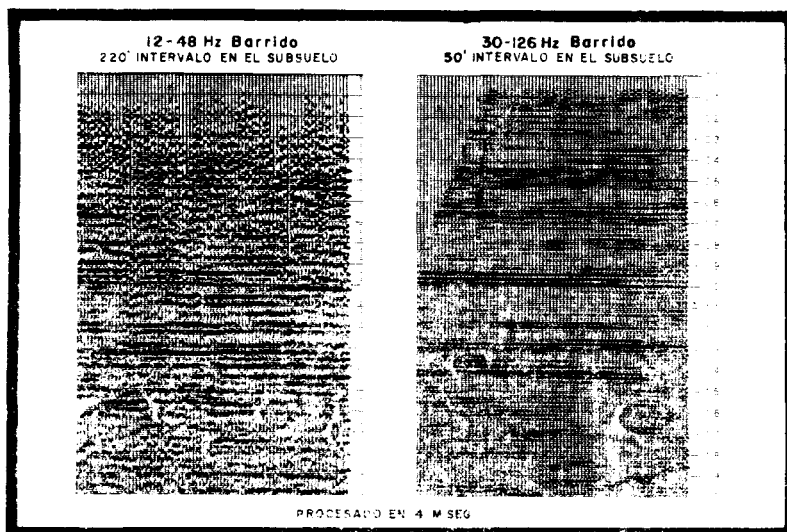


Mayor energía para usted!

**MAYOR ENERGIA
MEJOR PENETRACION Y RESOLUCION
DEL VIBRADOR DE ESPECTRO AMPLIO
MAS POTENTE EN LA PRODUCCION
DE HOY**



El vibrador estandar de GSI, de alto poder no tan solo desarrolla la más alta energía sino que además es el más flexible el de mayor precisión y el mas digno de confianza.

POTENCIA: De 30,240 libras de fuerza pico permite el uso de menos máquinas en el campo.

FLEXIBILIDAD: El vibrador de GSI puede barrer hacia abajo o hacia arriba con la misma potencia entre 5 y 200 Hz con acoplamiento excelente a la baja frecuencia.

PRECISION: Los circuitos electrónicos patentados permiten un control de acoplamiento de fase que reduce enormemente la distorsión armónica y permite barridos hacia arriba o hacia abajo a plena fuerza sobre el rango completo de frecuencias.

Los iniciós están sincronizados con precisión mediante señales de radio codificados para mayor eficiencia en el campo.

CONFIANZA: El diseño mecánico con mayor resistencia minimiza descomposturas y mantenimiento, reduciendo de esta manera el equipo extra que se tiene para repuesto.

A disposición inmediata.

Para mayor información, llamar o escribir a
GSI DE MEXICO, S.A. DE C.V. RIO RHIN No. 22
7º PISO MEXICO 5, D.F. TEL. 566-92-44



GSI DE MEXICO, S.A. DE C.V.

SUBSIDIARIA DE

TEXAS INSTRUMENTS
INCORPORATED

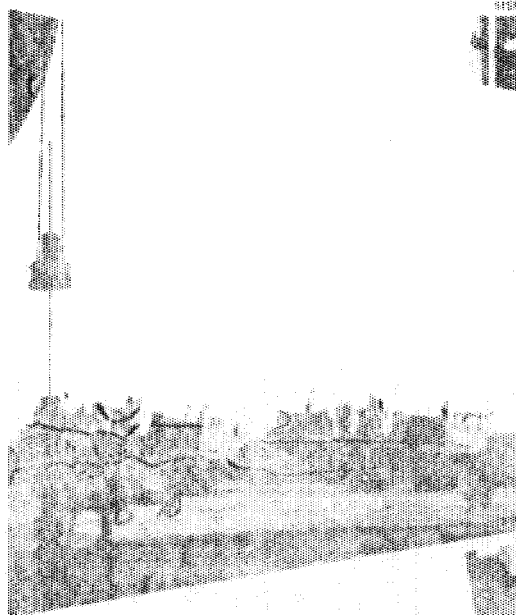


EN EL TRABAJO

... para ayudar a resolver sus problemas en exploración sísmica

Sistema de registro digital (DFS-IV*) montado en camión usado por GSI para reunir la información sísmica.

*Modelo fabricado por Texas Instruments.



Los vibradores GSI combinan potencia y frecuencia para proveer información sísmica de alta relación señal-ruido.



Los programas de procesamiento de GSI combinados con Texas Instruments Multiple Applications Processor (TIMAP*) producen información sísmica muy efectiva en costo, rapidez y alta fidelidad.

Para mayores informes comuníquese a GSI de Mexico, S. A. de C. V., Río Rhin No. 22 7o. piso México 5, D. F. Teléfono 566-92-44.

GSI de MEXICO, S.A. de C.V.
SUBSIDIARIA DE
TEXAS INSTRUMENTS
INCORPORATED





perforadata, s. a.

SERVICIOS DE EXPLORACION

- **GRAUMETRIA**
- **SISMOLOGIA**
- **PERFORACION**
- **GASOMETRIA**
- **DELTA CARBONATOS**
- **POZOS DE AGUA**

**CON LA EXPERIENCIA DE 32 AÑOS AL SERVICIO DE LA INDUS
TRIA PETROLERA MEXICANA.**

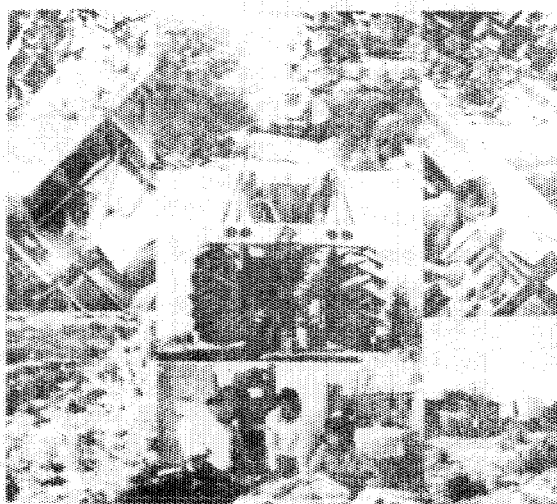
AV. JUAREZ 117 6o. PISO

MEXICO 1, D.F.

TEL. 566-44-11



EMPRESA 100% MEXICANA
AL SERVICIO DE LA INDUSTRIA
PETROLERA



BRUSELAS 10-3^{RA} PISO
COL. JUAREZ
MEXICO 6, D.F.

566 41 44
TELS. 566 43 90
566 42 37

MESA DIRECTIVA DE LA ASOCIACION MEXICANA DE
GEOFISICOS DE EXPLORACION.

BIENIO 1983 - 1984

Ing. Francisco Tiburcio Pérez
Presidente
Ing. Antonio Camargo Zanoguera
Vice-Presidente
Ing. Sergio García del Toro
Secretario
Ing. Carlos López Ramírez
Tesorero
Ing. Sergio Salinas Estrella
Editor
Ing. Francisco Ramos García
Relaciones Públicas

Presidentes de Delegaciones

Reynosa	Ing. Jerónimo Rivera
Tampico	Ing. Guillermo Silva López
Poza Rica	Ing. Francisco Valencia T.
Coatzacoalcos	Ing. Mario Luis Sánchez Sánchez
Villahermosa	Ing. Eloy Ruiz Rojas
San Luis Potosí	Ing. Juan López Martínez
Córdoba	Ing. Pedro Silva
Guaymas	Ing. Ramón García Gómez
Chihuahua	Ing. Justo Meza

V o c a l e s

México	Ing. Andrés Ramírez Barrera
I.P.N.	Ing. Jorge Franco Páez
U.N.A.M.	Ing. Enrique del Valle Toledo
I.M.P.	Ing. Luis B. Gómez Morell

Este boletín no se hace responsable de las ideas emitidas en los artículos que se publiquen, sino sus respectivos autores.

Este boletín se publica cada tres meses y se distribuye gratuitamente a los socios.

Cuota anual para miembros	\$ 1,200.00
Suscripción anual (no socios)	\$ 1,500.00
Números sueltos	\$ 400.00

Para todo asuntos relacionado con el boletín: manuscritos, asuntos editoriales, suscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o Universidades, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

ING. SERGIO SALINAS ESTRELLA
Apdo. Postal 53-077
México 17, D. F.

TECNICAS DE OPTIMIZACION AUTOMATICA NO LINEAL MEDIANTE METODOS - ITERATIVOS DE MINIMOS CUADRADOS*

J. Luis Figueroa Correa

ABSTRACTO

El presente artículo trata de la solución al problema inverso de determinar el tamaño, la posición y la posible forma de un cuerpo o estructura geológica de la cual se conoce la anomalía gravimétrica o magnetométrica. El problema es planteado tomando como ejemplo un cuerpo esférico y su correspondiente anomalía gravimétrica. Esto, para simplificar la descripción del análisis. - No obstante, el mismo tratamiento puede ser aplicado para cual- - quier forma o combinación de formas geométricas para las cuales - existan fórmulas que determinen su efecto anómalo gravimétrico, - magnetométrico, eléctrico o electromagnético.

Aquí son tratados varios procedimientos iterativos utilizados para resolver este problema automáticamente por medio de computadoras, en un sentido de mínimos cuadrados. La técnica de los pasos descendientes es descrita como principio, pasando posterior^{mente} a la técnica de Gauss-Newton y finalmente al método denominado Método de Marquardt que es una técnica que aprovecha las ventajas de los métodos anteriores.

INTRODUCCION

Los levantamientos con métodos geofísicos son de suma importancia en los trabajos de prospección geológica. Una de las herramientas principales en cualquier levantamiento con técnicas geofísicas es la interpretación geológica del material de campo, ya que al final, esta interpretación, conjuntamente con la adecuada metodología y la correcta aplicación de los procesos determina el éxito de las operaciones de campo llevadas a cabo con métodos geofísicos.

En los últimos años, han sido desarrollados un gran número de métodos en relación al problema de encontrar el tamaño y la forma de la fuente perturbadora, que da como resultado una anomalía conocida. La idea de estas técnicas consiste en estimar los parámetros de un cuerpo cuya anomalía "teórica" puede ser considerada como similar a la anomalía observada. Existen muchos artículos acerca de los procesos para calcular efectos magnéticos y gravimétricos a partir de diferentes cuerpos: Nettleton (1942), Henderson & Zietz (1948), Bhattacharyya (1964), Nagy (1966), etc.

La solución al problema inverso es obtenida por medio de la optimización de parámetros de la siguiente forma: En principio, se asume un modelo inicial como la fuente perturbadora de la anomalía observada; se calcula la anomalía "teórica" correspondiente a este modelo y se compara con la anomalía observada, lógicamente la anomalía teórica calculada será diferente a la anomalía real.

La diferencia entre la anomalía teórica y la anomalía observada es numéricamente expresada por residuos o residuales. Estos residuales, son los elementos utilizados como guías para los ajustes mediante los cuales se cambian los parámetros del modelo inicial para encontrar un nuevo modelo, cuya correspondiente anomalía teórica es nuevamente comparada con la anomalía observada. El proceso es repetido hasta que la anomalía observada y la última anomalía calculada cumplan con un específico criterio de convergencia que puede ser gráfico o numérico.

Entendido el proceso de interpretación, nos enfrentamos ahora al problema de encontrar un método rápido de optimización de parámetros ya que lógicamente, el procedimiento iterativo puede tomar demasiado tiempo cuando se requieren muchos cambios a partir del medio inicial.

Los procesos iterativos de optimización automática por medio de computadoras han dado un significativo impacto a las técnicas de ajuste de curvas en los últimos años, estos métodos están típicamente basados en la idea del ensayo y el error donde a partir de una anomalía medida tratamos de encontrar un modelo cuya correspondiente anomalía se ajusta a la original en un sentido de mínimos cuadrados. Las ecuaciones relacionadas a las anomalías producidas por cuerpos que semejan estructuras geológicas son no lineales con respecto a los parámetros que describen estos cuerpos. Se han diseñado algunos algoritmos muy eficientes para resolver el problema no lineal de los mínimos cuadrados.

En el presente artículo se tratan de una forma simplificada tres técnicas fundamentales para la solución de problemas de inversión de parámetros mediante optimización automática: se describen los procesos de los pasos descendientes y de Gauss-Newton así como el método sugerido en 1963 por Marquardt y modificado recientemente, cuya ventaja principal consiste en que aprovecha las mejores características de los dos métodos anteriores, también se incluye una descripción del algoritmo matemático utilizado.

El Problema: Minimizar una suma no-lineal de mínimos cuadrados.

Tenemos una serie de datos geofísicos. Si asumimos que las mediciones de campo han sido bien colectadas y que el proceso de reducción de datos ha sido aplicado correctamente, nos enfrentamos ahora al problema de interpretar la anomalía obtenida, esto es, encontrar los valores numéricos de los parámetros de un cuerpo o de una serie de cuerpos geométricos que se aproximan a una estructura geológica específica. Aquí, es muy importante tomar en cuenta las características o evidencias geológicas conocidas en el área donde la anomalía ha sido localizada para que pueda efectuarse una buena estimación del modelo inicial y de la misma forma, que pueda obtenerse un modelo final razonable en el menor tiempo posible.

