

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO**

**FACULTAD DE INGENIERIA**



**PROSPECCION GEOELECTRICA PARA LOCALIZAR  
AGUA SUBTERRANEA.**

**T E S I S**

que para obtener el Título de :

**INGENIERO GEOFISICO**

**p r e s e n t a :**

**ARTURO HERNANDEZ MADARIAGA**

24  
8

México, D. F.

1979



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

## I N D I C E

### CAPITULO I.

I. -	INTRODUCCION.	1
1.1. -	CICLO HIDROLOGICO.	2
1.2. -	DISTRIBUCION DEL AGUA.	2
1.3. -	GEOHIDROLOGIA.	4
1.4. -	LA PROSPECCION GEOELECTRICA.	6
1.5. -	PROPIEDADES ELECTROMAGNETICAS DE LAS ROCAS .	10
1.5.1. -	CONDUCTIVIDAD ELECTRICA.	10
1.5.1.1. -	CONDUCCION ELECTRONICA.	10
1.5.1.2. -	CONDUCCION ELECTROLITICA.	11
1.5.1.3. -	CONDUCCION DIELECTRICA.	14

### CAPITULO II.

II. -	METODOS GEOELECTRICOS DE PROSPECCION.	16
II.1. -	METODO DE POLARIZACION ESPONTANEA.	17
II.1.1. -	ORIGEN DE POTENCIALES ELECTRICOS.	17
II.1.2. -	POTENCIALES DE MINERALIZACION.	18
II.2. -	METODO DE EQUIPOTENCIALES.	21
II.3. -	METODO DE RELACIONES DE CAIDA DE POTENCIAL.	25
II.4. -	METODO DE RESISTIVIDAD.	27
II.5. -	METODO DE POLARIZACION INDUCIDA.	29
II.5.1. -	LOS EFECTOS DE LA FUENTE DE POLARIZACION INDUCIDA.	31

II.5.2.-	POLARIZACION DE MEMBRANA.	32
II.5.3.-	POLARIZACION DE ELECTRODO.	34
II.6.-	LA SELECCION DEL METODO GEOELECTRICO PARA LOCALIZAR AGUA SUBTERRANEA.	36
II.6.1.-	METODO DE POLARIZACION ESPONTANEA.	37
II.6.2.-	METODO DE LINEAS EQUIPOTENCIALES.	37
II.6.3.-	METODO DE RELACIONES DE CAIDA DE POTEN CIAL (R.C.P.)	38
II.6.4.-	METODO DE RESISTIVIDAD.	38
II.6.5.-	METODO DE POLARIZACION INDUCIDA.	39
II.7.-	DESCRIPCION DEL METODO DE RESISTIVIDAD ELECTRICA.	41
II.7.1.-	TEORIA FUNDAMENTAL.	41
II.7.1.1.-	FLUJO DE CORRIENTE EN UN MEDIO HOMOGENEO.	41
II.7.2.-	RESISTIVIDAD APARENTE.	45
II.7.3.-	ARREGLOS DE ELECTRODOS.	47
II.8.-	TEORIA DEL SONDEO ELECTRICO VERTICAL.	52
II.8.1.-	DESCRIPCION DE UNA SECCION GEOELECTRICA.	52
II.8.2.-	PARAMETROS DE DAR ZARROUK.	56
II.8.3.-	UNICIDAD DE LA INTERPRETACION.	57
II.8.4.-	PRINCIPIO DE EQUIVALENCIA.	58
II.8.5.-	PRINCIPIO DE SUPRESION.	60
II.9.-	EFECTO DE UN TERRENO NO HOMOGENEO.	61
II.9.1.-	DISTORSION EN EL FLUJO DE CORRIENTE EN UN PLANO DE SEPARACION.	61

II.9.2.-	RESOLUCION DEL PROBLEMA DIRECTO PARA MEDIOS ESTRATIFICADOS.	62
II.9.3.-	METODO DE IMAGENES.	63
II.9.4.-	FUNCION POTENCIAL DEBIDO A DOS CAPAS.	65

### CAPITULO III.

III.-	ADQUISICION DE DATOS DE CAMPO.	
III.1.-	METODOLOGIA DEL SONDEO ELECTRICO VERTICAL.	70
III.2.-	PROBLEMAS HIDROLOGICOS.	71
III.3.-	INSTRUMENTACION.	73
III.3.1.-	MEDIDORES.	75
III.3.2.-	ELECTRODOS Y CABLES.	77
III.4.-	PROCESO DE MEDICION DE CAMPO.	81
III.5.-	TRABAJO DE CAMPO.	81
III.5.1.-	HOJA DE CAMPO.	86

### CAPITULO IV.

IV.-	PROCESAMIENTOS Y CALCULO DE LOS DATOS DE CAMPO.	88
------	-------------------------------------------------	----

### CAPITULO V.

V.-	CRITERIOS DE INTERPRETACION.	90
V.1.-	METODO DE INTERPRETACION CUALITATIVA.	90
V.2.-	METODO DE INTERPRETACION CUANTITATIVA.	92
V.3.-	COMENTARIOS FINALES.	101

## CAPITULO VI

VI. -	APLICACION DE LA GEOELECTRICIDAD A UN PROBLEMA ESPECIFICO	105
VI.1. -	OBJETIVO	106
VI.2. -	PROGRAMA DE TRABAJO	106
VI.3. -	ACTIVIDADES DE CAMPO	106
VI.4. -	HIDROGEOLOGIA	108
VI.4.1. -	FOTOINTERPRETACION	109
VI.4.2. -	ESTRATIGRAFIA	110
VI.4.3. -	GEOLOGIA GENERAL	113
VI.4.4. -	UNIDADES HIDROGEOLOGICAS	114
VI.5. -	INVESTIGACION GEOFISICA	117
VI.5.1. -	EQUIPO EMPLEADO	118
VI.5.2. -	METODOLOGIA DE INTERPRETACION	120
VI.5.3. -	PERFILES GEOFISICOS	122
VI.5.3.1. -	SECCION DE SEV I	123
VI.5.3.2. -	SECCION DE SEV II	124
VI.5.3.3. -	SECCION DE SEV III	125
VI.5.3.4. -	SECCION DE SEV IV	126
VI.5.4. -	RESULTADOS	127
VI.6. -	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	129
VI.6.1. -	CONCLUSIONES	129
VI.6.2. -	RECOMENDACIONES	131

## CAPITULO VII

VII. -	BIBLIOGRAFIA	133
--------	--------------	-----

## INDICE DE FIGURAS

- No. 1      Ciclo Hidrológico. Representación cualitativa.
- No. 2      División del agua subsuperficial.
- No. 3      Rangos aproximados para la resistividad eléctrica de rocas y suelos.
- No. 4      Zona de sulfuro oxidado como una celda galvánica.
- No. 5      Mecanismo del potencial espontáneo en Piritita (de Sato y - Mooney, 1960).
- No. 6      Efecto de inhomogeneidades enterradas sobre líneas de equi potenciales y corriente en la superficie de la tierra.
- No. 7      Distribución de corriente y potencial en un plano horizontal y vertical.
- No. 8      Dispositivo de medición.
- No. 9      Comparación de curvas de declinación de polarización inducida ( PI ) y circuito R-C.
- No. 10      Efecto de polarización de membrana y electrodo.  
a) Distribución normal de iones en una arenisca porosa  
b) Polarización de membranas en una arenisca porosa debi da a una aplicación de voltaje D.C.  
c) Flujo electrofítico en el poro superior, polarización de electrodo en el poro inferior.
- No. 11      Fuente de corriente puntual en la superficie de un medio - homogéneo.
- No. 12      Dos electrodos de corriente y potencial en la superficie de un terreno homogéneo e isotrópico de resistividad  $\rho$ .
- No. 13      Arreglos de electrodo simétrico.
- No. 14      a) Un arreglo general para sondeo eléctrico dipolar.  
b) Varios arreglos para sondeo eléctrico dipolar.
- No. 15      Corte geoelectrónico de n-capas.
- No. 16      Curvas de dos-capas.
- No. 17      Curvas de tres-capas.

- No. 18 Significación de los parámetros T y S.
- No. 19 Distorsión del flujo de corriente en un plano frontera.
- No. 20 Analogía entre imagen óptica y eléctrica.
- No. 21 Distribución de imagen en dos-capas.
- No. 22 Equipo para medición de resistividad (esquemático).
- No. 23 Circuito Megger (esquemático).
- No. 24 Electrodo impolarizable.
- No. 25 Hoja de campo de SEV
- No. 26 Curva de SEV con dispositivo Schlumberger, con empalme.
- No. 27 Perfiles de resistividades e isoresistividades aparentes y resistividades verdaderas.
- No. 28 Curvas maestras de dos-capas. Para curvas en la mitad superior  $\rho_2 > \rho_1$ . Una curva de resistividad medida (--) es mostrada en posición de coincidencia.
- No. 29 Curvas maestras de tres-capas  $\rho_3 = \rho_1$ . Para curvas en la mitad superior  $\rho_2 = 9 \rho_1$ , y para curvas en la mitad inferior  $\rho_2 = 1/9 \rho_1$ .
- No. 30 Interpretación de una curva de cuatro-capas.
- No. 30-A Cálculo de curva teórica.
- No. 31 Plano de localización.
- No. 32 Arreglo tetrapolar simétrico tipo Schlumberger.
- No. 33 Sección SEV I de los sondeos 1, 2 y 5.
- No. 34 Sección SEV I de los sondeos 3 y 4.

ANEXO No. 1 Plano Hidrogeológico Calera-Benito Juárez.

NEXO No. 2 Localización de SEV y secciones Calera-Benito Juárez.

- ANEXO No. 3 Sección de SEV I.
- ANEXO No. 4 Sección de SEV II.
- ANEXO No. 5 Sección de SEV III.
- ANEXO No. 6 Sección de SEV IV.

CAPITULO I

INTRODUCCION

La importancia que se ha dado últimamente al estudio de los recursos que en cuanto a agua subterránea existe en nuestro país, reside en la necesidad cada vez mayor, de satisfacer las demandas que el aumento de población exige, tanto para la dotación de agua potable, así como para todas las actividades que desarrolla el hombre como son: la agricultura, la industria, la ganadería, etc.

Ahora bien, los acuíferos se pueden considerar como recursos naturales renovables, siempre y cuando, su explotación debe hacerse en forma racional, lo cual implica, se conjugue tanto el aspecto técnico como el teórico, a fin de hacer el mejor uso posible del agua existente en el subsuelo.

Dado que el agua subterránea se considera un recurso natural renovable, no debe pensarse que su renovación después de una explotación es inmediata, sino que es necesario esperar un cierto intervalo de tiempo para que las condiciones iniciales se restablezcan; de no ser así, se empieza a explotar los acuíferos a costa de su almacenamiento, el cual, si no es manejado en forma adecuada, propicia la sobre-explotación provocando efectos perjudiciales tales como; abatimientos de los niveles de agua subterránea, intrusión salina en los acuíferos costeros, asentamientos del terreno, grietas, etc.

parte de la misma puede tener otros orígenes.

El proceso por medio del cual se incrementa el volúmen de agua subterránea se conoce como recarga, la cual ocurre principalmente en época de lluvias.

A las formaciones geológicas permeables que contienen agua subterránea se les conoce con el nombre de acuíferos. Estas formaciones deben estar estructuradas de tal manera que permitan un movimiento del agua apreciable a través de ellas.

Para conocer la ocurrencia del agua subterránea, es necesario un estudio de la distribución vertical del agua en el subsuelo en los materiales geológicos ó formaciones.

La parte exterior de la corteza terrestre, es generalmente porosa a mayor o menor profundidad, recibiendo el nombre de zona fracturada. Los poros ó intersticios en esta parte de la litosfera pueden estar total ó parcialmente llenos de agua.

A los estratos superiores, en donde los intersticios están sólo parcialmente llenos de agua, se llaman "zonas de aeración" e inmediatamente debajo de ella, se encuentra la "zona de saturación" cuyos intersticios se encuentran completamente llenos de agua sujeta a presión hidrostática.

## CAPITULO I

### INTRODUCCION

La importancia que se ha dado últimamente al estudio de los recursos que en cuanto a agua subterránea existe en nuestro país, reside en la necesidad cada vez mayor, de satisfacer las demandas que el aumento de población exige, tanto para la dotación de agua potable, así como para todas las actividades que desarrolla el hombre como son: la agricultura, la industria, la ganadería, etc.

Ahora bien, los acuíferos se pueden considerar como recursos naturales renovables, siempre y cuando, su explotación debe hacerse en forma racional, lo cual implica, se conjugue tanto el aspecto técnico como el teórico, a fin de hacer el mejor uso posible del agua existente en el subsuelo.

Dado que el agua subterránea se considera un recurso natural renovable, no debe pensarse que su renovación después de una explotación es inmediata, sino que es necesario esperar un cierto intervalo de tiempo para que las condiciones iniciales se restablezcan; de no ser así, se empieza a explotar los acuíferos a costa de su almacenamiento, el cual, si no es manejado en forma adecuada, propicia la sobre-explotación provocando efectos perjudiciales tales como; abatimientos de los niveles de agua subterránea, intrusión salina en los acuíferos costeros, asentamientos del terreno, grietas, etc.

### I.1. CICLO HIDROLOGICO.

El ciclo hidrológico es un término descriptivo aplicable a la circulación general del agua (fig. 1). Este ciclo puede empezar con la evaporación de los océanos, su condensación en las nubes y su consiguiente precipitación en forma de lluvia de la cual una parte es retenida por la superficie del terreno, otra escurre sobre ella y el resto penetra al suelo.

Del agua que es retenida por la superficie del terreno, una parte es devuelta a la atmósfera por evaporación y transpiración de las plantas; el agua que escurre sobre la superficie es la que va a formar los arroyos y los ríos que van a dar a los océanos; otra parte penetra más en el terreno para formar parte de la reserva de agua subterránea que es en sí la que más interés tiene en el presente trabajo.

### I.2. DISTRIBUCION DEL AGUA SUBTERRANEA.

Por agua subterránea se entiende el agua que ocupa todos los vacíos dentro de un estrato geológico. Como se ha visto, comprende toda el agua que se encuentra por debajo de la superficie. La mayor cantidad de agua subterránea proviene de aquella infiltrada a través de los diferentes estratos del suelo, aunque una mínima

parte de la misma puede tener otros orígenes.

El proceso por medio del cual se incrementa el volúmen de agua subterránea se conoce como recarga, la cual ocurre principalmente en época de lluvias.

A las formaciones geológicas permeables que contienen agua subterránea se les conoce con el nombre de acuíferos. Estas formaciones deben estar estructuradas de tal manera que permitan un movimiento del agua apreciable a través de ellas.

Para conocer la ocurrencia del agua subterránea, es necesario un estudio de la distribución vertical del agua en el subsuelo en los materiales geológicos ó formaciones.

La parte exterior de la corteza terrestre, es generalmente porosa a mayor o menor profundidad, recibiendo el nombre de zona fracturada. Los poros ó intersticios en esta parte de la litosfera pueden estar total ó parcialmente llenos de agua.

A los estratos superiores, en donde los intersticios están sólo parcialmente llenos de agua, se llaman "zonas de aeración" e inmediatamente debajo de ella, se encuentra la "zona de saturación" cuyos intersticios se encuentran completamente llenos de agua sujeta a presión hidrostática.

El espesor de la zona de saturación varía desde unos pocos metros hasta varios cientos de metros, siendo los factores que lo determinan: la geología local, la cantidad de poros ó intersticios en las formaciones, la recarga y el movimiento del agua en la zona, desde las áreas de recarga hacia los puntos ó áreas de descarga. Esta división del agua subsuperficial se ilustra en la fig. 2.

### I. 3. GEOHIDROLOGIA.

La geohidrología ó hidrología subterránea es la rama de la hidrología que trata del agua subterránea, su yacimiento y movimiento, sus recargas y descargas; de las propiedades de las rocas que influyen en su ocurrencia y almacenamiento, así como de los métodos empleados para la investigación, utilización y conservación de la misma.

La cuantificación del potencial de un acuífero se basa en la evolución de los niveles del agua subterránea en un cierto intervalo de tiempo, en la distribución y cuantía de los volúmenes de extracción por bombeo en ese mismo intervalo, de sus características hidrodinámicas obtenidas mediante pruebas de bombeo y de la determinación de la red de flujo subterráneo.

El fenómeno de la recarga de un acuífero se presenta en for-

ma cíclica por lo que para su cuantificación es necesario obtener información por lo menos durante un año, determinándose con esto, un valor preliminar; sin embargo, la recarga no es constante en el tiempo, sino que varía de un año a otro, dependiente de las condiciones de los acuíferos, y de la precipitación pluvial, por lo que para obtener un valor medio de recarga anual, es necesario considerar varios años.

Cuando ya se conoce el valor de la recarga media anual de una zona, es posible pasar a la etapa llamada de predicción, que tiene como finalidad predecir mediante modelos matemáticos ó analógicos, previamente calibrados, el comportamiento futuro de los niveles del agua subterránea según las alternativas de explotación que se deseen estudiar.

Para localizar el agua subterránea desde la superficie hay varios métodos, geología superficial, observación de manantiales, pozos de la región y métodos geofísicos.

#### I.4. LA PROSPECCION GEOELECTRICA.

En el sentido más general puede ser definido como la exploración por medio de electricidad, para depósitos de mineral y estructuras geológicas.

Contrario a los métodos geofísicos llamados de potencial, -- donde cada uno de los cuales hace uso esencialmente de un campo de fuerza natural - gravitacional, magnético o telúrico. En el eléctrico hay variedad en el tipo de campo eléctrico y en métodos de observación empleados en exploración eléctrica.

Primero, un cuerpo mineral puede actuar como una batería y proporcionar su propio campo eléctrico, segundo el subsuelo -- prueba que puede ser excitado por campos externos y la reacción de superficies conductoras a tales campos puede ser medido.

Ambos usan corriente continua y alterna, esto da no solamente mayor sensibilidad sino una gran información de las propiedades físicas de las rocas, el cual ayuda en la interpretación de resultados.

La corriente directa puede ser introducida en el terreno solamente por contacto galvánico, en tanto que la corriente alterna es aplicada en ambos, por contactos y acoplamiento inductivo.

Los campos resultantes son medidos con instrumentos, haciendo contacto con el terreno por medio de electrodos, ó de bobinas exploradoras adecuadas, que diferirá el campo primario en intensidad, fase y dirección, lo que revelará la presencia de los conductores.

En cuanto a métodos de observación, el método eléctrico puede ser dividido en métodos de potencial y electromagnéticos.

La exploración eléctrica utiliza un amplio rango de frecuencia, aquellos que van desde 0.1 hasta casi 100 ciclos serán referido incluso como frecuencias bajas, cerca de 200 a 1000 ciclos como intermedias y de 10 a 80 kilociclos como altas, y de alrededor 100 kilociclos a varios megaciclos como radiofrecuencia.

Las frecuencias bajas son aplicadas en métodos de potencial y las frecuencias intermedias en ambos, tanto en potencial como electromagnético, para altas frecuencias en el método electromagnético y para radiofrecuencia en métodos de radio.

Puesto que en general la profundidad decrece rápidamente con la frecuencia, por lo tanto la utilidad práctica de altas y radiofrecuencia es limitado.

Una característica común de estos métodos indirectos es la

profundidad desde la cual reaccionan, son obtenidos y pueden ser controlados por el espaciamiento del trasmisor y puntos de recepción.

La mayor parte de los métodos de potencial (resistividad, relación de caídas de potencial, métodos en particular) tienen distinto control de profundidad y son en muchos casos comparables a los métodos de refracción sísmica.

El método electromagnético es la mayor parte inductivo, y los métodos de equipotencial tienen relativamente poco control de profundidad, en cambio el método de polarización espontánea carece completamente de control de profundidad.

La cantidad de medidas físicas en exploración eléctrica varía grandemente y depende en gran parte de la aplicación del método.

En los métodos de potencial espontáneo, equipotencial, resistividad y relación de caídas de potencial, los resultados son obtenidos en la forma de potenciales eléctricos ó de diferencias de potencial.

En los métodos electromagnéticos el campo secundario puede formarse introduciendo la energía al subsuelo mediante dos electrodos (métodos galvánicos) ó por medio de cuadros y antenas aisladas.

das, ya sean horizontales ó verticales (métodos inductivos), los resultados son determinados relativamente uno a otro en cuanto a fase y amplitud de la corriente de excitación ó en la forma de relación y diferencia de fase del campo en puntos sucesivos.

Esencialmente, es por lo tanto, el propósito de los métodos de potencial es la determinación de la dirección e intensidad del campo eléctrico, mientras que en el método electromagnético la dirección e intensidad del campo electromagnético es medido.

## I.5. PROPIEDADES ELECTROMAGNETICAS DE LAS ROCAS.

Varias propiedades eléctricas de las rocas y minerales son significantes en exploración eléctrica.

Ellos son los potenciales eléctricos naturales, conductividad eléctrica (ó el inverso, la resistividad eléctrica) y la constante -- dieléctrica, la permeabilidad magnética es también un factor indirecto. De estos, la conductividad eléctrica es la más importante, mientras que los otros son de menor significado.

### I.5.1. CONDUCTIVIDAD ELECTRICA.

La corriente eléctrica puede ser propagada en rocas y minerales en tres caminos: en conducción eléctrica (óhmica), electrofónica y dieléctrica.

#### I.5.1.1. CONDUCCION ELECTRONICA.

El primero es el tipo normal de flujo de corriente en materiales conteniendo electrones libres, tales como los metales. La resistividad eléctrica de un cilindro sólido de longitud  $L$  y sección transversal  $A$ , teniendo una resistencia  $R$  entre las superficies extremas, es dado por:

$$\rho = R A/L \text{ ----- I.5.1.1.}$$

En donde  $A$  esta en  $m^2$ ,  $L$  en metros y  $R$  en ohms, la unidad de resistividad es el ohm - metro ( $\Omega \cdot m$ ).

La resistencia  $R$  es dada en términos de voltaje aplicado a través de los extremos de un cilindro y la corriente resultante  $I$  fluyendo a través de este, dado por la ley de Ohms.

$$R = V/I$$

Donde  $R$  es de ohms y las unidades de  $V$  y  $I$  son volts y amperes respectivamente.

La recíproca de la resistividad es la conductividad  $\sigma$ , siendo sus unidades mhos/m ó mhos- $m^{-1}$ , entonces.

$$\sigma = 1/\rho = L/RA = (I/A) / (V/L) = J/E \text{ ---- 1.5.1.2.}$$

Donde  $J$  = densidad de corriente (amp/ $m^2$ );  $E$  = campo eléctrico (volts/m).

#### 1.5.1.2. CONDUCCION ELECTROLITICA.

La mayor parte de las rocas son pobres conductores, pero su resistividad no ha sido extremadamente grande, por el hecho de que ellos son usualmente porosas y los poros estan saturados con fluido, principalmente de agua, como resultado las rocas son

conductores electrolíticos, cuya resistencia efectiva puede ser definida como en la ecuación (1.5.1.1.).

Pero debemos tener en cuenta que la conducción es electrolítica en vez de óhmica, esto es, la propagación de la corriente es por conducción iónica, por moléculas teniendo un exceso ó deficiencia de electrones, de ahí que la resistividad varíe con la movilidad, concentración y grado de separación de los iones; esto depende en la constante dieléctrica del disolvente.

Como mencionamos previamente el flujo de corriente es lento comparado con la conducción óhmica y el movimiento representa un verdadero transporte de material, resultante por regla general en transformación química.

La conductividad de una roca varía con el volúmen y arreglo de los poros y aún más con la conductividad y cantidad de contenido de agua. Conforme a la fórmula empírica debida a Archie (1942).

$$\rho_e = a \quad \varphi^{-m} \quad s^{-n} \rho_w \quad \dots \quad 1.5.1.3.$$

donde  $\varphi$  = Volúmen fraccionado de poro (porosidad)

$s$  = Fracción de los poros conteniendo agua

$\rho_w$  = Resistividad del agua

$n \approx 2$ ,  $a \quad 0.5 \leq a \leq 2.5$

$m = \text{Constante. } 1.3 \leq m \leq 2.5$

La conductividad del agua varía considerablemente, dependiendo en la cantidad y conductividad de cloruros disueltos, sulfatos y otros minerales presentes, la gran diferencia en la resistividad de varios tipos de agua impregnante, solo puede causar variaciones en la resistividad de rocas y formaciones que van desde unas cuantas décimas de ohm-metro hasta cientos de ohm-metro; como se ilustra en la tabla 1.

<u>TIPO DE AGUA</u>	<u>RESISTIVIDAD</u> ohm-metro
Agua meteórica, derivada de precipitación	30-1000
Agua superficial, en distritos de rocas ígneas	30-500
Agua superficial, en distritos de rocas sedimentarias.	10-100
Agua subterránea, en áreas de rocas ígneas	30-150
Agua subterránea, en áreas de rocas sedimentarias,	Mayor que 1
Agua marina	Aprox. 0.2
Agua potable (contenido máximo de sal 0.25%)	Mayor que 1.8
Agua para irrigación y almacenaje (máximo contenido de sal permitido 0.7%)	Mayor que 0.65

TABLA No. 1

A continuación damos los márgenes de variación más usuales para la resistividad de las rocas y minerales que se expresan en la figura No. 3.

Debe entenderse que, en ciertos casos, la resistividad de algunas rocas puede exceder, por arriba o por debajo, los límites - indicados en la figura, debido a la fracturación e impregnación de agua salada.

#### 1.5.1.3. CONDUCCION DIELECTRICA.

Tiene lugar en conductores pobres ó aislados, el cual tiene - muy pocos electrones libres o ninguno, bajo la influencia de un - campo eléctrico externo variante, los electrones atómicos son des - plazados ligeramente con respecto a su núcleo, esta ligera separa - ción relativa de cargas negativas y positivas es conocido como po - larización dieléctrica del material, la polarización iónica y mole - cular puede ocurrir en materiales, con cadenas de iones y molécu - las.

La polarización dieléctrica es similar a la conductividad en -- las formaciones porosas, en el que varía con la cantidad presente de agua. Nosotros vemos que el desplazamiento de corriente es de importancia secundaria en materiales de la corteza terrestre, pues

to que los métodos de exploración eléctrica emplean generalmente bajas frecuencias.

**CAPITULO II**  
**METODOS GEOELECTRICOS DE**  
**PROSPECCION.**

Las ideas generales expuestas en los párrafos anteriores nos permiten ver con claridad la clasificación lógica de los métodos de exploración eléctrica que se dan a continuación en el siguiente cuadro:

I. - Métodos basados en la medida del potencial.

a). - Self-Potencial (Polarización espontánea)

b). - Líneas Equipotenciales

c). - Relación de Caída de Potencial

d). - Resistividad

e). - Polarización Inducida.

II. - Métodos Electromagnéticos.

a). - Galvánicos ( con electrodos de corriente )

b). - Inductivos ( con antenas de inducción ).

III. - Métodos de Radio.

a). - Métodos de Radiofase

b). - Método de Radiofrecuencia.

De los diferentes métodos que figuran en el cuadro de clasificación, sólo nos ocuparemos del Método basado en la medida de la corriente que penetra al terreno y la diferencia de potencial producida.

## II. 1. METODO DE POLARIZACION ESPONTANEA.

El método de polarización espontánea es el único método eléctrico el cual utiliza un campo natural, es decir, un suministro de energía por fenómenos electroquímicos espontáneos.

Todos los otros métodos eléctricos utilizan campos eléctricos artificiales.

Este tipo de potencial eléctrico se observa, cuando se clavan en el terreno dos barrenas o dos electrodos impolarizables y se conectan a las terminales de un voltímetro sensible, se observará que entre ellos existe una diferencia de potencial o tensión eléctrica, esta tensión presenta normalmente valores que van desde una fracción de milivoltio a unas pocas decenas de milivoltios, pero a veces alcanzan valores de algunos centenares de milivoltios y revelan entonces la presencia en el subsuelo de una "pila" relativamente potente, estos potenciales grandes suelen obtenerse por regla general sobre metalizaciones de sulfuros y zonas grafitosas.

### II. 1. 1 ORIGEN DE POTENCIALES ELECTRICOS.

En exploración mineral, estos pueden ser clasificados como potenciales de nivel ambiental y potenciales de mineralización.

Los potenciales de nivel ambiental son creados por corrientes de flúidos, actividad bioeléctrica en vegetación, variación electrofónica en el agua subterránea y otras acciones geoquímicas.

Además de esto, hay varias características regionales en el potencial eléctrico de nivel ambiental, una es el gradiente del orden de 10 mv/1000 pies en el cual algunas veces se extiende sobre varios miles y pueden ser positivo ó negativo, esto es probablemente debido al cambio gradual en difusión y potenciales electrofónicos en el agua subterránea, el otro gradiente regional de similar magnitud, el cual puede ser asociado con la topografía.

