

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO
FACULTAD DE CIENCIAS

ANALISIS DE DATOS SISMICOS Y MAGNETICOS
LINEA 17, PROYECTO CICAR.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
F I S I C O
P R E S E N T A

TOMAS GONZALEZ MORAN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

ANALISIS DE DATOS SISMICOS Y MAGNETICOS

LINEA 17 , PROYECTO CICAR

A MIS PADRES Y HERMANOS

AGRADECIMIENTOS

Hago patente mi agradecimiento al señor M. en C. Alberto Cominquez por su dirección y colaboración en la realización de esta tesis .

Así mismo al señor Mat. Lázaro Mendive por su ayuda en el manejo del programa de Corbató.

Finalmente a los señores : M. en C. Luis Del Castillo , M. en C. Israel Hernandez , Ing. Hector Sandoval e Ing. Jesus Basurto por sus va liosas observaciones al proyecto de tesis .

INDICE

	Pag
INDICE DE ILUSTRACIONES	6
INTRODUCCION	8
ANALISIS DE LOS METODOS GEOFISICOS USADOS	11
Sismología	11
Refracción .-	12
Reflexión .-	13
Reflexión continua .-	13
Magnetometría	16
Modelos magnéticos bidimensionales	20
Ambigüedad en las interpretaciones	24
EL PROCEDIMIENTO DE CORBATO	26
Corrección propuesta al método	29
Ventajas de la corrección .-	30
CORRELACION TECTONOFISICA EN LA ZONA BAJO ANALISIS	31
La deriva continental	31
El Eje Neovolcánico	36
El Golfo de México	40
INTERPRETACION Y CONCLUSIONES	46
Registro sísmico	46
Modelos estructurales bidimensionales	48
BIBLIOGRAFIA	59

ILUSTRACIONES

- Figura 1 - Línea 17 Proyecto "CICAR" y su posición en relación con el Eje Neovolcánico y otros lineamientos tectónicos .
- Figura 2 - Técnica de refracción sísmica .
- Figura 3 - Técnica de reflexión sísmica .
- Figura 4 - Isogamas de intensidad total en la parte Suroeste - del Golfo de México .
- Figura 5 - Plano donde trabaja el modelo bidimensional .
- Figura 6 - El campo magnético puede calcularse sumando las contribuciones debidas a los diversos elementos de velumen .
- Figura 7 - Vector unitario normal al elemento diferencial de superficie .
- Figura 8 - Aproximación de la sección del modelo por medio de una poligonal .
- Figura 9 - Reconstrucción sobre las pasadas uniones de los continentes .
- Figura 10 - Grandes volcanes y fracturas principales del Eje - Neovolcánico .
- Figura 11 - Reconstrucciones sobre la evolución geotectónica - del Golfo de México .
- Figura 12 - Sismograma de la Línea 17 .
- Figura 13 - Curva batimétrica .
- Figura 14 - Algunos tipos de reflexiones múltiples .
- Figura 15 - Modelo estructural A .

Figura 16 - Comparación entre perfiles magnéticos (modelo A)

Figura 17 - Modelo estructural B.

Figura 18 - Comparación entre perfiles magnéticos (modelo B)

Figura 19 - Modelo estructural C.

Figura 20 - Comparación entre perfiles magnéticos (modelo C)

Figura 21 - Tabla de valores magnéticos obtenidos por la --
computadora.

INTRODUCCION.

En el Golfo de México se han venido realizando estudios geofísicos y de geología marina desde el año de 1936 y han continuado en la actualidad. Se han logrado resultados importantes, pero no se tiene un conocimiento detallado de ciertas características tectonoofísicas que ocurren en él.

El Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, a través del departamento de Exploración ha llevado a cabo estudios geofísicos cerca de la zona costera del Golfo de México en colaboración con la Secretaría de Marina y el United States Geological Survey.

El trabajo de investigación desarrollado en esta tesis forma parte de programa de investigación geofísica realizado en aguas continentales dentro del Proyecto "CICAR" (Investigación Cooperativa en el Caribe y Regiones Adyacentes) efectuado en Mayo del año de 1970.