Se hace necesaria otra consideración para una rápida aplicación del procedimiento: que los parámetros conocidos del modelo -

cuyos valores numéricos aproximados pueden obtenerse en algunos - casos por métodos geológicos o geofísicos (contraste de densidad, susceptibilidad, profundidad del cuerpo, etc.) Puedan ser mantenidos fijos, esto dejará un número menor de parámetros libres por - variar en el proceso iterativo y por tanto la solución requeridapodrá ser alcanzada en un menor intervalo de tiempo.

Iniciemos con una serie de M valores anomalos observados.

$$[G_i] \quad i = 1, 2, \dots, M$$

A partir de estos datos como ya ha sido establecido, se deduce un modelo inicial. Calculando la anomalía producida por este modelo tenemos:

$$g_i [P_j] \quad j = 1, 2, \dots, N$$

Que es la anomalía teórica calculada donde $[P_j]$ son los elementos de un vector que contiene los N parámetros del modelo. - Entonces:

$$[G_i] \quad i = 1, 2, \dots, M \quad \text{Anomalía observada con } M \text{ valores leídos.}$$

$$g_i [P_j] \quad j = 1, 2, \dots, N \quad \text{Anomalía calculada para un modelo de } N \text{ parámetros.}$$

Siendo el criterio de los mínimos cuadrados la base matemá-

tica para el ajuste de los parámetros. La solución consiste en - minimizar una suma de cuadrados no lineal de la forma.

$$S = \sum_{i=1}^M [g_i(P_j) - G_i]^2$$

Donde:

$g_i(P_j) - G_i$ es el residual i^{th} (valor anómalo - calculado menos valor anómalo observado).

El problema específico es minimizar la función objetivo S la cual nos presenta en cada iteración, una medida de la discrepancia entre la anomalía observada G_i y la anomalía calculada $g_i(P_j)$ mediante la optimización del vector paramétrico $[P_j]$ considerando un número N de parámetros ajustables P_1, P_2, \dots, P_N y un número X de parámetros fijos.

EL ESPACIO PARAMETRICO

El concepto de espacio paramétrico debe ser entendido antes de hablar de soluciones específicas. Pensemos en el problema original de minimizar una suma de residuales al cuadrado con respecto a los parámetros independientes, y observemos que pasa en nuestra búsqueda de soluciones óptimas.

La cantidad "S" que es una función de los parámetros puede ser definida como cierto tipo de superficie. Por ejemplo, si tenemos dos parámetros esta superficie será similar a una superficie topográfica con un mínimo y un máximo absolutos y con mínimos y máximos locales a través de la superficie (fig. 1). Podemos describir este concepto en una forma más simple como una superficie con colinas y valles donde los dos parámetros P_1 y P_2 juegan el papel de las coordenadas geográficas.

El proceso de optimización consiste en buscar las partes bajas de los valles en la superficie del espacio paramétrico. La convergencia es obtenida cuando alcanzamos el mínimo absoluto, aunque existe el peligro de alcanzar mínimos locales y en estos casos el proceso no converge en la solución apropiada; aun cuando la posición de la primera iteración en el espacio paramétrico - (primer modelo sugerido) determina el mínimo hacia el cual el proceso tenderá a converger, existen muchas soluciones posibles en el espacio paramétrico representadas por "Buenos Mínimos" en los

valles; de cualquier forma, la mayoría de estos modelos equivalentes pueden ser rechazados por ser inapropiados geológicamente, - mientras que otros pueden ser rechazados sobre la base de un mayor conocimiento acerca del cuerpo anómalo (conocimiento geológico, geofísico o de exploración directa) Al Chalabi (1971), al Chalabi (1972), esto implica que aun cuando existen muchas soluciones posibles, solo la más razonable será definida en base al análisis de todos los datos conocidos.

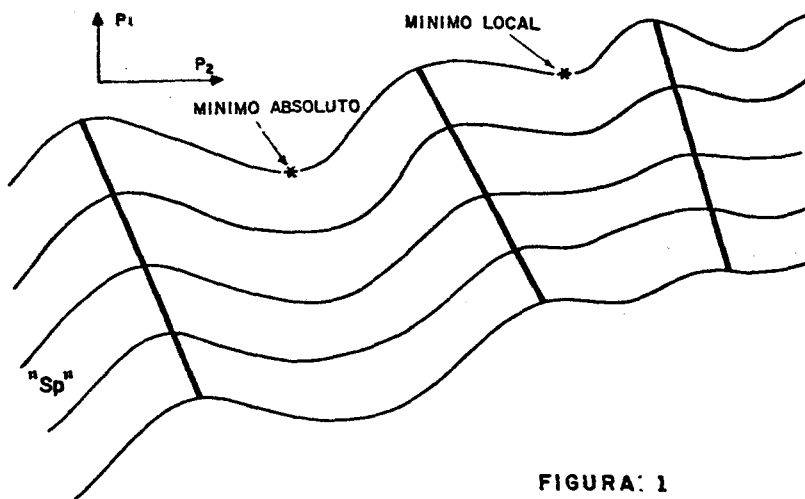


FIGURA: 1

EL METODO DE LOS PASOS DESCENDIENTES

Este método fue originalmente propuesto por Cauchy (1848) - para la solución de sistemas de ecuaciones no lineales. Está basada en la utilización del gradiente de la función considerada, - se denomina el método de los pasos descendientes y simplemente in dica: "Encuentra el gradiente de la función y dirígete hacia el - mínimo a través de éste".

Tenemos el modelo inicial $g_i(P_j)$ y sus correspondiente - anomalía, calculando los residuales obtenemos la suma de cuadra-- dos S , este valor S puede estar localizado lejos del mínimo abso-- luto; para ir hacia la solución debemos dirigirnos lógicamente ha-- cia la parte inferior de la superficie en búsqueda del mínimo en_ el valle. Sabiendo que la primera derivada de una función nos re presenta el gradiente de la misma, es obvio que tenemos que encon trar este gradiente cada vez que sea necesario un nuevo paso ha-- cia abajo, o sea, hacia la solución del problema.

La máxima derivada de una función de varias variables es a través del gradiente; regresando nuevamente a nuestro ejemplo en_ particular encontramos que las componentes del gradiente son las derivadas de la función S con respecto a cada parámetro P_j .

Iniciemos con la siguiente relación:

$$S(P) \text{ nuevo} < S(P) \text{ antiguo} \quad . . . \text{ Para cada iteración.}$$

Suponiendo Δ = longitud de paso a través del gradiente.

$$S(P - t_R) < S(P)$$

Donde $R(p) \Rightarrow$ Gradiente; esta expresión es verdadera - excepto para un mínimo local o punto de inflexión, o si el ancho de paso escogido es muy largo. El método de los pasos descendientes consiste en reemplazar P por $P - t_R$ cada vez que el proceso - es repetido para un nuevo punto en el espacio. Esta operación se lleva a cabo hasta que un nuevo t_R no satisface la relación - $S(P - t_R) < S(P)$.

La componente j Th del gradiente es:

$$\frac{\partial S}{\partial P_j} = \frac{\partial}{\partial P_j} \sum_{i=1}^M [g_i(P_j) - G_i]^2 \Rightarrow$$

$$\frac{\partial S}{\partial P_j} = 2 \sum_{i=1}^M [g_i(P_j) - G_i] \frac{\partial g_i}{\partial P_j} \Rightarrow$$

$$\frac{\partial S}{\partial P_j} = 2 \sum (\text{Residual } i) \frac{\partial g_i}{\partial P_j}$$

La cantidad $J_{ij} = \frac{\partial g_i}{\partial P_j}$ es el elemento (i, j) de la matriz Jacobiana, y es específicamente la derivada parcial del pun-

...

to o dato i Th. Calculado con respecto al parámetro j Th.

Si los residuales $(g_i(P_j) - G_i)$ son conjuntados en un vector columna F , y sabiendo que la matriz Jacobiana J contiene las derivadas de cada punto con respecto a cada parámetro, la matriz columna R que representa el gradiente está dada por:

$$R = J^T F$$

Conociendo R , el método de los pasos descendientes consiste en sustraer del vector paramétrico P al vector tR , donde t como ya hemos mencionado es la longitud de paso que controla qué tan lejos llega éste a través del gradiente.

Representando el cambio q_j para el parámetro j Th. En forma de sus componentes tenemos:

$$q_j = -tR_j = -2t \sum_{i=1}^M J_{ij} F_i = -2t (J^T F)_j$$

$$y P_j \text{ nuevo} = P_j \text{ antiguo} + q_j$$

El proceso es repetido recalculando la nueva anomalía para la nueva serie de parámetros P_j , los nuevos residuales F , la nueva matriz Jacobiana J y la nueva suma de cuadrados S . Aquí aplicamos un nuevo cambio Q para el vector P y la nueva suma es comparada con la anterior sucesivamente. Las iteraciones son repetidas sistemáticamente hasta que no es posible satisfacer la relación $S(P-tR) < S(P)$.

El método de los pasos descendientes generalmente converge a una solución. No obstante en la práctica se requiere un gran número de iteraciones y por esta razón la convergencia es demasiado lenta. La causa de esta lentitud es la tendencia del método a tomar pares de pasos que se encuentran virtualmente en oposición y que son esencialmente perpendiculares a la dirección hacia la cual deberá ser localizado el mismo. En un ejemplo con dos parámetros es posible pensar en un valle estrecho con el mínimo en algún lugar a través de su eje (fig. 2).

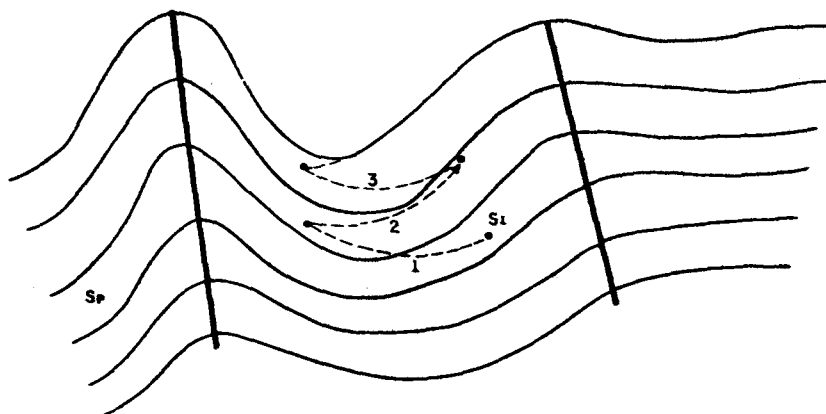


FIGURA : 2

Suponiendo que el punto inicial S_1 (a partir del modelo inicial) en el espacio paramétrico S_p , se encuentra en algún lugar hacia uno de los lados del valle pero no cerca del mínimo, el gradiente será representado de tal forma que la dirección de los pasos descendientes será hacia la parte baja del valle o sea en dirección a la solución. Sin embargo, resulta evidente que el paso sugerido puede ser demasiado largo y por tanto puede fácilmente atravesar el valle. La situación es entonces similar a la original y existe la posibilidad de que un nuevo paso vuelva a cruzar el valle así hasta la misma posición original. Entonces, obtendremos como resultado solo un pequeño movimiento hacia la solución en el mínimo. Esta tendencia de atravesar el valle en lugar de seguir una trayectoria directa hacia el mínimo hace al proceso demasiado lento en alcanzar la convergencia final.

EL METODO DE GAUSS-NEWTON

Cerca del mínimo de la función S , el gradiente debe tender a cero y las cantidades $g_i(P_j)$ deberán ser muy apropiadas o cercanas a los valores observados G_i , entonces se resume, que la más reciente suma S debida a la última serie optimizada de parámetros es:

$$S [P_j + q] \lesssim S(P_j)$$

De aquí que sea posible representar las pequeñas diferen-

cias $F_i = [g_i(P_j) - G_i]$ como una serie de potencias o expansión de Taylor en las diferencias paramétricas q_j .

$$F_i = [g_i(P_j) - G_i] = - \sum_{j=1}^N \frac{\partial g_i(P_j)}{\partial P_j} q_j + \text{Terminos de orden } q^2$$

En forma matricial tenemos:

$$F = - JQ + \mathcal{E}$$

Donde \mathcal{E} representa los términos de mayor orden y se puede asumir como una cantidad muy pequeña.

Como resultado se obtiene un sistema de ecuaciones para Q ; aplicando operaciones matriciales, la solución standard en mínimos cuadrados para un sistema de ecuaciones similar al anterior es:

Si

$$Y = XA + \mathcal{E} \quad A = (X^T X)^{-1} X^T Y$$

Entonces:

$$F = -JQ + \mathcal{E} \quad \therefore$$

$$Q = - (J^T J)^{-1} J^T F$$

El método de Gauss-Newton consiste en calcular Q teniendo J y F para la primera aproximación P . Luego optimizando el vector paramétrico P , mediante el cambio de P por $P + Q$, se calculan -

nuevamente F , J y S . El proceso deberá ser como siempre repetido sistemáticamente, hasta que una iteración sucesiva pueda ser considerada como final al ser alcanzado un criterio particular de convergencia.

