proyectos de carreteras, para la localización de canteras de material para su construcción; detectar posibles fallas debido a la estructura del subsuelo y hacer los cambios necesarios en el trazo de la misma; para la localización de los es-

tratos en donde conviene cimentar las pilastras de los puentes, construcción de túneles, etc.

Será beneficioso que la Facultad de Ingeniería y Arquitectura en su Escuela de Ingeniería Civil, incluya dentro de sus programas de estudios los conocimientos elementales de la materia, pues se comprenderá que pensar que nuestra Facultad adquiriera los instrumentos y personal para impartir la cátedra es difícil, además, que las instituciones privadas, gubernamentales o las auspiciadas por fondos internacionales, que en la actualidad desarrollan proyectos o estudios con aplicación de la geofísica, intercambien sus experiencias y resultados obtenidos, para que en un futuro se cuente con una red de información bibliográfica práctica de nuestro medio; esta información puede ser mediante boletines o informes que elaboren los distintos técnicos nacionales y extranjeros de las aplicaciones específicas de sus estudios, trasladándolos en una forma general a nuestras condiciones geológicas.

BIBLIOGRAFIA

- 1 - GEOLOGIA PARA INGENIEROS  
Joseph M. Trefethen
- 2 - GEOLOGIA PARA INGENIEROS  
Robert F. Legget
- 3 - PRINCIPIOS DE GEOLOGIA  
James Gilluly,  
A. C. Waters  
A. C. Woodford
- 4 - PRINCIPIOS DE GEOMORFOLOGIA  
William D. Thornbury
- 5 - GEOLOGIA  
Meléndez - Fuster
- 6 - MANUAL DE MINERALOGIA  
Dana Hurlbut
- 7 - APUNTES DE LA CATEDRA DE GEOLOGIA - FACULTAD DE  
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA  
Profesor: Geólogo Moisés Harruch.
- 8 - ABASTECIMIENTO DE AGUAS Y REMOCION DE AGUAS  
RESIDUALES.  
Gordon Maskew Fair  
John Charles Geyer  
Daniel Alexander Okun
- 9 - HIDROLOGIA PARA INGENIEROS  
Ray K. Linsley  
Max A. Kohler  
Joseph L. H. Paulhus
- 10 - AGUAS SUBTERRANEAS  
Andrés Murcias Viudas
- 11 - APUNTES DE LA CATEDRA DE HIDROLOGIA  
FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA  
Profesor: Ing. Héctor Martínez Alvarado.