

3
2 ef



Universidad Nacional Autónoma de México

FACULTAD DE INGENIERIA

LOS METODOS GEOFISICOS EN LA
EXPLORACION MINERA

TESIS

PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

PRESENTA:

Luisa Guerrero Chávez

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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.

INDICE

	PAG
INTRODUCCION	1
I METODOS POTENCIALES	5
I.1 Gravimetría	6
I.1.1 Bases Teóricas	6
I.1.2 Características del Método Gravimétrico	11
I.1.3 Equipo	15
I.1.4 Trabajo de Campo	16
I.1.5 Interpretación	17
I.2 Magnetometría	26
I.2.1 Bases Teóricas	26
I.2.2 Características del Método Magnetométrico	32
I.2.3 Equipo	34
I.2.4 Trabajo de Campo	34
I.2.5 Interpretación	35
II METODOS ELECTROMAGNETICOS	41
II.1 Métodos de Fuente Natural y Artificial	42
II.1.1 Bases Teóricas	42
II.1.2 Método Afmag	62
II.1.2.1 Características del Método Afmag	62
II.1.2.2 Equipo	63
II.1.2.3 Trabajo de Campo	63
II.1.2.4 Interpretación	64
II.1.3 Método Slingram	66
II.1.3.1 Características del Método Slingram	66
II.1.3.2 Equipo	66

II.1.3.3	Trabajo de Campo	67
II.1.3.4	Interpretación	67
II.1.4	Método Turam	73
II.1.4.1	Características del Método Turam	73
II.1.4.2	Equipo	74
II.1.4.3	Trabajo de Campo	75
II.1.4.4	Interpretación	76
II.1.5	Método Audio Magnetotelúrico de Fuente Controlada (CSAMT)	81
II.1.5.1	Características del Método CSAMT	81
II.1.5.2	Equipo	81
II.1.5.3	Trabajo de Campo	82
II.1.5.4	Interpretación	83
II.2	Método de Polarización Inducida	97
II.2.1	Características del Método de Polarización Inducida	97
II.2.2	Equipo	104
II.2.3	Trabajo de Campo	105
II.2.4	Interpretación	106
III	APLICACIONES	110
III.1	Aplicaciones de los Principales Métodos Geofísicos	111
III.2	Ejemplos de Estudios Geofísicos en Exploración Minera	114
III.2.1	Anomalia Gravimétrica en Zona Ferrífera	114
III.2.2	Estudio Magnetométrico en las Truchas, Mich.	114
III.2.3	Perfil Armag en un depósito de sulfuros	117
III.2.4	Respuesta Slingram sobre depósitos del Lago Caribou en Nuevo Brunswick, Canadá	117

III.2.5	Levantamiento Electromagnético Turam	119
III.2.6	Estudio con el método CSAMT para localizar sulfuros	119
III.2.7	Estudio de PI en la zona de Broken Hill, Australia	123
	CONCLUSIONES	125
	BIBLIOGRAFIA	127

INTRODUCCION

Desde la antigüedad los minerales han jugado un papel de suma importancia en el progreso y desarrollo de la humanidad.

Los primeros materiales que fueron utilizados por el hombre para la fabricación de armas y utensilios fueron: el pedernal, la calcedonia, cuarzo, cuarcita y caliza. Así, el hombre primitivo no sólo aprendió a dar a la piedra la forma requerida de acuerdo a sus necesidades, sino también supo pulirla en forma rudimentaria iniciando, con esto, el empleo de algunos minerales como objetos de adorno personal, atribuyéndoles un valor religioso, político y económico.

Inicialmente se supone que los primeros metales empleados por el hombre eran recogidos en ríos en forma de metales nativos, como el oro, que incluso se utilizó antes que el cobre, y se considera que éste fué descubierto unos 18000 años antes de Jesucristo.

La minería más antigua corresponde a la de las piedras preciosas y decorativas. Se tienen indicios de que durante más de 2000 años los faraones enviaron expediciones con prospectores a la península del Sinaí y al Sudán para buscar turquesas; y en la costa egipcia del Mar Rojo se perforaron pozos para búsqueda de esmeraldas.

En muchos escritos de los filósofos griegos y romanos se enuncian algunos conocimientos acerca de los minerales y se empieza a manifestar la curiosidad respecto a su génesis. Además, también se hace referencia en unos documentos

del año 19 D.C. de la hábil extracción de los minerales de oro y plata.

Pocos conocimientos con respecto a los minerales fue añadido durante los siglos V al XV. Posterior a este siglo empiezan a surgir diversas y nuevas teorías del origen y formación de minerales, y además el requerimiento de éstos cada vez va en aumento.

A fines de la época medieval los minerales ya utilizados fueron cobre, plomo, estaño, oro, plata, mercurio, piedras preciosas, arcillas y piedra de construcción.

Ante la demanda de recursos minerales, las naciones europeas emprenden colonizaciones. En esta época hubo un gran aflujo de oro y plata en Europa producto de la minería de las colonias.

En la Nueva España, por ejemplo, la industria minera principia propiamente en el segundo cuarto del siglo XVI, alcanzando su mayor época en la década de 1570. Entre 1650 y 1750 la minería entra en un periodo de estancamiento debido al atraso de la técnica para la explotación de minas.

Muchas minas mexicanas se habían explotado casi irracionalmente, es decir, sin la menor planeación. Ante esta situación se trata de formar un organismo superior que regulase todas las funciones de la minería.

El primero de julio de 1776, el Rey de España, Carlos III aprueba la formación de un gremio de minería con lo cual queda erigido el Real Tribunal General de Minería. Para el 1 de enero de 1792 se funda el Real Seminario de Minería. En

el año de 1813 el Seminario pasa a ocupar el Palacio de Minería. Al triunfo de la República, el presidente Juárez crea a apoyándose en el Colegio de Minas, la Escuela Nacional de Ingenieros, que posteriormente daría lugar a la Facultad de Ingeniería.

La demanda de minerales se ha convertido en la base fundamental de la industrialización. Hoy en día se cuenta con más de setenta y cinco minerales en el comercio internacional; destacan entre otros, los combustibles minerales (hulla, petróleo, gas); metales no ferrosos (cobre, plomo, zinc, estaño, aluminio) y elementos como manganeso, molibdeno, vanadio, cromo y wolframio. Muchos de éstos son necesarios en el desarrollo industrial, otros sólo complementarios o de lujo. Para armamentos en tiempos de guerra algunos minerales desempeñan un papel todavía más importante.

Por lo anteriormente expuesto, los minerales desempeñan un papel fundamental en la industrialización de un país y como es obvio, la sociedad requiere cada vez más de este tipo de recursos. Aquí es donde entran en juego las técnicas geofísicas para poder localizar y delimitar los posibles yacimientos mineros.

Si bien existen diversos métodos geofísicos, en esta tesis se presenta una revisión bibliográfica de los más versátiles para la búsqueda de minerales como son los métodos potenciales y los métodos electromagnéticos (de los cuales existen diversas modalidades).

En el capítulo I, se discuten los principios básicos de los métodos potenciales, el equipo utilizado en la medición, las técnicas de campo y la corrección de datos e interpreta-

ción de resultados.

En el capítulo II, se presentan los métodos electromagnéticos describiéndolos en cuanto a sus características, equipo, trabajo de campo e interpretación para cada modalidad: Afmag, Slingram, Turam, CSAMT y PI. Es importante hacer notar que si bien el método de Polarización Inducida puede considerarse como un método aparte se incluye como un subcapítulo de métodos electromagnéticos por corresponder más a éste que a métodos potenciales.

En el capítulo III se indican algunas aplicaciones de cada uno de los métodos, asimismo se presentan ejemplos tomados de referencias bibliográficas para la búsqueda de minerales, en particular para minerales de hierro en el método gravimétrico y magnetométrico, mientras que los métodos electromagnéticos ilustrados son para encontrar sulfuros.

Al final, se presentan las conclusiones referentes al empleo de los métodos geofísicos en minería.

Por último, el trabajo tiene como finalidad principal el de indicar la importancia que representa la Geofísica en la búsqueda de yacimientos minerales, tema nada nuevo, pero sí relevante por las implicaciones económicas y políticas que conlleva a una buena aplicación y conservación de nuestros recursos minerales.

I METODOS POTENCIALES

I.1 Gravimetría

I.1.1 Bases Teóricas

Las bases teóricas de la gravimetría parten de la ley de Newton, ley que expresa la esencia del campo gravitacional terrestre. Fué desarrollada por Isaac Newton, la ley expresada matemáticamente es:

$$\vec{F} = K \frac{m_1 m_2}{R^2} \vec{r}_u \quad (1)$$

donde

$$K = \text{constante universal} = 6.67 \times 10^{-11} \frac{\text{m}^3}{\text{Kg. seg}^2}$$

\vec{r}_u = vector unitario en la dirección de R

m_1 = masa de un objeto en un punto del espacio.

m_2 = masa de otro objeto en un punto del espacio.

R = distancia entre las dos masas.

La ecuación (1) indica que " La fuerza con que dos partículas se atraen es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa".

Si se considera la relación de la ecuación (1) por la unidad de masa se obtendrá lo que se llama aceleración de la gravedad.

$$\vec{g}(\vec{r}) = \lim_{m \rightarrow 0} \frac{\vec{F}(\vec{r})}{m} \quad (2)$$

esto es, que cuando una de las masas tiende a cero su campo es tan pequeño que no altera al campo creado por la otra masa.

Al sustituir la ecuación (1) en la ecuación (2) y al evaluar el límite se tiene:

$$\bar{g}(\bar{r}) = K \frac{m}{R^2} \bar{r}_u$$

sin embargo, hay que considerar que la expresión antes mencionada sólo es válida para masas puntuales por lo tanto, si se quiere calcular el efecto que hay sobre una distribución volumétrica hay que modificar la expresión, esto es

$$\bar{g}(\bar{r}) = K \frac{dm}{R^2} \bar{r}_u$$

donde $dm = \rho dv$ y además integrando sobre todo el volumen se tiene

$$\bar{g}(\bar{r}) = K \int_{V'} \frac{\rho(\bar{r}') \bar{r}_u}{R^2(\bar{r}, \bar{r}')} dv' \quad (3)$$

donde

\bar{r} = vector de coordenadas de campo.

\bar{r}' = vector de coordenadas de fuente.

la expresión (3) permite calcular el campo gravitacional — creado por una masa volumétrica.

Para analizar las características del campo gravitacional es necesario aplicar el teorema de Helmholtz, ya que dicho teorema permite encontrar las ecuaciones del campo gravitacional.

El teorema de Helmholtz enuncia que si la divergencia y el rotacional de un campo vectorial son conocidos en cualquier parte de una región finita, entonces el campo vectorial puede encontrarse en forma única. Esto es:

$$\nabla \cdot \vec{F}(\vec{r}) = s(\vec{r}) \quad (4a)$$

$$\nabla \times \vec{F}(\vec{r}) = \vec{c}(\vec{r}) \quad (4b)$$

donde

$s(\vec{r})$ y $\vec{c}(\vec{r})$ son funciones que son diferentes de cero sólo en la región del espacio ocupada por la fuente y además se satisface la condición que $\nabla \cdot \vec{c}(\vec{r}) = 0$. Entonces

$$\vec{F}(\vec{r}) = -\nabla\phi(\vec{r}) + \nabla \times \vec{A}(\vec{r})$$

donde

$$\phi(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_{\mathcal{V}} \frac{s(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv \quad \text{potencial escalar} \quad (4c)$$

$$\vec{A}(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_{\mathcal{V}} \frac{\vec{c}(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv \quad \text{potencial vectorial} \quad (4d)$$

\mathcal{V} es todo el espacio ocupado tanto por la fuente como donde existe el campo.

A continuación se presenta la demostración del Teorema de Helmholtz.

De la expresión (4a) se tiene

$$\nabla \cdot \vec{F}(\vec{r}) = \nabla \cdot (-\nabla\phi(\vec{r}) + \nabla \times \vec{A}(\vec{r}))$$

$$\text{y } \nabla \cdot \vec{F}(\vec{r}) = -\nabla^2 \phi(\vec{r})$$

sustituyendo (4c) en la expresión anterior

$$\nabla \cdot \vec{F}(\vec{r}) = -\nabla^2 \left(\frac{1}{4\pi} \int_{\mathcal{V}} \frac{s(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv \right)$$

$$\nabla \cdot \vec{F}(\vec{r}) = - \frac{1}{4\pi} \int_v \rho(\vec{r}') \nabla^2 \left(\frac{1}{R(\vec{r}, \vec{r}')} \right) dv$$

haciendo $\nabla^2 \left(\frac{1}{R(\vec{r}, \vec{r}')} \right) = - 4\pi \delta(\vec{r})$ en la expresión anterior, se tiene

$$\therefore \nabla \cdot \vec{F}(\vec{r}) = \rho(\vec{r})$$

Ahora de la expresión (4b) se tiene

$$\nabla \times \vec{F}(\vec{r}) = \nabla \times (- \nabla \phi(\vec{r}) + \nabla \times \vec{A}(\vec{r}))$$

$$\text{y } \nabla \times \vec{F}(\vec{r}) = \nabla \times (\nabla \times \vec{A}(\vec{r}))$$

por propiedades del cálculo vectorial

$$\nabla \times \vec{F}(\vec{r}) = \nabla \times (\nabla \times \vec{A}(\vec{r})) = \nabla (\nabla \cdot \vec{A}(\vec{r})) - \nabla^2 \vec{A}(\vec{r})$$

sustituyendo (4d) en la expresión anterior

$$\nabla \times \vec{F}(\vec{r}) = \nabla \left(\nabla \cdot \frac{1}{4\pi} \int_v \frac{\vec{c}(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv \right)$$

$$- \nabla^2 \frac{1}{4\pi} \int_v \frac{\vec{c}(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv$$

$$\nabla \times \vec{F}(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi} \left(\int_v (\vec{c}(\vec{r}') \cdot \nabla) \nabla \left(\frac{1}{R(\vec{r}, \vec{r}')} \right) dv \right)$$

$$- \int_v \vec{c}(\vec{r}') \nabla^2 \left(\frac{1}{R(\vec{r}, \vec{r}')} \right) dv$$

si se trabaja con una sola componente en la expresión anterior se tiene:

$$\int_V \bar{c}(\bar{r}) \cdot \nabla \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{R(\bar{r}, \bar{r}')} \right) dv = \int_V \nabla \cdot \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{R(\bar{r}, \bar{r}')} \bar{c}(\bar{r}) \right) dv$$

por teorema de la divergencia

$$\int_V \nabla \cdot \left(\frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{R(\bar{r}, \bar{r}')} \bar{c}(\bar{r}) \right) dv = \int \bar{c}(\bar{r}) \frac{\partial}{\partial x} \frac{1}{R(\bar{r}, \bar{r}')} ds = 0$$

entonces

$$\nabla_x \bar{F}(\bar{r}) = - \frac{1}{4\pi} \left(\int_V \bar{c}(\bar{r}) \nabla^2 \left(\frac{1}{R(\bar{r}, \bar{r}')} \right) dv \right)$$

$$y \quad \nabla_x \bar{F}(\bar{r}) = - \frac{1}{4\pi} \left(\int_V \bar{c}(\bar{r}) (- 4\pi \delta(\bar{r})) dv \right)$$

$$\therefore \quad \nabla_x \bar{F}(\bar{r}) = \int_V \bar{c}(\bar{r}) \delta(\bar{r}) dv = \bar{c}(\bar{r})$$

De acuerdo a lo anterior si se satisface:

- $\nabla \cdot \bar{F}(\bar{r}) \neq 0$ y $\nabla_x \bar{F}(\bar{r}) \neq 0$ El campo no es conservativo.
- $\nabla \cdot \bar{F}(\bar{r}) \neq 0$ y $\nabla_x \bar{F}(\bar{r}) = 0$ El campo vectorial \bar{F} recibe el nombre de campo conservativo o irrotacional.
- $\nabla \cdot \bar{F}(\bar{r}) = 0$ y $\nabla_x \bar{F}(\bar{r}) \neq 0$ El campo es llamado solenoidal o rotacional.
- $\nabla \cdot \bar{F}(\bar{r}) = 0$ y $\nabla_x \bar{F}(\bar{r}) = 0$ El campo es denominado armónico (no existe fuente).

El campo gravitacional es de tipo irrotacional es por esto, que sus ecuaciones de campo son del tipo:

$$\nabla \cdot \vec{g}(\vec{r}) = -4\pi K \rho(\vec{r}) \quad (5)$$

$$\nabla \times \vec{g}(\vec{r}) = 0 \quad (6)$$

Las expresiones anteriores representan el comportamiento general del campo gravitacional terrestre para fines de exploración. En la ecuación (5) se indica el carácter anómalo del campo, en donde están incluidos los parámetros tales como campo inducido, factor de escala, factor geométrico y contraste de propiedad física; y de la ecuación (6) se deduce que el campo gravitacional resulta ser derivable de una función potencial escalar. Así:

$$\vec{g}(\vec{r}) = - \nabla \phi(\vec{r}) \quad (7)$$

y por lo tanto

$$\phi(\vec{r}) = - K \int_{v'} \frac{\rho(\vec{r}')}{R(\vec{r}, \vec{r}')} dv' \quad \text{potencial gravitacional} \quad (8)$$

I.1.2

Características del Método Gravimétrico.

La prospección gravimétrica consiste en medir, en la superficie terrestre, pequeñas variaciones del campo gravimétrico. Estas pequeñas diferencias son producto de cualquier variación lateral en la densidad de los cuerpos próximos a la superficie terrestre.

Al hacer las mediciones gravimétricas generalmente interesan los valores anómalos de la fuerza de gravedad esto es, la anomalía de Bouguer ($\Delta g_{\text{BOUGUER}}$) y no los valores totales de g , es decir:

$$\Delta \epsilon_{\text{BOUGUER}} = \epsilon_{\text{OBS. CORR. DER. y C.B.}} - \epsilon_{\text{MODELO TEORICO}} \quad (9)$$

donde para obtener el modelo teórico deben considerarse los siguientes efectos:

$$\Delta \epsilon_{\text{BOUGUER}} = \epsilon_{\text{OBS. CORR. DER. y C.B.}} - (\epsilon_{\rho}^{\dagger} + d\epsilon_L - d\epsilon_F + d\epsilon_B + d\epsilon_T)$$

donde

$d\epsilon_L$ = corrección por latitud.

$d\epsilon_F$ = corrección por aire libre.

$d\epsilon_B$ = corrección de Bouguer.

$d\epsilon_T$ = corrección topográfica.

La variación de la gravedad se debe fundamentalmente a la rotación y forma de la tierra. De esta manera, la atracción gravitatoria es mayor en los polos que en el ecuador. La fórmula que permite el cálculo de la gravedad considerando una tierra elipsoidal (Figura 1) es:

$$g_{\rho} = g_0 (1 + A \sin^2 \rho - B \sin^2 2\rho) \quad (10)$$

donde g_0 , A y B son constantes

ρ es la latitud

en trabajos de gravimetría se emplea la Fórmula Internacional de la gravedad de 1930

$$g(\rho) = 978.049(1 + 0.0052884 \sin^2 \rho - 0.0000059 \sin^2 2\rho) \quad (11)$$

Así, cuando se habla de corrección por latitud, esta se deduce de la expresión (10)

$$d\epsilon_L = \frac{dg_{\rho}}{d\rho} = \frac{dg_{\rho}}{R \cos \rho} = \frac{1}{R \cos \rho} \frac{dg_{\rho}}{d\rho} \quad ; \quad R: \text{radio ecuatorial}$$

$$\therefore d\epsilon_L = 8.1173 \times 10^{-4} \operatorname{sen} 2\phi \frac{\text{mGal}}{\text{metro}}$$

o bien

$$d\epsilon_L = 1.307 \operatorname{sen} 2\phi \frac{\text{mGal}}{\text{milla}} \quad (12)$$

Quando las observaciones se hacen sobre la superficie terrestre a una altura sobre el nivel del mar conviene estudiar las variaciones de g con la altitud. Esto da lugar, a la vez, a tres tipos de correcciones: corrección de aire libre o corrección de Faye, corrección de Bouguer, y corrección topográfica o de relieve.

En la Figura 2 la corrección de aire libre sería la debida a la altura h sobre el nivel del mar. La de Bouguer sería la que tiene en cuenta el espesor h de los sedimentos bajo A , supuesto h constante, y la corrección topográfica sería la debida a la separación de la horizontal en A de la superficie topográfica (Cantos, 1974).

Suponiendo a la tierra esférica, de masa m y radio R , por definición de g , se tiene

$$g = K \frac{m}{R^2}$$

$$d\epsilon_F = \frac{dg}{dR} = -2K \frac{m}{R^3} = -\frac{2g}{R} = -0.3086 \text{ mGal/metro} \quad (13)$$

Quando se quiere la corrección de Bouguer, esta se calcula suponiendo que la acción de masas citadas equivale a la de una capa horizontal que se extiende en todas las direcciones hasta el infinito y de espesor h igual a la altura del punto de observación sobre el nivel del mar. Así se tiene

que la corrección de Bouguer se expresa:

$$dg_B = 0.04193 \rho h \quad (14)$$

La corrección por relieve se aplica cuando en la zona hay grandes y marcadas irregularidades del terreno. Se emplean para estas correcciones plantillas y tablas especiales; o bien tales correcciones se pueden hacer por computadora usando una topografía digitizada. (Ej. Hammer y Bible)

La deriva instrumental es la variación de las lecturas en una estación a través del tiempo, esto es debido a la alta sensibilidad del gravímetro. Para obtener un valor "promedio" de estas lecturas lo que se hace es volver a la estación base a intervalos de una o dos horas y leer nuevamente el gravímetro. Las lecturas se grafican en función del tiempo y esta curva indica la lectura que se hubiese obtenido en su base con el mismo gravímetro en el instante en que se observaba cada una de las otras estaciones. Así, la lectura de la base se resta de la obtenida en la estación, y de esta manera se obtiene la diferencia de gravedad.

Otro factor que altera el valor de la gravedad es el producido por la existencia de mareas solares y lunares, tal efecto queda contrarrestado al aplicar la corrección por deriva. Sin embargo, en trabajos de mucha precisión se calcula la corrección lunisolar mediante unas tablas que se publican para tal efecto.

I.1.3

Equipo

Tres son los aparatos empleados en la prospección gravimétrica: la balanza de torsión que mide las derivadas de la gravedad, el péndulo que mide la gravedad absoluta o la relativa y el gravímetro que mide la gravedad relativa.

La balanza de torsión de Eötvös consiste fundamentalmente en dos masas m_1 y m_2 situadas a altura diferente y unidas por un tubo de aluminio, que a su vez está suspendido de un hilo de torsión. El giro de la balanza se presenta cuando el campo gravimétrico se encuentra distorsionado debido a efectos locales, esto provoca que en las masas de los extremos actúen valores distintos en magnitud y dirección. Al medir la balanza el gradiente horizontal de la gravedad indica por lo tanto la dirección de la máxima variación de g para un desplazamiento horizontal de la unidad de longitud. El valor de este gradiente se expresa en eötvös que corresponde a una variación de la gravedad de un miligal cada diez kilómetros. Si bien, la balanza actualmente está en desuso fué ampliamente utilizada hasta 1935.

El péndulo fué algo utilizado en la prospección hasta que apareció el gravímetro que lo desplazó por ser de menor tamaño y más práctico para su transporte conduciendo a una mayor rapidez en los levantamientos de campo. Con el péndulo las medidas relativas de la gravedad son de mucha menos precisión que las de la gravedad "absoluta". El método del péndulo consistía, brevemente mencionado, en comparar los periodos T de dos péndulos uno fijo y otro móvil para intervalos de tiempos iguales.

Los modernos gravímetros son aparatos ligeros, portáti-

les y de gran precisión de hasta 0.001 mGal.