Para el proceso de optimización de P , deberá introducirse también el parámetro ' t ' (longitud de paso) que escala el vector paramétrico de optimización Q . ' t ' deberá ser escogido de tal forma que la relación $S(P-tQ) < S(P)$ pueda ser cumplida. Luego, en lugar de reemplazar P por $P + Q$ usaremos $P + tQ$.

El algoritmo modificado de Gauss-Newton siempre se dirige hacia el mínimo y trabaja de una manera muy eficiente en muchos casos a condición de que J sea de rango total ($J^T J$ sea una matriz definida, positiva y por lo tanto no singular).

El problema permanece en muchos casos, debido a que la matriz $(J^T J)^{-1}$ puede estar muy cerca de ser una matriz singular y por tanto computacionalmente singular; esto da como resultado que el método diverja en muchos casos.

METODO DE MARQUARDT

Los problemas fundamentales observados para las dos técnicas anteriores: El escalamiento del vector de optimización Q y la singularidad de la matriz resultante del producto $J^T J$, son resueltos simultáneamente mediante la aproximación de Marquardt.

Esta aproximación implica el reemplazamiento de la ecuación de Gauss-Newton por la ecuación de Marquardt.

El análisis matemático consiste en lo siguiente:

$$Q \approx -(J^T J + \lambda I)^{-1} J^T F$$

Donde λ es el parámetro de Marquardt
e I es una matriz diagonal unidad.

Si λ es un número de mayor magnitud a la norma de $J^T J$

$$Q \approx -\left(\frac{1}{\lambda}\right) J^T F$$

Esta última solución tiende hacia el método de los pasos descendientes con pasos de pequeña magnitud hacia el mínimo.

Si por el contrario λ resulta ser un número pequeño en relación a la norma de $J^T J$

$$Q \approx -(J^T J)^{-1} J^T F$$

Que es la solución con la técnica de Gauss-Newton.

Además, la selección del factor de escalamiento para los parámetros es efectuada implícitamente introduciendo la matriz diagonal de escalamiento D^2 , los elementos diagonales de esta matriz son positivos y de escasa magnitud, estos elementos multiplicados por λ son sumados a la diagonal de $J^T J$, entonces:

$$Q = -(J^T J + \lambda D^2)^{-1} J^T F$$

Esta última ecuación es conocida como ecuación de Marquardt. Aquí, D^2 es seleccionada de tal forma que:

- i) Defina a la matriz inversa de $J^T J + \lambda D^2$ como una matriz no-singular.
- ii) Efectue un escalamiento automático del problema.

El primer factor de escalamiento sugerido fue (Marquardt - 1963):

$$D_{ii}^2 = (J^T J)_{ii}$$

Con este factor, el procedimiento puede fallar si alguno de los elementos de la diagonal $J^T J$ es cero computacionalmente; por tanto es mejor utilizar.

$$D_{ii}^2 = (J^T J)_{ii} + \emptyset$$

Donde \emptyset es algún número escogido con la idea de asegurar que la escala no es muy pequeña. El valor de $\emptyset = 1$ resulta ser un valor satisfactorio en la mayoría de los casos, incluso cuando se trata con problemas muy complicados. Además, de esta forma la matriz $J^T J + \lambda D^2$ es siempre una matriz definida (Nash 1978).

Para implementar el algoritmo de marquardt la adición de los elementos de $(J^T J)_{ii}$ con λD^2 puede ser efectuada como sigue:

...

Tenemos:

$$(J^T J)_{ii} \Rightarrow (J^T J)_{ii} + \lambda [(J^T J)_{ii} + 0]$$

Luego:

$$(J^T J)_{ii} \Rightarrow (\lambda + 1) (J^T J)_{ii} + \lambda 0$$

La estrategia en el método de Marquardt consiste en aprovechar la ventaja que ofrece la rápida convergencia del método, cuando este tiende hacia la técnica de Gauss-Newton mediante la reducción de λ .

El procedimiento es como sigue:

El proceso se inicia aplicando la ecuación modificada de Marquardt para calcular Q una vez que han sido calculados el vector F , la matriz J y la suma S con el primer vector paramétrico P ; posteriormente, se cambia el vector P por $P+Q$ y se calcula nuevamente el correspondiente vector F y la nueva suma S debida a $P+Q$. Si $S(P+Q) < S(P)$ reducimos λ por un factor de 0.4^* y reemplazamos P por $P+Q$ para iniciar una nueva iteración con un nuevo cálculo de Q .

Si $S(P+Q) \geq S(P)$ el proceso no se dirige hacia la con--

* Los factores 0.4 y 10 utilizados para reducir e incrementar el parámetro de Marquardt han sido determinados en base a pruebas estadísticas, como los parámetros más eficientes en el proceso de optimización (Nash 1978).

vergencia en el mínimo ya que el nuevo valor de S no es inferior al antiguo, entonces tendremos que incrementar λ por un factor de 10^* para calcular nuevamente los elementos de la diagonal $J^T J$ cambiando el valor anterior de λ por 10λ (incrementar el valor de λ equivale a reducir el módulo de Q). Una vez calculado Q nuevamente reemplazamos P por $P+Q$ y procedemos a una nueva iteración.

Como es usual se da por terminada una iteración sucesiva cuando un paso en particular cumple un determinado criterio de convergencia.

* Los factores 0.4 y 10 utilizados para reducir e incrementar el parámetro de Marquardt han sido determinados en base a pruebas estadísticas, como los parámetros más eficientes en el proceso de optimización (Nash 1978)

APLICACION DE LA TECNICA DE MARQUARDT AL MODELO DE UN CUERPO GRAVIMETRICO ESFERICO

El modelo del cuerpo esférico es un modelo particularmente útil como primera aproximación de algunas estructuras geológicas. Para el problema de ajustar una anomalía gravimétrica a un cuerpo esférico. O expresado en términos más prácticos, para definir una probable estructura geológica que puede ser representada o aproximada por un cuerpo esférico (intrusiones, cavernas, domos, etc.) a partir de una anomalía observada. Los parámetros libres o parámetros de ajuste son aquellos parámetros independientes de la forma de la esfera.

Tenemos:

P_1 = Masa m (o radio a si la densidad ρ es conocida)

P_2 = Profundidad Z a partir de la superficie.

P_3 = Posición horizontal X_0 . (Proyección X a partir del centro de la esfera para el caso de un perfil o proyección X , y para un plano de contornos)

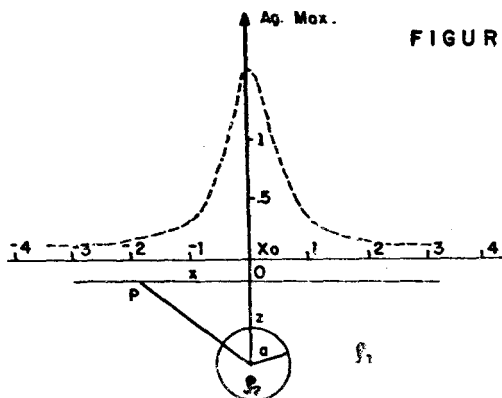


FIGURA : 3

El vector paramétrico es:

$$P_j = \begin{pmatrix} P_1 \\ P_2 \\ P_3 \end{pmatrix}$$

Los valores anómalos calculados $g_i(P_j)$ sobre los puntos $X = X_i$ están dados por la fórmula de la anomalía gravimétrica de la esfera.

$$G_i(P_j) = \frac{GMZ}{r^3} = \frac{4\pi G \rho a^3}{3} \cdot \frac{Z}{r^3}$$

donde $r^2 = (X_i - X_0)^2 + Z^2$

Los valores anómalos observados serán G_i $i=1, \dots, M$

El problema consiste en minimizar $S = [g_i(P_j) - G_i]^2$ haciendo cambios a los parámetros P_j . Iniciando las interacciones con una serie de parámetros sugeridos por el intérprete (modelo inicial). Es obvio que entre mayor sea la discrepancia entre los parámetros iniciales P_0 y los parámetros óptimos P_{opt} . Es mayor el número de iteraciones requeridas para llegar a la solución. Por tanto es preciso efectuar un análisis adecuado de todos los datos disponibles antes de seleccionar un modelo inicial.

La técnica de optimización para el modelo esférico se resume con los siguientes pasos:

- 1) Seleccionar un modelo inicial P_0 con valores apropiados de a , z y X_0 .
 P es entonces una matriz 3×1
- 2) Calcular el vector F (datos calculados-datos observados)
 F es una matriz $M \times 1$ ($M = N^0$ de valores observados)

3) Calcular $S = F^T F$ (Suma de cuadrados) $S(P) = S$ antigua

4) Calcular la Matriz J

J es una Matriz $M \times 3$

$$J_{ij} = \partial f_i / \partial p_j$$

5) Calcular Q e implementar P utilizando la ecuación de Marquardt.

6) Calcular $S = F^T F$ (Suma de cuadrados)

$S(P+Q) = S$ Nueva

Finalmente comparando S nueva con S antigua se determina el paso a seguir y se procede como se indica en el método de Marquardt.

C O N C L U S I O N E S

Para el problema inverso de encontrar una posible estructura geológica a partir de una serie de datos anómalos observados, el método de Marquardt resulta ser una técnica que trabaja muy eficientemente cuando los datos han sido bien colectados, el proceso de reducción ha sido correctamente aplicado, y la técnica iterativa manejada en una forma apropiada.

El número de iteraciones y por tanto el tiempo requerido para alcanzar una solución; depende de la forma en que haya sido seleccionado el modelo inicial, así como de la precisión con que el interprete intenta ajustar los valores calculados a los valores de los datos leídos.

La intuición y el buen conocimiento del interprete acerca de la geología del área estudiada, juegan un papel de suma importancia en la definición del modelo final para la estructura, origen de la anomalía detectada.

De: Application of a Non-Linear Optimisation Technique
 to Gravity Modelling Using a Small Computer.

Tesis de Maestría en Ciencias

Presentada por :

J. Luis Figueroa C.

International Institute For Aerial Surveys and -
Earth Sciences. I.T.C. DELFT-THE NETHERLANDS.

R E F E R E N C I A S

- AL-CHALABI M. 1971. Some Studies Relating to Non-Uniqueness in Gravity and Magnetic Inverse Problems: Geophysics, V. 36, P. 835-855.
- AL-CHALABI M. 1972. Interpretation of Gravity Anomalies By Non-Linear Optimisation: Geophysical Prospecting, V. 20, P. 1-16
- BHATTACHARYYA B.K. 1964. Magnetic Anomalies Due to Prism-Shaped Bodies With Arbitrary Polarization. Geophysics, V. 29, P. 517-531.
- CAUCHY A. 1848. Méthode Générale Pour la Résolution des - Systèmes D'équations Simultanées: C.R. Acad, Sci., Paris 27 536-8.
- HENDERSON R.G. Zietz I. 1948 Analysis of Total Magnetic Intensity Anomalies Produced by Point and Line - Sources. Geophysics, V. 13, P. 428-436.
- MARQUARDT D. W. 1963. An Algorithm for Least Squares Estimation of Non-Linear Parameters: J. Soc. Ind. Appl. Math. 11, P. 431-441.

...

- NAGY D. 1966. The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism:
Geophysics, V. 31, P. 362-371.
- NASH J. C. 1978. Compact Numerical Methods for Computers: -
Adam Hilger L.T.D. Bristol England.
- NETTLETON L. L. 1942. Gravity and Magnetic Calculations:
Geophysics, V. 7, P. 293-310.

* * *

INTRODUCCION AL METODO MAGNETOTELURICO SU APLICACION Y SU OPERACION

Por: Ing. Alfonso González Ibarra

R E S U M E N

En el CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C.), se ha venido desarrollando el método Magnetotelúrico (MT) de exploración. El presente trabajo realizado como una primera etapa de asimilación del método presenta un resumen de los trabajos más relevantes del tema hasta 1977. Las mejoras posteriores al método tal como el uso de referencia remota solo se citan como información.

I N D I C E

	Pág.
INTRODUCCION	3
ANTECEDENTES HISTORICOS	3
ORIGEN DE LAS SEÑALES	4
Las señales magnéticas	4
Las señales eléctricas	6
TEORIA DEL METODO	8
Grosor de piel	9
Direcciones E y H en el subsuelo	10
Carácter tensorial de la impedancia	14
INSTRUMENTOS USADOS	15
Instrumentos para medir E	15
Instrumentos para medir H	16
Rango dinámico de MT	20
TRABAJO DE CAMPO	22
PROCESADO DE DATOS	26
INTERPRETACION	38
BIBLIOGRAFIA	47

INTRODUCCION.