Se analizó la información de la Línea 17 del proyecto "CICAR" y al no poder obtenerse una buena correlación entre sismología y magnetometría, se hizo uso de información complementaria consistente en datos magnéticos correspondientes a un estudio posterior, el proyecto "IDOE" (Década Internacional de Exploración Oceanográfica).

La Línea 17 se localiza en la parte Suroeste del Golfo de México, frente a la Laguna de Alvarado. Su registro sísmico consiste de una sección de más de 70 km de longitud.

La Línea queda entre dos unidades volcánicas de la geografía mexicana: la porción Este de la gran formación del Eje

Neovolcánico que divide México a lo largo del paralelo 19° y el complejo volcánico del Macizo de los Tuxtlas , un poco más al Sur .

En base a los datos de sismología y magnetometría se proponen modelos estructurales bidimensionales simulando cuerpos de distintas propiedades físicas y en esa forma tratar de justificar las anomalías geofísicas producidas por la estructura cortical de la región .

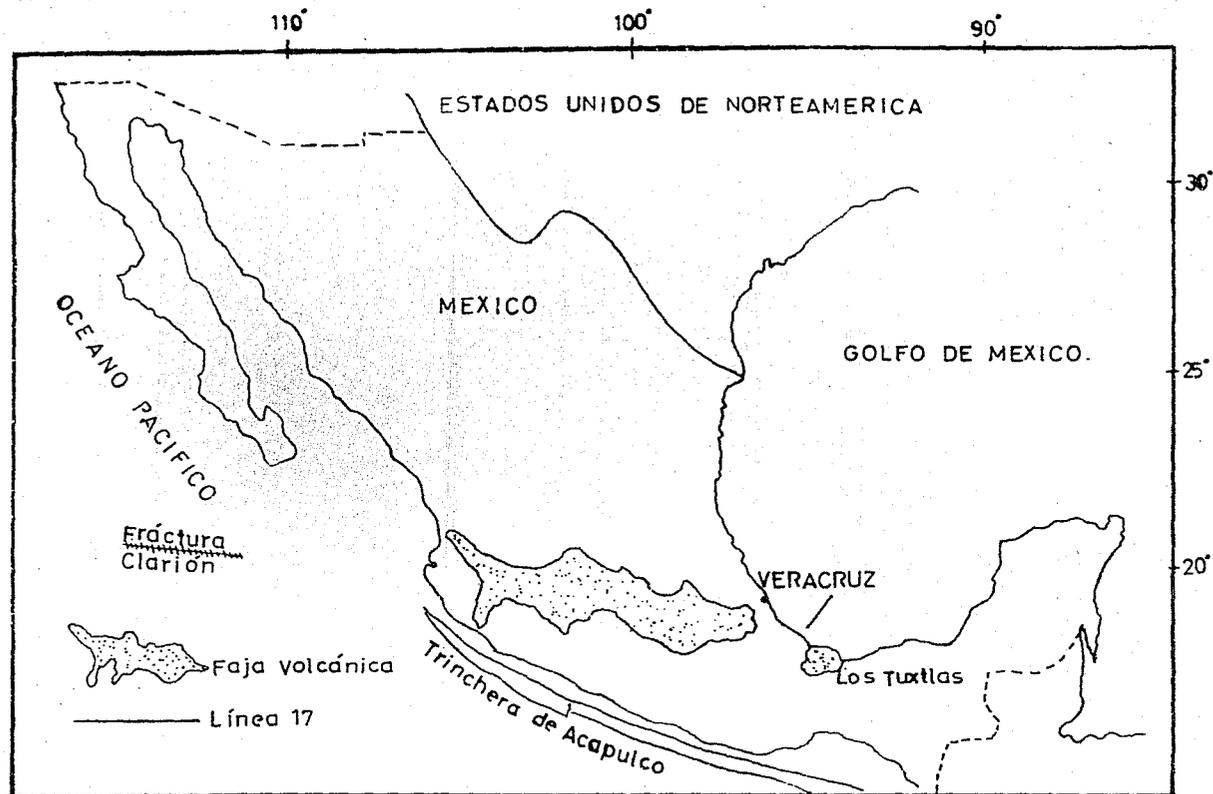


FIGURA 1 — Línea 17 Proyecto 'CICAR' y su posición en relación con el Eje Neovolcántico y otros lineamientos tectónicos.