## II. 1.2. POTENCIALES DE MINERALIZACION.

El principal interés cuando exploramos con el método de polarización espontánea, los cuales son asociados con los metales de sulfuro, grafito y algunas veces con metales óxidos, tal como la magnetita.

La mayor parte de las anomalías de potencial de mineralización ocurren comúnmente sobre pirita, calcopirita, pirrotita, galena y grafito, el rango de amplitudes va desde unos milivoltios hasta un volt.

Una buena anomalía de polarización espontánea (PE) puede --

ser considerada de 200 mv. Los potenciales eléctricos son casi siempre negativos cerca de la parte superior del cuerpo y son completamente estables en tiempo.

El mecanismo de la polarización espontánea (PE) en zonas de mineral, no es entendido completamente, aunque varias teorías han sido desarrolladas para explicar esto.

Las mediciones de campo indican que en alguna parte del mineral debe de existir una zona de oxidación, con el objeto de que la anomalía de polarización espontánea pueda presentarse en la superficie. La explicación original basada sobre esta evidencia, fué que el cuerpo conduce parecido a una celda galvánica con una diferencia de potencial, siendo creada entre la zona de oxidación (generalmente la superficie superior) y el restante.

La acción de esta celda es ilustrada en la figura 4.

Esta teoría no se satisface completamente, porque el grafito es frecuentemente la fuente de largas anomalías de polarización espontánea, no obstante que no se óxida apreciablemente, por otra parte, la oxidación extensiva tal como ocurre en la mayor parte en metales de sulfuros, dejará la superficie superior del cuerpo con una carga positiva neta debido a la pérdida de electrones, en

realidad la carga es negativa.

Otra hipótesis sugiere que el PH varía arriba y abajo del nivel hidrostático, provocando el flujo de corriente alrededor de la fuente, se ha visto que una diferencia de PH solamente, no es suficiente para mover electrones que entran y salen alternativamente de la zona del mineral y mantener el flujo de corriente.

La más aceptable y completa teoría de potencial eléctrico de mineralización fué propuesta por Sato y Mooney en 1960, ellos postularon dos reacciones electroquímicas, mitad-celda de signos opuestos, uno catódico arriba del nivel hidrostático y el otro anódico a profundidad.

En el cátodo mitad-celda se presenta una reducción química de las sustancias en solución, es decir ellos ganan electrones, mientras que la celda ánodo tiene lugar una reacción de oxidación y los electrones son perdidos.

La zona del mineral funciona solamente para transportar electrones desde el ánodo al cátodo, la magnitud del efecto total de polarización espontánea es determinado por la diferencia en potencial de oxidación entre las soluciones de las dos mitad-celda.

Este mecanismo es ilustrado en la figura 5, muestra el flujo

de electrones y iones, el cual deja la superficie superior cargada negativamente y la inferior positivamente.

Esta teoría, aunque, mejora considerablemente sobre explicaciones previas, todavía no se satisface para algunas anomalías, por ejemplo Sato y Mooney pueden justificar por medio de su teoría, el orden de magnitud de los potenciales espontáneos observados en el campo, ellos dan posibles potenciales máximos a varias fuentes, tales como grafito ( 0.78 V.), pirita ( 0.73 V.) y galena (0.33 V.).

Sin embargo las mediciones en el terreno implica un máximo no mayor que estos valores, aún cuando el cuerpo aflore.

Se han reportado sobre grafito potenciales tan grandes como 1.5 volts, este hecho y algunos otros, nos indican que el problema del origen de los potenciales de los sulfuros no está resuelto por completo.

## II.2. METODO DE EQUIPOTENCIALES.

En este método hay que utilizar un campo artificial de corriente continua ó alterna, sobre el terreno, esto se realiza al introducir dos electrodos puntuales en el suelo o en su caso por dos largos hilos de electrodos paralelos que crean así un campo

rectangular, al aplicarles un voltaje exterior en donde se establecerá, de un electrodo a otro un flujo de corriente a través del terreno, y el circuito de medición consiste de dos electrodos impolarizables unidos a un potenciómetro y un galvanómetro con objeto de medir las diferencias de potencial en diversos puntos.

Si el medio entre los dos electrodos es homogéneo e isotrópico la corriente y distribución de potencial es uniforme y puede ser calculado. Se ha observado que cuando se introducen buenos y malos conductores en este medio homogéneo, ocurre una distorsión del campo eléctrico, así cuando tenemos buenos conductores estos tienen una tendencia de atraer las líneas de corriente hacia ellos, mientras tanto para los malos conductores (aislantes) la tendencia del flujo es obligado alejarse de ellos, la figura 6 se ilustra los efectos que pueden esperarse en ambos casos.

Teóricamente sería posible detectar cuerpos de diferente conductividad por medición de la disposición geométrica de estas líneas de corriente, pero en la práctica esto no se puede lograr con suficiente exactitud, y es por eso necesario determinar la dirección en el cual no circula corriente para puntos situados, en el que no se tiene diferencia de potencial, esto se logra utilizando un método nulo que tiene la ventaja de exactitud y facilidad de proce

dimiento.

Para terrenos homogéneos el potencial varía así como en el plano horizontal y vertical, esto se ilustra en la figura 7.

La expresión para el potencial muestra que en un medio homogéneo las superficies equipotenciales cerca de un simple electrodo de corriente son hemisferios con centro en el electrodo de corriente.

Para dos electrodos de corriente, la forma de las superficies equipotenciales son más complicadas, pero no obstante son aproximadamente esféricas en la vecindad de los electrodos, en donde cada superficie equipotencial corta en ángulo recto a las trayectorias ó líneas de corriente.

En la figura 7A se indica el comportamiento del potencial eléctrico y el gradiente que no son uniformes, el campo eléctrico a lo largo de la línea que une a los dos electrodos, muestra que el campo es aproximadamente uniforme cerca del punto medio entre los dos electrodos, mientras tanto, la parte más amplia del potencial ocurre en la vecindad de los electrodos.

La interpretación del método de líneas equipotenciales es preferentemente cualitativa, se debe principalmente a que los cuerpos

que se buscan (filones, diques, etc.) suelen tener forma muy irregular por lo que el cálculo de las anomalías que producen es hasta ahora, prácticamente imposible.

Mayores posibilidades presenta la investigación hecha sobre modelos reducidos, como los efectuados hace muchos años por el japonés Fujita y por otros investigadores.

Los resultados a los que llegó Fujita pueden ser resumidos como sigue:

- (1).- El campo entre la línea de electrodos será uniforme solamente en la tercera posición central.
- (2).- Para un cuerpo conductor se tendrá la máxima distorsión observada cuando el filón esté en ángulo recto de los electrodos.
- (3).- Para un cuerpo no conductor (aislante) la máxima distorsión resulta cuando el filón está paralelo con la línea de electrodos.
- (4).- La posición de indicaciones más favorables fué en el centro entre electrodos.
- 5).- El área más grande de distorsión fué obtenido cuando la longitud de la línea de electrodos tiene cinco veces la longitud del cuerpo mineral y su distancia tres veces.

(6).- La detectabilidad aumenta distintamente con la inclinación.

### II.3. METODO DE RELACIONES DE CAIDA DE POTENCIAL.

El principio de este método es análogo a los de resistividad, pues también se establece un campo artificial de potencial mediante dos puntos A y B de contacto con el terreno; la única diferencia estriba en que en lugar de utilizar dos electrodos de potencial para la medición, se emplean tres electrodos alineados, M, P, N y lo que se mide es el cociente entre la diferencia de potencial entre M y P la existente entre P y N, esta relación es independiente de la intensidad I, se determina directamente por un aparato semejante a un puente de Wheatstone, evitando así el tener que leer separadamente las diferencias de potencial.

En toda aplicación del método de Relaciones de Caída de Potencial, para la exploración de terrenos estratificados, las mediciones son hechas fuera de los electrodos de corriente y usualmente son en ángulo recto a éstos, por este medio el efecto del segundo electrodo es virtualmente eliminado figura 8.

Las mediciones del método de Relaciones de Caída de Potencial (R.C.P.) en el campo debe de ser referido a una relación "normal", esto es, la relación de terreno homogéneo  $MP=PN$ , es

$r_N/r_M$  siendo  $r_M$ ,  $r_N$  las distancias respectivas de M y N al primer electrodo de corriente, según se deduce con ayuda de la ecuación de potencial en la vecindad de un electrodo de corriente.

Para este propósito, los potenciales son multiplicados por el recíproco de la razón normal, siendo este factor siempre menor y se aproxima gradualmente a uno.

$$\text{R. C. P.} = \frac{V_{MP}}{V_{PN}} \times \frac{r_M}{r_N}$$

Este método es muy sensible a variaciones laterales de la resistividad del subsuelo y a veces da buenos resultados en la localización de contactos ó fallas subaflozantes.

Sin embargo, esta sensibilidad es al mismo tiempo uno de los inconvenientes del método, ya que variaciones superficiales de resistividad pueden enmascarar con frecuencia el efecto de formaciones más profundas que se quieran estudiar.

Además la profundidad de investigación varía rápidamente con la distancia al electrodo de emisión, especialmente cuando se opera en su proximidad.

El método de (R.C.P.) implica una comparación de diferencia de voltaje en cuanto a magnitud y fase en intervalos sucesivos en el terreno.

#### II.4. METODO DE RESISTIVIDAD.

El método más utilizado, para medir la resistividad de la tierra son aquellos en el cual la corriente es introducida a través del terreno utilizando contactos galvánicos.

Generalmente un arreglo de cuatro electrodos son utilizados, puesto que el efecto de material cerca de los contactos de corriente pueden ser reducido al mínimo.

La corriente es introducida a través de un par de electrodos, el potencial establecido en la tierra por esta corriente es medida con el segundo par de electrodos.

La técnica de resistividad es superior, teóricamente al menos, a todos los otros métodos eléctricos, puesto que suministra una información cuantitativa de las propiedades conductores del subsuelo y podremos determinar aproximadamente la distribución vertical de su resistividad. Estos resultados son obtenidos por el uso de una fuente controlada de dimensiones específicas.

Una gran variedad de arreglos de electrodos están siendo usados para medir la resistividad de la tierra, pero esencialmente ellos pueden ser agrupados en tres clases:

- 1.- Arreglos en el cual la diferencia de potencial entre dos eléc

trodos de corriente espaciados a gran distancia, es registrado por el segundo par de electrodos de medida.

2.- Arreglos en el cual un gradiente de potencial ó intensidad de campo eléctrico es medido usando un espaciamiento corto del par de electrodos de medida.

3.- Arreglos en el cual la curvatura de la función potencial es medida usando un espaciamiento corto del par de electrodos de corriente, así como, un espaciado corto del par de electrodos de medida.

Cualquiera de estos arreglos pueden ser usados para estudiar la variación de la resistividad con la profundidad ó variación lateral de la resistividad.

Estudiando la variación de la resistividad con la profundidad, como en el caso de un medio estratificado, el espaciamiento entre los varios electrodos son gradualmente incrementados, con espaciamientos grandes el efecto del material en profundidad, hace las mediciones más pronunciadas.

Estudiando la variación lateral, estas deberán de ser asociados con diques, fallas, etc, una separación fija es mantenida entre varios electrodos y el arreglo es movido en conjunto a lo largo de

la línea.

El primer tipo de medición es llamado Sondeo Eléctrico Vertical (SEV), mientras que el segundo es llamado Perfilaje Horizontal.

## II.5. METODO DE POLARIZACION INDUCIDA.

El método de polarización inducida es una técnica relativamente nueva en geofísica, este método ha sido discutido en detalle por Wait (1959), los trabajos en un principio fueron descritos por Schlumberger (1920), si oien el desarrollo moderno del método está contenido generalmente de trabajos hechos por Bleil (1953).

Una forma de polarización es el efecto de sobrevoltaje, que es familiar en el campo de la fisicoquímica para un tiempo más largo.

Una ilustración de polarización inducida puede ser obtenida con un tendido de resistividad estandar de cuatro electrodos con corriente continua, por la interrupción de la corriente, se observa que el voltaje a través de los electrodos de potencial generalmente no cae a cero instantáneamente, sino que lentamente, después de una gran disminución inicial del valor original de estado uniforme.

Este tiempo de disminución es del orden de segundos o hasta minutos, si la corriente es conectada de nuevo, el potencial después de un súbito aumento inicial, se reconstruye sobre un intervalo de tiempo similar a la amplitud original de corriente continua.

Una forma de averiguar la polarización inducida es analizar la caída de voltaje que es medido como una función de tiempo en varias maneras, este método es conocido como Polarización Inducida en el tiempo, puesto que la reconstrucción del tiempo es también finita, es claro que la resistividad aparente (actualmente es una impedancia compleja) debe de variar con la frecuencia, decreciendo como esta aumenta, así la medición de resistividad aparente ( $\rho_a$ ) a dos ó más frecuencias en corriente alterna, generalmente abajo de 10 Hz, constituye otro método de averiguación, el cual es conocido como Polarización Inducida en el dominio de la frecuencia.

Superficialmente esta declinación y reconstrucción del tiempo se asemeja al tiempo de descarga ó carga de un condensador a través de una resistencia finita, pero la curva de declinación no es exponencial como en el circuito R-C, ni comienza en el potencial máximo estático, esto indica que un simple circuito R-C es inadecuado para explicar el comportamiento de flujo de corriente a frecuencias bajas.

La diferencia entre polarización inducida y el circuito transitorio R-C es ilustrado en la figura 9.

Dado que el equipo más elaborado es completamente similar al de resistividad, en conjunto la Polaridad Inducida (PI) y el campo de resistividad son casi lo mismo, es habitual medir la resistividad aparente, además del efecto de (PI) en cada estación.

Sin embargo la Polarización Inducida es principalmente de origen electroquímico, tiene más en común con la polarización espontánea que con la resistividad, es por lo tanto necesario considerar estos orígenes brevemente en orden, para entender la polarización inducida.

#### II.5.1. LOS EFECTOS DE LA FUENTE DE POLARIZACION INDUCIDA.

La curva de declinación mostrada en la figura 9a, representa un regreso al estado original, siguiendo la perturbación debida al aplicar una corriente.

Durante el tiempo del flujo de corriente original es presumible que algo de energía almacenada tuvo lugar en el material, no obstante esta energía almacenada teóricamente podría probablemente existir en varias formas, por ejemplo, mecánica, eléctrica y química, estudios de laboratorio de polarización, en varios tipos de ro-

ca se tienen establecido que la energía química es la más importante.

Esta energía química almacenada es el resultado de:

a.- Variación en la movilidad de iones en el fluido en toda la estructura de la roca.

b.- Variación entre la conductividad iónica y electrónica cuando los minerales metálicos están presente, el primero de estos efectos es el conocido como Membrana ó Polarización Electrofítica - y constituye el nivel ambiental ó efecto normal de Polarización Inducida, puede ocurrir en rocas en el cual no contienen minerales metálicos, el segundo es conocido como Polarización de Electrodo ó sobrevoltaje, es generalmente grande en magnitud que el nivel ambiental de (Pi), que depende de la presencia de mineral metálico en la roca.

Los dos efectos son indistinguibles por mediciones de (Pi), además, ellos se encuentran a ser independientes en la estructura atómica ó molecular en rocas y minerales, esto es, la polarización inducida es en su mayor parte efectos.

## II.5.2. POLARIZACION DE MEMBRANA.

La conducción electrofítica es el factor predominante en la -

mayor parte de las rocas, siendo la única forma de conducción -- cuando no están presentes minerales y la frecuencia es baja, así -- una estructura de roca debe de ser un poco porosa para permitir -- el flujo de corriente cuando los minerales metálicos están ausentes.

La mayor parte de rocas minerales tienen una carga neta negativa en la interfase entre la superficie de la roca y el fluido del poro, consecuentemente los iones positivos son atraídos hacia ellos y los negativos son repelidos desde esta interfase.

La concentración de iones positivos puede extenderse dentro -- de la zona del fluido, los iones negativos serán acumulados en una extremidad de la zona y dejando el otro, al tiempo que un potencial de corriente directa es aplicado a través de esto, da como resultado a esta distribución de polarización, el flujo de corriente es impedido.

En un tiempo más tarde, cuando la corriente es desconectada los iones regresan a su posición original tomando un tiempo finito. Esta situación es ilustrada en la figura 10.

El efecto de (PI) de membrana es más pronunciado con la presencia de minerales de arcilla, en el cual los poros son particularmente pequeños, la magnitud de (PI), sin embargo no aumenta pro-

gresivamente con la concentración de minerales de arcilla, sino que alcanza un máximo y entonces disminuye otra vez, esto es porque allí debe de haber un paso alternado de grandes secciones en el material donde la acumulación de iones no tiene lugar, de lo contrario ambos flujos de corriente total y polarización son reducidos.

La concentración óptima varía en diferentes tipos de arcilla, siendo baja en montmorillonita y alta en caolinita, lutitas con un alto porcentaje de minerales de arcilla tiene relativamente baja polarización, el efecto de membrana también decrece con la salinidad de los fluidos del poro.

Como un resultado de estos factores la polarización de membrana es generalmente un máximo en una roca que contiene minerales de arcilla diseminados a través de la matriz (10%) en concentración en el cual los electrólitos tienen baja salinidad.

### II.5.3. POLARIZACION DE ELECTRODOS.

Es similar en principio a la polarización de membrana, existe cuando un material metálico está presente en la roca y el flujo de corriente es en parte electrónica y electrofónica.

Una reacción química ocurre en la interfase entre el mineral y la solución.

En la sección de la figura 10 C, en la parte inferior, la presencia de un mineral metálico, teniendo la superficie cargada con signo opuesto en cualquiera de las dos caras, da como resultado una acumulación de iones en el electrolito adyacente para cada uno, la acción es el electrólisis, cuando el flujo de corriente y un cambio de electrón tiene lugar entre el metal y la solución de iones en la interfase esto es en fisicoquímica es conocido como sobrevoltaje.

Puesto que la velocidad de flujo de la corriente en los electrolitos es mucho más lenta que en el metal, la acumulación de iones es mantenido por el voltaje exterior, cuando la corriente es interrumpida, la declinación del voltaje residual como los iones difusos regresan a su estado original de equilibrio.

Los minerales los cuales son conductores electrónicos exhiben polarización de electrodos, estos incluyen todos los sulfuros (exceptuando sperrylita y posiblemente cinabarita), algunos óxidos tales como la magnetita, ilmenita, pirolusita y casiterita y también el grafito.

La magnitud de esta polarización de electrodos depende, naturalmente de la fuente de corriente y también en un número de características del medio, este varía con la concentración de mineral puesto que es un fenómeno de superficie.

Será mayor cuando el mineral es diseminado, que cuando es masivo, actualmente la situación no es tan simple como esto, el tamaño óptimo de partícula varía para cierta extensión, con la porosidad de la roca matriz y resistividad, el hecho de que la mineralización diseminada da buena respuesta de polarización inducida es uno de los rasgos más atractivos, puesto que otros métodos eléctricos no trabajan muy bien en estas circunstancias.

Para una concentración particular la polarización decrece con la porosidad de la roca puesto que hay un aumento en número de caminos alternativos para la conducción electrolítica.

Así uno puede esperar un efecto de (PI) grande en un sulfuro diseminado ocurriendo en roca ígnea densa, que en una roca de matriz porosa, la polarización también varía con el contenido de fluido de la roca, de experimentos de muestras ha sido demostrado que un máximo ocurre cuando aproximadamente el 75% de los intersticios es llenado con agua.

## II.6. LA SELECCION DEL METODO GEOELECTRICO, PARA LOCALIZAR AGUA SUBTERRANEA.

Ya ha sido puesto de manifiesto en la introducción el interés e importancia de la localización del agua subterránea, en la resolución de toda clase de necesidades del ser humano, por lo que se

ve obligado a recurrir a los métodos entre ellos los geofísicos y - en especial el método eléctrico.

A continuación se dará la aplicación práctica de los distintos Métodos Geoeléctricos explicados anteriormente, para la localización de agua subterránea.

#### II.6.1. METODO DE POLARIZACION ESPONTANEA.

Ha representado un papel secundario en exploración geofísica esto es debido principalmente a que no en todas partes existe en una forma acentuada para analizar e interpretar, los cuales son frecuentemente del todo errático, es de cualquier modo, un método sencillo, barato y rápido el cual es utilizado en reconocimiento del terreno para metal al tiempo que son acompañados por magnéticos.

Aparte de la posibilidad de detectar sulfuros, ha tenido algo de valor en mapear estructuras, lo mismo que fallas, zonas de fractura y cizallamiento, contacto de formaciones etc.

#### II.6.2. METODO DE LINEAS EQUIPOTENCIALES.

Ha sido aplicado para (1) Localización de mineral probablemente el más extensamente utilizado, (2) Estudios aplicados a proble-

mas estructurales, (3) Aplicación en Ingeniería Civil; puede ser usado para la localización de hierro y acero, que son utilizados en la fabricación de material para la construcción.

#### II.6.3. METODO DE RELACIONES DE CAIDA DE POTENCIAL (R.C.P.)

Es aplicado para la determinación de la profundidad de límites de formaciones horizontales y verticales, aún cuando el método de (R.C.P.) tiene gran poder de resolución en determinación de formaciones estratigráficas que el método de resistividad, es adaptado mejor para una investigación de límites de formaciones verticales, es decir, para la localización de cuerpos minerales como son vetas de cuarzo, fallas y zonas de cizallamiento porque la mineralización puede acompañar a tales zonas.

#### II.6.4. METODO DE RESISTIVIDAD.

Está siendo aplicado:

- 1.- En investigación de estructuras geológicas con el propósito de localizar petróleo, esto es, anticlinales, domos de sal, fallas etc.
- 2.- En minería a) en conexión con investigación de estructuras  
b) para la localización de cuerpo mineral, carbón antracita y sal  
c) para la determinación del espesor de sobrecarga con el propósito

to de la situación de túneles y pozos, la profundidad de la roca base en proyectos de placer.

3.- En Ingeniería Civil a) en problemas de cimentación b) en determinar la profundidad de la roca base ó roca consistente con la intención de situar presas y túneles c) En Ingeniería de Carreteras para la localización de materiales de construcción.

4.- En la exploración de agua subterránea, el método resistivo es el más prometedor para la localización de agua, aunque el problema no es tan simple y requiere de un estudio cuidadoso de la situación estratigráfica, puesto que la ocurrencia de agua subterránea es completamente variable, y la conductividad del agua misma puede variar.

#### II. 6.5. METODO DE POLARIZACION INDUCIDA.

Los levantamientos de polarización inducida son utilizados primordialmente en la búsqueda de depósitos de mineral de sulfuro, particularmente depósitos diseminados de tales minerales, los levantamientos de polarización inducida pueden ser útiles en la búsqueda de suministro de agua subterránea y detectar capas permeables con fluido, pero en el presente, no es conocido suficientemente, acerca de la utilidad de mediciones de polarización inducida --

para hacer tales aplicaciones factibles.

Similarmente el método de polarización inducida no es usado para resolver problemas estructurales, puesto que los otros métodos geoelectricos (método de resistividad galvánico y inductivo, en particular) son del mejor modo desarrollados y provee resultados más seguros.

Sin embargo, la única respuesta del método de polarización inducida sobre depósitos diseminados de minerales conductores hace a este extremadamente valioso en programas de exploración de mineral, puesto que, otros métodos geofísicos no pueden localizar tales minerales.

## II.7. DESCRIPCIÓN DEL MÉTODO DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA.

De todos los métodos Geoeléctricos analizados anteriormente, sin duda, el más aplicado en geohidrología es el de resistividad. Antes de pasar a describir las técnicas de campo, la instrumentación e interpretación de los resultados vamos a repasar brevemente la teoría en que se fundamenta este método.

### II.7.1. TEORÍA FUNDAMENTAL.

La aproximación más simple para el estudio teórico de la medición de la resistividad de la tierra es a considerar primero el caso de una tierra completamente homogénea e isotrópica.

#### II.7.1.1. FLUJO DE CORRIENTE EN UN MEDIO HOMOGÉNEO.

El flujo de corriente en un medio es basado en el principio de conservación de carga y es expresado por la relación.

$$\operatorname{div} \mathbf{J} = - \frac{\partial q}{\partial t} \dots\dots\dots (II.7.1.)$$

Donde  $\mathbf{J}$  es la densidad de corriente ( $\text{Amp}/\text{m}^2$ ) y  $q$  que es la densidad de carga ( $\text{Cmb}/\text{m}^3$ ). Esta relación (II.7.1) es también conocida como la "ecuación de continuidad". Para corriente estacionaria (II.7.1.) se reduce a:

$$\operatorname{div} \mathbf{J} = 0 \dots\dots\dots (II.7.2.)$$

Si  $\rho$  es la resistividad ( $\Omega$ -m) de un medio, entonces la densidad de corriente  $J$  es relacionada con la intensidad del campo  $E$  (V/m) por medio de la ley de Ohms, el cual es dado por:

$$J = -\frac{1}{\rho} \text{ grad } V \dots (\text{II.7.3}).$$

Donde  $V$  es el potencial eléctrico (volts).

Para un medio isotrópico,  $\rho$  es un escalar de el punto de observación, y  $J$  esta en la misma dirección que  $E$ .

En cambio es un medio anisotrópico, sin embargo  $J$  tiene una propiedad de dirección y en general, no esta en la dirección de  $E$ , debido a esto la conductividad no podría considerarse como un escalar, sino como un tensor simétrico de segundo orden.

Para un medio isotrópico nosotros obtenemos de la relación (II.7.2) y (II.7.3.)

$$\text{div} \left( -\frac{1}{\rho} \text{ grad } V \right) = 0 \dots \dots (\text{II.7.4})$$

$$\text{grad} \left( -\frac{1}{\rho} \right) \text{ grad } V + -\frac{1}{\rho} \text{ div grad } V = 0 \dots \dots (\text{II.7.5})$$

Esta es la ecuación fundamental en la exploración eléctrica - en corriente directa. Si el medio es homogéneo, es independiente del eje de coordenadas y la ecuación (II.7.5) se reduce a:  $\text{div grad } V = 0$ , ó:

$$\nabla^2 V = 0 \dots\dots\dots (\text{II.7.6.})$$

Así, la distribución de potencial eléctrico para el flujo de -- corriente directa en un medio homogéneo e isotrópico satisface la ecuación de Laplace's.

Por lo tanto el potencial es armónico, es decir, si se conocen los valores de una función armónica en los puntos de su superficie cerrada, entonces, se determina completamente los valores de esta función en todos los puntos del interior de esta superficie.

Considerar ahora que una corriente  $I$  es introducida en un medio homogéneo infinito en un punto  $P$ . Entonces el potencial a una distancia  $r$  de  $P$  será solamente una función  $r$ , de ahí que la ecuación de Laplace's pueda ser escrita como:

$$\frac{d^2 V}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0$$

Una solución de esta ecuación es:

$$V = C_1 + \frac{C_2}{r} \dots\dots\dots (\text{II.7.7.})$$

Como el potencial es tomado a ser cero a una distancia grande de la fuente, la constante de integración  $C_1 = 0$ , es claro que las superficies equipotenciales son superficiales esféricas y las lí

neas de corriente son radiales.

La densidad de corriente a una distancia  $r$ , puede ser escrita como:

$$J = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} = \frac{1}{\rho} \frac{C_2}{r^2}$$

Así, el flujo total de corriente fuera de una superficie esférica de radio  $r$  es:

$$4 \pi r^2 J = \frac{4 \pi}{\rho} C_2$$

Puesto que esto es igual a  $I$ , la corriente total introducida en  $P$ , en donde la constante  $C_2$  es dada por:  $C_2 = I \rho / 4 \pi$ .

Para un medio semi-infinito por ejemplo como se muestra en la figura 11, cuando la corriente es introducida en un terreno homogéneo, el flujo de corriente fuera de una superficie hemisférica de radio  $r$  es dado por la relación,  $2 \pi r^2 J = (2 \pi / \rho) C_2$ , y la constante  $C_2$  es igual a  $I \rho / 2 \pi$ .

Así, el potencial en cualquier punto debido a una fuente de corriente en la superficie de un terreno homogéneo es dado:

$$V = \frac{1}{2} \frac{\rho}{\pi} \frac{1}{r} \dots \dots (11.7.8)$$

En la práctica, la corriente es introducida al terreno por medio de dos electrodos con una distancia finita como se ilustra en la

figura 12.

El potencial en cualquier punto cercano a la superficie será afectada por ambos electrodos de corriente.