El método Magnetotelúrico (MT) es un método de fuente natural que se usa para evaluar cambios de la conductividad (o resistividad) de los materiales del subsuelo.

A grandes rasgos, el método consiste en medir las pequeñas variaciones del campo magnético terrestre (micropulsaciones), - que en los estudios de Magnetometría de exploración son despreciables, y relacionarlas con las corrientes telúricas producidas por aquellas al pasar del aire (resistividad infinita) a la tierra (resistividad finita).

Esto es debido a que, en todo cuerpo conductor introducido en un campo magnético variable, se producen corrientes relacionadas con la variación de éste.

La relación que existe entre las variaciones del campo magnético y las variaciones del campo eléctrico en el subsuelo, - nos permite calcular la variación de la resistividad en el subsuelo.

De manera general, se puede decir que el método nos permite tener un control de la profundidad a la que se está explorando. Vozoff (1972), afirma que la profundidad interpretada a partir de Sondeos Magnetotelúricos es mucho más definitiva que aquella basada en datos de Gravimetría y Magnetometría.

ANTECEDENTES HISTORICOS.

Las variaciones del campo magnético son conocidas desde el siglo XVIII. Las corrientes Telúricas son predichas por Faraday

en 1831, pero no pudieron ser medidas hasta 1849, después que se empezó a usar el telégrafo. Cuando las líneas de telégrafo no estaban en uso, se conectaban a tierra. Esto convertía a la línea telegráfica, junto con el receptor, en un sistema para detectar las corrientes telúricas. Estas fueron observadas en muchas ocasiones y fue desde entonces que se les empezó a asociar con las variaciones del campo magnético terrestre.

La primera vez que se propuso usar estas variaciones del campo magnético como un método de exploración fue en 1953, cuando Cagniard publicó un artículo en el cual describe la teoría del Método Magnetotelúrico como un método de exploración. Al mismo tiempo que los trabajos de Cagniard, Tichonov desarrolló las mismas ideas en la URSS.

En la actualidad se hacen sondeos magnetotelúricos en investigación para calcular valores de la resistividad en función de la profundidad. También se utilizan en estudios de exploración y en la investigación del manto superior. Especialmente en la URSS, Berdichevskii y sus colaboradores han adquirido mucha experiencia en la aplicación sistemática de este método a la exploración de estructuras propicias para la acumulación de gas y petróleo.

ORIGEN DE LAS SEÑALES.

Las señales magnéticas.

El campo magnético terrestre lo podemos clasificar, para nuestros fines, en dos grupos:

1) El campo magnético principal. Aquí podemos agrupar - las variaciones de muy baja frecuencia, tales como: Inversiones de polaridad (30 millones de años), variación secular (500 años) undecenales (debidas al ciclo solar), diurnas, en bahía (20 min. a 2 hrs.), etc.

2) El campo magnético de variación. Aquí podemos hablar_ de 3 subgrupos principales: Micropulsaciones, que van desde - 0.0015 hz. hasta 10 hz. La región ELF (Extra Low Frequency), - que se traslapa con la anterior y va desde 3 hz hasta 3 Khz. La región VLF (Very Low Frequency) que se extiende desde 3 Khz has_ ta 30 Khz.

Los campos electromagnéticos naturales generados por las - bandas ELF y VLF tienen su origen principal en la actividad - eléctrica de las tormentas. Estos campos son muy usados en el_ método AFMAG (audio frequency magnetics) que si bien es muy pa- recido al Magnetotelúrico también presenta ciertas diferencias_ con respecto a éste.

Las micropulsaciones, en cambio, tienen su origen en el - flujo de corrientes en las capas ionizadas que rodean a la tie- rra. Las corrientes son propiciadas por la actividad solar y - por el movimiento relativo de la tierra, sol y luna. El meca- nismo que origina las micropulsaciones no ha sido totalmente re- suuelto, aun a pesar de los esfuerzos que se han hecho en este - sentido. Ellas han sido objeto de un especial interés ya que - son las que se utilizan en Magnetotelúrico. Porstendorfer - - (1975) hace una exposición detallada en un modelo de mecanismo

de fuente para las micropulsaciones.

En general se ha encontrado que las características de las micropulsaciones, al llegar a la superficie de la tierra, están afectadas por la posición geográfica del punto de observación - respecto a los polos geomagnéticos y la hora en que se realiza la observación ya que el estado de la ionósfera en la vertical de cada punto depende de la posición del sol respecto a ella.

En Orellana (1974) se puede encontrar una descripción muy detallada de la clasificación de micropulsaciones a partir de su forma. En la figura 1 se representan unas señales típicas de MT.

La amplitud de las micropulsaciones se mide en gammas ($1 \text{ gamma} = 10 \text{ Oersted}$). La gamma es la unidad comunmente usada en Geofísica para medir campos magnéticos. Para dar una idea del tamaño de las micropulsaciones diremos que el campo magnético terrestre varía entre 30'000 y 60'000 gammas, mientras que las micropulsaciones son del orden de fracciones de gamma, registrándose en ocasiones algunas hasta del orden de decenas de gammas.

Las señales eléctricas.

Según se desprende de las ecuaciones de Maxwell, las variaciones magnéticas del campo terrestre irán acompañadas por la circulación de corrientes variables en el subsuelo. A estas corrientes se les denomina telúricas.

Por tratarse de corrientes inducidas en un medio tridimen-

El Método Magnetotélico.

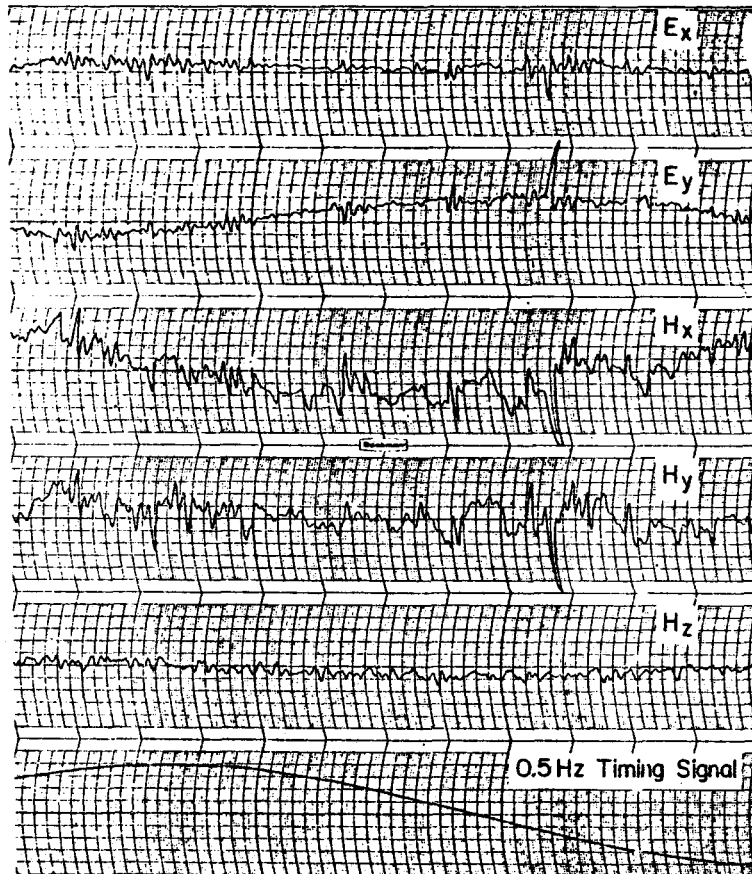


Figura 1. Señales típicas de Magnetotélico.

sional no tiene sentido la medición de intensidad de corriente. En cuanto a la densidad de corriente, su determinación requeriría del conocimiento de la distribución de resistividades en el subsuelo.

Desde el punto de vista del Método Magnetotelúrico, lo que interesa medir es la intensidad de campo eléctrico medida entre dos electrodos M y N determinada por V/MN , que suele expresarse en mV/km y que depende de la frecuencia considerada y del azímut de MN.

Orellana (1974) hace una síntesis histórica del estudio de las corrientes telúricas, desde que estas fueron descubiertas - hasta que, por problemas de contaminación industrial en las señales, tuvieron que dejar de ser registradas en algunos observatorios de Europa.

TEORIA DEL METODO.

Como ya vimos anteriormente, el método usa las pequeñas variaciones del campo magnético de la tierra y las corrientes telúricas que son engendradas por aquellas en el interior de la tierra. De lo anterior se puede ver claramente que el método - tiene sus bases teóricas en la teoría electromagnética.

En el presente trabajo no se pretende hacer una exposición detallada de dicha teoría, aquí simplemente se presentará un resumen de las cuestiones que más nos interesan. En un apéndice se verá como a partir de las ecuaciones de Maxwell es posible - formular las relaciones matemáticas usadas en MT.

Cuando las variaciones magnéticas llegan a la superficie de la tierra, ocurren reflexiones y refracciones. Aunque en un principio muchos investigadores se oponían a ello (Wait 1954, - Price 1962, Srivastava 1965), en la actualidad es universalmente aceptado que teóricamente las señales pueden ser tratadas como ondas electromagnéticas planas.

Madden et al (1964) presentan una discusión amplia de los efectos que producen las ondas horizontales de longitud finita. Ellos concluyen que para las frecuencias a las que MT trabaja - se justifica la aproximación por onda infinita.

Grosor de Piel (skin depth).

Aunque la mayoría de la energía electromagnética incidente en la superficie de la tierra es reflejada, una pequeña porción es transmitida al interior de la tierra y viaja lentamente hacia abajo. De hecho es esa pequeña porción transmitida la que hace posible la existencia del método pues es ella, al manifestarse dentro de las rocas como un campo magnético variable, la que engendrará en estas últimas las corrientes eléctricas conocidas bajo el nombre de telúricas.

Las corrientes telúricas a su vez crearán pequeños campos magnéticos que serán de sentido opuesto al campo magnético principal, produciendo como consecuencia una atenuación del campo magnético principal a medida que este va penetrando en la tierra. Los campos magnéticos inducidos por las corrientes telúricas se oponen a los cambios bruscos del campo magnético princi-

pal. Esto trae como consecuencia el amortiguamiento rápido de las altas frecuencias, mientras que las bajas frecuencias logran penetrar a mayores profundidades. Este proceso es conocido como mecanismo de difusión. Tenemos que al penetrar la energía electromagnética en la tierra deja de propagarse como una onda para empezar a difundirse en el medio.

La profundidad de penetración de la energía electromagnética es inversamente proporcional a la conductividad de las rocas. En un medio homogéneo e isotrópico los campos eléctricos y magnéticos disminuyen exponencialmente con la profundidad. La profundidad a la cual los campos han caído a $e^{-1}=37\%$ de sus valores en la superficie, es conocida con el nombre de grosor de piel (skin depth):

$$\text{por lo tanto: } \delta = \sqrt{2/\omega\mu\sigma} \quad \delta = \text{grosor de piel}$$

$$\text{haciendo } \mu = \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}, \quad \omega = 2\pi f, \quad \sigma = 1/\rho \text{ tenemos:}$$

$$\delta \approx \frac{1}{\sqrt{f\rho}} \text{ en Km.}$$

La frecuencia está presente en la ecuación anterior porque las magnitudes de las corrientes telúricas inducidas dependen de que tan rápido varía el campo magnético.

Direcciones de E y H en el subsuelo.

En un medio uniforme de capas horizontales, todas las corrientes, campos magnéticos y campos eléctricos son prácticamen

te horizontales sin tener en cuenta la dirección con la cual es los campos entran en la tierra. Esto se debe a la alta conductiu vidad de la tierra en comparación con la del aire.

Esto se puede ver de una manera sencilla haciendo la analou gía del modelo de la figura 2 con un modelo óptico en el cual - pasamos de un medio de velocidad V_1 a otro de velocidad V_2 , con $V_2 \ll V_1$. Ver figura 3.

Usando la Ley de Snell:

$$\frac{\text{Sen } \theta_1}{V_1} = \frac{\text{Sen } \theta_2}{V_2} \quad ; \quad \text{Sen } \theta_2 = \frac{V_2}{V_1} \text{ Sen } \theta_1$$

como $-1 < \text{sen } \theta_2 < 1$ y $V_2 \ll V_1$ tenemos:

$$\text{Sen } \theta_2 \approx 0 \quad ; \quad \theta_2 \approx 0$$

Que es análogo a decir que la onda viaja verticalmente ha cia abajo en el medio 2 sin importar la magnitud del ángulo de incidencia.

Además el vector de campo eléctrico en un punto cualquiera es perpendicular al vector de campo magnético asociado. Para - obtener la dirección del vector de campo magnético a partir de la dirección del vector de campo eléctrico, se tendrá que rotar este último 90° en el sentido de las manecillas del reloj.

Relación de Cagniard.

Si suponemos que el subsuelo que estamos estudiando es ho-

El Método Magnetotelúrico.

