



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Ingeniería

Estudio Geoeléctrico
en el Área La Catarina, Municipio de
Guachinango, Jal.

T E S I S

Que para obtener el Título de
Ingeniero Geofísico

presenta

David Gutiérrez López

México, D. F.

1 9 8 7



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 está 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 GENERALIDADES

I.1	Antecedentes	1
I.2	Objetivos.....	2
I.3	Localización y Vías de Acceso.....	3
I.4	Clima y Vegetación.....	4
I.5	Organización Social y Económica.....	4

CAPITULO II GEOLOGIA

II.1	Introducción.....	7
II.2	Geología General.....	8
II.3	Fisiografía.....	8
II.4	Geología Estructural.....	10
II.5	Geología del Area La Catarina.....	11
II.6	Litología.....	12
II.7	Geología del Yacimiento Mineral.....	14
II.8	Yacimientos Minerales.....	15
II.9	Reservas.....	16

CAPITULO III GEOFISICA

III.A.	Polarización Inducida.....	18
III.A.1	Introducción.....	18
III.A.2	Fenómeno Físico.....	19
III.A.2.1	Polarización de Membrana.....	21
III.A.2.2	Polarización de Electrodo.....	23
III.A.3	Parámetros de Medición.....	23
III.A.3.1	Polarizabilidad.....	26
III.A.3.2	Cargabilidad.....	27
III.A.3.3	Factor Metálico Aparente.....	29
III.A.4.	Equipo de Medición.....	29

III.A.5	Dispositivos de Medición.....	30
III.A.5.1	Método de Gradientes.....	32
III.A.5.2	Método de Bloques.....	33
III.A.6	Interpretación.....	34
III.A.7	Trabajos Efectuados.....	36
III.A.8	Resultados Obtenidos.....	37
III.B.	Resistividad.....	46
III.B.1	Introducción.....	46
III.B.2	Principio Físico.....	47
III.B.3	Parámetros de Medición.....	51
III.B.3.1	Resistividad Aparente.....	51
III.B.4	Equipo de Medición.....	52
III.B.4.1	Círculo de Emisión.....	52
III.B.4.2	Círculo de Recepción.....	52
III.B.5	Dispositivos de Medición.....	54
III.B.6	Interpretación.....	55
III.B.7	Trabajos efectuados.....	55
III.B.8	Resultados obtenidos.....	55
III.C.	Potencial Natural.....	60
III.C.1.	Introducción.....	60
III.C.2	Fenómeno Físico.....	60
III.C.2.1	Potenciales de Fondo.....	61
III.C.2.2	Potenciales de Filtración.....	61
III.C.2.3	Potenciales de Difusión.....	62
III.C.2.4	Potenciales de Mineralización.....	62
III.C.3	Parámetros de Medición.....	66
III.C.4	Equipo de Medición.....	68
III.C.5	Dispositivos de Medición.....	70
III.C.5.1	Método de Potenciales.....	70
III.C.5.2	Método de Gradientes.....	71
III.C.6.	Corrección de la Información.....	73
III.C.6.1	Método de Potenciales.....	73

III.C.6.2	Método de Gradientes.....	73
III.C.7	Interpretación.....	74
III.C.8	Trabajos Efectuados.....	75
III.C.9	Resultados Obtenidos.....	76
III.D.	Electromagnético Turam.....	83
III.D.1	Introducción.....	83
III.D.2	Aspectos Teóricos de los Métodos Electromagnéticos...	85
III.D.2.1	Ecuaciones Fundamentales.....	85
III.D.2.2	Ecuación de Onda y su Representación Fasorial.....	86
III.D.2.3	Representación Armónica de Campos Electromagnéticos..	88
III.D.2.4	Constante de propagación.....	89
III.D.2.5	Constante de Atenuación y Fase.....	89
III.D.2.6	Profundidad de Penetración o Skin-Depth.....	89
III.D.2.7	Aproximación Casi-Estática.....	90
III.D.3	Bases Teóricas de Interpretación de los Métodos de -- Perfilaje Electromagnético.....	92
III.D.3.1	El Semiplano Conductor.....	92
III.D.3.2	El Circuito de las tres Espiras.....	93
III.D.3.3	La Función de Respuesta.....	98
III.D.4	Generalidades del Método Turam.....	99
III.D.5	Parámetros de Medición.....	99
III.D.6	Dispositivos de Medición.....	100
III.D.6.1	Cable Largo Aterrizado.....	100
III.D.6.2	Bobina Aislada ó Malla.....	100
III.D.7	Corrección de la Información.....	103
III.D.8	Equipo de Medición.....	104
III.D.9	Interpretación.....	106
III.D.10	Modalidad Propuesta del Método Turam (Equipotenciales)..	108
III.D.10.1	Introducción.....	108
III.D.10.2	Procedimiento Alternativo de Campo.....	108
III.D.10.3	Corrección de la Información.....	110
III.D.10.4	Efectos del Terreno.....	111
III.D.10.5	Interpretación.....	111
III.D.11	Trabajos Efectuados.....	114

III.D.12	Resultados Obtenidos.....	114
III.D.13	Conclusiones.....	119
CAPITULO IV INTEGRACION DE METODOS		
IV.1	Introducción.....	123
IV.2	Resultados Geofísicos.....	123
IV.3	Conclusiones.....	126
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS		129

CAPITULO I GENERALIDADES .

I.1 ANTECEDENTES

Desde tiempos remotos, los pueblos autóctonos extraían metales y minerales que empleaban para diversos fines. Consumada la Conquista, los españoles se dedicaron a explorar y explotar -- los yacimientos minerales conocidos en esa época. El colonialismo español buscó afanosamente oro y plata para la Corona. -- Ya en el México independiente, el desarrollo industrial euro-peo y estadounidense requirieron no sólo de metales preciosos-- sino de otros minerales.

En el municipio de Guachinango, Jalisco, existe una área conocida como la Catarina la cual desde tiempo de la Colonia proporcionó recursos minerales a la Corona. Hasta principios del presente siglo la Catarina continuó siendo explotada pero debido a que las cantidades de mineral extraído bajaban la explotación fue detenida por incoasteable.

En 1977 la Catarina fue reestudiada por el Consejo de Recursos Minerales. Los estudios geológicos en ese tiempo primero tuvieron carácter regional y posteriormente fueron apoyados por estudios geológicos de detalle tanto en superficie como en el interior de mina. También se efectuaron obras directas como barrenación. En junio de 1979 se efectuó un estudio geofísico que apoyó a los estudios geológicos hechos en esta y en otras áreas cercanas.

Debido a que el yacimiento es del tipo de sulfuros masivos emplazados en vetas, se consideró necesario y adecuado trabajar con el método electromagnético Turam ya que, teóricamente es el que mejor respuesta ofrecería debido a la alta concentración de minerales metálicos, no obstante el levantamiento de Turam

no proporcionó los resultados esperados, quedando el estudio en la etapa de pruebas. En virtud de la nula respuesta del método Turam, se emprendió el estudio del área con el método de Polarización Inducida y Resistividad y con los resultados obtenidos se pudieron dar las recomendaciones adecuadas sobre las zonas de mayor interés geológico. En base a los resultados geofísicos, se programaron algunos barrenos para corroborar la información geofísica y se pudo confirmar la presencia de algunos cuerpos polarizables con un alto contenido de sulfuros masivos.

Actualmente, el yacimiento mineral del área La Catarina se tiene perfectamente ubicado y es considerado como Reserva Mineral Nacional.

En septiembre de 1984, la Coordinación de Exploración Geofísica de la Zona Centro del Consejo de Recursos Minerales tuvo la oportunidad de realizar un proyecto de exploración geofísica en el área La Catarina empleando los métodos de Polarización Inducida, Potencial Natural, Turam y Resistividad. El presente trabajo está enfocado al análisis de los resultados obtenidos en el año de 1984.

I.2 OBJETIVOS

Los estudios geofísicos realizados durante 1984 en el área La Catarina tuvieron carácter de investigación, ya que el objetivo primario fue el observar la respuesta que la estructura mineralizada presenta a los distintos métodos, empleando diversas técnicas y dispositivos de medición; esta investigación tiene gran importancia ya que el conocimiento adecuado de las respuestas geofísicas bajo distintas condiciones generará un empleo más eficiente de los métodos, aumentando su poder de resolución y disminuyendo los costos de operación de los levantamientos en estudios futuros.

El estudio realizado con el método electromagnético Turam se -- efectuó en dos etapas, en la primera etapa se repitieron los es tudios de 1979, empleando las mismas técnicas y dispositivos de medición durante el levantamiento. La segunda etapa se realizó empleando una nueva técnica de medición, la cual aprovecha las -- características del campo electromagnético generado artificialme nte. A esta técnica de medición se le dió el nombre de técni ca de equipotenciales, debido a que las mediciones se hacen, -- teóricamente, sobre las líneas equipotenciales del campo elec - tromagnético producido artificialmente.

El levantamiento de Polarización Inducida y Resistividad se em pleó como el método principal de apoyo para localizar las zonas con mayor concentración de minerales metálicos, estudiándose -- las respuestas obtenidas al variar los parámetros de los dispo sitivos de medición como: separación entre electrodos de poten cial, separación entre electrodos de corriente, etc.

El levantamiento de Potencial Natural se realizó ya que, es un método rápido, económico y eficiente, pero tradicionalmente en la geofísica minera mexicana ha permanecido ignorado. En México son muy escasos los estudios en donde se haya aplicado este método. El estudio de Potencial Natural tuvo como objetivo es tablecer la existencia de anomalías de SP (siglas en inglés) y correlacionar tales respuestas con las estructuras mineralizadas. Otro de los objetivos sería la comparación de este método con los otros empleados en este trabajo. La comparación se haría tomando en consideración aspectos tales como rapidez de levantamiento, sencillez, economía y poder de resolución.

1.3 LOCALIZACION Y VIAS DE ACCESO

El área de estudio llamada La Catarina se localiza a los 20° - 33' de latitud norte y 104° 22' de longitud oeste. El acceso se puede realizar por medio de la carretera federal Guadalaja

ra-Ameca-Talpa de Allende. A 50 Km. de la Ciudad de Ameca se toma una desviación de terracería que se sigue durante 8 Km., - 1.0 Km. antes de llegar a la población de Guachinango, se ubica el área La Catarina, actualmente considerada como Reserva Mine-ra Nacional. En la lámina (1) se muestra la localización del - área de estudio.

I.4 CLIMA Y VEGETACION

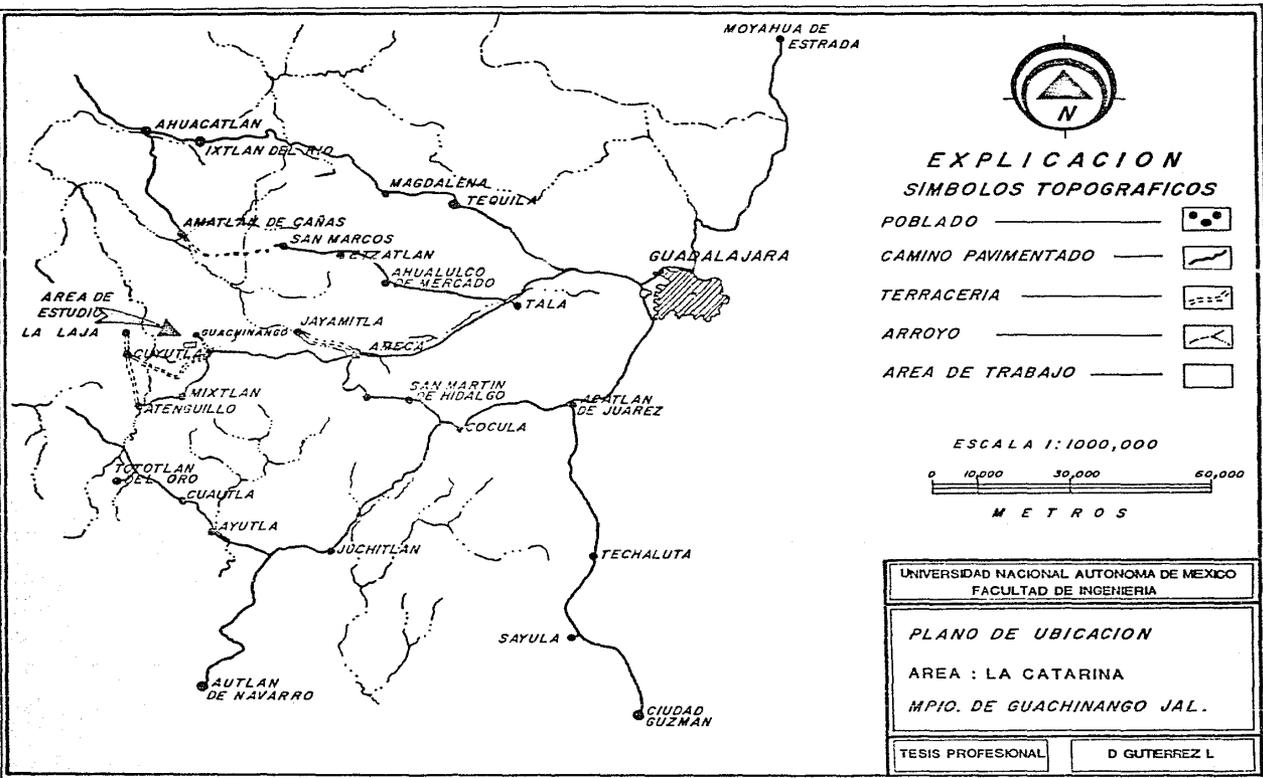
El clima de la región es semicálido durante la primavera, el ve-rano y el otoño, en invierno es semiseco, pero el cambio térmi- co invernal no está bien definido. La temperatura media anual- es de 21°C. Las temperaturas máximas se registran durante la -- primavera y son del orden de los 36°C. Las temperaturas míni - mas se tienen en el invierno y son de hasta 6°C. La precipita- ción pluvial promedio anual es de 760 mm.

La vegetación es muy variada, se pueden encontrar algunas espe- cies de pinos, robles, encinos, mezquites y chaparrales espino- sos.

I.5 ORGANIZACION SOCIAL Y ECONOMICA

La población de Guachinango, Jalisco, tiene aproximadamente - - 4000 habitantes, dedicados principalmente a la agricultura de - temporal y a la ganadería, otras actividades económicas son aún incipientes. Cuenta con tres autobuses de pasajeros que, hasta hoy día constituyen el único medio de transporte público hacia- la Ciudad de Ameca. Dispone de servicios médicos básicos, escue- la primaria y secundaria, radioteléfono, telégrafo, agua pota - ble y no cuenta con servicio telefónico. Actualmente ha recibi- do un gran incremento de la actividad económica debido a las in- versiones y actividades realizadas por el gobierno federal en - el yacimiento mineral El Barqueño, situado a 18 Km. de Guachi - nango.

Debido a la precaria actividad económica, los principales problemas que enfrenta la población de Guachinango son la emigración hacia los Estados Unidos de una buena parte de su población económicamente activa así como la propagación del alcoholismo y de la drogadicción.



CAPITULO II GEOLOGIA

II.1 INTRODUCCION

En la actualidad los yacimientos minerales que se hayan a profundidad somera o ya se han agotado o bien están en la etapa de explotación. El descubrimiento de nuevos yacimientos minerales, en ocasiones a cientos de metros de profundidad, se ha transformado en un problema muy difícil de resolver y es por ello que se hace necesario aplicar modernas técnicas de investigación.

Actualmente en la exploración minera, la geofísica constituye una herramienta de gran utilidad por medio de la cual puede obtenerse una amplia gama de información sobre las condiciones del subsuelo que conduzca a tomar decisiones muy importantes, como por ejemplo la continuidad ó suspensión de los estudios geológicos ó bien las zonas y parámetros más adecuados para efectuar una obra directa de exploración, lográndose de esta manera reducir los costos y aumentar las posibilidades de éxito de un proyecto minero.

La geología, plantea en el terreno profesional diversos problemas, los cuales es necesario resolver empleando un conjunto de técnicas físicas y matemáticas, que aplicadas a la exploración del subsuelo son de gran ayuda durante la búsqueda y estudio de sustancias útiles al hombre. Ya que la geofísica se apoya de observaciones hechas en la superficie terrestre, debemos tomar en consideración que los éxitos relativos de cualquier método geofísico en una situación dada pueden predecirse por el estudio cuidadoso de la relación señal-ruido esperada; evidentemente, numerosos factores han de influir sobre la detectabilidad en superficie de las estructuras minerales buscadas, algunos de estos factores son, por ejemplo, las propiedades físicas de las rocas y minerales, la forma geométrica en que se hallan yaciendo, sus

dimensiones, su rumbo y echado, características del medio encajonante, etc.

II.2 GEOLOGIA GENERAL

En la porción occidental de eje Neovolcánico existen diversos aparatos volcánicos que presentan una evolución importante por la naturaleza de los dinamismos eruptivos, y por la variedad de lavas emitidas, cuya composición varía de andesitas ricas en sílice, hasta dacitas, riodacitas y ocasionalmente riolitas (Cerro ruco-Tequila). La evolución es continua y se debe a la existencia de cámaras magmáticas debajo de estas estructuras, facilitando consecuentemente los fenómenos de diferenciación magmática. La disposición particular de los volcanes de la parte occidental, con respecto a los otros sectores del eje Neovolcánico, se debe al hecho de que en esta región se produce la subducción de la Placa de Rivera, mientras que más al este, es la placa de Cocos la que se hunde debajo de la placa Norteamericana (referencia 1). Según A. Demant, este mecanismo de subducción origina los magmas andesíticos del Eje Neovolcánico (lámina 2).

En el Eje Neovolcánico, la petrología de las rocas es muy heterogénea, encontrándose también la misma secuencia de la S. Madre Occidental, de rocas andesíticas, riolíticas y basálticas en este orden de antigüedad (referencia 2).

La cadena montañosa que conforma el Eje Neovolcánico está compuesta totalmente de lavas y materiales piroclásticos de aluvión y origen lacustre del Terciario y Cuaternario (referencia 2).

II.3 FISIOGRAFIA

El área La Catarina se ubica dentro de la provincia fisiográfica

PROVINCIAS FISIOGRAFICAS (Segun ERWIN RAISZ)



ca de la plataforma Neovolcánica (referencia 3) que es caracterizada por el predominio de derrames basálticos, diversos aparatos volcánicos y lagos (la laguna de Chapala es la más representativa).

El área de estudio se encuentra formando parte de la Sierra El Comalito, la cual tiene una orientación preferencial hacia el-NW-SE. Esta serranía presenta elevaciones de hasta 2400 msnm, cerro La Botija. El área se encuentra a una altura de 1700 -- msnm. Las pendientes de esta sierra son fuertes y en promedio varían de 30° a 40°. Debido a que el proceso erosivo se halla en la etapa juvenil, es frecuente observar en las partes altas de la sierra El Comalito zonas escarpadas. En general las rocas de esta región sufren los efectos de la erosión de tipo diferencial.

En la región, predomina un patrón de drenaje de tipo dendrítico, que en ocasiones cambia a radial. Los arroyos presentes, en su gran mayoría, son intermitentes, de poca longitud y su desembocadura principal está en los Ríos Ameca y Atenguillo.

II.4 GEOLOGIA ESTRUCTURAL

A nivel regional, La Catarina se ubica dentro de una serie de horst y grabens (referencia 4) que, son producto de fallamientos de tipo normal e inverso. El fallamiento, en algunas zonas, sugiere la idea de que los bloques están formando escalonamientos y en otros casos hubo fracturamientos sin desplazamientos que formaron bloques (basculamiento).

Existen dos sistemas de fallamiento principales:

- Sistema NW-SE de gran intensidad que produce fallas de hasta 25 Km. como en el caso de la falla del Río Ameca. A este sistema pertenece la veta La Catarina y gran parte de otras-

vetas conocidas en la región.

- Sistema **NE-SW** constituido por estructuras de menores dimensiones, este sistema es posterior al anterior ya que en algunas ocasiones se les observa interceptándolas, como es el caso de la veta El Aguacero que corta a la veta La Catarina en su extremo **SE**. Localmente el fracturamiento tiende a ser paralelo a las estructuras principales, siendo en ocasiones muy intenso y de poca longitud lo cual constituye una evidencia de la presencia de fallas que afectan a todo el paquete de rocas presentes en el área.

La pseudoestratificación que presentan las tobas y horizontes de aglomerados tiene un rumbo general **NE 55° SW** en la parte norte del área y en la zona central **E-W** en las coladas basálticas.

II.5 GEOLOGIA DEL AREA LA CATARINA

La roca que predomina en la región es una andesita anfibolítica de edad terciario volcánico, con propilitización en menor grado. Este tipo de roca se halla muy fracturada y los principales sistemas de fracturamiento tienen rumbos **NW 60° SE** y **NE 45° SW** (referencia 4).

Litológicamente el área está integrada por rocas volcánicas pertenecientes al terciario volcánico andesítico, ubicadas dentro de la provincia fisiográfica de la plataforma neovolcánica (Raíz, 1959). Su composición varía de tobas feldespáticas y líticas, de composición andesítica o traquítica, intercaladas con horizontes de derrames andesíticos cubriendo las partes medias y bajas de la sierra El Comalito y los valles. En las partes altas se observan tobas riódacíticas y riolíticas con horizontes de derrames intercalados.

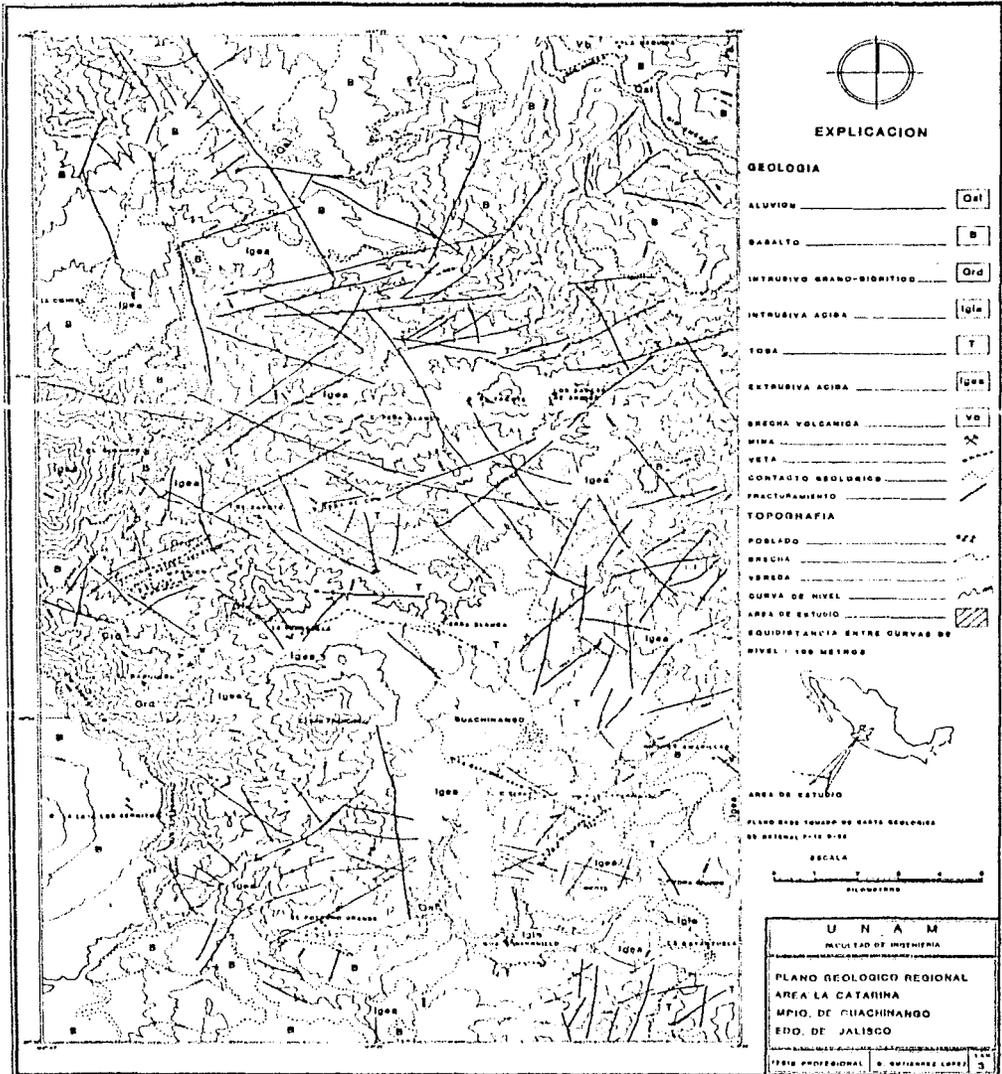
La veta La Catarina presenta un rumbo general NW 57° SE y buzamiento de entre 65° y 80° al NE teniendo un espesor muy variable que va de los 6 a los 50 metros. Se observa aflorando a intervalos constantes a través de 2.5 Km. en su continuidad del cerro El Rayo. En el extremo SE se halla interceptada por la veta-falla El Aguacero. A rumbo de veta presenta una serie de fallas con rumbo NE-SW al N-S, que le han ocasionado desplazamientos verticales de poca magnitud (lámina 3).

El área está cubierta por tobas de composición andesítica y traquítica de grano fino a medio, intercaladas con horizontes de tobas líticas y derrames de composición andesítica de textura cristalina fina a porfídica. Cubriendo a estas tobas se observan derrames y tobas de composición latítica con espesores del orden de los 15 a los 28 metros.