El sistema de medición, por ejemplo, de un gravímetro Norden consiste fundamentalmente de un muelle o sistema de muelles del cual está suspendida una masa m , que pesa solo 5 miligramos, la deformación del muelle o sistema elástico se origina bajo la acción de la fuerza de gravedad la cual está en función de las variaciones de la gravedad. El valor de la gravedad en miligales se obtiene de multiplicar el valor de la lectura del gravímetro por una constante particular que es propia de cada aparato. Según el sistema de medida de los cambios de longitud del muelle los gravímetros se clasifican en estables o inestables. (Tabla I).

I.1.4 Trabajo de Campo.

En la prospección minera, la escala de las estructuras geológicas es relativamente pequeña, por lo cual las estaciones gravimétricas para la localización de yacimientos debe ser muy numerosa. Así, dependiendo del grado de detalle deseado será la configuración de la malla o red gravimétrica. Por ejemplo, para la exploración de petróleo la distancia entre bases suele ser de 500m. a 1Km., en minería es mucho menor, del orden de 25m. a 1Km.

Como en gravimetría los valores de la gravedad tienen carácter relativo, es necesario seleccionar una estación base con respecto a la cual se determinan las diferencias de la gravedad.

Las altitudes de las estaciones gravimétricas respecto de la base deben conocerse con precisión a fin de calcular las correcciones que se requieran.

Para efectuar las observaciones una vez establecidas las estaciones se hace necesario observar con el gravímetro en cada estación siguiendo un sistema que permita calcular la deriva instrumental y efectuar la compensación de bases. Entonces, la gravedad obtenida será denominada gravedad observada y corregida por deriva y compensación de bases.

I.1.5 Interpretación

Los datos obtenidos en campo por sí solos no dan ninguna información, sino que más bien estos tienen que ser analizados y procesados para posteriormente dar una interpretación final. Un primer paso en el análisis es corregir los valores observados de gravedad para de esta manera obtener la anomalía de Bouguer; estos datos se presentan en un mapa de anomalías de Bouguer en el cual están situados todas las estaciones gravimétricas, y se trazan entonces las curvas isonómalas generalmente a intervalos de 0.2 a 0.5 mGales. Con el mapa de Bouguer empieza propiamente la interpretación gravimétrica.

El mapa de Bouguer requiere ser analizado por medio de un método que permita aislar, hasta donde sea posible, las diferentes anomalías. En otras palabras, transformar las anomalías de la gravedad de tal manera que resulten algunas peculiaridades del campo gravimétrico y se mitígen otras.

Se han elaborado numerosos métodos de transformaciones de anomalías, cuyo objetivo es determinar el mapa de regionales y residuales. De esta manera, las anomalías más extensas y con gradiente pequeño son las regionales; mientras que las residuales corresponden a las anomalías de pequeñas dimensiones y más locales. Los métodos para la transformación de las

anomalías son de tipo gráfico, cuando el carácter del campo gravitacional es relativamente fácil, y se emplean los métodos analíticos cuando el campo es más complejo.

Las técnicas gráficas más usuales son:

- a) Suavización de curvas. Consiste en disminuir los efectos regionales y resaltar los locales, para esto se traza la tendencia regional (Figura 3) dibujando las líneas que unan los contornos no influidos del área de anomalías. La diferencia entre el mapa de Bouguer y el mapa regional da como resultado las curvas cerradas 1 y 2, las cuales se dibujan haciendo pasar por las intersecciones de las curvas de Bouguer y regional correspondientes a las diferencias 1 y 2.
- b) Método de perfiles. Se trazan varios perfiles sobre el plano de Bouguer en la dirección de la máxima variación de Δg y separados por distancias del orden de las anomalías esperadas. Como el perfil del gradiente se considera constante (una recta) se van calculando de esta manera los valores de la gravedad residual que permiten dibujar el mapa de anomalías residuales. (Figura 4).

En cuanto a las técnicas analíticas existen diversos métodos (Tabla II). A manera de ejemplo se explica, en forma breve, la técnica de Griffin y Segunda Derivada.

La técnica de Griffin consiste en determinar los valores de la gravedad a lo largo de una circunferencia con su centro en el punto cuya gravedad residual se desea (Figura 5). El valor medio según el círculo es simplemente la media aritmética de un número finito de puntos igualmente espaciados y por lo tanto el valor residual es el observado en el centro menos la media aritmética.

$$\varepsilon_{\text{res}} = \varepsilon_0 - (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 + \varepsilon_4 + \varepsilon_5 + \varepsilon_6)/6 \quad (15)$$

en forma general se tiene

$$\varepsilon_{\text{res}} = \varepsilon_0 - (\varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \dots + \varepsilon_n)/n \quad (16)$$

donde n es un número finito de valores tomados en la periferia de la circunferencia.

El valor obtenido de esta manera representa el efecto residual producido en el punto considerado, si se unen puntos de igual valor se obtendrá un plano de anomalía residual.

Existen varios procedimientos para convertir un mapa de gravedad observada a un mapa de segunda derivada. Sin embargo, todos los sistemas de segunda derivada son de la forma

$$\varepsilon_{zz} = -\frac{c}{s^2} (w_0 \varepsilon_0 + w_1 \varepsilon_1 + w_2 \varepsilon_2 + \dots + w_n \varepsilon_n) \quad (17)$$

donde ε_{zz} es la segunda derivada vertical o residual valuada en 0; ε_0 es el valor de la gravedad en el punto central; $\varepsilon_1, \varepsilon_2, \dots$ etc. son las medias de los valores de la gravedad en torno a los círculos respectivos que rodean el punto central; s es la distancia correspondiente a la unidad de espaciamiento de la rejilla; w_0, w_1, \dots etc. y c son parámetros que están en función del espaciamiento s .

El término s tiene gran influencia en el resultado del mapa, cálculos hechos con espaciamiento pequeño enfatizan detalles más pequeños y un espaciamiento mayor de la rejilla - filtrará los pequeños rasgos dejando solo pasar los más grandes. La exactitud de los cálculos está determinada por el espaciamiento s , por el número de círculos empleados y por el número de lecturas hechas. Para un arreglo particular ver la Figura 6.

Una vez establecidas las anomalías de interés se procede a su interpretación. Sin embargo, tratar de "traducir directamente" las anomalías en formas estructurales, puede conducir a errores, ya que por la teoría del potencial se sabe que la interpretación de los potenciales nunca es única. Por ejemplo, ciertos cuerpos lenticulares que situados a profundidades adecuadas, producen anomalías gravimétricas muy semejantes en forma y magnitud a las debidas a modelos de forma esférica de una cierta masa y situada a una mayor profundidad. (Cantos, 1974). (Figura 7).

Si se tienen algunos conocimientos de la geología del lugar, es posible hacer una interpretación cualitativa y a grandes rasgos. La interpretación cualitativa consiste en:

- a) análisis de tendencias de curvas isoanómalas.
- b) análisis de máximos y mínimos.
- c) análisis de gradientes y curvas isoanómalas.
- d) ancho de anomalía y amplitud de la misma.
- e) identificación de curvas características (fallas, esfera, cilindro, etc.).

En esencia, el problema consiste en determinar a partir del mapa de Bouguer y de cualquier otra información aprovechable la probable disposición de los elementos tectónicos estructurales tales como: fracturas, anticlinales, sinclinales, cuerpos minerales, etc.

En cuanto a lo que respecta a la interpretación cuantitativa, la que se conoce como problema inverso, se determinan los parámetros del cuerpo anómalo tales como forma, tamaño, profundidad, densidad, etc.

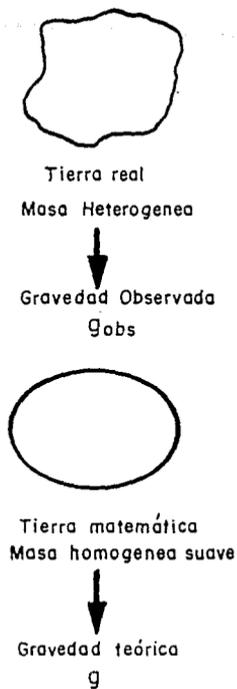


FIGURA 1.. Tierra Real Vs, Tierra de Referencia (Goodacre, 1989)

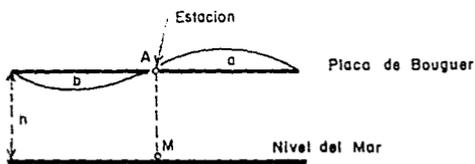


FIGURA 2.. Elementos para cálculo de correcciones gravimétricas (Cantos, 1974)

Instrumento	Mide	Tipo	Nombre
Balanza de torsión	Gradiente y curvatura (gravedad relativa)		
Péndulo	gravedad absoluta gravedad relativa	péndulo Gulf péndulo geodésico pendulo físico Holweck Lejay	
Gravímetro	Gravedad relativa	Estables	Hartley Gulf
		Inestables	Gilbert Thyssen Lacoste - Romberg Worden Humble Mott - Smith

TABLA 1

Instrumentos Gravimétricos

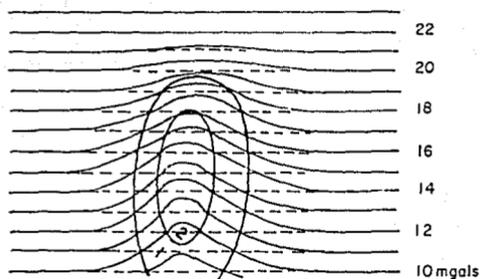


FIGURA 3._ Determinación grafica de la anomalía residual a partir del mapa de anomalías Bouguer (Astier,1982)

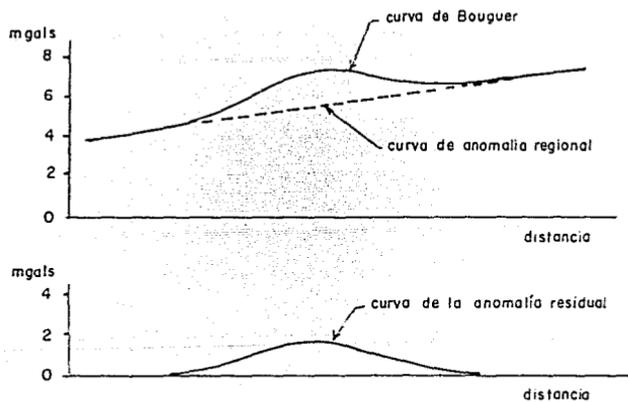


FIGURA 4._ Determinación grafica de la anomalía residual a partir de un perfil Bouguer (Astier,1982)

Métodos Gráficos	Suavización de Curvas	
	Método de Perfil	
Métodos Analíticos	Cálculo Directo de la Gravedad	Técnica de Griffin Método de Saxov y Nigaard
	Continuación Analítica	Continuación Analítica Ascendente Continuación Analítica Descendente
	Cálculo de derivadas de orden Superior (segunda derivada)	Rosenbach Elkins

TABLA II.- Algunos Métodos para obtener mapa residual y regional

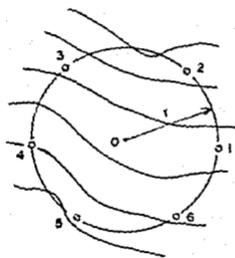


FIGURA 5._ Técnica de Griffin
(Cantos, 1974)

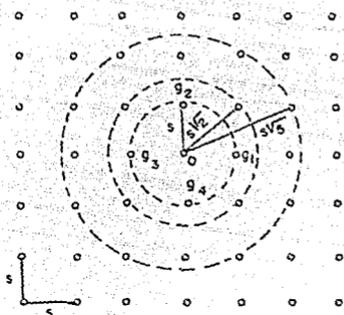


FIGURA 6._ Método de Segunda Derivada
(Cantos, 1974)

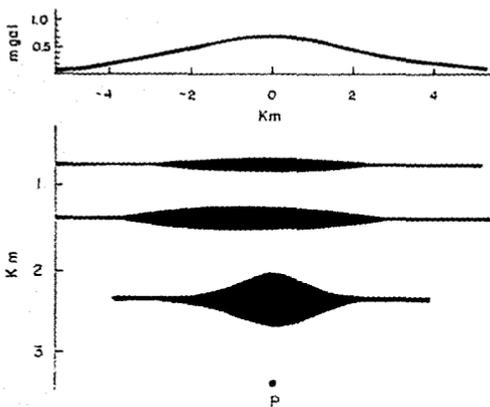


FIGURA.7._ Corte transversal mostrando cuerpos en forma de lentejones que producen la misma anomalía gravimétrica que una esfera de 650 m de radio y contraste de densidad de 1gr/cm^3 colocada en el punto P. Los espesores de los cuerpos están exagerados tres veces (Griffiths, 1972)

I.2 Magnetometría

I.2.1 Bases Teóricas

Campo de inducción magnética en el vacío. Considerando corrientes estacionarias de conducción, el campo magnético \vec{B} queda expresado, de acuerdo a las ecuaciones de Maxwell como

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (18)$$

$$\nabla \times \vec{B} = 4\pi \mu_0 \vec{J}_c \quad (19)$$

donde

\vec{J}_c = vector densidad de corriente de conducción.

μ_0 = permeabilidad magnética del vacío.

4π = constante que se expresa en las ecuaciones de campo y define el carácter de \vec{B} .

Las ecuaciones anteriores constituyen un campo no conservativo de esto se deduce que existe una función vectorial que define a \vec{B} .

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A}$$

donde

$$\vec{A} = \int \frac{\vec{J}_c}{R} dv'$$

donde v' es el volumen donde se encuentra la fuente.

El dipolo magnético. El campo magnético debe su existencia a corrientes y éstas deben ser de carácter dipolar. El dipolo más simple es el de una bobina (Figura 6) por donde se hace circular una corriente I .

El campo magnético está dado por la expresión:

$$\vec{H} = \frac{2\mu_0 \vec{m}}{4\pi z^3} \vec{k}$$

y el potencial vectorial se puede expresar

$$\vec{A} = \frac{\mu_0 \vec{m} \times \vec{r}_u}{4\pi r^2}$$

donde \vec{m} recibe el nombre de momento magnético dipolar cuya magnitud es igual a la corriente I por el área de la bobina con una dirección normal al plano de la misma, r es la distancia desde el origen del sistema coordenado que puede ser el centro de la bobina hasta un punto de campo y \vec{r}_u es un vector unitario en la dirección de \vec{r} .

El campo magnético observado de un cuerpo magnético es la contribución o suma del campo magnético por lo tanto, de acuerdo a la teoría atómica dicho campo se puede representar como la suma de los campos magnéticos de los dipolos magnéticos que constituyen el cuerpo.

Teoría de la magnetización. Los electrones al moverse en una trayectoria cerrada forman un círculo, donde la corriente circulante, esto es los electrones en movimiento, recibe el nombre de corriente amperiana. Al observar a grandes distancias dicho circuito se comporta como un dipolo y la materia magnética se puede considerar formada por un número muy grande de ellos.

Se define a la magnetización (\vec{M}) como el momento dipolar por unidad de volumen. Así

$$\vec{M} = \frac{d\vec{m}}{dv}$$

El vector de intensidad magnética \vec{H} . El campo que existe en la naturaleza realmente es \vec{B} , suponiendo que se tiene un punto en el espacio en donde existen dos campos, uno en el vacío y el otro debido a la magnetización que un determinado cuerpo tiene (sea permanente o de inducción). Ver Figura 9.

Así el campo magnético total es en un punto P:

$$\vec{B}_t = \vec{B}_0 + \vec{B}_M$$

lo que se sabe es que \vec{B}_0 puede deberse a una fuente donde existen corrientes

$$\nabla \cdot \vec{B}_t = 0 \quad (20)$$

$$\nabla \times \vec{B}_t = 4\pi J_c + \nabla \times \vec{B}_M \quad (21)$$

\vec{B}_M existe debido al vector de magnetización, donde

$$\nabla \times \vec{B}_M = 4\pi \nabla \times \vec{M}$$

$$\therefore \nabla \cdot \vec{B}_t = 0$$

$$\nabla \times \vec{B}_t = 4\pi J_c + 4\pi \nabla \times \vec{M}$$

para resolver \vec{B}_t es necesario conocer \vec{M} , para lo cual se define un vector auxiliar

$$\nabla \times (\vec{B}_t - 4\pi \vec{M}) = 4\pi J_c$$

donde

$$\vec{B}_t - 4\pi \vec{M} = \vec{H}$$

por lo tanto

$$\nabla \cdot \vec{H} = \nabla \cdot \vec{B}_t - 4\pi J_c$$

$$\nabla \times \vec{H} = J_c$$

$$\nabla \cdot \vec{H} = -4\pi \nabla \cdot \vec{M}$$

$$\nabla \times \vec{H} = J_c$$

si se considera ahora que en la región donde se aplican dichas ecuaciones no existen corrientes libres, entonces las ecuaciones que rigen al campo son:

$$\nabla \cdot \vec{H} = -4\pi \nabla \cdot \vec{M} \quad (22)$$

$$\nabla \times \vec{H} = 0 \quad (23)$$

Aplicación a medios lineales homogéneos e isótropos (relación entre \vec{M} y \vec{H}). Cuando existe un campo externo, un cuerpo se magnetiza creando un campo externo e interno dentro del cuerpo, entonces la expresión de magnetización es:

$$\vec{M} = \chi_m \vec{H}$$

donde

\vec{H} = campo de intensidad magnética que existe dentro del cuerpo.

χ_m = susceptibilidad magnética determinada cuando el espacio que rodea al cuerpo es el vacío.

Sabiendo que

$$\vec{H} = \vec{B}_t - 4\pi \vec{M}$$

$$\vec{B}_t = \vec{H} + 4\pi \chi_m \vec{H}$$

el término $1 + 4\pi \chi_m = \gamma$ (permeabilidad magnética)

por lo tanto se tiene

$$\vec{B}_t = \gamma \vec{H}$$

Demagnetización Magnética. La magnetización debido a procesos de inducción se expresa como

$$\vec{M} = \chi_m \vec{H}$$

sin embargo, el campo \vec{H} es la suma del campo magnético exterior más el campo magnético debido a la magnetización \vec{M} , es decir

$$\vec{H} = \chi_m \vec{H}_0 + \chi_m \vec{H}_m \quad (24)$$

por otro lado se sabe que el vector

$$\vec{H}_m = -\frac{\vec{M}}{N} \quad (25)$$

donde N es el factor de demagnetización que depende de la geometría del cuerpo.

Al sustituir (25) en (24)

$$\vec{H} = \frac{4\pi \chi_m \vec{H}_0}{1 + \frac{4\pi \chi_m}{N}} \quad (26)$$

cuando $\chi_m \ll 1$, el término $\frac{m}{N} \approx 0$ por lo tanto la expresión (26) se reduce a:

$$\vec{H} = 4\pi \chi_m \vec{H}_0$$

esta última expresión se emplea mucho en Geofísica para la estimación del valor del vector de magnetización, lo que indica que los fenómenos de demagnetización son mínimos.

La función potencial magnética escalar. De las ecuaciones de campo para \vec{H} cuando no existen corrientes libres y el teorema de Helmholtz se tiene:

$$\vec{H} = -\nabla \phi_M \quad (27)$$

si se considera un cuerpo de volumen v constituido por una distribución de dipolos magnéticos y que se denota como \vec{M} . Entonces por suposición el potencial magnético escalar en un punto P fuera del volumen es

$$\phi_M = \int_v \frac{-\nabla \bar{M}(\mathbf{r}')}{R(\mathbf{r}, \mathbf{r}')} dv \quad (\text{potencial magnético escalar})$$

$$\bar{H}(\mathbf{r}) = \nabla \int_v \frac{\bar{M} \cdot \nabla}{R(\mathbf{r}, \mathbf{r}')} dv \quad (\text{vector de intensidad de campo magnético})$$

Relación entre el potencial gravitacional y el magnético (Relación de Poisson). Una relación interesante entre el potencial magnético y el potencial gravitacional debido a una distribución de masa homogénea se presenta cuando la densidad y la magnetización son constantes.

Partiendo de la expresión de potencial magnético y con la consideración de que \bar{M} es constante

$$\phi_M = -\bar{M} \nabla \int_v \frac{dv}{R(\mathbf{r}, \mathbf{r}')} \quad (28)$$

del cálculo vectorial se puede demostrar que

$$\bar{K} \cdot \nabla = M \frac{\partial}{\partial x} \cos l + M \frac{\partial}{\partial y} \cos m + M \frac{\partial}{\partial z} \cos n = -\frac{\partial}{\partial \alpha}$$

donde l, m, n son los ángulos directores y $\frac{\partial}{\partial \alpha}$ indica una derivada direccional en la dirección de α .

$$\text{Así } \bar{K} \cdot \nabla = \bar{M} \left(\frac{\partial}{\partial \alpha} \right) \quad (29)$$

sustituyendo (29) en (28)

$$\phi_M = -\bar{M} \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_v \frac{dv}{R(\mathbf{r}, \mathbf{r}')} \quad (30)$$

recordando que la expresión del potencial gravitacional para

un cuerpo que representa densidad constante

$$\phi = \rho K \int_v \frac{dv}{R(\mathbf{r}, \mathbf{r}')}$$

al sustituir la expresión anterior en (30) se tiene:

$$\phi_M = - \frac{\bar{M}}{\rho K} \frac{\partial \phi}{\partial \alpha}$$

esto implica que:

$$\bar{H}(\mathbf{r}) = \frac{\bar{M}}{\rho K} \frac{\partial}{\partial \alpha} \bar{F}(\mathbf{r}) \quad (31)$$

la ecuación anterior indica que todas las propiedades del campo magnético debido a un cuerpo homogéneo son derivables del campo gravitacional. La ecuación (31) es muy útil en interpretación magnética.

I.2.2 Características del Método Magnetométrico.

La intensidad del campo magnético terrestre (F) se acuerda referirlo a un sistema de ejes coordenados rectangulares (Figura 10).

El campo magnético ha sufrido cambios a través del tiempo, las variaciones de mayor importancia que han sido determinadas son:

- a) Variaciones seculares. Son cambios de periodo largo, que van progresando lentamente durante décadas o siglos.
- b) Variaciones diurnas. Estas son las más predecibles pueden exhibir cambios tan grandes como 100 gammas o más y son las de mayor importancia en la prospección geofísica.

Se considera que las variaciones diurnas son debido a influencia de los ciclos solar y lunar, por lo cual también se dice que hay una variación solar con la intensidad de 30 gammas y un periodo de duración de 24 horas, además de la diurna lunar cuya variación es de 15 veces menor que la solar y con un periodo de duración de 25 horas.

- c) Tormentas magnéticas. Son disturbios con grandes amplitudes de varios cientos de gammas y que pueden durar de uno a varios días. Estas tormentas están asociadas a las auroras boreales.

Magnetismo inducido y remanente. Algunas rocas que presentan minerales de hematita o magnetita, son fuertemente magnéticas. Sin embargo, la mayor parte de las rocas lo son muy debilmente. El magnetismo que adquiere una roca recibe el nombre de magnetismo remanente natural y puede concordar o no con la orientación actual del campo terrestre. Una fuente probable de magnetización remanente (o permanente) es la alineación de partículas magnéticas cuando se enfriaron y se alinearon de acuerdo al campo magnético de aquélla época.

La magnetización inducida, existe debido a la presencia de un campo externo, se refiere a la acción del campo sobre el material donde el campo local (ambiente) es aumentado y el material actúa por sí mismo como un magneto.

La magnetización remanente, existe aún sin la presencia de un campo externo, es de gran importancia en la interpretación. En ciertas rocas por ejemplo: basaltos, gabros, dioritas, etc. y minerales como manganeso, cromita e ilmenita la imanación remanente predomina con frecuencia sobre la inducida; por lo que si no se toma en cuenta la primera, los

cálculos de buzamiento, anchura, volumen, etc. de un yacimiento puede presentar errores graves.

I.2.3 Equipo

En la exploración magnética terrestre de minerales el instrumento empleado por excelencia es el magnetómetro (Tabla III), gracias a éste se pueden detectar fallas someras, diques y otros intrusivos; así como yacimientos de magnetita o ilmenita.

I.2.4 Trabajo de campo

La separación entre estaciones está en función del objetivo de estudio. En el caso de minería la separación entre estaciones es generalmente del orden de 15 a 60 m., ocasionalmente más pequeña de hasta 6 m.