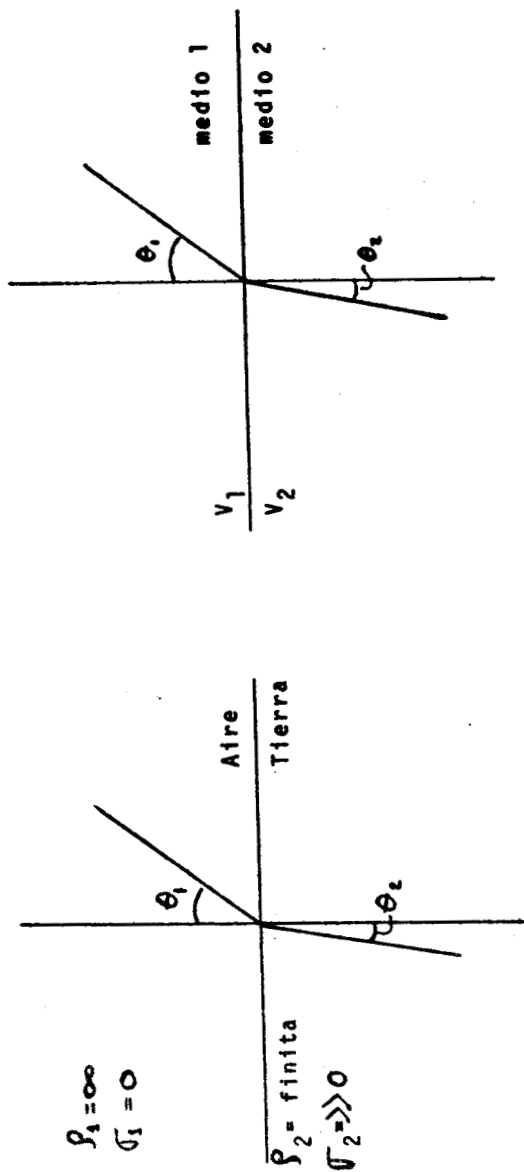


Figura 2.- Interfase Tierra-Aire

Figura 3.- Modelo óptico análogo al de la figura 2.

homogéneo e isotrópico tenemos que:

$$\rho = \frac{1}{\omega \mu} \left(\frac{|E_x|}{|H_y|} \right)^2 \quad (\rho = \text{Resistividad})$$

donde E_x y H_y son los campos eléctrico y magnético medidos en direcciones perpendiculares sobre la superficie y ω es la frecuencia la cual se está explorando. Tomando $\omega = 2\pi f$ y $\mu = \mu_0$ tenemos:

$$\rho = \frac{1}{5f} \left(\frac{|E_x|}{|H_y|} \right)^2$$

donde E esta en mV/km y H en gammas. Esta última relación es conocida como la relación de Cagniard.

Cuando ρ es calculada en un medio no homogéneo, entonces se le llama resistividad aparente (ρ_a). ρ y ρ_a están relacionadas pero son dos conceptos distintos. Mientras que ρ es una propiedad intrínseca del medio, ρ_a es la resistividad que un terreno uniforme debe tener para que tengamos una impedancia $Z = E_x/H_y$ igual a la que estamos midiendo. ρ tiene un valor específico para cada material, mientras que ρ_a es la resistividad que produce un efecto equivalente al que produce la interacción de varios medios de diferente resistividad. La razón E/H en cada frecuencia es la impedancia Z y ya que E y H casi nunca están en fase, Z será un número complejo. En un medio uniforme el defasamiento será 45°

De la suposición de que la onda incidente es plana se des-

prende la limitación en el sentido de que el campo magnético horizontal sea uniforme al rededor del punto de observación en un radio comparable a la longitud de onda. Aunque en el caso de tres dimensiones esto no se cumple, en general sí se cumple para una y dos dimensiones.

Carácter tensorial de la impedancia.

Otra de las hipótesis en que se basa la relación de Cagniard es la de que la tierra es un medio estratificado compuesto por capas isótropas o con anisotropía transversal. Como las propiedades de estos medios solo dependen de la profundidad se les llama unidimensionales.

Se ha observado en la práctica que en muchos casos, al cambiar las direcciones en las que se miden E_x y H_y cambia también la resistividad aparente. Este fenómeno puede tener su origen en que las rocas sean anisótropas en sentido horizontal, pero también se puede deber a la presencia de cambios horizontales en las condiciones geológicas.

Para que el método pueda ser aplicable en situaciones como la anterior, es necesario considerar que la relación que existe entre campos eléctricos y campos magnéticos es más compleja que una simple relación escalar. Para incluir este tipo de casos es necesario considerar que la impedancia es un tensor, entonces la relación entre campos eléctricos y magnéticos estará dada por:

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y$$

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y$$

Es decir, que el campo eléctrico en una dirección dada no depende solo de la componente de campo magnético perpendicular a él sino que también hay contribuciones de la componente de campo magnético paralelo a él.

Madden et al (1964) nos muestran con un ejemplo como la calidad de los datos mejora con la simple consideración del carácter tensorial de la impedancia.

En general, debido al defasamiento que existe entre E y H las impedancias serán complejas. También debe tenerse en cuenta que las impedancias son función de la frecuencia aunque en la práctica varían muy lentamente con respecto a ella. Más adelante, en el inciso dedicado al procesado de datos, veremos algunas propiedades y formas para calcular el tensor de impedancias.

INSTRUMENTOS USADOS.

Los instrumentos que son necesarios en la aplicación de Magnetotélúrico pueden separarse en los que se utilizan para medir el campo eléctrico (E_x , E_y), los que se utilizan para medir el campo magnético (H_x , H_y , H_z), el equipo de grabación digital el filtro selector de banda, el equipo de cómputo para el procesamiento digital de la señal y como equipo auxiliar, graficadores X Vs T y X vs Y.

Instrumentos para medir E.

Para medir el campo eléctrico se necesitan electrodos no -

polarizados. Estos pueden ser recipientes porosos que contengan una solución de sulfato de zinc, cloruro de cadmio (muy venenoso) o sulfato de cobre, en las cuales se sumergen varillas del mismo metal.

La longitud de cada línea debe ser suficiente para que la diferencia de potencial (ΔV) que aparecerá entre sus extremos, pueda medirse sin dificultad, lo que suele conseguirse con distancias entre electrodos de 600 a 1000 m. Aun así se acostumbra aplicar un preamplificador en la señal de salida de los electrodos.

Instrumentos para medir H.

Para medir el campo magnético, es necesario usar un magnetómetro de 3 componentes, con sensibilidad suficiente de acuerdo a la banda de frecuencia que se está explorando. Sobre todo el rango de frecuencias usado en Magnetotélúrico, las señales decaen rápidamente al incrementarse la frecuencia. En la figura 4 se observa el comportamiento del espectro de potencia al variar la frecuencia.

En la actualidad existen magnetómetros portátiles que pueden utilizarse para este tipo de trabajo, tales como los de bombeo óptico, los de inducción y los squid (basados en el fenómeno de superconductividad a bajas temperaturas).

Cuando se trata de investigar la conductividad de las capas más profundas de la corteza terrestre o las más altas del manto, bastan períodos largos, a los que corresponden las varia

ciones magnéticas de mayor amplitud, que pueden medirse con magnetómetros menos sensibles. Ocurre pues que el método Magnetotelúrico es de más fácil aplicación a profundidades grandes que a pequeñas. Este hecho de apariencia paradójica ha sido descrito por Cagniard diciendo que su método adolece de presbicia.

Magnetómetros de bombeo óptico.- Los magnetómetros de bombeo óptico, como su nombre lo indica, basan su funcionamiento en la técnica de bombeo óptico, ideada por el Francés A. Kastler en 1950. En esos instrumentos la sensibilidad aumenta a medida que su diseño se vuelve más complicado. Orellana (1974) presenta una breve descripción de estos instrumentos. En la actualidad son poco usados en la exploración magnetotelúrica.

Magnetómetros de inducción.- Los magnetómetros de inducción miden el campo magnético variable por medio de una bobina en la cual se induce una corriente proporcional a la variación del campo magnético. Este tipo de magnetómetros es direccional esto es, que mide la variación del campo magnético en la dirección ortogonal al plano de cada espira. De ahí que si usamos tres bobinas orientadas perpendicularmente entre sí podremos medir las tres componentes del campo magnético (H_x , H_y , H_z).

En la práctica, cada uno de los sensores consta de muchas espiras y tiene un núcleo de metal con alta permeabilidad magnética para aumentar la sensibilidad de cada sensor. Físicamente, las bobinas que se emplean son largas y delgadas, del orden de 2 m de largo por 10 cm de diámetro. Todavía se hace necesario agregar un preamplificador de ganancia grande y estabilizada. -

El Método Magnetotelúrico

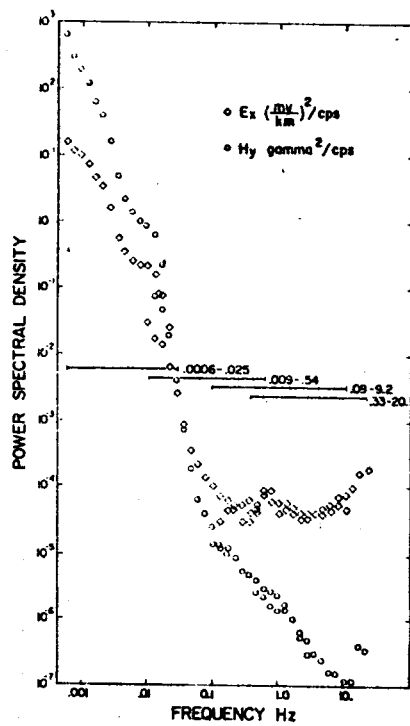


Figura 4. Espectro de potencia de E_x y H_y .

Drellana (1974) presenta una descripción más amplia de este tipo de aparatos.

Magnetómetros squid.- Los magnetómetros de tipo squid (super conducting quantum interference device) basan su funcionamiento en el fenómeno de la super-conductividad que presentan algunos materiales a muy bajas temperaturas (cero absoluto).

El sensor consiste básicamente en un anillo de material superconductor que tiene un adelgazamiento puntal (junta de Josephson). Se ha demostrado que este tipo de dispositivos tienen un conjunto de estados de momento angular electrónico discretos o cuantizados que permiten medir la variación del flujo magnético que pasa a través del anillo.

En la figura 5 se presenta un esquema del magnetómetro squid. En Zimmerman et al (1975) se encuentra una descripción completa de este tipo de magnetómetros.

Este tipo de magnetómetros han venido a desplazar a los magnetómetros de inducción en su uso para la prospección magnetotélúrica ya que ellos son mucho más fáciles de transportar y de mayor resolución. El único problema con ellos es que es necesario el empleo de helio líquido para mantener los sensores a temperaturas interiores a los 4°K.

Una vez que las señales salen de los receptores eléctricos y magnéticos, es necesario pasarlas por un filtro de paso de banda y un amplificador para después pasarlos al digitizador y por último sean estas grabadas en cinta magnética. Normalmente se acostumbra graficar las señales en el campo para poder hacer

una inspección visual de las mismas. Estas pueden ser graficadas contra tiempo (H_x Vs T, H_y Vs T, E_x Vs T, E_y Vs T) o en un graficador X Vs Y (H_x Vs H_y , E_x Vs E_y).

Actualmente existe la tendencia a hacer un procesado preliminar en el campo. Esto es con el fin de tener una idea de la calidad de la información que se está recibiendo. Esto hace necesario incluir en el equipo de campo una computadora pequeña que cumpla con las necesidades mínimas del procesado. La figura 6 presenta un diagrama o bloques del equipo de MT.

Rango dinámico de MT.

En vez de registrar todo el rango dinámico de Magnetotélúrico (10^{-3} a 100 Hz) en una sola banda, se acostumbra a dividirlo en varias bandas de ancho menor y traslapadas unas con otras.

El rango de frecuencias es dividido de esta manera por dos razones importantes: Para hacer un mejor uso del rango dinámico disponible y para economizar en el grabado digital.

Dividiendo el rango de frecuencia se pueden usar mayores ganancias en ciertas partes del espectro y ganancias más bajas en otras de acuerdo al nivel de señal que se tenga al momento de grabar.

Por otro lado, el tiempo total de grabación es un múltiplo del mayor período que se quiere registrar, mientras que el intervalo de muestreo es al menos dos veces la máxima frecuencia que se quiere registrar. Entonces, si la banda a registrar es

El Método Magnetotelúrico.