ANALISIS DE LOS METODOS GEOFISICOS USADOS

Una de las metas de los geofísicos es tratar de deducir las características del globo terráqueo y su constitución interna a partir del control de fenómenos y propiedades físicas inherentes, tales como la propagación de ondas elásticas, el campo magnético terrestre, el campo gravitacional etc.

Los métodos usuales de la Geofísica que se emplean para tratar de determinar la naturaleza y estructura del medio geológico de una manera indirecta son de tipo : sismológico, magnetométrico y gravimétrico. En particular, en este trabajo se utilizaran el de sismología y magnetometría.

Sismología

Los métodos sismológicos se basan en el estudio del comportamiento de las ondas que viajan por la tierra al producirse una perturbación dinámica ; las ondas viajan en el medio rocoso con una velocidad que las caracteriza. La perturbación provocada dará lugar a la reflexión o refracción de ondas en las diversas capas estratificadas. Las técnicas empleadas son similares pero no son las mismas y tampoco las finalidades y motivos por alcanzar en cada investigación.

La fase más importante de las exploraciones sísmicas marinas se inició a fines de la Segunda Guerra mundial con la

investigación en gran escala de las aguas del Golfo de México y del Océano Pacífico, donde se ha hecho uso de las técnicas más variadas de reflexión y refracción. Esta campaña formaba parte de las exploraciones de la postguerra en busca de reservas petrolíferas.

Las primeras exploraciones sísmicas en alta mar fueron realizadas más bien con fines científicos que comerciales. En 1935 (Ewing y otros, 1950) se obtuvo una considerable información acerca de la constitución de las capas geológicas bajo la plataforma continental.

Refracción . - El método de refracción utiliza el principio de la ley de Snell de Óptica en la trayectoria de las ondas sísmicas. Si se tiene una capa en la cual las ondas sísmicas viajan con una velocidad V_1 y debajo se encuentra otra capa con velocidad de onda V_2 , entonces por la ley de Snell se tiene :

$$V_1 \text{ sen } I_2 = V_2 \text{ sen } I_1$$

donde I_1 y I_2 son los ángulos de incidencia y refracción del rayo sísmico. Si I_2 se llega a refractar con un ángulo de 90° se le denominara ángulo crítico y la onda viajará a lo largo del límite entre los dos medios. Para que se presente la refracción es necesario que $V_2 > V_1$. La Figura 2 ilustra la -

técnica que aprovecha los principios en que se basa este método .

Reflexión . - El método de reflexión consiste en - la detección de ondas sísmicas que han sido reflejadas por las diversas capas del subsuelo . La Figura 3 muestra el principio en el que se basa el método ; la onda sonora originada por la explosión cerca de la superficie del agua es reflejada por los contactos ó discontinuidades, siguiendo los principios ópticos.

Reflexión continua . - En los estudios realizados en el Golfo de México dentro del Proyecto "CICAR" se empleó - la técnica del registro sísmico continuo , que es una variante que sustituyó el uso de dinamita en las operaciones marinas , pues el uso de esta , causaba enormes daños en las especies ma ri nas .

El método utiliza como fuente de energía la descarga - eléctrica en lugar de cargas explosivas . Para esto se dispone de una batería de condensadores que efectúan descargas a inter valos breves y regulares entre un par de electrodos situados - en un dispositivo remolcado por el barco . Esta técnica recibe el nombre de "sparker" y consiste en enviar señales de baja - frecuencia hacia el piso oceánico , llegando a penetrar sedimen tos y estructuras . Este método en particular se recomienda - emplearlo para trabajos regionales y para detección de carac -

terres relativamente grandes, pues la señal inicial no posee la energía necesaria para penetrar a grandes profundidades debido a que la potencia del aparato está limitada por las dimensiones de los condensadores. Esta tecnología puede resultar demasiado engorrosa y convertirse por la magnitud de los voltajes, en un peligro para los que la emplean. Las señales reflejadas son recolectadas por el conjunto de hidrófonos remolcados a popa por el barco, convertidas en señales eléctricas y después de depurar la señal por medio de un filtrado se procede finalmente a graficar en forma sistemática.

