
BOLETIN DE LA

ASOCIACION MEXICANA DE **GEOFISICOS DE EXPLORACION**

SUMARIO

- **ESTUDIO DE FACTIBILIDAD DEL EMPLEO DE LA ENERGIA SOLAR PARA EL SUMINISTRO DE CORRIENTE A EQUIPO GEOFISICO STANDARD DE SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES.**

Gerardo Ronquillo Jarillo
Miguel Bañales Montes
Cosme Pola Simuta

- **UN METODO DE MODELADO DE PERFIL SISMICO VERTICAL**

Raúl Santiago Valencia
Víctor Sánchez Ramírez
Rubén Contreras Flores

- **CORRELACION DE DATOS GEOFISICOS Y LINEAMIENTOS MAYORES EN EL TERRITORIO MEXICANO.**

Gerardo Ronquillo Jarillo
Gustavo López Gómez
Cosme Pola Simuta

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

MESA DIRECTIVA

1989-1990

Presidente	Ing. Salvador Hernández González
Vicepresidente	Ing. Francisco Ramos García
Secretario	Ing. Jorge Reyes Núñez
Tesorero	Ing. Jaime Guerra Ortíz
Pro-Tesorero	Ing. Jaime Martínez Ramos
Editor	Ing. Rodolfo Marines Campos
Coeditor	Ing. César Navarro Tafoya
Coord. Eventos Técnicos	Ing. Rubén Rocha de la Vega
	Ing. F. Javier Sánchez De Tagle
Coord. Eventos Sociales	Ing. Rafael Centeno Urrutia
	Ing. Carlos López Ramírez

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Reynosa	Ing. Alberto Rodríguez Villagómez
Tampico	Ing. Rogelio Macedo Velasco
Poza Rica	Ing. Julio Cerrillo Cruz
Coatzacoalcos	Ing. Jerónimo Rivera Juárez
Villahermosa	Ing. Eloy Ruíz Rojas
Cd. del Carmen	Ing. Fidencio Díaz Zamora
San Luis Potosí	Ing. Santiago Arellano Islas
Córdoba	Ing. Sergio Figueroa Arias
Chihuahua	Ing. Enrique de la Rosa Santoscoy
Morelia	Ing. Jesús Arredondo Fragoso

VOCALES

I.M.P.	Ing. José Salinas Altés
I.P.N.	Ing. Ricardo Díaz Navarro

U.N.A.M.
EXTERIOR
JUBILADOS

Ing. Juan Brandi Purata
Ing. Andrés Ramírez Barrera
Ing. Ezequiel Meneses Gómez

- Para todo asunto relacionado con el Boletín Técnico, como manuscritos, suscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o universidades, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

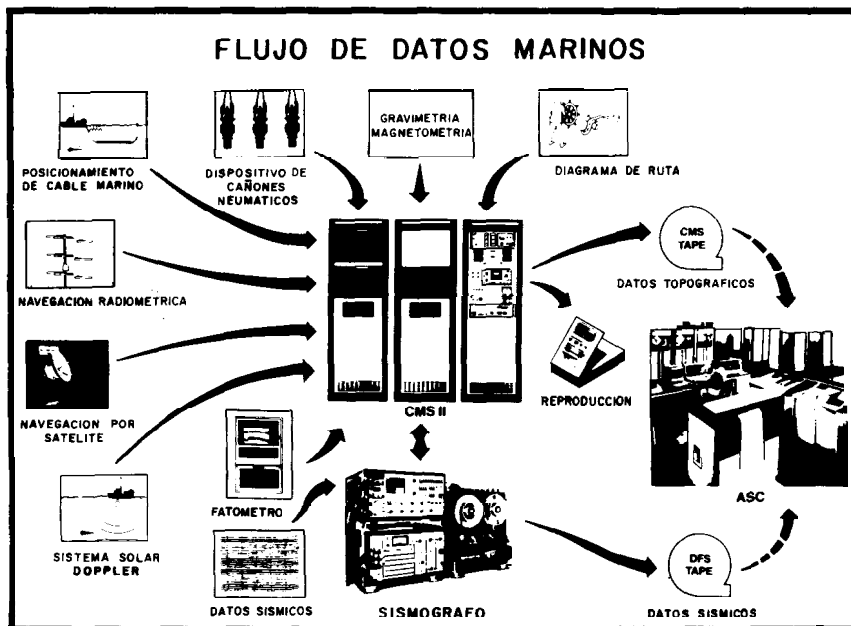
M. en C. Rodolfo Marín Campos
Apartado Postal 57-275
México, D.F., C.P. 06500
Tel.: 567 82 61

Las aseveraciones y opiniones expresadas en los escritos en este boletín, son de la exclusiva responsabilidad de los autores.

Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Boletín trimestral editado por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Apartado Postal 57-275, México, D.F., C.P. 06500, Tels.: 545 79 68, 531 63 18 Y 254 20 44 exts.: 22537 y 23519. Solicitada la autorización como correspondencia de segunda clase en la Administración de Correos, D.F. Solicitada la licitud correspondiente a la Dirección de Publicaciones y Revistas Ilustradas de la Secretaría de Educación Pública. Prohibida su reproducción total o parcial sin la autorización de la A.M.G.E.

CMS II

El corazón del sistema marino totalmente integrado



El sistema de exploración marina de GSI proporciona el poder y la flexibilidad necesaria para la exploración geofísica marina de hoy.

El sistema marino configurado CMS II, con características de registro de datos automática, integra un conjunto de subsistemas opcionales en el más potente sistema marino de exploración con que cuenta la industria.

- ☐ **GEONAV*** Sonar/Sistema de navegación por Satélite.
- ☐ Sistema multisensor radiométrico de posicionamiento.
- ☐ **ADL** Sistema de Registro Automático de Datos.
- ☐ **SEISTRACK*** Sistema de posicionamiento de cable marino

- ☐ **TIGER** Sistema de control de cañones neumáticos.
- ☐ **MARISAT*** Sistema de comunicación mediante Satélites.

El sistema CMS II virtualmente elimina el error humano —disminuyendo el tiempo de entrega y proporcionando mayor exactitud en el procesamiento sísmico de los datos.

Esta capacidad de GSI puede ser adaptada a sus necesidades.

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



GEOEVALUACIONES, S.A.

ESPECIALISTAS EN EXPLORACION

- EXPLORACION GEOELECTRICA.
- LEVANTAMIENTOS GEOHIDROLOGICOS INTEGRALES.
- EXPLORACION GEOLOGICA.
- PROSPECCION GRAVIMETRICA Y MAGNETOMETRICA.
- FOTOINTERPRETACION.
- LEVANTAMIENTOS TOPOGRAFICOS Y GEODESICOS.
- PROCESAMIENTO DE DATOS GEOFISICO-GEOLOGICOS.
- EXPLORACION MINERA.
- SERVICIOS DE INTERPRETACION.
- ASESORIAS ESPECIALES.

Av. Amacuzac # 615 Tel. 532-39-19 y 672-09-92 Código Postal 09440
Col. San Andrés Tetepilco México, 13 D.F.

ESTUDIO DE FACTIBILIDAD DEL EMPLEO DE LA ENERGIA SOLAR PARA EL SUMINISTRO DE CORRIENTE A EQUIPO GEOFISICO STANDARD DE SONDEOS ELECTRICOS VERTICALES

*Dr. Gerardo Ronquillo Jarillo**

*M.C. Miguel Bañales Montes**

*Dr. Cosme Pola Simuta**

INTRODUCCION.

En la actualidad los equipos eléctricos standard en la realización de un SEV's, emplean diferentes fuentes de suministro de corriente eléctrica. Sin embargo, estas fuentes son costosas, pesadas y en ocasiones generan importantes corrientes por inducción enmascarando la información útil, por ejemplo un generador. Por otro lado, también se suele emplear baterías standard que son de elevado costo y con una duración de vida no muy grande.

Basándose en una particularidad específica de los SEV's que la potencia total (P_o), que se consume durante todo un SEV, es considerablemente mayor a la potencia media (P_m), que se requiere en un simple ciclo de medición. Además, el tiempo necesario para la medición de la corriente en los electrodos de alimentación (AB) y el voltaje en los electrodos de medición (MN), se determina solamente durante el proceso de formación de la corriente. También, es necesario tomar en cuenta que en la mayor parte del territorio mexicano, por lo general durante todas las estaciones del año, se tiene un gran potencial de energía solar, es recomendable que en calidad de fuente de energía de baja potencia, se utilicen celdas solares conectadas a acumuladores y a un sistema electrónico automático. La potencia de estas celdas se podrá utilizar, por ejemplo en un SEV, con aperturas electródicas de AB de hasta 800 m.

* Facultad de Ciencias de la Tierra.
Universidad Autónoma de Nuevo León.
Unidad Linares.

GENERALIDADES Y ANALISIS DE FACTIBILIDAD.

El tiempo necesario para la medición de la corriente en el circuito de alimentación (AB) y el voltaje en los electrodos de medición (MN), es función del proceso de formación de la corriente. En la mayoría de los casos la corriente se estabiliza después de un tiempo $\Delta t < 1$ segundo. Con suficiente exactitud, este proceso de transición de la corriente, se puede describir aproximadamente (Yakubovsky, 1980) de la forma siguiente:

$$I_{AB}(t) = I^{\circ}AB(1 - e^{-mt}) \quad (1)$$

donde: m-parámetro que determina la duración del proceso de transición

$I^{\circ}AB$ -corriente final

Entonces la potencial $W(T)$ que se consume durante un tiempo T será,

$$W(T) = E_{AB} I^{\circ}AB \int_0^T (1 - e^{-mt}) dt \quad (2)$$

$$W(T) = Po(T - \frac{1}{m} + \frac{1}{m} e^{-mT})$$

por lo que durante las mediciones siempre deberemos trabajar con corrientes estacionarias, entonces tendremos que:

$$\frac{1}{m} e^{-mT} \ll \frac{1}{m} \quad (3)$$

$$W(T) = Po(T - \frac{1}{m})$$

$$W(T) = PoT(1 - \frac{1}{mT})$$

Si el lapso de tiempo necesario para que I_{AB} tenga un valor de 0.99 del nivel de I°_{AB} (Fig. 1), se representa con Δt_o , y si $m = \frac{4.6}{t_o}$ entonces de la ecuación (3) obtendremos:

$$W(T) = P_o T \left(1 - \frac{\Delta t_o}{4.6 T} \right)$$

por lo siguiente. cuando $T \geq 2A t_o$, entonces tenemos que:

$$W(T) \geq 0.9 P_o T$$

$$W(T) \gg \Delta t_o = P_o t$$

donde: EAB - Voltaje de los electrodos de alimentación

T - tiempo en el cual se realiza la medición.

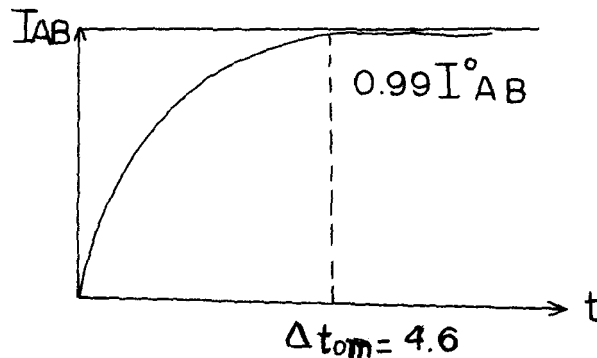


Fig. 1. Tiempo necesario para que I_{AB} tenga un valor 0.99 de I°_{AB} .

En general la potencia total "W" necesaria para la realización de un SEV será,

$$W_N = \sum_{K=1}^N P_K T \quad (5)$$

donde: N - número de abertura AB
 P_k - potencia que se consume en la medición
 en la k-ésima apertura.