Como se vio antes, el potencial debido a  $C_1$  en  $P_1$  es:

$$V_1 = - \frac{A_1}{r_1} ; \text{ donde } A_1 = - \frac{I \rho}{2 \pi}$$

Similarmenete el potencial debido a  $C_2$  en  $P_1$  es:

$$V_2 = - \frac{A_2}{r_2} ; \text{ donde } A_2 = - \frac{I \rho}{2 \pi} = - A_1$$

(puesto que la corriente en los dos electrodos son iguales y en dirección opuesta).

Así, nosotros tenemos:

$$V_1 + V_2 = \frac{I \rho}{2 \pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)$$

Finalmente, en la introducción de un segundo electrodo de potencial en  $P_2$  nosotros podemos medir la diferencia de potencial -- entre  $P_1$  y  $P_2$ , el cual será:

$$\Delta V = \frac{I \rho}{2 \pi} \left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \dots \text{ (II.7.9).}$$

## II.7.2. RESISTIVIDAD APARENTE.

Antes de discutir los varios tendidos de electrodos es necesar

rio a considerar que es en realidad lo que medimos con un arreglo de electrodos de corriente y potencial.

Nosotros podemos despejar los términos de la ecuación - - - (II.7.9.)  $\rho$  para obtener:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\}} = \frac{(2\pi\Delta V)}{I} P$$

.....(II.7.10).

Donde el parámetro P tiene que ver con la geometría de electrodos, por la medición de  $\Delta V$  y I y conociendo la configuración de electrodos, nosotros obtendremos una resistividad . .

Sobre un terreno homogéneo e isotrópico esta resistividad -- será constante para cualquier corriente y arreglo de electrodos, -- es decir, si la corriente es mantenida constante y los electrodos -- son movidos de una lado a otro, el potencial  $\Delta V$  se ajustará en -- cada configuración para mantener la relación  $\left( \frac{2\pi\Delta V}{I} P \right)$ , cons-- tante.

Si el terreno es no homogéneo, en todo caso, y los espacia-- mientos de electrodos es variado ó el espaciamiento permanece fi-- jo mientras el arreglo es movido en conjunto, entonces la relación -- en general cambiará.

Esto da por resultado un valor diferente de para cada medida, obviamente la magnitud está íntimamente involucrada con el arreglo de electrodos, y resistividades de los elementos que constituyen el terreno.

Esta cantidad medida es conocida como la resistividad aparente  $\rho_a$ . Para este terreno no homogéneo, la resistividad aparente puede ser definida como la de un medio homogéneo e isotrópico en el que con la misma corriente  $I$  se observaría la misma caída de potencial  $\Delta V$ , que en el medio no homogéneo.

El objetivo de la interpretación geoelectrica es inferir la naturaleza de los rasgos geológicos del subsuelo a partir de las variaciones observadas en la resistividad aparente.

Aún cuando, es diagnóstico de una extensión, de la actual resistividad de una zona en la vecindad del arreglo de electrodos, -- esta resistividad aparente es definitivamente no un valor promedio.

### II.7.3. ARREGLOS DE ELECTRODOS.

Varios arreglos de electrodos para  $C_1$ ,  $C_2$ , M y N están -- siendo utilizados, uno de los más comúnmente para sondeos de resistividad son: (1) arreglo simétrico, y (2) arreglo dipolar.

En el arreglo simétrico, los puntos  $C_1$ , M, N,  $C_2$  son colocados en una línea recta tal que los puntos M y N son simétricamente situados, con respecto al punto central O del tendido  $C_1 C_2$ , como se ilustra en la figura 13.

De ahí que:

$$\Delta V = \frac{I \rho}{2 \pi} \left( \frac{4}{L-1} - \frac{4}{L+1} \right) \dots \dots \text{(II. 7. 11)}$$

El cual da:

$$\rho = \frac{\pi}{4} \frac{(L^2 - 1^2)}{1} \frac{\Delta V}{I} \dots \dots \text{(II. 7. 12)}$$

En el arreglo Wenner, L es tomado a ser igual a 3l (l es convencionalmente denotado por "a" en la configuración Wenner y es conocido como espaciamiento ó separación de los electrodos) y la resistividad es dada :

$$\rho = 2 \pi a \frac{\Delta V}{I} \dots \dots \text{(II. 7. 13)}$$

Si  $L \gg 5l$ , nosotros podemos poner  $(L^2 - 1^2)$ , en la ecuación (II. 7. 12) igual a  $L^2$  con un error menor que el 4%. Esto es conocido como arreglo Schlumberger figura 13, en este caso, la resistividad es dada por:

$$\rho = \frac{\pi L^2}{4} \frac{\Delta V}{I} \frac{1}{I} = \frac{\pi L^2}{4} \frac{E}{I} \dots \dots \text{(II. 7. 14)}$$

Donde  $E = V/l$  es (aproximadamente) la intensidad eléctrica en el punto central O. De ahí que, este arreglo algunas veces es conocido como "arreglo de gradiente", y en arreglo Wenner como un "arreglo de potencial".

El arreglo general dipolar es mostrado en la figura 14.a., donde  $r$  es usualmente tomado a ser muy grande que  $AB$ . El potencial en O debido AB es dado por:

$$\begin{aligned}
 V &= \frac{1}{2} \frac{\rho}{\pi} \left( \frac{1}{AO} - \frac{1}{BO} \right) \\
 &= \frac{1}{2} \frac{\rho}{\pi r} \left\{ \left( 1 + (L/2r)^2 - (L/r) \cos \Theta \right)^{-1/2} \right. \\
 &\quad \left. - \left( 1 + (L/2r)^2 + (L/r) \cos \Theta \right)^{-1/2} \right\}
 \end{aligned}$$

El cual puede ser expresado en serie, y el potencial puede ser escrito como:

$$V = \frac{1}{2} \frac{\rho L \cos \Theta}{\pi r^2} \left[ 1 + (L/2r)^2 \frac{1}{2} (5 \cos^2 \Theta - 3) + \text{términos de orden superior} \right], \dots \dots \dots \text{(II. 7. 15)}.$$

Si la  $r \gg L$ , la expresión (II. 7. 15) puede ser aproximadamente escrita como:

$$V \approx \frac{1}{2} \frac{\rho L \cos \Theta}{\pi r^2} \dots \dots \dots \text{(II. 7. 16)}$$

Si  $r$  es más grande que  $5L$ , el error despreciado de los tér-

minos de órden superior es menor que 3%, Así, el potencial es -- igual al de un dipolo de momento  $I \rho L / 2 \pi$ , de ahí que el campo - eléctrico pueda ser escrito como:

$$E_r = - \frac{\partial V}{\partial r} = \frac{I \rho L \cos \theta}{\pi r^3} \dots\dots \text{(radial)}$$

$$E_\theta = - \frac{\partial V}{r \partial \theta} = \frac{I \rho L \operatorname{sen} \theta}{2 \pi r^3} \dots\dots \text{(azimutal)}$$

$$E_x = - \frac{\partial V}{\partial x} = \frac{I \rho L}{2 \pi} \cdot \frac{3 \cos^2 \theta - 1}{r^3} \dots\dots \text{(II. 7. 17)}$$

$$E_y = - \frac{\partial V}{\partial y} = \frac{3}{2} \frac{I \rho L}{\pi} \frac{\operatorname{Sen} \theta \operatorname{Cos} \theta}{r^3} \dots\dots \text{(perpendicular).}$$

El campo eléctrico puede ser medido por medio de dos electrodos, M y N, como se muestra en la figura 14.b., para las diferentes orientaciones.

Si la distancia  $l$  es pequeña, entonces nosotros podemos escribir:  $E \approx V/l$ . Así, de las relaciones (II. 7. 17), la resistividad - del terreno puede ser determinada, por ejemplo para el arreglo - radial nosotros tenemos:

$$V \approx E l = \frac{I \rho}{\pi r^3} L l \operatorname{Cos} \theta$$

$$\rho = \frac{\pi r^3}{L l \operatorname{Cos} \theta} (V/l)$$

Cuando  $\theta = 90^\circ$ , nosotros obtenemos el campo eléctrico para

el "arreglo ecuatorial", dado por:

$$E_{eq} = \frac{1}{2} \frac{\rho L}{\pi r^3} \dots\dots (II. 7.18).$$

y cuando  $\theta = 0$ , nosotros obtenemos el campo eléctrico para el --  
"arreglo axial", dado por:

$$E_{ax} = \frac{1}{\pi} \frac{\rho L}{r^3} \dots\dots (II. 7.19)$$

De los varios arreglos dipolares antes mencionados, los dos -  
últimos, o sea, los arreglos ecuatorial y axial, son comúnmente -  
usados para sondeos dipolar.

El sondeo dipolar ha sido sugerido por Al'pin en el año de -  
1940, no obstante la utilidad de este método ha sido establecido si-  
no hasta el año de 1956, el método de dipolo es ahora usado, exten-  
didamente en la U.S.S.R. para sondeos eléctricos profundos (para -  
profundidades más de 1 Km.).

## II.8. TEORIA DEL SONDEO ELECTRICO VERTICAL

### II.8.1 DESCRIPCION DE UNA SECCION GEOELECTRICA.

En exploración geoelectrica es necesario a considerar también el modo en el cual las propiedades eléctricas serán promediadas sobre un volumen grande de roca, el cual necesariamente no es homogéneo.

Algunas rocas pueden tener propiedades uniformes a través de miles de metros de sección, mientras que otras rocas pueden consistir de estratos alternados con diferente resistividad para cada estrato, siendo solamente de pocos centímetros de espesor.

Discutiendo las propiedades eléctricas de una secuencia de roca estratificada, se deberá de hacer una distinción entre la sección geoelectrica y la sección geológica, la sección geoelectrica difiere de la sección geológica, en el que las fronteras entre estratos son determinados por contraste de resistividad más bien que por la combinación de factores usado por el geólogo, en establecer la frontera entre capas.

El geólogo da importancia a tales cosas como fósiles para establecer fronteras entre formaciones, así, como en textura, muchas de estas cosas particularmente fósiles, no tienen efecto en las

propiedades eléctricas de una roca, puesto que el carácter eléctrico es definido principalmente por la textura y contenido de agua.

Las fronteras en la sección geoelectrica coinciden con fronteras en la sección geológica solamente cuando hay un cambio pronunciado en textura en tal frontera.

Para caracterizar un medio estratificado, bastará dar el espesor  $E_i$ , y la resistividad  $\rho_i$  de cada medio parcial isótropo de índice  $i$ , numerados estos de arriba abajo, cada uno de estos medios parciales serán denominados capa geoelectrica.

Las distancias de la superficie límite aire-tierra a cada una de las demás, o sea las profundidades de los "contactos" respectivos se representarán por  $Z_1, Z_2, Z_3$ , etc.

La especificación de espesores y resistividades de cada medio estratificado del tipo descrito anteriormente recibe el nombre de -- Sección Geoelectrica, la figura 15 muestra un corte de este tipo representada en dos dimensiones.

Las secciones geoelectricas pueden clasificarse atendiendo al número de capas que los componen. Los cortes ó secciones del número de capas pueden subdividirse según el orden en que aparecen, en contactos sucesivos, resistividades mayores ó menores que

en la capa suprayacente.

Para el uso más cómodo de esta clasificación, es muy conveniente establecer algún sistema de notación, emplearemos aquí la seguida por los autores soviéticos.

Para el corte de dos capas, estas curvas se agrupan en dos grandes familias según sea  $\rho_1 < \rho_2$  ó  $\rho_1 > \rho_2$ , uno y otro tipo están representado en la figura 16.

Para el corte de tres capas, las curvas se caracterizan por qué un porcentaje elevado de ellas tienen un máximo, ó un mínimo, ó 3 puntos de inflexión, no siempre apreciable, que se corresponden con los cuatro cambios de concavidad-convexidad de la curva. En el caso de que no presenten éstas particulares, la experiencia del interpretador es la única regla para encajarlas con acierto dentro de este grupo de tres capas.

Este conjunto de 3 capas puede ser dividido en cuatro grupos, dependiendo de los valores relativos de  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  y  $\rho_3$ .

- |              |                            |
|--------------|----------------------------|
| 1. - Tipo H: | $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ |
| 2. - Tipo K: | $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ |
| 3. - Tipo Q: | $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ |
| 4. - Tipo A: | $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ |

Una representación diagramática de todos estos tipos de cortes es dada en la figura 17, los cortes de cuatro capas se distribuyen en 8 grupos que se designan como combinación de los anteriores; -- para ello se consideran las tres primeras capas y se les asigna la letra correspondiente de la lista anterior, luego se hace lo propio con las tres últimas capas empezando con la segunda capa.

Es fácil ver que se distinguen solamente 8 tipos de curvas de cuatro capas, estos pueden ser designados como:

- |              |                         |
|--------------|-------------------------|
| 1.- Tipo HA: | $P_1 > P_2 < P_3 < P_4$ |
| 2.- Tipo HK: | $P_1 > P_2 < P_3 > P_4$ |
| 3.- Tipo QH: | $P_1 > P_2 > P_3 < P_4$ |
| 4.- Tipo QQ: | $P_1 > P_2 > P_3 > P_4$ |
| 5.- Tipo KH: | $P_1 < P_2 > P_3 < P_4$ |
| 6.- Tipo KQ: | $P_1 < P_2 > P_3 > P_4$ |
| 7.- Tipo AA: | $P_1 < P_2 < P_3 < P_4$ |
| 8.- Tipo AK: | $P_1 < P_2 < P_3 > P_4$ |

Para los cortes de cinco ó más capas, se simbolizan siguiendo el mismo procedimiento.

En general, un corte de  $n$  capas puede clasificarse con  $2^{n-1}$  tipos posibles, los cuales se identifican mediante  $n-2$  letras de las

utilizadas para designar los cortes de tres capas.

## II.8.2 PARAMETROS DE DAR ZARROUK.

Según indicamos en el párrafo II.8.1 cada capa de un corte geoelectrico, queda perfectamente determinada por su espesor  $E$  y su resistividad  $\rho$ . Sin embargo, es frecuente que estos parámetros combinen sus efectos en la curva de resistividad.

Un segundo par de parámetros:

$$T = E \rho$$

$$S = E/\rho$$

es igualmente válido y puede proporcionar mayor separación de efectos. Siguiendo a MAILLET (1947),  $T$  y  $S$  son llamados "parámetros de Dar Zarrouk, estos se ilustran en la figura 18.

$T$  recibe el nombre de "resistencia transversal unitaria" y representa la resistencia de un prisma de sección unitaria con eje normal a la estratificación, cuando la corriente fluye perpendicularmente a ella.

$S$  se denomina "conductancia longitudinal unitaria" y representa la conductancia de un prisma de sección unitaria, con eje normal a la estratificación, cuando la corriente fluye paralelamente a

ella.

Los parámetros de Dar Zarrouk son aditivos para cada corte. El valor de S o T para un corte de n capas puede calcularse por adición de los valores individuales:

$$T = \sum_{i=1}^{n-1} T_i \dots\dots\dots (II.8.1)$$

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} S_i \dots\dots\dots (II.8.2)$$

Los parámetros de Dar Zarrouk representan un papel importante en la teoría e interpretación de sondeos geoelectricos.

### II.8.3 UNICIDAD DE LA INTERPRETACION.

Desde el punto de vista de la teoría geoelectrica, debe distinguirse entre el problema interpretativo directo y el inverso.

El primero tiene solución única, mientras que el segundo no tiene, en efecto, SLICHTER (1933), LANGER (1933 y 1936) y STEVENSON (1934) han demostrado que en los métodos geoelectricos la solución es única, y que cortes diferentes producen curvas SEV diferentes, de donde se sigue que cada una de éstas posee una solución distinta.

El problema inverso puede plantearse de este modo, dada una curva de SEV obtenida en el campo, averiguar cuál es el corte

geoeléctrico que lo ha producido, tanto en la teoría como en práctica el problema inverso puede admitir varias soluciones.

La unicidad en la solución se refiere, pues, al problema estilizado físico-matemático, planteado con datos de exactitud absoluta, no al problema real, que ha de resolverse con datos de precisión limitada. El interpretador de SEV se encuentra, en la mayoría de los casos, con curvas que admiten muchas soluciones, por lo que recurre a la información geológica disponible de la zona en estudio, así como la suministrada por las perforaciones, pero estos datos, si bien reducen la ambigüedad, no suelen eliminarla totalmente.

Esta ambigüedad en la interpretación de los SEV adopta dos formas fundamentales, descubiertas por los geofísicos de la escuela francesa, quienes les dieron los nombres de "principio de equivalencia" y "principio de supresión", puede ser descrito en términos más claros mediante parámetros característicos asociados con cada capa del subsuelo; a saber, la conductancia longitudinal  $S$  y la resistencia transversal  $T$ .

#### II.8.4. - PRINCIPIO DE EQUIVALENCIA.

El fenómeno de equivalencia consiste en que ciertas condiciones, capas geoeléctricas de resistividad y espesor muy diferentes

pero de igual parámetro T (o S) producen el mismo efecto en la --  
curva de resistividad.

Existen, pues, dos clases de equivalencia; en T y en S.

La primera se produce en capas de resistividad mucho mayor que las capas adyacentes (por encima y por debajo), cuyo parámetro T sea superior al del conjunto de capas suprayacentes.

La equivalencia en S tiene lugar en capas de resistividad mucho menor que las capas contiguas inferior y superior, y cuyo parámetro S es mayor que el del conjunto de capas suprayacentes, - además en el primer caso, el parámetro S de la capa equivalente ha de ser muy pequeño respecto de la S total del conjunto de capas suprayacentes, y en el segundo caso ha de cumplir la T la misma condición.

En general, puede asegurarse que una capa es "equivalente" - cuando  $S_2/S_1 < 0.1$  o cuando  $T_2/T_1 < 0.25$  pero frecuentemente se da equivalencia con valores que sobrepasan dichos límites.

El problema de equivalencia ha sido discutido en detalle por PYLAEV (1948), el ha dado monogramas para los cuatro tipos de - secciones de tres capas, el cual da el valor límite de  $\rho_2$  y  $h_2$  para hacer válido el principio.

Pueden encontrarse ejemplos de equivalencia en S entre las curvas de los tipos H, HA, KH, etc, y para la equivalencia en T entre las curvas de los tipos K, HK, KQ, etc.

Por lo tanto el interpretador puede modificar los resultados  $E_i$  y  $\rho_i$  hallados para una capa determinada. Si la T y la S de ésta no son pequeñas respecto del valor correspondiente para el conjunto de capas suprayacentes, el margen de variación permisible es pequeño, pues es simplemente el debido a la imprecisión de las mediciones. Para esto suele admitirse tradicionalmente un margen de error de  $\pm 5\%$ .

#### II.8.5 PRINCIPIO DE SUPRESION.

Es un concepto clásico, consiste en que una capa relativamente delgada, cuya resistividad es intermedia entre las dos capas que la limitan, su presencia no es detectable por medio de sondeos eléctricos, dicha capa desaparece hasta cierto punto, en realidad, la capa de resistividad intermedia se asimila a la primera cuyo espesor aparente resulta muy próximo a:

$$e_1 + \frac{T_2}{\rho_1} \dots\dots\dots \text{si es resistiva.}$$

$$e_1 + S_2 \rho_1 \dots\dots\dots \text{si es conductora.}$$

## II. 9. EFECTO DE UN TERRENO NO HOMOGENEO.

Hasta aquí, nosotros hemos considerado el flujo de corriente y potencial sobre un terreno homogéneo, esta situación es extremadamente rara en el campo, el cual de cualquier modo no ha sido de significado práctico.

Lo que nosotros desearemos es averiguar la presencia de anomalías conductivas en varias formas tales como cuerpos (en tres dimensiones), diques, fallas y contactos entre capas horizontales o verticales.

El método de resistividad es el más adecuado para perfiles de capas horizontales y contactos verticales, siendo menos útil en cuerpos de forma irregular.

### II. 9. 1. DISTORSION EN EL FLUJO DE CORRIENTE EN UN PLANO DE SEPARACION.

Considerar dos medios homogéneos  $\rho_1$  y  $\rho_2$  separados por un plano frontera como se ilustra en la figura 19.

Suponer que la densidad de corriente  $J_1$  esta fluyendo en el medio (1) en una dirección tal, que intercepte la frontera con un ángulo  $\theta$ , a la normal.

Para determinar la dirección de esta corriente en el medio (2), antes debemos recordar las condiciones que deben tener cualquier contacto entre dos regiones de diferente conductividad.

Primeramente, el potencial debe ser continuo a través de la frontera, segundo, la componente normal de  $J$  debe también ser continua, usando la ley de Ohm's para expresar estos resultados en términos de la densidad de corriente, obtenemos:

$$J_{X_1} \rho_1 = J_{X_2} \rho_2 \text{ y } J_{Z_1} = J_{Z_2}$$

Dividiendo estas expresiones, nosotros tenemos:

$$\rho_1 \left( \frac{J_{X_1}}{J_{Z_1}} \right) = \rho_2 \left( \frac{J_{X_2}}{J_{Z_2}} \right) \text{ ó } \rho_1 \tan \theta_1 = \rho_2 \tan \theta_2$$

Así que

$$\frac{\tan \theta_2}{\tan \theta_1} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \dots \dots \text{(II.9.1).}$$

Así, las líneas de corriente son inclinadas al cruzar la frontera. Si  $\rho_1 < \rho_2$ , ellos serán inclinados hacia la normal y viceversa.

### 1.9.2. RESOLUCION DEL PROBLEMA DIRECTO PARA MEDIOS ESTRATIFICADOS.

El problema directo de la Exploración Geoelectrica sobre me

dios estratificados es la determinación del potencial producido en la superficie límite aire-tierra de un medio de este tipo, por una fuente puntual de corriente situada en dicha superficie.

Dos son los métodos principales que se han utilizado para abordar el problema propuesto, los cuales son equivalentes en último término.

El primero de ellos, cronológicamente, es el método de las imágenes, empleado ya para medios estratificados por J.C. Maxwell de un célebre tratado (MAXWELL, 1891) y aplicado a la Exploración Geoeléctrica por el geofísico alemán J.N. HUMMEL (1929). El segundo método es la integración de la ecuación de Laplace aplicada al caso de medios estratificados.

### II.9.3. METODO DE IMAGENES.

La más simple aproximación es emplear imágenes eléctricas, en analogía con la geometría óptica. El uso de imágenes es válido en resolver solamente un número limitado de problemas de potencial, incluyendo el plano frontera y la esfera.

La analogía entre la situación eléctrica y óptica es basada en el hecho de que la densidad de corriente es semejante a la intensidad de un rayo de luz, disminuyendo con el inverso de la distan-

cia al cuadrado desde una fuente puntual.

El problema es determinar la distribución de potencial, resultante de una fuente puntual en un medio de resistividad  $\rho_1$ , separada de un medio adyacente  $\rho_2$  por un plano frontera.

En óptica el caso análogo ha sido una fuente puntual de luz en un medio separado de otro por un semi-espejo transparente, teniendo reflexión y coeficiente de transmisión  $K$  y  $1-K$ .

Entonces la intensidad de luz en un punto en el primer medio es debido a la fuente puntual y en parte a su imagen en el segundo medio, este efecto disminuye por la reflexión del espejo, por otra parte la intensidad en un punto en el segundo medio es debido solamente a la fuente, disminuyendo por transmisión a través del espejo, como se ilustra en la figura 20 a.

Si nosotros remplazamos la fuente puntual de luz por una fuente puntual de corriente y la intensidad de luz en un punto por potencial, el problema esta ahora en el dominio eléctrico, de la figura 20.b., nosotros vemos que el potencial en  $P$  en el primer medio es:

$$V = \frac{I \rho_1}{4 \pi r_1} \left( \frac{1}{r_1} + \frac{K}{r_2} \right)$$

y en el segundo medio en P' es:

$$v' = \frac{I \rho_2}{4 \pi r_3} \left( \frac{1 - K}{r_3} \right)$$

Aplicando las condiciones de frontera, estos potenciales deben ser igual en el plano de separación, cuando  $r_1 = r_2 = r_3$ , nosotros tenemos:

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{1 - K}{1 + K} \quad \text{o} \quad K = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

En esta expresión K es un coeficiente de reflexión cuyo valor está situado entre  $\pm 1$  dependiendo de la resistividad relativa en los dos medios.

#### II.9.4. FUNCION POTENCIAL DEBIDO A DOS CAPAS.

Consideramos dos semi-medios infinitos con resistividad  $\rho_1$  y  $\rho_2$  como se muestra en la figura 21.

La capa superior es limitada por el aire (resistividad  $\rho_0 = \infty$ ), si la corriente es suministrada en dos puntos 0 y 0', la distribución de potencial en la superficie puede ser calculada por considerar una fuente I en 0, un sumidero -I en 0', y las imágenes de esta fuente y sumidero, son producidas por reflexión sobre la formación frontera y la superficie de la tierra.

La fuente I es reflejada en la formación frontera y produce la imagen KI, el valor de K es igual a  $\rho_2 - \rho_1 / \rho_2 + \rho_1$ , la imagen  $I_1 = KI$  es ahora reflejada a la superficie de la tierra y produce la imagen  $I'_1 = K'KI$  arriba.

En este caso K' aplicada a la frontera, entre el medio superior y el aire es 1, puesto que  $\rho_0 = \infty$ , de ahí que, la imagen  $I'_1 = KI$ .

El potencial en cualquier punto de la superficie, resultará por lo tanto de una sumatoria infinita de imágenes.

Así,  $I_1 = KI$  a una profundidad de  $2h$ ,  $I'_1 = KI$  a una altura de  $2h$ ,  $I_2 = K^2I$  a una profundidad de  $4h$ ,  $I'_2 = K^2I$  a una altura de  $4h$ , así que:

$I_n = K^n I$  a una profundidad de  $2nh$ , y  $I'_n = K^n I$  a una altura de  $2nh$ , puesto que  $I_n = I'_n$ ,  $I_n + I'_n = 2K^n I$ .

Por lo tanto el potencial total puede ser expresado como una serie infinita en la forma:

$$V = \frac{\rho_1}{2 \rho} \left( \frac{I}{r} + \frac{2KI}{r_1} + \frac{2K^2I}{r_2} + \dots + \frac{2K^n I}{r_n} + \dots \right)$$

Donde:

$$r_1 = \{(r^2 + (2h)^2)\}^{1/2}; \quad r_2 = \{(r^2 + (4h)^2)\}^{1/2}; \dots \quad r_n = \{(r^2 + (2nh)^2)\}^{1/2}$$

Esta serie puede ser escrita en forma compacta.

$$V = \frac{I}{2} \frac{\rho_1}{\pi r} \left[ 1 + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \frac{K^m}{\sqrt{(1+(2mz/r)^2)}} \right] \dots \text{II.9.2.}$$

El primer término antes del parentesis de la expresión (II.9.2) es llamado potencial normal, la porción expresado por la serie infinita es llamada potencial perturbador.

Esta fórmula nos dá la distribución del potencial provocado por el electrodo puntual en cualquier punto de la superficie.

Cuando hay más de dos capas, el problema se complica notablemente, por lo que es preferible, determinar el campo potencial matemáticamente, resolviendo la ecuación de Laplace, para las condiciones de frontera apropiadas o por integración directamente.

Stephanesco y Schlumberger fueron los que desarrollaron este tipo de problema en el año 1930, ellos encontraron una expresión para la distribución del potencial  $V$  sobre la superficie de un semiespacio estratificado a una distancia  $r$  de un manantial puntual de corriente de intensidad  $J$ :

$$V(r) = \frac{\rho_1}{2} \frac{I}{\pi r} \left( 1 + 2r \int_0^{\infty} J_0(rt) dt \right) \dots \text{(II.9.3.)}$$

Donde  $\rho_1$  es la resistividad de la capa superficial,  $J_0$  es la función de Bessel de primera clase y orden cero, y  $\theta$  es la "función

núcleo" (función Kernel) que depende de las resistividades y espesores de las capas, y el parámetro de integración  $t$ .  $V(r)$  se reduce a la ecuación (II.7.8), en medio homogéneo e isótropo.

El cálculo numérico de la ecuación (II.9.3), se ha efectuado desarrollando en una serie la función de Kernel, para permitir la integración analítica término a término, llegándose a una expresión -- igual a la anterior (II.9.2).

La complicación de los cálculos, aumenta con el número de capas, pero con el uso de calculadores ha sido posible calcular y dibujar un conjunto de curvas maestras teóricas, para ser usadas en la interpretación.

**C A P I T U L O   I I I**

**ADQUISICION DE DATOS DE  
CAMPO**

### III.1. METODOLOGIA DEL SONDEO ELECTRICO VERTICAL.

Los resultados de una exploración por SEV, o de cualquier otro método geofísico, han de valorarse por la seguridad y precisión de los resultados obtenidos.

Por consiguiente deben de tomarse las precauciones necesarias en todas las etapas del trabajo para conseguir la máxima calidad en los resultados finales.