Hay que tomar ciertas precauciones cuando se realizan trabajos magnéticos en campo, por ejemplo, el operador no debe portar objetos tales como monedas, llaves, reloj, etc; y además hay que tener cuidado de que las estaciones estén lo suficientemente separadas de todos los objetos de hierro, para que de esta manera no haya interferencia en las mediciones.

Cuando se hace trabajo de magnetometría es conveniente repetir las lecturas en la estación base, o en otra estación ya observada, después de un intervalo de una o dos horas (corrección diurna). No obstante en lugar del regreso frecuente a la estación es más conveniente contar con un instrumento auxiliar situado en la base para tener un registro continuo

de la variación diurna. En el caso de que se presenten tormentas magnéticas, es conveniente suspender el trabajo de campo ya que en este caso se alteran las lecturas magnetométricas y no es posible efectuar corrección alguna.

I.2.5 Interpretación

Antes de trazar un mapa de componente horizontal o de campo total que sirva para su interpretación, es necesario efectuar una serie de correcciones a las observaciones:

- a) Corrección por temperatura. Las lecturas se corrigen mediante un coeficiente de corrección propio de cada instrumento, aunque generalmente esta corrección es despreciable en la mayoría de los magnetómetros actuales.
- b) Corrección por variación normal. Esta corrección es requerida para tomar en cuenta la variación normal de la intensidad del campo magnético con la latitud y la longitud. La corrección es por lo general hecha por los contornos de mapas de valores de F, H y Z de mapas regionales o mundiales.

Existe un gran parecido entre los métodos gravimétrico y magnetométrico de prospección ya que ambos buscan anomalías causadas por cambios en las propiedades físicas de las rocas subyacentes (densidad en gravimetría y susceptibilidad en magnetometría), por otra parte, en la presentación e interpretación de datos también hay mucha semejanza. Sin embargo, la interpretación en magnetometría resulta más complicada por las siguientes razones: la variación que puede esperarse en la susceptibilidad es en general mucho mayor que la variación de la densidad; además hay incertidumbre en la dirección de polarización de las rocas puesto que la magnetiza

ción no siempre está orientada según el campo terrestre, es decir la definición del estado magnético o magnetización de un cuerpo requiere de los parámetros de magnitud y dirección; en gravimetría solo se requiere de la magnitud en el sentido vertical.

El análisis de los valores, una vez corregidos, permiten realizar la interpretación de la información obtenida en términos geológicos de acuerdo con las características que prevalezcan en el área de estudio ya sea desde un punto de vista cualitativo o cuantitativo, para esto se emplean métodos empíricos y analíticos que determinan, en forma aproximada, el tamaño, profundidad, inclinación, etc. de formaciones mineralizadas o estructuras geológicas.

Interpretación cualitativa. La interpretación cualitativa del mapa de anomalías magnéticas empieza con la inspección visual de la forma y dirección de las anomalías más grandes. Después de la delimitación de la dirección de la estructura un examen más particular es hecho de las características de cada anomalía en particular. Esas características son: las partes positivas y negativas de la anomalía, la prolongación de contornos y la agudeza de las anomalías.

Un procedimiento cualitativo usado con frecuencia en minería, consiste en construir mapas geológicos a partir de datos magnéticos que indiquen contactos de rocas, eje de fallas, dirección de buzamientos, etc. La identificación de las rocas y de las estructuras se hace por los afloramientos geológicos que con frecuencia son observables en la fotografía aérea. De cualquier manera, la información geológica es decisiva para la interpretación.

Interpretación cuantitativa. La idea principal de la interpretación cuantitativa de datos magnéticos es ajustar anomalías observadas con modelos previamente establecidos. La interpretación cuantitativa se lleva a cabo utilizando métodos empíricos y/o métodos analíticos.

Los métodos empíricos permiten determinar la profundidad, aproximadamente, del cuerpo anómalo. Son de gran aplicación por su sencillez, sin embargo presentan la desventaja de que la solución o resultados dependen de la experiencia y criterio del intérprete.

Figueroa (1955) hace la siguiente clasificación de los métodos empíricos.

1. Método de la tangente.
2. Regla de la amplitud media.
3. Regla de Peters.
4. Regla de Tiburg.
5. Regla de Hannel.
6. Regla de Thalen.
7. Regla de la distancia de pendiente.

Las técnicas analíticas consisten, básicamente, en comparar modelos geométricos (bidimensionales y tridimensionales) con las anomalías obtenidas variando diversos parámetros como son: dirección de magnetización, inclinación, longitudes, espesores, profundidades, etc. hasta hallar el ajuste idóneo con las anomalías observadas en campo.

Sobresalen en estos trabajos, entre otros, Vacquier, Peters y Bhattacharyya.

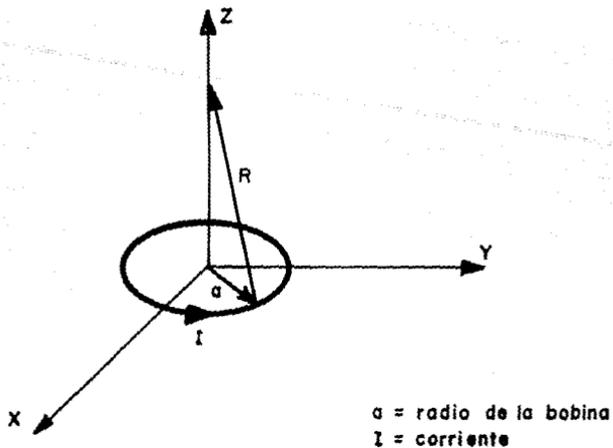


FIGURA 8.- Dipolo Magnético

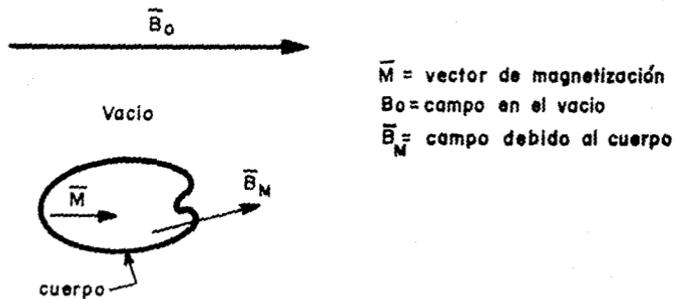
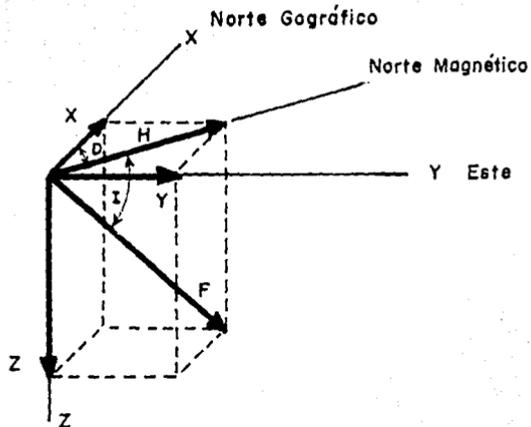


FIGURA 9.- Campo Magnético Total



- Z: Componente Vertical del Campo Magnético
- F: Intensidad de Campo Magnético Terrestre
- X: Componente horizontal del campo magnético en la dirección del Norte Geográfico
- Y: Componente horizontal del campo Magnético en la dirección Este
- D: Declinación Magnética
- I: Inclinación Magnética
- H: Componente del Campo Magnético terrestre contenida en el plano XY

FIGURA 10.- Elementos del Campo Magnético Terrestre (Telford, 1976)

EQUIPO	TIPOS		MIDEN
Instrumentos de Prospección Terrestre	Balanza de campo magnético tipo Schmidt	Balanza Vertical	Variación de la componente vertical (Z)
		Balanza Horizontal	Variación de la componente horizontal (H)
	Magnetómetro de Torsión		Variación de la componente vertical (Z)
Instrumentos de Prospección Aerea	Magnetómetro de Precesión Nuclear (Magnetómetro de Protones) También adaptado para empleo en tierra		Variaciones del campo total (F)
	Magnetómetro de Absorción Optica (Magnetómetro de Bombeo Optico)		Variaciones del campo total (F)
	Magnetómetro Discriminador de Flujo (Magnetómetro de Saturación)		Variaciones del campo total (F)

TABLA III ... Equipo Magnetométrico

II METODOS ELECTROMAGNETICOS

II.1.1 Bases Teóricas

Ecuaciones Fundamentales. Las ecuaciones fundamentales para el estudio de los campos electromagnéticos son las de Maxwell.

$$\nabla \times \bar{E} + \frac{\partial \bar{B}}{\partial t} = 0 \quad (\text{Ley de Faraday}) \quad (32)$$

$$\nabla \times \bar{H} = \bar{J} + \frac{\partial \bar{D}}{\partial t} \quad (\text{Ley de Ampere}) \quad (33)$$

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \quad (\text{Campo Solenoidal}) \quad (34)$$

$$\nabla \cdot \bar{D} = \rho \quad (\text{Ley de Coulomb}) \quad (35)$$

las ecuaciones anteriores se complementan con:

$$\bar{B} = \mu \bar{H} \quad (36)$$

$$\bar{D} = \epsilon \bar{E} \quad (37)$$

$$\bar{J} = \sigma \bar{E} \quad (\text{Ley de Ohm}) \quad (38)$$

$$\nabla \cdot \bar{J} = - \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (\text{Ecuación de Continuidad}) \quad (39)$$

de las mismas ecuaciones (36) y (37) para un espacio libre se tiene:

$$\bar{B} = \mu_0 \bar{H}; \quad \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ Henry/m}$$

$$\bar{D} = \epsilon_0 \bar{E}; \quad \epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} \text{ Farad/m}$$

así, la constante dieléctrica está definida por

$$k_e = \epsilon / \epsilon_0 \quad (40)$$

y la permeabilidad magnética

$$k_m = \mu / \mu_0 \quad (41)$$

Aunque los vectores \vec{E} , \vec{B} , \vec{D} , \vec{H} , \vec{J} y el escalar ρ son adecuados para describir el fenómeno electromagnético, frecuentemente es conveniente introducir los vectores de polarización eléctrica y polarización magnética a través de las definiciones:

$$\vec{P} = \vec{D} - \epsilon_0 \vec{E} \quad (42)$$

$$\vec{M} = \frac{1}{\mu_0} \vec{B} - \vec{H} \quad (43)$$

para medios lineales, homogéneos e isótropos se encuentra que \vec{P} y \vec{M} son linealmente dependientes de \vec{E} y \vec{H} de acuerdo a:

$$\vec{P} = \chi_e \epsilon_0 \vec{E} \quad (44)$$

$$\vec{M} = \chi_m \vec{H} \quad (45)$$

donde χ_e y χ_m son las susceptibilidades eléctrica y magnética. Entonces:

$$\chi_e = k_e - 1 \quad (46)$$

$$\chi_m = k_m - 1 \quad (47)$$

donde

\vec{B} = campo magnético en Teslas

\vec{D} = vector de desplazamiento eléctrico en coulomb/m²

\vec{E} = campo eléctrico en V/m

\vec{H} = intensidad de campo magnético en Amp/m

\vec{J} = vector densidad de carga eléctrica en Amp/m²

ρ = densidad de carga eléctrica en coulomb/m³

Potenciales electromagnéticos. Los vectores \vec{E} y \vec{H} pueden expresarse en función del potencial escalar ϕ y el potencial vectorial \vec{A} .

De la ecuación (34), como \vec{B} es un campo solenoidal por lo tanto se deriva de un potencial vectorial, esto es

$$\vec{B} = \nabla \times \vec{A} \quad (48)$$

sustituyendo (48) en (32)

$$\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0$$

$$\nabla \times \vec{E} + \frac{\partial}{\partial t} (\nabla \times \vec{A}) = 0$$

$$\nabla \times \left(\vec{E} + \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} \right) = 0$$

el vector $\vec{E} + \frac{\partial \vec{A}}{\partial t}$ es irrotacional y por lo tanto puede ser derivado de una función escalar arbitraria

$$\vec{E} + \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} = -\nabla \phi$$

$$\therefore \vec{E} = -\nabla \phi - \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} \quad (49)$$

y de manera análoga

$$\vec{H} = -\nabla \phi_m - \frac{\partial \vec{A}}{\partial t} \quad (50)$$

Ecuación de onda. Tomando en cuenta un medio homogéneo, conductor e isótropo se pueden obtener las siguientes ecuaciones:

aplicando el rotacional a ambos lados de (36)

$$\nabla \times \vec{B} = \nabla \times \gamma \vec{H}$$

de la ecuación (48)

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \gamma \nabla \times \vec{H}$$

al sustituir ecuación (33)

$$\nabla \times (\nabla \times \vec{A}) = \gamma \left(\vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \right)$$

de (37) y (3E)

$$\nabla^2 \bar{A} = \gamma (\sigma \bar{E} + \epsilon \frac{\partial \bar{E}}{\partial t})$$

$$\nabla^2 \bar{A} = \gamma \epsilon \bar{E} + \epsilon \gamma \frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \quad (51)$$

utilizando la ecuación (49) en (51)

$$\nabla^2 \bar{A} = \gamma \epsilon \left(\frac{\partial \bar{A}}{\partial t} \right) + \epsilon \gamma \left(\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \bar{A}}{\partial t} \right) \right)$$

$$\nabla^2 \bar{A} - \gamma \epsilon \frac{\partial \bar{A}}{\partial t} - \epsilon \gamma \frac{\partial^2 \bar{A}}{\partial t^2} = 0 \quad (\text{Ecuación de Onda}) \quad (52)$$

se tiene también que el potencial escalar, \bar{E} y \bar{H} satisfacen la ecuación de onda es decir:

$$\nabla^2 \phi - \gamma \epsilon \frac{\partial \phi}{\partial t} - \epsilon \gamma \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = 0 \quad (53)$$

$$\nabla^2 \bar{E} - \gamma \epsilon \frac{\partial \bar{E}}{\partial t} - \epsilon \gamma \frac{\partial^2 \bar{E}}{\partial t^2} = 0 \quad (54)$$

$$\nabla^2 \bar{H} - \gamma \epsilon \frac{\partial \bar{H}}{\partial t} - \epsilon \gamma \frac{\partial^2 \bar{H}}{\partial t^2} = 0 \quad (55)$$

en los medios dieléctricos $\rho = 0$ y $\bar{J} = 0$, por lo tanto la ecuación de onda toma la forma

$$\nabla^2 \bar{A} - \epsilon \gamma \frac{\partial^2 \bar{A}}{\partial t^2} = 0 \quad (56)$$

Cambios variables en el tiempo. Por lo general, en los métodos de prospección electromagnética, la intensidad de las fuentes varían armónicamente en el tiempo (en forma sinusoidal), de igual manera ocurre con los diversos vectores electromagnéticos y los potenciales. Así, cuando un vector o escalar varía sinusoidalmente es costumbre utilizar la notación fasorial:

$$\bar{A} = A_0 e^{i\omega t} \quad (57)$$

donde

$$e^{i\omega t} = \cos \omega t + i \sin \omega t$$

A = amplitud

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

ahora derivando (57) con respecto a t y sustituyendo en la ecuación de onda

$$\nabla^2 \bar{A} = \sigma \gamma \bar{A} i \omega + \epsilon \gamma \bar{A} (i\omega)^2$$

o bien

$$\nabla^2 \bar{A} = \sigma \gamma \bar{A} i \omega - \epsilon \gamma \bar{A} \omega^2$$

$$\therefore \nabla^2 \bar{A} + \bar{A} (\epsilon \gamma \omega^2 - \sigma \gamma i \omega) = 0 \quad (58)$$

si se define

$$\gamma^2 = \epsilon \gamma \omega^2 - \sigma \gamma i \omega$$

entonces para un medio no dieléctrico la ecuación (58) se escribe:

$$\nabla^2 \bar{A} + \bar{A} \gamma^2 = \bar{J} \quad (59)$$

donde una solución integral, para un espacio cualquiera y tomando en cuenta las corrientes primarias de conducción de la fuente, será

$$\bar{A} = \frac{1}{4\pi} \int_v \frac{\bar{J} e^{-i\gamma R}}{R} e^{i\omega t} dv \quad (60)$$

Constante de propagación. El término de γ cuadrada expresada como:

$$\gamma^2 = \epsilon \gamma \omega^2 - \sigma \gamma i \omega \quad (61)$$

se le conoce como constante de propagación y es de gran im

portancia en la teoría de la propagación electromagnética. La constante de propagación tiene la información correspondiente a las características físicas del medio, así como la frecuencia a la que se desplaza la onda.

Al extraer raíz cuadrada de la constante de propagación se tiene:

$$\gamma = \sqrt{\epsilon \mu \omega^2 - i4\sigma \omega} = a - ib$$

donde

$$a = \sqrt{\frac{\mu \omega}{2}} \sqrt{(\epsilon^2 \omega^2 + \sigma^2)^{1/2} + \epsilon \omega} \quad \text{cte. de fase} \quad (62)$$

$$b = \sqrt{\frac{\mu \omega}{2}} \sqrt{(\epsilon^2 \omega^2 + \sigma^2)^{1/2} - \epsilon \omega} \quad \text{cte. de atenuación} \quad (63)$$

Si se considera el aire como un aislante perfecto la $\sigma = 0$, por lo tanto la constante de propagación, fase y atenuación en el aire se expresan como

$$\gamma^2 = \epsilon \mu \omega^2 \quad (64)$$

$$a = \omega \sqrt{\mu \epsilon} \quad (65)$$

$$b = 0 \quad (66)$$

esto significa que en el aire una onda electromagnética no sufre atenuación o que la energía que transporta la onda no se disipa en forma de calor.

Frente de onda plana. El frente de onda plana se puede visualizar como se muestra en la figura 11, es decir la propagación del frente de onda es función de una sola coordenada cartesiana. La situación de la fuente debe ser lo suficientemente lejana de la zona donde se realizan las mediciones para que las ondas puedan considerarse "planas".

De la ecuación (59) considerar que $\bar{A} = H$ y además un medio dieléctrico, entonces se tiene:

$$\nabla^2 H + H \gamma^2 = 0$$

$$\frac{\partial^2 H_y}{\partial z^2} + H_y \gamma^2 = 0 \quad (67)$$

resolviendo la ecuación (67)

$$H_y = H_0 e^{-i\gamma z} e^{i\omega t}$$

trabajando con las ecuaciones (67), (62) y (63)

$$H_y = H_0 e^{-i(a-ib)z} e^{i\omega t}$$

$$H_y = H_0 e^{-bz} e^{i(\omega t + az)} \quad (68)$$

para representar los campos solamente se considera la parte real de $e^{i\omega t}$ por lo tanto se obtiene

$$H_y = H_0 e^{-bz} \cos(\omega t + az) \quad (69)$$

donde "a" es la constante de fase y "b" es la constante de atenuación.

Penetración nominal (δ). También se le conoce como efecto superficial o profundidad skin. el término está relacionado con la atenuación que las ondas electromagnéticas sufren al propagarse en un medio. la profundidad skin depende de los parámetros físicos del medio además de la frecuencia de trabajo.

De la ecuación (69), la amplitud va disminuyendo de acuerdo al factor e^{-bz} . Para $z=0$, se obtiene la amplitud original H_0 ; para $z = 1/b = \delta$ (inverso de la constante de atenuación o profundidad skin) se tiene:

$$H_a = H_o e^{-1} \quad (70)$$

entonces expresada en porcentaje la ecuación anterior

$$\frac{H_a}{H_o} \times 100 = \frac{H_o e^{-1}}{H_o} \times 100$$

$$H_a \% = 36.0\% H_o \quad (71)$$

Aproximación cuasiestática. Consiste en no tomar en cuenta las corrientes de desplazamiento, esto indica que la constante dieléctrica ϵ será igual a cero. Cuando esto ocurre, la constante de propagación, fase, atenuación y penetración nominal se pueden expresar de manera más sencilla.

$$\gamma^2 = -i\omega\mu \quad (72)$$

$$a = \sqrt{\frac{\mu \omega \sigma}{2}} \quad (73)$$

$$b = \sqrt{\frac{\mu \omega \epsilon}{2}} \quad (74)$$

$$S = \sqrt{\frac{2}{\mu \omega \sigma}} \quad (75)$$

Fuentes electromagnéticas. Las fuentes comunmente empleadas en Geofísica para generar los campos electromagnéticos primarios son:

- a) Cable largo aterrizado: Es un cable de grandes dimensiones con sus extremos puestos a tierra, y recorrido por una corriente alterna de baja frecuencia. (Figura 12).
- b) Bobina emisora: Es un circuito emisor de forma rectangular de grandes dimensiones, por ejemplo de 800x400 m, y por donde se hace circular una corriente. (Figura 13).

- c) Dipolo magnético vertical: Es una bobina de muchas espiras y diámetro pequeño con relación a la distancia en donde se calcula el campo, además el eje de la bobina está situado perpendicularmente al suelo. (Figura 14 a).
- d) Dipolo magnético horizontal: Esta fuente al igual que la anterior es una pequeña bobina por la que se hace circular una corriente, pero con su eje paralelo al suelo. (Figura 14 b).

Los dipolos magnéticos son los de más uso común en la prospección electromagnética y de acuerdo con la geometría que guardan con la bobina receptora se distinguen varios tipos. (Figura 14 c).

A continuación se indica, como ejemplo, el cálculo del campo primario en un cable largo.

Todas las fuentes antes mencionadas se encuentran en el aire y por lo tanto la constante de propagación es dada por la ecuación (64)

$$\gamma^2 = \epsilon_0 \mu_0 \omega^2$$

si se considera el producto γR , donde R es la distancia entre transmisor y receptor, no mayor de un kilómetro, además de utilizar la frecuencia máxima de 3000 cps, se tiene

$$\gamma R = \sqrt{\epsilon_0 \mu_0} \omega \times (1 \times 10^3) \approx 0$$

sustituyendo el resultado anterior en (60)

$$\bar{A} = \frac{\mu_0}{4\pi r} \int \frac{J dv}{R} \cdot e^{i\omega t} \quad (76)$$

si se considera una corriente I circulando por un elemento de cable entonces la ecuación (76) puede expresarse como:

$$\vec{A} = \frac{\mu_0 I}{4\pi} \int_1 \frac{d\vec{l}}{R} e^{-i\omega t} \quad (77)$$

La geometría que guarda el elemento de cable con un punto de observación se indica en la figura 15. Para esta geometría, la corriente solamente circula por el cable por lo tanto

$$\vec{A} = A_z \vec{k}$$

$$d\vec{l} = -dz \vec{k}$$

$$R = \sqrt{z^2 + r^2}$$

al sustituir valores anteriores en (77) se obtiene el valor de la componente A_z

$$A_z = -\frac{\mu_0 I}{4\pi} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{\sqrt{z^2 + r^2}} \quad (78)$$

al resolver la integral se tiene

$$A_z = -\frac{\mu_0 I}{4\pi} \left(\text{Arctsh} \frac{z_2}{r} - \text{Arctsh} \frac{z_1}{r} \right) \quad (79)$$

de las ecuaciones (36) y (48) se obtiene el campo \vec{H}

$$\vec{H} = \frac{1}{\mu_0} \nabla \times \vec{A} \quad (80)$$

ahora, aplicando el rotacional en coordenadas cilíndricas a la ecuación (80) y tomando en cuenta (79)

$$\vec{H} = \frac{1}{\mu_0} \frac{\partial A_z}{\partial r} \vec{e}_\theta$$

resolviendo la derivada

$$\frac{\partial A_z}{\partial r} = \frac{\mu_0 I}{4\pi r} \left(\frac{z_2}{\sqrt{r^2 + z_2^2}} - \frac{z_1}{\sqrt{r^2 + z_1^2}} \right)$$

$$\vec{H} = \frac{I}{4\pi r} \left(\frac{z_2}{\sqrt{r^2 + z_2^2}} - \frac{z_1}{\sqrt{r^2 + z_1^2}} \right) \vec{e}_\phi \quad (81)$$

de la misma Figura 15 se tiene

$$\text{sen } \varphi_2 = \frac{z_2}{\sqrt{r^2 + z_2^2}}$$

$$\text{sen } \varphi_1 = \frac{z_1}{\sqrt{r^2 + z_1^2}}$$

sustituyendo las expresiones anteriores en (81)

$$\vec{H} = \frac{I}{4\pi r} (\text{sen } \varphi_2 - \text{sen } \varphi_1) \vec{e}_\phi$$

y el valor absoluto del campo es

$$|\vec{H}| = \frac{I}{4\pi r} (\text{sen } \varphi_2 - \text{sen } \varphi_1) \quad (82)$$

Teoría de la inducción electromagnética. De la ley de Faraday (ecuación 32)

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

integrando la ecuación anterior a través de una superficie cualquiera

$$\int \nabla \times \vec{E} \cdot d\vec{s} = - \frac{\partial}{\partial t} \int \vec{B} \cdot d\vec{s} \quad (83)$$

la integral del lado izquierdo se puede expresar como una integral de línea

$$\int \nabla \times \vec{E} \cdot d\vec{s} = \int \vec{E} \cdot d\vec{l} \quad (84)$$

la parte derecha de la ecuación (84) recibe el nombre de fuerza electromotriz inducida (fem), y la parte derecha de la ecuación (83) se define como el flujo magnético.

$$\int \vec{E} \cdot d\vec{s} = \phi \quad (85)$$

sustituyendo (84) y (85) en (83)

$$\int \vec{E} \cdot d\vec{l} = - \frac{d\phi}{dt}$$

o bien

$$\xi = - \frac{d\phi}{dt} = - \frac{d\phi}{dI} \cdot \frac{dI}{dt}$$

donde

$$\frac{d\phi}{dI} = M_{ij} = \text{factor de acoplamiento}$$

$$\therefore \xi = - M_{ij} \frac{dI_i}{dt} \quad (86)$$

donde I_i = corriente alterna

La ecuación (86) indica que una corriente I que circula, por ejemplo, en una bobina transmisora, inducirá una fem en el conductor que originará una corriente inducida y que esta a la vez creará el campo magnético secundario. (Figura 16).