II.6 LITOLOGIA

El estudio de barrenación estableció la siguiente columna litológica en orden de unidades de la más antigua a la más reciente:

1. Toba andesítica de color verde, de grano fino a medio interestratificada con horizontes de derrames andesíticos de textura fina, estructura compacta, con fracturamiento pobre, - relleno con vetillas de cuarzo. Las alteraciones observadas son sericitización y cloritización. También se observan intercalaciones de horizontes de tobas de cenizas de colorrojizo y textura aporcelanada, con lentes de clorita y epidota alargados en una dirección bien definida, dando un aspecto de bandeamiento a la roca que encajona a la estructura La Catarina.
2. Andesita gris verdosa de cristalización porfídica, compacta, sericitizada, cloritizada y con horizontes silicificados. -



EXPLICACION

- GEOLOGIA**
- ELUVION Oal
 - SABALTO B
 - INTRUSIVO GRANO-BIGITICO Ord
 - INTRUSIVA ACIDA Iga
 - TOSA T
 - EXTRUSIVA ACIDA Iga
 - BRECHA VOLCANICA Vb
 - MIMA X
 - YETA Y
 - CONTACTO GEOLÓGICO C
 - FRACATURAMIENTO F
- TOPOGRAFIA**
- POBLADO ZZ
 - BRECHA B
 - VEREDA V
 - CURVA DE NIVEL C
 - AREA DE ESTUDIO A
 - EQUIDISTANCIA ENTRE CURVAS DE NIVEL 100 METROS E



AREA DE ESTUDIO

PLANO BASE TOMADO DE ESTE GEOLOGICO DE NACIONAL P. 11-12

ESCALA

1:50,000

DIAGONALES

UNAM
INSTITUTO DE INGENIERIA

PLANO GEOLOGICO REGIONAL
AREA LA CATARINA
MPIO. DE BUACHINANGO
EDO. DE JALISCO

FECHA PROFESIONAL 3 5

Fracturamiento muy intenso relleno de cuarzo y óxidos de hierro y manganeso. Este fracturamiento varía en espesor, de 4-5 metros de potencia. Existen también horizontes de 10 a 40-cm. de espesor, de tobas de grano muy fino y textura aporcelanada. Esta unidad se halla al alto de la estructura mineralizada y sus alteraciones minerales más importantes son cloritización, silicificación, epidota y óxidos de Fe, con vetillas de cuarzo blanco y óxidos de Mn rellenando fracturas.

3. Tobas de composición traquítica y andesítica de grano fino a medio, con fragmentos líticos de hasta 6 cm. de diámetro. De color gris verdoso a ocre rojizo por la oxidación superficial. Presentan silicificación y fuerte fracturamiento con relleno de óxidos de Fe, Mn y cuarzo blanco.
4. Riodocitas de color rosado de textura cristalina fina a porfídica. Se le observa silicificada con leve oxidación superficial y mostrando fracturamiento con relleno de cuarzo. Se encuentran intercalados horizontes de tobas de grano medio mostrando fenocristales de cuarzo blanco.

II.7 GEOLOGIA DEL YACIMIENTO MINERAL

El yacimiento está compuesto por estructuras tabulares dentro de las cuales se presentan pequeñas fracturas, las cuales forman vetillas de hasta 20 cm., mineralizadas con apariencia de clavos. La estructura principal conocida como La Catarina tiene un rumbo promedio NW 57° SE y echados que varían de 65° a 80° al SW. El espesor varía entre 10 y 50 metros y un afloramiento continuo a rumbo de aproximadamente 450 m y una profundidad conocida a partir de superficie de 75 m.

Otras estructuras, como El Rayo y El Aguacero, tienen un rumbo NE 45° SW con 75° de inclinación al SE, cortan en forma casi -

perpendicular a La Catarina y afloran en forma continua a lo largo de 250 m. a rumbo con una potencia que va de 1 a 5 metros.

Puede decirse que, la mineralización se asocia a brechas de fallas, cementadas por sílice conteniendo óxidos y sulfuros. Se distinguen tres zonas:

- Brecha de falla aglutinada por material arcilloso, óxidos de hierro y fuertemente silicificada.
- Brecha de falla cementada por cuarzo blanco, amarillento, y oxidado.
- Horizontes de roca estéril muy silicificada y oxidada, con intenso fracturamiento relleno de cuarzo blanco y óxidos de Fe y Mn.

Es posible distinguir dos períodos de mineralización: un primer período con relleno de cavidades y fisuras de cuarzo blanco estéril y, un segundo período de cuarzo amarillento y gris cristalino con contenido de sulfuros de plata-plomo y hierro especular, presentándose como inclusiones en el cuarzo blanco.

El yacimiento se clasifica como de origen hidrotermal del tipo de relleno de fisuras en una brecha de colapso, cuyo cementante son el mineral de sílice con óxidos y sulfuros.

II.8 YACIMIENTOS MINERALES

La mineralización existente en el área de estudio se generó en estructuras preexistentes, tales como fallas y fracturas, originados por levantamientos y hundimientos, así como a la actividad volcánica debida a la orogenia Laramide, durante la cual hubo la formación de horst y grabens, que trajeron consigo la creación de zonas de debilidad por donde ascendieron las solu

ciones mineralizantes, que dieron lugar a los yacimientos minerales de la región.

Las estructuras mineralizadas son observables en superficie, sobre todo por las alteraciones minerales que presentan. Los yacimientos se han clasificado como de origen hidrotermal de relleno de fisuras (vetas-fallas) emplazados en rocas andesíticas principalmente.

En La Catarina la mena está formada por galena, argentita, esfalerita, marmatita, calcopirita y calcosita, siendo los dos primeros los más importantes debido a su mayor concentración. La ganga está constituida por cuarzo blanco, calcedónico y cristalino, pirita, pirolusita, especularita y óxidos de fierro.

Las alteraciones minerales más importantes al alto de la estructura son provocadas por los minerales clorita, sericita, epidota, pirolusita, goethita, hematita y sílice. Al bajo predominan la hematita y la clorita.

II.9 RESERVAS

Las Leyes, obtenidas en terrenos existentes así como en el interior de la mina y en la estructura, arrojaron una ley promedio de 297 gr/ton de plata y 2.85 % de plomo en la zona de más alta concentración de minerales metálicos. La potencia promedio de las zonas mineralizadas, o clavos minerales de sulfuros masivos, es de 3 metros.

Las reservas estimadas se consideran positivas sobre todo en los tramos aún no-minados y cuya recuperación es hoy factible por el método de selección mineral. Las principales obras mineras del área son, un crucero que corta a La Catarina a los 36 metros y continúa por 25 m en andesita fracturada no mineralizada. El frente continúa hacia el NW siguiendo a rumbo a la estructura,

además existen varios tajos de entre los que destaca uno que tiene 80 m de largo por 20 m de altura excavado siguiendo a rumbo a la estructura, (referencia 4).

CAPITULO III GEOFISICA

III.A. POLARIZACION INDUCIDA

III.A.1 INTRODUCCION

El método de Polarización Inducida (PI) es un método relativamente nuevo que ha sido empleado con éxito en la geofísica minera. Aun - que desde principios de este siglo se conocía el fenómeno de polari - zación, este no se empleó de manera sistemática en la localiza - ción de yacimientos minerales hasta los años 50.

El método de PI se aplica en la prospección de minerales con con - ductividad electrónica como son: la pirita, calcopirita, calcosina, galena, pirrotita, cobre, grafito, metacinnabrio, etc. La PI es un fenómeno que se produce en la interfase mineral metálico-electrolito y por ello depende grandemente de la superficie de contacto de los minerales metálicos polarizables. Los yacimientos de minera - les diseminados poseen un gran número de interfases electrolito-mi - neral metálico que superponen sus efectos de polarización. Por lo anterior, podemos decir que los yacimientos de minerales metálicos diseminados son ideales para realizar una prospección empleando el método de la PI, pero esto no constituye una limitante en el caso - de tener yacimientos con un alto contenido de minerales masivos de - bido a que estos ó tienen una aureola de diseminación o bien están formados por un gran número de cristales limitados por caras suscep - tibles de polarizarse.

Una demostración experimental de la existencia del fenómeno de PI se puede obtener empleando corriente continua y un dispositivo de medición de cuatro electrodos. Interrumpiendo repentinamente la corriente eléctrica, el voltaje generado entre los electrodos de - potencial no decrece a cero instantáneamente sino que decae lenta - mente después de la interrupción de la corriente. Este tiempo de

decaimiento puede durar algunos segundos y en ciertos casos perdura hasta varios minutos (figura 1).

III.A.2. FENOMENO FISICO

Se ha explicado que al interrumpir la corriente eléctrica se produce un decaimiento lento de la diferencia de potencial eléctrico. La curva de decaimiento representa un retorno a las condiciones iniciales del subsuelo. Durante el tiempo que dura el flujo de corriente primario se produce un efecto de tipo capacitivo en el terreno y aunque la energía almacenada teóricamente existe en varias formas, se ha podido demostrar por estudios de laboratorio que la energía química es la que más predomina, es decir, el fenómeno de PI tiene un origen electroquímico que tiene mucho en común con el fenómeno conocido como potencial natural.

El almacenamiento de energía es el resultado de:

- a) Variaciones en la movilidad de los iones de los fluidos que contienen las rocas.
- b) Variaciones entre la conductividad iónica y electrónica debidas a la presencia de minerales metálicos.

El efecto del inciso (a) es conocido como polarización electrofísica de membrana y viene a constituir el nivel de fondo de la polarización inducida, ya que en general ocurre en rocas que no contienen minerales metálicos. El fenómeno mencionado en el inciso (b) se conoce como polarización de electrodo y en términos generales es mucho más intenso que la polarización de membrana, este fenómeno afortunadamente depende de la presencia de minerales metálicos polarizables en las rocas. Los dos efectos son indistinguibles en las mediciones de polarización inducida.

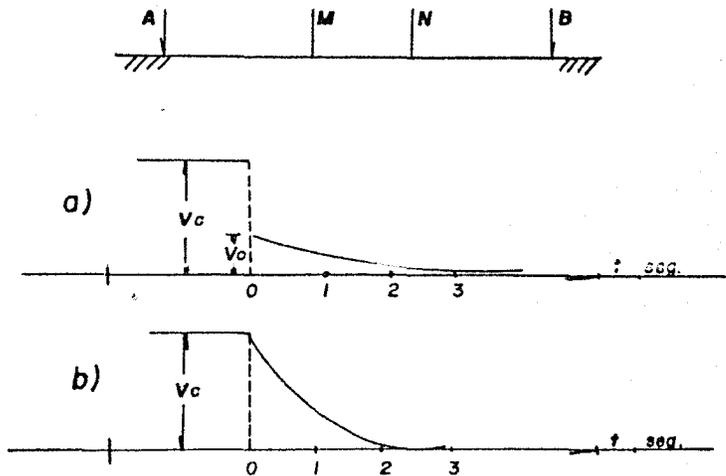


FIG.-1 a).- CURVA DE DECAIMIENTO DEL POTENCIAL ELECTRICO DE UN MEDIO HOMOGENEO E ISOTROPO

b).- CURVA DE DECAIMIENTO DEL POTENCIAL ELECTRICO EN UN CIRCUITO R-C

La comprensión del origen de la polarización inducida se basa en el entendimiento de los dos efectos previamente mencionados. A continuación se describen más detalladamente estos dos efectos.

III.A.2.1 POLARIZACION DE MEMBRANA

La conducción electrolítica, es la forma de conducción eléctrica predominante en las rocas, y constituye la única forma de conduc ción eléctrica cuando no se hallan presentes minerales metálicos (referencia 5) y la frecuencia de la corriente eléctrica aplicada es baja.

La estructura porosa de las rocas saturadas de un electrolito -- permite el flujo de la corriente eléctrica, aún cuando no existan minerales metálicos. La polarización de membrana tiene su origen en la existencia de minerales de arcilla.

Las superficies de las partículas de arcilla poseen cargas negati vas, y por lo tanto, atraen iones positivos de los electrolitos presentes en las porosidades de las rocas. Alrededor de ca da partícula de arcilla se forma consecuentemente, una capa de partículas cargadas. Si las porosidades son pequeñas y la zona cargada positivamente es lo suficientemente grande, son repeli dos otros iones positivos, generándose así una membrana que imp de el movimiento de los iones positivos a través de las porosida des. Cuando se hace pasar una corriente eléctrica a través de la arcilla, los iones positivos se desplazan y al interrumpirse la corriente, los iones positivos regresan a su estado de equili brio. El regreso a las condiciones iniciales se manifiesta como una diferencia de potencial, la cual dilata en desaparecer des pués que se ha interrumpido el flujo de corriente eléctrica (fi gura 2).

La polarización de membrana complica la interpretación de las --

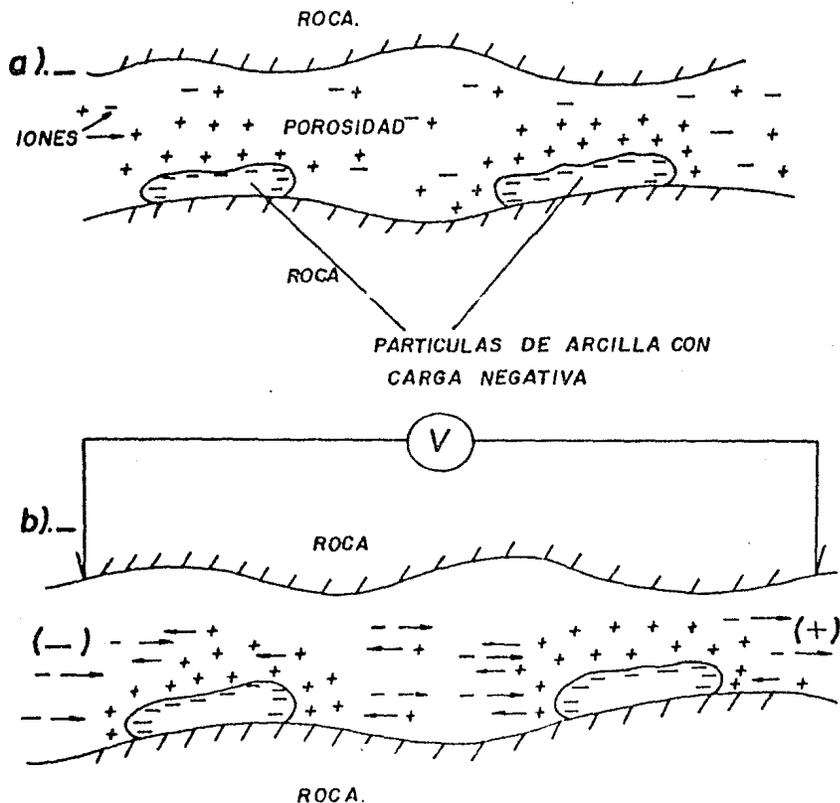


FIG.- 2 a).- DISTRIBUCION NORMAL DE IONES EN UNA ROCA POROSA

b).- EFECTO DE POLARIZACION DE MEMBRANA EN UNA ROCA POROSA AFECTADA POR UN CAMPO ELECTRICICO EXTERNO.

observaciones de PI, debido a que los efectos de esta solo producen la incertidumbre de si las respuestas de PI son debidas a minerales metálicos polarizables de interes económico ó bien a minerales arcillosos.

III.A.2.2. POLARIZACION DE ELECTRODO

Este tipo de Polarización Inducida es producido por la presencia de minerales con conducción electrónica, aún y cuando no exista continuidad eléctrica entre si. Los minerales metálicos, diseminados en las rocas provocan un intenso efecto de PI, de esta forma el método de Polarización Inducida se hace muy interesante debido a que, por ejemplo, los métodos de Potencial Natural, Resistividad, Electromagnéticas, etc., sólo son capaces de detectar grandes cuerpos eléctricamente conductores.

En general, la corriente eléctrica es transportada por los iones de los electrolitos presentes en las rocas. Si en tales porosidades existen minerales metálicos, estos generan a su alrededor capas compuestas por los iones de los electrolitos, en equilibrio eléctrico con los electrones de las partículas metálicas.

Durante el flujo de corriente eléctrica, los iones móviles se acumulan en la interfase de los granos conductores hasta que se logra un equilibrio eléctrico. Cuando la corriente eléctrica se interrumpe, los iones inmovilizados se difunden lentamente en el electrolito (referencia 6), produciéndose así una corriente secundaria, que aunque es muy débil puede medirse con equipos electrónicos muy sensibles (figura 3). Este efecto constituye el principio del método de Polarización Inducida.

III.A.3 PARAMETROS DE MEDICION

Existen dos modalidades para la medición del fenómeno de Polarización Inducida:

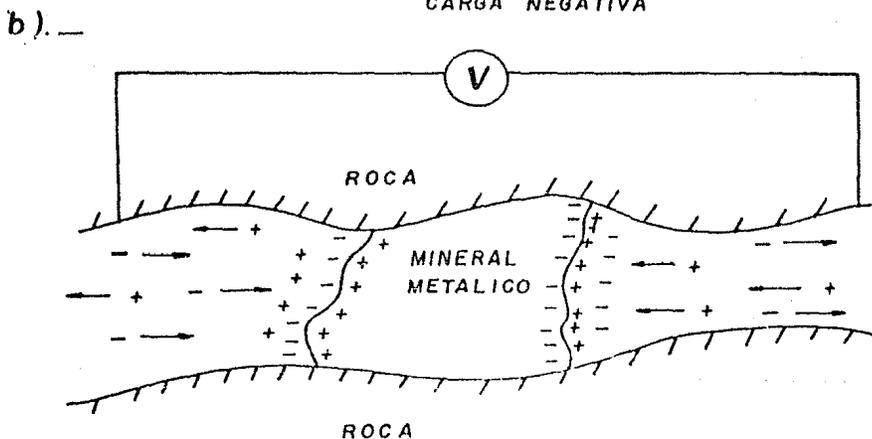
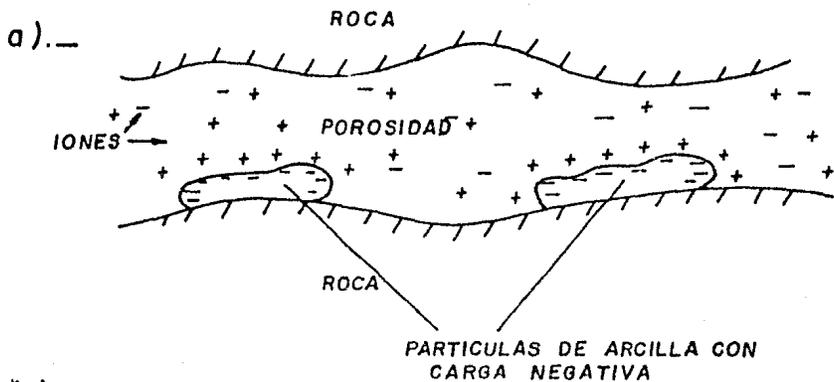


FIG.-3 a).- DISTRIBUCION NORMAL DE IONES EN UNA ROCA POROSA

b).- EFECTO DE POLARIZACION DE ELECTRODO EN UNA ROCA POROSA AFECTADA POR UN CAMPO ELECTRICO EXTERNO

- a) Dominio de la frecuencia.
- b) Dominio del tiempo

- a) En el dominio de la frecuencia, el método de PI recibe el nombre de Polarización Inducida Espectral, Resistividad Compleja ó Impedancia. Diversos levantamientos hechos en Estados Unidos y Canadá con el método de PI espectral han sido satisfactorios y ha sido posible en algunos casos realizar una discriminación mineral, que es una de las ventajas de este método con respecto a su similar en el dominio del tiempo. Este método no ha sido empleado en México, debido a que es relativamente nuevo y a que no se tienen elementos de juicio suficientes que prueben su utilidad. Una de las desventajas de este método, es la lentitud del levantamiento, así como la contaminación de los datos por el efecto de acoplamiento electromagnético. En consecuencia, es más costoso y de interpretación más complicada.
- b) En el dominio del tiempo, el objetivo de las mediciones es - detectar la polarización inducida, bajo cuya denominación se comprenden los procesos electroquímicos que se originan en - las rocas bajo la influencia de una corriente continua que - circula por ellas y que se manifiestan por la aparición de - diferencias de potencial secundarias.

Para observar la polarización inducida se hace pasar entre dos - electrodos aterrizados una corriente continua, se produce así en - tre los electrodos de corriente una diferencia de potencial, la - cual es función dependiente de la intensidad de la corriente, de - la disposición geométrica en que se ubiquen los electrodos de co - rriente así como de las características del corte geoelectrico.

Después de interrumpir la corriente, se puede observar una dife - rencia de potencial secundaria, que disminuye a cero después de

un cierto tiempo. Este potencial secundario se explica por la polarización del volúmen de rocas por el que ha pasado la corriente eléctrica.

Existen varios parámetros para cuantificar el fenómeno de la polarización inducida en el dominio del tiempo. Algunos de estos parámetros son los siguientes: polarizabilidad, cargabilidad y factor metálico.

III.A.3.1 POLARIZABILIDAD

A primera vista, la medida más simple para cuantificar el fenómeno de la PI sería la medición del voltaje secundario, después de un cierto intervalo de tiempo tras el corte de la corriente eléctrica inyectada al subsuelo, pero tal medida sería inadecuada, ya que el voltaje secundario es proporcional a la diferencia de pontencial que existe entre electrodos de corriente. Lo anterior - significa, simplemente que en un área de estudio necesitaríamos - mantener constante la diferencia de potencial entre los electro - dos de corriente, durante todo el levantamiento, hecho muy difficil de lograr. Para tener una medida de comparación se ha optado por normalizar las mediciones hechas de la forma descrita.

La polarizabilidad, P, se ha definido simplemente como la relación de amplitud del voltaje secundario ó voltaje de decaimiento, medido un cierto tiempo después del corte de la corriente eléctrica, $V_B(t)$, con la amplitud del voltaje fijo primario, V_p .

$$P = \frac{V_B(t)}{V_p} \quad \dots (III.1)$$

El voltaje secundario es mucho más pequeño que el voltaje primario, por lo cual es usual que el efecto de PI se exprese en milivoltios por voltio (mV/V), pero si tanto el voltaje secundario -

como el voltaje primario se expresan en las mismas unidades, la relación $V_s(t)/V_p$ será adimensional y comunmente se expresa como un porcentaje.

III.A.3.2. CARGABILIDAD

Supongamos el fenómeno ilustrado en la figura (4). Se puede observar que es posible medir el área encerrada por la curva de -- descarga entre un intervalo de tiempo Δt . Matemáticamente esto se representa como una integral:

$$\int_{t_1}^{t_2} \Delta V_{PI}(t) dt \quad \dots(III.2)$$

La cantidad medida se normaliza y usualmente es llamada Cargabilidad aparente. En general, a la cargabilidad aparente se le re presenta por la letra M:

$$M = \frac{1}{\Delta V} \int_{t_1}^{t_2} \Delta V_{PI}(t) dt \quad \dots(III.3)$$

La amplitud de las cantidades medidas depende del intervalo de -- integración así como del tiempo de carga. Por razones prácticas la curva de decaimiento solo se muestra una ó varias veces en -- determinados intervalos de tiempo.

Debido a que el voltaje secundario se recibe con niveles de am - plitud muy bajos, las mediciones son muy susceptibles a contami - narse con distintos tipos de ruido, para evitarlo usualmente el voltaje secundario se integra un cierto tiempo después del corte de corriente, por lo común se hace 0.45 segundos después del cor - te de la corriente eléctrica.

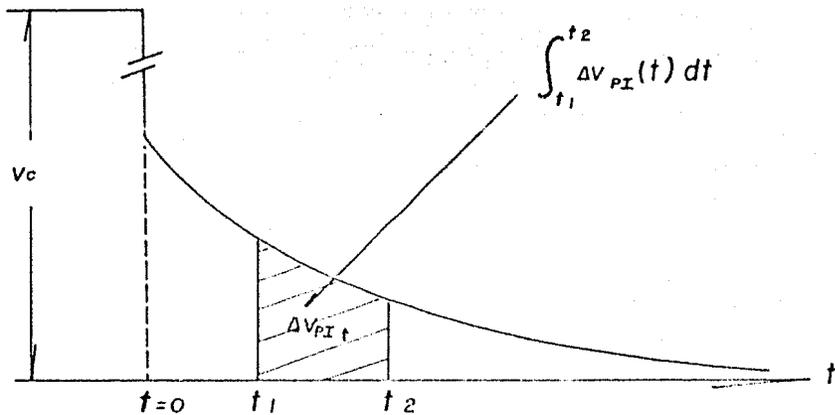


FIG.-4 CURVA DE DESCARGA TEORICA DE UN MEDIO
HOMOGENEO E ISOTROPO

En la actualidad, el parámetro cargabilidad es el más empleado - en los levantamientos de PI.

III.A.3.3. FACTOR METALICO APARENTE

En el dominio del tiempo, este parámetro se define como la relación que existe entre la cargabilidad y la resistividad aparente.

$$FM = \frac{M}{P_a}$$

... (III.4)

La razón del nombre de factor metálico radica en el hecho de que los minerales metálicos, en general, presentan una baja resistividad y una buena respuesta de cargabilidad, razón por la cual - la relación anterior adopta valores grandes cuando se hace la - operación en zonas de baja resistividad. Puede decirse que, el - factor metálico es una burda representación del fenómeno de PI, - fácil de calcular y muy útil durante la interpretación de los re sultados.

III.A.4 EQUIPO DE MEDICION

El equipo necesario para efectuar un estudio de polarización in- ducida en general consta de 3 partes o bloques:

1. Una unidad de potencia que en general es un motor de combustión interna acoplado a un generador de tipo trifásico capaz de producir una corriente alterna en un rango de frecuencia - de 50 a 400 Hz. La potencia puede variar según las necesida des desde 1 a 20 Kva o más.
2. Un transmisor-rectificador que consiste en una unidad que -- tiene la función de rectificar y transformar la corriente al

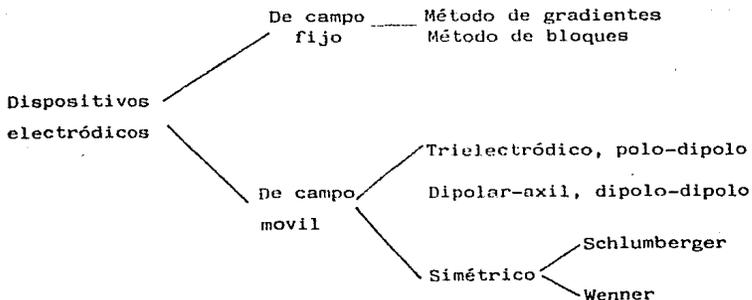
terna de la unidad de potencia a corriente directa ó alterna de muy baja frecuencia. Esta corriente eléctrica tiene una forma de onda cuadrada que se transmite al terreno, por medio de electrodos, como una serie de pulsos de corriente directa con un ciclo de transmisión predeterminado, un tiempo de reposo y un nuevo tiempo de transmisión. Cuando no se envía corriente al terreno la energía producida por el motor-generador es disipada por medio de un elemento resistivo (carga-fantasma).