Las etapas principales de que se componen una exploración geofísica son las siguientes:

- 1.- Planeamiento del problema
- 2.- Recopilación de datos
- 3.- Elección del método
- 4.- Programa de trabajo
- 5.- Recopilación de información
- 6.- Interpretación preliminar.
- 7.- Correlación con la información disponible.
- 8.- Interpretación final
- 9.- Planteamiento de recomendaciones.

De las etapas anteriores se deduce la necesidad de disponer de información sobre la zona y problemas que se pretende estudiar,

a fin de decidir si es conveniente aplicar algún método geofísico y en caso favorable elegir éste.

En general es preciso obtener la siguiente información:

- 1.- Topografía (no debe ser abrupta).
- 2.- Extensión de las unidades a estudiar (uniformidad lateral)
- 3.- Mapas y Secciones Geológicas
- 4.- Estudios geológicos y/o geofísicos anteriores
- 5.- Vías de comunicación y centros habitados
- 6.- Vegetación y clima.

### III.2. PROBLEMAS HIDROLOGICOS.

En cada exploración con fines hidrogeológicos, se requiere - que los objetivos sean claramente fijados en términos geológicos - o geofísicos. No tiene sentido efectuar una exploración de SEV "pa - ra la búsqueda de agua subterránea", si no se ha efectuado antes - un estudio hidrogeológico que haya fijado los materiales o estructu - ras que deben buscarse.

La información geológica relativa a las formaciones que for - man la superficie y el subsuelo litológico, son necesarios en la in - terpretación correcta de datos de sondeos geoelectricos, además, - como datos de calibración de pozos en puntos seleccionados, son -

necesitadas ambas informaciones para el control y confirmación de los resultados de la investigación geológica.

Desde el punto de vista de la exploración geofísica, un importante requisito previo es el conocimiento del rumbo y la inclinación de las formaciones; esto debe ser conocido al menos de un modo general.

Para terreno estratificado horizontalmente, no hay ningún problema en la elección del perfil del sondeo. Mientras que en caso de capas inclinadas, la línea de sondeo es colocado paralelo a él conocido ó estimado rumbo de la formación.

Por lo tanto, el rumbo será conocido geológicamente, al menos aproximadamente y confirmado geofísicamente por tomar sondeos en ángulo recto el uno al otro (en cruz).

Por otra parte una inclinación de hasta  $15^{\circ}$  no afecta la naturaleza de las curvas de SEV apreciablemente.

Por lo general la exploración geofísica para agua subterránea es realizada por el método de resistividad eléctrica, comparativamente en el bajo costo.

Se ha visto de estudios realizados, que los sondeos eléctricos

verticales (SEV), es el método más adecuado para la investigación de agua subterránea en la mayor parte de acontecimientos geológicos.

Los sondeos eléctricos verticales (SEV) con el dispositivo - - Schlumberger (preferentemente) es recomendable para la exploración geofísica de agua subterránea, comparado con el dispositivo Wenner presenta la ventaja importante de ser menos sensitivo ante inhomogeneidades laterales a causa de la inmovilidad de los electrodos de potencial (M y N) durante una larga serie de mediciones consecutivas. Además, el trabajo de campo se efectúa con mayor rapidez.

La elección de los centros, como el espaciamiento y orientaciones de los SEV, debe de hacerse con cuidado especial cuando se trata de zonas de geología complicada, esta elección debe hacerse en base a fotografías aéreas con auxilio de mapas topográficos y toda la información geológica disponible del área.

### III.3 INSTRUMENTACION.

Los componentes necesarios para hacer mediciones de resistividad, incluye una fuente de energía, medidores de corriente y voltaje, electrodos, cables y carretes, la energía puede ser cualquiera de las dos, corriente directa ó alterna, de frecuencia baja

perfectamente menor que 60 Hz.

Si se emplea corriente directa, un conjunto de baterías (45 a 90 volts) pueden ser conectadas en serie para dar varios cientos de volts.

A causa de su capacidad límite de corriente y corta duración, estas fuentes tienen poca ventaja, excepto que son portátiles.

Para trabajos a gran escala es preferible utilizar un motor - generador, teniendo una capacidad de varios cientos de watts, el -- equipo a causa de su tamaño y peso es solamente semiportátil, este no es movido cuando los electrodos son cambiados.

Para evitar el efecto de polarización electrofítica causado por corrientes en una sola dirección, la polaridad de la corriente directa será invertida periódicamente, de cualquiera de las dos formas, a mano con un interruptor de inversión o por un conmutador o sistema de relevadores, siendo útil para alternar la dirección del flujo de corriente en intervalos de tiempo. La razón de conmutación puede alcanzar desde tres a cuatro veces un minuto a 100 veces -- por segundo.

La corriente alterna es también empleada en lugar de un conmutador (efectivamente onda cuadrada) de corriente directa.

Un oscilador transistor de onda seno de baja frecuencia, con un transformador de salida de pocos watts, hace una fuente portátil conveniente. Una mayor energía puede ser obtenido de un alternador movido por un electromotor.

Cada uno de estos dispositivos obviamente tiene ventajas particulares y limitaciones.

La fuente de corriente directa permite la medición de resistencia - el cual es deseable - , también mide potencial espontáneo, esto requiere de recipientes porosos, que serán usados como electrodos de potencial, entonces el efecto de potencial espontáneo deberá ser notado antes de que la fuente sea conectada, de cualquiera de las dos formas se puede eliminar, ya sea directamente ó por medio de una compensación de voltaje de la medida de potencial -- cuando está fluyendo la corriente.

Además, amplificadores de banda angosta, adaptadas a la fente de frecuencia puede ser empleada para incrementar la relación señal-ruido.

### III.3.1. MEDIDORES.

Con corriente directa ó periodo-largo conmutado de fuentes de corriente directa, la corriente es medida con un milliamperímetro

tro de corriente directa cuyo rango será de cerca de 5 a 500 mA, dependiendo del tendido de electrodos, tipo de terreno y energía utilizada.

El potencial es normalmente medido con un voltímetro de corriente directa, de alta impedancia de entrada ( 1 megohm o más grande) y alcance de 10mV a tal vez 20 volts.

Cuando la fuente es de corriente alterna es necesario utilizar medidores de este tipo de corriente.

Un aparato típico de resistividad con medidor de voltaje y corriente es ilustrado esquemáticamente en la figura 22.

Las mediciones de voltaje y corriente son hechas con instrumentos al contacto de bobinas, así que automáticamente la relación de voltaje y corriente es determinada, por consiguiente la resistencia. - Este instrumento es usualmente asociado con el nombre comercial Megger -, ha sido frecuentemente empleado para trabajos de resistividad.

Originalmente desarrollado con cables aislados, este aparato está adaptado para medir la resistividad del terreno, la energía es desarrollada por un motor generador de corriente directa, la reproducción es de cerca de 100 volts y una bobina de corriente --

directa, es conectada en serie de un lado, la reproducción es entonces conmutada sobre el eje del generador y aplicada a los electrodos de corriente, la razón de inversión es de 10 a 50 veces por segundo, siendo controlado por un regulador.

Los electrodos de potencial son conectados a un segundo conmutador sincronizado con el otro, el cual rectifica el potencial de la corriente alterna y aplicado a la bobina de potencial, esto es montado con la bobina de corriente, en una dirección tal, para hacer deflexionar la aguja que es proporcional a  $V/I$  y por consiguiente se obtiene la resistencia.

Este instrumento es mostrado esquemáticamente en la figura 23.

### III.3.2. ELECTRODOS Y CABLES.

Si la fuente es de corriente alterna, todos los electrodos pueden ser de acero, aluminio, bronce y cobre, el de acero inoxidable es probablemente el mejor para unir potencia y resistencia a la corrosión.

En cambio cuando se emplea, fuente de corriente directa, los electrodos de potencial serán recipientes porosos para su medición.

Los electrodos de corriente son generalmente de acero, clavadas a pocos centímetros del terreno, en áreas secas, los electrodos pueden ser mojados ligeramente alrededor con agua de sal para mejorar el contacto, y en donde la roca esta expuesta en la superficie y no pueda ser posible clavar una estaca (electrodo) en el terreno, en tal caso, un electrodo de corriente puede ser formado por la construcción de un pequeño cimiento de lodo alrededor de una pieza de cobre.

Las estacas simples pueden tener una resistencia de contacto, tan bajos como 10 ohms en suelos húmedos, suelos arcillosos y -- tan altos como decenas de cientos de ohms en suelos secos, suelos de arena o en suelos en el cual es compuesto primordialmente de humus o material vegetal, la resistencia de contacto en hielo o terreno congelado es aún más alto, alcanzando entre 1 a 100 megohms, dependiendo de la temperatura del material congelado.

La resistencia de contacto puede ser reducida, el cual se puede obtener con una estaca simple, compuesta de muchas estacas clavadas en el terreno a pocos centímetros, además pueden ser -- conectadas en paralelo, la resistencia total es aproximadamente -- igual a la resistencia promedio para una estaca simple dividida por el número de estacas conectadas en paralelo.

Los requerimientos para los electrodos en el circuito de medida cuando se emplea una fuente de corriente directa, son un poco diferente de los electrodos de corriente, la resistencia de contacto no es aproximadamente tan importante en el caso de electrodos de medición, como en electrodos de corriente, sin embargo los electrodos de medición deben ser eléctricamente estables.

Cuando una estaca de cobre o acero es clavada en el terreno, la diferencia de potencial entre el metal del electrodo y la solución electrolítica en el suelo poroso puede tomar minutos para alcanzar el equilibrio y puede variar durante este tiempo.

Un electrodo estable puede ser obtenido, utilizando un electrodo no polarizable, que consiste de una barra de metal sumergida en una solución por lo menos de sal, transportada en tazas de cerámica, tales electrodos son llamados recipientes porosos, como se ilustra en la figura 24.

El metal utilizado puede ser de cobre con una solución de sulfato de cobre, o metal de plata en una solución de nitrato de plata puede ser usado. Si la solución lleva un exceso de sal en forma de cristal, este será saturado, cuando la corriente pasa momentáneamente a través del electrodo, no hay cambio en la concentración del electrólito y el electrodo de potencial permanece constante

esencialmente.

La taza de cerámica usada como electrodo de potencial, debe de ser bastante permeable para que el flujo de agua pase de un lado a otro lentamente para mantener contacto entre el electrodo y el suelo húmedo, esta agua debe ser frecuentemente repuesta.

Los cables para conectar los electrodos de corriente a la fuente de energía, como los electrodos de potencial al circuito medidor no presenta requerimientos especiales, cables de poco peso son adecuados, excepto cuando la corriente es muy grande son requeridos.

Es importante que los cables tengan un buen aislamiento, puesto que las fugas entre el circuito de corriente y el circuito de medida, es uno de las fuentes principales de error en mediciones de resistividad, usualmente estos cables son enrollados en carretes portátiles, el aislamiento de plástico es más durable que el elástico, en contra de raspaduras y humedad, sin embargo algunos plásticos se deterioran con el tiempo y al paso de animales.

### III.4. PROCESO DE MEDICION DE CAMPO.

El proceso de ejecución de un SEV depende en parte de la distancia final AB a que se pretende llegar, desde el punto de vista, los SEV pueden clasificarse en cuatro grupos:

- a). - SEV cortos, con la distancia final AB hasta 200 m.
- b). - SEV normales, con la distancia final AB 200 m. y no superior a 2 o 3 km.
- c). - SEV largos, con la distancia final AB comprendida entre 2 o 3 km. y 30 o 40 km.
- d). - SEV muy largos o ultraprofundo, en los que se ha alcanzado (hasta ahora) para AB el valor máximo de 600 Km.

Esta clasificación se basa en la longitudes AB y no en las profundidades alcanzadas, ya que éstas dependen del corte geoelectrico.

Los SEV cortos se utilizan principalmente en Ingeniería Civil y Arqueología; los normales en investigaciones hidrogeológicas; los largos en exploración petrolera; y los muy largos para estudios de geofísica pura.

### III.5. TRABAJO DE CAMPO.

En base de estudios previos, los perfiles son distribuidos y orientados de acuerdo a la finalidad del trabajo del Área a explorar.

En el área se hace un levantamiento topográfico para marcar estos perfiles con sus puntos de sondeo como las estaciones que -- van a ser observadas con sus distancias respectivas a ambos lados del origen del sondeo, una vez señalado estos lugares, en donde -- se van a colocar los electrodos de corriente como de potencial, -- estos son colocados  $AB=4m.$  y  $MN=1m.$  respectivamente, después -- de esto se empieza a instalar a poca distancia del origen del sondeo, el equipo de medición, para conectar los carretes de cables -- al equipo como a los electrodos de corriente y potencial.

Terminada la preparación, el operador después de anotar los datos generales del SEV en la hoja de campo correspondiente, debe de compensar el potencial natural presente en los electrodos de potencial, y una vez hecho esto, se cierra el circuito de emisión, y se lee rápidamente los valores de  $\Delta V$  e  $I$  correspondientes a la primera estación, no obstante algunos aparatos dan la resistencia -- directamente, que al ser multiplicado por el factor geométrico  $P$  -- nos da la resistividad aparente.

En seguida, los obreros desplazan los electrodos A y B a la posición correspondiente a la segunda estación.

En cada estación debe de compensarse el potencial natural -- entre los electrodos de potencial M y N inmediatamente antes de --

cerrar el circuito de emisión.

Cuando los valores de  $\Delta V$  disminuyen rápidamente de estación a estación, es cuando el operador prevee que la lectura siguiente va a ser difícil de ser pequeña  $\Delta V$ , es entonces cuando procede la operación de empalme, esto es, el paso de un valor mayor de  $MN$ , generalmente de 10m. para el primer empalme, es decir 5m. a ambos lados del origen del sondeo.

Una vez realizada la lectura de  $\Delta V$  con  $MN=1m.$ , se repite - sin mover los electrodos A y B, con  $MN=10m.$  y luego se pasa a la posición siguiente de estos, para la cual vuelve a efectuarse dos lecturas de  $\Delta V$  con ambos valores de  $MN$ , las estaciones siguientes se hacen con  $MN=10.$  solamente, y así hasta que sea preciso un nuevo empalme, las distancias normales para  $MN$  son 1, 10, 50, 100, y 200 m., siempre habrá de ser  $MN \leq AB/5.$

El ayudante del operador es decir el calculista, debe de ir comprobando la calidad de los resultados que va obteniendo, por lo que debe de calcular y dibujar la curva de resistividad, si se observa que esta presenta saltos o irregularidades, debe de repetirse las estaciones donde presentan estos cambios bruscos, procurando eliminar las causas de error.

Por otra parte la comprobación de fugas debe de hacerse periódicamente. En terreno húmedo y terreno cubierto de barro, se efectúa varias veces en cada SEV, para ello se desconecta el cable de uno de los electrodos de corriente manteniendo su extremo aislado del suelo (lo detiene el obrero con guantes de goma), e inmediatamente se cierra el circuito de emisión, si las lecturas no son nulas existe una fuga en el extremo desclavado, después de comprobar en un extremo se hace lo mismo con el otro.

Debe de tenerse la mayor atención a estas fugas que pueden originar una tensión apreciable entre M y N, si están suficientemente cerca de ellos.

No deben descuidarse las medidas de seguridad, una vez clavado y conectado los electrodos de corriente, los obreros deben de manejar estos con guantes de goma y se deben de apartar de estos a una distancia apreciable antes de comunicar por el radioteléfono que la conexión está lista.

El operador, por su parte no cerrara el circuito de emisión, hasta estar seguro de que no hay personas y animales en la proximidad de los electrodos, ni tampoco consentir que haya personas estacionarias o transitando junto los electrodos de potencial, esta norma tiene por objeto proteger la exactitud de la medición y no a

las personas.

Cuando los cables pasan por un poblado, debe advertirse a los habitantes del peligro de estos cables, cuando cruzan sobre un camino carretera, debe sujetarse fuertemente a los lados, para evitar su arrastre por vehículos, ciclistas o peatones.

Los sondeos de longitud normal pueden hacerse con el operador y 5 peones. El aparato y el personal pueden transportarse en un vehículo.

Los sondeos cortos se efectúan del mismo modo que los de longitud normal, pero con la consiguiente simplificación de técnica y equipo. No son necesarios los radioteléfono y el número de obreros puede reducirse a 3.

La técnica de los sondeos largos, como es obvio, es más compleja. El cable, de gran aislamiento y poca resistencia óhmica, es pesado y voluminoso y ha de tenderse por medio de vehículos por todo el terreno, la fuente de alimentación de la línea AB ha de ser un grupo generador movido por motor de explosión y conectado a una caja de control provista de dispositivo inversor, la medida de AV debe hacerse por medio de un registrador.

### III.5.1. HOJA DE CAMPO.

La correcta anotación de las observaciones de campo, es uno de los factores que más influyen en la calidad de los resultados finales.

Es necesario que el operador anote los factores que pueden influir en la medición, como el estado y anomalías de los instrumentos, pruebas de fugas, estabilidad de la compensación, estado del tiempo, naturaleza y condiciones del terreno, etc. así como los accidentes topográficos, caminos, líneas eléctricas, etc.

También son muy importantes los datos geológicos, tales como naturaleza del recubrimiento y acarrees, afloramientos próximos, etc., debe incluirse también en cada hoja de campo un croquis de la situación del centro del SEV, con referencia a casas, caminos, etc.

Es muy conveniente utilizar para las hojas de campo casillas y columnas impresas, para todos los datos, el operador debe sacar una copia de cada hoja mediante papel carbón, la cual guardará en su poder, enviando el original a la oficina de interpretación y de este modo se evita la pérdida de las observaciones de campo.

Las hojas de campo nunca deben pasarse " a limpio " sino -

que deben utilizarse exclusivamente las tomadas en el campo, aunque estén manchadas de barro, o estropeadas, siempre que sean -- claramente legibles.

La figura 25 se reproduce una hoja de campo.

**C A P I T U L O   I V**

**PROCESAMIENTO Y CALCULO  
DE LOS DATOS DE CAMPO.**

Desde el comienzo de los SEV se han venido utilizando una serie de métodos de interpretación que se han ido abandonando por otros mejores. Nosotros emplearemos los métodos de Orellana y -- Mooney que son buenos y sencillos de aplicar.

Los datos tomados en las hojas de campo se reflejan en un gráfico, en el que se llevan en ordenadas las resistividades aparentes, y en abscisas la distancia que hay entre uno de los electrodos de corriente y el punto 0 de sondeo ( $OA = OB = AB/2$ ). Las escalas tomadas en ambos ejes son logarítmicas, para que la forma y tamaño de la curva sean independientes de las unidades utilizadas en las mediciones. El módulo del papel logarítmico es de 62.5 mm.

El papel empleado es transparente para facilitar la interpretación, mediante las curvas patrón, por superposición, obteniendo por lectura directa la resistividad y el espesor de la capa superficial. Como veremos, cada gráfico es la representación de un sondeo.

La curva está dibujada por puntos, que corresponden a cada estación, habiéndose unido los puntos mediante trazos continuos como se ilustra en la figura 26. Se observan en ella tres tramos escalonados produciéndose estos escalones al cambiar la distancia MN.

Tales escalones son de fácil corrección por desplazamiento --

hacia abajo del segundo y tercer tramo, esto se hace antes de hacer la interpretación. Se debe insistir en que los datos obtenidos en el campo han de ser lo más exacto que se pueda y obtenidos con aparatos de una cierta sensibilidad, para que las curvas, sobre las -- que se van a sacar las conclusiones del estudio, se acerquen lo más posible a la realidad.

Para el dibujo de la curva, las abscisas de los puntos las tomamos de la segunda columna de la hoja de campo, y las ordenadas habría que determinarlas mediante la ecuación que da la resistividad aparente para el dispositivo Schlumberger, aplicándola a cada estación.

**C A P I T U L O V**

**CRITERIOS DE INTERPRETACION**

Los datos obtenidos en las mediciones de resistividad del terreno, siguiendo la técnica descrita para los sondeos eléctricos verticales -- (SEV), se interpretan para buscar su equivalencia en términos geológicos, por los métodos de interpretación siguientes:

Métodos de interpretación Cualitativo e Empírico y Cuantitativo.

#### V.I. METODO DE INTERPRETACION CUALITATIVA.

Tiene por objeto una primera idea o aproximación de la estructura del subsuelo estudiado. En ella no se determina espesores ni resistividades en valor absoluto, sino relaciones de desigualdades, tales zonas de profundidad máxima o mínima de algún horizonte gusa, delimitación de áreas de diferentes condiciones geológicas.

La interpretación empírica suponen una correlación (dada por la experiencia) entre puntos singulares de la curva de resistividad aparente (máximos y mínimos, puntos de inflexión, etc) y la profundidad en el subsuelo a lo que se encuentra la discontinuidad que produce esta -- forma caracterfstica en la curva.

En la fase de interpretación cualitativa se clasifican las curvas -- en tipos, de acuerdo con su morfología, y se trazan mapas de la distribución de estos tipos sobre la superficie investigada, lo que permite -- establecer conclusiones sobre los rasgos geológicos generales de la zona.

También cuando se realizan perfiles eléctricos resistivos sucesivos, paralelos entre sí, pueden unirse los puntos de igual re ---

sistividad aparente y construir a modo de un plano topográfico, que nos presenta una imagen aproximada de lo que sucede en el terreno a la profundidad elegida.

Es un método rápido, que permite cubrir grandes áreas, para localizar fallas y accidentes estructurales bajo el manto de recubrimiento, y centrar estudios posteriores.

Otra forma de visualizar la interpretación cualitativa es el de trazar cortes que expresen la variación sobre la zona de algún perfil, así por ejemplo el que se lleva a cabo por medio de resistividades aparentes e isorresistividades.

Para analizar por medio de las resistividades aparentes es necesario construir una gráfica por sondeo, con los valores de  $\rho_a$  y la separación creciente de los electrodos.

Representando conjuntamente los resultados a lo largo de la traza del perfil, se obtiene una cierta imagen de la estructura eléctrica sin perder de vista cada gráfica en particular.

El trazado de las curvas de isorresistividades aparentes, con este tipo de diagrama se visualiza mucho mejor la estructura, aunque se pierde en parte la perspectiva individual de cada sondeo eléctrico.

Las isorresistividades se construyen de la siguiente manera:

Los puntos del SEV se dibujan en el perfil topográfico, en cada punto a lo largo del eje vertical se ponen los valores de  $AB/2$  - (para el arreglo Schlumberger) y en el eje horizontal se anotan los valores de  $\rho_a$  medidos con  $AB/2$ .

Después en base a estos valores de  $\rho_a$  se construyen las isorresistividades, la configuración de estas líneas caracterizan cualitativamente el corte geoelectrico.

En la figura 27 se ilustra este procedimiento, se muestra el corte de isorresistividades obtenido sobre una intrusión de tipo granodiorito de alta resistividad del orden de 400  $\Omega$ -m.

La interpretación cualitativa en general, procede a la interpretación cuantitativa y conjuntamente con toda la información geológica obtenida en el área estudiada, tanto de afloramientos, de registros eléctricos de pozo y cortes litológicos de perforaciones, conducirán a la interpretación final de los datos de la exploración eléctrica.

## V. 2. METODO DE INTERPRETACION CUANTITATIVA.

La finalidad de la interpretación cuantitativa, es averiguar la

profundidad ( $z$ ), espesor ( $e$ ) y resistividad ( $\rho$ ), de cada una de las capas que componen el corte geoelectrico del subsuelo del punto investigado en la superficie del terreno.

Para investigar estos parámetros existen diversos métodos:

El método de Tagg (1930) estableció un procedimiento ingenioso para resolver este problema, que hoy es abandonado por su lentitud, sólo es válido para cortes de dos capas, y sus resultados no son mejores que los obtenidos por otros métodos.

El método de imágenes de Hummel, el estableció las fórmulas teóricas correspondientes para varias capas, las fórmulas obtenidas por Hummel han sido tratadas por diferentes autores, para simplificarlas o adaptarlas a métodos de cálculo más rápidos.

Stefanescu (1930) estableció la fórmula que facilita la distribución de potencial sobre la superficie de un semiespacio constituido por capas estratificadas paralelas a la superficie.

Con esta fórmula se ha podido abordar y calcular curvas-teóricas para muchas combinaciones diferentes de capas isótropas homogéneas con diferentes espesores y resistividades, las cuales son usualmente gráficas en una escala bilogarítmica.

En teoría, bastara obtener la curva de resistividad aparente, dibujada en papel bilogarítmico transparente y superponerla sobre la curva-teórica o patrón de las colecciones que se tienen, hasta encontrar la coincidencia, los valores de las resistividades y espesores de las capas están definidas por la hipótesis de cálculo de la curva-teórica coincidente.

Las colecciones de curvas más conocidas en la actualidad son las siguientes:

Compagnie Générale de Géophysique (1955 y 1963) para dispositivo Schlumberger; dos, tres y cuatro capas.

Orellana y Mooney (1966) para dispositivo Schlumberger; dos, tres y cuatro capas.

Rijkswaterstaat (1970) para dispositivo Schlumberger; tres capas.

Aparte de estas colecciones, existe la de Mooney-Wetzel (1965) para dispositivo Wenner.

Estas curvas se representan en relación con el punto origen (l. "cruz"), en el que  $\rho_a = 1$  y  $AB/2 = 1$ . Por razones de conveniencia la resistividad  $\rho_1$  y el espesor  $e_1$  de la capa superficial, son -

tomadas como unidades para los parámetros correspondientes de las capas sub-superficiales.

Debido a este principio de construcción cualquier curva de resistividad gráfica en la misma escala puede ser comparada por superposición aún cuando sean diferentes los valores  $\rho_1$  y  $e_1$ , bastará trasladar la familia de curvas paralelamente, ya que el cambio de unidad equivalente a una multiplicación logarítmica se traduce en una traslación de cuantía  $\log \rho_1$  y  $\log e$ .

Un juego simplificado de curvas-patrón para condiciones de dos capas, consistiendo de una capa superficial teniendo debajo una capa de espesor infinito se muestra en la figura 28.

Las curvas dan la resistividad aparente solamente para unas cuantas relaciones de resistividad  $\rho_2 / \rho_1$  (es decir, resistividades de la capa del fondo) entre 0 y  $\infty$  como una función de  $AB/2$ .

Una familia de varios juegos de curvas-patrón requeridas para condiciones de tres capas son representadas por unas cuantas curvas en la figura 29. Son construídas para la condición  $\rho_3 = \rho_1$  y espesor infinito de la tercera capa.

El procedimiento para la interpretación de las curvas medidas del tipo de dos y tres capas es similar. La hoja de campo con la curva de resistividades medida, graficada en el mismo módulo de las curvas-patrón, usando la mitad de la distancia entre los electrodos de corriente como abscisa y el valor de resistividad co -

mo ordenada, es colocada en la parte superior del juego de curvas patrón y se mueven en tal posición que la curva medida coincide -- con una de las curvas-patrón dadas a una interpolada, cuando los sistemas de coordenadas de las hojas son paralelas. Entonces las coordenadas de la "cruz", leída en ohm-metros y metros respectivamente sobre los ejes de la hoja de campo corresponden a la verdadera resistividad  $\rho_1$  y espesor  $e_1$  de la capa superficial, la determinación de  $\rho_2$ , este parámetro es igual a  $\rho_a$ , leído en la hoja de campo, la cual es aproximadamente asintótica para la curva-patrón igualada.

Para condiciones de tres capas  $\rho_2$  y  $\rho_3$  son dadas por los valores de  $\rho_a$  que son aproximadamente asintóticos para las curvas-patrón igualadas. El espesor de la segunda capa es obtenido multiplicando  $e_1$  con el número en el círculo de la curva igualada.

Se comprende que el manejo de las curvas-patrón es complejo y tedioso, en la práctica con frecuencia es imposible localizar la curva-patrón que deseamos. Por este motivo se han buscado métodos más sencillos, Cagniard (1951) dedujo que bastaba disponer de las curvas-patrón correspondiente a dos capas, y de otros ábacos correctores de los valores obtenidos en el primer proceso.

Ebert (1943), Kalenov (1957), Zohdy (1965), Orellana (1966) y

otros han mejorado el método del punto auxiliar ó método de Ebert, cuyo fundamento teórico se basa en sustituir las capas superiores y la que se trata de analizar en el tramo considerado, por dos capas equivalentes, es decir, tales que tengan unas resistividades y espesores que produzcan el mismo efecto en los potenciales de la superficie del terreno, que son los que se miden.

La interpretación de curvas de resistividad del tipo multicapa es usualmente llevado a cabo con el método de punto auxiliar, en el cual las curvas-patrón de dos y tres capas son usadas en combinación con diagramas auxiliares.