De lo anterior, es necesario realizar un cálculo de control de medición, por lo que la ecuación (5) nos quedará:

$$W_n = \frac{1}{2} \sum_{K=1}^N P_K T \quad (6)$$

Las magnitudes de la potencia seleccionada en la línea de alimentación aumenta conforme aumentan las aperturas electródicas AB. Si tenemos que las distancias son mayores o aproximadamente iguales a 800 metros, es necesario tener una potencia P_N, y es posible considerar que,

$$W_n = \frac{1}{2} P_N T N \quad (7)$$

Si designamos el tiempo de realización de un sondeo como T₀, entonces la potencia media que se consume en un sondeo será:

$$P_M \approx \frac{1}{2} P_N N \frac{T}{T_0} \quad (8)$$

$$\frac{P_N}{P_M} = \frac{T_0}{2NT} \gg 1 \quad (9)$$

De la ecuación (9) se deduce que la energía necesaria para la realización de un "SEV", se puede obtener de fuentes de baja potencia utilizando baterías adecuadas de energía. En la mayor parte del territorio de México, en calidad de fuentes de energía de baja potencia, es recomendable utilizar celdas solares, la potencia de estas celdas se podrá utilizar por ejemplo en un SEV con abertura de AB hasta más de 800 metros utili-

zando equipos Scintrex y otros similares.

En el equipo Scintrex TSQ-2E, la potencia máxima de la fuente es de 500 watts; si tomamos $T = 4$ seg. N-8 y $T_0 = 14,400$ seg. obtendremos $PM = 2.222$ watts. Las celdas solares pueden ser del tipo génesis, con las siguientes especificaciones: largo 34.7 cm, ancho 33.3 cm, espesor 1.3 cm, y peso 1.4 kg, teniendo una potencia máxima de 5 watts, es decir, que completamente satisface el suministro de energía de un "SEV". Considerando el voltaje de salida de las celdas solares, en calidad de acumulador de la energía eléctrica, se recomienda utilizar alguno de los acumuladores de 12 volts que existen en el mercado o de níquel cadmio.

El tipo de acumulador se puede determinar partiendo de la magnitud de la corriente seleccionada para efectuar la medición. La magnitud de la corriente que nos puede dar el acumulador, se determina por la capacidad de éste y por su tipo (ácido o alcalino):

donde: $I_1 = \alpha A$
 A - capacidad amper. hora
 α - coeficiente que depende del tipo de acumulador

Si con un voltaje E_2 , por la línea de alimentación fluye una corriente I_2 , entonces la corriente que se toma del acumulador será:

$$I_1 = I_2 \frac{E_2}{E_1} = \alpha A \quad (10)$$

donde: E_1 - voltaje de salida del acumulador
 A - capacidad del acumulador

Se puede disminuir solamente la magnitud I_1 , calculando una conexión en paralelo de varios acumuladores, para "n" acumuladores obtendremos:

$$I_2 \frac{E_2}{nE_1} = \frac{P_2}{nE_1} = \alpha A \quad (11)$$

entonces:

$$A = \frac{P_2}{nE_1 \alpha} \quad (12)$$

Para acumuladores de plomo cuando $T \leq 10$ seg, se puede tomar $\alpha \approx 1$; $E_1 = 12$ volts. Entonces cuando $P_2 = 500$ watts, obtendremos que $A \approx 42$ amper. hora/n; de aquí deducimos que para acumular energía se puede utilizar un acumulador con una capacidad de 42 amper. hora, esto sería de un acumulador de automóvil, o dos acumuladores con una capacidad cada uno de 21 amper. hora o cuatro acumuladores con una capacidad cada uno de 10.5 amper. hora, entonces el peso del acumulador ya sea uno o el arreglo sería prácticamente igual.

CONSIDERACIONES ELECTRONICAS

Los equipos electrónicos requieren a menudo, para su operación, un voltaje de corriente directa (C.D.), diferente al voltaje disponible en la fuente de poder, como se muestra en el diagrama de bloques (Fig. 2). El circuito usado para convertir eficientemente la corriente directa de un nivel a otro se denomina convertidor de potencia C.D. Los convertidores de potencia más simples y eficientes contienen usualmente dos transistores de potencia y un transformador especial conectados en tal forma que existe una acción de conmutación regenerativa entre los dos transistores. El transformador (acoplador de potencia) es una parte vital del sistema, tiene un núcleo con una curva de histéresis que se aproxima a una onda cuadrada, por lo cual la salida es una onda cuadrada perfecta, y el voltaje resultante después de la rectificación contiene una ondulación muy pequeña.

En un C.D., se requiere de una fuente que sea capaz de poder entregar potencia suficiente para poder alimentar un sistema electrónico (fig. 2). La Fuente puede ser de celdas solares conectadas con acumuladores y un convertidor de C.D., el cual su circuito básico se muestra en la (fig. 3), donde su salida está magnéticamente acoplada a su entrada a través de un transformador, con un núcleo de acero al 3% de Si, ferrita o de otros materiales.

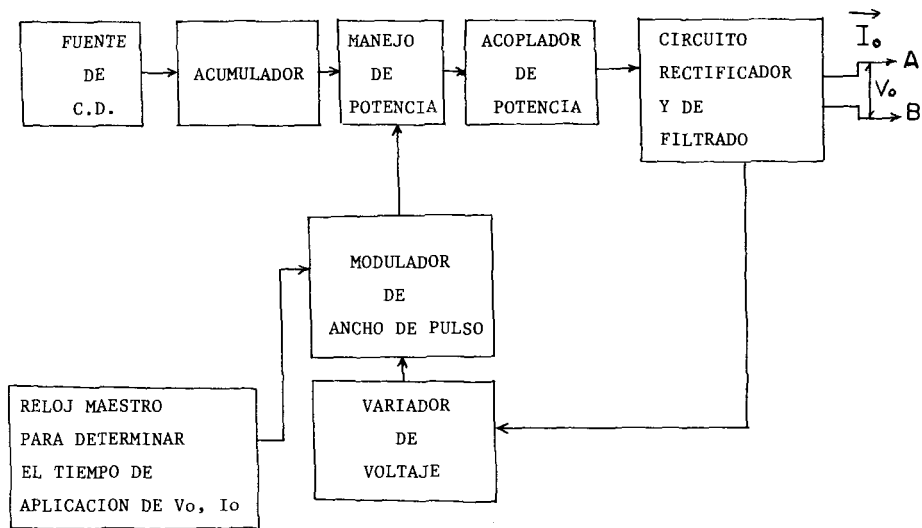


Figura 2. Diagrama de bloques del sistema electrónico para la alimentación de un SEV.
 V_o — voltaje de salida; I_o — corriente de salida; A y B — electrodos de corriente.

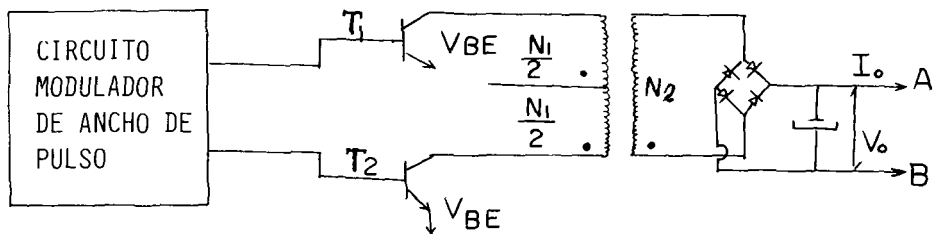


Fig. 3. Circuito básico de un convertidor de C.D. T_1 y T_2 — transistores; V_{BE} — voltaje base-emisor; V_o — voltaje de alimentación; N_1 — número total de vueltas en el primario; N_2 — número total de vueltas en el secundario.

Si suponemos que en la (fig. 3), el T_1 está conduciendo el voltaje de alimentación y sufre una caída a través del primario N_1 del transformador, se genera rápidamente un cambio de flujo lineal, tal como se muestra en la ecuación (13). Además, no se considera el voltaje de saturación del transistor y la caída resistiva N_1 .

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{V_B}{N_1 \times 10^{-8}}$$

donde:

$\frac{d\phi}{dt}$ cambio de flujo en el núcleo con respecto al tiempo en
 dt Webers/segundo.

El flujo variable en el núcleo induce un voltaje en las otras bobinas con una polaridad mostrada por los puntos de la (fig. 3), y con la magnitud proporcional a la relación de vueltas. Cuando el núcleo se acerca a

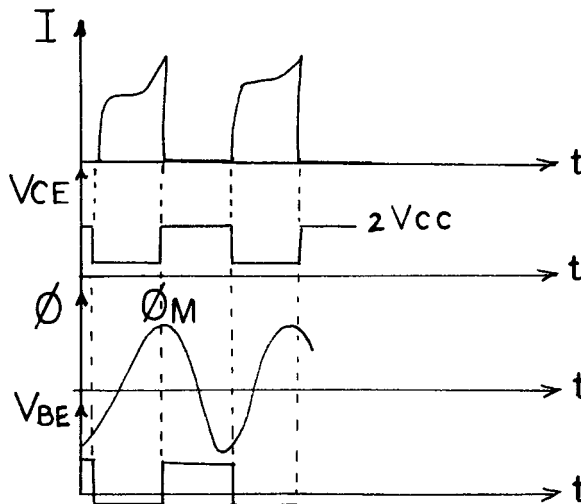


Fig. 4. Formación de curvas en el transformador y transistores. I - corriente; V_{CE} - voltaje colector-emisor; V_{CC} - voltaje de alimentación; ϕ - flujo magnético; ϕ_m - flujo magnético máximo; V_{BE} - voltaje base-emisor y t - tiempo.

la saturación, los voltajes inducidos disminuyen. El transistor T_2 se encuentra en condición de apertura o abierto.

Cuando se deja de excitar la base de T_1 y se excita la base de T_2 , se encierra y empieza a variar el flujo magnético en el transformador y por lo tanto empieza a inducir un voltaje en las bobinas.

Debe observarse que cuando T_1 está en conducción, N_1 del transistor T_2 tiene un voltaje inducido con la polaridad tal, que se suma al voltaje de alimentación. Consecuentemente, a través de cada transistor aparece un voltaje igual al doble del voltaje de alimentación durante el tiempo de cierre.

En la (fig. 4), se muestran las curvas formadas en el transformador y en los transistores.

La función de los transistores consiste sencillamente en conmutar la fuente de C.D. de una mitad del primario con derivación central, impidiendo así que el voltaje de C.D., de la onda cuadrada resultante sea transformada al secundario.

La tensión de la onda cuadrada producida por la acción conmutativa de T_1 y T_2 , se acopla a través del transformador que tiene dos funciones principales, las cuales son llevar a cabo la función normal de transformación de potencia y determinar la frecuencia de oscilación, posteriormente, se conecta al puente rectificador y al filtro, desarrollándose una tensión filtrada y de amplitud constante. Como la onda cuadrada produce muy poco ruido, se simplifican notablemente los requisitos de filtrado.

Otro elemento importante dentro del sistema electrónico es modulador de ancho de pulso que excita las bases de los transistores para hacerlos conmutar a diferentes tiempos, logrando con esto que los transistores no se traslapen en su conmutación y resultando con esto un consumo mínimo de energía, siendo esto útil para el aprovechamiento en nuestro sistema. La función del variador de voltajes es para seleccionar niveles de voltajes distintos a fuente, para la utilización de los diferentes tipos de terreno y las aberturas mayores de los electrodos A y B en un SEV.

Para un mayor aprovechamiento de la energía en la realización de un SEV, se utiliza un reloj que automáticamente conecta y desconecta la energía utilizada en un determinado tiempo, dando origen a un mínimo de pérdida de energía.

Actualmente en la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, se tiene el primer prototipo.

CONCLUSIONES.