3. Una unidad de recepción que es un dispositivo electrónico capaz de eliminar el potencial natural y que puede medir los voltajes de polarización inducida cuando se interrumpe la corriente.

En la figura (5) se ilustra el equipo de medición y su configuración en el campo.

III.A.5 DISPOSITIVOS DE MEDICION

Los dispositivos de medición pueden clasificarse como sigue (referencia 7):



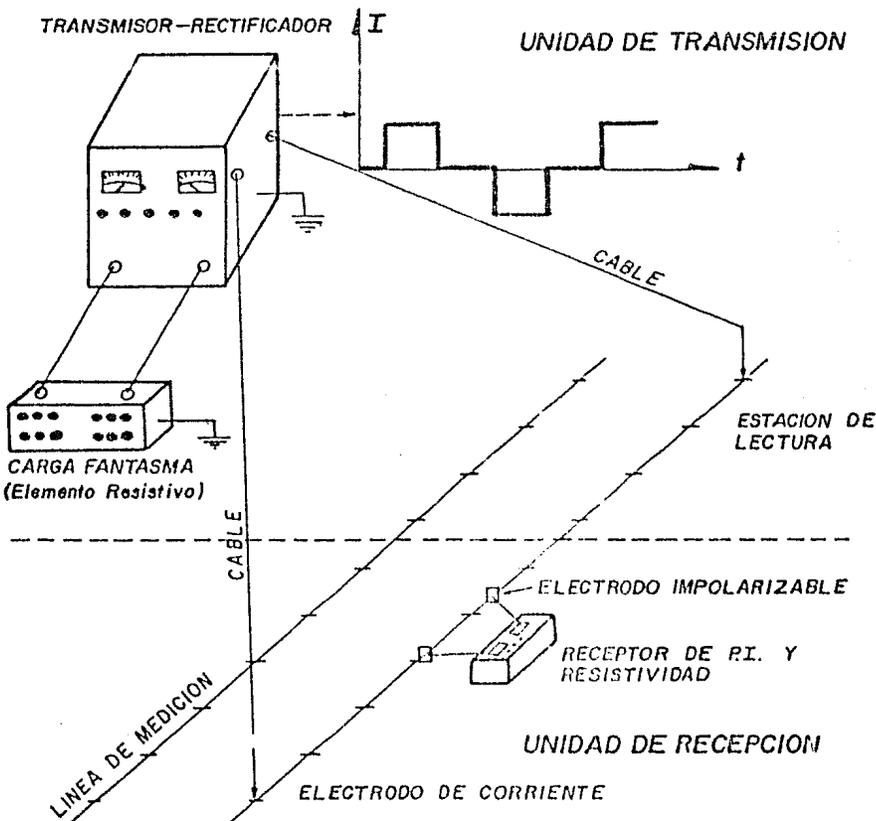
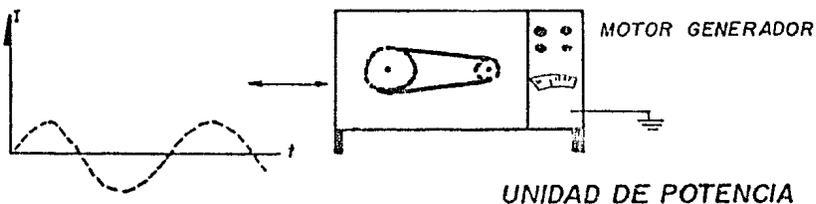


FIG.-5

EQUIPO DE MEDICION PARA POLARIZACION INDUCIDA Y RESISTIVIDAD

Debido a que en este trabajo se emplearon únicamente dispositivos electrónicos de campo fijo, se hará solo mención de ellos. Información sobre los diferentes dispositivos electrónicos y sus características puede obtenerse consultando la referencia (8).

III.A.5.1 METODO DE GRADIENTES

Para efectuar una investigación geoelectrica con el método de gradientes es necesario contar con un dipolo de transmisión AB (figura 6), con una longitud $AB=2L$. Las lecturas se hacen entre los electrodos de potencial MN, los cuales se mueven a lo largo de la línea de investigación.

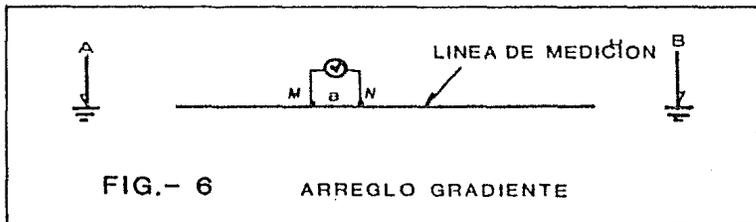


FIG.- 6 ARREGLO GRADIENTE

En este tipo de medición el desplazamiento de los electrodos MN es generalmente igual a $MN=a$, pero debe tomarse en cuenta que la elección de a es función de las dimensiones de las estructuras geológicas buscadas.

En la práctica, solo se mide el tercio central de la longitud AB, porque es en esta parte donde las líneas del campo eléctrico producido artificialmente entre los electrodos A y B es aproximadamente horizontal.

Cuando se desea obtener una señal suficientemente grande, Δv , para detectar anomalías débiles, la separación MN debe aumentarse y disminuirse el intervalo de muestreo a $a/2$. Por otra parte, la profundidad de investigación aumenta con el espaciamento $L=AB/2$ (referencia 8).

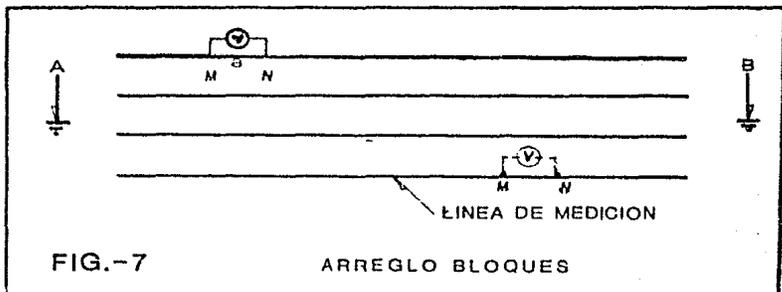
Las lecturas se grafican siempre en el punto medio de MN. Cuando la línea AB ha sido estudiada, el sistema de medición se desplaza en su conjunto a la línea adyacente y se repite el procedimiento.

Esta configuración de electrodos es de las más empleadas debido a las ventajas que presenta, entre las que figura el hecho de -- que la fuente de energía permanece fija para varias mediciones, -- y en consecuencia los electrodos de corriente pueden instalarse cuidadosamente, para disminuir la resistencia de contacto entre los electrodos A y B. Otra ventaja que presenta es que el receptor se mueve con facilidad ya que emplea sólo un cable entre M y N. Además, las anomalías que se obtienen son simples y fáciles de manejar durante la interpretación de resultados.

III.A.5.2 METODO DE BLOQUES

Las mediciones de PI con el arreglo gradiente no se limitan únicamente en la línea AB, ya que con una posición de electrodos -- pueden estudiarse una o más líneas paralelas a la línea AB. Obviamente, la separación entre líneas de medición depende de las dimensiones de la estructura estudiada.

Este es en verdad, un método rápido, ya que con una sola posición de electrodos pueden investigarse varias líneas, incluso es posible utilizar varios equipos de recepción. Antes de emprender el estudio sistemático de un área con este método, es recomendable efectuar algunas líneas de prueba y comparar resultados (figura-7).



III.A.6. INTERPRETACION

La interpretación de las mediciones de PI nos ayuda a inferir el tamaño, echado y profundidad de las estructuras minerales detectadas. Los resultados de la interpretación permitirán una programación más adecuada de las obras directas, obviamente, esta interpretación ha de ir acompañada de toda la información geológica disponible.

La interpretación de los datos de campo pasa por tres etapas, al término de las cuales pueden darse una serie de conclusiones y recomendaciones. Estas etapas son las siguientes:

- a) Interpretación cualitativa.
 - b) Interpretación semicuantitativa.
 - c) Interpretación cuantitativa (modelado matemático).
- a) La interpretación cualitativa de las mediciones de PI tiene por objetivo establecer la ubicación así como el posible origen de las anomalías. Para ello, la información puede pre -

sentarse en planos de perfiles, configuraciones, pseudosecciones, etc. A partir del análisis de esta información se hace una selección de anomalías tomando en consideración características de las anomalías tales como su intensidad, continuidad, patrón de comportamiento a rumbo, forma de las anomalías, etc. A continuación se forma un conjunto de trazas anómalas que es necesario relacionar y explicar en base a la geología del área. Ya seleccionadas las anomalías, se escogen las -- más importantes para efectuar sobre ellas estudios de mayor detalle.

Algunos rasgos de las anomalías son muy útiles para inferir la forma y posición en que yacen los cuerpos polarizables. -- Por ejemplo, la pendiente más pronunciada de un perfil de PI nos indica que el cuerpo polarizable buza hacia la parte de la curva donde la pendiente es más suave. Si la curva tiene forma simétrica entonces puede pensarse que la respuesta de PI es ocasionada por un cuerpo simétrico que yace en forma -- vertical. También, si la respuesta tiene una extensión considerable puede pensarse en la posibilidad de que la respuesta de PI sea producida por un cuerpo que yace en forma horizontal (manto). Otra característica de las anomalías muy importantes es la intensidad en miliseundos, ya que si por -- ejemplo la anomalía presenta valores de alta intensidad se -- puede inferir que existe una gran disseminación de minerales polarizables, en caso contrario pudiera tratarse de minerales polarizables masivos. Para concluir, es necesario recordar -- que debe hacerse una correlación con las respuestas obtenidas con otros métodos geofísicos, como por ejemplo magnetometría, gravimetría, resistividad, turam, etc.

- b) La interpretación semicuantitativa puede realizarse comparando las curvas de campo con curvas patrón obtenidas teóricamente. Otra forma de efectuar una interpretación semicuantitativa

tativa puede hacerse utilizando una técnica propuesta por el soviético Komarov, referencia (8), a partir de la cual puede obtenerse la profundidad a la cima del cuerpo polarizable, - dimensiones laterales y echado del cuerpo, referencia (9).

También puede emplearse la técnica de modelado físico, que - consiste en reproducir, a escala, las condiciones en que se halla el cuerpo polarizable y obtener sobre el modelo una serie de curvas, hasta que se ajusten a la (s) curva (s) de -- campo.

- c) Interpretación cuantitativa. Constituye la etapa final de - la interpretación, siendo la que presenta mayor dificultad, - ya que es necesaria la utilización de sistemas de computación de gran capacidad y el empleo de métodos numéricos para modelación, utilizando las técnicas de diferencias finitas o elemento finito.

III.A.7. TRABAJOS EFECTUADOS

Con tránsito y cinta se trazaron 13 líneas, de 350 m de exten - sión cada una; 10 de estas líneas se hallan espaciadas a cada - 50 m. Las líneas se estacaron a cada 10 m y tienen un rumbo - general de N 47° E. La ubicación y distribución de líneas puede observarse en la lámina (7).

El cubrimiento lineal fué de 4.55 km. y el superficial de 0.131 km² (13.1 Ha).

Con el método de Polarización Inducida, se efectuó un estudio - paramétrico con los arreglos electródicos gradientes y bloques. Se varió tanto la separación entre electrodos de potencial así como la separación entre electrodos de corriente. Posteriormen

te, se levantó el área con el arreglo electródico bloques, con, separación de electrodos de corriente AB=1050 m y separación de electrodos de potencial MN= 25 m.

III.A.8 RESULTADOS OBTENIDOS

Cada vez que se programa un estudio de Polarización Inducida, - existe el problema de seleccionar, en principio, el tipo de arreglo electródico a emplear y, posteriormente, los parámetros más adecuados del arreglo elegido.

Es necesario recordar que, la elección de un arreglo electródico específico está en función directa del tipo y características del yacimiento mineral esperado, de la profundidad de investigación requerida, de la topografía del área de estudio y del tiempo y costo estimado.

Es muy frecuente que, los arreglos electródicos y sus parámetros de medición, programados en gabinete, no funcionen adecuadamente durante el levantamiento de campo. Por tal razón, se acostumbra efectuar un programa de pruebas para elegir adecuadamente los mejores parámetros de un arreglo de electrodos.

Considerando que, la estructura la Catarina es una veta intensamente silicificada, con un espesor en algunas partes de hasta - 35 m y con un buen contenido de sulfuros masivos de origen hidrotermal, se consideró que el arreglo electródico gradiente como el más adecuado para la detección de las zonas con mayor concentración mineral. No se consideró necesario la utilización de otro arreglo electródico, por ejemplo polo-dipolo, dipolo-dipolo, etc. ya que son de operación más lenta y costosa. Además, en pruebas realizadas durante 1979 en la misma área, el arreglo gradiente demostró ser superior a otros arreglos electródicos (referencia 10).

te, se levantó el área con el arreglo electródico bloques, con, separación de electrodos de corriente $AB=1050$ m y separación de electrodos de potencial $MN= 25$ m.

III.A.8 RESULTADOS OBTENIDOS

Cada vez que se programa un estudio de Polarización Inducida, - existe el problema de seleccionar, en principio, el tipo de arreglo electródico a emplear y, posteriormente, los parámetros más adecuados del arreglo elegido.

Es necesario recordar que, la elección de un arreglo electródico específico está en función directa del tipo y características del yacimiento mineral esperado, de la profundidad de investigación requerida, de la topografía del área de estudio y del tiempo y costo estimado.

Es muy frecuente que, los arreglos electródicos y sus parámetros de medición, programados en gabinete, no funcionen adecuadamente durante el levantamiento de campo. Por tal razón, se acostumbra efectuar un programa de pruebas para elegir adecuadamente los mejores parámetros de un arreglo de electrodos.

Considerando que, la estructura la Catarina es una veta intensamente silicificada, con un espesor en algunas partes de hasta - 35 m y con un buen contenido de sulfuros masivos de origen hidrotermal, se consideró que el arreglo electródico gradiente como el más adecuado para la detección de las zonas con mayor concentración mineral. No se consideró necesario la utilización de otro arreglo electródico, por ejemplo polo-dipolo, dipolo-dipolo, etc. ya que son de operación más lenta y costosa. Además, en pruebas realizadas durante 1979 en la misma área, el arreglo gradiente demostró ser superior a otros arreglos electródicos- (referencia 10).

Se ensayaron tres separaciones de electrodos de corriente 500,- 750 y 1050 m, manteniendo constante la abertura de electrodos - de potencial, MN=20 m (lámina 4). Puede observarse que, la morfología de las curvas es muy semejante, para las tres separaciones de electrodos de corriente. Con AB=500 m y AB=750 m, la intensidad de las respuestas es mayor que con AB=1050 m, pero la curva obtenida con AB=1050 m presenta menos ruido. Las tres -- curvas ubican perfectamente la zona que produce la anomalía de Polarización Inducida.

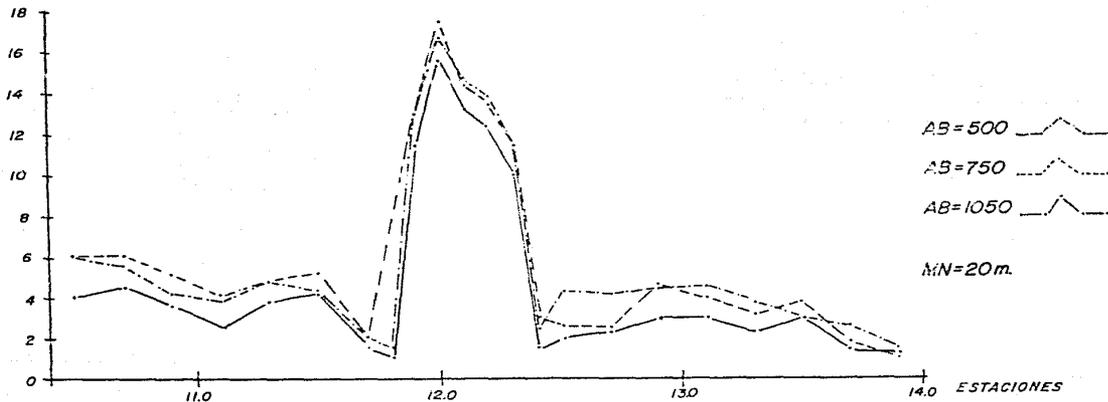
Además, considerando que la longitud de las líneas es de 350 m y ya que, teórica y prácticamente se ha visto que, el campo eléctrico establecido con este arreglo es aproximadamente constante en el tercio central de la línea AB, se eligió la separación de 1050 m como la longitud más idónea para aterrizar los electrodos de corriente.

Elegidas las separaciones AB=1050 m y MN=20 m, se decidió realizar un estudio comparativo entre las respuestas obtenidas con los arreglos gradientes y bloques. En principio pudo observarse que, con una sola posición de electrodos se podía leer hasta 8 líneas paralelas a la línea donde quedaron los electrodos de corriente AB. De esta forma, fue posible capturar información de PI, con una intensidad en las respuestas y en el nivel de fondo muy semejantes, entre línea y línea (lámina 5). Morfológicamente, las curvas son idénticas y puede decirse que el error que existe entre las intensidades de PI obtenidas es mínimo y muy aceptable.

Se pudo concluir que, el área podía levantarse de manera sistemática, sin gran riesgo de error, empleando el arreglo bloques, provocando un gran ahorro en el tiempo y costos de operación.

Manteniendo constante la separación de electrodos de corriente, AB=1050 m, se procedió a variar la separación entre electrodos

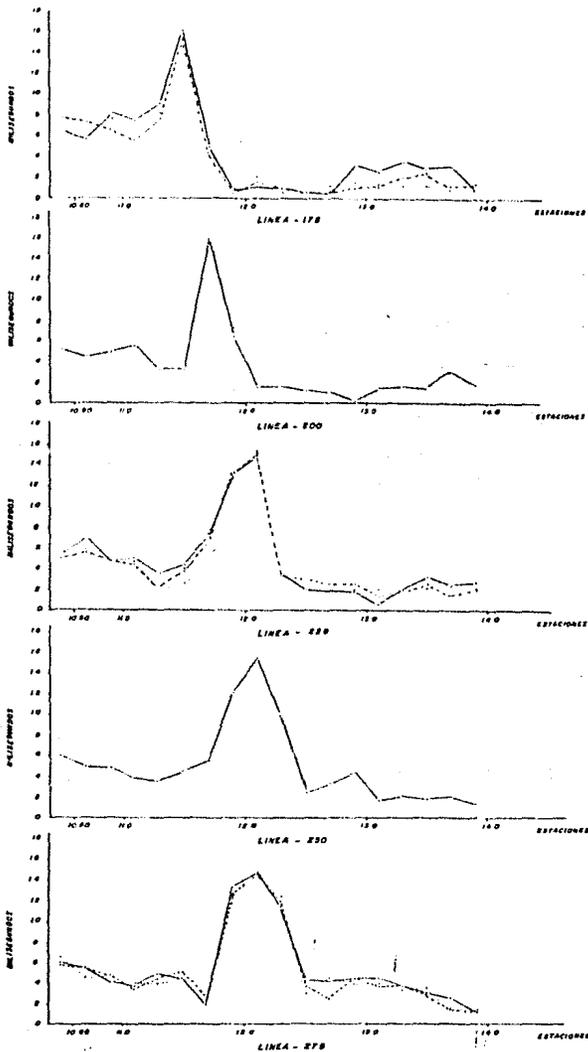
CARGABILIDAD EN
MILISEGUNDOS



LINIA 275

CURVAS DE P.I. OBTENIDAS VARIANDO LA SEPARACION
DE ELECTRODOS DE CORRIENTE (A,B) CON MN CONSTANTE

LAM.- 4

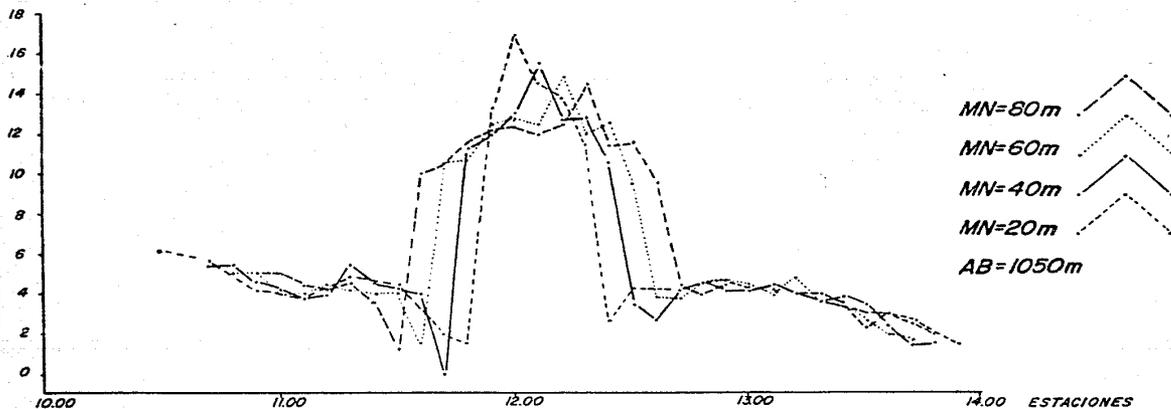


EXPLICACION

- $\lambda\lambda = 1030$ m. <— / —> CURVAS DE P.I. OBTENIDAS CON AYB EN L-275
- $M\bar{N} = 20$ m. <— / —> CURVAS DE P.I. OBTENIDAS CON AYB EN L-225
- ESTACIONES CADA 20 m. <— / —> CURVAS DE P.I. OBTENIDAS CON AYB EN L-175
- SEPARACION DE LINEAS CADA 25 m.

CURVAS DE P.I. OBTENIDAS CAMBIANDO DE POSICION
(LINEA) LOS ELECTRODOS DE CORRIENTE

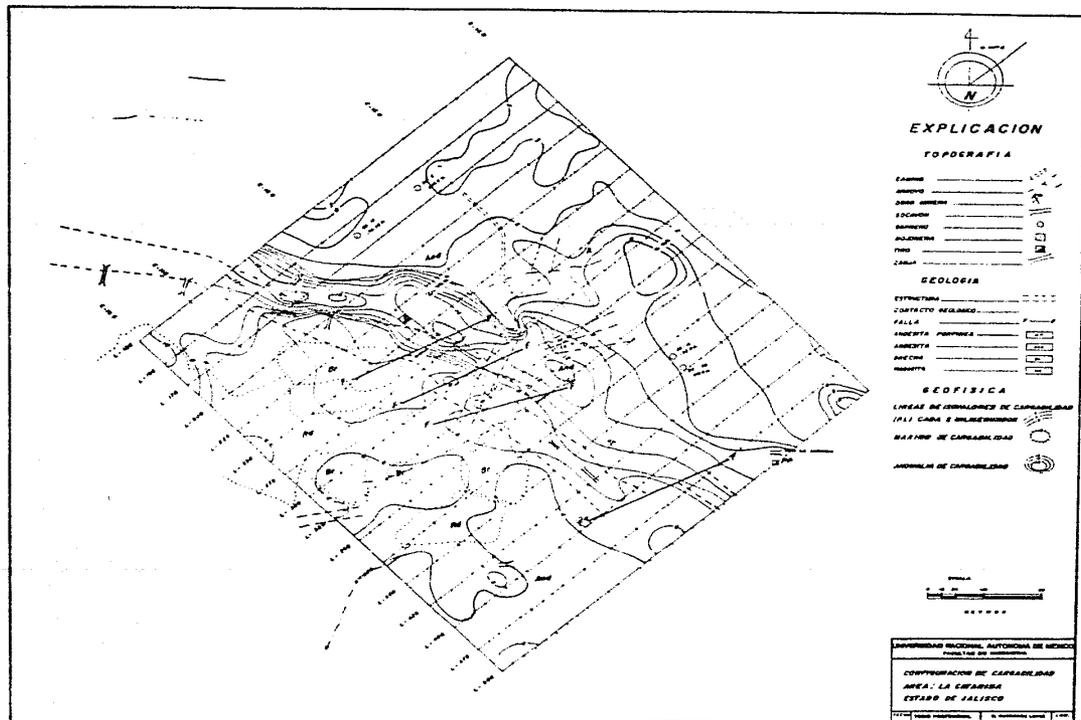
CARGABILIDAD EN
MILISEGUNDOS



LINEA 275

**CURVAS DE P I. OBTENIDAS VARIANDO LA SEPARACION DE ELECTRODOS DE
POTENCIAL (M,N) CON AB CONSTANTE.**

LAM.- 6



de potencial, con $MN=20$ m, 40 m, 60 m y 80 m, con un intervalo de muestreo de 10 m (lámina 6), se observa que a medida que se aumenta la separación de los electrodos M y N, la curva de respuesta anómala tiende a disminuir su intensidad y se hace más amplia. Morfológicamente, las curvas conservan su semejanza, pero sufren un desplazamiento hacia donde la veta esta buzando. Es notorio que, a medida que se aumenta MN la intensidad de la respuesta disminuye. Para separaciones mayores de MN, la curva de PI debe atenuarse aún más ya que, el volumen de roca investigada aumentará pero la cantidad de minerales polarizables se mantiene constante.

Como la ha demostrado N. Konishi (referencia 11), con el arreglo gradiente la región del subsuelo que contribuye a la detectabilidad de un cuerpo, es determinada principalmente por la separación de electrodos de potencial y no por la separación de electrodos de corriente (para medio homogéneo y con $AB=21MN$ se obtienen resultados muy similares) ver figura (8).

Por lo anterior puede decirse que en nuestro caso, al aumentar la separación MN la profundidad de investigación aumentó pero el porcentaje de señal aportada por el cuerpo mineral fue menor.