Brevemente el principio del método es el siguiente:

El primer paso es determinar el espesor y resistividad  $e_1$  y  $\rho_1$  de la capa superficial y la resistividad  $\rho_2$  de la segunda capa. Luego estas dos capas son combinadas en una capa de reemplazamiento que junto con el tercer estrato constituyen otra vez el problema de dos capas.

Consecuentemente, el espesor de la capa de reemplazo y  $\rho_3$  pueden determinarse por medio de las curvas-patrón de dos capas. Después de eso los tres estratos superiores son combinados en una capa de reemplazo y el espesor de aquella y  $\rho_4$  son determinados y

así sucesivamente.

Así las resistividades de las capas individuales se obtienen su cesivamente durante el proceso de cálculo mientras que los espesores se obtienen de la corrección apropiada del espesor de las capas de reemplazo por diagramas auxiliares.

La interpretación puede ser realizada por un modo semejante al usar curvas-patrón de tres capas y diagramas auxiliares.

El método de punto auxiliar ha sido aplicado para resolver la curva de resistividad en la figura 30, que es un ejemplo de condiciones de cuatro capas. La primera cruz a la izquierda indica  $e_1$  y  $\rho_1$ . La segunda y tercera cruces corresponden al espesor y la resistividad de las capas de reemplazo a las dos superiores, respectivamente a los tres estratos superiores.

La interpretación a la que se llegó fué la siguiente, espesores de las capas: 2.5, 5.0 y 25 metros respectivamente; resistividades: 200, 1,000, 80 y 200 ohm-metros respectivamente.

En los resultados finales, la verdadera resistividad y el espesor de las capas individuales, son presentados en modo convencional por un diagrama de blocks que se parece a un registro de resistividades de un pozo.

La interpretación de los sondeos eléctricos verticales (SEV) -- se presentan en forma más amplia y en detalle en las obras de -- la bibliografía Nos. 1 y 10.

El método tratado hasta ahora es gráfico y por lo tanto, la -- exactitud de las resistividades y espesores o profundidades obtenidas será la propia del dibujo, y por lo que si se utiliza el cálculo numérico los resultados deben redondearse, ya que en el mejor de los casos no es posible reducir el error a menos de 5%.

La utilización de super-posición de curvas, da al geofísico una rápida solución aproximada.

En los últimos años, herramientas adicionales se han utilizado para el refinamiento de la interpretación inicial. El fácil acceso a la computadora digital ha hecho posible el cálculo de curvas-patrón para cualquier secuencia de capas eléctricas, al alcance de la mayor parte de los geofísicos.

Basado en la integral de Stephanesco, Van Dam (1967) ha desarrollado una denotación matemática para el cálculo de máquina -- de las curvas teóricas de resistividad aparente por medio de aproximación sucesivas.

Argelo (1967) ha escrito un programa basado en la denotación

de Van Dam, el cual puede ser usada para calcular curvas-patrón fácilmente.

La explicación a grandes rasgos de la realización del programa es el siguiente:

La función Kernel se descompone de acuerdo con Stefanescu (1930) en una razón de polinomios, la cual puede ser expandida en una serie, que representa la longitud total de la imagen polo a la profundidad  $d$  (siendo función de los coeficientes de reflexión), haciendo las sustituciones necesarias a la función potencial, se llega a una expresión contenido solamente una sumatoria.

El desarrollo matemático se puede ver con más detalle en el (Geophysical Prospecting, Vol. XV, No. 1, 1967, Pag. 71). Para la ejecución del programa, es necesario la entrada de los datos siguientes:

$N$  = Número de Capas;  $\rho_m$  = Resistividades de las Capas ( $m=1, 2, \dots, n$ );  $d_m$  = Profundidad de las Interfaces ( $m=1, 2, \dots, n-1$ ). En donde las profundidades (deben ser enteros).

El proceso de máquina consiste en el cálculo de los coeficientes, continua el cálculo hasta que 26 valores de resistividad aparente  $\rho_a$  del desarrollo sean menores a un valor  $E=0.001$  predeterminado, calculadas para 26 valores fijos de  $r$  espaciados equidis-

tantes sobre una escala logarítmica, extendiéndose de  $r=d_1$  hasta  $r=1000 d_1$  inclusive.

A continuación se da un ejemplo de aplicación de este programa, como se ilustra en la figura 30 A.

El procedimiento para la utilización de este programa es el siguiente:

Como primer paso se obtiene una interpretación aproximada usando la super-posición de curvas, con lo cual se obtiene resistividades y profundidades, estos valores van a ser los datos de entrada del programa.

El programa calcula la curva teórica del modelo obtenido por la interpretación inicial. La curva de campo y la teórica calculada son comparadas, la curva teórica calculada puede ser mejorada si es necesario, esto se logra volviendo a reinterpretar la curva de campo hasta obtener un buen ajuste.

Al final del Capítulo, se da el listado de este programa así como los resultados.

### V.3. COMENTARIOS FINALES.

De todo lo anterior expuesto, se deduce que existe limitacio-

nes en el método de exploración eléctrica resistiva.

Las principales ventajas del método SEV son su flexibilidad, - que le hace capaz de adaptarse a problemas y condiciones muy diversas, y susceptible a trabajar a profundidades tanto reducidas como muy grande, su económico costo en relación con otros métodos en especial respecto del sísmico.

El inconveniente más destacado son por una parte la dificultad de su interpretación correcta, que ha de ser efectuada por personas con una sólida formación geofísica y amplio conocimiento de geología, tectónica, morfología, hidrogeología, etc. ya que la interpretación, en su base en ciencias, pero en su realización es experiencia, intuición, lógica y arte.

La gran parte de las limitaciones anteriores son prescindidas, aumentando el número de sondeos en cada perfil y disminuyendo la distancia entre perfiles. La densidad de los sondeos en cada perfil será tanto mayor cuando mayor sea la complicación geológica de la zona o menor la profundidad a investigar. Como resumen, podemos decir que:

.- Para que se distingan dos terrenos es necesario que sus resistividades sean diferentes.

b). - Las resistividades no caracterizan unívocamente los materiales litológicos, pero están ligadas a su naturaleza, estado del agua y calidad de ésta.

c). - La exactitud de la interpretación de los sondeos eléctricos puede ser algo inferior al 5%, en circunstancias muy favorables. En circunstancias normales será inferior al 10%. En circunstancias desfavorables (heterogeneidad, anisotropía, buzamiento superiores a 20°, presencia de fallas) puede ser superior al 10 y al 20%. En casos extremos, llegan a no ser interpretables cuantitativamente los SEV.

d). - Para distinguir una capa de profundidad es necesario que exista contraste entre su resistividad y las capas que la limitan y que su espesor sea superior al 20-50% de la profundidad de su techo. A mayor contraste el espesor puede ser menor.

e). - El sondeo eléctrico da una interpretación media de una zona, tanto más amplia cuando mayor sea la línea de emisión con la que está relacionada.

Por consiguiente, no corresponde a una distribución del terreno en la vertical del punto sondeado, como sucede en los sondeos mecánicos.

f). - En algunas zonas existen capas muy resistivas o muy conductoras que actúan como pantalla e impiden obtener información sobre los materiales subyacentes a la pantalla, por lo que se hace necesario recurrir a otro método de exploración para resolver el problema propuesto.



```

101 C
102 C
103 C
104 C
105 C
106 C
107 C
108 C
109 C
110 C
111 C
112 C
113 C
114 C
115 C
116 C
117 C
118 C
119 C
120 C
121 C
122 C
123 C
124 C
125 C
126 C
127 C
128 C
129 C
130 C
131 C
132 C
133 C
134 C
135 C
136 C
137 C
138 C
139 C
140 C
141 C
142 C
143 C
144 C
145 C
146 C
147 C
148 C
149 C
150 C
151 C
152 C
153 C
154 C
155 C
156 C
157 C
158 C
159 C
160 C
161 C
162 C
163 C
164 C
165 C
166 C
167 C
168 C
169 C
170 C
171 C
172 C
173 C
174 C
175 C
176 C
177 C
178 C
179 C
180 C
181 C
182 C
183 C
184 C
185 C
186 C
187 C
188 C
189 C
190 C
191 C
192 C
193 C
194 C
195 C
196 C
197 C
198 C
199 C
200 C

```

1000081
1000082
1000083
1000084
1000085
1000086
1000087
1000088
1000089
1000090
1000091
1000092
1000093
1000094
1000095
1000096
1000097
1000098
1000099
1000100
1000101
1000102
1000103
1000104
1000105
1000106
1000107
1000108
1000109
1000110
1000111
1000112
1000113
1000114
1000115
1000116
1000117
1000118
1000119
1000120
1000121
1000122
1000123
1000124
1000125
1000126
1000127
1000128
1000129
1000130
1000131
1000132
1000133
1000134
1000135
1000136
1000137
1000138
1000139
1000140
1000141
1000142
1000143
1000144
1000145
1000146
1000147
1000148
1000149
1000150
1000151
1000152
1000153
1000154
1000155
1000156
1000157
1000158
1000159
1000160
1000161
1000162
1000163
1000164
1000165
1000166
1000167
1000168
1000169
1000170
1000171
1000172
1000173
1000174
1000175
1000176
1000177
1000178
1000179
1000180
1000181
1000182
1000183
1000184
1000185
1000186
1000187
1000188
1000189
1000190
1000191
1000192
1000193
1000194
1000195
1000196
1000197
1000198
1000199
1000200



1. ... (PUNTO A GRAFICO) ...  
2. ... DE ESTADOS = ...  
3. ... DE ESTADOS = ...  
END EXIT

169  
170  
171  
172  
173

00-1010002  
00-1010002  
00-1010002  
00-1010002  
00-1010002

URGENT 002 IS 0149 LHRG



MODELO 1 NUMERO DE ESTIACAS = 4 CONFIGURACION SCHUMLEGER

PROFUNDIDADES (METROS)

ACTIVIDADES (GRMS-METROS)

.1000E+04 .4000E+03 .1000E+03 .1000E+04



T	DISTANCIA	POLOS	RDAPP	LN(RDAPP)	RHO AFAN. NL NORMALIZADA (PUNTOS A GRAFICA)
1	.1000E+04	13	.91805E+00	-.30945E+00	.91805E+03
2	.13183E+04	14	.84804E+00	-.80515E+00	.84804E+03
3	.17378E+04	16	.73604E+00	-.11099E+01	.73604E+03
4	.22909E+04	23	.55333E+00	-.18890E+01	.55333E+03
5	.30200E+04	28	.43844E+00	-.29884E+01	.43844E+03
6	.39881E+04	33	.29997E+00	-.43577E+01	.29997E+03
7	.52811E+04	48	.20043E+00	-.53417E+01	.20043E+03
8	.69120E+04	65	.14076E+00	-.69944E+01	.14076E+03
9	.91201E+04	93	.11111E+00	-.77333E+01	.11111E+03
10	.12583E+05	109	.14522E+00	-.66909E+01	.14522E+03
11	.17378E+05	124	.17799E+00	-.62440E+01	.17799E+03
12	.22909E+05	145	.21944E+00	-.54888E+01	.21944E+03
13	.30200E+05	160	.27153E+00	-.47102E+01	.27153E+03
14	.39881E+05	176	.32267E+00	-.39884E+01	.32267E+03
15	.52811E+05	208	.40211E+00	-.32999E+01	.40211E+03
16	.69120E+05	223	.47829E+00	-.26999E+01	.47829E+03
17	.91201E+05	243	.55855E+00	-.21078E+01	.55855E+03
18	.12583E+06	278	.67047E+00	-.15888E+01	.67047E+03
19	.17378E+06	308	.79162E+00	-.12087E+01	.79162E+03
20	.22909E+06	331	.88512E+00	-.88877E+00	.88512E+03
21	.30200E+06	400	.95334E+00	-.60775E+00	.95334E+03
22	.39881E+06	473	.99291E+00	-.42853E+00	.99291E+03
23	.52811E+06	504	.97337E+00	-.18832E+00	.97337E+03
24	.69120E+06				
25	.91201E+06				
26	.12583E+07				
27	.17378E+07				
28	.22909E+07				
29	.30200E+07				
30	.39881E+07				
31	.52811E+07				
32	.69120E+07				
33	.91201E+07				
34	.12583E+08				
35	.17378E+08				
36	.22909E+08				
37	.30200E+08				
38	.39881E+08				
39	.52811E+08				
40	.69120E+08				
41	.91201E+08				
42	.12583E+09				
43	.17378E+09				
44	.22909E+09				
45	.30200E+09				
46	.39881E+09				
47	.52811E+09				
48	.69120E+09				
49	.91201E+09				
50	.12583E+10				
51	.17378E+10				
52	.22909E+10				
53	.30200E+10				
54	.39881E+10				
55	.52811E+10				
56	.69120E+10				
57	.91201E+10				
58	.12583E+11				
59	.17378E+11				
60	.22909E+11				
61	.30200E+11				
62	.39881E+11				
63	.52811E+11				
64	.69120E+11				
65	.91201E+11				
66	.12583E+12				
67	.17378E+12				
68	.22909E+12				
69	.30200E+12				
70	.39881E+12				
71	.52811E+12				
72	.69120E+12				
73	.91201E+12				
74	.12583E+13				
75	.17378E+13				
76	.22909E+13				
77	.30200E+13				
78	.39881E+13				
79	.52811E+13				
80	.69120E+13				
81	.91201E+13				
82	.12583E+14				
83	.17378E+14				
84	.22909E+14				
85	.30200E+14				
86	.39881E+14				
87	.52811E+14				
88	.69120E+14				
89	.91201E+14				
90	.12583E+15				
91	.17378E+15				
92	.22909E+15				
93	.30200E+15				
94	.39881E+15				
95	.52811E+15				
96	.69120E+15				
97	.91201E+15				
98	.12583E+16				
99	.17378E+16				
100	.22909E+16				

0.308  
0.405  
1.108  
1.888  
2.984  
4.348  
5.817  
6.985  
7.431  
7.341  
6.908  
6.248  
5.488  
4.718  
3.981  
3.297  
2.468  
2.108  
1.622  
1.208  
0.878  
0.688  
0.588  
0.248

**C A P I T U L O   V I**

**APLICACION DE LA GEOELECTRICIDAD  
A UN PROBLEMA ESPECIFICO.**

## REGION DE ZACATECAS, ZAC.

La región de Zacatecas se localiza en la porción central del altiplano, dentro de las llamadas zonas semidesérticas del país, -- donde no se encuentran escurrimientos superficiales de importancia y la precipitación pluvial es relativamente baja.

Los recursos hidráulicos de esta región se localizan principalmente en el almacenamiento subterráneo de sus acuíferos, de -- donde actualmente se abastece la Ciudad de Zacatecas, por medio de dotación aproximada de 200 lps para una población de 85,000 -- habitantes.

El suministro actual se encuentra en su límite de operación y; en vista de que el crecimiento futuro de la población dentro de 22 - años será de 207,000 habitantes, se requiere garantizar una dotación permanente y estable de 500 lps.

Por cargo de la Secretaría de Asentamientos Humanos y Obras Públicas, a través de su Dirección General de Construcción de Sistemas de Agua Potable y Alcantarillado, se realizó un estudio de tipo geohidrológico en los alrededores de la Ciudad de Zacatecas, - Zac. y definir una fuente segura de suministro de agua potable.

## VI.1. OBJETIVOS.

Los objetivos que se marcaron para la elaboración de este estudio fueron los siguientes:

- a). - Cuantificar la capacidad de explotación de las actuales fuentes de abastecimiento y localizar nuevas fuentes que puedan suministrar el caudal complementario para llegar a una dotación futura de 500 lps.
- b). - Cuantificar las nuevas áreas de capacitación y proponer las exploraciones y actividades necesarias para delinear las bases de un proyecto futuro de captación.

## VI.2. PROGRAMA DE TRABAJO.

Para proponer la metodología de investigación y elaborar un programa de trabajo, se decidió estudiar el área posible, localizada en el Valle de Calera-Benito Juárez, al occidente de la Ciudad. Esta decisión se tomó debido a que en el Valle se presentaban las condiciones más favorables con respecto a otras zonas. La localización de este Valle se presenta en el plano de la figura 31.

## VI.3. ACTIVIDADES DE CAMPO.

El programa de actividades de campo que se realizó fue el -

siguiente: Recopilación de Información, Actividades Piezohidrométricas de Campo, Reconocimiento Hidrogeológico y Fotointerpretación, Investigación Geofísica, Nivelación Diferencial, Procesamiento e Integración de Resultados e Informe Final. La recopilación de información estuvo enfocada hacia los datos que existen desde el punto de vista geohidrológico y que consiste en fotografías aéreas verticales, planos topográficos y geológicos editados con anterioridad, información piezométrica, calidad del agua en pozos y norias, información climatológica y geología del subsuelo y finalmente cortes litológicos y registros eléctricos de pozos perforados en el Valle.

Entre las actividades piezohidrométricas de campo se programo una actualización del censo del aprovechamiento, recorridos periódicos de la observación y la profundidad del nivel estático, muestreo de agua subterránea, ejecución de pruebas de bombeo y registro de operación de los aprovechamientos en el Valle.

Mediante los reconocimientos hidrogeológicos y la fotointerpre se pretendió conocer e identificar las diferentes formaciones geológicas que afloran en el Valle, para establecer un plano hidrogeológico, mediante el cual se pudieran definir las fronteras de los acuíferos. El programa anterior estaría apoyado con Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) de resistividad, a través de secciones longitudinal

y transversales a el Valle, definiéndose 21 sondeos. Para referir los brocales de los pozos se programó una nivelación diferencial a lo largo de 60 Km de longitud, por medio de la referencia de bancos de nivel de la DETENAL para conocer la elevación del nivel -- estático dentro de los aprovechamientos hidráulicos.

La información anterior se debería procesar, integrando los -- resultados bajo diferentes conceptos, para conocer la calidad del -- agua, espesores de materiales aluviales acuíferos, funcionamiento -- hidráulico y disponibilidad de los mismos, con el propósito de proponer las áreas de explotación. Finalmente, todos estos resultados se programaron para presentar en un informe final, apoyado con -- figuras, apéndices y planos anexos que mostraron los resultados -- obtenidos.

#### VI.4. HIDROGEOLOGIA.

Partiendo de la información geológica existente en los planos de la DETENAL y utilizando las fotografías aéreas verticales de la zona, junto con su interpretación estereoscópica respectiva en combinación con reconocimientos de campo, fué posible establecer el -- marco hidrogeológico de la región, para lo cual se describen los -- resultados obtenidos a continuación.

#### VI.4.1. FOTOINTERPRETACION.

Con la adquisición de los pares estereoscópicos de las fotografías aéreas verticales fué posible hacer una fotointerpretación hidrogeológica, para definir los contactos entre las diferentes formaciones que afloran dentro de la cuenca en estudio.

Esta actividad se llevó a cabo durante el primer mes de trabajo, pasándose dicha información al plano de la DETENAL, con el propósito de llevar a cabo su verificación de campo. En los días posteriores se hicieron reconocimientos geohidrológicos en el área de estudio, para verificar los contactos, reconocer las formaciones geológicas y determinar sus características cualitativas de permeabilidad, con el propósito de establecer el marco geométrico donde se encuentra y almacena el agua subterránea.

Basándose en la información de la fotointerpretación, los reconocimientos de campo y los datos de nomenclatura establecidos de otros levantamientos existentes, se formó el plano hidrogeológico de la cuenca que se presenta en el anexo No. 1

Esta fotointerpretación conjunta permitió también elaborar el programa de sondeos eléctricos verticales de resistividad que se desarrolló en la zona de interés, para fijar la localización de pozos

futuros de exploración y explotación.

#### VI.4.2. ESTRATIGRAFIA.

Tomando en cuenta las diferentes unidades identificadas, se pudo definir la columna estratigráfica, que se describe a continuación desde las formaciones más jóvenes, hasta las más antiguas -- que afloran en la zona.

##### Aluvión (Qal)

Se trata de materiales de aluvión compuesto de arena, gravas y arcillas que forman las partes bajas del Valle de Calera-Benito - Juárez (Anexo No. 1), fué posible diferenciar 2 grupos, unos que -- parecen materiales más arcillosos y de baja permeabilidad y otros que existen en una franja angosta pegada hacia la parte oriental de la cuenca, de materiales de mayor granulometría y por lo tanto -- más permeable.

##### Abanicos Aluviales y Depósitos de Pie de Monte (Qpt).

Esta unidad se pudo diferenciar formando principalmente las -- laderas de la sierra hacia la parte baja del valle. El valle está -- compuesto de materiales de arena y gravas parcialmente empacados en arcilla y a veces cementadas por medio de caliche.

Estas formaciones, dependiendo de su grado de cementación - son permeables en algunas partes e impermeables en otras; por lo tanto, se consideran parcialmente permeables.

#### Conglomerados (Qcg)

Esta unidad está constituida por conglomerados empacados en arcilla, que forman cuerpos regionales que se observan sobre la parte occidental del Valle de Calera-Benito Juárez y aislada en las partes altas de la Sierra. Se trata de formaciones que por su grado de cementación son prácticamente impermeables, localizándose generalmente en forma superficial en el valle.

#### Tobas Volcánicas (T)

Las tobas volcánicas están compuestas generalmente de materiales arcillosos y arenosos, formando lomas de pendiente suave - que delimitan el Valle de Calera-Benito Juárez hacia la zona poniente. Generalmente por su granulometría y compacidad se consideran como materiales impermeables.

#### Rocas Volcánicas (Igea)

Esta unidad se caracteriza por una gran heterogeneidad. Esta constituida por series estratificadas de tobas con cubiertas de cola

das de riolitas sumamente afalladas (R), con intercalaciones de ignimbritas. Esta formación, en lo que se refiere a su parte tobácea, es prácticamente impermeable y solamente las riolitas, cuando se encuentran fracturadas, presentan permeabilidad.

#### Areniscas Lutitas (Arsc-Lut)

Está formación, que puede estar constituida por rocas más antiguas, está representada por areniscas compactas y lutitas que tienen características de permeabilidad nula. Se encuentran aflorando en la sierra donde se localiza la Ciudad de Zacatecas en su parte norte. Desde el punto de vista hidrogeológico no tiene ninguna importancia.

#### Caliza (Clz)

En forma muy local se observan afloramientos en la parte alta de la Sierra de Zacatecas de caliza, que son formaciones calcáreas, pero debido a su extensión muy local se consideran como impermeables y no tienen ninguna importancia desde el punto de vista hidrogeológico.

#### Rocas Metamórficas (Met)

Estas rocas están representadas por esquistos y gneises, --

que son rocas totalmente impermeables. Se observan en el núcleo de la sierra en donde se localiza la Ciudad de Zacatecas y deben formar el basamento más profundo e impermeable existente en la región.

#### VI.4.3. GEOLOGIA GENERAL.

De acuerdo con las diferentes unidades que se pudieron identificar en el plano anexo. No. 1, se define una cuenca sedimentaria rellena de materiales aluviales, que están bordeadas fundamentalmente de rocas ígneas extrusivas ácidas del tipo de tobas arcillosas y arenosas y algunas coladas de riolitas, que a su vez descansan sobre relieve sepultado de rocas metamórficas y rocas sedimentarias, tales como areniscas, lutitas y calizas. Estos materiales aluviales presentan una zona de transición en su límite con las sierras circundantes, formadas por abanicos aluviales y depósitos de pie de monte de mayor permeabilidad que los materiales que forman las sierras.

El Valle de Caldera-Benito Juárez, anexo No. 1, la porción central baja presenta afloramientos de material aluvial arcilloso ( $Qa_1$ ) y de grano más grueso ( $Qa_2$ ), además de que se presentan conglomerados superficiales ( $Qcg$ ) de poco espesor, posiblemente descansando sobre tobas (T) o materiales ígneos (Igea). El basamento de este valle está constituido por las rocas metamórficas (Met) -

y las areniscas y lutitas (At-Lt), que solamente afloran al oriente del valle.

#### VI. 4. 4. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS.

Tomando en cuenta la información anterior y los datos de niveles piezométricos existentes en la región, se definen 3 unidades de importancia desde el punto de vista de funcionamiento hidrogeológico. La primera la constituyen los materiales aluviales de relleno del valle que existe en la zona y que están constituidos por arenas y gravas parcialmente empacados en materiales más arcillosos. Estos constituyen el receptáculo más importante de agua subterránea en la región, pero, debido a sus diferentes granulometrías, existen zonas en donde las permeabilidades de estos materiales de aluvión son mayores que en otras.

En segundo lugar se podrán mencionar los materiales transicionales que comunican las sierras con los materiales de aluvión del valle. Esta zona, que es parcialmente permeable, constituyen junto con los aluviones del valle la zona de recarga más importante a los acuíferos de la región.

Por último, se tienen todas las demás formaciones, como son las rocas volcánicas, las tobas, los conglomerados y las rocas de

los núcleos impermeables, como son las metamórficas que delimitan el basamento impermeable de la región. Cabe mencionar que -- las riolitas, cuando se encuentran fracturadas, pueden constituir zonas acuíferas, pero actualmente, no se tienen evidencia para poder confirmar lo anterior.

Los cortes litológicos y registros eléctricos de los pozos localizados en el plano anexo 1, aportan información que puede ser útil para determinar las características hidrogeológicas del valle, sin embargo, estos datos tienen diversas procedencias y por lo tanto diferentes puntos de vista de clasificación de materiales, además de que los registros eléctricos son de diferentes fuentes. Por tal motivo, sólo se describen a grandes rasgos en este capítulo, reinterpretándose la información obtenida en cada pozo con la correspondiente a la geología superficial del plano correspondiente.

En la zona Calera-Benito Juárez se contó con 9 pozos con información litológica y de registros eléctricos, los cuales corresponden principalmente a fuentes de abastecimiento de agua potable de los poblados del valle.

El pozo de agua potable de Calera (No. 50), con 392 m de profundidad, presenta posible roca desde la profundidad de 370 m, con zonas productivas de los intervalos 110 - 160 m y 230 - 370m,

en materiales de gravas, arcillas y arenas intercaladas.

El pozo No. 34 de agua potable de Fco. I Madero cortó una colada de riolitas en el intervalo 185 - 200 m y aunque no se distinguen zonas productoras en su registro eléctrico, el corte litológico indica que sobre la riolita existen intercalaciones de gravas, arcillas y arenas y bajo esta colada, hasta la profundidad total de 296 m, se cortaron tobas arcillosas.

El otro pozo de agua potable de Víctor Rosales (No. 82), tiene 202 m de profundidad y su registro eléctrico demuestra que debe producir en el intervalo 60 - 120 m, en materiales también de gravas y arcillas y arenas.

Finalmente, en los bordes del sur del valle del anexo No. 1, existen 6 pozos de agua potable, correspondiente a las poblaciones El Maguey (No. 28) con 140 m de profundidad, Miguel Hidalgo (No. 24) con 150 m de profundidad, Benito Juárez (No. 20) con 202 m de profundidad, La Soledad (No. 12) con 158 m de profundidad, Machines (No. 1) con 143 m de profundidad y García de la Cadena (No. 5) con 150 m de profundidad. De estos pozos, los que cortaron riolitas fueron: No. 28 en los intervalos 30 - 75m y 102 - 140 m, No. 24 en 15 - 60m y 72 - 150 m, No. 1 en 129-144 m y No. 5 en los intervalos 63 - 78 y 111 - 130 m.

Por lo general cortarón dos coladas de riolitas, pudiendo ser productoras en sus fracturas, o bién en las zonas intermedia entre estas, donde se encontraban materiales granulares.

De acuerdo con lo anterior, las zonas productoras de este valle están localizadas en las intercalaciones entre las coladas de riolitas y en los materiales granulares depositados entre ellas.

La recarga que recibe puede estar en las laderas del valle, o bién en los mismos afloramientos de rocas ígneas, que a través de sus fracturas alimentan subterráneamente a los acuíferos del subsuelo de las porciones planas centrales, explotadas por los pozos que las atraviesan a diferentes profundidades.

#### VI.5. INVESTIGACION GEOFISICA.

Como complemento para el estudio geohidrológico desarrollado para la zona de Zacatecas, con el objeto de definir la geometría del acuífero, se desarrolló un programa de 21 sondeos eléctricos verticales de resistividad para determinar las características geométricas y litológicas del valle aluvial.

Estos sondeos se ejecutaron en el Valle de Calera, formando 4 secciones, perpendicular y paralelas a el eje del valle, con el propósito de elaborar perfiles de resistividad y en su caso efectuar

una determinación de la base acuffera y el espesor de sedimentos permeables. La localización de estas 4 secciones se presenta en el plano anexo No. 2.

#### VI.5.1. EQUIPO EMPLEADO.

La metodología seleccionada para efectuar los sondeos consistió en la utilización de un arreglo tetrapolar tipos Schlumberger, -- como se indica en la figura No. 32, utilizando los electrodos A y B para inyección de corriente y los electrodos M y N para las lectu-- ras de potencial, midiéndose la corriente en miliamperes y el poten-- cial en milivolts. Para este arreglo también se utilizó una relación de espaciamiento de tal forma que la abertura MN, fuera siempre -- menor o igual a la quinta parte de la abertura AB, utilizando la -- abertura AB/2 para la profundidad aparente de investigación.