El registro de reflexión continua aunque está sujeto a diversas correcciones e inexactitudes, es de gran utilidad para el geofísico porque dispone de un registro que le permite establecer la línea de fondo marino. Al mismo tiempo se puede establecer una correlación con significado geológico, ya que se visualizan las capas de sedimentos o de roca en el subsuelo. No obstante tiene la desventaja de que una vez realizado no es posible aplicar un tratamiento matemático posterior en computador digital para eliminar ruidos o hacerle algún otro tipo de correcciones. Sin embargo actualmente, se está aplicando a los sismogramas, en el I M P un tratamiento de tipo óptico, utilizando rayo laser, con el fin de eliminar reflexiones múltiples.

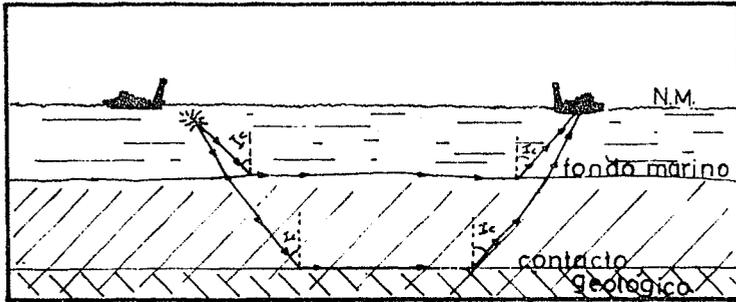


FIGURA 2 — Técnica de refracción sísmica

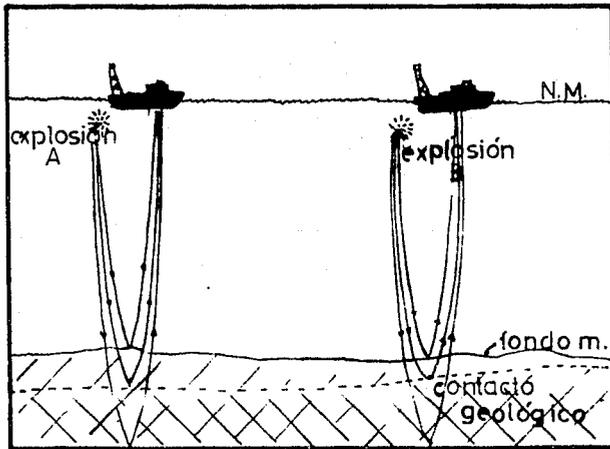


FIGURA 3 — Técnica de reflexión sísmica

Magnetometría.

Para poder identificar los caracteres del campo magnético terrestre es primordial el reconocer el estado normal de éste. El campo magnético interno de la tierra puede correlacionarse con el campo que produciría un dipolo magnético situado en el centro de la misma, con su momento magnético apuntando hacia el polo Sur geográfico.

El campo magnético terrestre no es constante en ningún punto de la superficie y sufre variaciones temporales. Las más importantes son la variación diurna, la variación secular y las tormentas magnéticas, cuyos efectos deben ser corregidos en las observaciones del campo.

Se denominara " campo magnético regional " a aquel que depende de la distribución del momento magnético en el centro de la tierra y que se obtiene eliminando las desviaciones producidas por el tipo de rocas y/o estructuras cercanas a la superficie. Dichas desviaciones del campo podrían referirse como "campo magnético residual". El campo magnético total (H_T) se obtiene a través de la siguiente ecuación:

$$H_T = H_{reg} + H_{res}$$

donde:

H_{reg} = campo magnético regional.

H_{res} = campo magnético residual.

Las variaciones del campo magnético se miden con un instrumento de alta precisión conocido como magnetómetro (Dobrin, 1961) y son debidas a variaciones locales en la intensidad de magnetización de las rocas. El uso de métodos magnéticos para la investigación de estructuras geológicas relacionadas con la presencia de magnetita empezó a partir de 1915; este método ha sido empleado desde entonces con éxito en la localización indirecta de fallas, intrusiones de roca ígnea etc ocultas en el subsuelo.