También se ensayó con una separación $MN=10$ m con $AB=1050$ m. La intensidad de la señal en el tercio central de AB fue muy débil y no fue posible obtener lecturas confiables.

De la lámina (5), se observa que la pendiente mas fuerte de las anomalías nos indica claramente el rumbo del echado de la veta, el cual es muy variable, pero en general esta entre los 65° y 80° hacia el NE.

Elegidos los parámetros $AB=1050$ m, $MN=20$ m y sabiendo que con una misma posición de electrodos era posible la lectura de nue

PORCIENTO DE CONTRIBUCION DE SEÑAL (%),
EN UN ARREGLO GRADIENTES

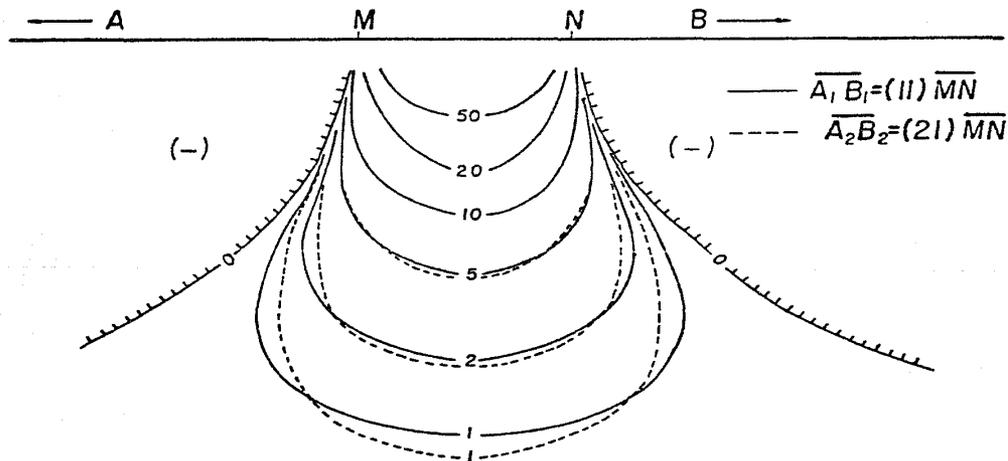


FIG.- 8

ve líneas, se emprendió el levantamiento sistemático del área.

La información obtenida se presenta en forma de gráficas de cargabilidad y configuración de isocargabilidades (láminas 7 y 8). Cualitativamente, al área estudiada se le asignó un valor de -- fondo de 5 milisegundos a partir del cual las curvas pueden considerarse como anómalas. Los máximos de cargabilidad definen -- una traza anómala, que se correlaciona con la estructura mine-ral.

El desplazamiento de las curvas con respecto a la veta indica -- su echado y sugiere que la concentración de minerales polariza-bles no es superficial. Además es posible identificar desplazamientos de la estructura ocasionados por fallas (lámina 7).

Las anomalías de PI se hacen mas amplias desde la línea 225 ha-cia la línea 500, esto indica que hacia esta parte existe una -- mayor diseminación de sulfuros polarizables, que forman una au-reola alrededor de la estructura. Geológicamente esto es muy-importante ya que, en la Catarina los clavos mineralizados se -- hallan rodeados de una aureola de diseminación.

III.B. RESISTIVIDAD

III.B.1 INTRODUCCION

El empleo de métodos geoelectricos tiene como objetivo fundamental el conocimiento de ciertas propiedades electromagnéticas de las rocas y minerales constituyentes. La resistividad es una -- propiedad física intrínseca de cada material, capaz de propor-cionarnos valiosa información de las rocas presentes en el sub-suelo.

En general, la resistividad puede representarse matemáticamente por medio de la siguiente ecuación vectorial:

$$\vec{J} = \frac{1}{P} \vec{E}$$

...(III.5)

P = resistividad

\vec{J} = vector de densidad de corriente eléctrica

\vec{E} = vector de campo eléctrico.

La ecuación (III.5) puede derivarse de las ecuaciones de Maxwell para campos electromagnéticos estacionarios, por ello al método de resistividad se le ha clasificado como un método de campo -- electromagnético estacionario.

Durante los levantamientos de polarización inducida se realiza, en forma simultánea, la captura de datos de resistividad.

III.B.2. PRINCIPIO FISICO

Para realizar un estudio con el método de resistividad es necesario utilizar una fuente artificial de corriente eléctrica con tñua (motor-generador, pilas secas). La corriente eléctrica generada se inyecta al suelo por medio de electrodos puntuales- y se mide la diferencia de potencial, así producida entre los - electrodos de medición, M y N.

Para comprender los principios básicos del método de resistivi- dad considérese la situación de la figura (9) y las ecuaciones de Maxwell:

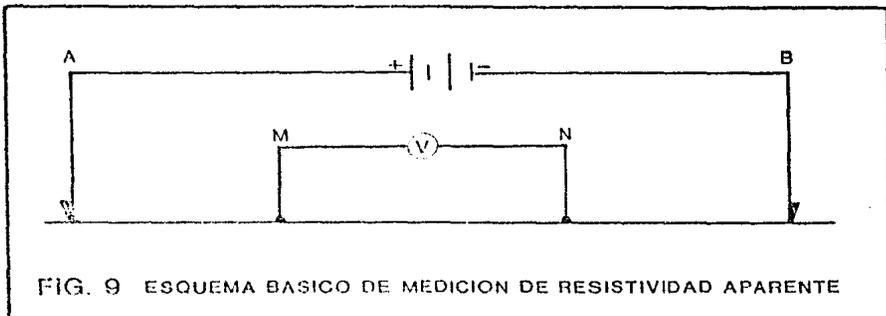


FIG. 9 ESQUEMA BASICO DE MEDICION DE RESISTIVIDAD APARENTE

$$\nabla \times \vec{E} = - \frac{\delta \vec{H}}{\delta t} \quad \dots(\text{III.6})$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\delta \vec{D}}{\delta t} \quad \dots(\text{III.7})$$

Si se supone que el campo generado es estacionario, las ecuaciones anteriores se reducen a:

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad \dots(\text{III.8})$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} \quad \dots(\text{III.9})$$

La ecuación $\nabla \times \vec{E} = 0$ indica simplemente que el campo es irrotacional, o en otras palabras, que el flujo neto que atraviesa -- por el medio es cero, esto es, la corriente que entra al subsuelo por A es la misma que sale por B (medio sin pérdidas).

Debido a que \vec{E} es irrotacional se concluye que debe derivarse -

de un potencial escalar U , esto es:

$$\vec{E} = -\nabla U \quad \dots(\text{III.10})$$

Ahora, consideremos un elemento diferencial de superficie $\delta\vec{A}$ y sea \vec{J} la densidad de corriente eléctrica. En consecuencia, el flujo que pasa por $\delta\vec{A}$ está dado por $\vec{J} \cdot \delta\vec{A}$. La densidad de corriente \vec{J} y el campo eléctrico \vec{E} se relacionan por la ley de Ohm :

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad \dots(\text{III.11})$$

σ = conductividad eléctrica

Como en ningún punto del medio puede haber creación ó destrucción de cargas eléctricas (excepto en A y B) se concluye que la divergencia de la densidad de corriente será nula:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \quad \dots(\text{III.12})$$

Por identidades vectoriales y combinando las ecuaciones anteriores:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = \vec{\nabla} \cdot (\sigma \vec{E}) = 0 = \sigma \vec{\nabla} \cdot \vec{E} + \vec{E} \cdot \vec{\nabla} \sigma = \dots(\text{III.13})$$

$$-\sigma \nabla \cdot \nabla U + \vec{E} \cdot \nabla \sigma = \sigma \nabla^2 U + \vec{E} \cdot \nabla \sigma = 0 \quad \dots(\text{III.14})$$

Puesto que el medio es homogéneo e isotropo, σ es uniforme y - por ello $\nabla \sigma = 0$, en consecuencia,

$$\nabla^2 U = 0 \quad \dots(\text{III.15})$$

La ecuación anterior es conocida como la ecuación de Laplace, - válida en todo el semiespacio, excepto en la fuente puntual de corriente. En coordenadas cilíndricas la ecuación de Laplace - puede escribirse como:

$$\frac{\delta^2 U}{\delta r^2} + \frac{1}{r} \frac{\delta U}{\delta r} + \frac{\delta^2 U}{\delta z^2} = 0 \quad \dots(\text{III.16})$$

donde los términos que dependen de la variable ϕ se anulan por la simetría del problema.

Resolviendo la ecuación de Laplace se puede obtener:

$$U_M = \frac{\rho l}{2\pi} \left(\frac{1}{r} \right) \quad \dots(\text{III.17})$$

Si se tienen varias fuentes de campo eléctrico, el potencial en el punto M será causado por la superposición de efectos de las fuentes:

$$U = \frac{\rho}{2\pi} \sum \frac{I_i}{r_i} \quad \dots(\text{III.18})$$

I_i = corriente que entra o sale del punto M

r_i = distancia del punto M a la fuente

Despejando ρ , llegamos a la ecuación,

$$\rho = \frac{2\pi U}{\sum \frac{I_i}{r_i}} \quad \dots(\text{III.19})$$

la ecuación (III.19) también puede escribirse como:

$$\rho = \kappa \frac{\Delta V}{l} \quad \dots(\text{III.20})$$

K= factor geométrico que depende de la geometría del dispositivo electródico empleado.

De lo anteriormente visto, es posible concluir que si se efectúan medidas adecuadas del potencial eléctrico, U, en la superficie del terreno, podremos determinar la resistividad del corte geoelectrónico investigado.

III.B.3. PARAMETROS DE MEDICION

III.B.3.1 RESISTIVIDAD APARENTE

Los desarrollos matemáticos obtenidos para medios homogéneos e isotrópicos proporcionan valores teóricos, que en general no coinciden con los datos capturados durante una investigación de campo. Consideremos la figura (10a), que representa a un medio homogéneo e isotrópico. La diferencia de potencial teórica entre M y N estará dada por la ecuación:

$$\Delta V_N^M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r+a} \right) \quad \dots(III.21)$$

resolviendo para ρ , obtenemos:

$$\rho = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad \dots(III.22)$$

La ecuación (III.22) nos indica que para obtener la resistividad del medio homogéneo es necesario obtener los parámetros ΔV , I r y a.

Consideremos ahora la figura (10b), correspondiente a un medio no homogéneo y apliquemos la ecuación (III.22) para obtener la resistividad del modelo. Es evidente que la resistividad así obtenida no corresponderá a P_1 , P_2 , P_3 , ó P_4 ; ni es tampoco -

un promedio de las resistividades involucradas. En consecuencia lo que se obtiene siempre, es una resistividad aparente, que se considera como la variable representativa de las mediciones.

III.B.4 EQUIPO DE MEDICION.

Actualmente, los instrumentos de medición se diseñan de tal forma que, a la vez que se realizan las mediciones de polarización inducida se pueden obtener, simultáneamente, los datos de resistividad aparente.

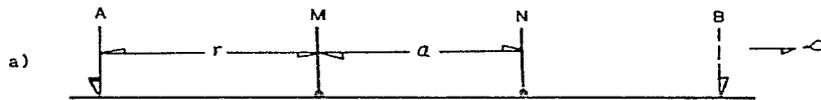
Básicamente, para efectuar un estudio de resistividad debemos contar con dos circuitos; un circuito de emisión y un circuito de recepción.

III.B.4.1 CIRCUITO DE EMISION.

Este circuito lo constituyen los electrodos de corriente, los cables, la fuente de energía y el terreno. La fuente de energía puede ser un conjunto de pilas secas, ó bien un motor-generador. Es más deseable la utilización de un motor-generador ya que, puede suministrar una mayor cantidad de energía durante un considerable tiempo de operación. Los cables deben ser físicamente muy resistentes, deben poseer una baja resistencia eléctrica y ser capaces de soportar cambios térmicos. Los electrodos de corriente deben situarse cuidadosamente de tal manera que, la resistencia de contacto electrodo-suelo disminuya al máximo, para lograr lo anterior es común anegar con agua salada el sitio donde se clavan los electrodos de corriente.

III.B.4.2 CIRCUITO DE RECEPCION.

Básicamente, el circuito de recepción está constituido por un milivoltímetro electrónico, de alta impedancia de entrada, y --



$$\rho_a = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I}$$

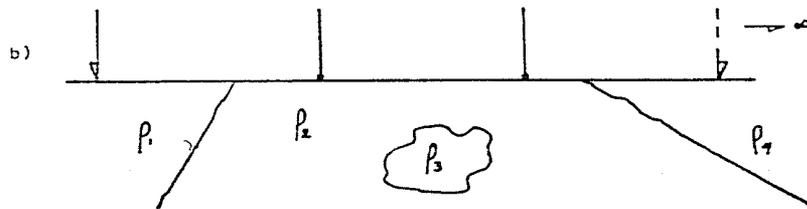


FIG. 10.- MEDICIONES DE RESISTIVIDAD APARENTE SOBRE UN MEDIO HOMOGENEO Y SOBRE UN MEDIO ETEROGENEO

por los electrodos de potencial (tazas).

Los electrodos de potencial deben ser impolarizables, para evitar en lo posible señales talúricas no deseadas. Si las mediciones de resistividad se efectúan simultáneamente con las de PI, entonces podemos emplear la representación esquemática del equipo de medición mostrada en la figura (5).

III.B.5 DISPOSITIVOS DE MEDICION.

Para sondeos eléctricos verticales los arreglos Schlumberger y Wenner son los mas empleados. La clasificación de los dispositivos de medición es la misma que se hizo en el capítulo correspondiente a PI.

En minería, las variaciones laterales de resistividad tienen mas importancia que las variaciones verticales de resistividad. Los métodos de calicoteo eléctrico son muy útiles durante la búsqueda de contactos geológicos, diques, fallas, zonas de fracturamiento, vetas, mantos, etc., por esta razón son muy empleados los arreglos polo-dipolo, dipolo-dipolo, gradientes y bloques. Con dichos arreglos se pueden determinar las variaciones de resistividad en dirección horizontal a una profundidad de penetración preseleccionada.

Algunos factores geométricos, K, de uso frecuente para el cálculo de resistividad se enlistan a continuación:

Arreglo Dipolo-Dipolo	$K = 2\pi a n(n+1)(n+2) \dots$
Arreglo Gradiente	$K = 2\pi a (r+a)/a$
Arreglo Bloques	$K = \frac{2\pi}{MN} \left\{ \frac{\cos \alpha}{OA^2} + \frac{\cos \beta}{OB^2} \right\}^{-1}$

...(III.23)

α, β = ángulos formados por la línea AB y las líneas trazadas desde A y B hasta M y N respectivamente.

O = punto medio de MN

III.B.6 INTERPRETACION.

La interpretación de los datos de resistividad aparente se efectúa de manera similar al método descrito en el capítulo de PI.- Debido a que en minería los cambios laterales de resistividad son muy frecuentes, es muy difícil la interpretación del método de resistividad. Por lo anterior este método detiene su interpretación en la etapa cualitativa.

III.B.7 TRABAJOS EFECTUADOS.

Con tránsito y cinta se trazaron 13 líneas, de 350 m de extensión cada una; 10 de estas líneas se hallan espaciadas a cada 50 m. Las líneas se establecieron a cada 10 m y tienen un rumbo general de N 47° E. La ubicación y distribución de líneas puede observarse en la lámina (9).

El cubrimiento lineal fué de 4.55 km y el superficial de 0.131-km² (13.1 Ha).

Con el método de Resistividad, se efectuó un estudio paramétrico con los arreglos electródicos gradientes y bloques. Se varió tanto la separación entre electrodos de potencial así como la separación entre electrodos de corriente. Posteriormente, se levantó el área con el arreglo electrodico bloques, con separación de electrodos de corriente AB=1050 m y separación de electrodos de potencial MN=20 m.

III.B.8 RESULTADOS OBTENIDOS.

Como se ha hecho notar, el levantamiento de resistividad se hace a la vez que se efectúa el estudio de PI, por tal razón y -- considerando que en minería, en general, las condiciones geológicas son muy complejas, el levantamiento de resistividad -- puede verse como un estudio de apoyo.

Los resultados obtenidos se ofrecen en las láminas (9 y 10), en forma de perfiles de resistividad aparente y configuración de - 150 resistividades.

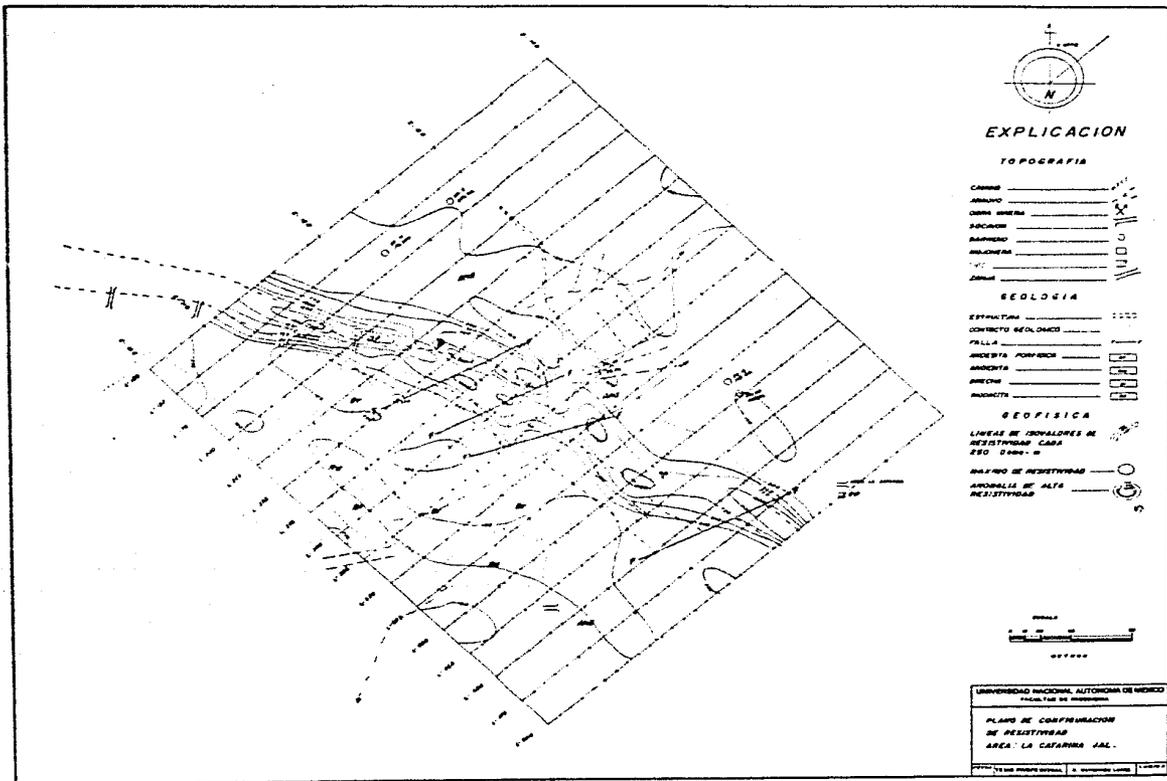
De los perfiles de resistividad aparente (lámina 9) se aprecia lo siguiente:

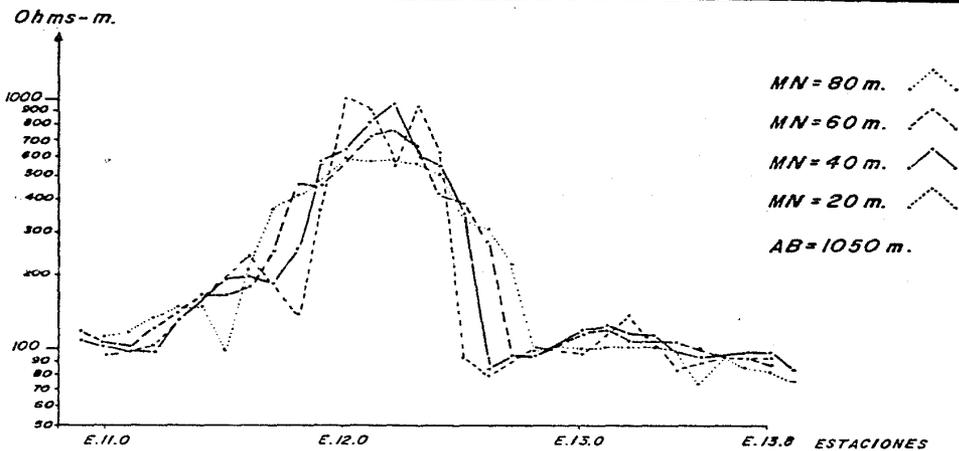
1. Se definen con claridad las zonas consideradas como anómalas y coinciden con la traza de la veta La Catarina.
2. El nivel de fondo de las respuestas de resistividad es de - aproximadamente 100 ohm-m y se asocia a la roca encajonante.
3. Las resistividades máximas son del orden de los 2000 ohm-m y aparecen sobre la estructura.
4. A partir de la morfología de las curvas puede inferirse que, la pendiente mas suave de las curvas nos indica que hacia - el NE se halla buzando la estructura.
5. Pueden apreciarse los desplazamientos ocasionados por las - fallas indicadas.
6. No se observan mínimos de resistividad que pudieran dar - idea de la ubicación de la mineralización masiva.

De la configuración de iso-resistividad (lámina 10) puede -- apreciarse que,

7. La configuración de iso-resistividad conforma una clara ten-dencia asociable a la estructura, y los máximos de resisti-vi-dad se producen en forma aislada.

En la lámina (11) puede verse que el comportamiento de las





LÍNEA 275

*CURVAS DE RESISTIVIDAD OBTENIDAS VARIANDO
LA SEPARACION DE ELECTRODOS DE POTENCIAL
(MN) CON AB CONSTANTE*

curvas de resistividad aparente es muy similar al ejemplificado en la lámina (4) de curvas de polarización inducida. - Conforme aumenta la separación MN, las curvas tienden a ampliarse mientras que su amplitud disminuye. Se puede concluir que, es mas sencillo y de mejor calidad obtener información con MN=20 m.

III.C. POTENCIAL NATURAL

III.C.1 INTRODUCCION.

Este es un método geofísico que aprovecha los campos eléctricos generados naturalmente en el subsuelo. Los fenómenos electroquímicos que producen los potenciales naturales lo hacen muy adecuado para la exploración minera, debido a que es un método sencillo, rápido y económico. No obstante lo anterior, y a pesar de que el método es conocido desde hace mucho tiempo en México, no se le ha aplicado sistemáticamente durante una prospección minera.

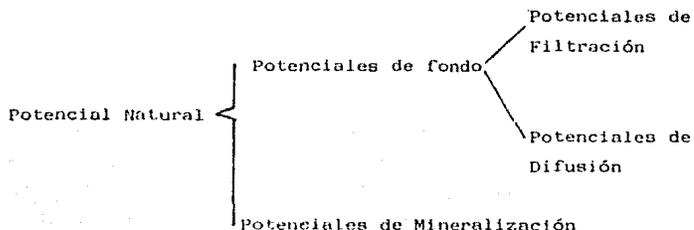
Sin embargo, del solo conocimiento de las anomalías de potencial natural no es posible deducir si son producidas por sulfuros, óxidos, grafito u otras sustancias. La causa de las anomalías de potencial natural debe encontrar su explicación utilizando los estudios geológicos de la zona de interés.

Recientemente, a este método se le ha venido dando la importancia que requiere, sobre todo por su rapidez de aplicación y economía, en comparación con otros métodos geofísicos.

III.C.2 FENOMENO FISICO.

El método de potencial natural se basa en la observación y medición de fuentes electromotrices generadas por la actividad electroquímica presente de manera natural en el subsuelo. Las fuentes

tes que producen este fenómeno son diversas y pueden ser clasificadas como sigue:



Los potenciales de fondo tienen un orden de magnitud desde fracciones de milivolt a centenas de milivolt. Los potenciales de mineralización alcanzan valores de varios cientos de milivolt y son siempre de signo negativo (referencia 9).

III.C.2.1 POTENCIALES DE FONDO

Pueden ser tanto positivos como negativos y son creados por el flujo de fluidos subterráneos, actividad bioeléctrica de las plantas, variaciones térmicas, variaciones en la concentración de electrolitos y otras actividades geoquímicas (referencia 5).

En este trabajo, únicamente se mencionarán los potenciales de filtración y los potenciales de difusión. Sin embargo, es necesario, durante un estudio geoelectrico, tener en consideración las posibles fuentes de potenciales naturales, para justificar una posible respuesta de potencial natural.

III.C.2.2 POTENCIALES DE FILTRACION

Son universales, ya que la filtración de los fluidos se produce

en la mayoría de las rocas. Para explicar su origen supongamos un tubo capilar por el cual circula un electrolito, el hecho de que el electrolito fluya por el capilar genera entre los extremos del tubo una diferencia de potencial de poca intensidad. De manera análoga, en las porosidades de las rocas se producen potenciales de filtración de poca intensidad. La medición de los potenciales de filtración ha sido aplicada a la prospección de aguas subterráneas.

III.C.2.3 POTENCIALES DE DIFUSION

Estos potenciales aparecen cuando en los poros de las rocas se ponen en contacto electrolitos diferentes, o existen diferencias de concentración en un mismo electrolito (referencia 7).

En caso de tener electrolitos diferentes, se produce un proceso de difusión, que provoca una separación de los iones de mayor - movilidad de los de menor movilidad y consecuentemente, una acumulación ó polarización de las cargas, generándose así un campo eléctrico natural.

Si existen diferencias de concentración en un mismo electrolito, debido a que la movilidad de los iones de distinto signo es diferente en el electrolito, en el proceso de nivelación de las - concentraciones, los iones de mayor movilidad se separan de los de menor movilidad y, en el mismo electrolito, se produce una - concentración de iones de un signo en un lado y, en el otro lado, iones de signo opuesto. De esta manera se genera un campo - eléctrico y, conjuntamente, una diferencia de potencial, (referencia 7).