La experimentación del prototipo desarrollado trabajó exitosamente en la realización de sondeos eléctricos verticales, dándonos excelentes resultados. Además, consideramos que este tipo de fuente es recomendable su desarrollo desde el punto de vista ecológico y recomendamos utilizarlo en otros métodos geofísicos donde se emplea equipo portátil que utilice fuentes de energía de baja potencia.

AGRADECIMIENTOS.

Los autores expresan su agradecimiento al Sr. Rector de la Universidad Autónoma de Nuevo León (UANL), ING. GREGORIO FARIAS LONGORIA, al Sr. Vice-Rector, LIC. DAVID GALVAN ANCIRA, así como al DR. LUTZ BRINCKMAN S., por su apoyo directo en la realización de este proyecto. También al Profesor ARKADIO V. KALININ de la Universidad Estatal de Moscú, por su asesoramiento. Asimismo, al DR. OSCAR CAMPOS por sus comentarios al presente trabajo.

BIBLIOGRAFIA.

Koltun, M.M., 1987.- Solnechnie elementi, M., Nauka, 192 c.

Yakubovsky, B., 1980.- Electrorazvedka, M., 384 c.

UN METODO DE MODELADO DE PERFIL SISMICO VERTICAL *

*M. en C. Raúl Santiago Valencia***

*Ing. Víctor Sánchez Ramírez****

*Ing. Rubén Contreras Flores****

INTRODUCCION

En la exploración sísmica petrolera se han desarrollado técnicas avanzadas encaminadas a optimizar la interpretación geológica-geofísica. Una de estas técnicas es el perfil sísmico vertical (PSV), el cual consiste en la obtención de información sísmica colocando una fuente de energía sobre la superficie y una serie de detectores espaciados regularmente dentro de un pozo. La manera común de presentar los PSV's son registros de profundidad contra tiempo. (Fig. 1).

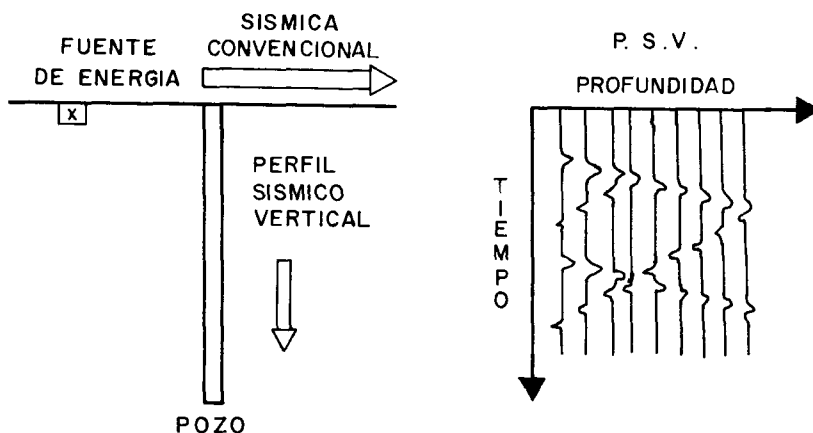


FIGURA .1.

* Trabajo desarrollado en la División de Tecnologías de Métodos Potenciales de la Gerencia de Geofísica del I.M.P.

** C.I.I.D.I.R. del I.P.N., Unidad Oaxaca.

*** Gerencia de Geofísica de la Subdirección de Exploración del Instituto Mexicano del Petróleo.

Dentro de las aplicaciones de esta nueva técnica podemos citar:

- a) Identificación de reflejos múltiples y las capas que los originan.
- b) Nos proporciona un método efectivo para relacionar los tiempos de viaje de las ondas sísmicas con profundidad.
- c) Ayuda a determinar la perforación adicional para alcanzar un objetivo debajo del pozo, etc.

PROCESAMIENTO DE DATOS

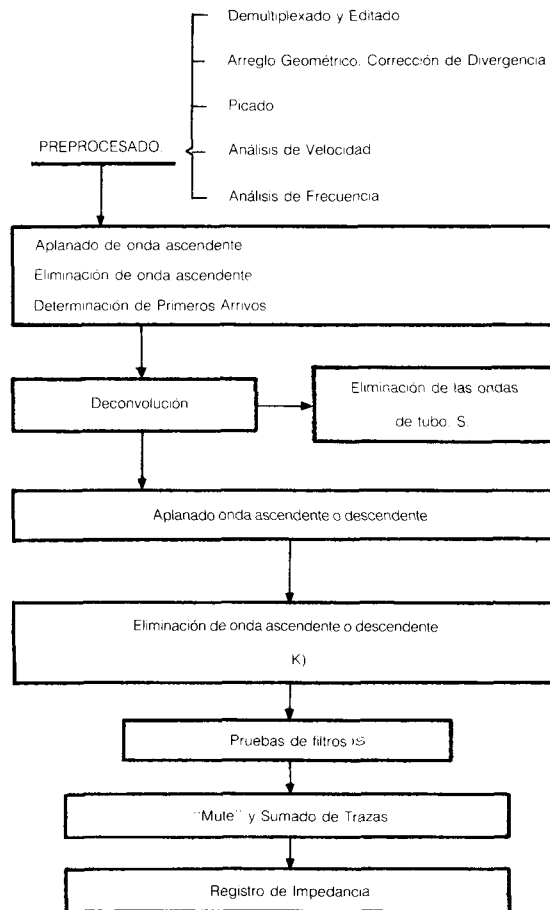


FIGURA. 2.

Aún cuando el procesamiento de datos PSV no es muy complicado (Fig. 2), su interpretación requiere del modelado sísmico.

MODELADO SISMICO

Los datos de campo se interpretan en términos geológicos, los cuales son transformados a modelos geofísicos con la finalidad de generar las secciones o perfiles sísmicos sintéticos. Si los datos generados se comparan con los de campo, es posible verificar si nuestra interpretación es correcta o no. Cuando los resultados de la comparación no son satisfactorios, podemos modificar nuestro modelo geológico realizando este proceso tantas veces sea necesario.

La Figura 3 esquematiza el procedimiento a seguir en el modelado sísmico.

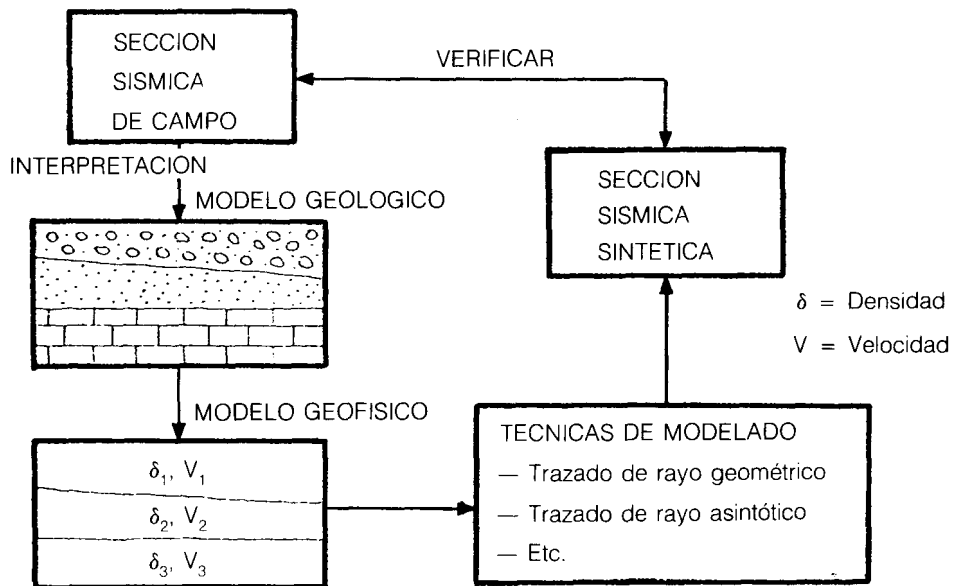


Fig. 3

Existen diversas técnicas de modelado sísmico las cuales pueden clasificarse de acuerdo a sus bases teóricas como:

-
- 1) Ondas o Rayos
 - 2) Acústicos o Elásticos

Así dentro de las técnicas de modelado por rayos tenemos:

- a) Teoría de rayo geométrico (acústica)
- b) Teoría de rayo asintótico (elástica)

Las técnicas de modelado por teoría de onda son:

- a) Teoría de onda generalizada (elástica)
- b) Teoría de onda de Kirchhoff (acústica)
- c) Síntesis de Fourier (elástica)
- d) Diferencias finitas (elástica)
- e) Elementos finitos (elástica)

Cada una de las técnicas poseen ventajas y desventajas en los que se involucran, su capacidad para simular efectos de interferencia, modos de conversión de las ondas, difracciones, modelos geológicos complejos, así como el tiempo de computación que requieran.

Aun cuando el objetivo principal de este trabajo es describir detalladamente el modelado por *trazado de rayos geométricos*, mencionaremos brevemente los fundamentos de los otros seis métodos.

TEORIA DE RAYO ASINTOTICO.

De la ecuación elasto-dinámica de movimiento de un medio isotrópico no homogéneo tenemos:

$$\delta \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{U}) + \mu \nabla^2 \vec{U} + \nabla \lambda (\nabla \cdot \vec{U}) + \nabla \mu \times (\nabla \times \vec{U}) + 2(\nabla \mu \cdot \nabla) \vec{U} \dots 1$$

en donde:

$\vec{U}(X_i, t)$ = Vector desplazamiento

λ, μ = Constantes de Lamé

δ = Densidad del medio

Suponiendo que el frente de onda se describe por la ecuación

$$t = \tau (X_i)$$

En este caso conviene buscar la solución en la forma de series

$$\vec{U}(X_i, t) = \sum_{k=0}^{\infty} \vec{U}_k(X_i) F_k(t - \tau(X_i)) \quad (1)$$

Para el caso de ondas armónicas de alta frecuencia

$$F_k(L) = (-i\omega)^{-k-\gamma} e^{(-i\omega L)} \quad \gamma = \text{CONSTANTE}$$

Por lo que la solución que se asume tiene la forma de una serie infinita en potencia inversa de la frecuencia.

$$\vec{U} = e^{(-i\omega(t - \tau(X_i)))} \sum_{k=0}^{\infty} (-i\omega)^{-k-\gamma} \vec{U}_k(X_i) \quad (2)$$

Si sustituimos la ecuación 2 en 1 y considerando las condiciones iniciales, podemos calcular $\tau(X_i)$ y $U_k(X_i)$ $k = 0, 1, 2, 3, \dots$

Para esta técnica de modelado los fenómenos de difracciones se excluyen, sin embargo, es posible incorporar modos de conversión de ondas como P-SV.

TEORIA GENERALIZADA DE RAYO.

En ausencia de fuerzas externas, las ecuaciones fundamentales de movimiento son:

$$\delta \frac{\partial^2}{\partial t^2} U_k = \sum \frac{\partial}{\partial x_i} P_{ik}$$

De la Ley de Hooke:

$$P_{ik} = \lambda (\nabla \cdot \vec{U}) \delta_{ik} + \mu \left(\frac{\partial}{\partial x_i} U_k + \frac{\partial}{\partial x_k} U_i \right)$$

en donde: $\delta_{ik} = \begin{cases} 1 & \text{si } i = k \\ 0 & \text{si } i \neq k \end{cases}$ (3)

Así podemos obtener de la Ecuación (3).