Circuito de las tres esniras. La presencia de un conductor se puede investigar al hacer una analogía con teoría de circuitos empleando tres bobinas que representen transmisor, conductor y receptor respectivamente. (Figura 17).

La corriente primaria en la bobina transmisora es

$$I_o = I e^{i\omega t} \quad (87)$$

en base a la ecuación (86) la fem inducida en la bobina que representa al conductor será:

$$\xi_1 = - M_{C1} (i\omega I_o)$$

para encontrar la corriente inducida I_1 , se considera un circuito R-L

$$\xi_1 = RI_1 + L \frac{dI_1}{dt}$$

$$\xi_1 = RI_1 + iwI_1L$$

despejando I_1

$$I_1 = \frac{\xi_1}{R + iwL} = -M_{01} \frac{iw}{R + iwL} I_0 \quad (88)$$

multiplicando numerador y denominador por el factor $(R - iwL)$,

considerando que $-i = e^{-\frac{\pi}{2}i}$ y además haciendo $\alpha = \frac{wL}{R}$

entonces la ecuación (88) se escribe como:

$$I_1 = \frac{M_{01}}{L} \left(\frac{\alpha - i\alpha^2}{1 + \alpha^2} \right) I_0 e^{i\left(wt - \frac{\pi}{2}\right)}$$

la corriente inducida I_1 , creará una fem en la bobina receptora dada como:

$$\xi_2^S = -M_{12} \frac{dI_1}{dt}$$

$$= -\frac{M_{01} M_{12}}{L} \left(\frac{\alpha - i\alpha^2}{1 + \alpha^2} \right) I_0 e^{i\left(wt - \frac{\pi}{2}\right)} \cdot iw$$

pero $-i = e^{-\frac{\pi}{2}i}$

$$\therefore \xi_2^S = \frac{M_{01} M_{12}}{L} \omega \left(\frac{\alpha - i\alpha^2}{1 + \alpha^2} \right) I_0 e^{i(\omega t - \frac{\pi}{2} - \frac{\pi}{2})}$$

asimismo la corriente primaria en el transmisor producirá una fem inducida dada por

$$\xi_2^P = -M_{02} \frac{dI_0}{dt} = -M_{02} I_0 \cdot i\omega$$

$$\xi_2^P = M_{02} \omega I_0 e^{i(\omega t - \frac{\pi}{2})}$$

la relación de fem inducida secundaria a fem inducida primaria en la bobina receptora se expresa

$$\frac{\xi_2^S}{\xi_2^P} = \frac{M_{12} M_{01}}{L M_{02}} \left(\frac{\alpha - i\alpha^2}{1 + \alpha^2} \right) e^{i(-\frac{\pi}{2})} \quad (89)$$

de acuerdo a la ecuación (89) se puede deducir el desfase existente entre ξ_2^S y ξ_2^P en el punto de recepción que vendrá dado como

$$\Delta\varphi = \varphi_P - \varphi_S = 0 - \left(-\frac{\pi}{2} - \tan^{-1} \alpha \right)$$

$$\Delta\varphi = \frac{\pi}{2} + \tan^{-1} \alpha$$

el desfase $\frac{\pi}{2}$ es debido al efecto de acoplamiento inductivo entre el conductor y el transmisor, el desfase $\tan^{-1} \alpha$ es de-

bido a las características del conductor.

Si la resistencia es elevada $\alpha = 0$ y $\Delta\varphi = \frac{\pi}{2}$ entonces hay un conductor malo, y si el conductor es excelente la resistencia tiende a cero y $\Delta\varphi = \pi$.

De la ecuación (89) cambiando el factor e $i(-\frac{\pi}{2})$ por $-i$, se tiene

$$\frac{\xi_S}{\xi_P} = -\frac{M_{12}M_{01}}{L M_{02}} \left(\frac{\alpha^2 + i\alpha}{1 + \alpha^2} \right) \quad (90)$$

donde

α : parámetro de respuesta

$-\frac{M_{12}M_{01}}{L M_{02}}$: factor geométrico

$\frac{\alpha^2 + i\alpha}{1 + \alpha^2}$: función respuesta

El factor geométrico es función exclusiva de la relación que guarda transmisor-conductor-receptor, y la función respuesta depende del conductor. Se acostumbra a indicar la función respuesta en su parte real y su parte imaginaria .

$$R(\alpha) = \frac{\alpha^2}{1 + \alpha^2} \quad (91)$$

$$I(\alpha) = \frac{\alpha}{1 + \alpha^2} \quad (92)$$

La curva dibujada contra parámetro de respuesta se muestra en la Figura 18, de la cual se deduce lo siguiente: si α es pequeña, la parte imaginaria es mayor que la real - (conductor malo), y si α es grande la parte real tiende al límite inductivo mientras que la parte imaginaria tiende a cero (buen conductor).

Como α también es función de ω , L y R entonces, si la frecuencia de trabajo se mantiene constante α dependerá más de las características del conductor, así si α es pequeña implica que la resistencia es mayor (conductor malo) y si α es grande hay menor resistencia y por lo tanto el conductor es bueno.

Pero si ahora se considera que el conductor es el mismo, el parámetro de respuesta dependerá más de la frecuencia de trabajo. Cuando el conductor es malo el campo magnético secundario sólo será apreciable en las altas frecuencias y cuando el conductor es excelente, el campo magnético H_s es apreciable en la mayoría de las frecuencias.

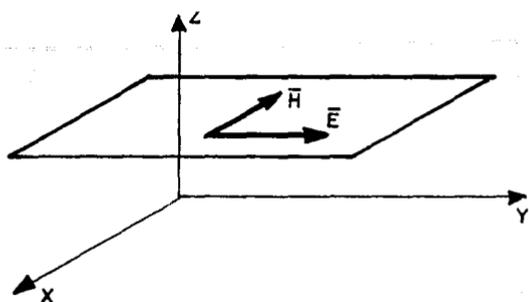


FIGURA 11.- El frente de onda se propaga en la dirección Z. En el plano están contenidos el campo eléctrico y magnético (Tejero, 1984)

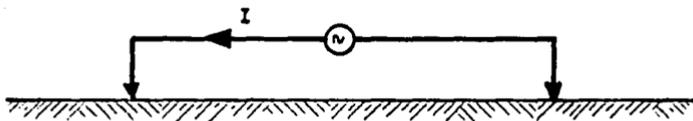


FIGURA 12.- Cable largo aterrizado (Tejero, 1984)

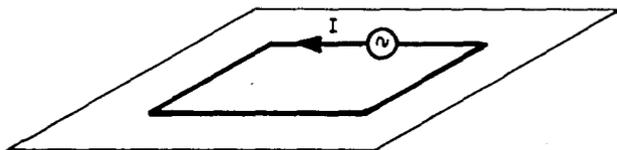


FIGURA 13.- Bobina emisora (Tejero, 1984)

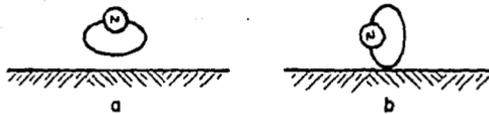


FIGURA 14.- Circuito de emisión (Orellana 1974)

- a).- Dipolo magnético vertical
- b).- Dipolo magnético horizontal

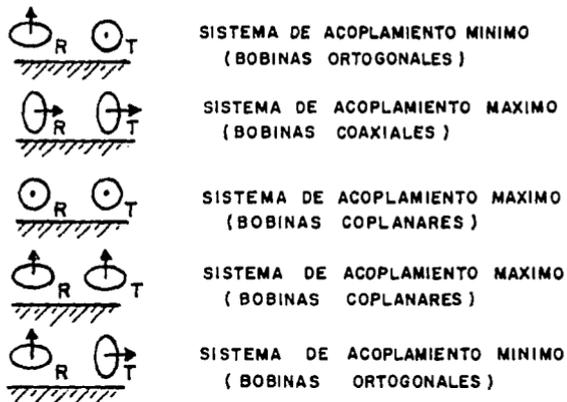
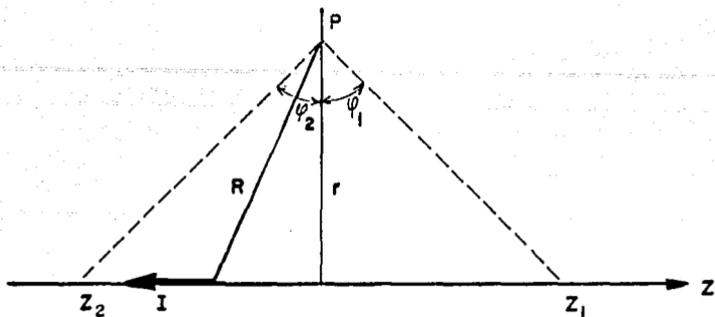


FIGURA 14 C.- Arreglo de Fuentes Dipolares (Society of Exploration Geophysicists, 1969)



$$I = I_0 \cos \omega t$$

P = Punto de observación

r = Distancia perpendicular del punto al cable

FIGURA 15.. Geometría que presenta el punto de observación y el cable (Tejero, 1984)

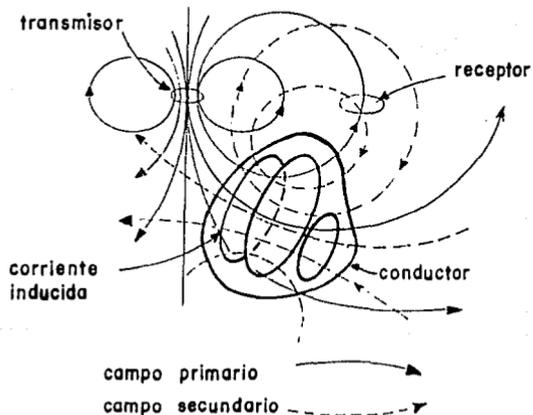


FIGURA 16.. Representación esquemática de la inducción electromagnética (Grant and West, 1965)

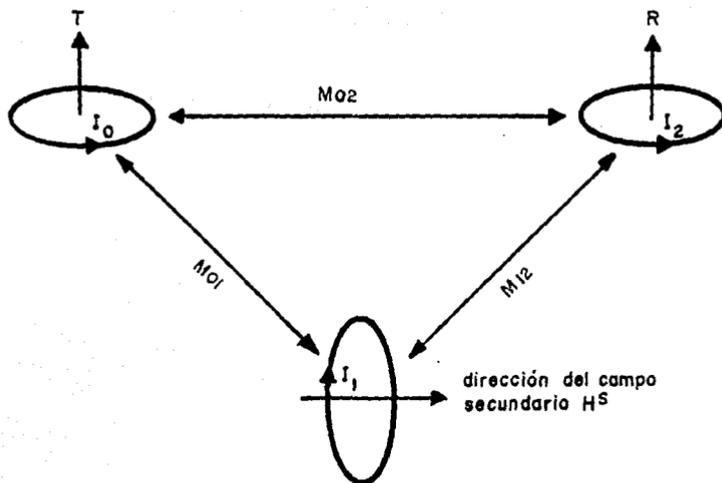


FIGURA 17.- Similitud con teoría de circuitos para el desarrollo de la teoría de la Inducción Electromagnética (Tejero, 1984)

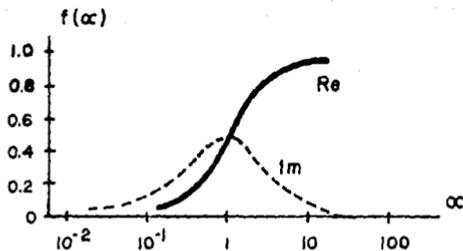


FIGURA 18.- Partes real e imaginaria de la función respuesta (Orellana, 1974)

II.1.2 Método Afmag

II.1.2.1 Características del Método Afmag.

El método Afmag (Audio Frequency Magnetics) fue ideado por el canadiense McLaughlin y sus colaboradores, pero la primera publicación sobre el tema se debe a S.H. Ward (1959).

El método está comprendido en los de inclinación de campo y la fuente empleada es de tipo natural. Variaciones en intensidades del campo magnético terrestre (debido a emisiones solares y auroras boreales) en el rango de audiodfrecuencias proporcionan la fuente de energía de igual manera, parte de esta energía es iniciada por descargas eléctricas atmosféricas.

En la vecindad de cuerpos altamente conductivos el plano de polarización se inclina fuera de la horizontal, lo cual no ocurre en ausencia de conductores ya que la espira exploradora en cualquier punto mostrará un marcado plano horizontal de polarización.

Ahora bien, para determinar el plano de polarización se hace con una "bobina exploradora" la cual es un marco rectangular de 50-100 cm. de diámetro, en el que se enrollan centenares de espiras de cobre. El procedimiento, en la práctica, para encontrar el plano de polarización es el siguiente: Se gira la bobina alrededor de un eje vertical hasta que la señal sea nula en el instrumento de medida, luego se hace girar alrededor de su diámetro horizontal hasta que se obtiene nuevamente una señal mínima y finalmente se gira alrededor de un eje que forma ángulos rectos con respecto a los dos anteriores hasta alcanzar una señal en cero, entonces es cuan-

do el plano de esta bobina coincide con el plano de polarización.

La orientación del plano queda definida por su inclinación y rumbo. La inclinación es el ángulo formado por el plano con la horizontal y el rumbo es la dirección de la línea de intersección del plano de polarización con la horizontal.

No obstante, lo que el método mide en sí es la inclinación del eje mayor de la elipse de polarización (contenida en el plano de polarización) respecto de la horizontal. La elipse se presenta, si hay conductor, cuando dos ondas electromagnéticas oscilan a la misma frecuencia pero se encuentran desfasadas. En otras palabras, el comportamiento del campo total a través del tiempo genera una elipse.

II.1.2.2 Equipo

El instrumental más usual en prospección Afmag consiste de dos bobinas cilíndricas de núcleo ferrítico, ortogonales entre sí (Figura 19). Una de las bobinas se emplea como referencia mientras que la otra es una bobina de señal, van acopladas a circuitos de tal manera que comparan el campo captado por la bobina de señal con el recibido por la bobina de referencia eliminando las señales que no estén en fase con la de ésta última.

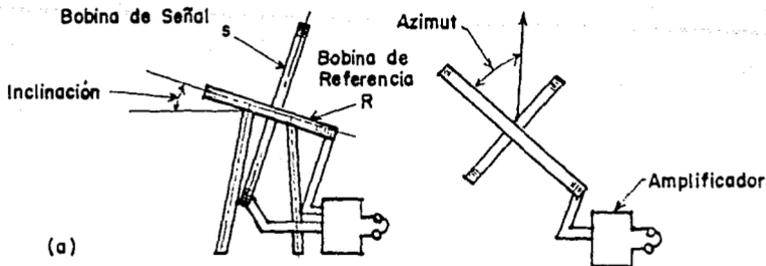
II.1.2.3 Trabajo de Campo

Los datos que se miden en el trabajo de campo son: el azimut y la inclinación del eje mayor de la elipse de polarización, estos dos valores se toman en cada estación. Las -

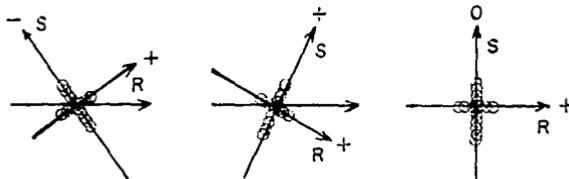
lecturas se realizan aproximadamente a intervalos de 25 mts. (o menor si así lo requiere el estudio) sobre perfiles perpendiculares al rumbo previsto para los objetos buscados.

II.1.2.4 Interpretación

Las inclinaciones y azimutes se representan en forma de curvas que muestran su variación a lo largo de cada perfil. Para los azimutes también se usa una representación en planta trazando con origen en cada estación, un vector cuya dirección coincide con el azimut, y cuyo módulo es proporcional al ángulo de inclinación. Así, la presencia de un conductor en el plano de azimutes, se manifiesta por una inversión en el sentido de la flecha. (Figura 20).



(a)



(b)

Negativa

Positiva

Cero

FIGURA 19._ (a) Equipo Afmag; (b) Medición de la inclinación del eje mayor de la elipse de polarización. La señal de salida puede ser negativa, positiva o nula (Telford, 1976)

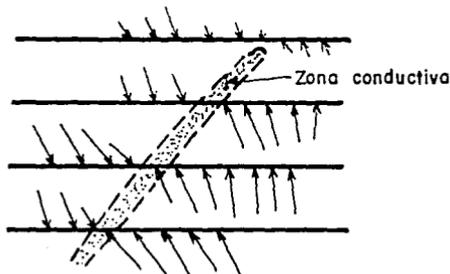


FIGURA 20._ Representación de las observaciones de Afmag en un plano de vectores. Los vectores se trazan con su extremo en un punto de observación, con longitud proporcional a la inclinación y con dirección igual al azimut observado (Orellana 1974)

II.1.3 Método Slingram

II.1.3.1 Características del Método Slingram.

El método Slingram pertenece al grupo de métodos electromagnéticos de fuente artificial, y se emplea tanto a nivel de perfilaje como de sondeo. En el caso de perfilaje o calicata las fuentes empleadas para generar los campos electromagnéticos son: a) el cable largo aterrizado, b) bobina inductora, c) dipolo eléctrico y d) dipolo magnético ya sea vertical u horizontal. Las lecturas observadas son la componente real e imaginaria del campo magnético secundario (H_s) y magnético primario (H_p) por lo cual se hace necesario un cable de referencia entre las bobinas. (Figura 21).

La característica principal de éste método de calicata es que existe un desplazamiento simultáneo emisor-receptor con separación constante durante las mediciones (25-100m) y las bobinas se mueven en líneas perpendiculares al rumbo de la estructura.

II.1.3.2 Equipo

Existen diferentes modelos de equipo Slingram pero en la mayoría de ellos el oscilador es de potencia reducida, de dos a seis volts, y la frecuencia varía de 400 a 4000 Hz según el modelo. El peso del equipo emisor completo no es mayor de 7 Kg. El receptor consiste de una bobina parecida a la emisora, un amplificador y un puente compensador. El emisor es de baja potencia, y el tamaño del emisor y el receptor son aproximadamente de las mismas dimensiones.

II.1.3.3 Trabajo de Campo

Cuando el arreglo horizontal coplanar o el coaxial son usados en terreno montañoso es necesario orientar las espiras paralelamente a la pendiente o marcar correcciones para las mediciones cuando la componente en fase es considerada en la interpretación.

Las observaciones se efectúan sobre los perfiles normales a la dimensión mayor prevista para los cuerpos buscados. La separación entre las bobinas que ha de permanecer fija durante la investigación se escoge previamente, el rumbo del perfil se determina mediante la brújula, y la distancia entre estaciones usando como cinta métrica el propio cable de conexión entre las bobinas.

La distancia entre perfiles varía generalmente de 25 a 100 m. en función del detalle de investigación y del tamaño de los cuerpos buscados. Al realizar las mediciones hay que tomar en cuenta que el cable esté tenso entre las bobinas y además hay que procurar checar siempre la horizontalidad de las bobinas.

II.1.3.4 Interpretación

En la mayoría de los métodos de calicatas electromagnéticas se mide la variación de las componentes real (componente de fase) e imaginaria (componente de cuadratura) del campo magnético secundario en una dirección determinada a lo largo de un perfil. Los resultados de las observaciones pueden representarse, pues, por dos curvas, una para cada componente, en función de la distancia sobre el perfil. Sin embargo, existe otro método o modo para representar las observaciones y además es útil para la interpretación, se tra

ta de los diagramas de fase en los cuales se indica la relación que existe entre los campos primario, secundario y resultante.

La interpretación cualitativa de las curvas Slingram se efectúa separando las anomalías que parecen significativas, determinando sus centros y llevando éstos al plano de trabajo. Algunas de las características que sirven como diagnóstico para la interpretación cualitativa son: la distancia entre los máximos (que se denomina anchura), la amplitud (diferencia o relación entre los máximos y mínimos), la relación de amplitudes entre la anomalía real y la imaginaria y la relación entre las dos áreas determinadas por los máximos y el eje de las abscisas del diagrama. La forma de las curvas de anomalía permite averiguar si el cuerpo que lo produce es parecido a una lámina inclinada, un cuerpo ancho, etc.

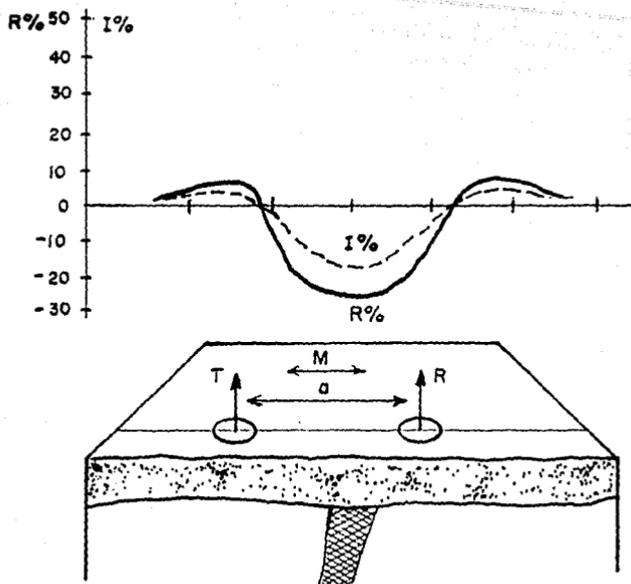
A la interpretación cuantitativa le toca determinar:

- a) Posición. La posición o localización del conductor, si es delgado, se establece en donde se alcanzan los valores mínimos de la componente real e imaginaria del campo magnético (Ver Figura 21).
- b) Longitud y Rumbo. Se unen los diferentes puntos de localización de líneas de trabajo para determinar el rumbo de la estructura, y sobre el mismo plano, con una regla, se determina la longitud. (Figura 22).
- c) Buzamiento. Cuando un conductor presenta un buzamiento de 90° la anomalía es simétrica, sin embargo la simetría se pierde conforme el conductor presenta cierta inclinación. La dirección del buzamiento es hacia el lóbulo positivo de mayor área de la curva de respuesta Slingram. Para poder determinar los grados de buzamiento se hace

mediante un procedimiento gráfico que se basa en la relación del área del lóbulo de mayor área al lóbulo de menor área (Figura 23).