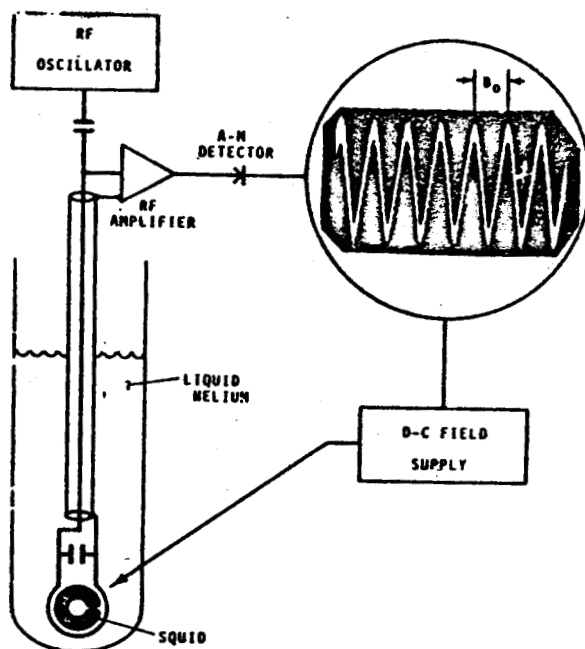


Figura 5.- Esquema del SQUID.

ancha será necesario tomar muchas muestras, en cambio si la banda es angosta el número de muestras necesarias es mucho menor.

TRABAJO DE CAMPO.

El trabajo de campo no es muy complicado pero este debe - ser planeado y ejecutado con cuidado ya que de él depende la calidad de los datos que van a ser la base de todo el análisis - posterior. En la figura 7 se presenta un esquema del equipo en el campo.

Es muy importante que los dos pares de electrodos que de-- ben ser colocados perpendiculares entre sí, queden bien puestos. para ello es necesario hacer pequeños agujeros de aproximadamen- te 30 cm de profundidad, con el fin de remover la capa de - suelo muy superficial y lograr un mejor contacto de los electro- dos con la roca. Los cables de conexión de los electrodos de-- ben estar inmóviles ya que de lo contrario el libre movimiento_ de estos en el campo magnético de la tierra produce ruido en la señal. Lo que generalmente se recomienda es sujetar el cable - al suelo con montículos de lodo puestos a distancias cortas - - unos de otros.

La longitud entre los pares de electrodos debe ser lo ma-- yor posible para que la diferencia de potencial sea medible. - Por otro lado, existen otros factores que impiden que la distancia entre los dos electrodos sea muy grande, tales como: obstáculos naturales y artificiales (ríos, barrancos, límites de pro-

piedad, etc.), el tiempo que será empleado en poner y quitar los electrodos y el mínimo espaciamento tolerable entre dos estaciones adyacentes. Una distancia de 600 a 1'000 m es suficiente para obtener una buena diferencia de potencial y además puede cumplir en general con las otras condiciones.

Otro factor que hay que tomar en cuenta al momento de elegir la longitud de espaciamento entre electrodos, es que el campo eléctrico en la superficie puede cambiar tanto en dirección como en magnitud en distancias muy cortas, debido a los grandes cambios de resistividad lateral cerca de la superficie. Esto nos exige tomar espaciamentos entre electrodos grandes para promediar estas variaciones locales, de lo contrario nuestros datos serán demasiado locales para ser usados.

Los electrodos pueden situarse en el campo en forma de L, T, o +, el más recomendable es este último ya que así se tendrá una localización más puntual del sitio de medición. Si se usa este último dispositivo también conviene situar los sensores magnéticos al centro de la cruz.

Los rasgos topográficos producen distorsiones similares a las producidas por una heterogeneidad en la resistividad del subsuelo. Aún cuando estas pueden ser calculadas y suprimidas matemáticamente, es mejor evitarlas en el campo, especialmente si el relieve es mayor al 10% del espaciamento entre los electrodos.

El azimut de los sensores magnéticos debe medirse con una exactitud mínima de un grado y con una exactitud similar deben

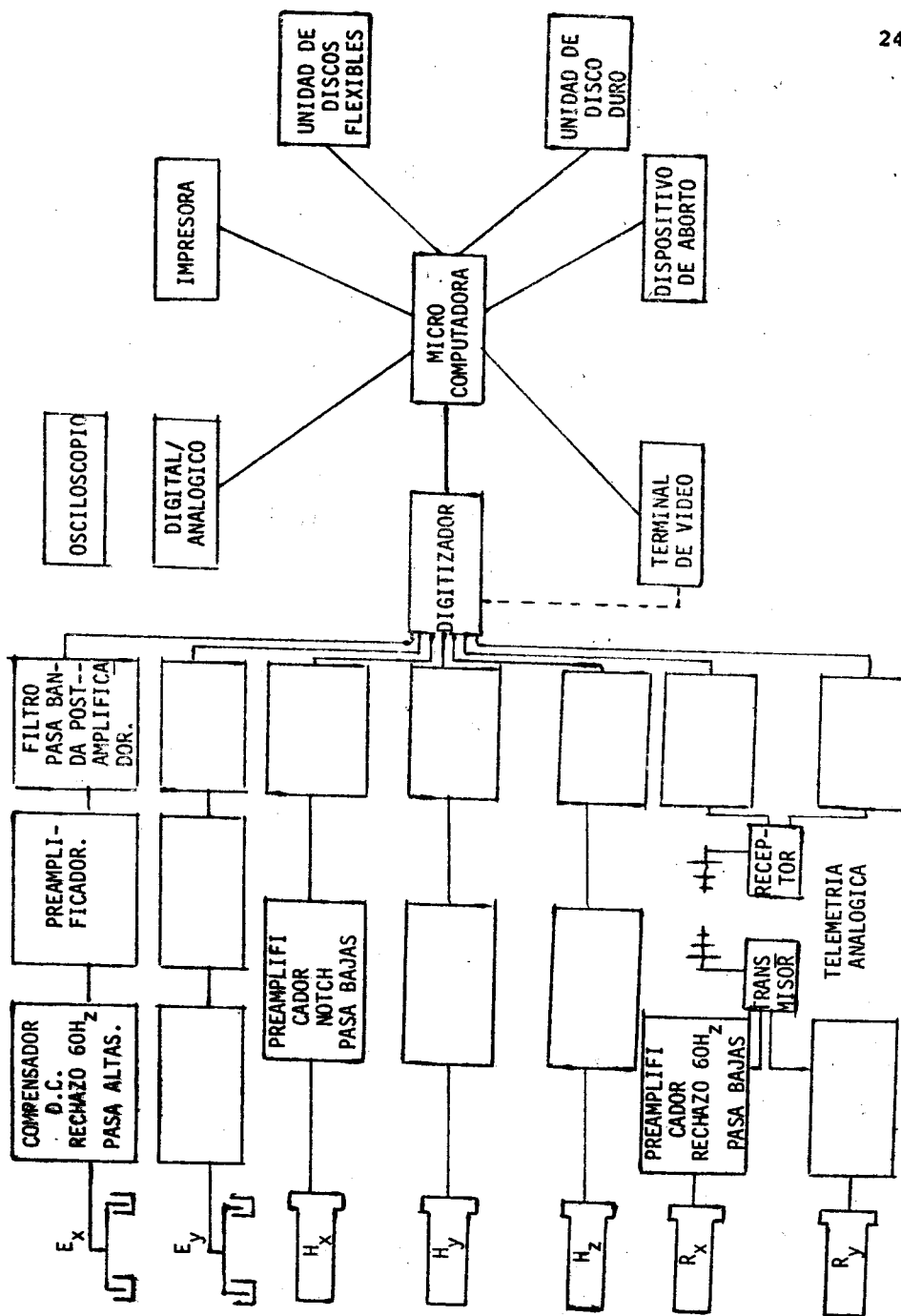


Figura 6.- Diagrama a bloques del sistema de adquisición de datos Magnetotelúricos.

nivelarse con niveles de burbuja.

En caso de estar usando un magnetómetro de inducción, se hace necesario enterrar a poca profundidad las bobinas, con el fin de evitar ruido que podría producir el aire al mover las bobinas y también el que se produce por los cambios bruscos de temperatura. Las bobinas horizontales pueden ser acomodadas en trincheras de aproximadamente 40 cm. de profundidad y la bobina vertical necesita ser acomodada en un agujero hecho con un taladro. Las bobinas que tengan núcleos permeables deben ser instaladas separadas unas de otras varias veces su longitud para evitar efectos de inducción entre ellas.

Las estaciones deben ser escogidas con mucho cuidado, para evitar posibles fuentes de perturbación, tales como la protección catódica de los circuitos, líneas de corriente, cercas de alambre, tuberías descubiertas y el tránsito de vehículos o peatones.

Es muy conveniente marcar en cada registro la hora de inicio y final. Normalmente se graban varios juegos de datos en cada banda de frecuencia, ya que el ruido y la señal son altamente impredecibles.

PROCESADO DE DATOS.

El procesado de datos consiste en calcular ciertos parámetros que van a usarse en la interpretación a partir de las series de tiempo E_x , E_y , H_x , H_y y H_z . Estas series deberán caracterizarse por un bajo contenido de ruido. El ruido en las

señales de campo es uno de los problemas más fuertes a que se enfrenta el método Magnetotelúrico ya que la señal es tan pequeña que es comparable al ruido asociado. De ahí que deberá tenerse mucho cuidado en la selección de las señales de campo. Aún así, gran parte del procesamiento de datos está encaminado a eliminar la mayor cantidad de ruido posible.

Los parámetros a calcularse serán los siguientes:

Cálculo de las Z_{ij} .

Coherencia entre E predicho y E medido.

Direcciones principales.

Cálculo de resistividad paralela y perpendicular.

Factor de anisotropía (Skewness).

Tipper.

A continuación haremos una breve descripción de cada uno de estos parámetros, así como de sus propiedades.

El tensor de impedancia.

Los elementos del tensor de impedancia son calculados a partir de E_x , E_y , H_x y H_y en base a las ecuaciones tensoriales:

$$E_x = Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y \quad 1 \text{ a}$$

$$E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y \quad 1 \text{ b}$$

Como se puede ver de las ecuaciones anteriores, tenemos

dos ecuaciones con cuatro incógnitas, es decir, el sistema por sí solo no tiene solución única. Por ello se hace necesario echar mano de algunas técnicas para poder resolver el sistema satisfactoriamente.

Estas técnicas no serán presentadas a detalle. El detalle de ellas puede ser consultado en Hermance (1973), Sims et al (1971) y Kao y Rankin (1977). En los últimos años Gamble (1979) ha desarrollado el uso de referencias remotas para eliminar el ruido local existente en cada estación.

Aquí nos concretaremos a describir las propiedades de los elementos del tensor. Solamente señalaremos que es necesario tener en cuenta que tanto las ecuaciones tensoriales como la relación de Cagniard se cumplen para una frecuencia dada, es decir, para señales monocromáticas. Por ello es preferible calcular las Z_{ij} en el dominio de las frecuencias.

Normalmente en el campo, las direcciones de medición de las componentes de E y H son arbitrarias respecto a la estructura en el subsuelo, por lo tanto los valores de las Z_{ij} no serán cero para ninguna i, j. Sin embargo, si hacemos girar los ejes de medición (este giro puede hacerse físicamente en el terreno o teóricamente usando una matriz de rotación), podremos observar que los valores de las Z_{ij} variarán.

Si en el subsuelo lo que tenemos son capas horizontales, es decir, un modelo unidimensional, teóricamente las Z_{xx} y Z_{yy} serán cero y Z_{xy} y Z_{yx} serán iguales sin importar la orientación de los ejes.

Si lo que tenemos en el subsuelo es un modelo de dos dimensiones, entonces las Z_{xx} y Z_{yy} deben hacerse cero solo en el momento en que nuestro sistema de ejes rotado coincide con los ejes principales de la estructura (direcciones principales). Esto es debido a que las corrientes debidas a H_x no pueden ser desviadas a la dirección X y las debidas a H_y fluyen únicamente en la dirección X . Los otros dos elementos del tensor (Z_{yx} y Z_{xy}) no son cero y son distintas entre sí, ya que las densidades de corriente serán diferentes en cada dirección.

Otras propiedades de las impedancias para el caso de dos dimensiones son:

$$Z_{xx} = -Z_{yy} \quad 2 \text{ a}$$

$$Z_{xy} - Z_{yx} = \text{Cte.} \quad 2 \text{ b}$$

Para cualquier orientación que tengan los ejes coordenados. Esto se puede ver partiendo del hecho de que para un modelo de dos dimensiones en el cual los ejes están a lo largo de las direcciones principales, el tensor de impedancia será:

$$\begin{pmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{pmatrix}$$

Aplicando las matrices de rotación para rotación inversa, es decir, en el sentido contrario a las manecillas del reloj:

$$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix}$$

Haciendo la multiplicación de matrices y acomodando términos podemos llegar a:

$$Z_{xx} = \left(\frac{Z'_{xy} + Z'_{yx}}{2} \right) \sin 2\theta$$

$$Z_{xy} = Z'_{xy} - (Z'_{xy} + Z'_{yx}) \sin^2 \theta$$

$$Z_{yx} = Z'_{yx} - (Z'_{xy} + Z'_{yx}) \sin^2 \theta$$

$$Z_{yy} = - \left(\frac{Z'_{xy} + Z'_{yx}}{2} \right) \sin 2\theta$$

De las cuatro ecuaciones anteriores se ve claro que las ecuaciones 2 son ciertas para cualquier θ .