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \vec{U} = \frac{\lambda + \mu}{\delta} \nabla (\nabla \cdot \vec{U}) + \frac{\mu}{\delta} \nabla^2 \vec{U} \quad (4)$$

Empleando la identidad vectorial

$$\nabla^2 \vec{U} = \nabla \nabla \cdot \vec{U} - \nabla \times \nabla \times \vec{U}$$

De manera que la ecuación (4) será

$$\frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\delta} \nabla (\nabla \cdot \vec{U}) - \frac{\mu}{\delta} \nabla \times \nabla \times \vec{U} \quad (5)$$

Si consideramos \vec{U} como una función periódica, de frecuencia $\frac{\omega}{2\pi}$

$$\vec{U} = R(e^{-i\omega t} \vec{U}_0) \quad \frac{\partial \vec{U}}{\partial t} = -i\omega \vec{U}_0 e^{-i\omega t}$$

$$\frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} = -\omega^2 \vec{U}_0 e^{-i\omega t}$$

En este caso podemos obtener de (5)

$$\vec{U} = \frac{1}{h^2} \nabla \nabla \cdot \vec{U} + \frac{1}{K^2} \nabla \times \nabla \times \vec{U}$$

donde

$$h^2 = \frac{\omega^2 \delta}{\lambda + 2\mu}, \quad K^2 = \frac{\omega^2 \delta}{\mu}$$

Si introducimos un nuevo escalar ϕ y vector $\vec{\psi}$ como:

$$\phi = -\frac{1}{h^2} \nabla \cdot \vec{U}, \quad \vec{\psi} = \frac{1}{K^2} \nabla \times \vec{U}$$

Podemos escribir \vec{U}

$$\vec{U} = -\nabla \phi + \nabla \times \vec{\psi} \quad (6)$$

Las cantidades ϕ y $\vec{\psi}$ satisfacen las ecuaciones diferenciales

$$\nabla^2 \phi = -h^2 \phi$$

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

$$\nabla^2 \vec{\psi} = -K^2 \vec{\psi}$$

Si ϕ y $\vec{\psi}$ satisfacen las ecuaciones anteriores y \vec{U} se define en la ecuación (6) tenemos:

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \vec{U} &= h^2 \phi \\ \nabla \times \vec{U} &= K^2 \vec{\psi} \end{aligned}$$

En el caso de coordenadas cilíndricas definimos:

$$\begin{aligned} X &= \gamma \cos \theta \\ Y &= \gamma \sen \theta \end{aligned}$$

De modo que las componentes de \vec{U} serán $(u \cos \theta, v \sen \theta, w)$ donde u y v son funciones de r y z .

De ahí que es también función de r y z

Las componentes de ψ son:

$$(-\psi \sen \theta, \psi \cos \theta, 0)$$

Lo anterior implica que las componentes del gradiente de ϕ son:

$$\left(\frac{\partial}{\partial \gamma} \phi \cos \theta, \frac{\partial \phi}{\partial \gamma} \sen \theta, \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \quad (7)$$

y las componentes del rotacional de ψ son:

$$\left(-\frac{\partial \psi}{\partial z} \cos \theta, -\frac{\partial \psi}{\partial z} \sen \theta, \frac{\partial \psi}{\partial r}, \frac{\psi}{r} \right) \quad (8)$$

De la ecuación (6) sabemos que:

$$\vec{U} = -\nabla \phi + \nabla \times \vec{\psi}$$

Si sustituimos en esta ecuación las ecuaciones (7) y (8) obtenemos las expresiones de las componentes r y z

$$u = -\frac{\partial \phi}{\partial r} - \frac{\partial \psi}{\partial z}, \quad v = -\frac{\partial \phi}{\partial z} + \frac{\partial \psi}{\partial r} + \frac{\psi}{r}$$

Calculando la divergencia y el rotacional de \vec{U} de las ecuaciones anteriores podremos obtener las ecuaciones diferenciales para ϕ y ψ esto es:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} + h^2 \phi \quad 9$$

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \psi}{\partial r} - \frac{1}{r^2} \psi + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} + K^2 \psi = 0 \quad 10$$

Que corresponden a las ecuaciones:

$$\nabla^2 \phi = -h^2 \phi$$

$$\nabla^2 \vec{\psi} = -K^2 \vec{\psi}$$

Soluciones para las ecuaciones (9) y (10) son:

$$\phi = \frac{K}{(K^2 - h^2)^{1/2}} A e^{z(K^2 - h^2)^{1/2}} J_0(Kr)$$

$$\vec{\psi} = \frac{K}{(K^2 - K^2)^{1/2}} B e^{z(K^2 - K^2)^{1/2}} J_1(Kr)$$

Estas soluciones pueden integrarse con respecto a K, si A y B son funciones de K.

En esta técnica de modelado puede incluirse atenuación en forma de divergencia esférica, asimetría de modelos de capas planas estratificadas, sin embargo, no pueden simularse mecanismos de absorción y dispersión.

SINTESIS DE FOURIER.

Cuando la velocidad y la densidad son variables en el espacio, la ecuación de onda es:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{\delta} \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{1}{\delta} \frac{\partial P}{\partial y} \right) = \frac{1}{c^2 \delta} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} + S \quad (11)$$

donde:

- $P(x,y,t)$ = Presión
- $\delta(x,y)$ = Densidad
- $C(x,y)$ = Velocidad
- $S(x,y,t)$ = Fuente

El método de Fourier resuelve la ecuación 11 discretizando en el espacio y en el tiempo y produce la siguiente expresión:

donde:

$$SF^n(i,j) = \frac{1}{c^2 \delta \Delta t^2} \left[F^{n+1}(i,j) - 2F^n(i,j) + F^{n-1}(i,j) \right] + S^n(i,j)$$

$F^n(i,j)$ y $S^n(i,j)$ representan la presión y la fuente respectivamente para $t = n\Delta t$ en el tiempo y en el espacio $x = x_0 + (i-1)\Delta x$, $y = y_0 + (j-1)\Delta y$. $SF^n(i,j)$ representa la aproximación numérica de la parte izquierda de la ecuación 11.

La figura sintetiza el proceso empleado para modelado sísmico utilizando la síntesis de Fourier.

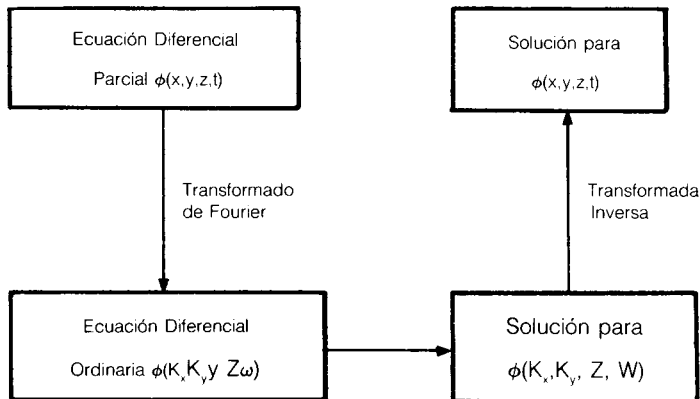


Fig. 4

Con esta técnica es posible incluir efectos de interferencia, múltiples, atenuación y modelos geológicos complejos, sin embargo, no pueden incluirse difracciones.

METODO DE KIRCHHOFF.

Considerando la distribución de densidad o fuerzas (F) que dependen del volumen la ecuación de onda será:

$$\nabla^2 \psi + F(x, y, z, t) = \frac{1}{\gamma^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} \quad (12)$$

Analicemos la solución de la ecuación sin fuerzas externas.

Considera un punto P(x,y,z) dentro de una superficie S, τ representa el volumen el cual está limitado por la superficie S. Sea s la superficie de una esfera pequeña de radio ξ y que rodea a P. R es la distancia del punto P a cualquier punto sobre la superficie S, n es el vector normal a S (Fig. 5).

$$R = \sqrt{(x_1 - x)^2 + (y_1 - y)^2 + (z_1 - z)^2}$$

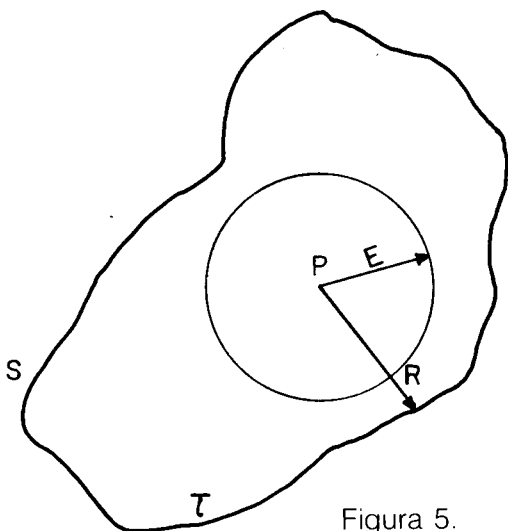


Figura 5.

Del Teorema de Green

$$\iint_s \left\{ v \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{R} \right) - \frac{1}{R} \frac{\partial v}{\partial n} \right\} ds + \iint_s \left\{ v \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{R} \right) - \frac{1}{R} \frac{\partial v}{\partial n} \right\} ds + \iiint_\tau \frac{1}{r} \nabla^2 v d\tau = 0$$

haciendo $V = \psi(x, y, z, t)$

La parte de la integral de volumen de la ecuación anterior puede transformarse a una integral de superficie en el caso de una superficie $s + S$

así:

$$\underbrace{\iint_s \left\{ \psi \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{R} \right) - \frac{1}{R} \frac{\partial \psi}{\partial n} - \frac{1}{vR} \frac{\partial R}{\partial n} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \right\} ds}_{\text{I}} + \underbrace{\iint_S \left\{ \psi \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{R} \right) - \frac{1}{R} \frac{\partial \psi}{\partial n} - \frac{1}{vR} \frac{\partial R}{\partial n} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \right\} ds}_{\text{II}} \dots \dots \dots 13$$

Analicemos la integral (II) haciendo que el radio ϵ tienda a cero y además $\frac{\partial}{\partial n} = -\frac{\partial}{\partial R}$ sobre la superficie s

$$\iint_s \left\{ -(\psi) \frac{\partial}{\partial R} \left(\frac{1}{R} \right) - \frac{1}{R} \frac{\partial \psi}{\partial R} - \frac{1}{vR} \frac{\partial R}{\partial R} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \right\} ds$$

reduciendo y haciendo $ds = R^2 d\Omega$

$$\begin{aligned} & \iint_s \left\{ \frac{\psi}{R^2} + \frac{1}{R} \left(\frac{\partial \psi}{\partial R} \right) + \frac{1}{vR} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \right\} R^2 d\Omega \\ &= \iint_s \left\{ \psi + R \left(\frac{\partial \psi}{\partial R} \right) + \frac{R}{v} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \right\} d\Omega = \iint_s (\psi) d\Omega = 4\pi(\psi) \end{aligned}$$

ya que

$$\iint_s \left(R \left(\frac{\partial \psi}{\partial R} \right) + \frac{R}{v} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \right) d\Omega$$

tiende a cero cuando

$$R \longrightarrow 0$$

Así que la ecuación (13) cuando $R = 0$ y $t-R \rightarrow t$ se transformará en:

$$\psi(x, y, z, t) = -\frac{1}{4\pi} \iint_S \left\{ \psi \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{R} \right) - \frac{1}{R} \left(\frac{\partial \psi}{\partial n} \right) - \frac{1}{vR} \frac{\partial R}{\partial n} \left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right) \right\} ds \dots \dots \dots 14$$

Cuando consideramos la fuente de movimiento F podemos obtener una solución más generalizada de la ecuación. Así, partiendo de la ecuación de Poisson:

$$\nabla^2 \psi = 4\pi \delta = 0$$

Por comparación con la ecuación (12) $4\pi \delta = F$, de modo que la solución de la ecuación:

$$\psi = \iiint_T \left(\frac{\delta}{R} \right) d\tau = \frac{1}{4\pi} \iiint_T \frac{F}{R} d\tau$$

donde $\delta = \delta(x, y, z, t - \frac{R}{v})$ y la integración se extiende sobre el volumen τ que contiene la fuente. Cuando estamos en la superficie S , $\tau \rightarrow v$ así que:

$$\psi = \frac{1}{4\pi} \iiint_v \frac{F}{R} \left(x, y, z, t - \frac{R}{v} \right) dv \dots \dots \dots 15$$

Combinando las ecuaciones (14) y (15) obtenemos la fórmula generalizada de Kirchhoff

$$\psi(x, y, z, t) = \frac{1}{4\pi} \iiint_v \frac{F(x, y, z, t - \frac{R}{v})}{R} dv - \frac{1}{4\pi} \iint_S \left\{ \psi \frac{\partial}{\partial n} \left(\frac{1}{R} \right) - \frac{1}{R} \left(\frac{\partial \psi}{\partial n} \right) - \frac{1}{vR} \left(\frac{\partial R}{\partial t} \right) \right\} ds$$

La técnica de modelado que emplea la solución de Kirchhoff permite incluir efectos de interferencia, dispersión esférica y múltiples para modelos geológicos completos.