Investigaciones recientes en paleomagnetismo han confirmado que tanto rocas ígneas como sedimentarias pueden poseer magnetismo permanente (magnetismo no debido al campo actual) en grado variable. Este, en su mayor parte, es termo-remanente adquirido al enfriarse materiales inicialmente a altas temperaturas, conservando la orientación del campo magnético en ese momento. Es también significativo el hecho de que la magnetización termo-remanente de las rocas desaparece al ser estas calentadas a más de 600 C° de temperatura que es aproximadamente el punto de Curie de la magnetita.

Esta es la razón por la cuál en los modelos magnéticos propuestos, el límite inferior de éstos se prolonga hasta una profundidad de 10 a 15 Km, considerando que por las temperaturas que soportan los materiales a esas profundidades, su contribución magnética puede considerarse muy pequeña o despreciable.

El procedimiento para interpretar las anomalías magnéticas consiste en proponer un cuerpo de dimensiones adecuadas, -

calcular el campo que produce en la superficie y compararlo - con el campo residual observado .Entonces por medio de tanteos y otras evidencias como la información sísmica, se procede a - tratar de ajustar la profundidad y dimensiones del cuerpo hasta obtener una concordancia aceptable .Tal solución es sólo una entre la infinidad de soluciones matematicamente posibles . En la práctica es posible limitar el rango de posibilidades considerablemente contando con una buena información geológica del área por investigar .

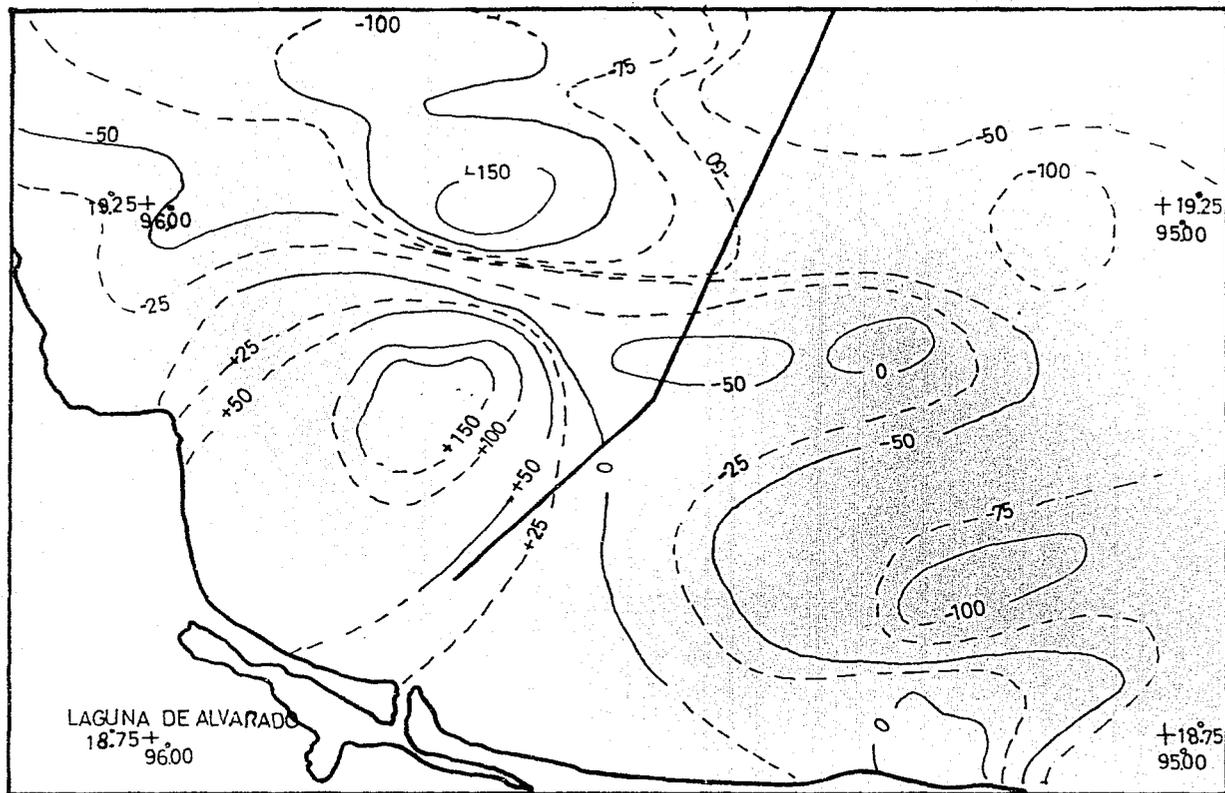


FIGURA 4 — isogamas de intensidad total en la parte suroeste del Golfo de México.
 (tomado de Moore y Del Castillo, 1974)