De acuerdo con este tipo de arreglo es posible calcular la -- resistividad aparente de las formaciones a través de la siguiente -- fórmula:

$$\rho = \frac{\pi}{4} \cdot \frac{AB^2 - MN^2}{MN} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

donde:

$$\rho = \text{Resistividad aparente en ohms} \cdot \text{m.}$$

- AB = Separación entre electrodos de corriente en m.  
 MN = Separación entre electrodos de potencial en m.  
 AV = Potencial en milivolts  
 I = Corriente en miliamperes.

Para lograr estas lecturas se utilizó un resistivímetro marca ICG modelo 200, que consiste en un voltímetro de precisión con alta impedancia de entrada (100 megohms), capaz de medir lecturas desde 0.1 milivolts hasta 1,000 volts, además de un amperímetro de precisión para medir la corriente desde valores mínimos de 1 miliampere hasta 3 amperes.

Para la inyección de corriente se utilizó una fuente de corriente alterna, que rectificadas a través de un transformador, se pueden elevar los voltajes en forma escalonada desde 200 hasta 1,000 volts, y producir una inyección de corriente continua en el terreno.

El equipo adicional está compuesto de electrodos de bronce, o bien tazas de cerámica con electrodos de cobre y electrodos de acero, cable suficiente para las aberturas máximas y equipos portátiles de radio para la comunicación con el personal que se encuentra en los extremos del sondeo.

Durante los trabajos de campo se mantiene un control conti-

AB	= Separación entre electrodos de corriente en m.
MN	= Separación entre electrodos de potencial en m.
$\Delta V$	= Potencial en milivolts
I	= Corriente en miliamperes.

Para lograr estas lecturas se utilizó un resistivímetro marca ICG modelo 200, que consiste en un voltímetro de precisión con alta impedancia de entrada (100 megohms), capaz de medir lecturas desde 0.1 milivolts hasta 1,000 volts, además de un amperímetro de precisión para medir la corriente desde valores mínimos de 1 miliampere hasta 3 amperes.

Para la inyección de corriente se utilizó una fuente de corriente alterna, que rectificad a través de un transformador, se pueden elevar los voltajes en forma escalonada desde 200 hasta 1,000 volts, y producir una inyección de corriente continua en el terreno.

El equipo adicional está compuesto de electrodos de bronce, o bien tazas de cerámica con electrodos de cobre y electrodos de acero, cable suficiente para las aberturas máximas y equipos portátiles de radio para la comunicación con el personal que se encuentra en los extremos del sondeo.

Durante los trabajos de campo se mantiene un control conti-

nio de las observaciones, graficando los resultados y haciendo los cálculos preliminares para mantener la continuidad de las observaciones que se obtengan.

Este primer intento de interpretación también se lleva a cabo a través de secciones, relacionando los sondeos próximos entre sí con el tipo de materiales que se observen en la superficie, para evitar repeticiones de sondeos en el campo.

#### VI.5.2. METODOLOGIA DE INTERPRETACION.

Una vez que se obtiene los datos de campo con la interpretación preliminar se procesan para graficarlos en papel doble logarítmico, utilizando como ordenadas la resistividad aparente calculada y como abscisas el semiespaciamiento entre los electrodos de corriente, para después compensar las gráficas uniendo los empalmes entre las lecturas y formando las secciones.

Se presentan en la figuras 33,34 las gráficas que representan los sondeos que forman la Sección 1, donde aparece su numeración, profundidad de contactos identificados y valor de la resistividad calculada para cada una de las capas.

La interpretación de estos sondeos se lleva a cabo utilizando curvas tipo para dos y tres capas, con ábacos de punto auxiliares,

mediante las cuales se calcula la profundidad a que se encuentra cada una de las diferentes capas, con su valor de la resistividad.

Con estos resultados fué posible posteriormente relacionar -- cuerpos con resistividad similares y espesores parecidos para construir perfiles donde se presenta la interpretación definitiva de estas investigaciones geofísicas.

La interpretación de estos sondeos en forma individual toma -- en consideración que existe un medio semi-infinito continuo, en donde de las diferentes resistividades encontradas dependen de varios factores, de los cuales principalmente son los siguientes:

La porosidad del material influye en el valor de la resistividad, disminuyendo ésta cuando se encuentra saturado y aumentando como no lo está; el contenido de sales que tiene el agua en los intersticios del material, cuya resistividad se está midiendo, influye disminuyendo su valor mientras más alta sea la concentración y -- aumentando cuando ésta es menor; finalmente, el grado de compacidad del material se refleja con una resistividad alta cuando es -- compacto y en la resistividad baja cuando no lo es.

Además de lo anterior, cuando los materiales tienen un gran porcentaje de finos, como por ejemplo arcillas, limos, etc., la re

sistividad de dichos materiales disminuye considerablemente y en -- cambio aumenta cuando dicho material representa una roca, o bien una formación compacta e impermeable.

### VI.5.3. PERFILES GEOFISICOS.

Como se muestra en el plano anexo No. 2, con los 21 sondeos eléctricos verticales de resistividad se formaron secciones transversales al Valle de Calera y una longitudinal, para construir perfiles donde se interpretaron los diferentes cuerpos con resistividades similares.

De las 4 secciones formadas, 1 es paralela a el eje longitudinal del valle y 3 son transversales.

La construcción de estos perfiles se apoyó en la topografía - que tienen los planos de la DETENAL a escala 1:50,000 y en los -- afloramientos de las formaciones geológicas que se presentan en la zona. La interpretación de estos perfiles presenta principalmente - el contacto entre materiales de relleno y/o roca, o bien entre ma- teriales menos compactos y más compactos.

Además se utilizó la información existente de profundidad de nivel estático y de registros eléctricos de pozos existentes en la -- zona. A continuación se describe cada una de las secciones.

### VI.5.3.1. SECCION DE SEV I (Véase Anexo No. 3.)

Esta sección tiene una orientación general WNW-ESE, partiendo del poblado de Francisco I. Madero hacia el oriente en forma transversal al Valle de Calera.

La amplitud total investigada es de 6 Km y fué efectuada la investigación por medio de 5 sondeos numerados del 1 al 5, cuyo espaciamiento medio entre los sondeos fué de 1.5 Km. La sección tuvo por objeto investigar la profundidad de los posibles materiales acuíferos que rellenan el Valle de Calera.

De acuerdo con la interpretación obtenida se define en los 5 sondeos un relieve sepultado de alta resistividad con valores hasta de 355 ohms-m que tiene profundidades que varían entre 310 y 160 m. Sobre este relieve resistivo se detecta horizontes con valores variables desde 12.2 hasta 27 ohms-m, que pudieran corresponder a los materiales acuíferos en la zona.

Es de mencionar que la resistividad de 12.2 ohms-m observada a la altura del sondeo 1 pudiera ser el reflejo de materiales más arcillosos, mientras que los materiales de mayor resistividad que se observan en los sondeos 2, 3 y 4 pueden corresponder a acuíferos de mejor calidad.

Sobre el lado oriental de la sección, al oriente del sondeo 5, se observa un escalón de falla que se refleja en parte por las altas resistividades observadas en el citado sondeo. Los materiales que se identificaron sobre la línea del nivel estático deben corresponder a la zona no saturada del valle.

En este perfil se proyectó el pozo No. 34, con profundidades de 300 m, cuyo corte coincide aproximadamente con la interpretación de resistividades. La colada de riolitas en el intervalo 186 -- 204 m es muy delgada y está a una profundidad tal que no es posible identificarla en el sondeo No. 2.

#### VI.5.3.2. SECCION DE SEV II (Véase Anexo No. 4).

Esta sección presenta una orientación similar a la I, con una extensión total de 11 Km. Fué investigada por medio de 7 sondeos eléctricos verticales de resistividad numerados del 6 al 12, cuyo espaciamiento medio entre sondeos fué de 1.5 Km.

Esta sección es transversal al valle en estudio en su parte superficialmente más amplia.

La observación de la interpretación de esta sección indica que el valle aluvial es de menor extensión que la superficial que se observa, debido que a la altura del sondeo 11 el relieve resistivo --

se encuentra ya a una profundidad de 10 m, por lo que la sección acuffera probable se localiza únicamente entre los sondeos 6 y 10. Igualmente aquí existe el relieve resistivo profundo con valores de 320 ohms-m y un máximo de 360 m a la altura del sondeo No. 8.

La resistividad hacia los sondeos 6 y 7 de la parte acuffera es relativamente baja, por lo que pudiera tratarse de materiales más arcillosos, siendo la zona más favorable desde el punto de -- acuffero la que se ubica entre los sondeos 8 y 9. Las resistividades en general de los materiales acufferos oscilan entre 6.5 y 46 ohms-m, los cuales se encuentran bajo el nivel estático del valle.

Este perfil proyectó el corte litológico del pozo No. 5, el -- cual tiene una profundidad de 150 m y desde los 63 m se presentan coladas de riolitas. Estos cuerpos resistivos coinciden con la interpretación resistiva del perfil.

#### VI.5.3.3. SECCION DE SEV III (Véase Anexo No. 5).

Esta sección tiene una orientación igualmente WNW-ESE y es transversal a la posible salida del Valle de Calera, inmediatamente al sur del poblado de Benito Juárez. Esta sección tiene una amplitud de únicamente 3.5 Km y fué investigada por 3 sondeos numerados del 13 al 15, con un espaciamiento medio de 1.75 Km.

La interpretación indica que el basamento resistivo es mucho más somero que en el resto del valle, encontrándose a profundidades desde mínimos de 85 m hasta máximos de 100 m.

La resistividad de los materiales acuíferos varía de 12.5 a 54 ohms-m y la de los materiales resistivos del basamento se encuentra alrededor de 100 ohms-m. La sección acuífera se marca bajo el nivel estático de los acuíferos, sobre la cual se encuentra el material no saturado.

En este perfil se proyectó el corte litológico del pozo No. 1, el cual tiene 144 m de profundidad y desde los 129 m se cortó riolitas, concordando con los resultados resistivos interpretados.

#### VI.5.3.4. SECCION DE SEV IV (Véase Anexo No. 6).

La sección IV es transversal a las anteriores y longitudinal al Valle de Calera en investigación. Tiene una orientación NE-SW y una longitud total de 13.5 Km. El espaciamiento medio entre los sondeos fué de 1.7 Km y abarca los sondeos Nos. 16, 14, 17, 18, 9, 19, 20, 21, y 3, o bien un total de 9 sondeos eléctricos verticales de resistividades.

De la interpretación de esta sección se desprende que el Valle de Calera representa una hondonada profunda con valores máxi

mos de 460 m a la altura del sondeo No. 19, delimitados lateralmente por zonas de mayor resistividad, que pudieran representar basamentos rocosos.

En el sondeo 16 existe un cierre casi total, ya que la roca resistente se observa desde los 30 m de profundidad. Se observa además en el sondeo 21 un cierre parcial a la profundidad de 50 m, - que pudiera subdividir el Valle de Benito Juárez del de Calera, por lo que pudiera ser una cuenca independiente hasta cierto nivel de la parte norte del valle, que actualmente se encuentra en sobre explotación.

En forma similar a las secciones anteriores, también en esta se marca la zona acuffera bajo el nivel de saturación. Sobre este perfil longitudinal se proyectaron los cortes litológicos de los pozos Nos. 1, 12, 20, de los cuales sólo el No. 1 tiene cortado riolitas desde la profundidad de 129 m.

El pozo No. 20 no aporta nada significativo al perfil resistivo y el No. 12 no presenta riolita en sus 158 m, aunque el sondeo No 16 indica un cuerpo bastante resistivo desde la profundidad de 30 m.

#### VI.5.4. RESULTADOS.

Con la interpretación conjunta de los 4 perfiles de resistivi--

dad de los anexos Nos. 3 al 6 y de los 5 cortes litológicos en que se apoyaron, fué posible definir que la formación acuífera de la porción sur de este Valle de Calera-Benito Juárez se encuentra en los materiales aluviales superficiales al sur de Benito Juárez y en las tobas arcillo-arenosas que las subyacen.

Evidentemente las formaciones riolíticas del subsuelo se encuentran depositadas en forma de coladas, que pueden tener continuidad con los afloramientos en la superficie y que inclusive pueden ser permeables por fracturamiento, aunque esto último no fué posible probarlo.

Este Valle de Calera-Benito Juárez presenta espesores saturados hasta de 400 m bajo el nivel estático de sus acuíferos, aunque por lo general tienen bajas resistividades, del orden de 10 a 20 -- ohms-m. Sin embargo, la porción oriental de la sección II (entre los sondeos Nos. 8 y II) y aproximadamente la porción sur de la sección IV (entre los sondeos No. 9 y 16), tiene mejores posibilidades acuíferas, pues sus resistividades son mayores y no parecen estar contaminadas con materiales acuíferos. Por lo tanto, en el plano anexo No. 2 se proponen dos localizaciones para perforar -- pios de exploración y confirmar estos resultados.

Dichas perforaciones deben hacerse hasta profundidades máximas de 300 m, o bien cuando encuentren materiales compactados -- impermeables.

## VI.6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Los resultados alcanzados en las investigaciones de campo y gabinete que se presentaron en el capítulo anterior, se resumen en el presente capítulo, ordenándolos de acuerdo con la importancia -- que tienen en las conclusiones que se presentan para cada valle. Estas conclusiones están enfocadas hacia la disponibilidad hidráulica y cuantificación de sus recursos, para posteriormente presentar las recomendaciones pertinentes, en el caso de que se requiera llevar a cabo las exploraciones necesarias para su confirmación.

### VI.6.1. CONCLUSIONES

1a.- La futura área de captación de agua subterránea para suministrar la dotación de agua potable a la Ciudad de Zacatecas puede -- estar, con mayores posibilidades en la de Benito Juárez, por tener mejores condiciones aparentes de recarga de los acuíferos.

2a.- El área de Calera, al noroeste de la Ciudad de Zacatecas, se encuentra sobreexplotada por la densidad de extracción de agua subterránea que se origina en los pozos agrícolas que ahí se localizan,

los cuales pueden estar influyendo en la abatimiento de los niveles de los pozos actuales de agua potable. Este valle recibe una recarga menor de  $14.5 \times 10^6 \text{m}^3$ /año, que es el valor calculado de extracción que tiene, considerando que existen abatimientos residuales en los niveles piezométricos de los acuíferos.

3a. - El área de Benito Juárez debe recibir una recarga mínima de  $7.9 \times 10^6 \text{m}^3$ /año, de los cuales  $3.2 \times 10^6 \text{m}^3$ /año se descargan a través de la explotación de pozos,  $0.6 \times 10^6 \text{m}^3$ /año salen como flujo subterráneo y  $4.6 \times 10^6 \text{m}^3$ /año se evaporan a la atmósfera. La disponibilidad de este valle está en la intercepción del flujo subterráneo y en el drenado de los acuíferos para evitar pérdidas por evaporación.

4a. - La calidad del agua subterránea es bastante aceptable en ambos valles, con concentraciones de sólidos totales disueltos menores de 1,000 p.p.m., sin sobrepasar casi ninguna de las normas de calidad de sus constituyentes iónicos. Los sitios donde se sobrepasan algunos de ellos, considerados principalmente como dureza total, se deben a resultados de análisis químicos practicados en norias someras, que no tienen protección superficial y están sujetas a contaminación.

5a. - Las condiciones hidrológicas son más favorables en el Valle

de Benito Juárez, porque tienen niveles estáticos más someros, -- condiciones litológicas más permeables, mayores espesores y las -- fronteras impermeables laterales se encuentran más alejadas, permitiendo un almacenamiento subterráneo mayor.

#### VI.6.2. RECOMENDACIONES.

1a. - Se recomienda el Valle de Benito Juárez por las condiciones hidrogeológicas mencionadas en las conclusiones anteriores, por lo que es necesario que se continúe con las observaciones piezométricas de campo, consistentes en observación mensual de niveles estáticos, ampliación de pruebas de bombeo en pozos equipados y disponibles, ampliación de programa de sondeos eléctricos verticales entre los valles de Calera y Benito Juárez y finalmente que se procece toda la información para integrarla en otra interpretación que cuente cuando menos con un año de observaciones piezométricas.

2a. - Para confirmar algunos de los resultados encontrados en las -- investigaciones geofísicas, es muy conveniente que se lleven a cabo exploraciones directas entre los Valles de Calera y Benito Juárez -- y en la porción central de este último, primero para comprobar la existencia de una frontera impermeable sepultada y segundo para definir las características hidráulicas de los acuíferos en las nuevas áreas de captación de agua potable.

3a. - Los pozos de agua potable que se encuentran en el Valle de Calera, a la altura de Padre Santo, pueden seguir funcionando hasta que las condiciones piezométricas lo permitan, pues la disminución paulatina del almacenamiento de los acuíferos provocará en un tiempo no muy lejano que los niveles dinámicos se profundicen tanto que sea incosteable su explotación.

Debido a que en este valle no se puede eliminar la extracción para usos agrícolas, podría ser muy conveniente canjear el área -- Benito Juárez y vedarla a otros usos fuera de los potables.

4a. - En el plano anexo No. 2 se presenta la localización de 20 sondeos eléctricos verticales de resistividad que se recomiendan para ejecutarse en el valle, para definir con mayor certeza las características del subsuelo en las futuras áreas de captación. Así mismo, se localizaron también 2 sitios para exploración por medio de pozos con profundidades máximas de 300 m, o bien cuando alcanzan el basamento del valle, para programar las futuras localizaciones de los pozos de explotación.

CAPITULO VII

BIBLIOGRAFIA

## VIII. BIBLIOGRAFIA

1. - BHATTACHARYA P.K et PATRA H.P. DIRECT CURRENT GEOELECTRIC SOUNDING - ELSEVIER. 1968
2. - CANTOS FIGUEROLA JOSE TRATADO DE GEOFISICA APLICADA SECCION DE PUBLICACIONES DE LA E.T.S. DE INGENIEROS DE MINAS MADRID, 1974.
3. - DOBRIN M. B. INTRODUCTION TO GEOPHYSICAL PROSPECTING. MCGRAW-HILL. NEW YORK. 1976
4. - D.K. TODD GROUND WATER HIDROLOGY JOHN WILEY AND SONS. INC. 1959.
5. - HEILAND C.A. GEOPHYSICAL EXPLORATION PRENTICE HALL. NEW YORK 1946.
6. - JEAN LOUIS ASTIER GEOFISICA APLICADA A LA -- HIDROGEOLOGIA. PARANINFO-MADRID. 1975.
7. - KELLER G.V. et FRISCHKNECHT F.C. ELECTRICAL METODS IN GEOPHYSICAL PROSPECTING PERGAMON-PRESS. 1966
8. - KUNETZ. GEZA PRINCIPLES OF DIRECT CURRENT RESISTIVITY PROSPECTING GEBRUDEN BORNTRAEGER BERLIN. NICOLASEE. 1966.

9. - ORELLANA E.

PROSPECCION GEOELECTRICA  
EN CORRIENTE CONTINUA --  
PARANINFO- MADRID 1972.

10. - ORELLANA E. Y  
MOONEY H.M.

TABLAS Y CURVAS-PATRON --  
PARA SONDEOS ELECTRICOS  
VERTICALES (En Ingles y Espa-  
ñol). MADRID 1966.

11. - PARASNIS D.S.

GEOFISICA MINERA- PARANIN-  
FO-MADRID. 1971

12. - PARASNIS D.S.

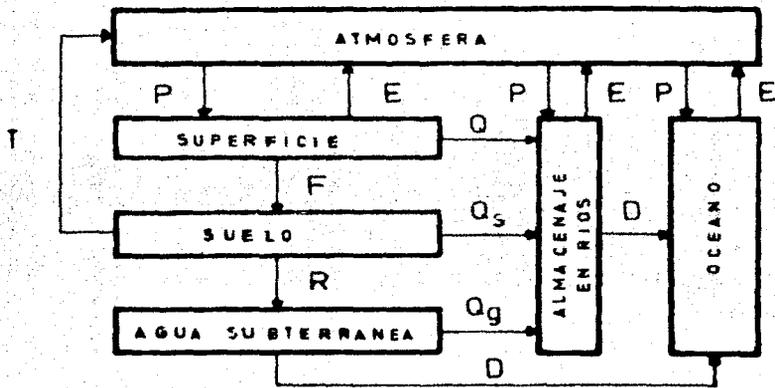
PRINCIPIOS DE GEOFISICA - --  
APLICADA - PARANINFO- --  
MADRID. 1970

13. - W.M. TELFORD, L.P.  
GEL-DART, R.E. - --  
D.A. KEYS

APPLIED  
GEOPHYSICS  
CAMBRIDGE  
UNIVERSITY PRESS. 1976.

14. - SAHOP.

ESTUDIO GEOFISICO DE LA --  
REGION DE ZACATECAS, ZAC.



E - EVAPORACION    P - PRECIPITACION    T - TRANSPIRACION  
 Q - ESCURRIMIENTO SUPERFICIAL     $Q_s$  - ESCURRIMIENTO SUBSUPERFICIAL     $Q_g$  - ESCURRIMIENTO SUBTERRANEO  
 F - INFILTRACION    D - DESCARGA A LOS OCEANOS    R - RECARGA

Fig. 1

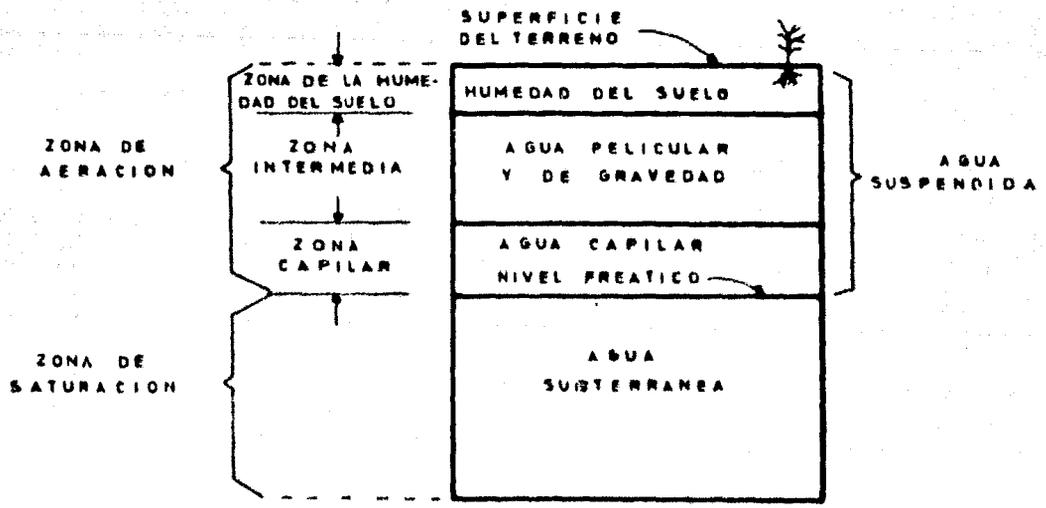


Fig. 2

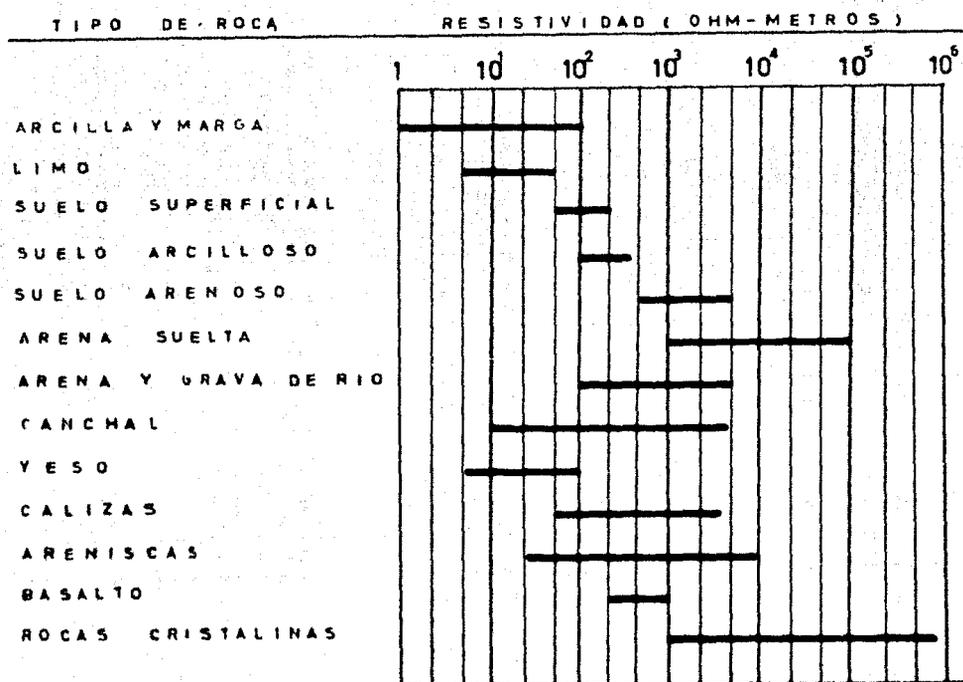


Fig. 3

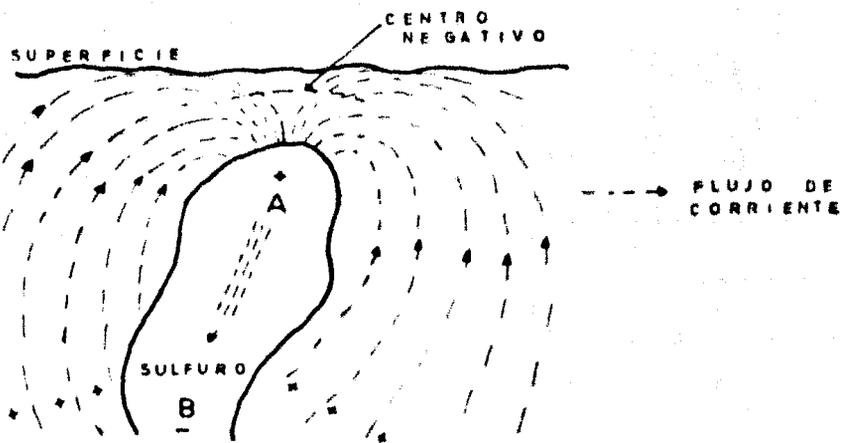


Fig. 4

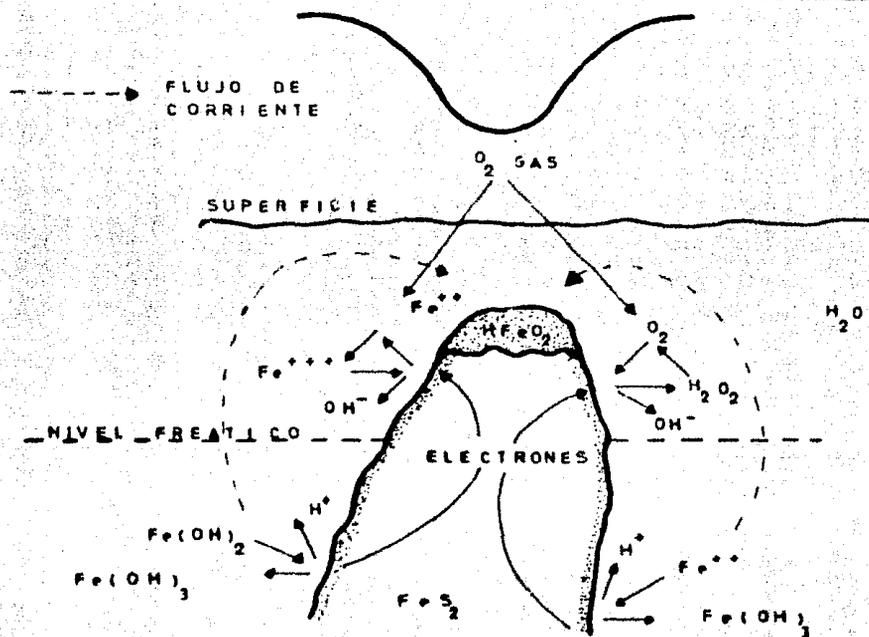
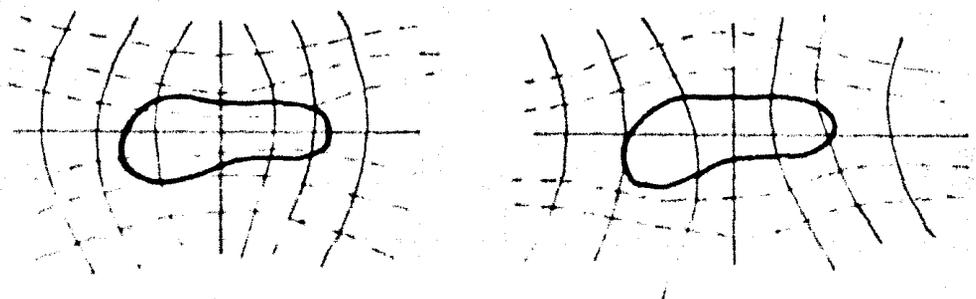