DIFERENCIAS FINITAS.

La ecuación bidimensional del comportamiento de una onda elástica en coordenadas cartesianas X y Y se pueden escribir:

$$\delta \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = T + \frac{\partial}{\partial x} (\lambda + 2\mu) \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial \lambda}{\partial x} \frac{\partial W}{\partial y} + \frac{\partial U}{\partial y} \left(\frac{\partial W}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)$$

$$\delta \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = K + \frac{\partial}{\partial y} (\lambda + 2\mu) \frac{\partial W}{\partial y} + \frac{\partial \lambda}{\partial y} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial x} \left(\frac{\partial W}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)$$

$$T = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \lambda \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} + \mu \left(\frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial x \partial y} \right) + \delta F_x$$

$$K = (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \lambda \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y} + \mu \left(\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial y} \right) + \delta F_y$$

donde:

δ = Densidad

λ, μ = Constantes de Lamé

U = Desplazamiento Horizontal

W = Desplazamiento Vertical

F_x, F_y = Componentes de fuerzas X y Y

haciendo

$$U(x, y, t) \longrightarrow U(i\Delta x, j\Delta y, n\Delta t) = U_{i,j}^n$$

Empleando la aproximación de diferencia central para todas las derivadas y suponiendo $\Delta y = \Delta x$ obtendremos:

$$\begin{aligned} U_{i,j}^{n+1} = & z_2 + 2U_{i,j}^n - U_{i,j}^{n-1} + \frac{h_{i,j}}{4} \left((\lambda + 2\mu)_{i+1,j} - (\lambda + 2\mu)_{i-1,j} \right) (U_{i+1,j}^n - U_{i-1,j}^n) \\ & + \frac{h_{i,j}}{4} \left(\lambda_{i+1,j} - \lambda_{i-1,j} \right) (W_{i,j+1}^n - W_{i,j-1}^n) \\ & + \frac{h_{i,j}}{4} \left(U_{i,j+1}^n - U_{i,j-1}^n \right) (W_{i+1,j}^n - W_{i-1,j}^n + U_{i,j+1}^n - U_{i,j-1}^n) \end{aligned}$$

$$w_{i,j}^{n+1} = z_2 + 2w_{i,j}^n - w_{i,j}^n + \frac{h_{i,j}}{4} ((\lambda + 2u)_{i,j+1} - (\lambda + 2u)_{i,j-1}) (w_{i,j+1}^n - w_{i,j-1}^n)$$

$$+ \frac{h_{i,j}}{4} (\lambda_{i,j+1} - \lambda_{i,j-1}) (u_{i+1,j}^n - u_{i-1,j}^n)$$

$$+ \frac{h_{i,j}}{4} (u_{i+1,j} - u_{i-1,j}) (w_{i+1,j}^n - w_{i-1,j}^n + u_{i,j+1}^n - u_{i,j-1}^n)$$

con

$$z_1 = h_{i,j} (\lambda + 2u)_{i,j} (u_{i+1,j}^n - 2u_{i,j}^n + u_{i-1,j}^n) + \frac{h_{i,j}}{4} (\lambda + u)_{i,j} (w_{i+1,j+1}^n$$

$$- w_{i-1,j+1}^n - w_{i+1,j-1}^n + w_{i-1,j-1}^n) + h_{i,j} u_{i,j} (u_{i,j+1}^n$$

$$- 2u_{i,j}^n + u_{i,j-1}^n) + (\Delta t)^2 F_{(x) i,j}^n$$

$$z_2 = h_{i,j} (\lambda + 2u)_{i,j} (w_{i,j+1}^n - 2w_{i,j}^n + w_{i,j-1}^n) +$$

$$\frac{h_{i,j}}{4} (\lambda + u)_{i,j} (u_{i+1,j+1}^n - u_{i-1,j+1}^n - u_{i+1,j-1}^n + u_{i-1,j-1}^n)$$

$$+ h_{i,j} u_{i,j} (w_{i+1,j}^n - 2w_{i,j}^n + w_{i-1,j}^n) + (\Delta t)^2 F_{(y) i,j}^n$$

donde:

$$h_{i,j} = \frac{(\Delta t)^2}{(\delta_{i,j} - \Delta x^2)}$$

Las ecuaciones anteriores permiten el cálculo del desplazamiento de una onda empleando la técnica de diferencias finitas.

En esta técnica de modelado se incluyen efectos de interferencia, difracciones múltiples, así como modelos geológicos complejos. La limitación más común es que su empleo requiere de capacidad grande de memoria de la computadora.

TECNICA DE ELEMENTOS FINITOS

Como en el caso de diferencias finitas, la técnica de elementos finitos resuelve el problema empleando puntos discretos de una malla.

La ecuación básica del elemento finito está representada por:

$$[K] \delta = Q$$

donde:

$[K]$ = Matriz de Rigidez

δ = Desplazamiento del Campo

$[Q]$ = Carga externa

Cuando la carga es dependiente del tiempo, entonces debe incluirse la inercia. De modo que la ecuación anterior será:

$$[M] \ddot{\delta} + [K] \delta = Q$$

La matriz $[M]$, es conocida como matriz masa.

En esta técnica de modelado es posible incluir, efectos de las ondas, difracciones, atenuaciones y modelos geológicos complejos.

TECNICAS DEL TRAZADO DE RAYO GEOMETRICO

Como mencionamos con anterioridad, nuestro objetivo principal de

este trabajo es describir de una manera específica y particular, la técnica de modelaje del perfil sísmico vertical empleando la Teoría de Rayo Geométrico.

Partimos de la ecuación de onda

$$\text{donde: } \nabla^2 \phi = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad \begin{array}{l} \phi = \text{Potencial Escalar} \\ c = \text{Velocidad de Propagación} \end{array}$$

Cualquier función $\phi = f(x \pm ct) \text{ o } f(t \pm \frac{x}{c})$ es una solución para la ecuación de onda.

El desplazamiento y presión acústica será expresado como:

$$\begin{aligned} \vec{U} &= \nabla \phi \\ \delta \frac{\partial^2 \vec{U}}{\partial t^2} &= -\nabla P \quad ; \quad \nabla \left(\delta \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \right) = -\nabla P \\ \text{donde: } P &= -\delta \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} && (\text{Presión}) \\ \vec{U} &= \nabla \phi && (\text{Desplazamiento}) \end{aligned}$$

Para una onda incidente (Fig. 6)

$$\phi_I = e^{-i2\pi K_1(x \sin \theta_1 + z \cos \theta_1)} \quad (\text{Incidente})$$

$$\phi_R = R e^{-i2\pi K_1(x \sin \theta_1 - z \cos \theta_1)} \quad (\text{Reflejada})$$

$$\phi_T = W e^{-i2\pi K_2(x \sin \theta_2 + z \cos \theta_2)} \quad (\text{Transmitida})$$

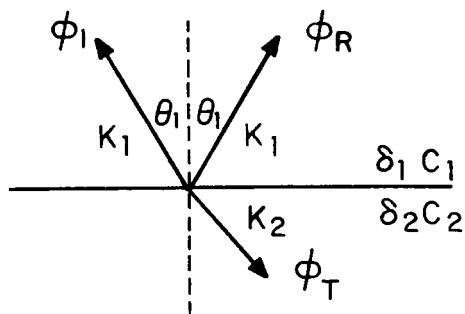


Figura 6.

De acuerdo con las condiciones de frontera, esto es que la presión acústica y la componente del desplazamiento son continuos a través del límite de las dos capas:

$$\delta_1(\phi_I + \phi_R) = \delta_2 \phi_T \dots\dots\dots 16$$

$$\partial(\phi_I + \phi_R) = \partial \phi_T \dots\dots\dots 17$$

De 16 obtenemos

$$\begin{aligned} \frac{\delta_1}{\delta_2} (e^{-i2\pi K_1(x \text{ sen } \theta_1 + z \cos \theta_1)} + R e^{-i2\pi K_1(x \text{ sen } \theta_1 - z \cos \theta_1)}) \\ = W e^{-i2\pi K_2(x \text{ sen } \theta_2 + z \cos \theta_2)} \end{aligned}$$

$$\frac{\delta_1}{\delta_2} (e^{-i2\pi K_1(x \text{ sen } \theta_1)} + R e^{-i2\pi K_1(x \text{ sen } \theta_1)}) = W e^{-i2\pi K_2(x \text{ sen } \theta_2)}$$

$$\frac{\delta_1}{\delta_2} (1 + R) e^{-i2\pi K_1(x \text{ sen } \theta_1)} = W e^{-i2\pi K_2(x \text{ sen } \theta_2)}$$

$$\frac{\delta_1}{\delta_2} (1 + R) = W e^{-i2\pi x (K_2 \text{ sen } \theta_2 - K_1 \text{ sen } \theta_1)} \quad 18$$

Dado que la parte izquierda de la ecuación (18) es independiente de X , tenemos:

$$K_2 \sin \theta_2 = K_1 \sin \theta_1 \quad (\text{Ley de Snell})$$

En el caso de igualdad de velocidad de fase, entonces la ecuación (18) se transformará en:

$$W \frac{\delta_1}{\delta_2} (1 + R) \quad 19$$

y de la ecuación (17):

$$(1 - R) \cos \theta_1 = \frac{c_1}{c_2} \cos \theta_2 W \quad (20)$$

Combinando 19 y 20 tendremos:

$$\frac{\delta_2 c_2 \cos \theta_1 - \delta_1 c_1 \cos \theta_2}{\delta_2 c_2 \cos \theta_1 + \delta_1 c_1 \cos \theta_2}$$

En incidencia normal $\theta_1 = \theta_2 = 0$ por tanto:

$$R = \frac{\delta_1 c_1 - \delta_2 c_2}{\delta_2 c_2 + \delta_1 c_1}$$

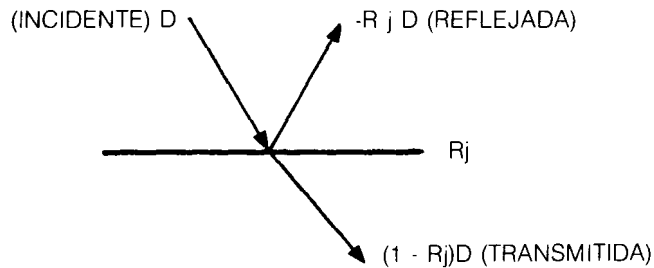
En cualquier interfase acústica, una onda descendente de amplitud D se refleja y se transmite (Fig. 7).

La onda reflejada es una onda ascendente de amplitud $-R_j D$. La onda transmitida es una onda descendente con amplitud $(1-R_j)D$.

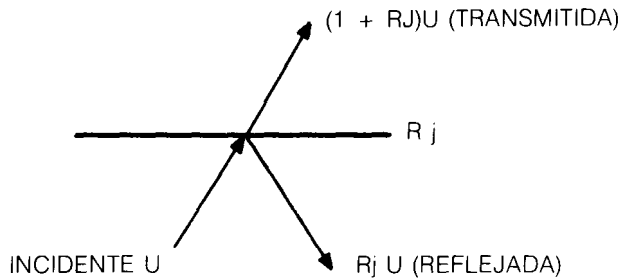
De la misma forma una onda ascendente con amplitud U se refleja y se transmite.