III.C.2.4 POTENCIALES DE MINERALIZACION

Los potenciales de mineralización son difíciles de explicar, --

existen actualmente varias teorías que tratan de justificar su origen. Se pensaba que la oxidación de la parte superior de un yacimiento mineral generaba una diferencia de potencial entre la cima y la base del yacimiento, esto es, que el cuerpo mineralizado se comportaba como una pila eléctrica que producía corrientes en el subsuelo. Sin embargo, si lo anterior fuera cierto la respuesta del yacimiento desaparecería con el tiempo, y además, si el cuerpo se oxidara totalmente, este quedaría cargado positivamente, hecho que no sucede en la realidad, ya que los potenciales originados por mineralización son siempre negativos. Por otra parte, esta teoría no sería válida para el grafito, el cual no se oxida y es capaz de producir una buena respuesta de potencial natural.

Supongamos las siguientes condiciones, una roca encajonante con conductividad iónica y un cuerpo mineral encajonado en ella, -- con alta cantidad de minerales con conductividad electrónica.

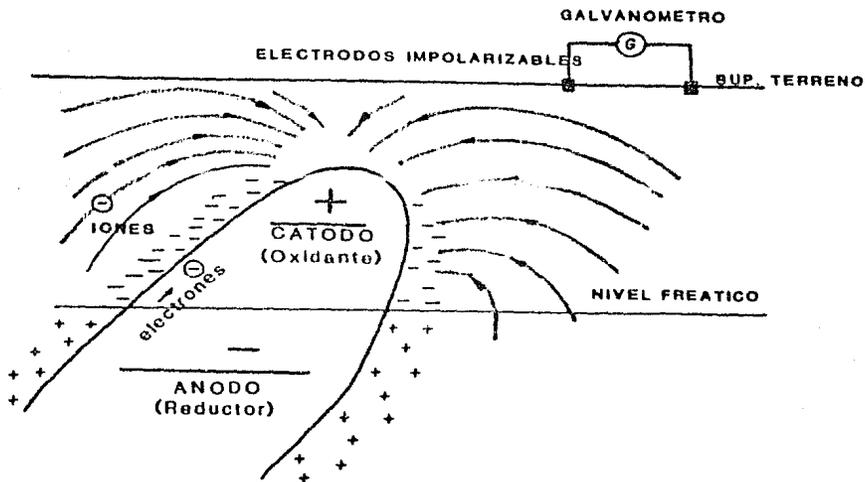
Una capa de iones positivos y negativos se forma debido al paso de los cationes metálicos del cuerpo mineral a las soluciones del medio encajonante. Esta capa posee, consecuentemente, una diferencia de potencial cuya magnitud y sentido es función de las propiedades físicas, composición química y estado del cuerpo conductor con respecto al medio encajonante. De la anterior forma, el conductor electrónico adquiere un potencial, comúnmente conocido como potencial de electrodo.

Diversos estudios físico-químicos han llegado a la conclusión de que los parámetros que mayor influencia tienen para la generación de un potencial natural son: la composición química de las aguas subterráneas, composición mineralógica del cuerpo mineral y del medio encajonante, resistividades del corte geoelectrico, velocidad de circulación de las aguas subterráneas e interacción de estas aguas con las rocas y minerales.

Si la magnitud y signo de la diferencia de potencial de la capa iónica es constante en toda la superficie del cuerpo mineral, - puede concluirse que el campo eléctrico se anulará fuera del -- conductor. Evidentemente, se trata de un caso ideal que no ocurre en la naturaleza ya que, en un yacimiento mineral las condiciones físico-químicas cambian de un punto a otro.

La teoría mas aceptada para explicar el origen de los potenciales de mineralización se debe a Sato y Mooney (referencia 7), - quienes demostraron que la capacidad de oxidación de las aguas-subterráneas decrece al aumentar la profundidad. Esto es, que en la parte superior del yacimiento el medio es ácido, mientras que en la base el medio es básico (figura 11). Por lo tanto, el elemento galvanico así formado tendra una polarización característica, que en superficie revela siempre lecturas de potencial de signo negativo y el cuerpo mineral no se oxida, solo sirve - de enlace eléctrico entre los dos medios. El cátodo se encontrará en la parte superior del yacimiento y el ánodo en la parte inferior. El circuito interno del elemento galvánico lo constituye el propio cuerpo mineral y el externo la roca de caja -- (figura 11). Sin embargo, al paso del tiempo la polarización - desaparecería, ya que el cuerpo mineral tiende a alcanzar su egtado de equilibrio. Para explicar la permanencia del fenómeno de potencial natural, se ha sugerido que el yacimiento frecuentemente sufre desequilibrios físico-químicos. Esta despolarización es efectuada por el oxígeno transportado por el agua subterránea; en consecuencia, la intensidad del campo eléctrico es - también una función del régimen de flujo de las aguas subterráneas.

Sin embargo, la teoría propuesta por Sato y Money no es capaz - de explicar satisfactoriamente el porque cuerpos grafitizados o carbonosos, que no se oxidan, son capaces de producir intensas-respuestas de potencial natural. Actualmente, se continúa investigando acerca del verdadero origen de las respuestas de po-



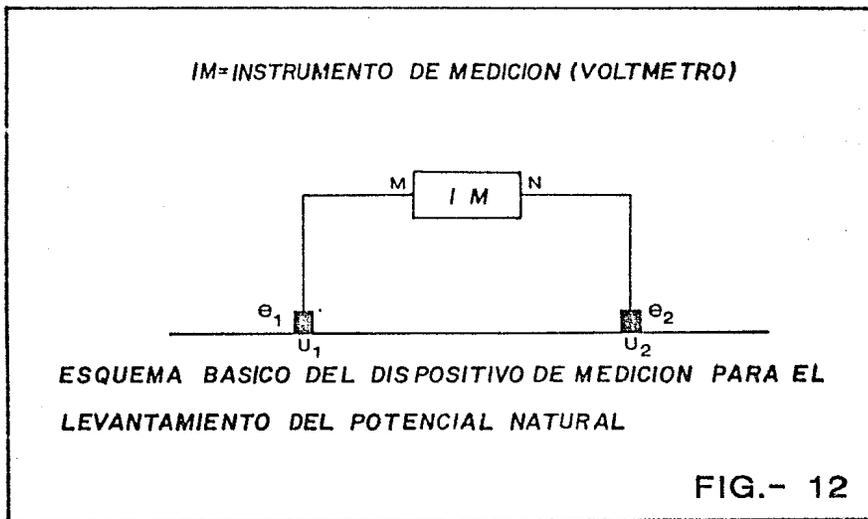
FENOMENO DE POLARIZACION NATURAL,
 OBSERVANDOSE EL SENTIDO DE LA POLARIZACION
 Y TRAYECTORIA DE LOS IONES Y ELECTRONES

tencial debidas a mineralización.

III.C.3 PARAMETROS DE MEDICION

Básicamente, en el método de potencial natural el parámetro principal a obtener lo constituye el potencial electrónico, en diversos puntos sobre una línea de medición situada en la superficie del subsuelo.

Supóngase la situación mostrada en la figura (12)



$U_1, U_2 =$ potencial eléctrico natural en los puntos 1 y 2.

$e_1, e_2 =$ fem de contacto de los electrodos 1 y 2.

$M, N =$ bornes del instrumento de medición.

La diferencia de potencial entre los puntos 1 y 2 será:

$$\Delta U_1 = U_M - U_N \quad \dots(\text{III.24})$$

$$\Delta U_1 = (U_1 + e_1) - (U_2 + e_2) = (U_1 - U_2) + (e_1 - e_2) \quad \dots(\text{III.25})$$

$$U_1 - U_2 = \Delta U$$

$$e_1 - e_2 = p = \text{polarización de electrodos}$$

Intercambiando los electrodos, tendremos que:

$$\Delta U_2 = U_M - U_N = (U_1 + e_1) - (U_2 + e_2) = (U_1 - U_2) - (e_1 - e_2)$$

$$U_1 - U_2 = \Delta U$$

$$-(e_1 - e_2) = -p \quad \dots(\text{III.26})$$

Sumemos las dos ecuaciones:

$$\Delta U = \frac{\Delta U_1 + \Delta U_2}{2}$$

$$p = \frac{\Delta U_1 - \Delta U_2}{2} \quad \dots(\text{III.27})$$

Si $\Delta U > 0$, entonces $U_1 > U_2$, y la corriente eléctrica va del punto 1 al punto 2.

Si $\Delta U < 0$, entonces $U_1 < U_2$ y la corriente eléctrica va del punto 2 al punto 1.

De lo anterior se concluye que, la polarización de electrodos es muy importante, ya que puede enmascarar al potencial natural medido. En consecuencia, el potencial de electrodo debe medirse, y controlarse al máximo mediante el empleo de electrodos im-
polarizables.

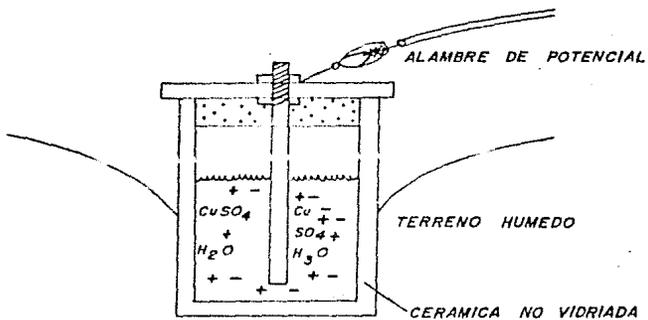
III.C.4 EQUIPO DE MEDICION

El equipo necesario para efectuar mediciones de potencial natural es simple, y básicamente comprende: a) electrodos, b) cable y c) - voltímetro.

- a) Electrodos. No son recomendables las varillas metálicas, ya que estas producen potenciales de electrodo que pueden enmascarar los potenciales de mineralización. Para evitar lo anterior, deben emplearse electrodos no polarizables. En general estos electrodos consisten de una varilla de cobre y un recipiente de porcelana porosa que contiene una solución saturada de sulfato de cobre (Cu SO_4). A estos electrodos se les conoce como tazas impolarizables (figura 13).

La preparación de los electrodos debe hacerse cuidadosamente, de tal manera que el potencial eléctrico no exceda 2 mV entre dos tazas.

- b) Cable. El cable, al igual que en todos los métodos geoelectricos, debe ser físicamente resistente, y eléctricamente de baja resistencia.
- c) Voltímetro. Una característica importante de este dispositivo electrónico es que debe tener una alta impedancia de entrada, de manera que cuando sea conectado a los electrodos, estos no disipen una buena parte del potencial natural, a fin de que la diferencia de potencial medida sea la que existe realmente en los electrodos en ausencia del voltímetro. Durante los estudios con este método, debe tenerse especial cuidado en las conexiones entre los electrodos y los bornes del voltímetro, con el fin de detectar los cambios de signo del potencial a lo largo de una línea de estudio.



SECCION DE CORTE A TRAVES DE UN ELECTRODO DE POTENCIAL O DE MEDICION.

FIG.- 13

III.C.5 DISPOSITIVOS DE MEDICION

Las mediciones de potencial natural pueden efectuarse por dos métodos: método de gradientes y método de potenciales. Para trabajos de reconocimiento, se sugiere el empleo del método de potenciales. El método de gradientes se recomienda principalmente para efectuar estudios de detalle.

Diariamente, debe medirse la polarización de los electrodos y elegir el par que presente menor polarización. De los pares medidos, se eligen aquellos que presenten una polarización menor a los 2 mV. Durante el trabajo de campo, debe tratarse que la temperatura de los electrodos sea constante, protegiéndolos de los rayos solares. Es recomendable regar previamente las estaciones de medición, con agua o con una solución pobre de sulfato de cobre. El riego debe efectuarse por lo menos una hora antes de iniciar las mediciones, para evitar en lo posible los potenciales de filtración ocasionados por la penetración del agua al suelo.

III.C-5.1 METODO DE POTENCIALES

En este caso, un electrodo permanece fijo en una estación base, mientras que el otro electrodo, junto con el carrete de cable y el voltímetro, se desplaza a las estaciones de medición, leyendo en el voltímetro la diferencia de potencial de cada punto -- respecto de la estación base. No debe olvidarse anotar el signo del potencial. Al terminar de leer la línea, deben repetirse las lecturas (de regreso) cada 3 o 4 estaciones y anotar todos estos datos, para revisar la calidad de la información.

Al terminar de estudiar una línea, se elige una nueva estación base en la línea siguiente y se ligan las estaciones base tomando varias lecturas. Si son varias las líneas en las que se realizará el levantamiento, pueden ubicarse, en cada una de ellas,

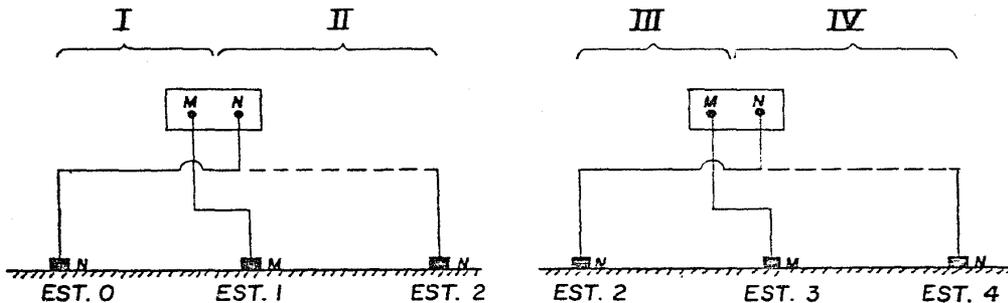
estaciones base, que posteriormente deben ligarse entre si para obtener sus potenciales respecto a un punto al que se le asigna un potencial cero.

III.C.5.2 METODO DE GRADIENTES

Con este procedimiento, los dos electrodos de potencial se desplazan simultáneamente, conservando una separación constante. - El intervalo de muestreo es casi siempre igual a la separación entre electrodos, s. Si la diferencia de potencial entre los electrodos es $\Delta_2 - \Delta_1$, entonces $(\Delta_2 - \Delta_1)/S$ es aproximadamente el gradiente del potencial, es decir, el campo eléctrico - - (mV/m) en el punto medio entre los electrodos. Un procedimiento de campo más adecuado se ilustra en la figura (14). El voltímetro se coloca en la estación 1, sitio donde se haya ubicado el electrodo 2; el electrodo 1 se colocó en la estación 0. Se mide el potencial entre las estaciones 0 y 1. A continuación, el electrodo 1 se desplaza hasta la estación 2, quedando el electrodo 2 en la estación 1, y se mide el potencial entre las estaciones 1 y 2.

Al emplear este último procedimiento, la polarización de electrodos ontra en las mediciones con uno y otro signo y al sumar las mediciones del circuito para el cálculo de los potenciales, no se refleja en el resultado final. Al finalizar el estudio de la primera línea, se mide el potencial entre los puntos extremos de la línea estudiada y la siguiente. Pero si la distancia entre las líneas es mayor que la longitud del dispositivo de medición (separación entre electrodos), pueden elegirse uno o varios puntos intermedios y se repite el procedimiento de medición (figura 14).

M Y N ELECTRODOS IMPOLARIZABLES DE MEDICION



SECUENCIA DE LAS MEDICIONES PARA UN LEVANTAMIENTO DE GRADIENTE DE POTENCIAL EN ESTACIONES CONTIGUAS

FIG.- 14

III.C.6 CORRECCION DE LA INFORMACION

III.C.6.1 METODO DE POTENCIALES

Para tratar y representar los resultados obtenidos con el método de potenciales, debemos calcular el error medio absoluto del levantamiento (media aritmética de los valores absolutos de las diferencias entre las mediciones repetidas) el cual debe ser menor que 5 mV, para considerar de buena calidad el levantamiento. Los valores absolutos de las diferencias entre las lecturas de control (lecturas repetidas) deben ser menores que 3 veces el error medio de la zona. De igual manera, las lecturas tomadas para ligar las líneas deben cumplir tal condición.

Asignando un potencial cero a la base principal, las diferencias de potencial de las estaciones base con respecto a la base nos darán los potenciales para cada estación.

Para obtener los potenciales de las estaciones, debemos sumarle el potencial obtenido para la base de la línea en que se hallan; así se obtienen los potenciales corregidos.

III.C.6.2 METODO DE GRADIENTES

En este caso, debe obtenerse primeramente, el error de cierre de las observaciones en los circuitos cubiertos durante el levantamiento. El error de cierre es la suma algebraica de las diferencias de potencial.

$$m = \sum (+\Delta V) + \sum (-\Delta V) \quad \dots(\text{III.28})$$

Para cada circuito de medición, el valor del error expresado como porcentaje (p) no debe ser mayor del 5 %.

$$p = \frac{|m|}{|\Delta v|} \quad \dots(\text{III.29})$$

El error de cierre m, debe distribuirse entre todas las lecturas del circuito. Con lo anterior, los valores observados Δv , se sustituyen por los valores corregidos.

$$\Delta v = \Delta v + E$$

$$E = -\frac{m}{n} \quad \dots(\text{III.30})$$

n = número de intervalos que existen en el circuito.

III.C.7 INTERPRETACION

La información necesaria para la interpretación de datos de potencial natural, lo constituye un conjunto de perfiles y una configuración de equipotenciales. En este método, el máximo negativo queda ubicado exactamente sobre el cuerpo mineral, pero si la topografía es abrupta, el centro de la anomalía puede hallarse desplazado.

Es posible calcular la distribución de potenciales alrededor de cuerpos polarizados de forma sencilla, tal como un dipolo, una esfera, etc.

Aunque esas formas simples, generan resultados similares a los perfiles obtenidos en el campo, es difícil decidir la forma a emplear durante la interpretación, la cual es principalmente cualitativa.

La forma de la anomalía, y su extensión, se indican en los planos de configuración, o bien por medio de un conjunto de perfiles normales al rumbo del cuerpo mineralizado.

Ya que los perfiles de campo son muy similares, es extremadamente difícil distinguir la forma de la fuente (referencia 12).

La interpretación cuantitativa se realiza por medio de nomógramas, de los cuales puede obtenerse información acerca del ancho del cuerpo, extensión, profundidad y ángulo de polarización. -- También pueden utilizarse métodos gráficos, como el método de estimadores de Petrowsky, el cual se utilizó en el presente trabajo.

III.C.8 TRABAJOS EFECTUADOS

Las mediciones de Potencial Natural se realizaron en 8 líneas - de rumbo N 47° E, con longitudes de 350 m cada una y separación de 50 m entre ellas. Las líneas se estacaron a cada 10 metros. Las estaciones de lecturas fueron a cada 20 m para el levanta - miento de semidetalle y a cada 5 metros sobre la traza de la estructura en la línea 275.

Los electrodos impolarizables se prepararon cuidadosamente con - teniendo una solución saturada de sulfato de cobre. De esta ma - nera, el potencial entre electrodos no excedió los 2 mV. Las - estaciones de medición se humedecieron con agua una hora antes - de efectuar las lecturas, para evitar efectos debidos al poten - cial de electrofiltración.

El levantamiento de potencial natural se realizó por el método - de potenciales y el método de gradientes de potencial.

Con el método de potenciales, las bases de las líneas quedaron en las estaciones 14.00 respectivas, excepto en la línea 350 -

donde la base se situó en la estación 13.80 por existir un terreno en la estación 14.00. Se tomaron lecturas de enlace entre las bases de las líneas, para definir sus potenciales con respecto a un punto al que se le asignó un potencial cero. Las lecturas se tomaron a cada 20 m.

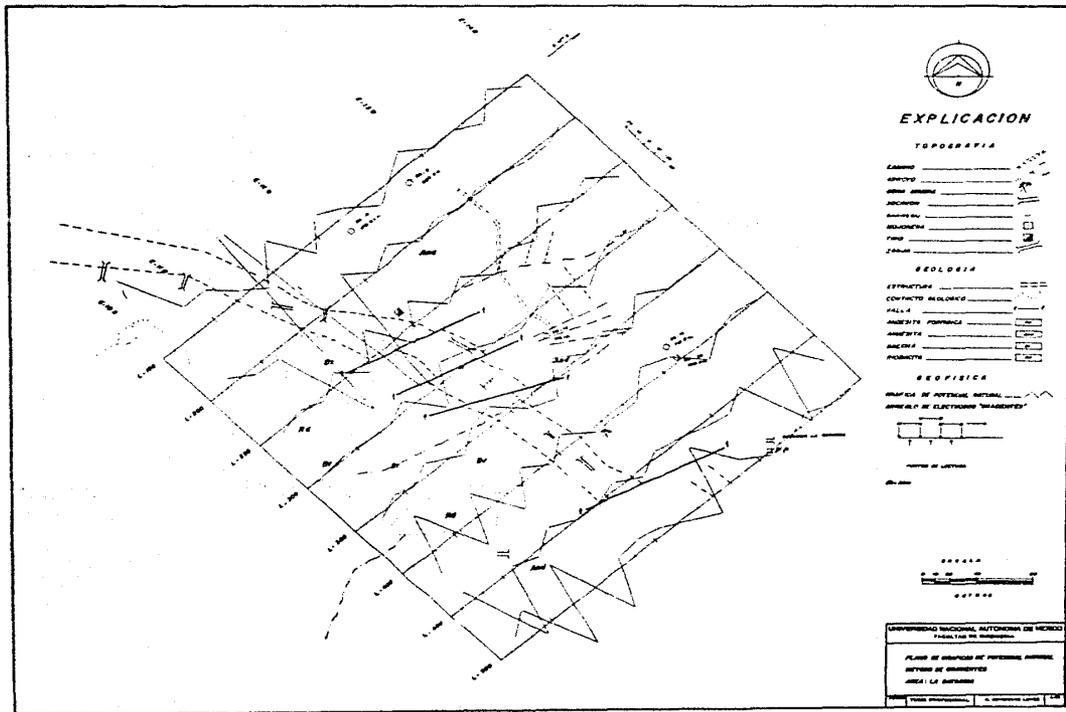
Con el método de gradientes, se formaron cuatro circuitos de medición empleando pares contiguos de líneas. Además, se tomaron lecturas para enlazar a tales circuitos. Las lecturas a lo largo de las líneas se efectuaron con una separación de 20 m entre electrodos y las de enlace entre líneas con separación de 25 m.

III.C.9 RESULTADOS OBTENIDOS

Los resultados más importantes se obtuvieron con el método de potenciales (lámina 12). Con el método de gradientes se obtuvieron resultados no satisfactorios ya que, se obtuvieron respuestas muy ruidosas que no tienen una tendencia definida que se pueda correlacionar con la estructura La Catarina (lámina 13), una causa probable de este comportamiento puede atribuirse a que la separación entre electrodos de potencial ($MN= 20$ m) no fue la adecuada.

Del plano de perfiles de potencial natural obtenidos con el método de potenciales puede verse que, a excepción de la línea 450, en todas las líneas la estructura estudiada produce mínimos negativos que demuestran la efectividad del método y el carácter malo del subsuelo. Los potenciales negativos están en el rango de las decenas de milivolts, esta intensidad varía entre línea y línea, y puede concluirse que, es un reflejo de la irregularidad en la forma y distribución de la mineralización.

La intensidad de las respuestas pueden ser debidas a: cuerpos de mineral de dimensiones pequeñas, mineralización con abundante contenido de blenda y galena (la galena y la blenda son sui-



furos que producen débiles respuestas de PN).

Puede observarse (lámina 12) que, los potenciales con mínimos negativos se dan sobre la traza de la veta e indican las zonas con mayor cantidad de sulfuros.

En las líneas 150 y 200 se obtuvieron los potenciales negativos-más intensos, entre -70 mV y -100 mV, su carácter anómalo destaca perfectamente. Sin embargo, a pesar de que las respuestas --son intensas, morfológicamente las curvas forman ángulos muy agudos (pendientes mayores que 45°) que nos indican dimensiones reducidas del cuerpo mineral, encajonado por roca abundantemente silicificada. El efecto de los contrastes de resistividad ha sido estudiado por Dank, Jan y Aída Aze Pavón (referencia 13) quienes concluyen que, cuando existe un fuerte contraste de resistividad entre el conductor y la roca encajonante, es de esperarse una curva de respuesta de potencial natural con pendientes muy fuertes. Este hecho debe tomarse en consideración durante la interpretación por métodos gráficos ya que, puede producir un error considerable en las estimaciones de profundidades.

En las líneas 250 y 275, los potenciales negativos alcanzan hasta -25 mV y forman curvas anómalas de mayor amplitud y flancos suaves. Esto sugiere que, la mineralización de interés está a mayor profundidad y que la pérdida de angulosidad es debido a --que disminuye la resistividad del medio encajonante.

Las líneas 300 y 350 no distinguen claramente la zona anómala pero aún existen potenciales negativos sobre la estructura. En estas líneas, las condiciones topográficas son muy difíciles en la zona de interés, y la veta no presenta una capa de suelo, hecho desfavorable para la medición del PN. Sin embargo, estas anomalías presentan pendientes suaves y de poca intensidad que sugieren que el posible cuerpo mineral se halla a mayor profundidad y que es menor el efecto resistivo de la roca encajonante (silici-

ficación menos intensa).

En la línea 400, la anomalía que resulta tiene características - que indican un cuerpo mineral de pequeñas dimensiones. La angu- losidad de la curva indica que la silicificación aumenta en com- paración con las dimensiones del cuerpo mineralizado.

La línea 450 no define alguna anomalía, posiblemente debido a -- que una falla ha desplazado a la veta y ha hecho desaparecer el- fenómeno de PN. En la línea 500 vuelve a aparecer la anomalía - sobre la estructura, pero desplazada apreciablemente debido a la falla presente en la línea 450. En las líneas 250 y 300 no pue- den apreciarse los desplazamientos producidos por las fallas.

A continuación se presentan los resultados de la interpretación- cuantitativa, la cual tiene por objetivo estimar la profundidad a la que se halla la fuente de potencial natural. Para llevar a - cabo la interpretación, es necesario proponer un modelo teórico- que se ajuste a las condiciones geológicas supuestas.