- d) Profundidad y factor de inducción. La determinación de la profundidad y factor de inducción se basa en el uso de curvas teóricas previamente determinadas a partir de modelos a escala (Figura 24). Una vez determinados los grados de buzamiento se escoge la curva o fasor en el cual se marca el punto cuyas coordenadas corresponden a la anomalía máxima. Los parámetros de las curvas que se cortan en dicho punto determinan la profundidad y el factor de inducción.
- e) Conductividad-Trosor (σ_s). Es un término que permite caracterizar a un conductor, por ser este más representativo que la conductividad. La curva teórica seleccionada para determinar la profundidad se utiliza también para calcular σ_s . Así:

$$\sigma_s = \frac{\alpha}{4\omega T}$$



$$R\% = \text{Componente real de } \left| \frac{H_s}{H_p} \right| \times 100$$

$$I\% = \text{componente imaginaria de } \left| \frac{H_s}{H_p} \right| \times 100$$

M = Movimiento

a = separación constante

T = Transmisor

R = Receptor

FIGURA 21.- Disposición y respuesta típica para el método Slingshot (Tejero 1984)

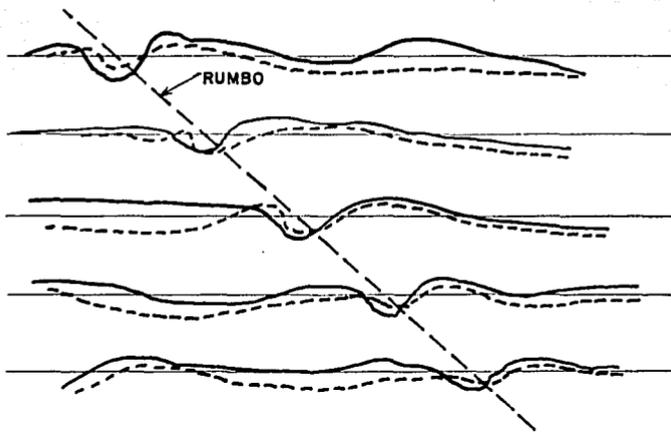


FIGURA 22... Determinación de la longitud y dirección del rumbo para un conductor en el método Slingram (Tejero, 1984)

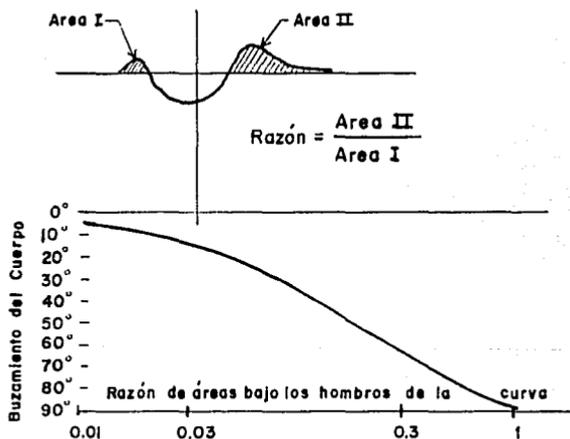
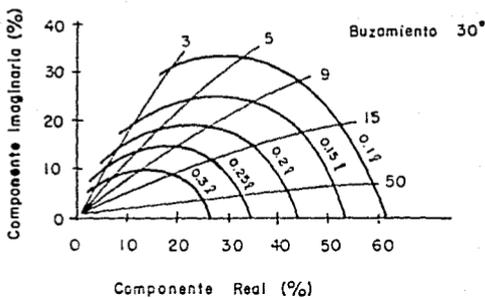
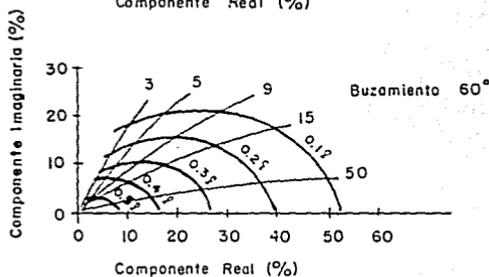
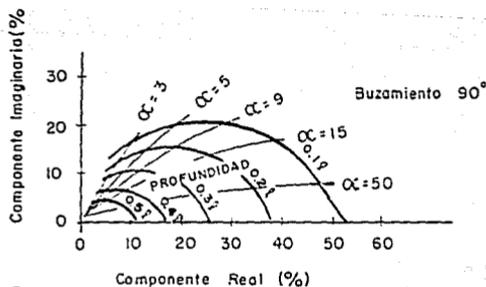


FIGURA 23... Determinación del buzamiento de un conductor tabular (Society of Exploration Geophysicists, 1966)



$\alpha = \sigma \mu_0 \omega S l$ parámetro de respuesta

$P = \sigma \mu_0 \omega S$ factor de inducción

donde:

σ = conductividad — mhos/m

μ_0 = permeabilidad — henry/m

ω = frecuencia — cps

S = grosor del conductor — m

l = separación entre espirales — m

FIGURA 24... Fasores para determinar profundidad y factor de inducción de un cuerpo conductor para diferentes buzamientos (Grant and West, 1965)

II.1.4 Método Turam

II.1.4.1 Características del Método Turam.

Este método es de origen sueco, es debido a H. Hedström, 1937. La palabra Turam significa "dos bobinas" o "dos cuadros". El método es una modalidad de calicata electromagnética caracterizada porque se mide la razón de las componentes verticales del campo magnético total y la diferencia de fase del campo magnético total en pares de puntos próximos situados sobre el perfil de medición.

El campo alterno captado por una de las bobinas se compara por el recibido por otra por medio de un puente especial es así, que los parámetros que se leen son las relaciones de campo y diferencias de fase, que se definen como:

$$R_i = \frac{H_{i,z}^m}{H_{i+1,z}^m} \quad (93)$$

$$\Delta\phi = \phi'_{i+1} - \phi'_i \quad (94)$$

donde $i = 1, 2, 3, 4, \dots, n$

en ausencia de conductores, la ecuación (93) no presenta o no muestra el carácter anómalo del campo, por lo tanto se usa otra relación llamada Normal, la cual se indica como:

$$R_{N,i} = \frac{H_{i,z}^P}{H_{i+1,z}^P} \quad (95)$$

las relaciones reducidas se definen al tomar la relación de la ecuación (93) entre la ecuación (95),

$$R_{R,i} = \frac{R_i}{R_{N,i}} \quad (96)$$

cuando no hay conductor la expresión anterior representa una línea recta aproximadamente para todo valor de i .

Otra manera de representar la información Turam es en componente real e imaginaria esto es:

$$H_{R,i}^T = H_{i,z}^T \cos \rho'_i \quad (97)$$

$$H_{I,i}^T = H_{i,z}^T \sin \rho'_i \quad (98)$$

los datos así obtenidos pueden expresarse en diversas formas, tales como curvas de relaciones reducidas, de campos reducidos, de desfases, etc. La variable independiente es siempre la distancia sobre el perfil.

En la tabla IV se da un resumen de los parámetros de datos Turam. No obstante, la representación más usual para la interpretación es el uso de las ecuaciones (96) y (94).

II.1.4.2 Equipo

Un instrumento Turam llamado ELFAST ha sido usado para trabajos de reconocimiento desde 1981. El instrumento consiste de un transmisor y un receptor con dos espiras. El equipo puede trabajar en cinco frecuencias: 25, 75, 225, 675 y 2025 Hz. Se dispone también de un transmisor de un Kw el cual puede ser programado para transmitir o seleccionar las frecuencias. El receptor puede medir la fuerza de campo, el cociente entre las dos espiras y la diferencia del ángulo de fase entre dichas espiras.

II.1.4.3 Trabajo de Campo

El campo primario, en el método Turam, puede generarse de dos maneras: inductivo y galvánico inductivo. En el primer caso el campo se crea por medio de un cable tendido en el suelo formando un rectángulo de dimensiones del orden de 300 x 1200 m., el circuito se cierra a través del generador. En el método galvánico inductivo, el generador va conectado a un cable rectilíneo (2 a 3 Km.), con sus extremos puestos a tierra, con lo cual se cierra el circuito a través del terreno; la orientación del cable debe ser la misma que la atribuida a la mayor longitud de los cuerpos que se buscan de esta manera, los perfiles resultan perpendiculares a los objetivos.

Al comienzo de una prospección es conveniente determinar cual modo se va a emplear para generar el campo primario. Cuando los cuerpos buscados no son muy buenos conductores - conviene el método galvánico inductivo debido a su mayor sensibilidad.

Una vez que se ha tendido el cable y conectado al generador pueden empezarse las mediciones, estas se van realizando a lo largo de perfiles paralelos entre sí y perpendiculares al cable o bucle inductor (Figura 25). Las bobinas son coplanares y horizontales a la superficie del terreno y separadas por una distancia fija, generalmente de 10 a 50 mts.

Es costumbre medir la componente vertical, sin embargo cuando se llega a medir la componente horizontal entonces las bobinas deben colocarse horizontalmente y con su eje en la dirección del perfil. Además de anotar relación y diferencia de fase es conveniente escribir la frecuencia observada, indicar afloramientos, accidentes topográficos, etc.

II.1.4.4 Interpretación

Los valores de $R_{R,i}$ y $\Delta\phi_i$ se representan en una gráfica como la mostrada en la figura 26. De igual manera, como en el método Slingram, los elementos a determinar en Turam son:

- a) Localización. La posición del conductor sobre la línea de trabajo se encuentra donde se alcanza el máximo de relaciones reducidas y el mínimo de diferencias de fase (Figura 26).
- b) Longitud y Rumbo. La única forma práctica para determinar la longitud es realizando perfiles sobre la zona conductora; así pues con solo unir los puntos de localización de las líneas de trabajo se obtiene el rumbo de la estructura y midiendo con una regla sobre el plano, se obtiene entonces la longitud de la estructura. (Figura 27).
- c) La forma de estimar el buzamiento consiste en primeramente levantar un perfil con el transmisor de un lado del conductor y se observa el valor máximo de las relaciones de campo ($R_{i,max}^1$). Después se cambia el transmisor al otro lado del perfil y se repite la línea para determinar el otro valor máximo ($R_{i,max}^2$). Entonces si

$R_{i,max}^1 > R_{i,max}^2$, el conductor buza alejándose del transmisor con respecto a la primera posición del mismo.

$R_{i,max}^1 < R_{i,max}^2$, el conductor buza hacia el transmisor con respecto a la primera posición del mismo.

- d) Profundidad. La profundidad superior de un conductor es igual o menor a la distancia entre los puntos máximo o mínimo de la curva anómala (ya sea de las relaciones reducidas o de las relaciones de fase). Así la profundidad es

igual a la anchura media de la anomalía. Como la profundidad determinada no corresponde a la del techo del cuerpo, sino a un punto dentro del mismo; entonces la profundidad determinada a partir de las diferencias de fase proporciona una profundidad más cercana al techo del conductor.

- e) Grosor-Conductividad (σ s). Este parámetro se calcula por la curva de respuesta para conductores delgados que proporciona el fabricante del equipo.

punto de atribución (m)	Bobinas receptoras (m)	Lecturas observadas		R_N	R_R	ϕ	campo total H_z^T	Componente Real H_R^T	Componente Imaginaria H_I^T
		R	$\Delta\phi$						
	60.96					0	1.0	1.0	0.0
76.2		1.77	0.25	1.76	1.01				
	91.44					0.25	0.99	0.99	0.004
106.68		1.54	0.45	1.54	1.0				
	121.92					0.70	0.99	0.99	0.012
137.16		1.39	0.60	1.43	0.97				
	152.40					1.30	1.02	1.02	0.023
167.64		1.35	0.60	1.36	0.99				
	182.88					1.90	1.03	1.03	0.033
198.12		1.64	-0.25	1.31	1.25				
	213.36					1.65	0.83	0.83	0.023
228.60		1.39	1.45	1.27	1.10				
	243.84					3.10	0.75	0.75	0.041
259.08		1.26	1.50	1.25	1.01				
	274.32					4.60	0.74	0.74	0.059
289.56		1.24	1.65	1.22	1.02				
	304.80					6.25	0.73	0.73	0.084

TABLA IV... Datos Turam (Telford, 1976)

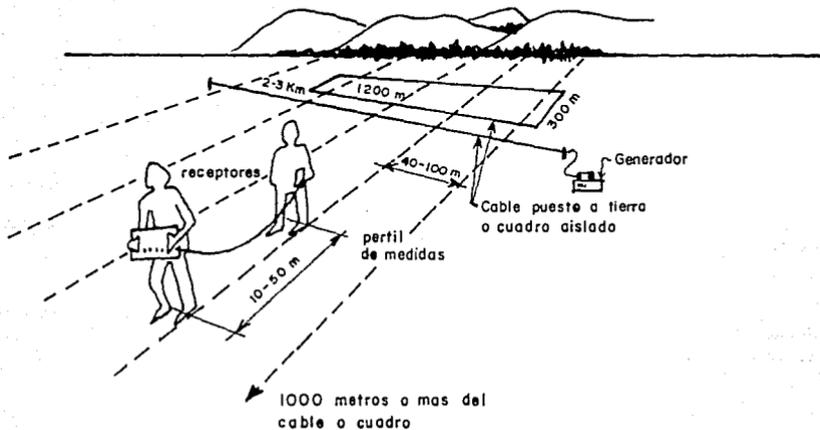


FIGURA 25.- Método Turam (Astier, 1982)

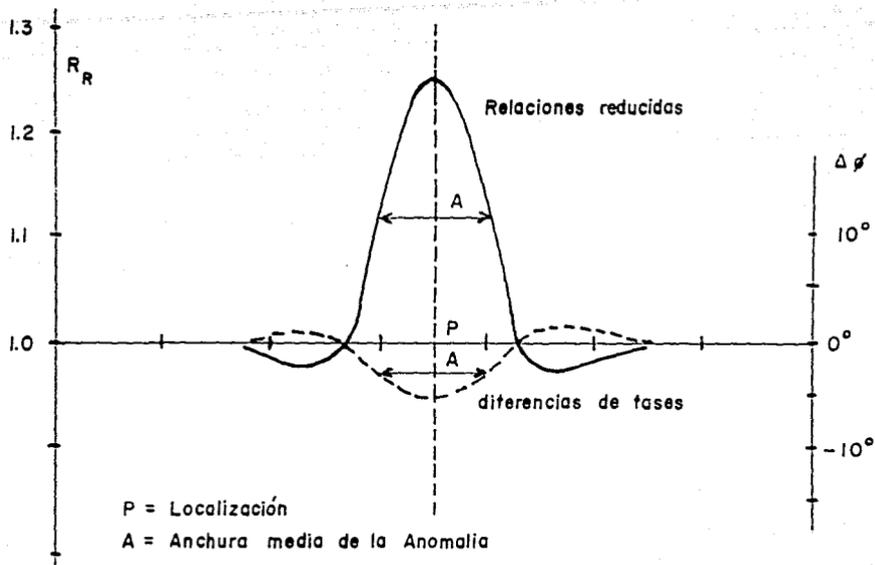


FIGURA 26._ Localización y anchura media de la Anomalia para el conductor (Tejero, 1984)

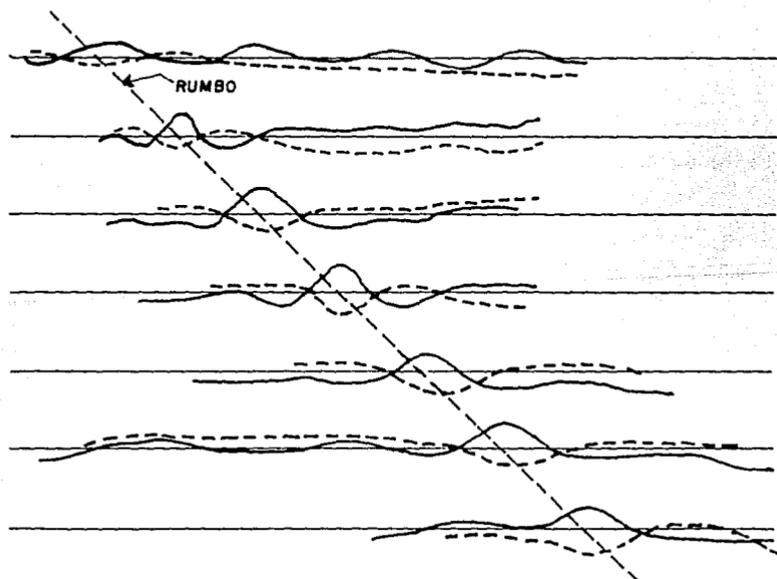


FIGURA 27._ Determinación de longitud y rumbo para un conductor (Tejero, 1984)

II.1.5 Método Audio-Magnetotélúrico de Fuente Controlada (CSAMT)

II.1.5.1 Características del Método CSAMT

El método magnetotélúrico (MT) es una técnica de exploración electromagnética de campo natural. Su fuente la constituyen ciertas fluctuaciones del campo eléctrico y magnético en un rango de frecuencias de 0.0001-10 Hz (micropulsaciones) y las corrientes que, asociadas con ellas, circulan en la corteza terrestre. La idea del método proviene del francés Cagniard aunque su puesta en práctica se retrasó varios años.

Cuando las señales electromagnéticas son medidas en el intervalo de frecuencias de 10 a 20000 Hz el método es conocido como Audiomagnetotélúrico (AMT). La señal audiomagnetotélúrica es derivada principalmente de la actividad eléctrica de las tormentas.

En ambos métodos (MT y AMT) la fuente es de tipo natural y entonces, para solventar la baja magnitud y variabilidad de las señales naturales se diseñó el método llamado audiomagnetotélúrico de fuente controlada (CSAMT) iniciado por Golstein (1971).

II.1.5.2 Equipo

El sistema Phoenix de ocho canales V-4 (CSAMT) es una fuente electromagnética remota. El sistema opera en el dominio de las frecuencias en el rango de 0.25 a 8192 Hz. Los parámetros que mide son:

Campo eléctrico E, magnitud más fase.

Campo magnético H, magnitud más fase.

II.1.5.3 Trabajo de Campo

Es importante conocer aproximadamente la fuerza de campo esperada para planear la retícula de reconocimiento y la localización aproximada del transmisor para así obtener resultados óptimos. La fuerza de campo depende de varios factores: localización del punto de medición con respecto al dipolo de transmisión, corriente en el dipolo, longitud del dipolo transmisor, resistividad del terreno y frecuencia de medición.

En la Figura 28 se muestra el tipo de configuración y retícula empleada en un trabajo de reconocimiento. Se hacen siete mediciones de campo E_x y una de campo H_y hechas a 16 frecuencias (0.25 Hz a 8192 Hz); los campos E son medidos con un dipolo no polarizable del mismo modo que las mediciones de Polarización Inducida. La longitud del dipolo es determinada por la escala del reconocimiento deseado y también por la fuerza de la señal de campo E . La longitud del dipolo receptor puede ser del rango de 10m a 200m. Por lo que respecta al dipolo transmisor, su longitud debe ser de varios cientos de metros a varios Km., dependiendo de la fuerza de señal requerida.

Una espira sensor magnética horizontal es colocada en el terreno aproximadamente en el centro de la serie de los siete dipolos E . El eje de la espira está orientado perpendicularmente a los dipolos E y a la consola receptora, esto es para evitar algún tipo de interferencias. El funcionamiento de esta espira es para reducir el acoplamiento electromagnético.

Los parámetros calculados en campo son:

- a) Resistividad de Cagniard

$$\rho_a = \frac{1}{5f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2, \quad E=mv/Km, \quad H=\text{gammas} \quad (99)$$

b) Diferencia de fase

$$\phi = \phi_E - \phi_H$$

donde

ρ_a = resistividad aparente.

f = frecuencia en Hz.

E_x = magnitud del campo eléctrico, paralelo al dipolo transmisor.

H_y = magnitud del campo magnético, perpendicular al dipolo transmisor.

ϕ = diferencia de fase en radianes.

ϕ_E = fase del campo eléctrico.

ϕ_H = fase del campo magnético.

II.1.5.4 Interpretación

Uno de los requisitos en un trabajo de prospección con CSAMT es obtener una señal fuerte (para ser captada) de campo eléctrico y magnético y como esto está en función de la distancia entre transmisor y receptor resulta, que cuando la suposición de "onda plana" es válida, la señal es débil; y cuando la señal es más fuerte (cerca del transmisor), la suposición de "onda plana" no es verdadera. Pero el sistema CSAMT aporta señales fuertes debido a que tiene transmisores de alta potencia.

A cierta distancia del dipolo transmisor, donde el campo electromagnético transmitido da una "onda plana" es llamado "campo lejós". La resistividad aparente se calcula por -

medio de la ecuación de Cagniard ya que es válida para la situación de campo lejos. La distancia de "campo lejos", L_f , es dada por la ecuación

$$L_f \geq 3 \times \text{profundidad skin} = 1509 \sqrt{\rho/f}$$

donde L_f está en metros, ρ es la resistividad en ohm-m y f es la frecuencia en Hz.

Si la distancia entre transmisor y receptor es mucho menor que L_f , el campo transmitido no es de carácter de "onda plana", y por lo tanto será referido como "campo cerca".

Para calcular la resistividad aparente por medio de la ecuación de Cagniard se obtienen previamente las magnitudes de la fuerza de campo eléctrico y magnético, Figuras 29 y 30 respectivamente. En la Figura 31 están indicados los valores de resistividad aparente.

La Figura 32 muestra la curva de resistividad aparente empleando la ecuación de Cagniard con valores de E_x y H_y calculados teóricamente. La curva de resistividad aparente en el campo cerca se caracteriza por una pendiente de 45° . El área de cambio gradual de "campo lejos" a "campo cerca" es llamada "zona de transición" o "campo de transición". En las figuras 29 y 30 el "campo lejos" corresponde cuando la distancia transmisor-receptor es mayor que 3.5 Km.; el "campo cerca" se rá con una distancia menor que 1Km., y entre ambos campos se encuentra la "zona de transición".

La ecuación de resistividad aparente para campo cerca es

$$\rho_a = k(r) \cdot r \left| \frac{E_x}{E_y} \right| \quad (100)$$

donde $k(r)$ es una función constante de r , r es la distancia

entre transmisor y receptor en Km., E_x y H_y están en las mismas unidades como en la ecuación de Cagniard.

En la Figura 33 se muestra la curva de resistividad aparente calculada teóricamente empleando la ecuación 100, y en la tabla V se indica el valor calculado de $k(r)$ para varias distancias y resistividades.

La Figura 34 muestra las curvas de resistividad aparente calculadas para campo lejos y campo cerca para una separación Tx-Rx de 2 Km., además en la misma figura se indica el triángulo de transición para otras resistividades y distancias. El patrón del triángulo tiene una forma similar para varias distancias transmisor-receptor; esto sugiere que el triángulo de transición es una función de la distancia solamente e independiente de la resistividad del terreno.

Para calcular la resistividad aparente en la zona de transición se emplea el "Triángulo de Transición". En la Tabla VI se indican los parámetros del triángulo para varias distancias y resistividades. f_c es la frecuencia logarítmica en donde las curvas de resistividad aparente de la ecuación de Cagniard y la ecuación de campo cerca se intersectan. El término f_c+c indica un paso de frecuencia binaria desde f_c . La pendiente promedio de ambos lados del triángulo, para una distancia dada, es calculada para varias resistividades.

Al hacer correcciones de campo cerca y campo de transición a datos obtenidos con CSAMT (para obtener la resistividad equivalente a la situación de campo lejos), entonces el valor de la resistividad aparente es equivalente a la obtenida por el método Magnetoteléurico. Correcciones apropiadas también evitan algunos errores en la interpretación causados

por los efectos de campo cerca y campo de transición.