La onda reflejada es una onda descendente con amplitud $R_j U$ y la transmisión es una ascendente con amplitud $(1 + R_j)U$

Si una onda ascendente $U_j + 1$ y una onda descendente D_j inciden sobre una superficie J ambas ondas crearán a su vez ondas ascendentes y descendentes. La figura 7 esquematiza el procedimiento.



ONDA DESCENDENTE INCIDENTE



ONDA ASCENDENTE INCIDENTE

FIGURA 7.

De esta manera el comportamiento de reflexión-transmisión se describe matemáticamente como:

$$U_j = -R_j D_j + (1 + R_j) U_j + 1$$

$$D_j + 1 = (1 - R_j) D_j + R_j U_j + 1$$

Las ecuaciones anteriores son las básicas para el modelado sísmico vertical sintético empleando la técnica del trazado de rayo geométrico.

GEOMETRIA DE LOS RAYOS.

1) Capas Planas

La geometría o trayectoria de los rayos para capas planas se determina en relación a la posición de los geófonos, fuentes y espesores de las capas, esto es, podemos determinar de una manera sencilla donde ocurre el reflejo de un rayo empleando el concepto de punto imagen.

2) Capas Inclinas.

En el caso de capas inclinadas, no podemos determinar a priori, dónde emergerá un rayo reflejado cuando deja la fuente con un ángulo particular. Sin embargo, cuando poseemos pocos geófonos, resulta económico encontrar la geometría de los rayos iterativamente, esto es, ajustando el ángulo en la fuente hasta que el rayo reflejado alcance un receptor deseado.

Las figuras 8 y 9 son un ejemplo de perfil sísmico vertical sintético para capas planas e inclinadas respectivamente.

BIBLIOGRAFIA.

L.E. Alsop: Transmission and reflection of love waves at the vertical discontinuity J. Geophys. Res. 71 (1966), 3969-3984.

D.M. Boore: Finite difference methods for seismic wave propagation in heterogeneous materials. Methods in Computational Physics Vol. II. Academic Press, New York 1972, 1-37.

P.W. Buchen: Application of the ray series method to linear viscoelastic wave propagation. Pure and applied Geophysics, 112, (1974), 1011-1030.

V. Cerveny, I. Psencik: Ray Theoretical seismograms for laterally varying layered structures. Proc. XV. ESC. Assembly, Krakow 1976, in press.

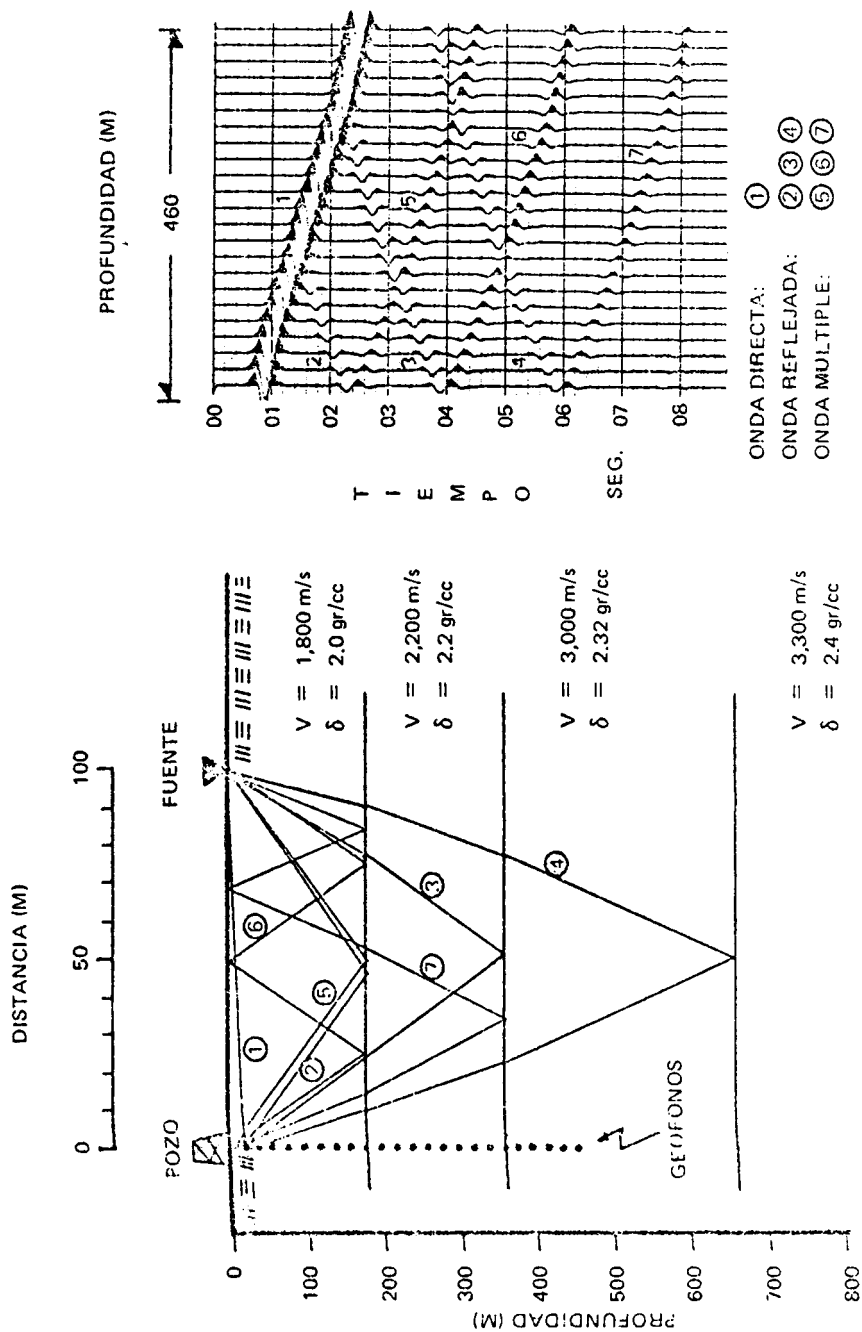
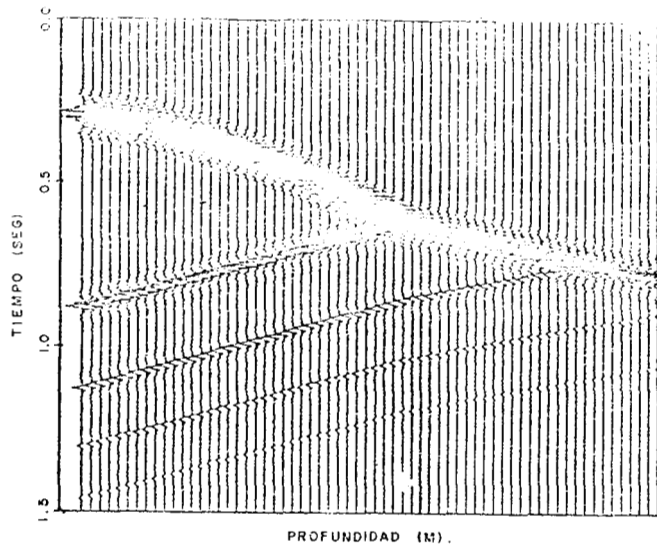
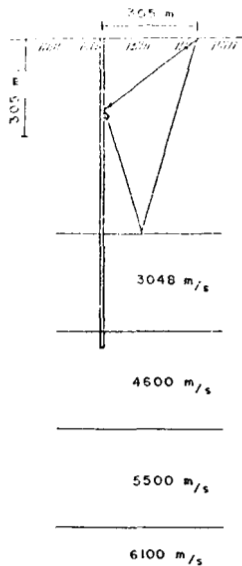


FIG. 8.



— PROFUNDIDAD DEL 1^{er} GEOFONO = 15 m.
 — DISTANCIA ENTRE GEOFONOS = 15 m.

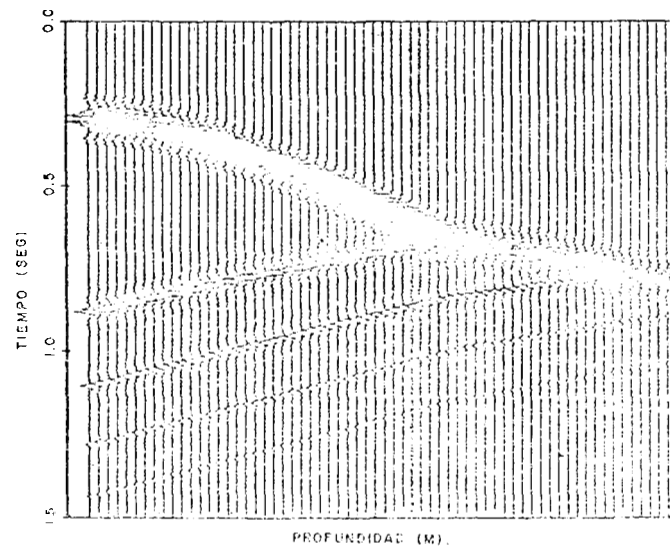
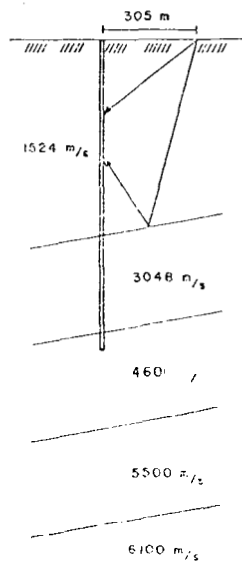


Fig. 9

CORRELACION DE DATOS GEOFISICOS Y LINEAMIENTOS MAYORES EN EL TERRITORIO MEXICANO

*Dr. Gerardo Ronquillo Jarillo**

*Dr. Gustavo López Gómez***

*Dr. Cosme Pola Simuta**

RESUMEN.

Se presentan los resultados de los principales lineamientos y su densidad en el territorio mexicano, en base a interpretaciones de fotoimágenes de satélites y su correlación del mapa de Bouguer regional. Con el propósito de determinar el plano morfotectónico moderno, para su correlación genética con el régimen de desarrollo tectónico. Se delimitó una serie de zonas transregionales que la mayoría coinciden con los límites de grandes bloques, a través de los cuales ocurre el cierre o el cambio de rumbo de estructuras tectónicas, además, estas zonas en general tienen correlación con las anomalías gravimétricas.

INTRODUCCION.

Las estructuras geológicas como las geomorfológicas del territorio mexicano son sumamente complejas y heterogéneas, ya que en ella participan geoestructuras con edades y estilos de desarrollo tectónicos distintos. Por lo tanto para tener una idea general del relieve moderno de México, se descifraron algunas de las más sobresalientes, morfoestructuras lineales de 1° y 2° órdenes, que pudieran corresponder a zonas de falla pro-

* Facultad de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Nuevo León, Unidad Linares.

** Depto. Estudios Nucleares y Carboníferos, Comisión Federal de Electricidad.

fundas o corticales. Estos lineamientos mayores disectan y/o delimitan a las unidades tectónicas regionales y en su carácter moderno, genéticamente pueden estar relacionados a esfuerzos geodinámicos de los regímenes tectónicos prevalecientes y por lo consiguiente asociadas a la sismicidad. Sin embargo las preguntas de la relación de lineamientos con zonas de falla hasta el momento son de discusiones de investigación.