Fig. 5

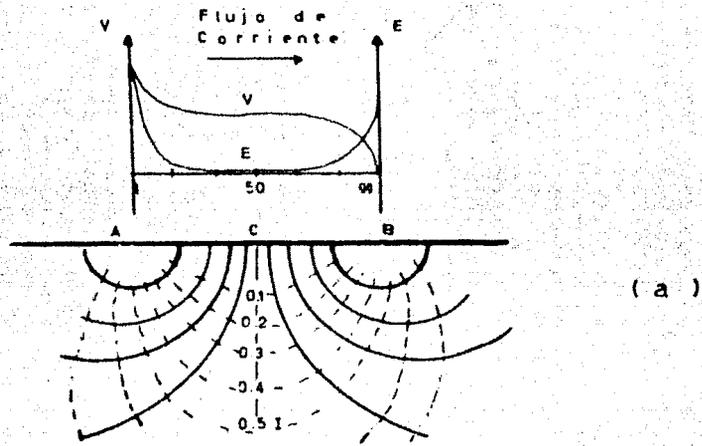
MASA CONDUCTORA

MASA RESISTIVA



--- EQUIPOTENCIALES  
 --- DE CORRIENTE

Fig. 6



( a )

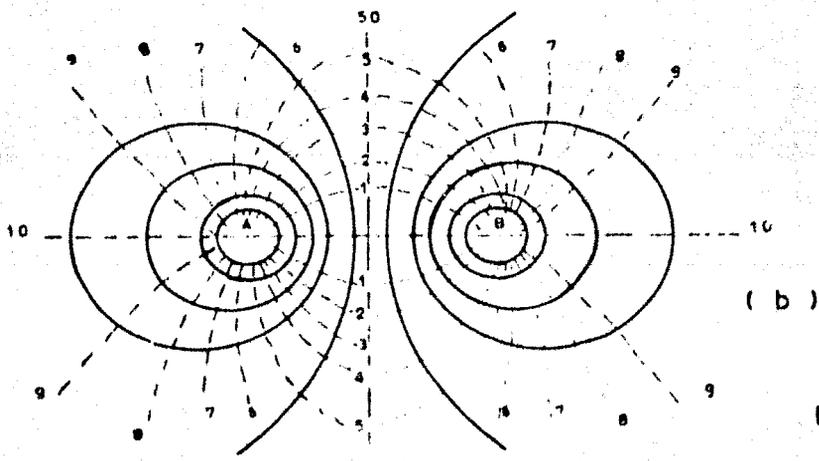


Fig. 7

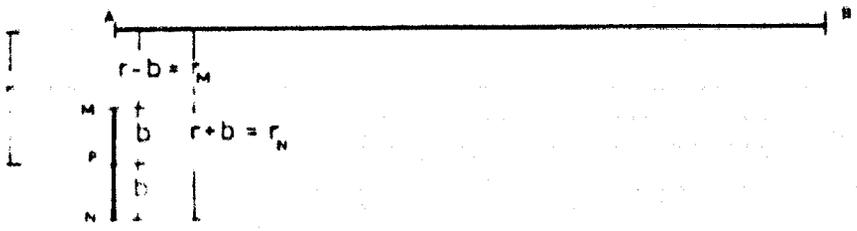


Fig. 8

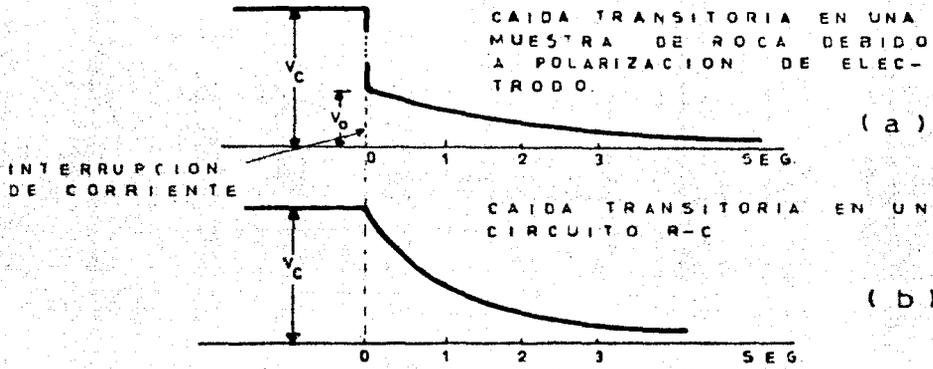


Fig. 9

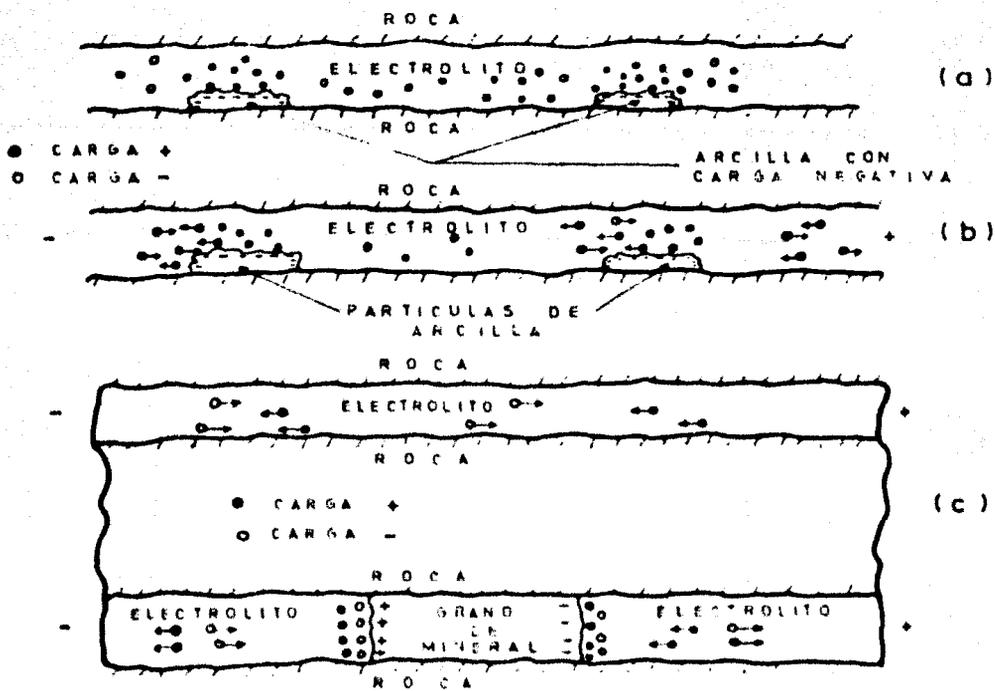


Fig. 10

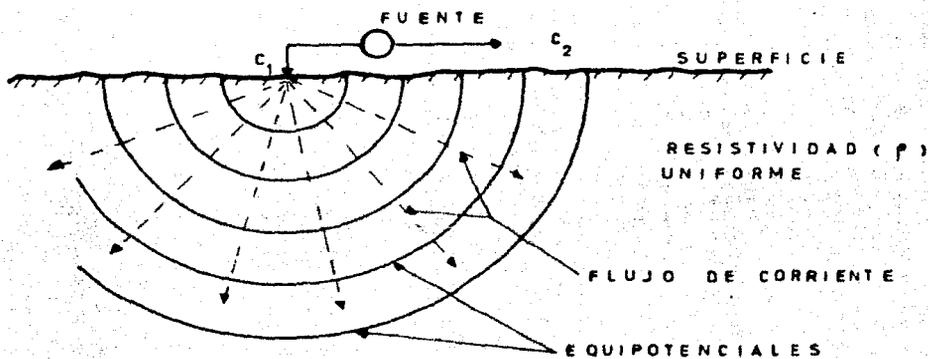


Fig. 11

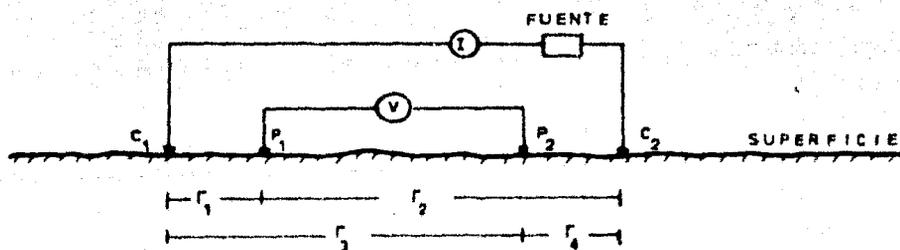


Fig. 12

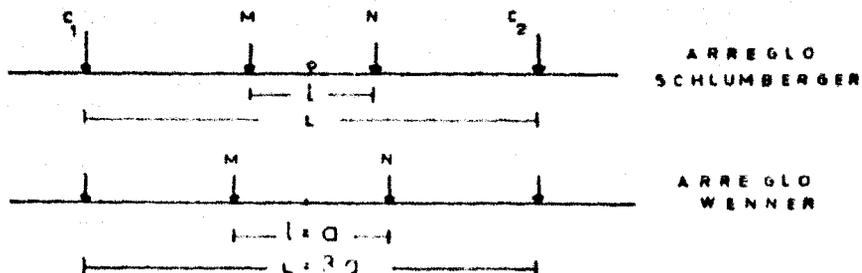


Fig. 13

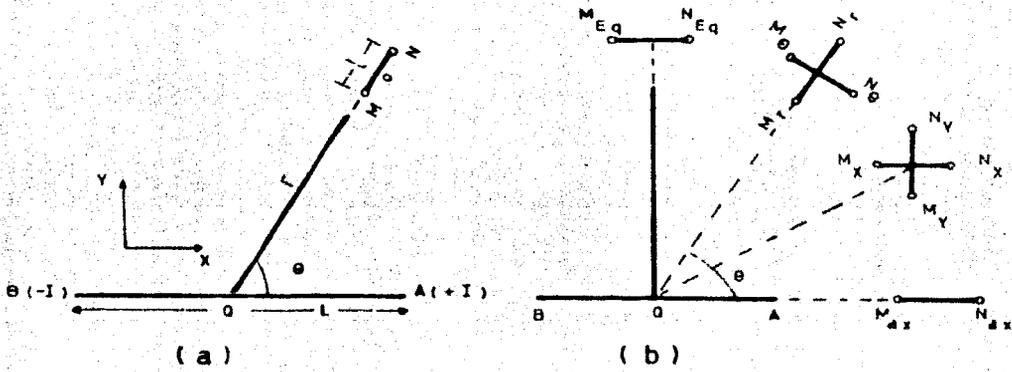


Fig. 14

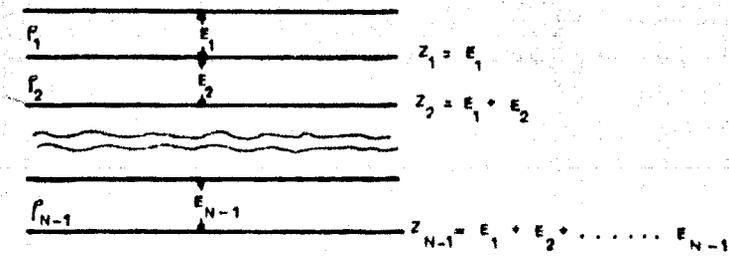


Fig. 15

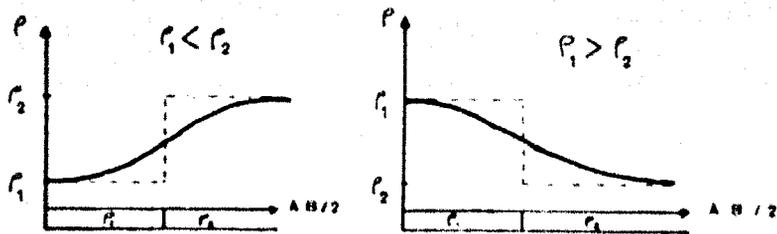


Fig. 16

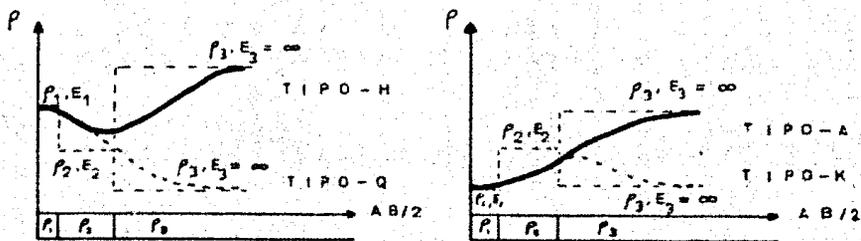


Fig. 17

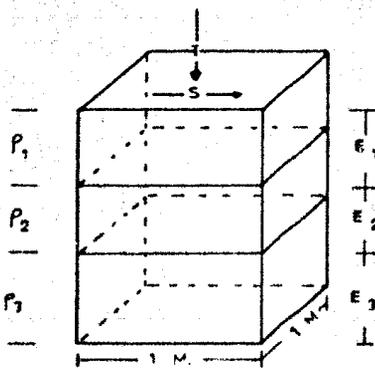


Fig. 18

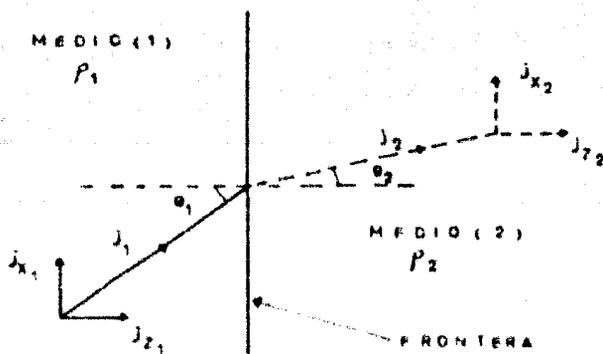


Fig 19

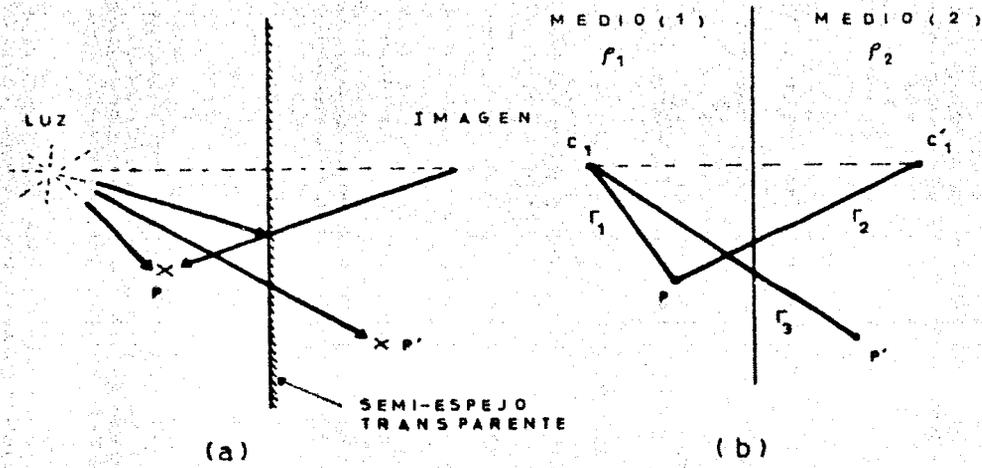


Fig. 20

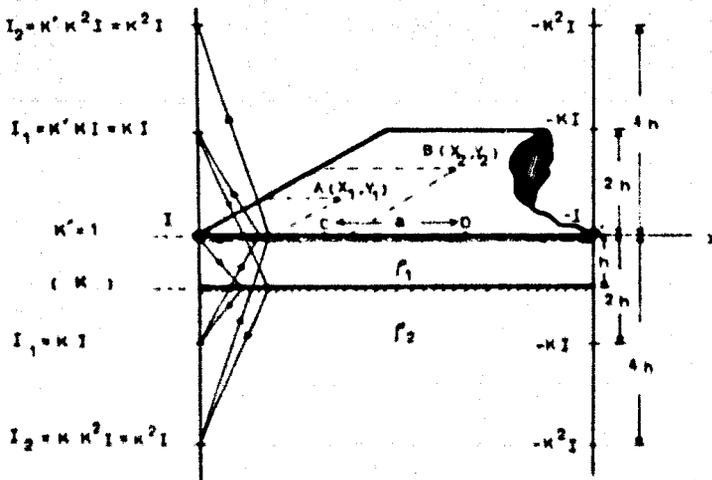


Fig. 21

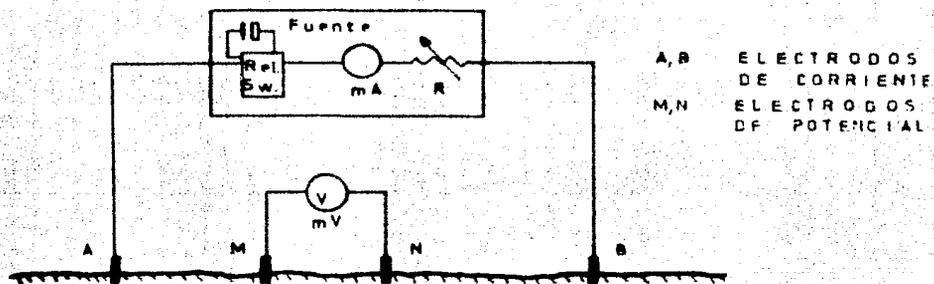


Fig. 22

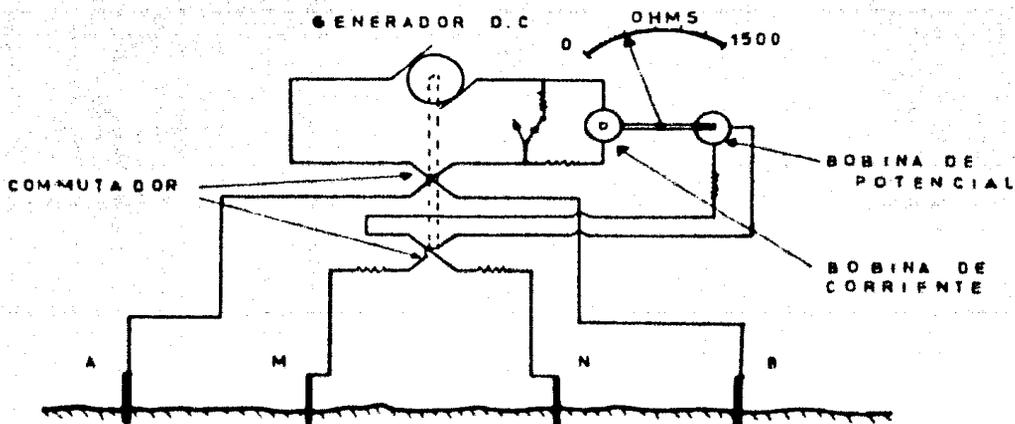


Fig. 23

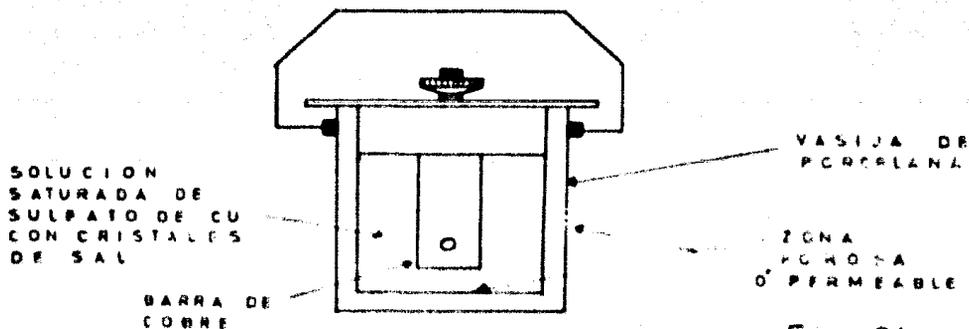


Fig. 24



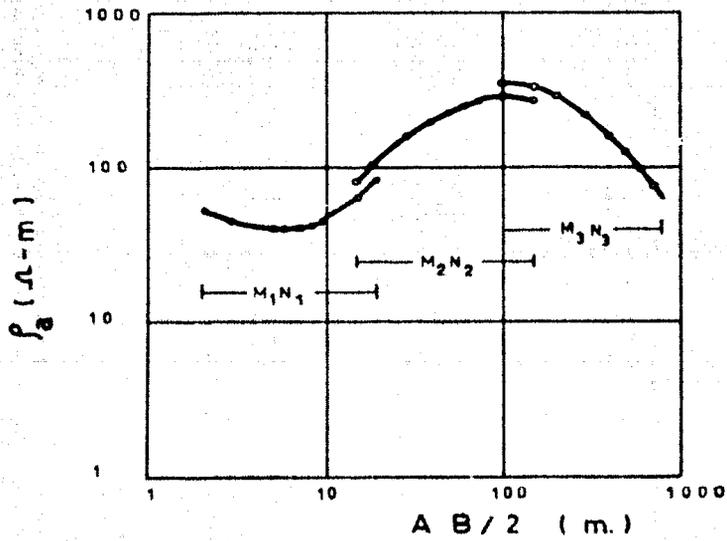


Fig. 26

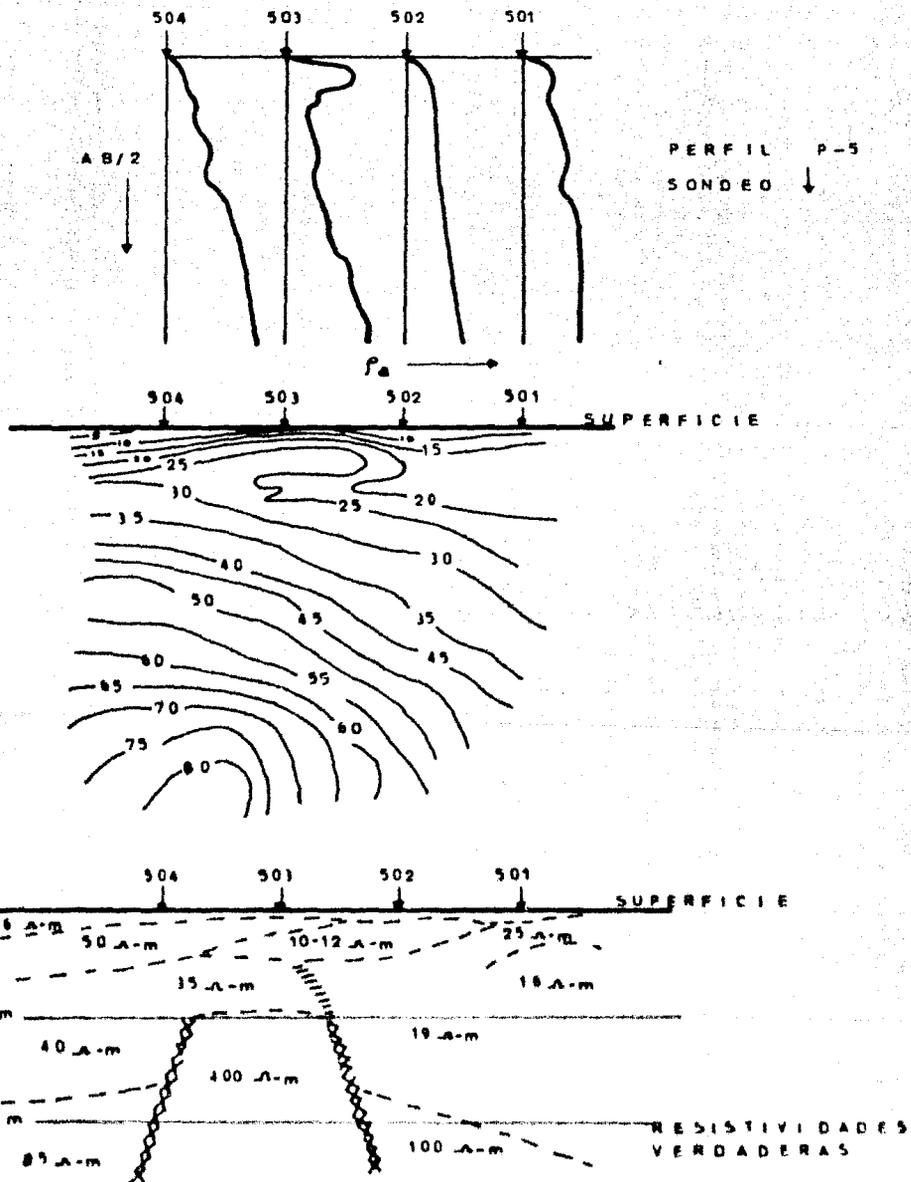


Fig. 27

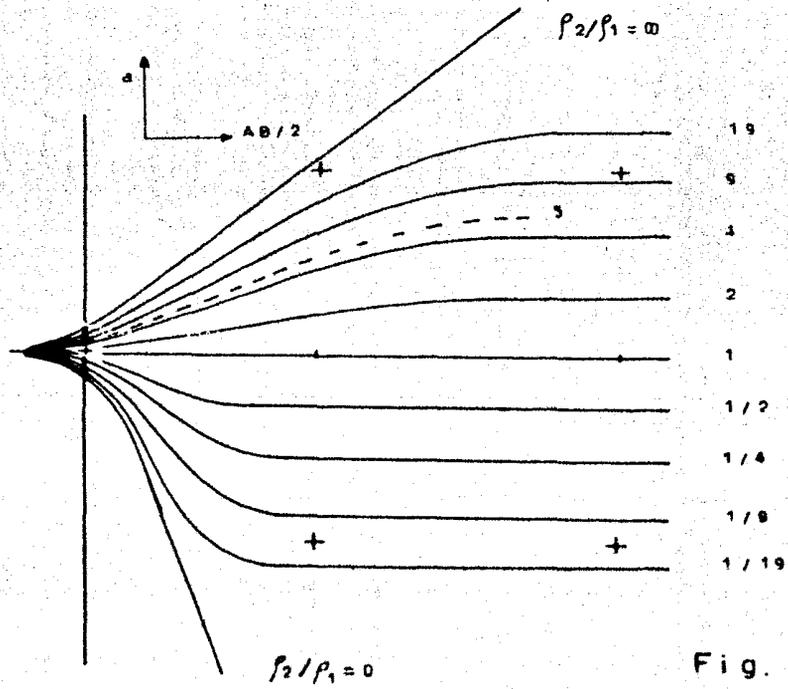


Fig. 28

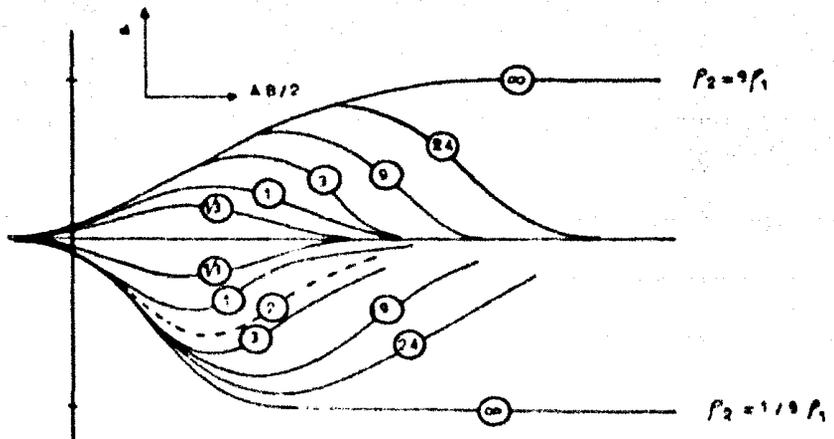


Fig. 29

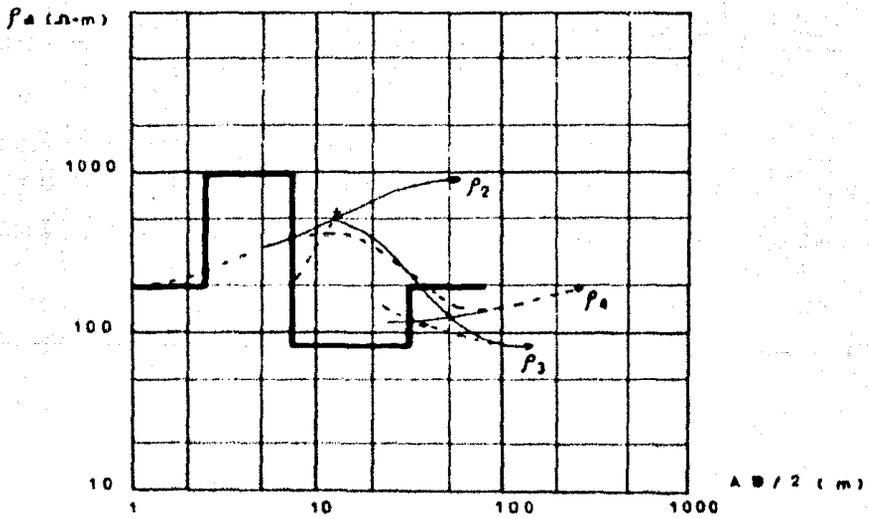
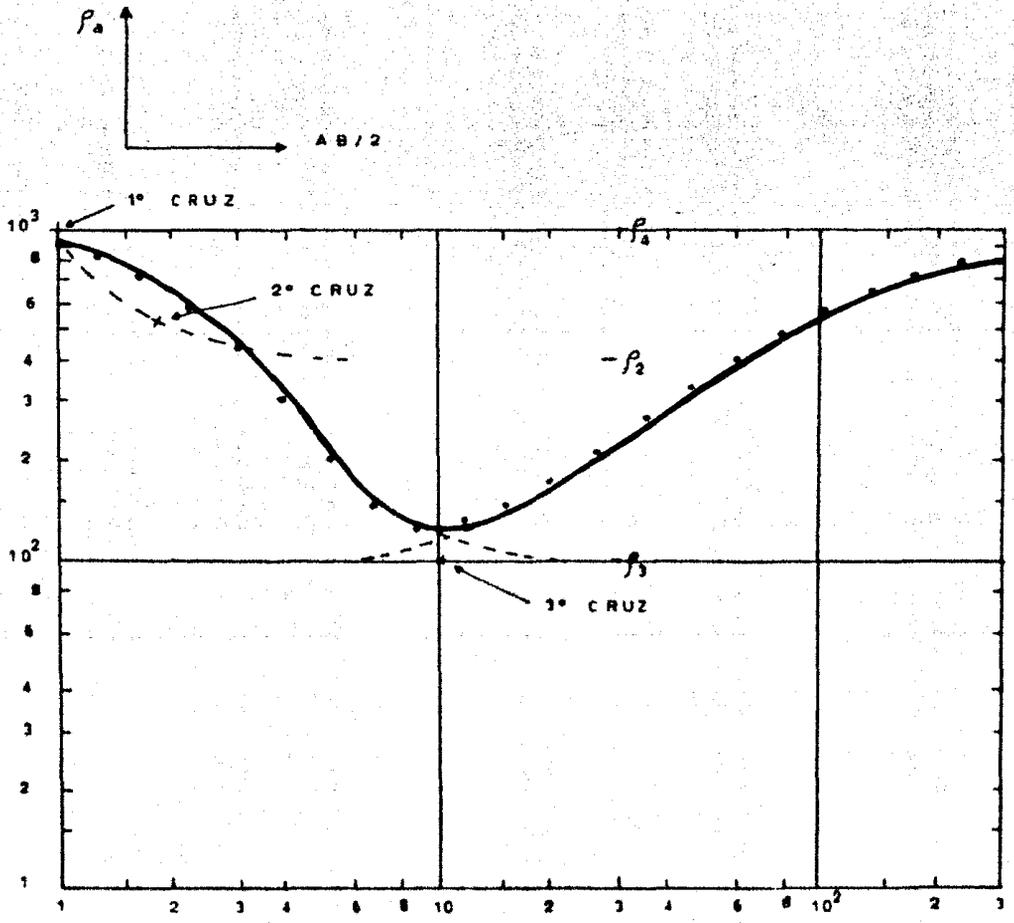