Para el caso en que se tiene en el subsuelo una estructura de tres dimensiones, los elementos del tensor cumplen las siguientes condiciones:

$$Z_{xx} + Z_{yy} = \text{Cte.} \quad 3 \text{ a}$$

$$Z_{xy} - Z_{yx} = \text{Cte.} \quad 3 \text{ b}$$

En este caso, en ningún momento se puede asegurar que alguna de las impedancias tomará un valor específico. Así como tampoco es posible hablar de direcciones principales y la interpretación se hace mucho más compleja.

Coherencia entre E predicho y E medido.

Cuando ya se tienen calculadas las Z_{ij} , estas pueden ser - substituidas en las ecuaciones 1 y en base a ellas y a las H_x y H_y calcular las E_x y E_y . Estos últimos valores de campo eléctrico son los valores predichos y dependen únicamente del campo magnético horizontal. Entonces cualquier diferencia entre las E - predichas y las observadas será debida a la contaminación de ruido tanto en E como en H. Por ello la coherencia entre las E predichas y las E observadas es un estimador muy sensible del ruido en las señales E y H. Normalmente se pide que la coherencia sea mayor a 0.95 para que los datos puedan ser considerados como confiables. La coherencia esta definida por:

$$\text{Coh.} = \frac{A(W) B^*(W)}{(A(W)A^*(W) \cdot B(W)B^*(W))^{\frac{1}{2}}} \quad * \text{indica conjugado}$$

Si A y B son similares $\text{Coh} \approx 1$ y si no se parecen $\text{Coh} \approx 0$

Direcciones Principales.

Las direcciones principales se encuentran rotando los ejes. Esto se hace multiplicando el tensor de impedancia por las matrices de rotación:

$$\begin{pmatrix} Z'_{xx} & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & Z'_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix}$$

Al hacer la operación de estas matrices estamos efectuando una rotación normal, es decir, estamos rotando los ejes un ángulo θ en el sentido de

las manecillas del reloj. Desarrollando el producto de matrices obtenemos:

$$Z'_{xx} = \left(\frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2} \right) + \left(\frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2} \right) \cos 2\theta + \\ + \left(\frac{Z_{xy} + Z_{yx}}{2} \right) \sin 2\theta$$

$$Z'_{xy} = \left(\frac{Z_{xy} - Z_{yx}}{2} \right) + \left(\frac{Z_{xy} + Z_{yx}}{2} \right) \cos 2\theta - \\ - \left(\frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2} \right) \sin 2\theta$$

$$Z'_{yx} = - \left(\frac{Z_{xy} - Z_{yx}}{2} \right) + \left(\frac{Z_{xy} + Z_{yx}}{2} \right) \cos 2\theta - \\ - \left(\frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2} \right) \sin 2\theta$$

$$Z'_{yy} = \left(\frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2} \right) - \left(\frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2} \right) \cos 2\theta - \\ - \left(\frac{Z_{xy} + Z_{yx}}{2} \right) \sin 2\theta$$

De las cuatro ecuaciones anteriores se ve claro que las ecuaciones 3 son ciertas para cualquier θ .

Las direcciones principales serán aquellas en las cuales para un θ dado Z'_{xy} y Z'_{yx} toman los valores máximos y mínimos respectivamente. Una manera de encontrarlas es calculando las Z_{ij} para muchos valores de θ e interpolando entre ellos hasta encontrar el máximo y mínimo deseados. También pueden usarse al

gún método analítico. El único método analítico hasta ahora desarrollado no maximiza Z'_{xy} o minimiza Z'_{yx} , sino que encuentra el ángulo θ al cual:

$$|Z'_{xy}|^2 + |Z'_{yx}|^2 = \text{máximo}$$

Substituyendo los valores de Z'_{xy} , Z'_{yx} , derivando con respecto a θ , igualando a cero y despejando θ obtenemos:

$$\tan 4\theta = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} + Z_{yy})^*(Z_{xy} - Z_{yx})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - Z_{xy} |Z_{xy} + Z_{yx}|^2}$$

* indica conjugado

Dicho ángulo también satisface:

$$|Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2 = \text{mínimo.}$$

Resistividad paralela y perpendicular.

Como los resultados necesitan ser presentados en forma de resistividades aparentes, a partir de las Z_{ij} son calculadas las ρ_{ij} con la relación de Cagniard:

$$\rho_{ij} = \frac{1}{5f} |Z_{ij}|^2$$

Las resistividades aparentes tienen la fase de las Z'_{ij} , es to es, la diferencia de fase entre E_i y H_j .

Las curvas de resistividad aparente contra frecuencia se -

hacen en papel doble logarítmico ya que de esta manera las curvas se presentan suaves y regulares lo que no sucede usando - - otro tipo de escalas.

Factor de Anisotropía.

Aunque pueden ser calculadas las cuatro resistividades aparentes, normalmente solo se calculan las ρ'_{xy} y ρ'_{yx} que son las que se usan en la interpretación. Las otras dos teóricamente debían ser cero en modelos de 2 dimensiones, pero en la práctica nunca sucede. Ello se debe a que en realidad nunca encontraremos en el campo un modelo ideal de dos dimensiones. Para ello se hace necesario definir un factor de anisotropía 's' -- (skewness):

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}$$

Como se podrá ver de 2 y 3, si S es muy grande la estructura en el subsuelo se comporta como una estructura tridimensional y si S es pequeña la estructura en el subsuelo se comporta como una estructura bidimensional. Además esto es cierto para cualquier ángulo de rotación θ , por lo cual S nos puede servir desde el principio para discriminar entre estructuras bidimensionales y tridimensionales a una frecuencia dada.

Tipper.

Cuando tenemos una estructura de dos dimensiones existirá un campo magnético vertical debido a ella. Esto lo podemos obtener a partir de las Ecs. de Maxwell.

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

$$\text{Si: } \vec{E} = E_x \hat{i} + E_y \hat{j} \text{ y } \vec{B} = \mu \vec{H} = \mu (H_x \hat{i} + H_y \hat{j} + H_z \hat{k}):$$

$$\nabla \times \vec{E} = \begin{vmatrix} \hat{i} & \hat{j} & \hat{k} \\ \frac{\partial}{\partial x} & \frac{\partial}{\partial y} & \frac{\partial}{\partial z} \\ E_x & E_y & 0 \end{vmatrix} =$$

$$= \nabla \times \vec{E} = \hat{i} \left(\frac{\partial E_y}{\partial z} \right) - \hat{j} \left(-\frac{\partial E_x}{\partial z} \right) + \hat{k} \left(\frac{\partial E_y}{\partial x} - \frac{\partial E_x}{\partial y} \right) =$$

$$= \hat{i} \mu \frac{\partial H_y}{\partial t} + \hat{j} \mu \frac{\partial H_x}{\partial t} + \hat{k} \mu \frac{\partial H_z}{\partial t}$$

En un instante dado tenemos:

$$H_x \propto \frac{\partial E_y}{\partial z} ; \quad H_y \propto \frac{\partial E_x}{\partial z} ; \quad H_z \propto \frac{\partial E_y}{\partial x} - \frac{\partial E_x}{\partial y}$$

De las ecuaciones anteriores podemos ver que cuando tenemos un modelo unidimensional, H_z del campo secundario es igual a cero ya que E_x y E_y solo cambian con la profundidad. Cuando tenemos un modelo bidimensional con X como eje perpendicular a la discontinuidad y Y como eje paralelo a ella, como se muestra en la figura 8, tendremos que E_x no varía en la dirección Y y

ro E_y si varía en la dirección X al pasar de un lado a otro de la discontinuidad. En este caso H_z secundario será debido a E_y pero esta a su vez es debida a la H_x del campo primario. En resumen, en el caso bidimensional H_z secundario estará relacionada con la componente X del campo magnético primario.

Una vez encontradas las direcciones principales, el encontrar cual de ellas es más coherente con H_z nos ayuda a determinar cual dirección es perpendicular y cual paralela a la discontinuidad.

Para hacer más sistemática la relación de H_z secundario a H horizontal primario, se ha definido un parámetro llamado tipper. Hasta la fecha dicho parámetro ha sido poco útil en los estudios realizados y al parecer es un parámetro que si bien es importante, todavía necesita ser estudiado más a fondo. Una descripción acerca de como calcular dicho parámetro puede ser consultada en Vozoff (1972) y Vozoff (1976).

Por último, haciendo un análisis semejante al anterior en un modelo tridimensional, H_z secundario va a depender tanto de H_x como de H_y . El hecho de que no podamos encontrar una dirección preferencial para la cual el tipper sea notoriamente más coherente que para otras es un indicativo de tridimensionalidad de la estructura en el subsuelo.

El Método Magnetotélico.

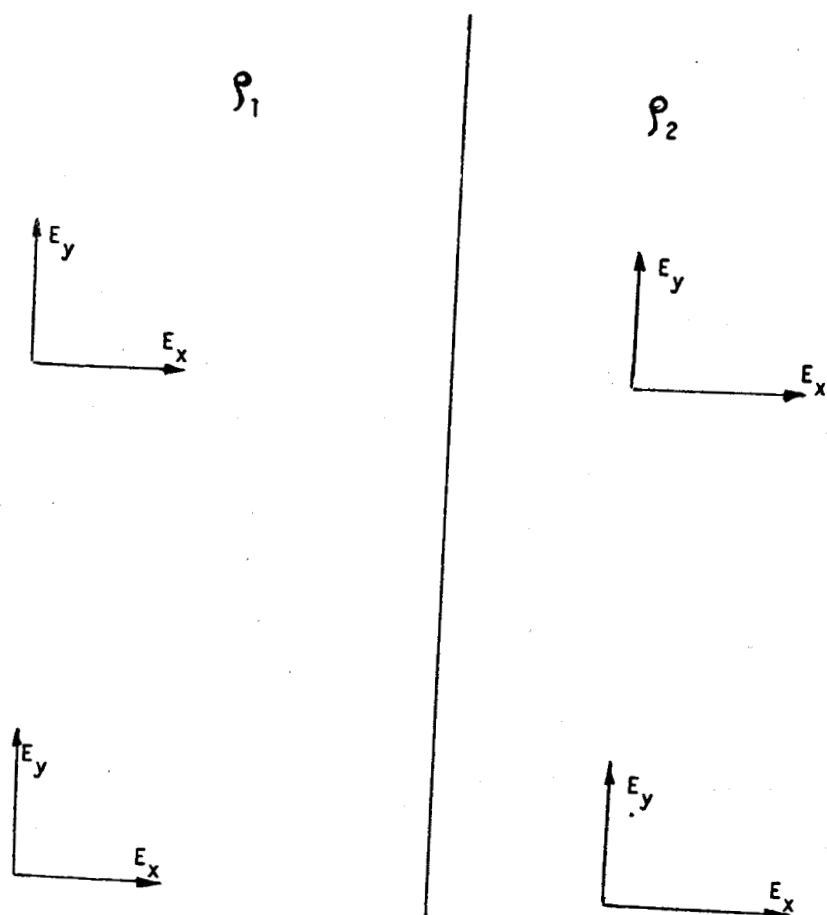


Figura 8.- Campos eléctricos a través de una -
discontinuidad vertical.

INTERPRETACION

Como en casi todos los métodos geofísicos, la interpretación para magnetotélúrico se basa en la comparación de las curvas obtenidas de los datos de campo contra curvas teóricas fabricadas en base de modelos. Lo anterior hace necesario que en este inciso hagamos una breve discusión de modelos clásicos.

Modelo de una dimensión.

Para un modelo unidimensional nos basta conocer la curva de resistividades aparentes o sus fases, ya que ellas contienen toda la información importante. En la figura 9 se comparan dos modelos distintos de dos capas horizontales a través de sus curvas de resistividad aparente contra frecuencia.

A frecuencias muy altas, los grosores de piel son muy pequeños de tal manera que la energía no penetra a la segunda capa. Por lo tanto la resistividad aparente es asintótica a ρ_1 . Cuando las frecuencias son muy bajas los grosores de piel son muy grandes, de tal manera que la capa superior tiene un efecto muy pequeño y la resistividad aparente se aproxima a ρ_2 .

La transición de altas a bajas frecuencias es gradual, teniendo así una curva suave en las frecuencias intermedias. En el modelo B, como la capa superior es más gruesa, es necesario llegar a frecuencias más bajas para obtener una influencia notoria de la segunda capa.

En la figura 10 se muestra un ejemplo de 3 capas con una

segunda capa más conductora que las otras dos.

La curva se aproxima a ρ_1 en altas frecuencias, tiende a ρ_2 a frecuencias intermedias y finalmente se aproxima a ρ_3 a frecuencias bajas. Aunque la resistividad aparente nunca toma valores de ρ_2 , la presencia de ella será evidente siempre y cuando esta no sea muy delgada. De este último modelo se pueden hacer extrapolaciones hacia modelos de más capas con resistividades diferentes.