La secuencia para hacer las correcciones es:

1. Calcular la resistividad aparente para cada frecuencia - usando tanto la ecuación de Cagniard como la ecuación de campo cerca (con la distancia apropiada transmisor-receptor).
2. Calcular la intersección de las curvas del paso 1 y corregir para "campo de transición" aplicando el "triángulo de transición".
3. Usar la resistividad aparente, calculada por la ecuación de campo cerca para el lado de más baja frecuencia del triángulo y la resistividad aparente calculada por la Ec. de Cagniard para la porción de la curva de más alta frecuencia.

Los datos medidos y parámetros calculados en campo son almacenados en una unidad receptora, e inmediatamente estos datos pueden ser procesados por microcomputadora. La presentación de resultados puede ser en la forma de contornos de resistividad aparente. parámetros tales como fase, magnitud de campo E, magnitud de campo H también pueden ser representados. (Ver Figura 35).

Ex en mV/Km

$T_x = L = 4 \text{ Km}$, $R_w = 80 \Omega$, $R_c = 100 \Omega$, $R_T = 180 \Omega$, $V = 800 \text{ v}$, $I = 4.4 \text{ A}$, $P = 3.5 \text{ Kw}$
 $f = 1024 \text{ Hz}$, $\rho = 1000 \Omega \cdot \text{m}$, $3\delta \approx 1500 \text{ m}$

2000 m 1000 m 0 1000 m 2000 m 3000 m 4000 m 5000 m 6000 m 7000 m

Dipolo Transmisor simétrico

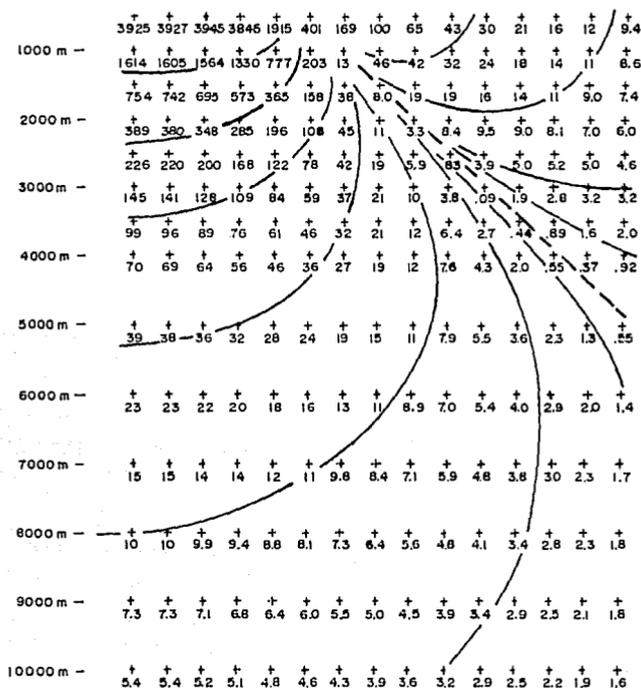


FIGURA 29... Un ejemplo de campo Ex calculado sobre una tierra homogénea basado en los parámetros arriba indicados donde R_w es la resistencia de la espira, R_c la resistencia de contacto y R_T la resistencia total del dipolo. (Yamashita, 1984)

Hy en mγ

Tx = L = 4 Km, $R_w = 80 \Omega$, $R_c = 100 \Omega$, $R_T = 180 \Omega$, $V = 800v$, $I = 4.4 A$, $P = 3.5 Kw$
 $f = 1024 Hz$, $\rho = 1000 \Omega - m$, $3\delta \approx 1500m$

2000m 1000m 0 1000m 2000m 3000m 4000m 5000m 6000m 7000m

Dipolo Transmisor simétrico

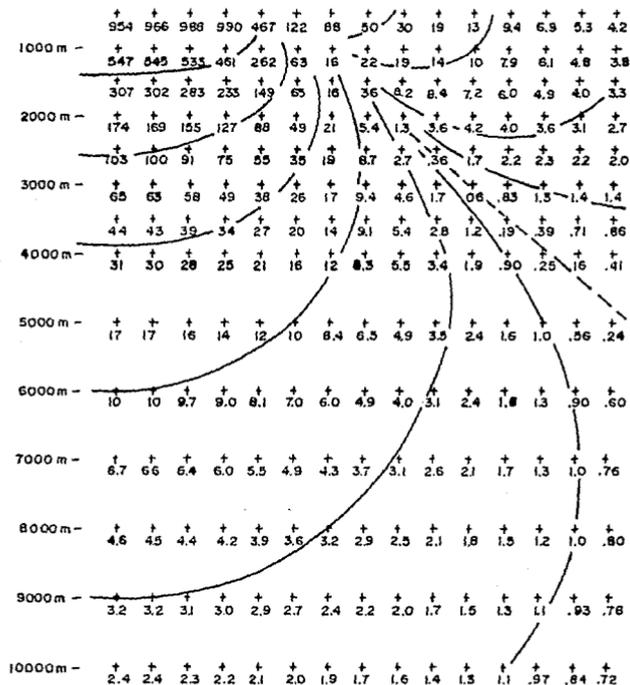


FIGURA 30.— Un ejemplo de campo Hy calculado sobre una tierra homogénea basado en los parámetros arriba indicados, donde R_w es la resistencia de la espira, R_c es la resistencia de contacto y R_T es la resistencia total del dipolo. (Yamashita, 1984)

$$\rho_a = \frac{l}{5f} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \text{ en ohm-m}$$

$$T_x = L = 4\text{Km}, R_w = 80\Omega, R_c = 100\Omega, R_T = 180\Omega, V = 800\text{v}, I = 4.4\text{A}, P = 3.5\text{Kw}$$

$$f = 1024\text{ Hz}, \rho = 1000\Omega\text{-m}, 3\delta \approx 1500\text{m}$$

2000m 1000m 0 1000m 2000m 3000m 4000m 5000m 6000m 7000m

Dipolo transmisor simétrico

	3300	3200	3100	3000	3300	2100	720	800	950	1010	1010	1000	1000	1000	1000
1000 m -	1700	1700	1680	1680	1720	2000	1280	810	990	1020	1010	1000	1000	1000	1000
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	1180	1180	1180	1180	1180	1160	1150	980	1050	1030	1010	1000	1000	1000	1000
2000 m -	990	980	980	980	980	960	930	850	1310	1030	1000	1000	1000	1000	1000
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	940	940	940	940	950	950	950	950	940	1040	1000	1000	1000	1000	1000
3000 m -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	970	970	970	970	970	980	900	990	990	1000	510	1000	1000	1000	1000
	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	990	990	990	990	990	1000	1000	1000	1000	1000	1000	990	1000	1000	1000
4000 m -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	990	1000
5000 m -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
6000 m -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
7000 m -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
8000 m -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
9000 m -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000
10000 m -	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000

FIGURA 31.- Un ejemplo de resistividad aparente usando la ecuación de Cagniard sobre una tierra homogénea de 1000 ohm-m (Yamashita, 1984)

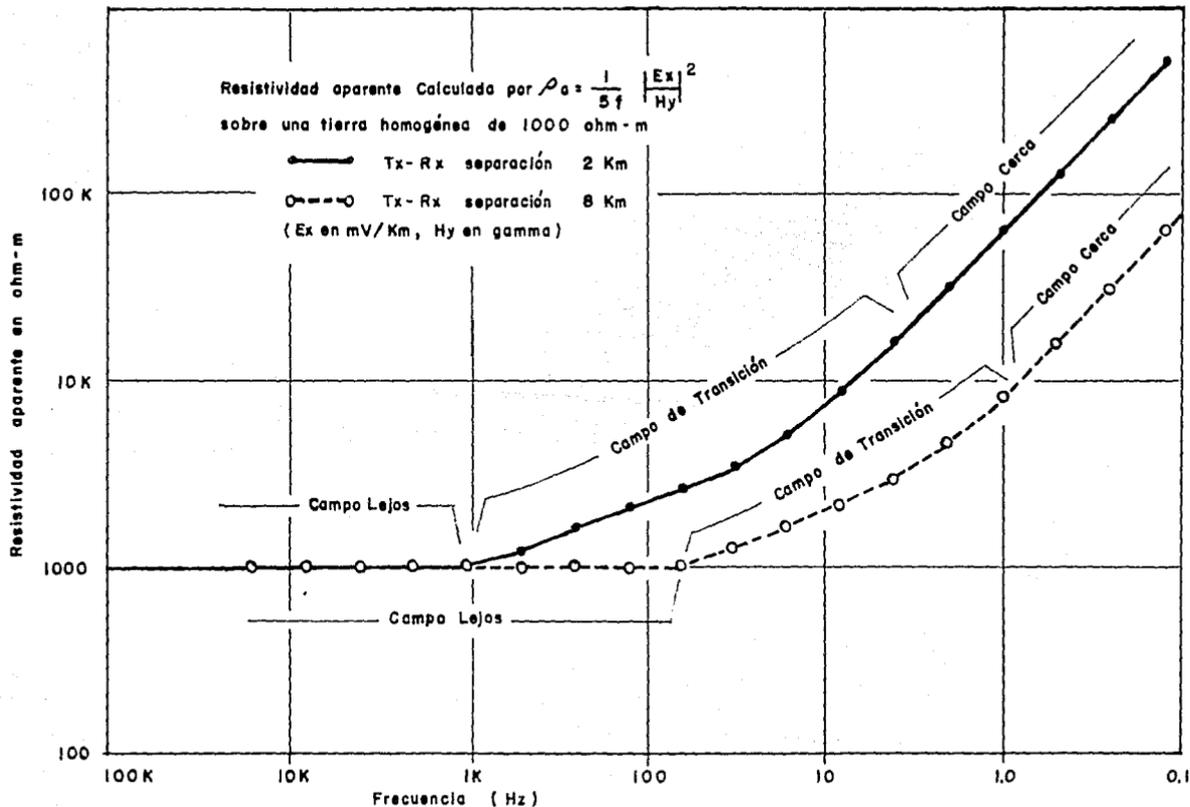


FIGURA 32... Resistividad aparente vs frecuencia calculada por ecuación de Cagniard sobre una tierra homogénea de 1000 ohm (Yamashita 1984)

FIGURA 33.- Resistividad aparente vs frecuencia calculada usando ecuación de "campo cerca" sobre una tierra homogénea de 1000 ohm (Yamashita, 1984)

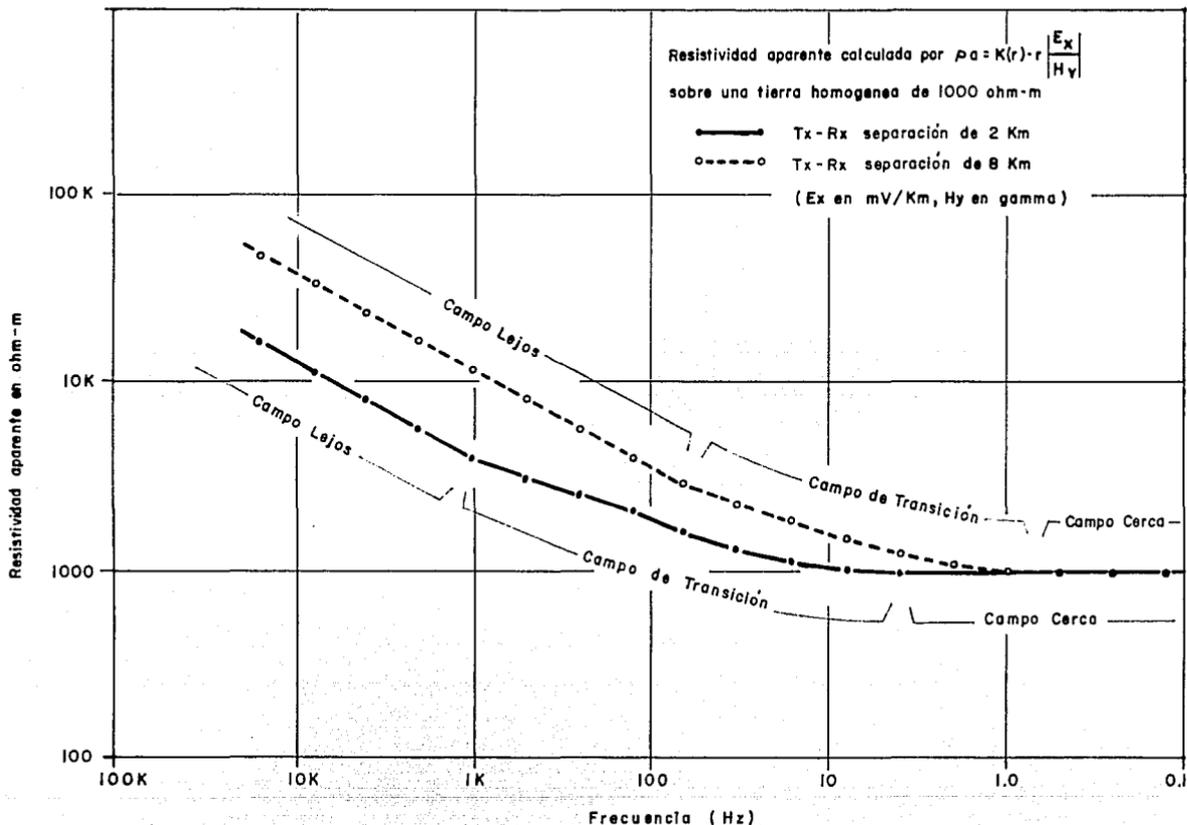


TABLA V

Valores K(r) de la fórmula de resistividad aparente para campo cerca (Yamashita, 1984)

$$\rho_a = K(r) r \frac{|E_x|}{|H_y|} \quad r = T_x - R_x \text{ distancia en Km}$$

r (Km)	K 100 ohm-m	K 1000 ohm-m	K 10000 ohm-m	K promedio
.5	2.527	2.524	2.523	5.52
1.0	1.407	1.406	1.405	1.41
1.5	1.049	1.048	1.047	1.05
2.0	.890	.889	.889	.889
2.5		.805	.805	.805
3.0		.756	.755	.755
3.5		.724	.724	.724
4.0		.703	.702	.702
5.0		.678	.677	.677
6.0		.664	.662	.662
8.0		.649	.648	.648
10.0			.641	.641
12.0	señal debil		.638	.638
14.0			.634	.635
17.0			.634	.634
20.0			.633	.633

FIGURA 34... Curvas de resistividad aparente. La ecuación de Cagniard es usada para el campo lejos; la ecuación de "campo cerca" para datos de campo cerca; y el triángulo de transición para calcular la resistividad en la zona de transición (Yamashita, 1984)

96

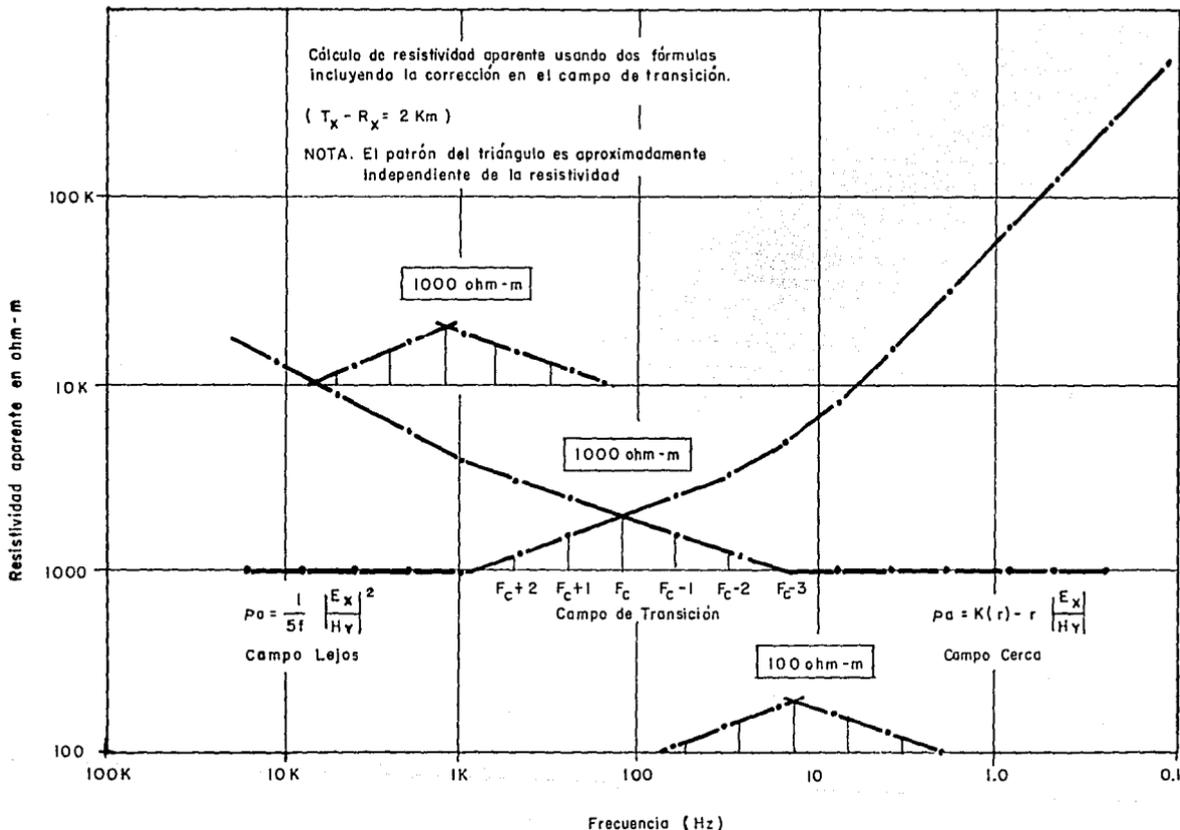
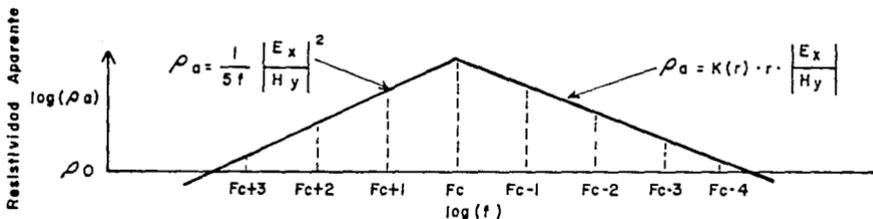


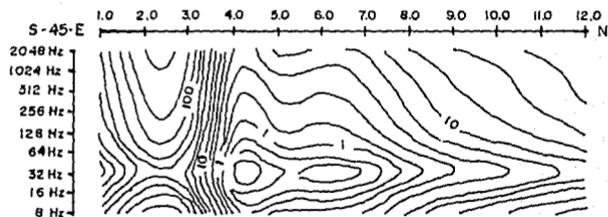
TABLA VI

Factor del triángulo de Transición para varias distancias Tx-Rx y resistividades

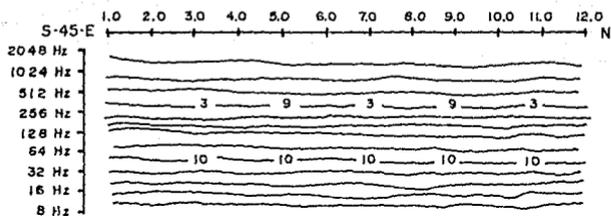


Tx-Rx	Fc+5	Fc+4	Fc+3	Fc+2	Fc+1	Fc	Fc-1	Fc-2	Fc-3	Fc-4	Fc-5	resistividad ρ_0
.5Km	≤ 1	1.25 1.25 1.3	1.7 1.7 1.75	2.35 2.3 2.35	3.3 3.2 3.3	4.4 4.3 4.3	3.2 3.2 3.2	2.3 2.4 2.35	1.7 1.75 1.75	1.3 1.3 1.3	≤ 1	100 ohm-m 1000 10000
	.74						.74			Pendiente		
		≤ 1		1.2 1.3 1.2	1.6 1.65 1.6	2.1 2.1 2.1	1.65 1.55 1.6	1.3 1.2 1.3			≤ 1	
	.77						.77			Pendiente		
8 Km		≤ 1		1.3 1.3 1.35	1.75 1.75 1.75	1.35 1.4 1.45	1.15 1.15 1.15				≤ 1	100 1000 10000
	.78						.80			Pendiente		
		≤ 1		1.35 1.35 1.35	1.75 1.75 1.75	1.4 1.45 1.45	1.15 1.2 1.15				≤ 1	
	.78						.80			Pendiente		

Tx - Rx en Km	.5	1	1.5	2.0	2.5	3	4	5	6	8	10	13	16	20
Interpolada (ρ_a/ρ_0) a Fc	4.4	3.0	2.4	2.1	2.0	1.9	1.8	1.78	1.76	1.75	1.75	1.75	1.75	1.75



Una pseudo-sección de contorno de resistividad aparente



Una pseudo-sección de valor de campo H(m-gamma). Las variaciones de campo H son muy pequeñas de una estación a otra

FIGURA 35.- Ejemplos que ilustran la presentación de resultados con el método CSAMT (Yamashita, 1984)

II.2 Método de Polarización Inducida

II.2.1 Características del Método de Polarización Inducida.

El primero que se refirió al fenómeno de polarización inducida fué Schlumberger, en 1920, cuando realizando un estudio de resistividad sobre una masa de piritas encontró que al aplicar una diferencia de potencial a los electrodos AB de corriente de un dispositivo AMNB y efectuar las mediciones en los electrodos MN, el potencial detectado en ellos no caía bruscamente al interrumpir el circuito, sino que tardaba un cierto tiempo en desaparecer, siguiendo una curva de cierta forma exponencial.

En los años de 1932-1934 Weiss y Müller realizaron ciertos ensayos experimentales pero los resultados no fueron positivos debido a la mala aplicación del dispositivo. De 1941 a 1947 se aplica a prospección minera la polarización inducida, en 1953 se utiliza para la detección de yacimientos de magnetita y de sulfuros, y a partir de entonces se ha empleado en muchos trabajos de prospección.

Al enviarse una corriente al terreno por dos electrodos A y B (Figura 36) y transcurrido cierto tiempo puede medirse un voltaje en los electrodos de potencial. Por otra parte, si se interrumpe la corriente aplicada el voltaje de los electrodos de potencial no cae bruscamente a cero sino que tarda cierto tiempo en desaparecer, este tiempo puede ser del orden de segundos a minutos. Así la variación de la tensión entre los electrodos de potencial MN puede representarse mediante una curva como la mostrada en la Figura 37. Al fenómeno descrito anteriormente se le conoce como Polarización Inducida (PI).

Los efectos de polarización inducida ocurren siempre - que en una determinada masa de terreno sobre la que se efectúan las medidas existan conductores metálicos e iónicos a la vez. Los conductores iónicos o electrolíticos son aquellos que conducen la electricidad por medio de iones, los - cuales llenan los espacios impregnados de agua de las rocas, tal es el caso de los silicatos. Los conductores metálicos o electrónicos son aquellos que conducen la electricidad por medio de electrones; los conductores electrónicos naturales incluyen la mayoría de los sulfuros, algunos óxidos y el grafito.

El fenómeno llamado polarización electrónica surge de la acción de bloqueo o polarización de conductores electrónicos en el medio de conducción iónica, y ocurre precisamente en las interfaces en donde el modo de conducción cambia de iónica a electrónica.

La Figura 38 ilustra el fenómeno de polarización, en - donde en una sección de terreno en la que se introduce una corriente continua por medio de los electrodos A y B se observa que en la capa (a) la corriente es transmitida por los iones de los electrolitos presentes en los poros de las rocas de esa capa; mientras que en la capa (b) el paso de iones es interrumpido por mineral metálico el cual conduce la corriente por medio de electrones. Es por esto, que en la parte izquierda de entrada de corriente se acumulan iones positivos y los negativos en la parte derecha es decir, por - donde sale la corriente. Las cargas iónicas formadas crean un voltaje que tiende a oponerse al flujo de corriente que - cruza la partícula y ésta se dice que está polarizada.

Cuando se interrumpe la corriente sigue existiendo en

un cierto tiempo t un voltaje residual debido a que estas cargas iónicas depositadas sobre las caras (lados) de las partículas se difunden lentamente dentro de los poros del electrolito. Este voltaje residual que decrece rápidamente - con el tiempo es el que origina el efecto de polarización inducida.