En la interpretación de fotoimágenes de satélite de escalas menores, 1:8000,000 y 1:4000,000, de una gran parte del territorio nacional se delimitó una serie de zonas transregionales que en la mayoría de los casos coinciden con los límites de grandes bloques, a través de los cuales ocurre el cielo o el cambio de rumbo de estructuras tectónicas. Dentro de este rango se establecieron cinco sistemas de lineamientos de importancia (Fig. 1) (NW; EW; Litoral Pacífico, NE; Graven de Colima y la falla del Istmo de Tehuantepec).

Para una mayor exactitud y evaluación cuantitativa de distribución de lineamientos, se construyó un esquema de densidades de lineamientos (Fig. 2).

LINEAMIENTOS MAYORES EN EL TERRITORIO MEXICANO

En los resultados de interpretación de fotoimágenes de satélite, se establecieron 5 sistemas principales (Fig. 1), predominando considerablemente el sistema de lineamientos de rumbo NW, ligado a estructuras orogénicas paralelas o subparalelas al rumbo general de la Sierra Madre Oriental. Sus elementos se distribuyen regularmente en todo el territorio guardando un orden subparalelo y distanciados entre sí en intervalos de 50 a 100 kms. En los tramos de mayor extensión longitudinal estos lineamientos sobrepasan los 500 kms.

El segundo sistema de importancia corresponde a lineamientos de rumbo general E-W. Este grupo de lineamientos transversales al territorio de México, se vuelve consistente al norte del paralelo 19, extendiendo su influencia al territorio norteamericano (entre otros, el lineamiento de Texas es un elemento de este sistema). Estas morfoestructuras delimitan zonas o franjas estructurales transversales. Algunas de ellas corresponden a zo-

nas volcánicas (Faja Volcánica Transmexicana), de intensa deformación estructural (Sector Transversal de la Sierra Madre Oriental), o delimitan megabloques continentales (el lineamiento de Texas es una barrera tectónica entre la plataforma norteamericana y el geosinclinal mexicano). Al sur del paralelo 19 este sistema queda enmascarado por grandes lineamientos paralelos al litoral Pacífico, observándose en forma esporádica sólo por tramos en el área de la Cuenca del Río Balsas. Dentro de este mismo sistema anotamos la presencia de un lineamiento de suma importancia por su significado geológico y tectónico; este une a todos los grandes estratovolcanes de México-Colima, Tancitaro, Toluca, Popocatepetl y Pico de Orizaba. Conviene llamarle "Eje Neovolcánico Transmexicano", ya que al atravesar todo el territorio representa el frente estructural más reciente de la actividad volcánica de la Faja Volcánica Transmexicana. De paso al referirnos a esta línea, subrayamos que la mayoría de los volcanes enumerados se sitúa en los nudos de intersección de la línea del Eje Neovolcánico con los grandes lineamientos del sistema NW y/o de otros rumbos.

La serie de lineamientos del tercer sistema se hace patente en el litoral pacífico entre Jalisco y Oaxaca, bordeando al continente con una impresionante barrera fisiográfica que forma el gran escape suroccidental de la cadena montañosa de la Sierra Madre del Sur.

La trinchera de Acapulco puede incluirse en este sistema de lineamientos, siendo quizás el elemento más representativo e importante.

El cuarto sistema lo conforman morfoestructuras lineales diagonales de rumbo NE. Donde mejor se manifiestan es la porción oriental del Eje Volcánico Transmexicano, con proyecciones hacia el norte y sur (Fig. 1). Sobresalen dos de estos elementos cuyo trazo suroeste coincide con los límites o bordes noroccidentales de los denominados bloques de Guerrero y de Oaxaca. El primero se observa desde las inmediaciones de Morelia hasta la Laguna de Tamiahua. Se traza sobre la Faja Volcánica por una serie de fracturas escalonadas que pueden seguirse hasta Tamazunchale, en este punto marcan el quiebre o cambio de rumbo de la Sierra Madre Oriental y geológicamente el cierre del Anticlinorio de Huayacocotla.

El segundo lineamiento importante del sistema NE, es el que bordea en

su flanco noroccidental al bloque Oaxaca. Su continuidad hacia el noreste la define el volcán La Malinche y más adelante el moderno escarpe de la Sierra de Chiconquiaco.

El quinto sistema meridional, en el esquema de lineamientos mayores del territorio mexicano, queda representado por dos estructuras lineales cuyo origen tectónico no causa dudas, ellas son: el graben de Colima y la falla del Istmo de Tehuantepec. El primero delimita a una fosa de estructura compleja, en cuyo flanco oriental, en la intersección con un lineamiento mayor paralelo a la costa del Pacífico, se sitúa el Volcán de Colima. El trazo de la falla del Istmo se define por un enjambre de sismos.

Otros sistemas lineales circulares y de arco de segundo o tercer orden componen el esquema citado y son estructuras sobrepuestas o que acompañan a las de primer orden, por lo cual su influencia es más local.

DENSIDAD DE LINEAMIENTOS.

La distribución de los lineamientos principales del territorio mexicano es irregular. Por lo tanto para tener una mayor exactitud y evaluación cuantitativa de la distribución de los lineamientos se elaboró un esquema de densidad de lineamientos (Fig. 2). La suma de su extensión de lineamientos se utilizó una ventana de 100 x 100 kilómetros. Obteniéndose valores convencionales de densidad de unidad de área, colocados en el centro de los cuadrados de la retícula.

La máxima densidad de lineamientos se localiza en la Zona 1 (desde 12 hasta 33 de densidad de unidad convencional, teniendo una mayor densidad en su parte central (Fig. 2); posteriormente tenemos la zona 2 (de 10 hasta 26 densidad de unidad convencional, teniendo mayor densidad en la parte este del Eje Neovolcánico). Estas dos zonas nos representan la mayor concentración de epicentros de terremotos y probablemente estén ligados a un sistema de fallas activas; en la Zona 3 tenemos densidades del orden de 10 hasta 23, sin embargo en general la densidad disminuye en comparación con las zonas anteriores; en la Zona 4 tenemos disminución considerable de densidad de lineamientos (Fig. 2). La existencia de máximos en la densidad de campo, como es correcto, se relaciona con el aumento de desmembración de la corteza terrestre. En algunos casos las zonas 1 y 2, existen sistemas de fallas regionales

que corresponden a los lineamientos interpretados. Sin embargo las preguntas relacionadas acerca del enlace de lineamientos con zonas de falla, hasta el presente son de discusiones e investigaciones científicas. La Zona 3 y 4, tenemos disminución de densidad de lineamientos, teniendo que corresponder a las zonas más asísmicas del territorio mexicano con un considerable espesor de roca sedimentaria en algunas regiones de las zonas mencionadas.

MAPA REGIONAL GRAVIMETRICO

Este mapa presenta la anomalía isostática de gran parte del territorio nacional y fue principalmente elaborado por J.W. Bruyn de la Compañía de Petróleo Shell. (Fig. 1). La anomalía isostática muestra la eliminación de los efectos topográficos.

En el mapa apreciamos 4 anomalías principales isostáticas (Fig. 1). La primera corresponde a la Zona 1 (Fig. 2), con dirección paralela al litoral del Pacífico, teniendo la misma dirección que el sistema de lineamientos y la trinchera de Acapulco, observando en su parte central un mínimo gravimétrico (-60 miligales), que corresponde a un gran levantamiento fisiográfico. En la parte del grupo de lineamientos transversales al territorio de México, las anomalías cambian su dirección E-W y sus gradientes varían de (-60 hasta -20 miligales) correspondiendo al Eje Neovolcánico Transmexicano (Fig. 1), donde se observa que las anomalías cambian su rumbo en los nudos de intersección del Eje Neovolcánico con los grandes sistemas de lineamientos NW y/o de otros rumbos.

La segunda anomalía corresponde a la Zona 2, con dirección paralela a la Planicie Costera del Golfo, donde la falla del Istmo de Tehuantepec es la de mayor importancia, donde observamos un máximo y un mínimo gravimétrico que está fuertemente relacionado con la alta sismicidad de la región (Fig. 1).

La tercera anomalía de la Zona 3 tiene una dirección general de NE con máximos y mínimos gravimétricos (+ 20 y -40 miligales).

La cuarta anomalía está representada por la Zona 4, con dirección NW y cambiando en parte Norte N-S, teniendo un mínimo gravimétrico (-60 miligales) en la parte este de Zacatecas y en su parte Norte (Fig. 1), haciéndose máximos (hasta + 20 miligales) en la parte litoral del Pacífico. los cambios de gradientes con dirección NW y EW probablemente sean

los índices de probables fallas que son las direcciones de los lineamientos correspondientes (Fig. 1).

DIRECCION SIGUIENTE DE INVESTIGACION

La dirección de investigación de los lineamientos regionales del territorio mexicano deberá concluirse en un análisis de diferentes niveles de los datos obtenidos de las interpretaciones de fotoimágenes de satélite. Para la realización de lo anterior, es necesario efectuar un análisis de las manifestaciones de los lineamientos en sus diferentes materiales geológicos y geofísicos, que nos ayuden a caracterizar la determinación de los intervalos de profundidad.

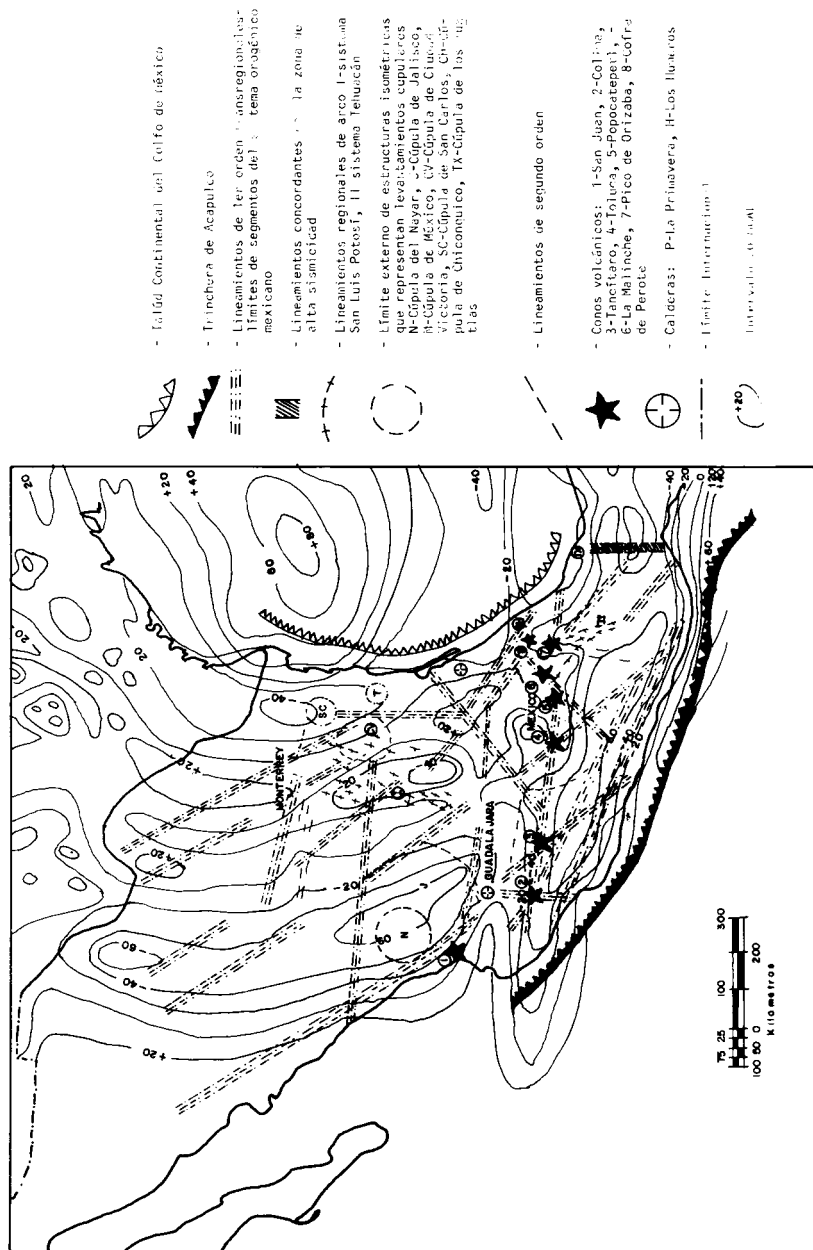
En calidad de tales materiales, se pueden utilizar mapas de: relieve topográfico, hidrogeológicos, litológicos, tectónicos, superficie del basamento (obtenidos de los datos geofísicos), etc. Además, observaciones y transformaciones de los campos magnéticos y gravitacionales y cálculo de profundidades de 5-10 kilómetros.