La veta tiene forma tabular vertical y la mineralización se halla emplazada en ella, formando cuerpos de mineral masivo cuya forma geométrica se desconoce. Se consideraron como más factibles pa- ra el cálculo los siguientes modelos: dipolo vertical, placa -- vertical y cilindro horizontal. Utilizando los estimadores de - Patrowsky se obtuvieron los siguientes resultados:

Dipolo vertical

$z =$ profundidad del polo superior.

$z = 0.65 q$

$z = 0.86 t$

donde:

q : anchura de la curva para la ordenada mitad de la anomalía $(U_0 - U_m)/2$.

t : parámetro que se obtiene trazando la tangente a la curva por uno de sus puntos de inflexión y es igual a la diferencia de abscisas entre las intersecciones de la tangente con las dos rectas horizontales. Cuando las curvas no son simétricas, se trazarán tangentes en los dos puntos de inflexión y se da a t el promedio de los valores correspondientes.

Placa vertical

$z =$ profundidad a la cima

$z = 0.5 q$.

$z = 0.7 t$.

Cilindro horizontal

$z =$ profundidad al eje dipolar

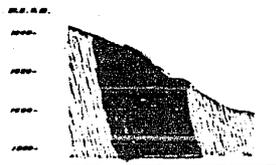
$z = 0.5 q$

$z = 0.6 t$

Para cada caso, se realiza un promedio de las profundidades calculadas con los parámetros q y t , (lámina 14).

PERFIL TOPOGRAFICO-GEOLÓGICO
E INTERPRETACION GEOFISICA

L-250



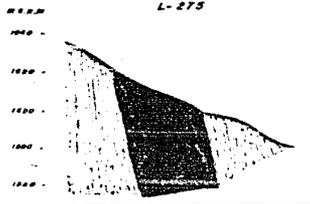
E-1150

E-1150



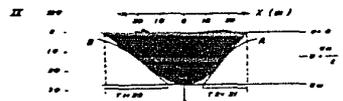
20 = 20.7 m
25 = 21.0 m
30 = 21.6 m

L-275



E-1150

E-1150



20 = 20.0 m
25 = 21.0 m
30 = 21.5 m

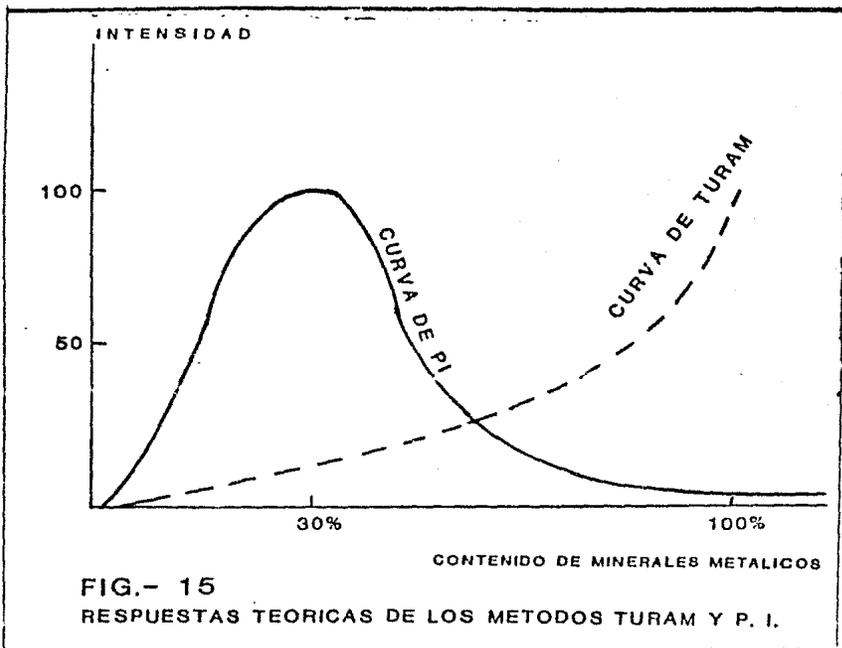
Anomalía	Profundidad alcanzada en metros		
	Dípolo vertical	Placa vertical	Cilindro horizontal
L-150	19.6	15.5	14.5
L-200	9.3	7.4	6.9
L-250	23.1	18.2	17.0
L-275	23.5	18.7	17.3
L-400	8.4	6.6	6.2
L-500	9.6	9.9	9.3

Puede verse que, hacia las líneas de los extremos el cuerpo mineral tiene profundidad sómera y en las líneas centrales la profundidad es relativamente mayor. La lámina (14) ilustra gráficamente los resultados cuantitativos obtenidos en forma gráfica con los estimadores de Petrowsky q y t.

III.D ELECTROMAGNETICO TURAM

III.D.1 INTRODUCCION

De entre los métodos electromagnéticos de campos variables con el tiempo, el método Turam ha probado ser uno de los más útiles en la exploración de minerales metálicos. Los principios físico matemáticos de los que se deriva el método Turam sugieren que, los resultados más óptimos se obtendrán cuando el área investigada posea minerales que presenten continuidad electrónica entre sí, a diferencia del método de polarización inducida, en el cual las respuestas mas intensas se obtienen cuando los minerales metálicos polarizables se hallan diseminados, lo anterior se puede apreciar claramente en la figura (15).



Es necesario aclarar que, no únicamente los cuerpos con contenido de minerales metálicos con continuidad electrónica son capaces de proporcionarnos una respuesta de Turam ya que, existen estructuras geológicas capaces de producir respuestas similares, por ejemplo: zonas de falla milonitizadas y humedecidas. Además, es frecuente que las mediciones se contaminen por acomplamiento electromagnético, debido a coberturas de roca superficial eléctricamente conductoras, que enmascaran la posible respuesta de cuerpos mineralizados a mayor profundidad. En conclusión, el método

Turam, apoyado con otros métodos geofísicos y un buen levantamiento geológico puede ser muy resolutivo.

Un aspecto que es necesario tener presente es el hecho de que los costos de producción son menores, en comparación con otros métodos geofísicos, debido a la rapidez de operación con que pueden efectuarse los levantamientos de Turam.

En esta parte de este trabajo, se presenta una forma modificada de levantamiento ideada con la finalidad de volver más resolutivo el método. A este método se le ha llamado como método de equipotenciales.

III.D.2 ASPECTOS TEORICOS DE LOS METODOS ELECTROMAGNETICOS

III.D.2.1 ECUACIONES FUNDAMENTALES

Las ecuaciones de Maxwell constituyen la base teórica que fundamenta los principios de operación de los métodos electromagnéticos de campos variables con el tiempo.

$$\nabla \times \vec{E} = - \frac{\delta \vec{B}}{\delta t}$$

...(III.31) Ley de Faraday, enuncia que la densidad de campo magnético, \vec{B} , variable con el tiempo produce un flujo de campo eléctrico. \vec{E} .

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\delta \vec{D}}{\delta t}$$

...(III.32) Ley de Ampere, enuncia que si la intensidad de campo magnético varía con el tiempo, puede inducir en un conductor una densidad de corriente, \vec{J} , y corrientes de desplazamiento, \vec{D} .

$$\nabla \cdot \vec{H} = 0$$

...(III.33) Ley de Gauss, enuncia la no existencia de cargas o polos magnéticos aislados.

$$\nabla \cdot \vec{D} = Q$$

...(III.34) Ley de Coulomb, enuncia - que las cargas eléctricas, Q, producen el fenómeno de inducción eléctrica ó des plazamiento eléctrico.

Son necesarias tres ecuaciones más, para poder caracterizar elec tromagnéticamente a un medio:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad \vec{B} = \mu \vec{H} \quad \vec{J} = \sigma \vec{E} \quad \dots(\text{III.35})$$

ϵ = permitividad eléctrica

μ = permeabilidad magnética

σ = conductividad eléctrica

y dos más que relacionan vectores básicos con la polarización - eléctrica, \vec{P} , y con la polarización magnética ó imanación, \vec{M} .

$$\vec{P} = \vec{D} - \epsilon_0 \vec{E} \quad \epsilon_0 = 8,854 \times 10^{-12} \text{ Farad/m} \quad \dots(\text{III.36})$$

$$\vec{M} = \frac{\vec{B}}{\mu_0} - \vec{H} \quad \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Henry/m} \quad \dots(\text{III.37})$$

III.D.2.2 ECUACION DE ONDA Y SU REPRESENTACION FASORIAL

(
Para un medio dieléctrico, libre de cargas eléctrica ($q=0, \vec{J}=0$), mediante sencillas operaciones matemáticas se puede establecer las ecuaciones de onda para los campos eléctricos y magnéticos: (referencia 14):

$$\nabla^2 E - \epsilon \mu \frac{\delta^2 E}{\delta t^2} = 0$$

$$\nabla^2 H - \epsilon \mu \frac{\delta^2 H}{\delta t^2} = 0 \quad \dots(\text{III.38})$$

De igual manera, para un medio conductor se obtienen las siguientes ecuaciones de onda:

$$\nabla^2 E - \epsilon \mu \frac{\delta^2 E}{\delta t^2} - \mu \sigma \frac{\delta E}{\delta t} = 0$$

$$\nabla^2 H - \epsilon \mu \frac{\delta^2 H}{\delta t^2} - \mu \sigma \frac{\delta H}{\delta t} = 0 \quad \dots(\text{III.39})$$

Para las anteriores ecuaciones, una de las soluciones más generales puede escribirse como:

$$\Gamma = \Gamma_0 e^{-i(\omega t - \alpha z)} \quad \dots(\text{III.40})$$

Γ = cualquier magnitud (\bar{E} , \bar{B} , U)

Cuando se tienen funciones que varían armónicamente con el tiempo, por ejemplo

$$x(x, y, z, t) = x_0(x, y, z) \cos \omega t \quad \dots(\text{III.41})$$

se les puede representar de la siguiente manera

$$x(x, y, z, t) = x_0(x, y, z) \operatorname{Re}(e^{-i\omega t}) \quad \dots(\text{III.42})$$

$$\text{donde } e^{-i\omega t} = \cos \omega t - i \sin \omega t \quad \dots(\text{III.43})$$

En consecuencia, la sustitución de la ecuación (III.43) en - - (III.42) da como resultado que, al tomar únicamente la parte real de la ecuación (III.44) se obtiene la ecuación (III.41)

$$x(x, y, z, t) = x_0(x, y, z) \operatorname{Re}(\cos \omega t - i \sin \omega t) \quad \dots(\text{III.44})$$

Empleando la representación descrita para campos electromagnéticos se tiene que,

$$H = H_0(x, y, z) e^{-i\omega t} \quad \dots(\text{III.45})$$

si se sustituye esta ecuación en (III.39) se tendrá que,

$$\nabla^2 H + H(\epsilon\mu\omega^2 + i\mu\sigma\omega) = 0 \quad \dots(\text{III.46})$$

si $P^2 = \epsilon\mu\omega^2 + i\mu\sigma\omega$, entonces

$$\nabla^2 H + P^2 H = 0 \quad \dots(\text{III.47})$$

esta igualdad se conoce como ecuación de Helmholtz. Una expresión similar puede obtenerse para la ecuación de onda del campo eléctrico \vec{E} .

III.D.2.3 REPRESENTACION ARMONICA DE CAMPOS ELECTROMAGNETICOS

En la exploración geoelectrica con campos variables, a menudo se investiga el comportamiento de campos electromagnéticos armónicos en los que la intensidad, densidad de corriente, diferencia de potencial y otras características varían según una ley cosinusoidal, que en la representación fasorial se expresan como.

$$\begin{aligned} E(t) &= E_0 e^{-i\omega t} \\ B(t) &= B_0 e^{-i\omega t} \end{aligned} \quad \dots(\text{III.48})$$

Substituyendo las ecuaciones anteriores en (III.31) y (III.32) se tiene,

$$\begin{aligned} \nabla \cdot X \vec{H} &= i\omega \vec{B} = i\mu\omega \vec{H} \\ \nabla \times \vec{H} &= \vec{J} - i\omega \epsilon \vec{E} = (\sigma - i\omega \epsilon) \vec{E} \end{aligned} \quad \dots(\text{III.49})$$

III.D.2.4 CONSTANTE DE PROPAGACION

La constante de propagación ó número de ondas por radián se define por la ecuación.

$$p^2 = \gamma^2 = \epsilon \mu \omega^2 + i \mu \sigma \omega \quad \dots(III.50)$$

esta es una ecuación muy importante ya que, contiene a los parámetros electromagnéticos mas característicos de una roca. No es constante para cada medio, debido a que depende de la frecuencia. En el espacio libre, dimensionalmente p^2 representa al inverso de una longitud.

$$\gamma = \frac{\omega}{c} = \frac{2\pi}{\lambda} \quad \dots(III.51)$$

$\omega = 2\pi f$ = frecuencia angular

λ = longitud de onda

c = velocidad de la luz en el vacío

III.D.2.5 CONSTANTE DE ATENUACION Y FASE

La ecuación (III.50) es una cantidad compleja que puede descomponerse en sus partes real e imaginaria $\gamma = a + bi$ donde,

$$a = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\mu \omega \sqrt{(\epsilon^2 \omega^2 + \sigma^2)^{1/2}} + \epsilon \omega} \quad \dots(III.52)$$

$$b = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{\mu \omega \sqrt{(\epsilon^2 \omega^2 + \sigma^2)^{1/2}} - \epsilon \omega}$$

a = término conocido como constante de fase

b = término conocido como constante de atenuación.

III.D.2.6 PROFUNDIDAD DE PENETRACION O SKIN DEPTH

La atenuación de ondas electromagnéticas expresada por el término b de la ecuación (III.44) depende de la frecuencia. Si suponemos una onda plana propagándose en el espacio en la dirección z . El vector \vec{B} será perpendicular con respecto a la dirección

de propagación z y decrecerá su magnitud con la distancia. El campo eléctrico \vec{E} también es normal a la dirección de propagación z . Los dos campos, \vec{B} y \vec{E} , son normales entre sí y puede demostrarse que $\vec{B} \cdot \vec{E} = 0$. A cierta profundidad z , \vec{J} y \vec{E} tienden a cero. Este efecto es conocido como profundidad de penetración ó skin-depth, y es la profundidad δ , a la cual \vec{J} y \vec{E} adquieren el valor $e^{-1} = 0.368$ de su valor en superficie, matemáticamente se representa por:

$$\delta = \frac{1}{2\pi} = 503.3 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \dots(\text{III.53})$$

f = frecuencia

ρ = impedancia

En general, una onda electromagnética puede expresarse a través de las ecuaciones (III.40) y (III.52) como:

$$H = H_0 e^{-bz} \cos(\omega t - az) \quad \dots(\text{III.53.a})$$

como el término e^{-bz} determina que la onda electromagnética se atenúa, entonces el parámetro skin-depth queda definido como:

$$\delta = \frac{1}{b} = \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{\mu \omega} \sqrt{(\epsilon^2 + \omega^2 + \rho^2)^{1/2} - \epsilon \omega}} \quad \dots(\text{III.53.b})$$

III.D.2.7 APROXIMACION CASI-ESTATICA

Una entidad muy útil, es la conocida tangente o ángulo de pérdidas, representada por h .

$$h = \frac{\sigma}{\omega \epsilon} \quad \dots(\text{III.54})$$

σ = conductividad eléctrica

Para las frecuencias empleadas en la práctica se cumple la condición $\omega t \ll \sigma$ (referencia 14), por lo cual el término ωt suele despreciarse. Se tiene así que, el ángulo de pérdida h solo es función de σ y no se toman en consideración las corrientes de desplazamiento, que dependen de ϵ . Con la anterior condición $\epsilon = 0$ y entonces,

$$a = b = \sqrt{\frac{\mu \sigma \omega}{2}} = \sqrt{\frac{\mu \omega}{2 \rho}} \quad \dots(\text{III.55})$$

$$\gamma = (i \mu \omega \rho)^{1/2}$$

$\rho =$ impedancia

El skin depth para la aproximación casi-estática se expresará como:

$$\delta = \frac{1}{b} = \sqrt{\frac{2}{\mu \sigma \omega}} = 503,3 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad \dots(\text{III.55.a})$$

donde $\mu = \mu_0$ permeabilidad del espacio vacío.

Para la aproximación casi-estática, es fácilmente demostrable que el campo magnético va retrazado con respecto al campo eléctrico - 45°. Supongamos que una onda se desplaza en la dirección z y el campo magnético solamente contiene la componente x (H_x), por lo tanto el campo eléctrico sólo contiene la componente y (E_y); de la ecuación (III.31) se obtiene que:

$$H = \frac{E_0 \sqrt{\mu \omega \rho}}{\mu \omega} e^{-bz} \cos(\omega t - az - \frac{\pi}{4}) \quad \dots(\text{III.55.b})$$

y para el campo eléctrico,

$$E = E_0 e^{-bz} \cos(\omega t - az) \quad \dots(\text{III.55.c})$$

donde se observa en el término sinusoidal que existe un retraso de 45 grados. En el espacio libre, la fase entre ambos campos es nu la.

Si la resistividad es muy grande y la frecuencia es alta, la aproximación no es válida.

III.D.3 BASES TEORICAS DE INTERPRETACION DE LOS METODOS DE PERFILAJE ELECTROMAGNETICO.

III.D.3.1 EL SEMIPLANO CONDUCTOR

La constante de propagación, γ , describe las propiedades electromagnéticas de las rocas. La aproximación casi-estática postula - que, para las frecuencias empleadas en la práctica se cumple la - condición $\omega t \ll \sigma$. Las permitividades eléctricas (ϵ) de las rocas no son altas y se cumple tal condición. De esta forma, la ecuación para γ será,

$$\gamma^2 = i \mu \omega \sigma \quad \dots(\text{III.56})$$

Si las fuentes que producen los campos electromagnéticos se suponen ubicadas en el aire, la constante γ será:

$$\gamma^2 = \epsilon_0 \mu_0 \omega^2 \quad \dots(\text{III.57})$$

En general, las distancias que separan a los transmisores de los receptores no es muy grande. La fase queda representada por

$$\alpha = \omega \sqrt{\mu_0 \epsilon_0} \quad \dots(\text{III.58})$$

y el retraso de la fase estará dado por $\alpha z = \omega \sqrt{\mu_0 \epsilon_0} z$ donde z = distancia entre transmisor y receptor.

Para las frecuencias y distancias empleadas en la práctica, el retraso de la fase del campo primario es despreciable, en conse -

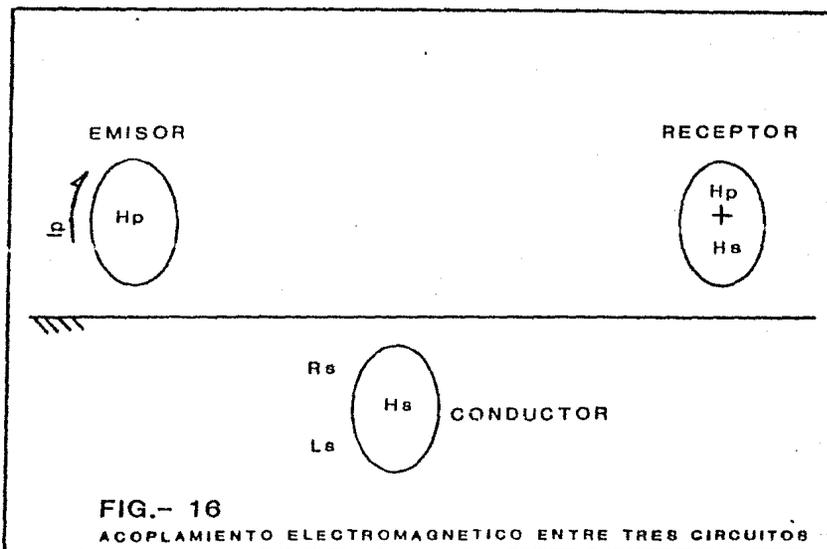
cuencia $\rho = 0$. Si se supone que el medio que encajona a un cuerpo mineral tiene una ρ baja y que la ρ para las rocas que han sufrido alteraciones minerales es un poco más elevada, las constantes de propagación involucradas cumplirán la ecuación.

$$\rho_{\text{roca alterada}} = \rho_{\text{roca encajonante}} = 0 \quad \dots(\text{III.59})$$

Para el cuerpo mineral, ρ no es despreciable. De lo anterior puede concluirse que las constantes $\rho_{\text{aire}} = \rho_{\text{roca alterada}} = \rho_{\text{roca encajonante}} = 0$, y que la ρ para el cuerpo mineral $\neq 0$. En consecuencia, existe un contraste de ρ , susceptible de detectarse - en superficie, esto es, a un cuerpo conductor puede considerarse como suspendido en el espacio libre o en el aire.

III.D.3.2 EL CIRCUITO DE LAS TRES ESPIRAS

En prospección electromagnética se utilizan bobinas emisoras y bobinas receptoras de ondas electromagnéticas. Es necesario conocer las características inductivas entre las bobinas. Las características del campo magnético secundario se ilustran mejor haciendo una consideración del acoplamiento electromagnético que se genera entre circuitos de corriente alterna. Supongamos tres bobinas de inductancia e impedancia dadas y de capacitancia despreciable. La primera bobina constituye la fuente de campo magnético, la segunda equivale a un conductor mientras que la tercera equivale al detector (figura 16).



El campo primario en un punto cercano al conductor (bobina 2) - producido por una corriente eléctrica, i_p , que fluye a través de la primera bobina ésta dado por la expresión (referencia 5)

$$H_p = K I_p = K I_p \text{ Sen } \omega t$$

...(III.60)

K = función de la geometría de la bobina transmisora, del área y número de vueltas de conductor en la bobina primaria.

Como resultado del campo magnético primario, la bobina 2 presenta una fem inducida con retardos con respecto al campo primario de $\pi/2$. Esto se establece en la relación.

$$e_s = -M \frac{di_p}{dt} = \frac{-j \omega M H_p}{K} \quad \dots(III.61)$$

M = coeficiente de inductancia mutua entre las bobinas 1 y 2.

Por lo tanto, la corriente en la bobina 2 será:

$$i_s = \frac{e_s}{Z_s} = \frac{e_s}{r_s + j \omega L_s} \quad \dots(III.62)$$

$Z_s = r_s + j \omega L_s$, representa la impedancia efectiva del conductor de resistencia r_s e inductancia L_s . El campo secundario, cercano al detector (bobina 3), producido por la bobina 2 genera un campo magnético dado por la ecuación:

$$H_s = K' i_s = \frac{-K' j \omega M H_p}{K(r_s + j \omega L_s)} = \frac{-K' M H_p (j \omega r_s + \omega^2 L_s)}{K(r_s^2 + \omega^2 L_s^2)}$$

$$H = \frac{-K' M H_p (Q^2 + j Q)}{K L_s (1 + Q^2)} \quad \dots(III.63)$$

K' = constante similar a K

La bobina detectora también detecta el campo producido por la bobina transmisora, bobina 1, este campo en la bobina 3 está dado por:

$$H'_p = K'' i_p \text{ sen } \omega t = \frac{K''}{K} H_p \quad \dots(\text{III.64})$$

K'' es semejante a K' y K .

Es evidente que la bobina receptora detecta una superposición de los campos primario y secundario, y ya que es muy difícil su discriminación, lo que se obtiene es una magnitud relativa de los campos en la bobina de recepción:

$$\begin{aligned} \left| \frac{H_B}{H_p} \right| &= \frac{K' i_B}{K'' i_p} = \frac{K' M}{K'' L_B} \sqrt{\frac{\alpha^4}{(1 + \alpha^2)^2} + \frac{\alpha^2}{(1 + \alpha^2)^2}} \\ &= \frac{K' M}{K'' L_B} \frac{1}{\sqrt{1 + 1/\alpha^2}} \quad \dots(\text{III.65}) \end{aligned}$$

La relación H_B/H'_p es pequeña, en general. La diferencia de fase entre los campos primario y secundario esta dada por la ecuación:

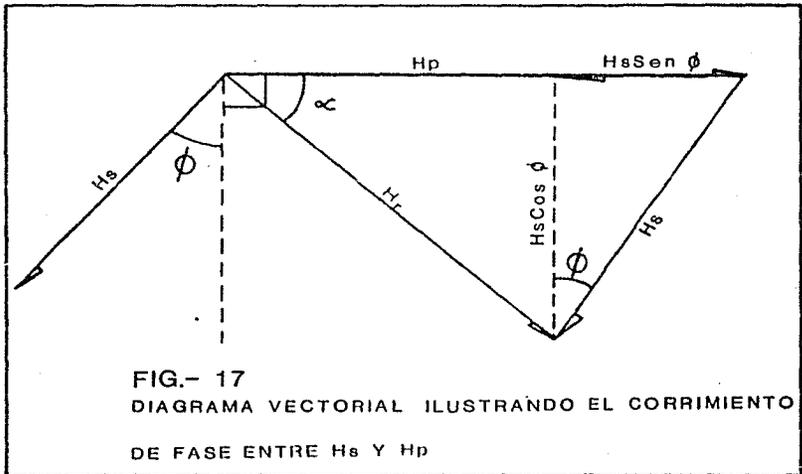
$$\theta_p - \theta_s = \left(\frac{\pi}{2} + \tan^{-1} \frac{\omega L_S}{r_S} \right) - \frac{\pi}{2} + \phi \quad \dots(\text{III.66})$$

$$\tan \phi = \frac{\omega L_S}{r_S} \quad \dots(\text{III.67})$$

El retardo de $\pi/2$ en el ángulo de fase, es producido por el acoplamiento inductivo entre las bobinas 1 y 2, mientras que el retardo adicional ϕ esta determinado por las propiedades electromagnéticas del conductor (referencia 5), así como del circuito eléctrico de transmisión y del circuito eléctrico de recepción ó detección. Esto es:

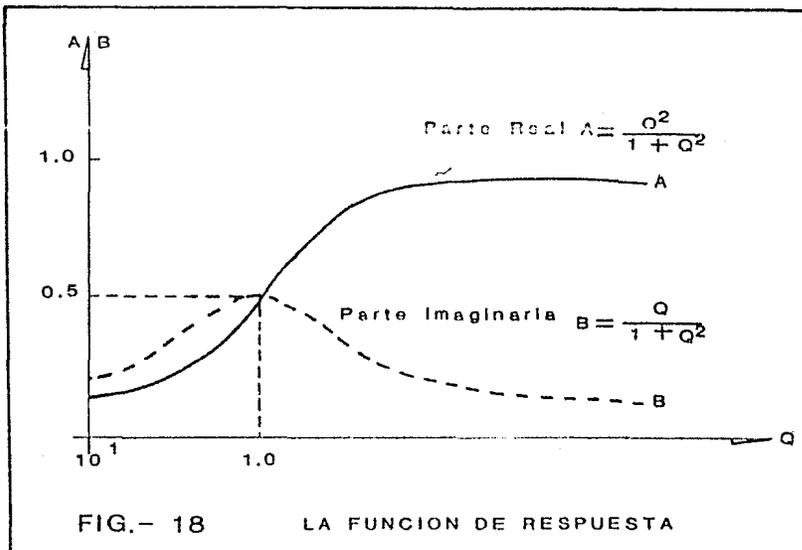
$$H_s = K I_s' \text{sen}(\omega t - (\pi/2 + \phi)) = K I_s' \text{cos}(\omega t - \phi) \dots (\text{III.68})$$

El corrimiento de fase se ilustra graficamente en la figura (17) en donde la resultante se ha denominado H_r .