Se recurre al tipo de polarización de membrana para poder explicar los efectos de PI que se observa cuando no existen en el terreno minerales de tipo metálico. Tiene su origen en la presencia de partículas de arcilla.

La superficie de cada partícula de arcilla está cargada negativamente por lo tanto, atrae iones positivos de los electrolitos presentes en los conductores capilares del agregado arcilloso. Se forma entonces una capa doble eléctrica en la superficie de la partícula (Figura 39) y la concentración de iones positivos es máxima en la superficie de la partícula de arcilla. Si la zona cargada positivamente persiste a suficiente distancia dentro de los capilares, rechazan con eficacia a otros iones positivos y actúa como una membrana impermeable que impide el movimiento de iones a través de los capilares. Al circular una corriente eléctrica por la arcilla, los iones positivos se desplazan pero al interrumpir la corriente, las cargas positivas se distribuyen en su disposición previa de equilibrio. El proceso de redistribución se manifiesta como una disminución de voltaje entre los electrodos en contacto con la arcilla.

La existencia de la polarización de membrana complica la interpretación de las observaciones de polarización inducida debido a que los efectos de ésta no necesariamente implican la presencia de minerales conductores electrónicos.

Se han desarrollado dos métodos para medir los efectos de la PI en la exploración minera. En uno de ellos, se aplica al terreno una corriente continua y se observa la caída de la tensión entre un par de electrodos de potencial después de cortar la corriente. En el segundo procedimiento se mide la variación de la resistividad aparente del terreno con la corriente a diferente frecuencia. Estos dos procedimientos se conocen respectivamente como el método del dominio del tiempo y el método del dominio de las frecuencias.

En el método del dominio del tiempo se inyecta en el terreno una corriente continua por los electrodos A y B durante un intervalo de tiempo de 15 a 20 seg. y súbitamente se interrumpe la corriente de manera que puede ser registrada o medida la curva correspondiente a la caída de voltaje en los electrodos de potencial. Esta curva es integrada con respecto al tiempo para obtener el área bajo dicha curva en unidades de volts-seg. ó milivolts-seg. Este valor se normaliza entonces relacionándolo con el voltaje primario mientras se inyectó corriente al terreno. El equipo se traslada luego a la estación siguiente y se inyecta la misma corriente pero con polaridad invertida (sentido opuesto) durante el mismo intervalo de tiempo (15 a 20 seg), y así sucesivamente.

Durante el intervalo de inyección de corriente se mide lo que se llama voltaje primario. El voltaje secundario o sobrevoltaje es el medido durante el intervalo de corriente interrumpida. El cociente entre el voltaje secundario y el primario proporciona la cargabilidad aparente en mseg. La resistividad aparente se obtiene dividiendo el voltaje primario por la corriente y multiplicando el resultado por un factor dependiendo de la geometría del dispositivo.

En los métodos de dominio de tiempo debe prestarse atención especial a la colocación de los cables, ya que la iniciación e interrupción de la corriente puede inducir transitorios electromagnéticos en los cables conectados de potencial y esta señal puede falsear las lecturas de polarización inducida.

En resumen, en el dominio del tiempo se determinan tres parámetros para las medidas de polarización inducida.

- 1) Polarizabilidad. Es el cociente entre la tensión residual o voltaje secundario y la tensión normal o voltaje primario. La tensión residual por ser pequeña, se expresa generalmente en milivolts, mientras que la tensión normal se expresa en volts. En consecuencia el efecto de polarizabilidad se indica en milivolts por volts (mv/v).

$$\gamma = \frac{\Delta V}{V} \quad (101)$$

si la expresión anterior se multiplica por 100 se obtiene la polarizabilidad en tanto por ciento

$$\gamma = \frac{\Delta V}{V} \cdot 100 \quad (102)$$

- 2) Integral de tiempo normalizada. Este parámetro se ha implementado para conservar parte de la información inherente a la forma de la curva de descenso de la tensión, pero que se pierde necesariamente cuando se mide el voltaje residual en un solo momento. Para esto fin se registra la curva de descenso durante un cierto lapso, y se determina el área comprendida entre dos límites de tiempo. (Fig.40).
- 3) Cargabilidad. Este parámetro está definido por:

$$M = \frac{1}{V} \int_{t_1}^{t_2} \Delta V dt \quad (103)$$

el factor anterior también puede expresarse como

$$M = \frac{V - \Delta V}{V}$$

$$\therefore M = 1 - \frac{\Delta V}{V} = 1 - \eta \quad (104)$$

La resistividad de las rocas disminuye al aumentar la frecuencia y por lo tanto hay parámetros para medir la polarización inducida cuando hay un cambio en frecuencia.

1) Efecto de Frecuencia. Se define:

$$EF = \frac{\rho_f - \rho_F}{\rho_f} \quad (105)$$

donde

ρ_f es la resistividad aparente medida en un intervalo de frecuencia de C.C5-0.5 Hz (corriente continua).

ρ_F es la resistividad aparente del terreno medida en un rango de frecuencia de 1-10 Hz (corriente alterna).

Se llama efecto porcentual de frecuencia a la expresión (105) multiplicada por 100, esto es

$$E_{FP} = \frac{\rho_f - \rho_F}{\rho_f} \times 100 \quad (106)$$

2) Factor Metálico. El factor metálico fué ideado para corregir, en parte, la influencia de la resistividad de la roca de caja al hacer mediciones de polarización inducida.

El factor metálico se obtiene dividiendo el efecto de frecuencia por la resistividad aparente que corresponde a la frecuencia menor y multiplicando por un factor - constante, a fin de que el valor resultante no sea demasiado pequeño. La fórmula usual es

$$FM = \frac{\rho_f - \rho_F}{\rho_f \rho_F} \cdot 2\pi \cdot 10^5 \quad (107)$$

el factor metálico pueda tener unidades de mhos/metro o mhos/ft. Si la expresión (107) se indica en términos de la conductividad se tiene que

$$FV = (\sigma_p - \sigma_f) 2\pi \times 10^5 \quad (108)$$

cuyas unidades son siemens por metro.

El fenómeno de polarización de las rocas puede tener similitud con un circuito eléctrico que consiste de un capacitor en paralelo con una resistencia de valor elevado, tanto la resistencia como el capacitor se encuentran conectados a una batería de pilas o acumulador (Figura 41). Al cerrar el interruptor s , las placas del condensador adquieren cargas eléctricas de la batería y aparece entre ellas un voltaje igual al de la batería. Una corriente circulará a través de la resistencia y del circuito exterior, la cual será leída en el amperímetro A . Al abrir el interruptor la corriente se interrumpe, y las cargas almacenadas en el capacitor escaparán por la resistencia, por lo que el circuito abrirá persiguirá en él una corriente transitoria cuyo sentido es el indicado por las flechas. El voltaje entre las placas que originalmente era el mismo de la batería disminuye paulatinamente conforme las cargas positivas y negativas escapan y se mezclan entre sí.

En el terreno, el límite electrolito - grano de mineral puede considerarse como un capacitor pequeño que almacena cargas iónicas cuya redifusión en los electrolitos, una vez desaparecida la corriente, corresponde al escape a través de la resistencia de la figura 41 y origina una disminución en voltaje entre los electrodos de potencial colocados en la superficie del terreno.

II.2.2 Equipo

Existen en el mercado diferentes modelos de equipo para FI en el dominio del tiempo y en el dominio de la frecuencia también. Modelos recientes han reducido considerablemente su peso y volumen, además ya hay equipos que pueden trabajar in distintamente en ambos dominios.

La potencia utilizada normalmente en el circuito de emi sión es del orden de 100 a 300 volts, y en muchos casos se obtiene de baterías recargables. Algunos modelos van provistos de compensación automática de potencial espontáneo, y otros de lectura digital. La conexión entre emisor y receptor se ha suprimido en los equipos modernos, ya que los receptores, cuya sensibilidad les permite medir tensiones de pocas decenas de milivolts, se sincronizan automáticamente a través de los electrodos.

Los equipos empleados en el dominio de las frecuencias resultan ser más sencillos que los empleados en el dominio del tiempo. Estos instrumentos pueden trabajar en cuatro o seis frecuencias diferentes, comprendidas dentro del margen de 0.05 a 10 Hz. Estos aparatos suelen ir provistos de filtros para rechazar o eliminar tensiones parásitas que pue dan alterar las mediciones.

En los equipos empleados para el dominio de las frecuon cias hay la desventaja de que puede existir acoplamiento electromagnético entre el circuito de emisión y el de recepción. Sin embargo esta limitación no existe en los equipos que se emplean para el trabajo en el dominio del tiempo, aparte de que las mediciones en el dominio del tiempo son más exactas y sensibles, pero por otra parte, el trabajo de campo es más rápido en el dominio de las frecuencias.

II.2.3 Trabajo de Campo

Las mediciones de PI se efectúan de modo similar a las de resistividad aparente en corriente continua, y pueden realizarse tanto para sondeos como para calicatas. Los arreglos más frecuentemente empleados son: Medio Schlumberger, Medio Wenner, Polo-Dipolo, Wenner, Schlumberger y Dipolar Axil.

Las mediciones en el dominio de las frecuencias deben hacerse a frecuencias bastante bajas con el objeto de evitar los efectos puramente electromagnéticos. Sin embargo ciertas consideraciones instrumentales impiden el uso de frecuencias demasiado bajas. La región 0.1-10 cps resulta óptima para la mayoría de las condiciones de campo. En el dominio del tiempo también se presenta otro factor que restringe la sensibilidad y utilidad de los datos de campo, este factor es el ruido telúrico, que se presenta dependiendo de la localización geográfica y de la latitud de las operaciones de campo. Para disminuir un poco este efecto una de las formas es aumentando la corriente inyectada al terreno. Corrientes de 4 a 5 amperes son usuales en campo. Otra forma es un buen arreglo de los electrodos o bien emplear filtros.

Cabe señalar que los datos observados al efectuar investigaciones de polarización inducida durante los periodos de carga, tanto en tiempo como en frecuencia, se utilizan para el cálculo de resistividad aparente. Es decir, que la ejecución de una calicata o sondeo de PI lleva implícita la de una medición análoga de resistividades.

II.2.4 Interpretación

Los resultados de Polarización Inducida son frecuentemente hechos sobre perfiles simples, en los cuales la cargabilidad, factor metálico o efecto de frecuencia en porcentaje es graficada como ordenada y la localización de cada estación sobre el eje horizontal. Las anomalías se pueden mostrar tanto en el dominio del tiempo como en frecuencia.

Las respuestas de PI han sido trabajadas analíticamente para algunas formas como: esfera, elipsoide, contacto vertical y diques. Para la interpretación, se procura relacionar los perfiles de resistividad aparente y cargabilidad aparente para un par particular de curvas teóricas.

La interpretación de PI ha tendido a ser principalmente cualitativa. La localización, extensión lateral y la profundidad de las anomalías pueden ser estimadas de las características de los perfiles, en función de su forma, amplitud - simetría, etc.

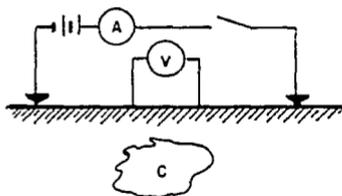
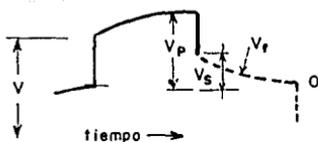


FIGURA 36._ Esquema de un experimento para observar la polarización inducida (Orellana, 1974)



V_p = voltaje primario
 V_s = voltaje secundario
 V_t = voltaje total

FIGURA 37._ Curva de caída de Potencial (Sumner, 1976)

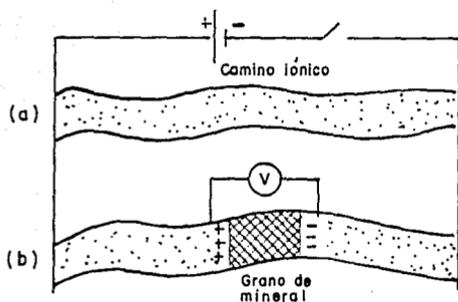


FIGURA 38._ Fenómeno de polarización de electrodos en los contactos mineral-electrolitos (Orellana, 1974)

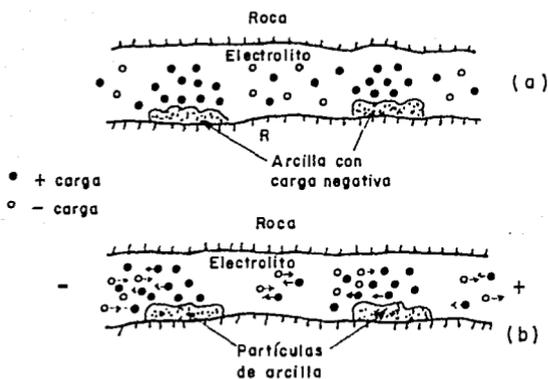


FIGURA 39._ Efectos de Polarización de Membrana. (a) Distribución normal de iones en un poro de arenisca; (b) Polarización de membrana en un poro de arenisca debido a un voltaje aplicado (Telford, 1976)

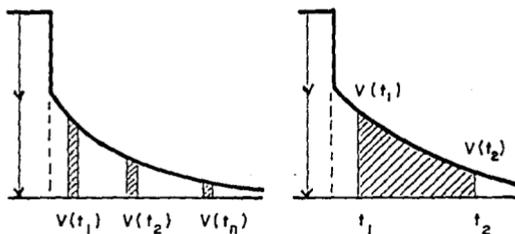


FIGURA 40.. Integral de $V(t)$ sobre un intervalo de tiempo (Telford,1976)

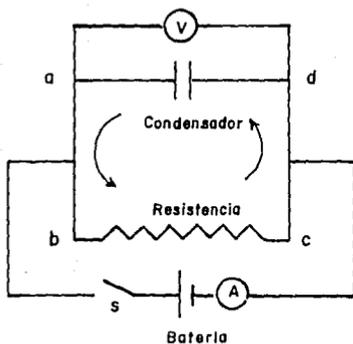


FIGURA 41.. Circuito electrico análogo al fenomeno de la P.I.(Parasnis,1971)

III APLICACIONES

III.1 Aplicaciones de los Principales Métodos Geofísicos.

1. **Gravimetría.** Muchos yacimientos mineros a veces difieren grandemente en su densidad respecto del medio circundante esto hace que el empleo del método gravimétrico sea el adecuado para estas situaciones ya que el contraste de densidades produce distorsiones o anomalías, las cuales pueden ser captadas con el gravímetro, en el campo normal de la gravedad terrestre.

Yacimientos tales como bauxita, barita o blenda; si tienen suficiente contraste de densidad con relación a la roca encajante son detectables con el método gravimétrico lo cual no podría ser, por ejemplo, con el método eléctrico o magnético debido a la baja conductividad y susceptibilidad magnética de dichos minerales.

Si bien, el método gravimétrico es empleado en la prospección minera, raramente se utiliza para fines de reconocimiento. Su utilidad estriba principalmente, como auxiliar para reafirmar las indicaciones geofísicas obtenidas por otros métodos y para estimar la masa total de un yacimiento.

2. **Magnetometría.** La exploración mineral con magnetometría es ampliamente usada, aunque la principal aplicación es en estudios de detalle o trabajos de reconocimiento y en sondeos; o bien la prospección magnética se encuentra asociada a la gravimetría para estudios estructurales.

Se pueden mencionar otras aplicaciones como son:

- a) La exploración de minerales ferromagnéticos tales como magnetita, crómica, pirrotita, etc.

- b) La exploración de menas no magnéticas pero que se encuentran asociadas a minerales ferromagnéticos, como las menas de sulfuros asociadas con magnetita o pirrotita.
 - c) La detección de minerales diamagnéticos cuando se encuentran en grandes masas, como en el caso de los domos salinos.
3. Afmag. La aplicación para la que se ideó este método era la búsqueda de metalizaciones conductoras profundas las cuales serían accesibles en razón de la baja frecuencia empleada. Pero Afmag también ha mostrado ser eficaz en la detección de fallas y zonas de fractura.
4. Slingram. La principal aplicación del método Slingram es la localización de metalizaciones conductoras.

En la prospección minera, los conductores que no tienen valor económico tienen probablemente la misma inclinación y buzamiento que los conductores que tienen valor potencial. Las anomalías de esos conductores no económicos pueden tener muchas o todas las características de anomalías de cuerpos minerales potenciales. Por ejemplo lechos de pizarras y esquistos tienden a tener un más extenso buzamiento que depósitos de sulfuros masivos. Cuando se hace la prospección en áreas donde hay muchas zonas conductoras no económicas son usados otros métodos de prospección (gravimétricos, magnéticos, etc.) para ayudar a distinguir entre zonas sulfurosas y grafiticas. Otros métodos como polarización inducida son útiles para la diferenciación entre zonas conductoras y zonas mineralizadas.

5. Turam. Las configuraciones más empleadas en Turam son:
- a) Las dos bobinas horizontales.
 - b) El receptor vertical y el emisor vertical contenido en un plano que pase por el oje del receptor. Estos dispositivos resultan de gran utilidad para la detección de filones de poco espesor.
6. Audio Magnetotelúrico de Puente Controlada (CSAMT). Las principales aplicaciones de éste método son la localización de sulfuros masivos, mapeo geológico, estudios estratigráficos, monitoreo de contaminación y en la exploración preliminar de estudios Magnetotelúricos.
7. Polarización Inducida (PI). La técnica de polarización inducida se desarrolló en un principio para investigar depósitos de tipo porfídico y es quizá el único procedimiento seguro de detección de sulfuros diseminados ocultos. Sin embargo, el método ha trabajado muy bien sobre sulfuros masivos, contrariamente a lo que se creía en un principio ya que hay una mayor respuesta cuanto mayor es el porcentaje de volumen de sulfuros.

Es así, como la PI se utiliza principalmente para la localización de minerales de conductividad electrónica entre los que se encuentran la calcopirita, pirita, galena, calcosina, magnetita, pirrotita, molibdenita, grafito, etc. Algunos sulfuros como la blenda o el cinabrio, no son detectados directamente por este método debido a que no son conductores metálicos.

III.2 Ejemplos de Estudios Geofísicos en Exploración Minera.

III.2.1 Anomalía Gravimétrica en Zona Ferrífera.

La zona de exploración se encuentra en Svappavaara, en el norte de Suecia. Es una zona ferrífera que contiene tanto magnetita como hematita.

La Figura 42 muestra el mapa gravimétrico de la zona. Se observan dos yacimientos, el de Gruvberget en la parte izquierda del mapa y el de Leveäniemi en la derecha.

En la anomalía de la izquierda existe un máximo de 5 miligales (cerca de la cruz) el cual corresponde a un mineral rico en hematita.

En el caso del yacimiento de Leveäniemi también alcanzan, las anomalías, un máximo debido a la hematita masiva, mientras que la magnetita está distribuida periféricamente alrededor de ella en bandas relativamente delgadas.

III.2.2 Estudio Magnetométrico en Las Truchas, Mich.

El área se localiza en la parte sur-occidental del macizo montañoso "Arteaga" que pertenece a la Sierra Madre del Sur. Localizado en el municipio de Melchor Coampo, Estado de Michoacán. Las rocas que afloran en la región son calizas marinas y que descansan sobre rocas intrusivas que a su vez forman parte de una estructura batolítica. En los lugares erosionados afloran granodioritas, monzonitas y dioritas.

Las dioritas resultan ser las rocas más abundantes de la zona y las de mayor interés económico debido a que hay - contacto con mineral de fierro.

Los cuerpos de mineral de fierro se presentan en forma de masas irregulares y discontinuas, en un área aproximada de 40 Km². Los afloramientos están constituidos por óxidos de fierro como la hematita y magnetita.

El área por cubrirse con reconocimiento magnetométrico se escogió tomando en cuenta la distribución de todo el conjunto de afloramientos de fierro conocidos, para así cubrir las zonas intermedias entre ellos, buscando su posible continuidad. Con este propósito se levantaron 125 Km. repartidos en líneas paralelas orientadas N-S y distantes 500 m. y líneas cortas E-W, todas ellas con estaciones cada 100 m. El trabajo de semidetalle se efectuó en líneas orientadas E-W a intervalos de 100 a 200 m., con estaciones de 25 y 50 m.

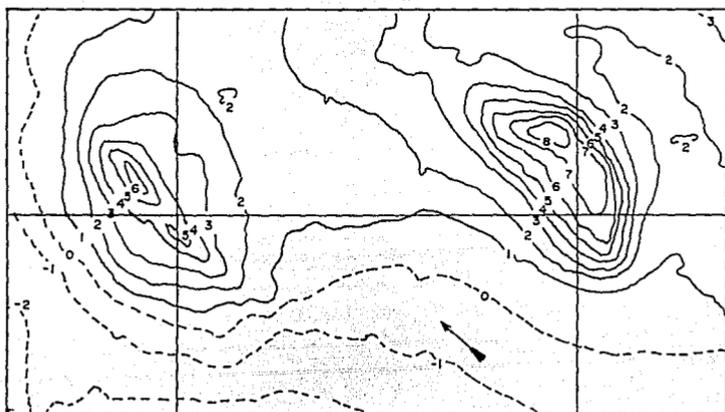


FIGURA 42.- Ejemplo de anomalía gravimétrica en la zona de Svappavaara Suecia (Parasnis, 1971)

III.2.3 Perfil Afmag en un depósito de sulfuros.

La Figura 43a muestra un par de perfiles Afmag sobre depósitos de sulfuros en el lago de Mattagami, a 145 Km. al norte de Amos, Quebec. La zona de depósito mineral mostrada en contorno grueso contiene esfarelita, calcopirita y piritita. Una sección vertical a través de la línea 4+00W es mostrada en la Figura 43b. Los vectores dibujados en el perfil Afmag dan la dirección del azimut del campo en varios puntos.

Las anomalías de alta y baja frecuencia se muestran más grandes en la línea 1+00E que en la 4+00W, porque la zona se sumerge hacia el oeste; la profundidad es cerca de 10 m. en la línea Este y menos de 90 m. en la 4+00W. La respuesta a 510 Hz es grandemente afectada por el aumento de profundidad en 4+00W. De acuerdo a los perfiles la forma general de la zona indica inclinación hacia el sur y un ensanchamiento de la misma hacia el oeste.

III.2.4 Respuesta Slingram sobre depósitos del Lago Caribou en Nuovo Brunswick, Canadá.

La Figura 44 muestra una respuesta de un estudio con má todo Slingram (espira-horizontal). Se usó una frecuencia de 3600 Hz y una separación de espiras de 60 m. La anomalía en fase indica una escarpada inclinación de cerca de 75 a 80 - grados. De acuerdo a las componentes en fase y en cuadratura se encontró un producto conductividad-espesor de aproximadamente 23 mhos y una profundidad de 6 m. Aunque no hay seguridad de que el cuerpo sea uniformemente conductor, sí se puede decir que la profundidad estimada y la inclinación son correctas en forma aproximada.