La utilización de la información de fotoimágenes de satélite no se ha estudiado lo suficiente en los problemas de interpretaciones geológicas, y para su solución, es necesario desarrollar principios de integración de interpretaciones de fotoimágenes de satélite y materiales geológicos-geofísicos. El proceso de integración de interpretaciones, soluciona principalmente dos problemas. El primer problema es el carácter de manifestación establecido del plano de la forma de la estructura en la fotoimagen, en relación con los campos físicos y estructuras geológicas. El segundo problema es la interpretación del perfil de la Corteza Terrestre, construyendo modelos tridimensionales y determinación de su naturaleza, este problema es más complejo.

La interpretación de los resultados de las fotoimágenes deberán realizarse en base a diferentes niveles de correlación de las formas interpretadas y datos geológicos-geofísicos, donde se analizan las formas, dimensiones y posición de los objetivos estudiados. El proceso de diferentes niveles de interpretación es realizado sucesivamente con los datos acumulados, que caracterizan la morfología y su relación con las estructuras de la roca.

Otra dirección importante de utilizar, la información de los lineamientos del territorio mexicano, es su correlación cualitativa con los datos

Figura 1. Esquema Lineamientos Mayores en el Territorio Mexicano Mapa Regional Gravimétrico (Paul L. Lyons, 1956).



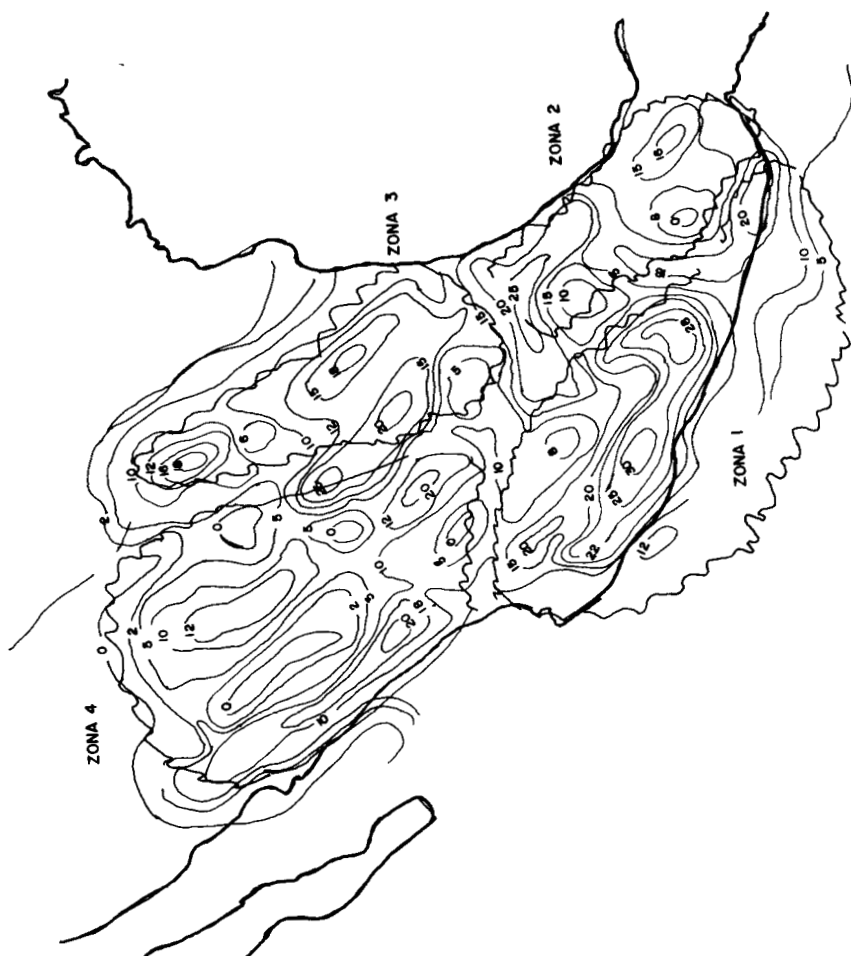


Figura 2. Carta de densidad de lineamientos, interpretación de fotomágenes de satélite.

geológicos-geofísicos en el estudio de la dirección de zonas de filtración y áreas de plataforma.

CONCLUSIONES

Los lineamientos interpretados del territorio mexicano en su forma cualitativa y cuantitativa nos ayudó en tener un conocimiento general de las principales morfoestructuras, lineales de 1er y 2do órdenes, que pudieran corresponder a zonas de fallas profundas o corticales. Estos lineamientos mayores disectan y/o delimitan a las unidades tectónicas regionales y su carácter moderno, genéticamente pueden estar relacionados a esfuerzos geodinámicos de los regímenes tectónicos prevalecientes y por lo consiguiente asociadas a la sismicidad.

La correlación preliminar de los esquemas de lineamientos con los datos geológicos y geofísicos, se interpretaron principalmente estructuras regionales lineales transregionales, las cuales aumentan su actividad en sus límites, y es posible que se tenga mayor profundidad de penetración en la Corteza Terrestre, donde posiblemente puede ser peligroso desde el punto de vista zonas de alta sismicidad.

BIBLIOGRAFIA

- PAUL L. LYONS*, 1980.- Geology and geophysics on the Gulf of Mexico. Association of geological societies, V. 4, p: 37-46.
- SHOLPO V.N.*, 1985.- Neotektoniki issledovaniya y seismotektoniki. Institut fiziki Zomli. AN. CCCP, 64-87 C.

IN MEMORIAM

SEMBLANZA DEL ING. ARMANDO EGUIA HUERTA

La Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración A.C., comunica a todos sus miembros y amigos el sensible deceso del Ing. Armando Eguía Huerta, acaecido el día 19 de junio de 1989 en la ciudad de México, D.F.

A manera de reconocimiento *post mortem* a quien fuera gran profesional excelente compañero de trabajo y amigo, publicamos la siguiente semblanza.

El Ing. Armando Eguía nació en la Cd. de México el año de 1920. Realizó sus estudios primarios en la Escuela Belisario Domínguez y posterior-



mente en la Secundaria No. 3 y en la Vocacional 2. Su preparación profesional la llevó a cabo en la ESCUELA SUPERIOR DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA DEL INSTITUTO POLITECNICO NACIONAL en la carrera de INGENIERIA PETROLERA, perteneciendo a la segunda generación de esta especialidad en dicha Institución y graduándose en 1944.

Ingresó a Petróleos Mexicanos en 1945, desarrollando actividades de

campo y gabinete en brigadas de exploración de la Zona Norte y en 1954 es nombrado Jefe de Operaciones Geofísicas de la misma zona, en la entonces recientemente formada Gerencia de Exploración. A partir de 1970 fue nombrado Subgerente de Geofísica, hasta su jubilación en 1978.

Su dedicación al trabajo y su particular interés por la interpretación de información sísmica, contribuyen a su formación profesional, principalmente por su intervención en el descubrimiento de los campos dentro de la prolongación de la Faja de Oro Terrestre, así como de los Campos Gigantes del Sureste y la Sonda de Campeche. A partir de entonces, sus valiosas aportaciones en los trabajos sísmicos marinos, fueron determinantes para definir el ATOLON de la FAJA DE ORO en su porción marina.

En el desarrollo de estos trabajos era frecuente observar su apasionado interés al describir el comportamiento geológico del área y su particular intuición al identificar los eventos que confirmaban sus teorías.

No es exagerado decir que el Ing. Eguía ha sido el maestro de toda una escuela de interpretación geofísica en México y que las presentes generaciones son en gran parte producto de su esfuerzo.

Como un ejemplo particular de su dedicación, podemos mencionar que en el Simposium de Exploración Petrolera con el que se conmemoró el 50 Aniversario de la Expropiación Petrolera, el Ing. Armando Eguía Huerta, ya jubilado, presentó un excelente trabajo sobre el descubrimiento de la Faja de Oro en su porción terrestre y marina, denominado "DESCUBRIMIENTO Y PERSPECTIVAS PETROLERAS EN LA FAJA DE ORO".

Pero hay algo más, tal vez de la misma relevancia que sus reconocidos méritos profesionales, y es su profundo sentido humano; como amigo, como compañero de trabajo, como maestro. Ya que todos los que tuvimos la oportunidad de tratarlo y conocerlo, en muchas ocasiones observamos su actitud fraternal con todo mundo, era un hombre que amaba la humanidad, mostrándose siempre sencillo y franco.

La asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, A.C., de la que fue miembro y presidente, manifiesta su más amplio reconocimiento a la labor desarrollada por el Ing. Eguía en su trayectoria profesional y conservará siempre la memoria de su imagen, como un digno ejemplar a seguir.



CONSULTORES Y CONTRATISTAS
DE
GEOLOGIA Y GEOFISICA

Compañía Mexicana de Exploraciones, S. A.

RIO BALSAS 101 8º. PISO APDO. POSTAL 5.255

MEXICO 5, D. F.

TELS 28-83-90 14-44-02

Western Atlas International

La empresa integrada de servicios de Exploración, Producción y Desarrollo en América Latina

Ahora existe una empresa de servicios en América Latina a la cual se le pueden confiar todos los servicios de exploración, desarrollo y producción. Western Atlas International reúne los recursos tecnológicos y humanos necesarios para operaciones tanto en tierra como costa afuera.

Western Geophysical

Un leader mundial en adquisición, procesamiento e interpretación de información sísmica y en geofísica de yacimiento con más de 50 años de prestación de servicios a clientes abarcando toda América Latina.

Atlas Wireline Services

Un leader en servicios de perfilaje, capaz de proveer la tecnología más avanzada en adquisición y análisis digital de la información para cada una de las etapas de la vida de un pozo. Los servicios incluyen perfilaje y terminación, pruebas de pozo, análisis de reservorios y rescate de tubería.

Core Laboratories

El más grande proveedor del mundo de coronas y fluidos para análisis de reservorios. En América Latina es la única compañía de servicios que ofrece análisis completos de coronas, análisis especiales, PVT (de fluido de reservorios) y servicios de química de yacimientos.

LRS

Fabrica sensores sísmicos, fuentes de energía, cables y conectores, sistemas de adquisición de datos y equipos de perfilaje y laboratorio.

Aero Service

Se especializa en grabación geofísica aerotransportada y con sensores remotos, fotogrametría, posicionamiento geodésico y sistemas GPS y desarrollo de bases de datos digitales. Ha realizado el programa nacional de registración aeromagnética para todo México.

Downhole Seismic Services

Provee todos los servicios de sísmica de pozo desde VSP convencionales, hasta el servicio en tiempo real TOMEX® Seismic-While-DrillingSM y el VSP inverso.

Integrated Technologies

Creada por la combinación de Core Laboratories Engineering and Consulting, J.S. Nolen and Associates y Petresim Engineering. Se especializa en proveer soluciones integradas incluyendo software y servicios de consultoría para la optimización de decisiones usando la más avanzada tecnología en gerenciamiento de yacimientos.



Corporate Headquarters
10205 Westheimer
P. O. Box 1407
Houston, Texas 77251-1407
(713) 266-5700