III.D.3.3 LA FUNCION DE RESPUESTA

La expresión $Q = \omega L_B / r_B$ es conocida como el parámetro de respuesta del conductor, mientras que la relación compleja $(Q^2 + jQ) / (1 + Q^2)$ es la llamada función de respuesta. Graficando la función de respuesta contra Q , obtenemos dos curvas que representan las partes real e imaginaria de la función. Figura (18).



Para un conductor pobre, Q es pequeña y A y B son muy pequeñas. Para un buen conductor, A aumenta hasta un límite superior mientras que B desciende. Cuando Q es muy pequeña, el ángulo de fase de esta función es $\pi/2$. El ángulo de fase aumenta hacia $-\pi$ para un muy buen conductor. En el intervalo $0 < Q < 1$ la componente imaginaria o componente de cuadratura (B) es más -

grande que la componente real A . En el intervalo $1 < Q < 10$, sucede lo contrario. Lo anterior se utiliza como diagnóstico, para determinar la calidad eléctrica de un conductor.

III.D.4 GENERALIDADES DEL METODO TURAM

Este método es de origen sueco y es debido a Helmer Hedstrom, -- 1937. La palabra Turam significa dos bobinas. El método Turam -- se basa en el fenómeno de la inducción electromagnética. El campo inductor (emisor) es producido por cables largos aterrizados -- o bobinas aisladas. Por medio de dos bobinas se mide el campo -- magnético inducido, el cual se representa por la relación entre amplitudes y por la diferencia de fase entre los campos magnéticos inducidos en cada una de las bobinas. Las bobinas se hallan interconectadas eléctricamente por medio de un compensador tipo- puente (referencia 15).

III.D.5 PARAMETROS DE MEDICION

Como se ha visto, la relación de intensidad entre H_p y H_s es un parámetro muy valioso que nos puede dar idea del carácter anómalo del subsuelo. El corrimiento de fase, es también otro parámetro que nos proporciona información sobre la posible existencia de un cuerpo conductor en el subsuelo.

En el método Turam, la relación de intensidad de campo H_s/H_p y el ángulo de fase, ϕ , constituyen los parámetros de medición a obtener durante una investigación geoelectrónica.

Es un método muy útil, que emplea un campo primario, estacionario en el terreno, y un sistema de recepción móvil. Este método tiene algunas ventajas sobre otros métodos electromagnéticos, por ejemplo rapidez, economía de resolución, etc.

III.D.6 DISPOSITIVOS DE MEDICION

En general, pueden emplearse dos configuraciones de medición: ca
ble largo aterrizado y bobina aislada ó malla.

III.D.6.1 CABLE LARGO ATERRIZADO

La modalidad de medición llamada cable largo aterrizado es muy -
empleada, dada su facilidad de instalación y de operación, lo --
cual deriva en un levantamiento rápido y económico, figura (19).
Durante la etapa de reconocimiento, esta configuración es muy -
útil, ya que las respuestas, debidas a un posible cuerpo condug
tor que yace en el subsuelo, son más intensas, pero tiene como -
inconveniente la presencia de corrientes galvánicas, que generan
ruido.

Sin embargo, una vez que se han detectado y clasificado anomalías
de Turam, geológicamente interesantes, es conveniente realizar -
trabajos de detalle, empleando la modalidad de bobina aislada ó
malla, para obtener algunos parámetros del cuerpo anómalo detec-
tado, como profundidad al eje de corriente anómalo, echado, etc.

III.D.6.2 BOBINA AISLADA O MALLA

Cuando se emplea esta modalidad se tienen dos alternativas de -
empleo: mediciones dentro de la bobina y fuera de ella. La elec-
ción de modalidad a emplear depende del ángulo de echado de la -
estructura geológica estudiada. Si el echado es fuerte, las lec
turas deben hacerse fuera de la bobina. Si el echado no es muy-
fuerte, las mediciones pueden efectuarse dentro de la bobina.

Debido a que es deseable obtener un máximo efecto de acoplamien
to inductivo entre el sistema de transmisión, la estructura mi-
neral y las bobinas receptoras, es necesario planificar la ubi-
cación del transmisor, de tal forma que el cable largo aterri
za

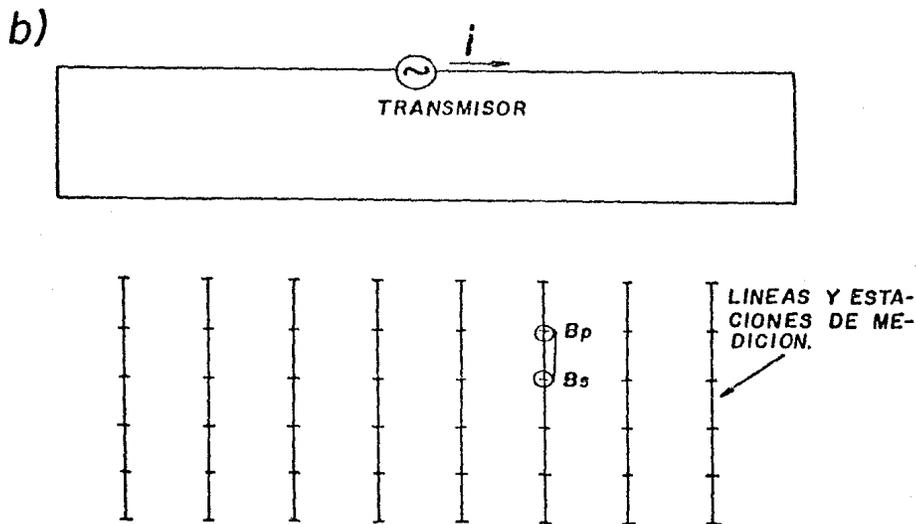
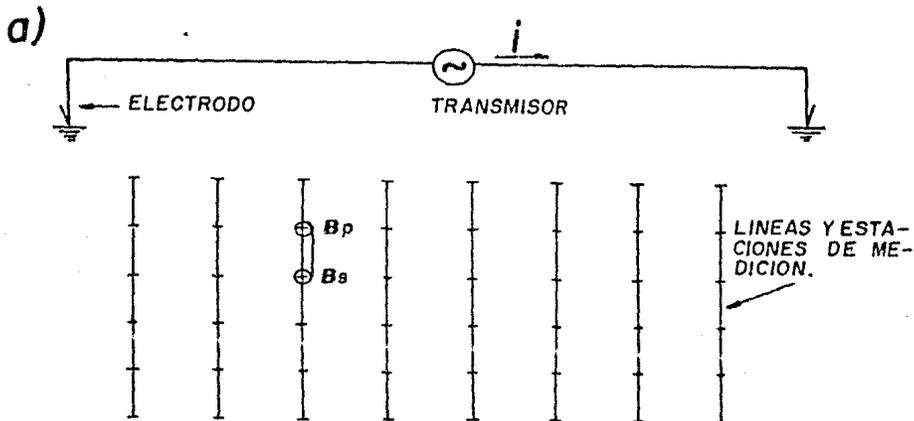


FIG.- 19 DISPOSITIVOS DE MEDICION

a).- MODALIDAD: CABLE LARGO ATERRIZADO

b).- MODALIDAD: BOBINA O MALLA INDUCTORA
(Antena Emisora).

do ó el lado mayor de la bobina emisora, sea paralelo al eje -- principal de la estructura a estudiar. Además, la longitud del cable largo ó del lado mayor de la bobina, debe tener una longitud igual ó mayor al eje principal de la estructura investigada. Finalmente para que el acoplamiento inductivo sea máximo, las líneas de medición deben situarse perpendicularmente al cable largo ó al lado mayor de la bobina. La separación entre líneas depende del objetivo geológico.

Otra característica muy importante es que el dispositivo de -- transmisión debe instalarse en el lado hacia donde se halla buzando la estructura, de esta manera el flujo magnético que atraviesa al plano de la estructura es máximo.

Los dispositivos de medición mencionados se ilustran en la figura (19). Las bobinas se mueven a lo largo de cada línea, midiendo las relaciones de intensidad de campo y diferencias de fase entre los campos captados por las bobinas. El punto de lectura se le atribuye a la bobina más cercana al emisor. Las mediciones realizadas pueden expresarse por las ecuaciones.

$$R_{\text{medida}} = \frac{H_{cp}}{H_{cA}} = \frac{\text{intensidad de campo magnético en la bobina P}}{\text{intensidad de campo magnético en la bobina A}}$$

$$\text{Fase medida} = \Delta \phi = \phi_A - \phi_P$$

...(III.69)

ϕ_A = ángulo de fase en la bobina A

ϕ_P = ángulo de fase en la bobina P

Si en alguna estación de medición el campo inducido es muy intenso, el puente compensador puede salirse de su rango de operación. En este caso es necesario reducir la separación de bobinas recep

toras y realizar dos ó mas mediciones entre las estaciones. La relación correspondiente será igual al producto de las relaciones de intensidad de campo y la diferencia de fase será la suma algebraica de ellas.

III.D.7

CORRECCION DE LA INFORMACION.

Las mediciones de campo deben normalizarse para eliminar, en lo posible, el campo magnético primario y resaltar el campo magnético secundario o inducido. EL procedimiento puede realizarse de la siguiente manera:

1. Considerando que el medio de propagación es el vacío podemos:
2. Calcular el campo magnético teórico debido al tipo de emisor empleado; considerando su forma geométrica, dimensiones y - distancias (del emisor a cada una de las bobinas de recepción) involucradas en el levantamiento de campo.
3. Ya obtenido el campo magnético teórico para cada una de las estaciones de medición, se puede calcular la relación del campo magnético entre estaciones sucesivas.
4. Se forma una tabla de relaciones teóricas para cada línea y estación de medición.
5. Los datos de relación obtenidos en el levantamiento se normalizan con respecto a las relaciones teóricas.

La normalización produce en general valores pequeños, para sobresalir en una gráfica es necesario multiplicarlos por un factor adecuado (comunmente este factor es igual a 100).

En el espacio libre, el campo magnético no se defasa. Prácticamente, los desfases son debidos a los conductores que - -

existen en el subsuelo, por tal razón los defasamientos diferentes de cero se dice que demuestran el carácter anómalo del subsuelo. En general, las anomalías de fase son negativas y no necesitan corrección.

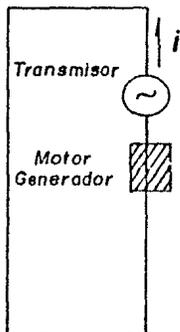
III.D.8 EQUIPO DE MEDICION.

El equipo de medición empleado por el método Turam consiste de un sistema de emisión de ondas electromagnéticas, variables con el tiempo, y un sistema de recepción ó detección de tales ondas.

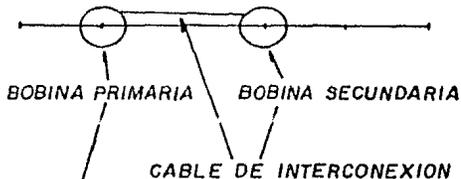
- a) El sistema de emisión, básicamente está constituido por una fuente de potencia, que en general es un motor-generador de gasolina, capaz de proporcionar una potencia de entre 250 y 2500 watts. Otro componente del sistema de emisión lo constituye el transmisor, que es un dispositivo electrónico que actúa como generador de ondas senoidales, a diferentes frecuencias y que pueden seleccionarse según las condiciones y necesidades de operación. También debe contarse con alambr magneto, necesario para conformar la antena de emisión, de buena calidad y físicamente resistente a la abrasión. En caso de emplear la modalidad de cable largo aterrizado, será necesario contar con dos juegos de varillas metálicas, - que se usarán como electrodos.
- b) El sistema de recepción, lo conforman dos bobinas de alta - impedancia de entrada, llamadas bobina primaria y bobina secundaria, estas bobinas se hallan interconectadas por un -- puente ó compensador, que nos determina las intensidades de campo magnético captadas en cada bobina, y automáticamente-realiza la relación de intensidades de campo, H_s/H_p . Proporciona también la diferencia de fase entre los campos primario y secundario, inducidos en las bobinas.

Gráficamente la distribución del equipo se ilustra en la figura (20).

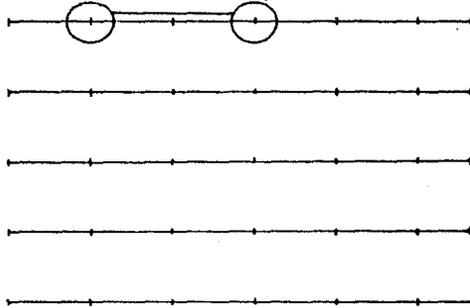
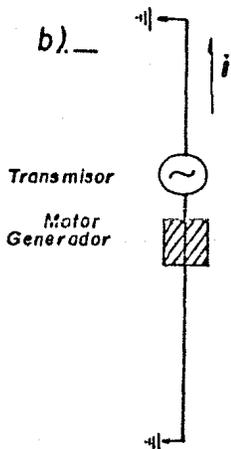
a).-



LÍNEAS Y ESTACIONES DE MEDICIÓN



b).-



LÍNEAS Y ESTACIONES DE MEDICIÓN

FIG.- 20 REPRESENTACION ESQUEMATICA DEL EQUIPO EMPLEADO EN UNA INVESTIGACION CON EL METODO TURAM

a).- MODALIDAD: BOBINA INDUCTORA

b).- MODALIDAD: CABLE LARGO ATERRIZADO

III.D.9 INTERPRETACION

Clásicamente, los principios básicos de interpretación del método Turam son aplicables cuando la roca que encajona a un cuerpo conductor se supone que posee una conductividad despreciable y que, los defasamientos son ocasionados por cuerpos conductores en el subsuelo. E. Orellana (referencia 14) ha enunciado algunas reglas que pueden tomarse en cuenta para efectuar una interpretación -- cualitativa.

Algunos parámetros pueden interpretarse cuantitativamente. A continuación se mencionan brevemente:

Localización. Los valores máximos de relación, conjuntamente -- con los defasamientos representados en un perfil, indican la ubicación del flujo de corriente anómalo, también llamado eje de corriente.

Profundidad. Una "regla de dedo" establece que, la profundidad al eje de corriente es igual a la mitad del ancho de la anomalía. Existen diversos métodos (modelado físico ó matemático) para determinar este parámetro con mayor certeza.

Echado. Este parámetro puede determinarse cualitativamente empleando transmisores a cada lado del conductor.

Conductancia. Este parámetro es capaz de proporcionar una idea de la calidad eléctrica del conductor y se determina junto con el espesor del cuerpo conductor a través del producto σt (σ = conductividad, t = espesor). Para ello pueden emplearse nomogramas, como el mostrado en la figura (21).

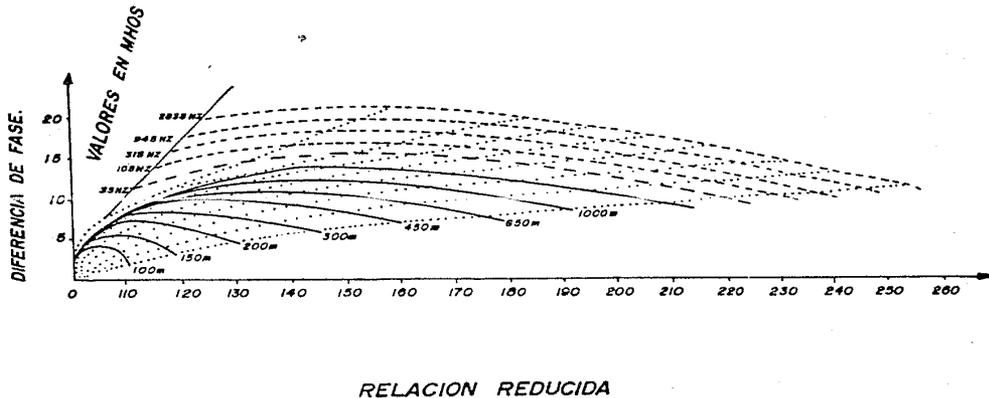


DIAGRAMA EMPLEADO PARA LA OBTENCION DE LA CONDUCTIVIDAD-ESPESOR.

FIG.- 21

III.D.10 MODALIDAD PROPUESTA DEL METODO TURAM (EQUIPOTENCIALES)

III.D.10.1 INTRODUCCION

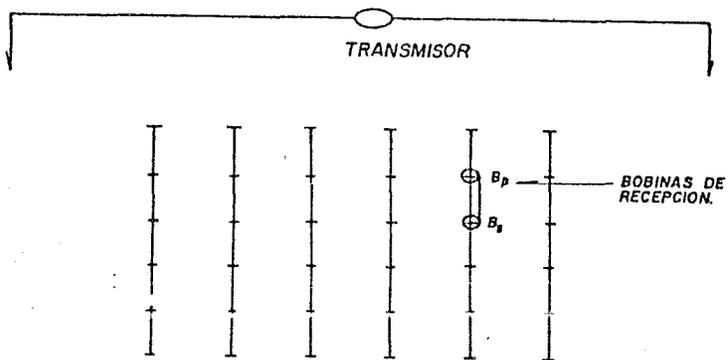
El costo de instalación de una bobina grande ó un cable largo aterrizado de gran longitud provoca renuencia para emplear el método Turam, a menos que indicaciones importantes sobre la existencia de un cuerpo conductor se dispongan. Como se ha visto, la ubicación del transmisor con respecto al objetivo es crítica. Si el transmisor está muy cercano, la posible anomalía se corta por la zona no útil cercana al transmisor; si está muy alejado, las lecturas llegan a ser difíciles y a veces irrealizables debido al débil campo primario.

En años recientes, el método Turam ha perdido interés ya que es muy difícil detectar un cuerpo conductor a profundidad, debido al enmascaramiento que los suelos eléctricamente conductores producen.

III.D.10.2 PROCEDIMIENTO ALTERNATIVO DE CAMPO

La alternativa propuesta se ilustra en la figura (22), puede verse que la característica más importante de la modificación es la colocación del transmisor, cruzando la probable orientación de la estructura mineral. De esta forma, las líneas de lectura son paralelas a la orientación del transmisor. En consecuencia, ambas bobinas de recepción se hallan situadas a la misma distancia del transmisor. Esta configuración de medición, parece ilógica, desde el punto de vista de obtener un máximo acoplamiento inductivo entre el transmisor y la estructura. En verdad, si la estructura fuese un cuerpo tabular perfecto, con echado vertical y dirección perpendicular a la bobina, el acoplamiento sería nulo. En la naturaleza no suceden tales estructuras.

a)



b)

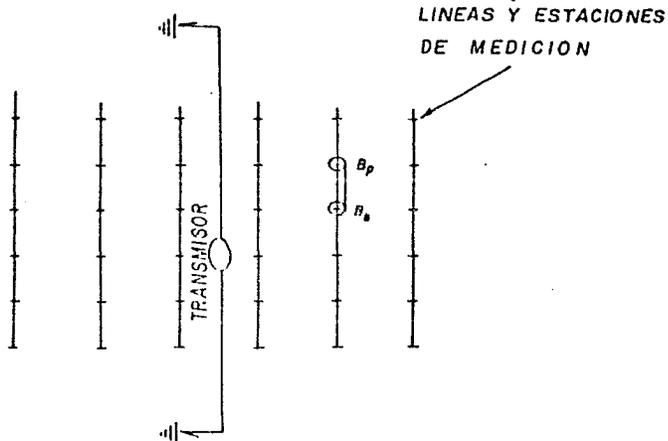


FIG.- 22 COMPARACION DE LOS DISPOSITIVOS
a).- MODALIDAD: CABLE LARGO ATERRIZADO
b).- MODALIDAD: MODO MODIFICADO DE OPERACION
DEL METODO TURAM (EQUIPOTENCIALES)

Estudios de modelos a escala (referencia 16) han demostrado que - desviaciones tan pequeñas como $\pm 15^\circ$ con respecto al rumbo provo- can respuestas sobre un cuerpo conductor de forma tabular orienta- do verticalmente. Este hecho puede observarse en la figura (23).

La fase contraria que se aprecia, cuando se cambia el ángulo de - rumbo de $+15^\circ$ a -15° , confirma la existencia de una posición de- acoplamiento nulo entre tales límites; pero aún en el modelo exis- tió mucha dificultad para colocar al sistema en una condición de- acoplamiento nulo.

Empleando la modalidad propuesta, se minimiza la separación en- tre el transmisor y la estructura, además ambas bobinas quedan si- tuadas a la misma distancia del transmisor. En consecuencia, las bobinas reciben el mismo campo primario ya que teóricamente se ha- llan sobre la misma línea de potencial magnético. Una limitante- muy importante del método clásico es el hecho de que si se tienen cuerpos a profundidad, la señal que producen en superficie es muy débil, para lograr su detectabilidad es necesario aumentar la se- paración de bobinas y disminuir el intervalo de muestreo, pero es frecuente que separaciones grandes lleven a las bobinas fuera de- su rango dinámico de operación. Con el método propuesto, la sepa- ración de bobinas puede aumentarse tanto como sea posible ya que- se elimina de manera automática el efecto del gradiente debido al campo primario.

III.D.10.3 CORRECCION DE LA INFORMACION

Debido a la ausencia del gradiente del campo primario a lo largo de líneas paralelas a lo largo del transmisor, el procedimiento- propuesto genera una respuesta de relación de 1,0 UA (UA= unida- des adimensionales) y de 0° para la diferencia de fase ($\Delta\theta$) cuan- do las bobinas receptoras se hallan fuera de la zona anómala. En consecuencia, no es necesario reducir o corregir los datos y - -

cualquier anomalía puede ser reconocida inmediatamente. En el Tu ram clásico, la existencia de una anomalía no puede reconocerse - hasta después que los datos han sido corregidos, eliminando los - gradientes del campo primario.

III.D.10.4 EFECTOS DEL TERRENO

El método Turam siempre ha sido tomado en cuenta por su falta de sensibilidad al terreno (referencia 17). A este respecto, la ma nera modificada de operación no empeorará y no mejorará más que con el modo clásico de operación. Sin embargo, en terrenos muy-abruptos es posible que las mediciones sufran los efectos de la topografía en cuyo caso debe hacerse la corrección adecuada (re-referencia 15).

III.D.10.5 INTERPRETACION

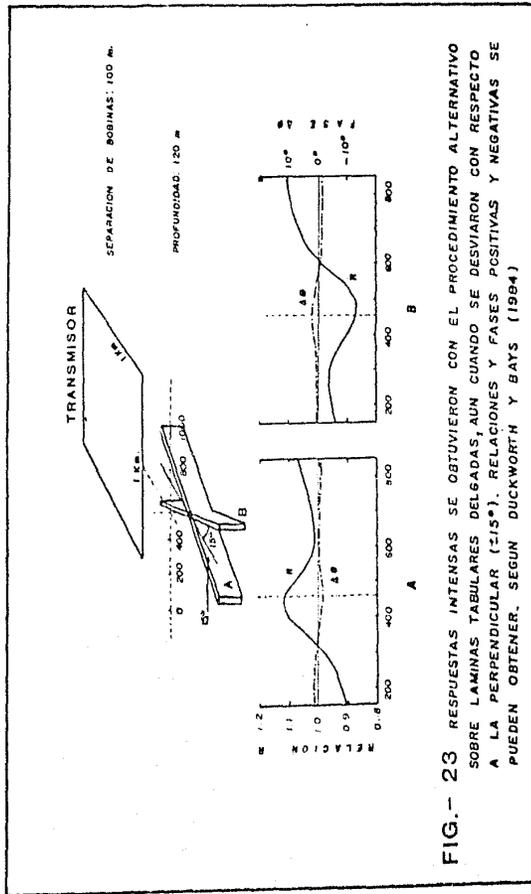
Los procedimientos básicos de interpretación han sido descritos - por Bosschart (referencia 17) en relación al empleo convencional del método Turam y pueden aplicarse inmediatamente a los datos obtenidos con el modo modificado de operación.

Es posible que, la ausencia de gradiente del campo primario, tal como es posible en el procedimiento modificado, hará que los perfiles de relación de intensidad de campo y de diferencia de fase, sean simétricos con respecto a la estructura detectada. Pero este no es siempre el caso, y en general, los perfiles son asimé-tricos con respecto a la localización real de la estructura. De hecho, durante la obtención de las relaciones se genera un despla-zamiento del máximo, en el perfil de relación.