La forma gradual en la cual el efecto de cada capa aparece hace al método por un lado poderoso y por otro débil. Si, por ejemplo, la segunda capa fuera muy delgada, la resistividad aparente pasaría suavemente de ρ_1 a ρ_3 . La segunda capa no sería evidente a menos que esta fuera notoriamente conductiva. Esta tendencia a promediar los rasgos pequeños permite al método detectar pequeñas variaciones sistemáticas que con otros métodos se perderían. Se puede pensar que el método enfatiza las estructuras de gran espesor a expensas de los detalles finos.

Esta misma característica trae como consecuencia que en los modelos bidimensionales los rasgos estructurales se manifiesten incluso en secciones que no pasan encima de ellos, justificando así el uso de grandes distancias entre los sondeos magnetoteléuticos.

Modelo de 2 dimensiones.

La figura 11 nos muestra el modelo bidimensional más sencillo, la discontinuidad vertical. Aún cuando es el caso más sen

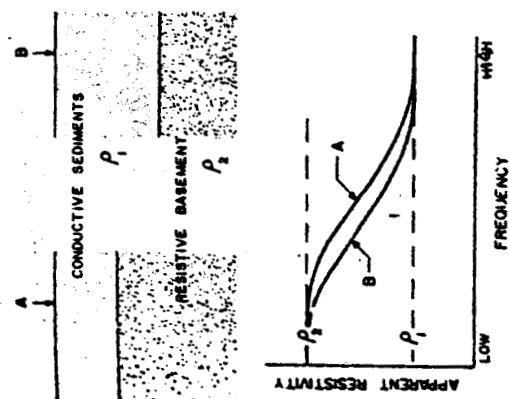


Fig. 9.- Modelos Unidimensionales con espesores diferentes.

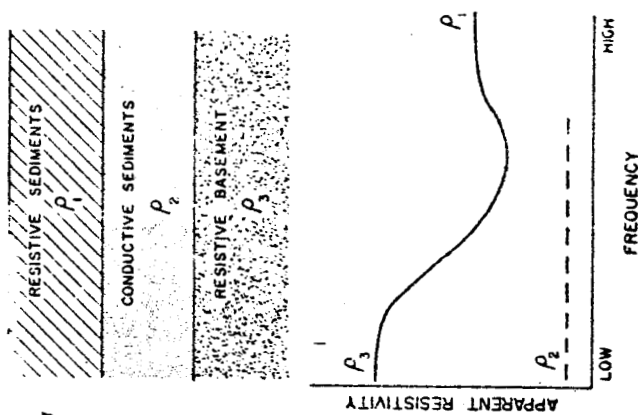


Fig. 10.- Modelo Unidimensional de tres capas.

cillo de dos dimensiones, en el aparecen todas las caracterfsti-
cas que aparecen en los modelos bidimensionales más complicados.
Además su solución teórica es bien conocida.

Las diferencias entre este último y los modelos unidimen--
sionales son básicamente dos: La resistividad aparente y sus -
fases varían con la rotación de los ejes y el tipper no es cero.
Si consideramos dos puntos, uno a cada lado de la discontinui--
dad, cuando los ejes coincidan con las direcciones principales_
en cada punto obtendremos las curvas mostradas en la figura 11.
Los símbolos \parallel y \perp se refieren a la dirección de E respecto a
la discontinuidad.

También se pueden obtener gráficas en las cuales para una-
determinada frecuencia se grafican ρ_{II} , ρ_I y el tipper a través_
de un perfil que cruce la discontinuidad. En la figura 12 se -
muestran curvas de este tipo para una discontinuidad vertical.

Cuando se hacen mediciones a lo largo de una línea se acos-
tumbra presentar los datos en pseudosecciones. En la figura 13
se muestran las pseudosecciones obtenidas teóricamente para una
discontinuidad vertical.

Como se dijo al principio, la interpretación se basa en -
comparar modelos teóricos con los obtenidos en el campo. Es de
cir que para modelos unidimensionales necesitaremos una serie -
de curvas maestras para poder interpretar nuestros datos y para
modelos bidimensionales requeriremos una serie de pseudoseccio-
nes maestras para poder hacer la interpretación. Para modelos_
de dos dimensiones también se pueden usar las técnicas de mode-

lado que consisten en proponer un modelo, calcular su respuesta, compararla con la respuesta obtenida en el campo, cambiar algunos parámetros del modelo original, volver a calcular su respuesta, volver a compararla con la respuesta obtenida en el campo, etc. hasta obtener un modelo que nos de una respuesta que sea lo más parecida a la respuesta de campo.

Es importante tener en cuenta que la interpretación de - - nuestros datos no será única pues de hecho pueden existir muchos modelos que nos den la misma respuesta. La veracidad del modelo obtenido dependerá en gran medida del uso de referencias adicionales que pueden provenir de información geológica u otras técnicas geofísicas.

El Método Magnetotelúrico

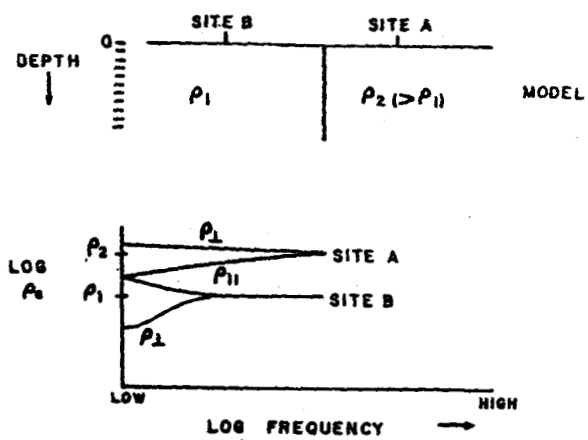


Figura 11.- Modelo bidimensional; discontinuidad vertical.

El Método Magnetotelúrico.

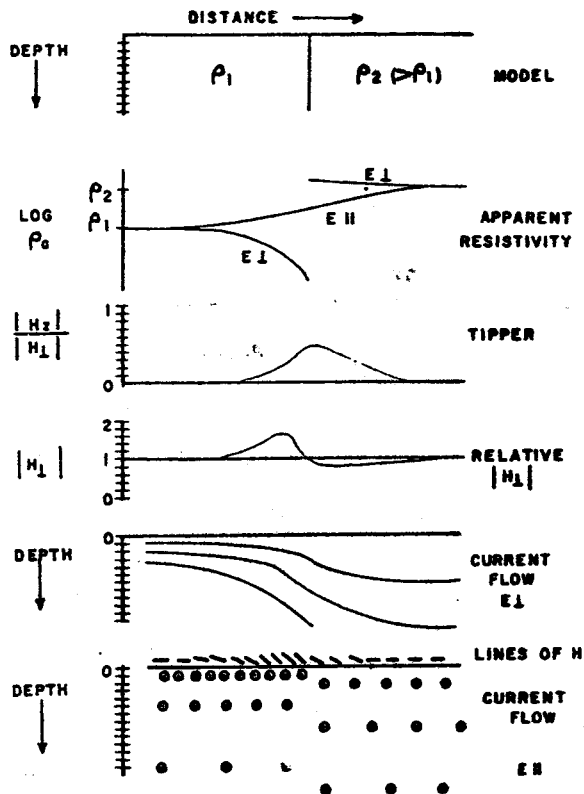


Figura 12.- Modelo bidimensional; discontinuidad vertical con sus curvas caracterfsticas.

El Método Magnetotelúrico.

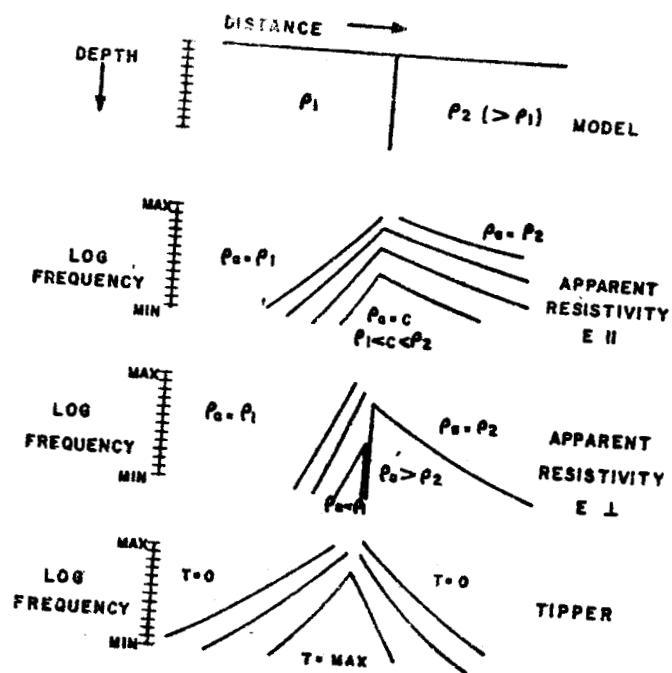


Figura 13.- Modelo bidimensional; discontinuidad vertical y sus pseudosecciones.

DEL AUTOR

El Ing. Alfonso González Ibarra, nació en 1952 en la ciudad de Tepic, Nayarit.

Realizó sus estudios profesionales en la E.S.I.A. (Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura). Más tarde realizó estudios de Postgrado terminando la Maestría en Geofísica en el CICESE.

Ha publicado algunos trabajos de geofísica, inclusive en el boletín de la A.M.G.E. Trabajó en el Depto. de Magnetometría del Consejo de Recursos Minerales y actualmente labora en el Depto. de Magnetoteluría de la Compañía C.A.A.S.A.

* * *

B I B L I O G R A F I A

- Gamble, T.D. 1979 Remote reference Magnetotelluric With SQUID. Ph.D. Thesis. University of California, Berkeley, California. 131pp.
- Hermance, J.F. 1973 Processing of magnetotelluric data. Phys. Earth Planet. Inter. 7: 349-364.
- Jupp, D.L. y Vozoff, K. 1976 Discussion on "The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins" (K. Vozoff) Geophysics 41: 325-328.
- Kao, D.W. y D. Rankin 1977 Enhancement of signal-to-noise ratio in magnetotelluric data. Geophysics 42: 103-110.
- Madden T. y P. Nelson 1964 A defense of Cagniard's magnetotelluric method. Project NR-371-401. Office of naval-research. Geophysics Laboratory MIT.
- Orellana, E. 1974 Prospección Geoelectrica por campos variables. Paranifo, Madrid. 571pp.
- Price, A. T. 1962 The theory of magnetotelluric method when the source field is considered. J. Geophys. Res. 67: 1907-1918.
- Sims, W.E., F.X. Bostick Jr. y H. W. Smith 1971 The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. Geophysics 36: 938-942.
- Srivastava, S.B. 1965 Method of interpretation of magnetotelluric data when source field is considered. J. Geophys. Res. 70: 945-954.
- Vozoff K. 1972 The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. Geophysics 37: 98-114.
- Wait, J.R. 1954 On the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field. Geophysics 19: 281-289.
- Zimmerman, J.E. y W.H. Campbell 1975 Test of SQUID for geomagnetic field measurements. Geophysics 41: 269-284.

**GEOFISICOS CONSULTORES PARA
PETROLEOS MEXICANOS**



Seiscor Corporation of Mexico

**RIO TIBER 50-101 MEXICO 5, D.F.
TELEFONOS : 514-47-94 514-47-96**

**SUBSIDIARIA DE
SEISMOGRAPH SERVICE CORPORATION
6200 East 41st. St. • Box 1590 • Tulsa, Oklahoma, U.S.A.**

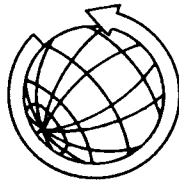
ESPECIALIZADOS EN :

SERVICIO DE GEOFISICA

- Levantamientos :**
- Sismológicos
 - Gravimétricos
 - Magnetométricos
 - Procesado de Datos Magnéticos
 - LORAC-Levantamiento Electrónico

SERVICIO DE REGISTRO DE POZOS

- Registros para Evaluación de Formaciones
- Registros de Pozos de Producción
- Servicio de Terminación Permanente
- Registro Continuo de Velocidad



GEOEVALUACIONES, S.A.

AV. AMACUZAC 615 Mex. 13,D.F. Tels. 5-32-39-19 6-72-09-92

- Servicios de Gravimetría Terrestre
- Geología Superficial
- Métodos Eléctricos para Geohidrología y Geotecnia
- Métodos Sísmicos para Geohidrología y Geotecnia
- Servicios de Registros Geofísicos para pozos de agua
- Servicios de Interpretación
- Análisis Químicos de agua para fines Geohidrológicos e Industriales.

G E O S O U R C E

G E O F I S I C A

SISMOLOGIA X GRAVIMETRIA

(ESPECIALISTAS)

TODO PARA LA EXPLORACION PETROLERA

(COMPANIA GEOSOURCE DE MEXICO, S.A. DE C.V.)

ING. JAVIER MEDINA
GERENTE GENERAL

AVENIDA JUAREZ No. 97-405

TEL. 521-08-34
585-15-70