Modelos magnéticos bidimensionales .

Se trabaja con modelos bidimensionales en el plano XY - según se observa en la Figura 5 .

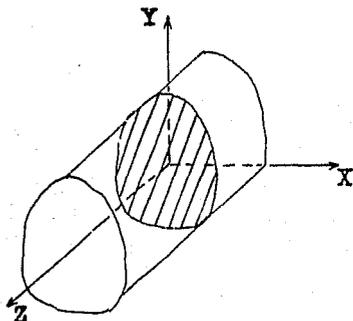


FIGURA 5

Es decir la sección de la figura normal al eje Z se man tendrá constante a lo largo de él .

Se llamara \bar{M} al momento dipolar por unidad de volumen o magnetización que se considerará constante en todo el cuerpo.

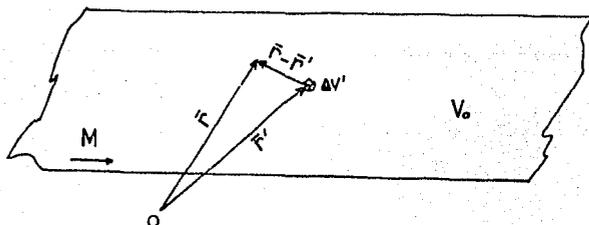


FIGURA 6

La expresión para obtener el potencial escalar magnético según Reitz (1967) es :

$$U(\mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_{\text{vol}} \bar{M}(\mathbf{r}') \cdot \frac{\mathbf{r} - \mathbf{r}'}{|\mathbf{r} - \mathbf{r}'|^3} dv' \quad \text{---} \quad (1)$$

pero

$$\vec{M} \cdot \frac{(\vec{r} - \vec{r}')}{|\vec{r} - \vec{r}'|^3} = \vec{M} \cdot \text{grad} \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}'|} \quad \text{--- (2)}$$

entonces

$$U(\vec{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_{\text{vol}} \vec{M} \cdot \text{grad} \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}'|} dv' \quad \text{--- (3)}$$

y considerando que \vec{M} se mantiene constante se tiene :

$$\vec{M} \cdot \text{grad} \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}'|} = \text{grad} \cdot \frac{\vec{M}}{|\vec{r} - \vec{r}'|} = \text{div} \frac{\vec{M}}{|\vec{r} - \vec{r}'|} \quad \text{--- (4)}$$

Aplicando la expresión del Teorema de Gauss se obtiene :

$$U(\vec{r}) = \int_{\text{sup}} \frac{\vec{M}}{|\vec{r} - \vec{r}'|} \cdot \vec{n} ds \quad \text{--- (5)}$$

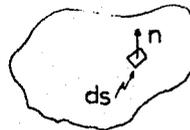


FIGURA 7

Donde \vec{n} es un vector unitario normal al elemento diferencial de superficie . (Figura 7)

Sea \vec{H} la intensidad magnética tal que $\vec{H} = -\vec{\nabla}U(\vec{r}) \quad \text{--- (6)}$

y denotando u, v, w a las coordenadas del elemento de volu -

men se tiene : $|\vec{r} - \vec{r}'| = [(x-u)^2 + (y-v)^2 + (z-w)^2]^{1/2}$

$$H_x = \int_{\text{sup}} \frac{(x-u) \vec{M} \cdot \vec{n}}{|\vec{r} - \vec{r}'|^3} ds \quad \text{--- (7a)}$$

$$H_y = \int_{\text{sup}} \frac{(y-v) \vec{M} \cdot \vec{n}}{|\vec{r} - \vec{r}'|^3} ds \quad \text{--- (7b)}$$