Fig. 30



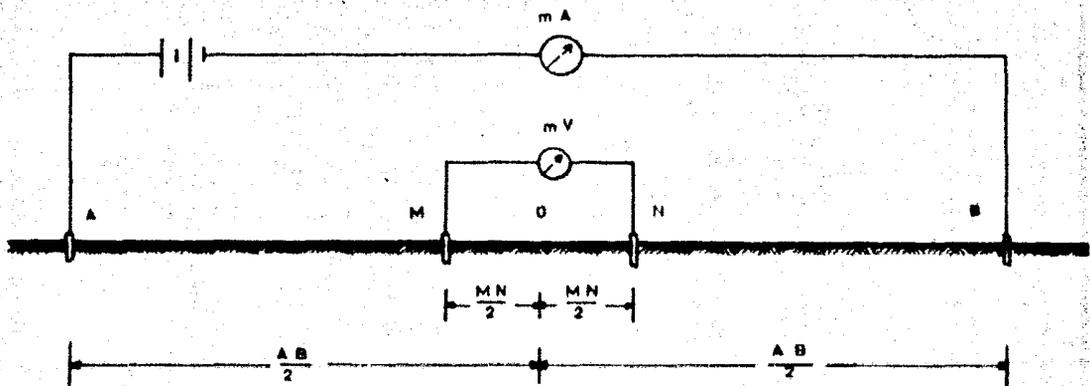
— CURVA DE CAMPO  
 \* CURVA TEORICA CALCULADA

$E_1 = 1 \text{ m.}$      $\rho_1 = 1000 \text{ } \Omega\text{-m}$   
 $E_2 = 1 \text{ m.}$      $\rho_2 = 400 \text{ } \Omega\text{-m}$   
 $E_3 = 10 \text{ m.}$      $\rho_3 = 100 \text{ } \Omega\text{-m}$   
                    $\rho_4 = 10000 \text{ } \Omega\text{-m}$

Fig 30 A.



ARREGLO TETRAPOLAR SIMETRICO  
TIPO SCHLUMBERGER



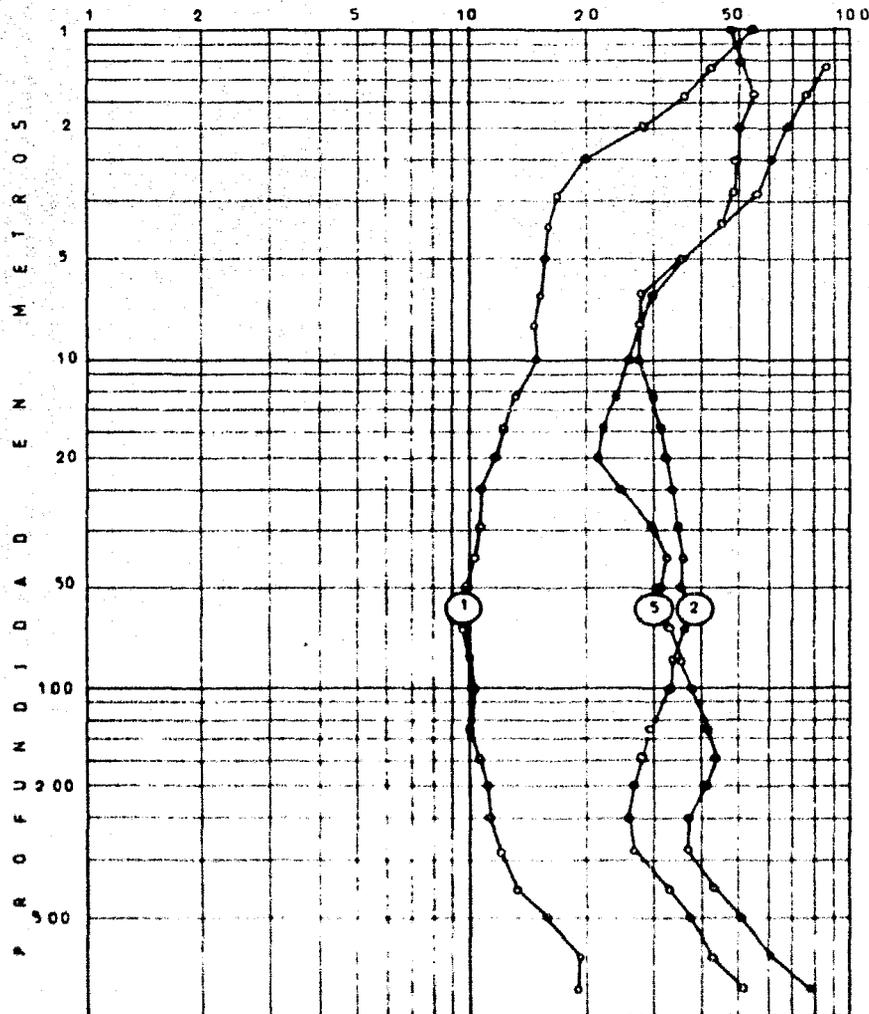
O = CENTRO DEL SONDEO

$$\overline{AB} \cong 5 \overline{MN}$$

$$\rho = \frac{\pi}{4} \cdot \frac{\overline{AB}^2 - \overline{MN}^2}{\overline{MN}} \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

Fig. 32

RESISTIVIDAD APARENTE EN OHMS-M

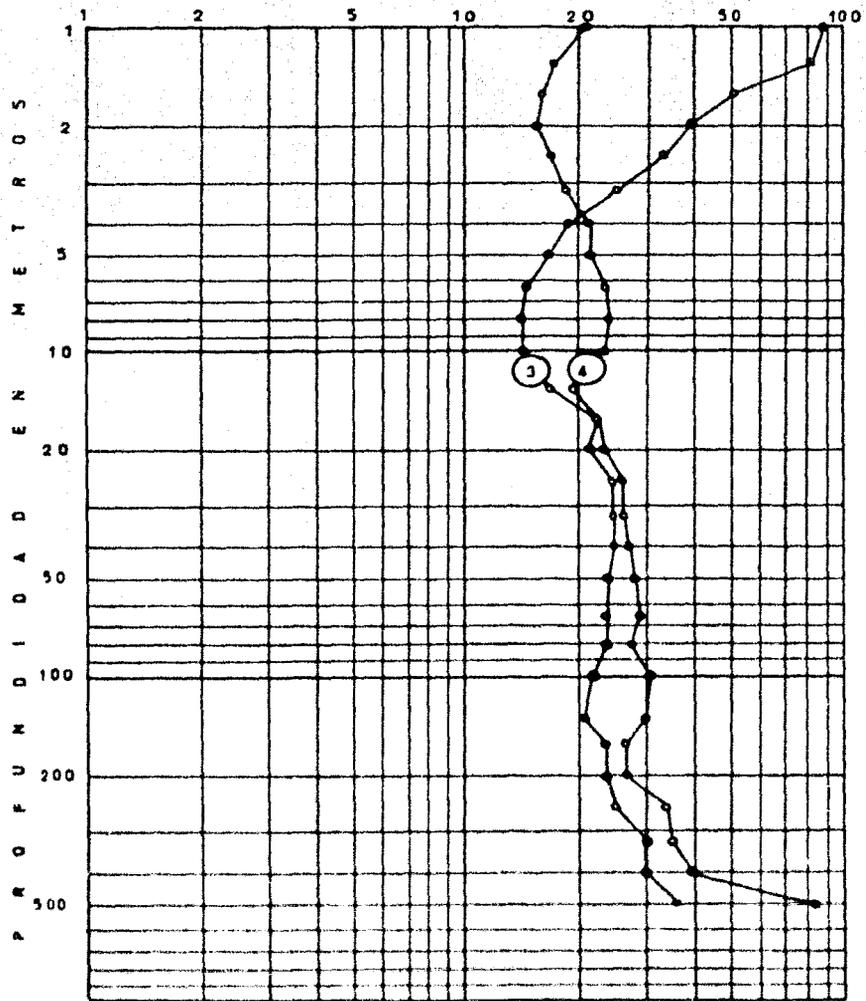


NR (1)	80	122	88	14
S (2)	230	19	41	24
P (5)	395	27	45	18.0
				27.5
				93

INTERPRETACION OHMS-M

Fig. 33

RESISTIVIDAD APARENTE EN OHMS - M



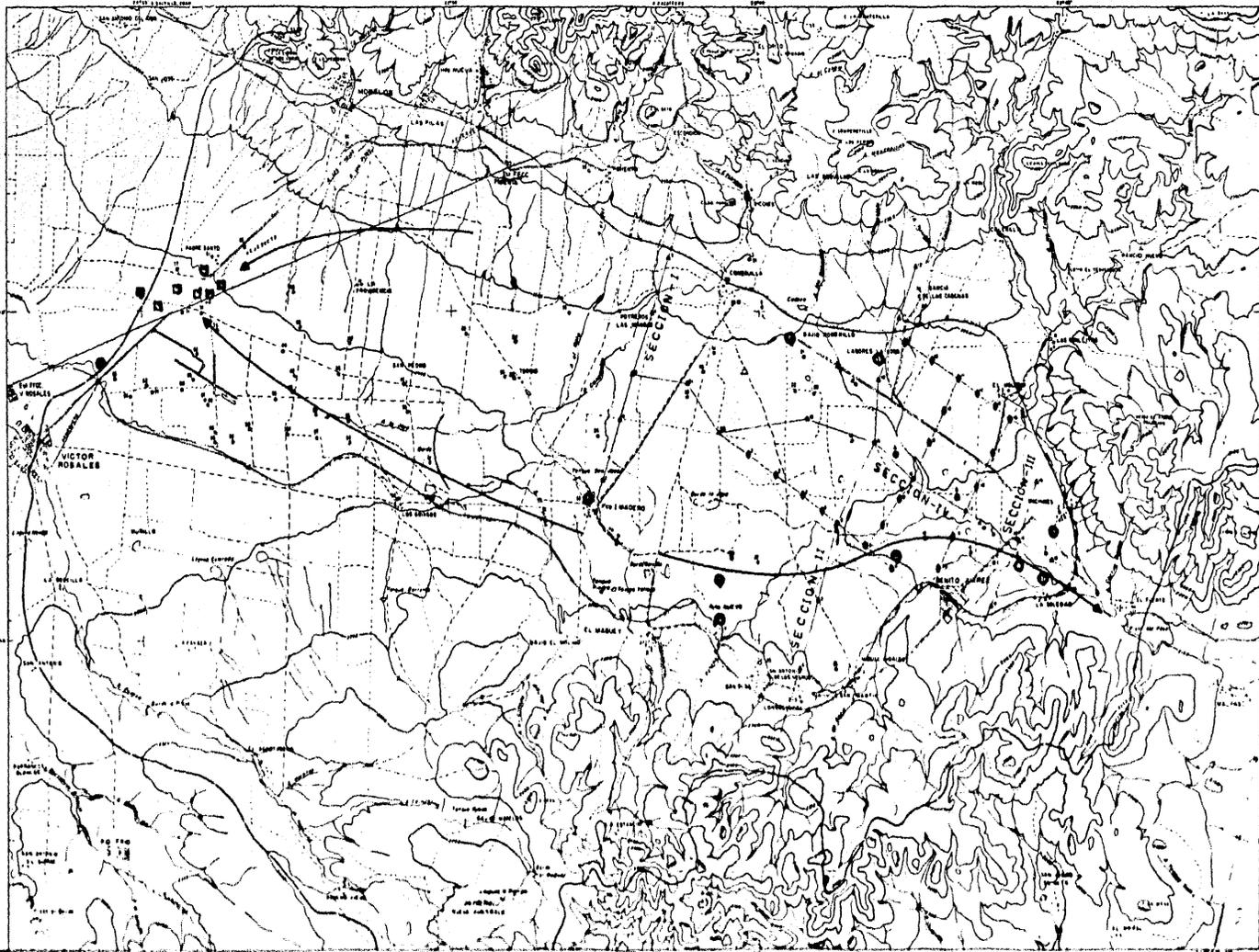
78	76	20.5	85	11.1	37
20	20	34	19.8	31	12.1

I N T E R P R E T A C I O N O H M S - M

2 (J)  
 9 (E)  
 R V

Fig. 34





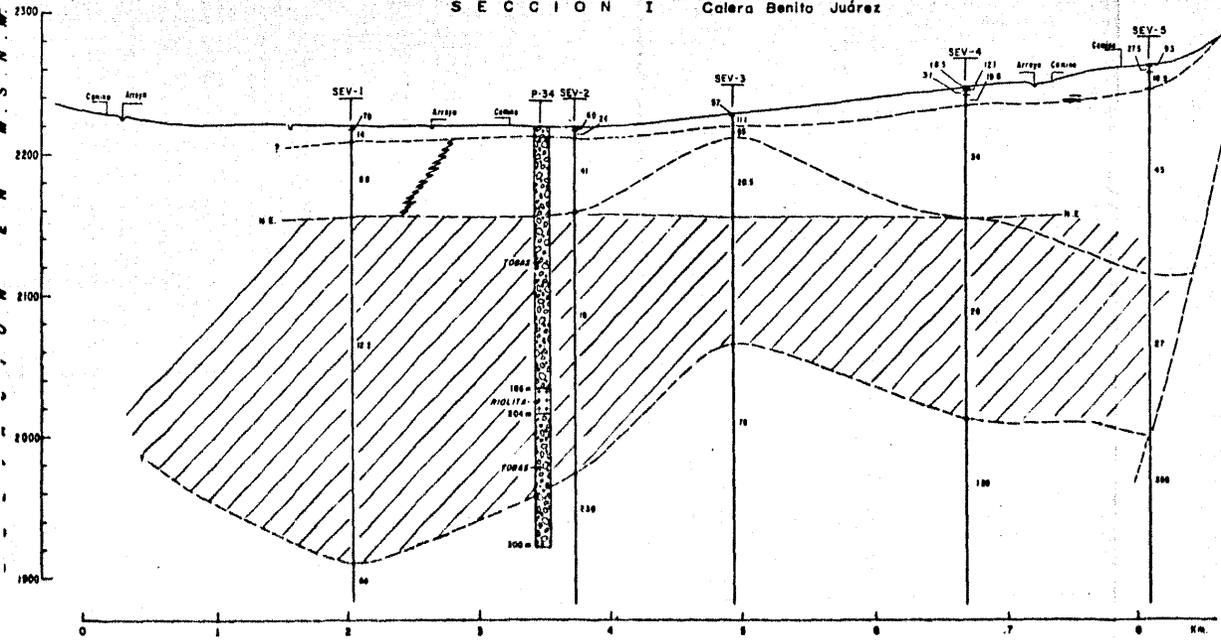
EXPLICACION

- Postales:
- Rancherías:
- Ferrocarril:
- Carrizales:
- Carrizales de riego:
- Rio ó arroyo:
- Acueducto:
- Acueducto:
- Cerro de nivel en m s n m:
- Paso:
- Horiz:
- Masas de agua:
- Tira de agua:
- Barrera impermeable:
- Paso de agua por el:
- Paso de agua por el:
- Soneto grafico nacional de 1970:
- Soneto grafico provincial:
- Comunicación aerea:
- Línea de flujo:

1:50,000  
 ESCALA GRÁFICA  
 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

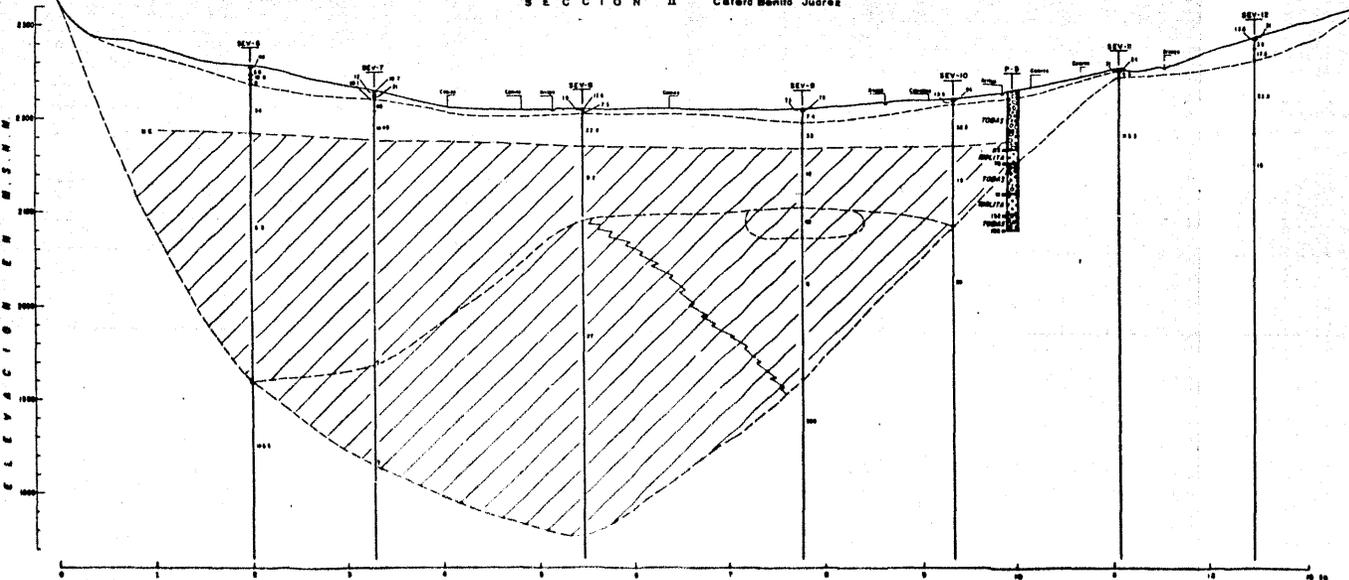
UNAM  
 FAC. DE INGENIERIA  
 TESIS PROFESIONAL  
 Arturo Hernández M.  
 México D.F. 1979

SECCION I Calera Benito Juárez



EXPLICACION	
Sonda o cilindro vertical mostrando capas de diferente resistencia en un mismo punto	
Pozo o mina con y sin elevación	
Cambio estratigráfico	
Límite estratigráfico	
Discontinuidad	
Acuífero saturado	

SECCION II Catoro Benito Juárez

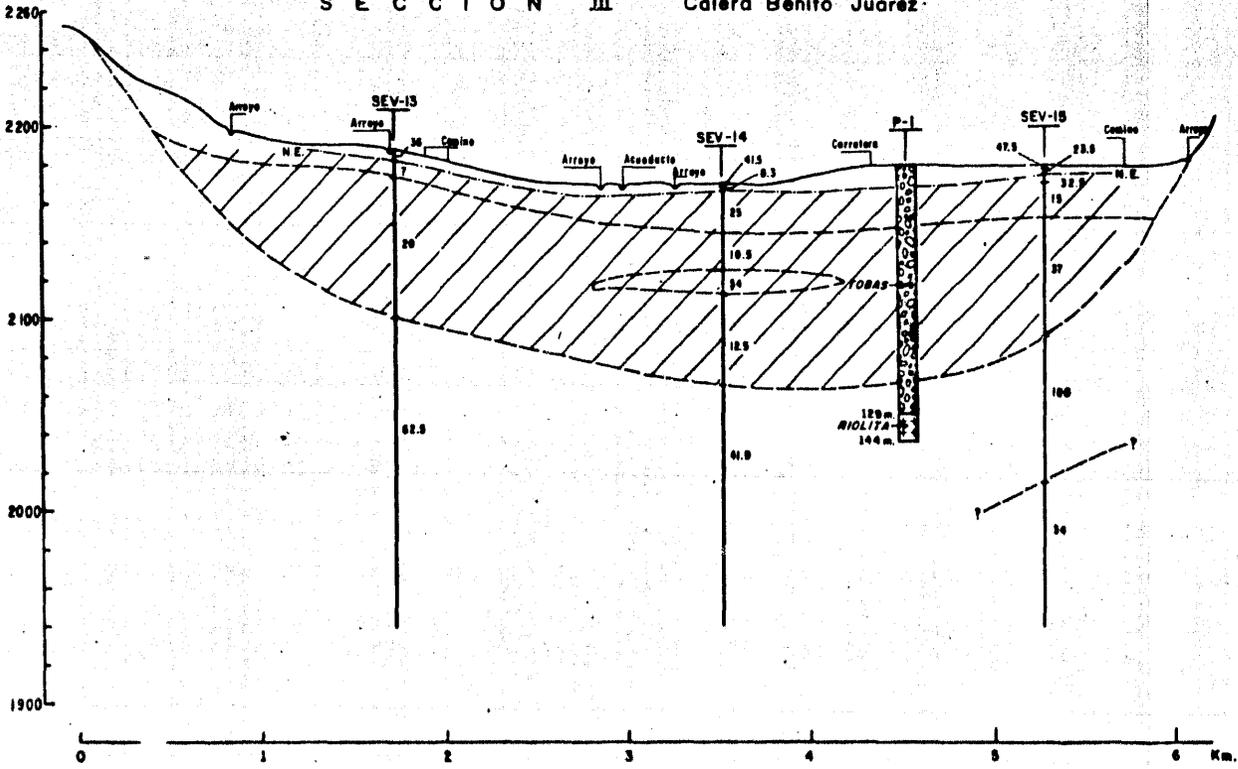


**EXPLICACION**

Linea sólida	Terreno real
Linea punteada	Terreno ideal
Linea trazo y contrazo	Perfil de la línea
Linea trazo y contrazo con hachas	Terreno hachado

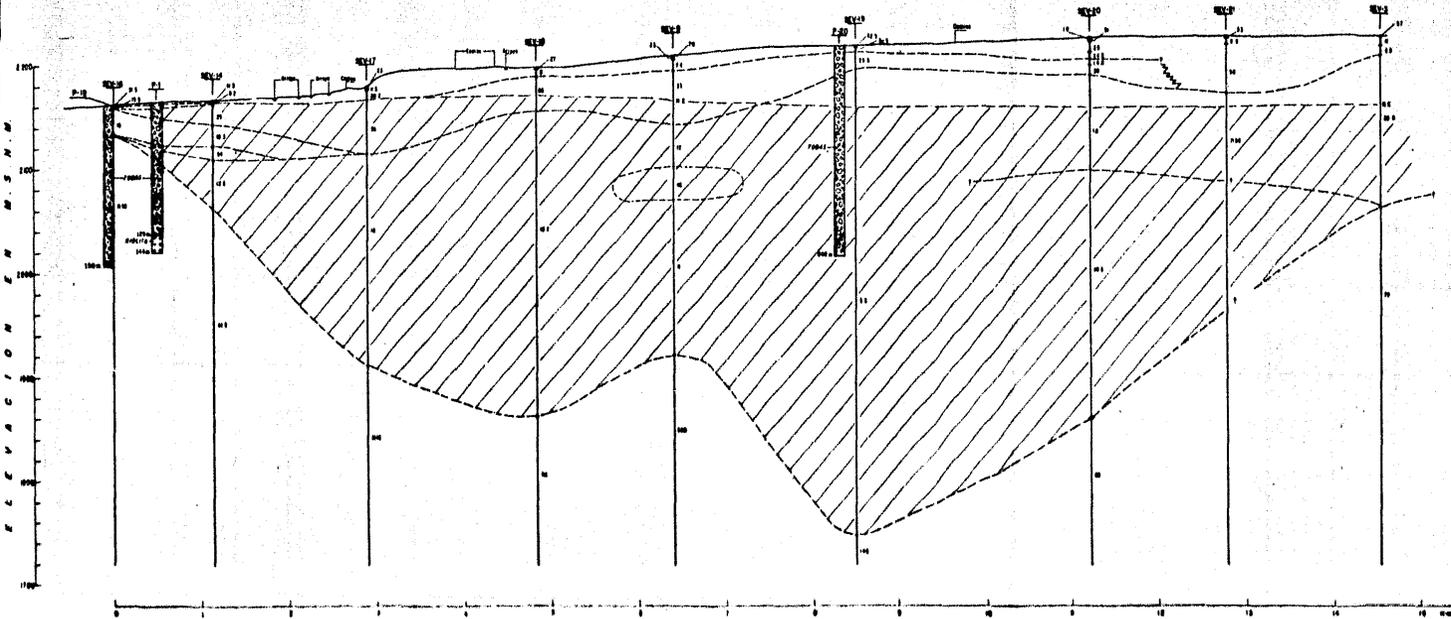
E L E V A C I O N E N M . S . N . M .

SECCION III Calera Benito Juárez



EXPLICACION	
Sonda eléctrica vertical mostrando capas de diferente resistividad en ohmo-metro	
Pozo a nario con y sin informacion	
Contacto inferior	
Nivel Estático	
Discontinuidad	
Acuifero saturado	

SECCION III Colera Benito Juárez



**EXPLICACION**

Indica estratos geológicos con el mismo nombre en el mapa.	
Indica estratos geológicos con el mismo nombre en el mapa.	
Indica estratos geológicos con el mismo nombre en el mapa.	
Indica estratos geológicos con el mismo nombre en el mapa.	
Indica estratos geológicos con el mismo nombre en el mapa.	
Indica estratos geológicos con el mismo nombre en el mapa.	