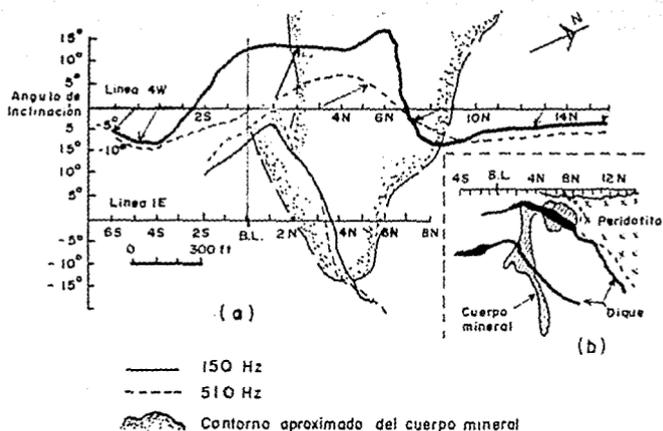


FIGURA 43a... a) Perfil Afmag; b) Sección en línea 4w (Telford, 1976)

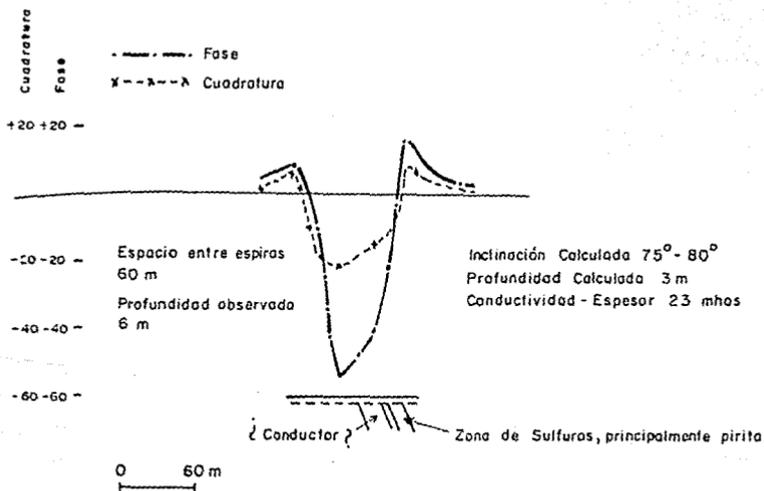


FIGURA 44... Perfil Silgram sobre depósitos del Lago Caribou (Telford, 1976)

III.2.5 Levantamiento Electromagnético Turam.

Las gráficas de relación y fase de la Figura 45 corresponden a un levantamiento electromagnético Turam, hecho con el objetivo de determinar el rumbo de la estructura principal para localizar sulfuros masivos.

El levantamiento corresponde al lugar Maravillas Norte en Pachuca, Hgo. La zona de estudio comprende un área de $1,280,000 \text{ m}^2$, aunque en la figura 45 sólo se muestran las líneas de trabajo 27E, 28E, 29E y 30E que corresponden a un área de aproximadamente $240,000 \text{ m}^2$.

Las gráficas de Relación y Fase se indican a frecuencias de 200 Hz, 400 Hz y 800 Hz.

III.2.6 Estudio con el método CSAMT para localizar sulfuros.

El área se encuentra en Cavendish Township, situada a 200 Km. al NE de Toronto. Encontrándose hacia el norte, del área de estudio, Gooderham y hacia el SE la autopista 507. La Figura 46a muestra un mapa simplificado del área.

Hay dos zonas conductoras principales conocidas previamente de un estudio geofísico. La roca en el sitio de prueba consiste de gneiss granville y caliza cristalina buzando generalmente hacia el Este. Las dos zonas conductoras contienen alta concentración de sulfuros.

La prueba cubrió las líneas B y C, y los resultados se presentan en forma de curvas de resistividad aparente vs frecuencia. La Figura 46b muestra mediciones sobre la línea C, con una longitud del dipolo E de 50 m., y una separación transmisor-receptor de 8.6 Km.

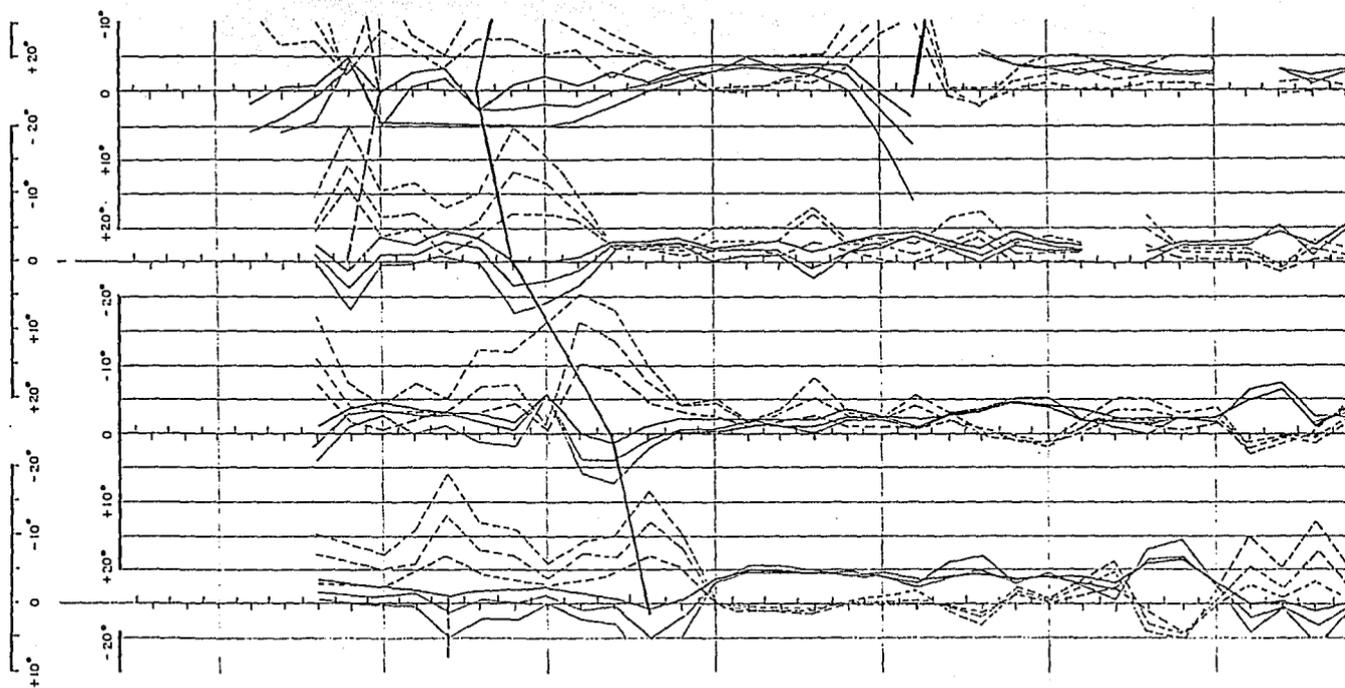
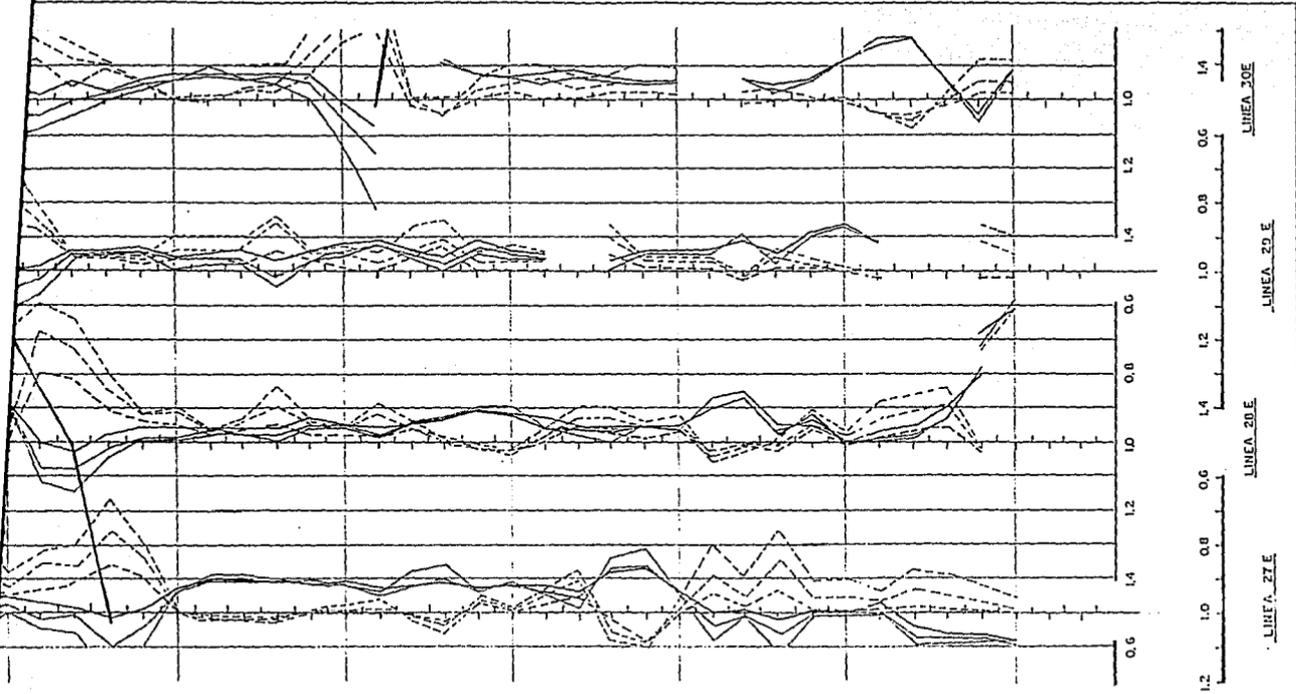


FIGURA 45.- Levantamiento Electromagnético Turam. Gráficas de Relación y Fase. (Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 1975)



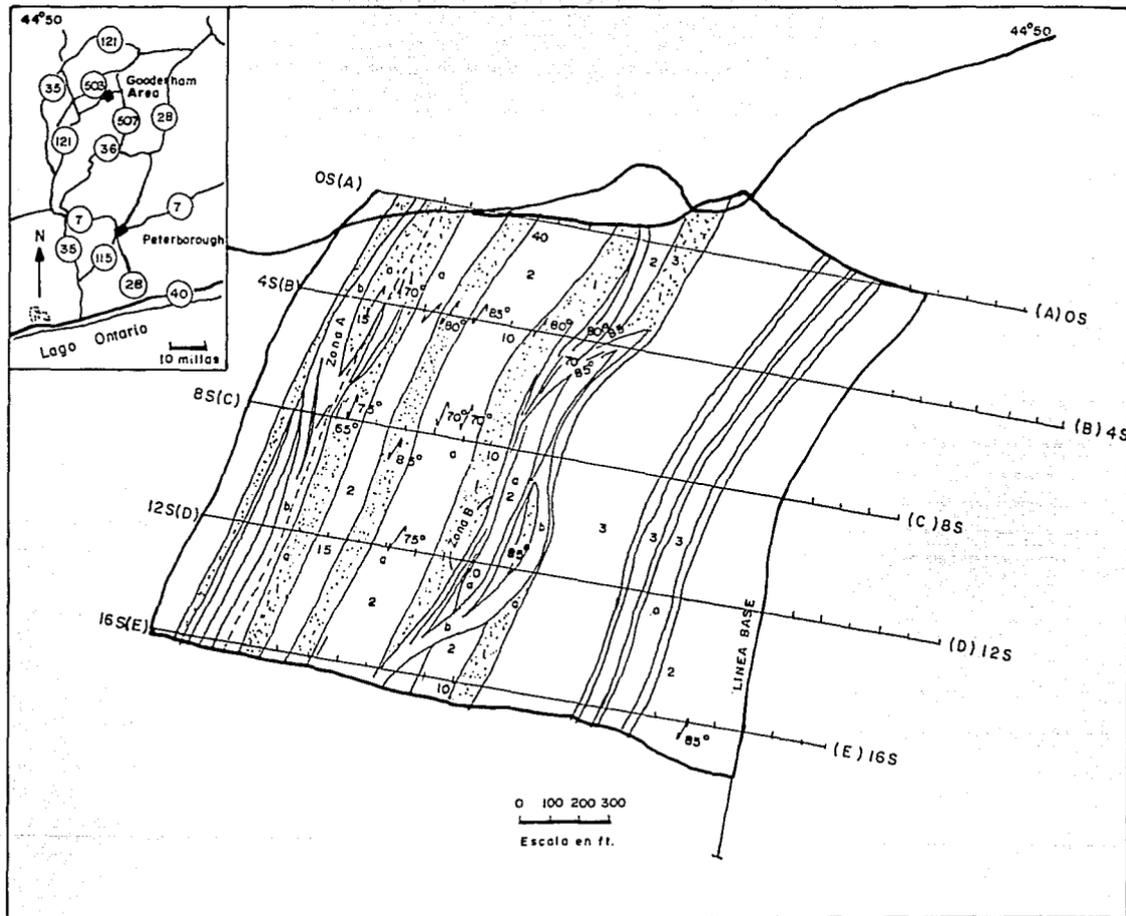


FIGURA 46a.. Area de prueba con el metodo CSAMT (Yamashita, 1984)

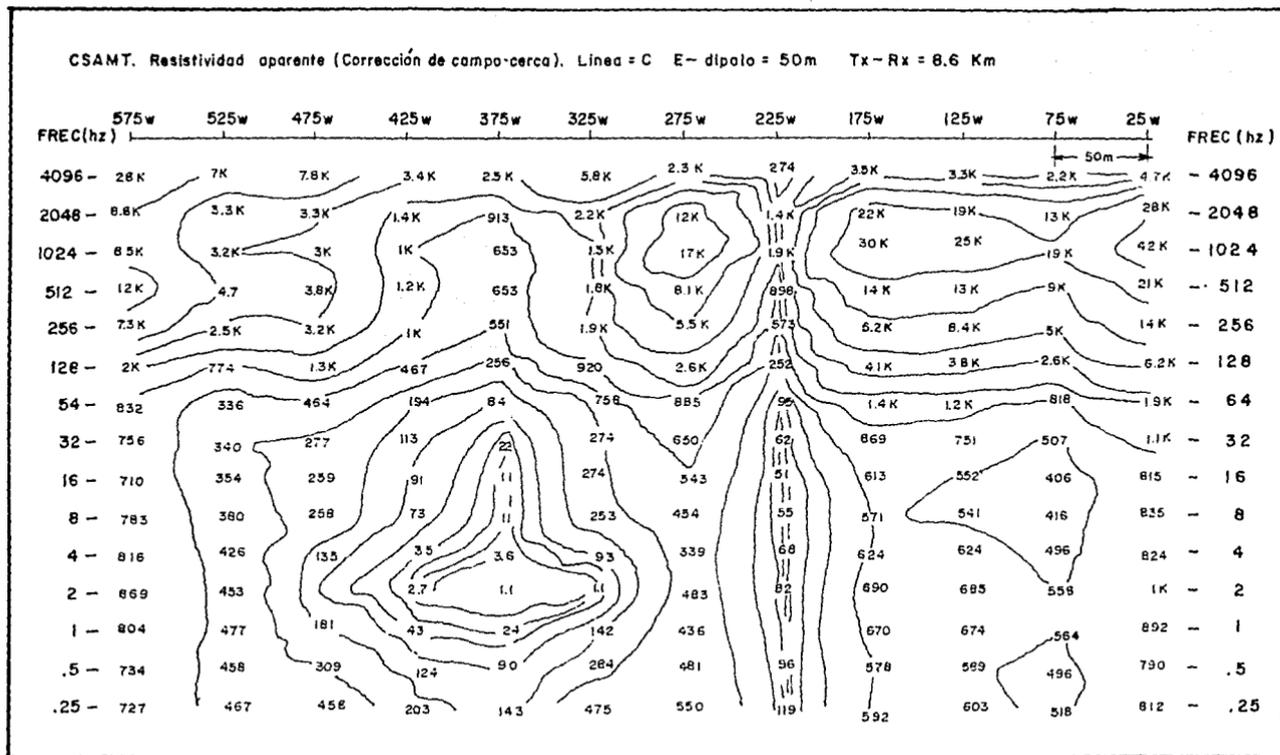


FIGURA 46 b. - Corrección de primer orden de campo cerca, pseudo sección de resistividad aparente CSAMT Línea C, E-dipolo = 50m. (Yamashita, 1984)

III.2.7 Estudio de PI en la zona de Broken Hill, Australia.

La Figura 47 muestra un ejemplo de un estudio de polarización inducida (dominio de la frecuencia) y de resistividad aparente. Las mediciones se realizaron por medio de un arreglo dipolo-dipolo, con 30 m. de separación entre los electrodos de potencial y de igual manera entre los electrodos de corriente.

En la zona de estudio, la configuración electródica era desplazada sobre cada perfil, manteniendo constante la distancia entre los dos pares de electrodos; así los valores de resistividad y polarización inducida corresponden a las coordenadas del punto medio de la configuración en conjunto. Como ejemplo se indica, que cuando los electrodos de corriente estaban en las abscisas 11W y 10W y los de potencial en 7W y 6W los valores correspondientes de factor metálico y resistividad son 455 y 11, respectivamente.

En cuanto a la línea n=1 indica los valores obtenidos para la distancia $l \times 30 = 30$ m. entre los electrodos interiores uno de corriente y otro de potencial, análogamente para n=2 serán los valores obtenidos para la distancia $2 \times 30 = 60$ metros, y así en forma sucesiva. Se trazan posteriormente las líneas de igual anomalía.

En la Figura 47 se observa que los factores metálicos son elevados en la zona mineralizada y baja los de resistividad, e inversamente los valores altos de resistividad y bajos de factor metálico se encuentran en la zona no mineralizada.

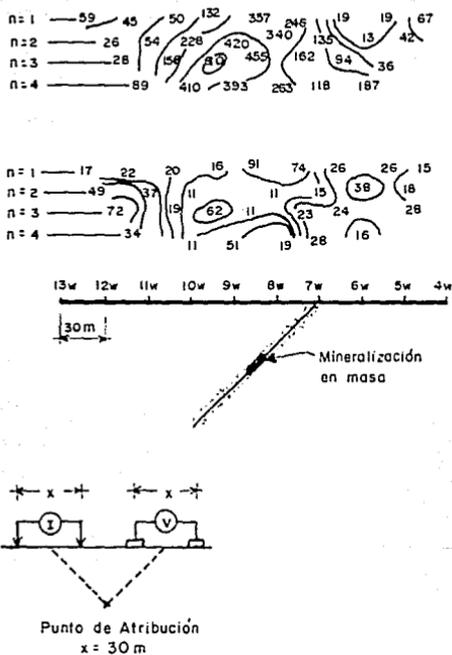


FIGURA 47.- Mediciones de P.I. en el dominio de las frecuencias (parte superior) y resistividad aparente (dipolar axial) en Broken Hill, Australia (Paransis, 1971)

CONCLUSIONES

De los métodos geofísicos para la búsqueda de minerales los métodos potenciales y los métodos electromagnéticos han resultado ser de los más empleados. Obviamente de las características del área de estudio, geología, tipo de minerales y hasta de factores económicos dependerá cual es el método más apropiado para cada situación.

El método gravimétrico funciona bien en el caso de que el contraste de densidades presente en el terreno sea lo suficientemente grande para poder determinar y delimitar la zona anómala. Varios depósitos de minerales como sulfuros de cobre, cromita y hematita han sido descubiertos gracias a esta técnica.

La prospección magnetométrica figura entre los métodos más baratos de la prospección geofísica y exploración en general, siendo también desde el punto de vista operacional rápido y sencillo. Este método se ha empleado en forma satisfactoria en la exploración de mineral de hierro.

La principal función de los métodos electromagnéticos es la detección de zonas muy conductoras y grandes yacimientos más que zonas poco conductoras. Debido a que los sulfuros tienen alta conductividad, los métodos electromagnéticos han funcionado bien para localizar grafito, pirrotita, galena, magnetita y piritita.

El método Afmag se emplea para localizar zonas conductoras, es aplicable también para detectar fallas y zonas de fractura.

Slingram es de los métodos más antiguos y populares del mundo; se emplea mucho para localizar sulfuros.

Turam es un método electromagnético que se utiliza para la detección de zonas conductoras de poco espesor.

De las ventajas que resultan del método audiomagnetoté-
lúrico de fuente controlada con respecto a otros métodos -
electromagnéticos radica en lo siguiente:

- a) La profundidad de detección en otras técnicas electromagnéticas está limitada a la separación entre transmisor y receptor, en CSAMT la profundidad de investigación está en función de la frecuencia de barrido del transmisor y de la resistividad del terreno y en menor proporción por la distancia emisor-receptor, con lo que se obtiene una mayor profundidad de investigación.
- b) Las mediciones de campo eléctrico y magnético pueden hacerse simultáneamente obteniéndose una mayor información del subsuelo.

El único método con el cual se pueden detectar cantidades pequeñas de conductores metálicos diseminados en un volumen cuyo contraste de resistividad es pequeño, en relación con el medio circundante, es el método de polarización inducida. Sin embargo, presenta ciertas limitaciones cuando los conductores metálicos se encuentran en medios con un alto - contraste de resistividad, bajo estas condiciones es mejor emplear otro método electromagnético. El método de PI es más lento y costoso que otros métodos, por lo tanto, su aplicación requiere de estudios previos más detallados.

Para la investigación minera cada método tiene su propio campo de aplicación, sus limitantes y sus ventajas, de acuerdo a las condiciones geológicas del terreno.

BIBLIOGRAFIA

1. Astier, J.L. (1982) Geofísica Aplicada a la Geohidrología. Ed. Paraninfo.
2. Bargalló, M. (1955) La Minería y la Metalurgia en la América Española durante la Época Colonial. Fondo de Cultura Económica.
3. Bateman, A.M. (1982) Yacimientos Minerales de Rendimiento Económico. Ediciones Omega.
4. Brandi, P.J., Tejero, A.A., Ruiz, R.E. y Ruiz, C.M. (1990) Proyecto: Análisis del Concepto Denominado Anomalia de Bouguer. División de Estudios de Posgrado., Fac. Ing., UNAM
5. Cantos, F.J. (1974) Tratado de Geofísica Aplicada.
6. Consejo de Recursos Naturales no Renovables. (1964) Primer Seminario de Exploración Geológico-Minera. Fondo Especial de las Naciones Unidas.
7. Dobrin, M.B. (1975) Introducción a la Prospección Geofísica. Ediciones Omega.
8. Farías, G.R. (1967) La Gravimetría Aplicada a la Exploración Minera. México: Tesis Ing. Geólogo, Fac. Ing., UNAM.
9. Figueroa, C.G. (1985) Métodos de Interpretación en Prospección Magnética. México: Tesis Ing. Geof., Fac. Ing., UNAM.

10. Goodacre, A.K. (1989) Interpretación de Anomalías Gravitométricas y Magnéticas para no Especialistas. Instituto Panamericano de Geografía e Historia.
11. Grant, F.S. and West, G.F. (1965) Interpretation Theory in Applied Geophysics. Ed. Mc Graw Hill.
12. Griffiths, D.H. y King, R.F. (1972) Geofísica Aplicada para Ingenieros y Geólogos. Ed. Paraninfo.
13. Keller, V.G. and Trischenecht. (1979) Electrical Methods in Geophysical Prospecting. Vol. 10. Pergamon Press.
14. Logachev, A.A. y Zarajov, V.P. (1978) Exploración Magnética. Ed. Reverté.
15. Mironov, V.S. (1977) Curso de Prospección Gravitométrica. Ed. Reverté.
16. Nettleton, L.L. (1976) Gravity and Magnetism in Oil Prospecting. Ed. Mc Graw Hill.
17. Orellana, E. (1974) Prospección Geoelectrica por Campos Variables. Vol. II. Ed. Paraninfo.
18. Orellana, E. (1982) Prospección Geoelectrica en Corriente Continua. Vol. I. Ed. Paraninfo.
19. Parasnis, D.S. (1986) Principles of Applied Geophysics.
20. Parasnis, D.S. (1971) Geofísica Minera. Ed. Paraninfo.

21. Park, F.Ch. (1975) Fuentes de Recursos de Nuestro Planeta. Ediciones Marymar. S.A.
22. Peters, W.C. (1978) Exploration and Mining Geology. John Wiley & Sons. Inc.
23. Society of Exploration Geophysicists. (1969) Mining Geophysics Theory. Tomo II.
24. Society of Exploration Geophysicists. (1966) Mining Geophysics Theory. Tomo I.
25. Sumner, J.S. (1976) Induced Polarization for Geophysical Exploration. ELSVIER Scientific Publishing Company.
26. Tejero, A.A. (1984) Apuntes de Métodos Electromagnéticos de Campo Variable. Fac. Ing. UNAM.
27. Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. and Keys, D.A. (1976) Applied Geophysics. Cambridge University Press.
28. Wagness, R.K. (1979) Electromagnetic Fields. John Wiley & Sons.
29. Yamashita, M. (1984) CSAMT. Controlled Source Audio Magnetotellurics. Phoenix Geophysics Limited.