La interpretación de la localización de la estructura se puede hacer empleando las componentes real e imaginaria del campo secundario, el cual está libre de las distorsiones debidas al proceso de medición, este campo secundario puede sintetizarse de los perfi-

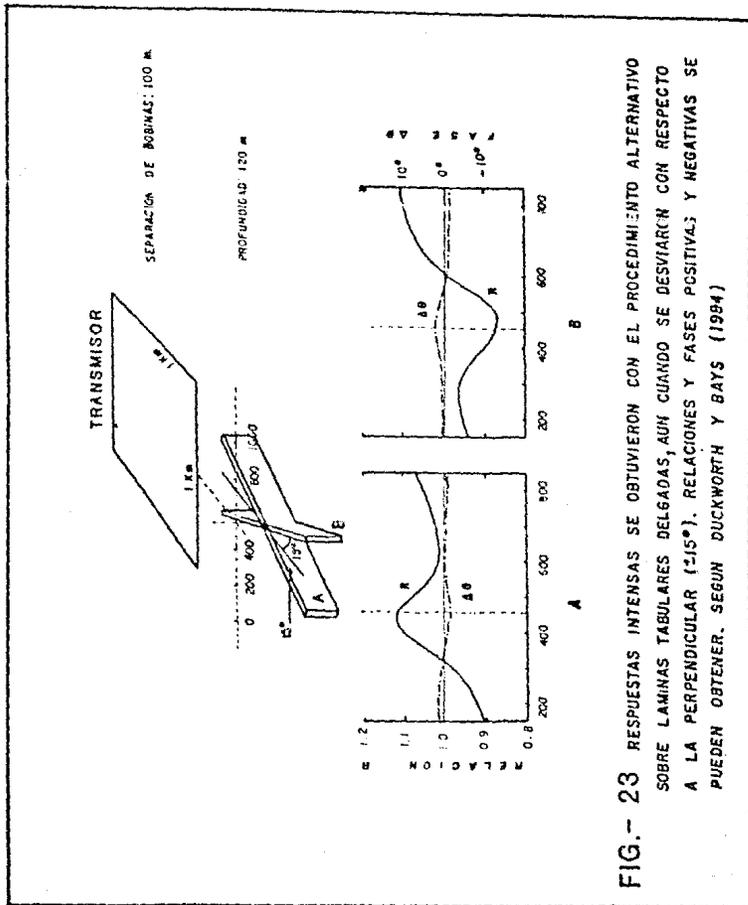
les de relación y fase en la forma normal.

Relaciones inversas o negativas, pueden obtenerse con el modo modificado de operación, dependiendo de cual de las bobinas receptoras sea la bobina de referencia (figura 24)

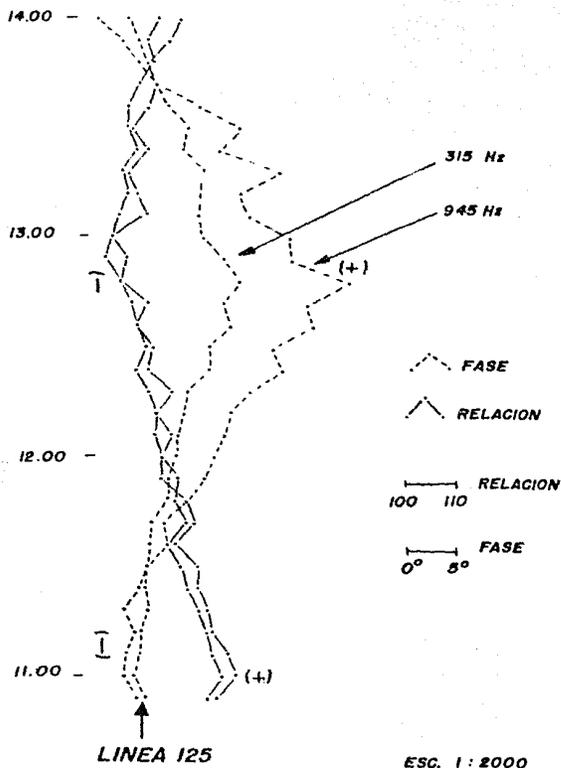


les de relación y fase en la forma normal.

Relaciones inversas ó negativas, pueden obtenerse con el modo modificado de operación, dependiendo de cual de las bobinas receptoras sea la bobina de referencia (figura 24)



METODO EQUIPOTENCIALES



RELACIONES Y FASES NORMALES E INVERSAS. DEMUESTRAN LA PRESENCIA DE ALGUN CUERPO CONDUCTOR.

FIG.- 24

III.D.11 TRABAJOS EFECTUADOS

Con tránsito y cinta se trazaron trece líneas, de 350 m de extensión cada una: 10 de estas líneas se hallan espaciadas a cada 50 m. Las líneas se estacaron a cada 10 m y tienen un rumbo general de N 47° E. La ubicación y distribución de líneas puede - observarse en la lámina (15).

El cubrimiento lineal fue de 4.55 Km. y el superficial de 0.131-Km² (13.1 Ha).

Con el método Turam se efectuaron pruebas para elegir la separación entre bobinas de recepción y las frecuencias de trabajo. Se optó por utilizar tres frecuencias; 105 Hz, 315 Hz y 945 Hz. Los resultados más significativos se obtuvieron empleando la frecuencia de 945 Hz, con una separación de bobinas de 40 m.

El área se levantó con el método Turam en su forma convencional de aplicación, utilizando cable largo aterrizado en las líneas-14.00 y 10.50, con una longitud de 1200 m. Con el Turam empleando el método de equipotenciales se aterrizó un cable largo en la línea 500, con una longitud de 1200 m. Las líneas se leyeron - desplazando las bobinas en forma paralela al transmisor.

III.D.12 RESULTADOS OBTENIDOS

Se presenta la información obtenida en tres láminas, una de ellas corresponde al procedimiento de campo normal (lámina 15) y las otras dos pertenecen al procedimiento empleado como innovación y que se ha denominado como método de equipotenciales.

A continuación se describirán los resultados obtenidos con el - procedimiento clásico.

Considerando como puntos anómalos los dados por los máximos de-

fase y en base a la intensidad del parámetro relación se han clasificado las respuestas como sigue: primer orden, relación mayor que 60 UA (unidades adimensionales); segundo orden, relaciones entre 40 y 60 UA y tercer orden, relaciones menores que 40 UA.

De la lámina (15) es posible apreciar la existencia de una respuesta asociada posiblemente a la estructura, pero el flujo de corriente anómalo se halla desplazado con respecto a la traza obtenida con el método de equipotenciales (lámina 16) así como con relación a la estructura La Catarina.

El desplazamiento del flujo de corriente puede deberse a la influencia del gradiente del campo primario así como al efecto de la capa de suelo, ya que puede comportarse como conductor.

No obstante el desplazamiento de la traza debe verse que, existe un poco de semejanza en la forma de respuesta localizada entre las estaciones 10.90 a 11.40 de las líneas 125 a 250 y la traza obtenida con el método de equipotenciales (láminas 15 y 16). Esta traza presenta principalmente anomalías de segundo orden que en función de la geología no se pueden asociar directamente a la existencia de algún accidente geológico visible superficialmente.

Las respuestas mas interesantes, se ubican en la línea 325 entre las estaciones 11.80 a 12.00, de tercer orden asociadas a la estructura La Catarina. Esta respuesta coincide parcialmente con la respuesta obtenida con el método de equipotenciales.

También es posible apreciar la existencia de otras tres trazas anómalas. Dos de estas trazas se sitúan entre las estaciones - 12.70 y 13.00, de las líneas 125 a 350. Es de notarse que, en general se conforman por respuestas de primer y tercer orden.

El plano de perfiles de relación y fase (lámina 16) del método de equipotenciales muestra diferentes tipos de respuestas. Naturalmente, se considerará como un flujo de corriente anómalo aquel que tiene un máximo bien definido de fase, ya que la fase nos muestra el carácter anómalo del subsuelo. En función de lo anterior, se distinguen tres tipos de respuestas; anomalías de primer orden, relaciones mayores que ± 10 UA (unidades adimensionales), anomalías de segundo orden, relaciones comprendidas entre ± 5 y ± 10 UA, y anomalías de tercer orden, con relaciones menores que ± 5 UA. Hay que observar que, con este método se pueden generar relaciones de intensidad de campo magnético tanto positivas como negativas, así como diferencias de fase positivas y negativas, ver por ejemplo la figura (24) que corresponde a la línea 125; las respuestas inversas cambian de signo invirtiendo simplemente la posición de avance de las bobinas primaria y secundaria; luego entonces una conclusión importante es que el orden de avance entre bobinas debe permanecer constante durante todo el levantamiento. El cambio de signo es debido posiblemente a variaciones tanto en el rumbo como en el echado del cuerpo conductor. (referencia 16).

Siguiendo la clasificación anterior, encontramos una traza anómala que, se considera como la más importante porque se halla asociada directamente a la estructura La Catarina. Esta traza está situada entre las líneas 125 y 400 y entre las estaciones 11.00 a 12.20. A lo largo de esta traza se encuentran principalmente anomalías de primer orden que pueden asociarse a un alto contenido de sulfuros en la estructura mineralizada. Hacia el flanco sur de esta traza, se encuentra otra traza anómala que presenta respuestas tanto de primero como de segundo orden; líneas 125, 150, 175, 225, 250 y 300. Debido a que superficialmente no existen evidencias de alguna falla a la que pueda asociarse esta respuesta, se puede inferir que posiblemente se trate de una digitación de La Catarina.

Sobre la traza anómala principal, las respuestas más interesantes por su buena definición tanto en fase como en relación se obtuvieron en las líneas 325, 350 y 400, entre las estaciones 11.60 y 12.00. Como puede verse en las láminas (16 y 17), tiene una -- longitud aproximada de 110 m, se asocia perfectamente con la estructura mineral y es afectada por tres fallas, (lámina 17). Es una zona de alta concentración de sulfuros metálicos conductores que fue ubicada con obra directa, (barrenación y obra minera)..

La configuración isofásica señala claramente que, la zona de alteración mineral más atractiva se halla entre las líneas 275 a -- 400 (lámina 17).

Otra traza anómala se ubica al norte de la estructura La Catarina (lámina 17), consiste de anomalías de segundo orden situadas en las líneas 125, 150, 175, 200 y 225, entre las estaciones -- 12.80 y 13.50. Existen dos posibles flujos de corriente que no pueden asociarse directamente a alguna estructura ya que una capa de suelo cubre a esta zona. Además, este suelo está compuesto por material arcilloso conductor que posiblemente ocasiona -- que las curvas de relación y fase presenten un ancho muy considerable.

Otra traza cuya respuesta es de menor importancia debido a su intensidad y longitud se presenta en las líneas 300 y 350, en la -- estación 13.00. Se le asocia a una estructura que es inferida -- geológicamente por las alteraciones hidrotermales presentes como oxidación, silicificación y cloritización principalmente.

III.D.13 CONCLUSIONES

Por lo explicado anteriormente y en función de los resultados obtenidos en La Catarina puede decirse que,

1. Los resultados obtenidos con el método de equipotenciales, em -
pleando cable largo aterrizado, fueron positivos.
2. Con el método de equipotenciales, las mediciones al parecer no se
ven afectadas por el gradiente del campo primario. Consecuente-
mente, un flujo de corriente anómalo puede determinarse con faci-
lidad si la fuente es un cuerpo conductor.
3. Este método es más rápido y de mayor eficiencia ya que, no es ne
cesario conocer con precisión la distancia de las bobinas a el -
sistema de emisión (transmisor).
4. Las líneas pueden orientarse fácilmente con brújulas y cinta y
no es necesario corregir los datos de campo para reconocer la-
existencia de una zona anómala.
5. En la Catarina fue posible distinguir con claridad una de las -
zonas más importantes por su alto contenido de sulfuros metáli-
cos.
6. En general, el principio de operación de este método es aparen-
temente ilógico, sin embargo los resultados obtenidos en este -
estudio demuestran que es factible su empleo en otras áreas.
7. Si el gradiente del campo secundario es quien produce las reg -
puestas, entonces estaremos en libertad de emplear esta caracte-
rística, propia de un campo potencial.
8. Probablemente el efecto galvánico esté contribuyendo de manera
notable, en tal caso se hace necesario tratar de cuantificar -
su contribución.

9. En esta área, el Turam convencional probablemente no funcionó adecuadamente debido a que el efecto topográfico pudo haber influido excesivamente, ó bien a que la mineralización - de alguna manera produce efectos de acoplamiento electromagnéticos muy débiles que no es posible reconocer fácilmente - debido al efecto del gradiente del campo primario.

IV. INTEGRACION DE METODOS

IV.1 INTRODUCCION

La integración tiene por objetivo comparar las respuestas geofísicas de los distintos métodos empleados y en base a este examen, justificar la causa de las anomalías y determinar las áreas de mayor interés geofísico-geológico. El objetivo de la exploración geológica-minera en el área La Catarina fue el determinar las zonas con mayor contenido de minerales metálicos de interés económico. El programa de barrenación sugerido por los estudios geológicos y geofísicos tuvo resultados positivos ya que fue posible determinar zonas con alta concentración de minerales metálicos.

Con el presente trabajo, se reubicó una zona con alta concentración mineral. Geofísicamente, la línea mas representativa del área estudiada es la línea 350. A continuación se presentan los resultados geofísicos de la línea 350. (lámina 18).

IV.2 RESULTADOS GEOFISICOS.

Polarización Inducida: se observa claramente una respuesta anómala entre las estaciones 12.0 y 13.0. La anomalía de PI tiene una amplitud mayor que 10 milisegundos y se ubica siguiendo el echado de la veta, consecuentemente puede decirse que, la fuente de la anomalía no se halla aflorando. La intensidad de la respuesta es típica de sulfuros masivos. Morfológicamente, la curva no presenta características que ayuden a distinguir el rumbo del echado de la estructura. Hacia los flancos de la veta, la roca encajonante (toba andesítica) produce un nivel de fondo en la respuesta PI de aproximadamente 5 milisegundos lo cual sugiere un bajo contenido de minerales polarizables en la roca de caja.

Resistividad: el perfil de resistividad aparente presenta valores

PERFIL TOMOGRAFICO - BELLETERO



EXPLICACION

GEOLOGIA

ESTRUCTURA
 ALTURA (M)
 PROFUNDIDAD (M)
 RESISTIVIDAD (Ω)

GEOFISICA

POLARIZACION DIURNAL

PERFIL DE CAPACIDAD (μF/cm)

RESISTIVIDAD

PERFIL DE RESISTIVIDAD (Ω·m)

SISTEMA TEMPERATURA

PERFIL DE TEMPERATURA Y FASE (°C)

POTENCIAL NATURAL

PERFIL DE POTENCIAL NATURAL (mV)

V. L. P.

PERFIL DE INTENSIDAD DE CAMPO (μV/m)

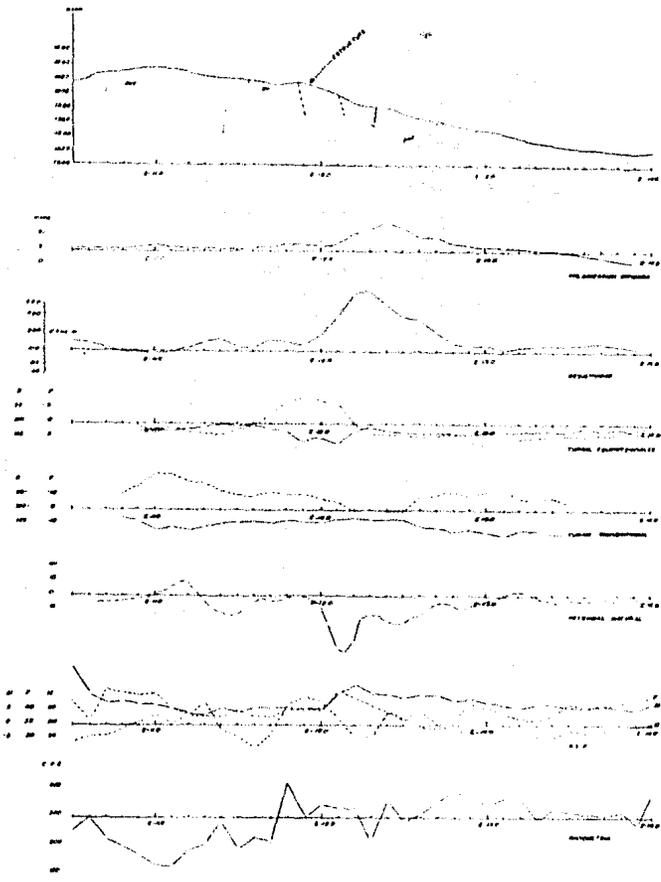
PERFIL DE ANGULO DE INCLINACION (°)

PERFIL DE ANGULO DE FASE (°)

RADIOMETRIA

PERFIL RADIOMETRICO (μR/h)

OTROS DATOS



U. N. I. - I. G. - I. S. T.	
INSTITUTO NACIONAL DE GEOGRAFIA Y ESTADISTICA	
REGISTRACION DE RESULTADOS	
LINEA 350	
AREA LA CATARINA MEXI	
DE QUILACMANZHO JAL.	
11	11
11	11

PERFIL TOPOGRAFICO - GEOLÓGICO



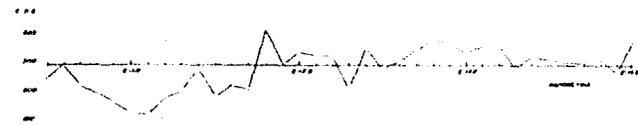
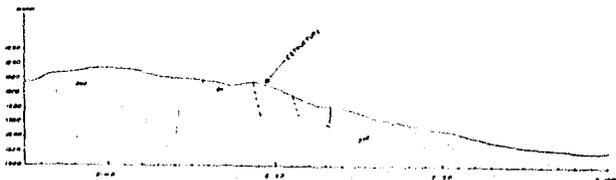
EXPLICACION

GEOLÓGICA

ESTRATIGRAFIA [L]
 ANCHURA [L]
 DISEÑO [R]
 RESISTENCIA [R]

GEOFÍSICA

POLARIZACIÓN INDUCIDA
 PERFILES DE CARREGUADO [L]
 RESISTIVIDAD
 PERFILES DE RESISTIVIDAD [L]
 DISTECIA TIPOAN [L]
 PERFILES DE RELACION Y FASE [L]
 POTENCIAL NATURAL
 PERFILES DE POTENCIAL NATURAL [L]
 V.E.P.
 PERFILES DE INTENSIDAD DE CAMPO [L]
 PERFILES DE ANCHO DE BANDA [L]
 PERFILES DE ANCHO DE FASE [L]
 RAPIDOMETRIA
 PERFILES RAPIDOMETRIA [L]
 RESISTOR TIVA



U. N. D. M.	
FACULTAD DE INGENIERIA	
INTEGRACION DE RELEVOS	
LINEA 330	
AREA: LA CATARINA (MPO)	
DP: (BACHILLANTE) JA:	
FECHA:	11/10/68
PROYECTO:	INTEGRACION DE RELEVOS
HOJA:	122

mayores de 600 ohm-m debidos a la intensa silicificación de la veta. Las Tobas andesíticas tienen un nivel de fondo de entre 100-200 ohm-m, el comportamiento estable de la curva indica que la roca encajonante conforma un medio eléctricamente homogéneo. Morfológicamente, la curva de resistividad presenta dos tipos de pendientes: el flanco con pendiente más suave indica el rumbo del echado de la veta, hacia el NE.

Turam Equipotenciales: aun y cuando la modalidad propuesta, teóricamente no debería presentar condiciones adecuadas de acoplamiento electromagnético, la respuesta anómala del subsuelo indica la presencia de un cuerpo eléctricamente conductor. La anomalía coincide perfectamente con la veta y se puede decir que la fuente se halla a profundidad somera. Esta anomalía presenta un desplazamiento apreciable, con respecto a la respuesta de PI, tal desplazamiento puede ser debido a una digitización de la estructura La-Catarina, características no observable superficialmente en los afloramientos.

Turam Convencional: no se define con claridad una zona anómala, los resultados son poco satisfactorios debido al efecto de acoplamiento electromagnético que contaminó y enmascaró la respuesta esperada sobre la estructura La-Catarina.

Potencial Natural: debido a que las condiciones geológicas son adecuadas, la respuesta de Potencial Natural es ocasionada por los llamados potenciales de mineralización. La curva no presenta angulosidad excesiva, por tal razón puede decirse que la respuesta es debida a un cuerpo conductor que contiene minerales metálicos de importancia económica.

VLF: se utilizo este metodo, intentando obtener una respuesta de la estructura. La ubicación del emisor (Maryland, E.U.A.) no es adecuada y por tal razón los resultados son deficientes.

Radiometría: Las alteraciones hidrotermales producen la desaparición de los elementos radioactivos de las rocas. Era de esperarse un mínimo radiométrico, pero su ubicación no coincide con la de la veta. Además, la curva presenta mucho ruido.

IV.3

CONCLUSIONES

Se puede concluir que los métodos geofísicos empleados tienen ventajas que los hacen muy útiles durante una exploración mineral. Sin embargo, también es cierto que poseen limitaciones, las cuales es necesario reconocer para optimizar los métodos ante los diversos problemas geológicos a resolver. Para los métodos utilizados se pueden establecer las siguientes conclusiones:

Polarización Inducida:

- 1o. El arreglo gradiente dió muy buenos resultados y pueden identificarse con precisión las zonas con mayor contenido de minerales polarizables.
- 2o. Puede seguirse con precisión la traza de la veta La Catarina.
- 3o. Mas que la separación de los electrodos de corriente, la separación de electrodos de potencial influye notoriamente en la detectabilidad de un cuerpo polarizable.
- 4o. El arreglo bloques simplifica el trabajo de campo y reduce los costos en comparación con el arreglo gradiente.
- 5o. Es difícil realizar una interpretación cuantitativa, a menos que se empleen métodos de detalle que, aumentarán el costo del estudio.
- 6o. Es un método costoso ya que, utiliza equipo electrónico sofisticado y en áreas de relieve topográfico abrupto es necesario

el apoyo de, por lo menos, cinco personas.

Resistividad:

10. Ayuda a seguir a rumbo a la traza de la veta.
20. La morfología de las curvas, ayuda a inferir el rumbo del echado de la estructura.
30. Es difícil realizar una interpretación cuantitativa debido a la complejidad de la geología asociada a los yacimientos minerales.
40. Los costos de operación son absorbidos por el levantamiento - de PI debido a que se realizan simultáneamente.

Turam.

10. El método clásico de levantamiento es muy afectado por el gradiente del campo magnético primario. El acoplamiento producido es difícil de eliminar. Los resultados obtenidos son ma-los.
20. La modalidad propuesta, elimina el efecto del gradiente del campo primario (ya que las bobinas se hallan a la misma dis-tancia del emisor) y parece ser que, es susceptible al campo-secundario inducido.
30. Con el método de equipotenciales las relaciones y fases son - mucho menores que las obtenidas con el Turam convencional.
40. El método propuesto detectó un cuerpo mineral a profundidad - somera, sin embargo es difícil cuantificar la profundidad, debido al efecto galvánico producido por el cable largo aterri-zado.

50. El método de equipotenciales es muy rápido, no necesita correcciones y puede emplearse para trabajos de reconocimiento.
60. El método Turam es menos costoso que el método de PI y Resistividad.

Potencial Natural.

10. Las respuestas obtenidas se asocian perfectamente a la veta La Catarina, y puede decirse que son ocasionadas por la mineralización existente.
20. La morfología de las curvas es importante ya que en ellas se proporcionan una idea de las zonas de mayor interés.
30. El método permite realizar una interpretación cuantitativa de manera sencilla y rápida. Los resultados de la interpretación coinciden satisfactoriamente con los estudios geológicos.
40. En comparación con los otros métodos es el más económico, por la simplicidad del equipo necesario y la rapidez de aplicación.

En general, los objetivos propuestos con los métodos geofísicos empleados se cubrieron satisfactoriamente y se demuestra que el empleo de un solo método no es suficiente para la elección de una zona de atractivo geofísico-geológico.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.

- 1°. "Vulcanología y Petrografía del Sector Occidental del Eje Neovolcánico".
Alain Demant
UNAM, Instituto de Geología (Revista Vol. 3, Núm. 1, 1979)
- 2°. "Geología de México, Tomo III."
E. López Ramos
Edición Escolar (1979)
- 3°. Landforms of Mexico (Physiographic Provinces)
Erwin Raisz, 1959.
- 4°. Informe geológico minero de avance de los trabajos realizados en el --
área mina La Catarina y en el Proyecto Exploración Reserva Nacional de
Guachinango, Jalisco.

Subgerencia de Exploración Zona Centro del Consejo de Recursos Minera-
les Diciembre 1979.
- 5°. Applied Geophysics.
W.M. Telford, L.P. Geldart.
Cambridge University Press (1976).
- 6°. Geofísica Minera
D.S. Parasnis
Paraninfo. (1971).
- 7°. Prospección Geoléctrica en Corriente Continúa.
Ernesto Orellana
Paraninfo, Madrid, España (1972).

- 8° Theoretical Aspects of Included Polarization
Bertin - Lo eeb.
- 9° Exploración Eléctrica.
Iakubovski IV, V. y L.L. Liajov
Reverte, Barcelona, España (1980)
- 10° Comunicación personal Ing. G. Paredes. 1984.
Jefe del Proyecto La Catarina, en 1979
Jefe del Depto. de Nuevos Métodos e Interpretación Geofísica del CRM.
- 11° Detection factors for deep IP anomaly source in Kuroko field at Hokuroku district, Akita, Japan.
Naotoshi Konishi
Mining Geology of Japan, 34(2) (1984)
- 12° Nomogram for the complete interpretation of spontaneous potential profiles over sheet-like and cylindrical two-dimensional sources.
B.V. Satyanarayana Murty and P. Haricharan.
Geophysics vol. 50 No. 7., Julio 1985.
- 13° Métodos Geoelectrónicos
Dank, Jan y Aida Aze Pavón.
Universidad de la Habana, Cuba.
- 14° Prospección Geoelectrónica por Campos Variables.
Ernesto Orellana
Paraninfo, Madrid, España (1974)
- 15° Análisis de los efectos topográficos en el procesamiento de los datos - del método Turam.
A. Cuevas Covarrubias
Tesis Profesional UNAM, (1982)

16° A modified mode of operation for the Turam electromagnetic exploration system with benefits for deep exploration

K. Duckworth and A.R. Bays

Geophysical Prospecting, GP 32-02-0317

17° Analytical Interpretation of Fixed Source Electromagnetic Prospecting Data

Robbert A. Bosschart.