Si se integra entre los límites de $-\infty$ y $+\infty$ se obtendrá en el punto de coordenadas $x = 0$, $y = 0$, $z = 0$.

$$H_x = 2 \int \frac{u \bar{M} \cdot \bar{n}}{u^2 + v^2} dl \quad \text{--- (8a)}$$

$$H_y = 2 \int \frac{v \bar{M} \cdot \bar{n}}{u^2 + v^2} dl \quad \text{--- (8b)}$$

donde dl es el elemento diferencial de longitud obtenido en el plano $z = \text{constante}$.

La sección del modelo contenida en el plano $z = \text{constante}$ se aproxima por medio de una poligonal de n lados (Figura 8) donde φ es el ángulo formado con el eje X y el radio vector que va a cualquier punto del lado de la poligonal y θ el ángulo formado por un lado cualquiera del polígono con la dirección horizontal.

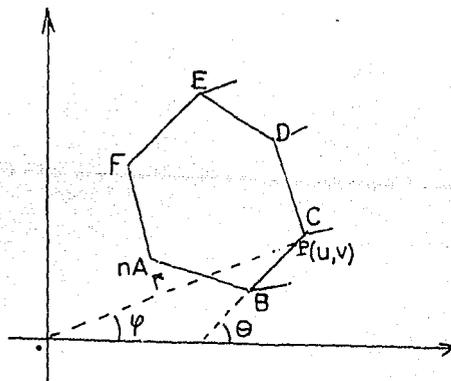


FIGURA 8

Se considerará un campo complejo de la forma :

$$\bar{H}_c = H_x - i H_y \quad \text{--- (9)}$$

y sustituyendo H_x y H_y en la expresión (9) y con ayuda de la Figura 8 se tiene :

$$\vec{H}_z = -2 \vec{M} \cdot \vec{n} \int \frac{\cos \psi - i \sin \psi}{r} dt = -2 \vec{M} \cdot \vec{n} \int \frac{e^{i\theta}}{r e^{i\psi}} dt \quad \text{--- (10)}$$

Obsérvese que en el plano complejo $z = r e^{i\psi}$ y $dz = e^{i\psi} dr - i r e^{i\psi} d\psi$ sustituyendo lo anterior e integrando, se tiene generalizando:

$$\vec{H}_z = -\vec{M} \cdot \vec{n} e^{-i\theta} \left[\log \frac{r_2^2}{r_1^2} + 2i(\psi_2 - \psi_1) \right] \quad \text{--- (11)}$$

pero $\vec{n} = -i e^{-i\theta} \hat{y}$ y $\vec{M} = M(m_i + l)$

resultando el producto escalar $\vec{M} \cdot \vec{n} = M(l \operatorname{sen} \theta_i - m \operatorname{cos} \theta_i)$

y haciendo $R_i = r_i^2$ se obtiene la siguiente expresión para el campo complejo .

$$\vec{H}_z = -2M \sum_{i=1}^n (l \operatorname{sen} \theta_i - m \operatorname{cos} \theta_i) (\operatorname{cos} \theta_i - i \operatorname{sen} \theta_i) \left[\frac{1}{2} \log \frac{R_{i+1}}{R_i} + i (\operatorname{tang} \frac{V_{i+1}}{U_{i+1}} - \operatorname{tang} \frac{V_i}{U_i}) \right] \quad \text{--- (12)}$$

donde según Corbató (1965) :

$$\operatorname{sen} \theta_i = \frac{V_{i+1} - V_i}{[(U_{i+1} U_i)^2 + (V_{i+1} - V_i)^2]^{1/2}} = \frac{B_i}{U_i^{1/2}} \quad \text{--- (12a)} \quad \operatorname{cos} \theta_i = \frac{U_{i+1} - U_i}{[(U_{i+1} U_i)^2 + (V_{i+1} - V_i)^2]^{1/2}} = \frac{A_i}{U_i^{1/2}} \quad \text{(12b)}$$

Definiendo las siguientes variables y sustituyendolas en la expresión (12) :

$$V_i = \log \frac{R_{i+1}}{R_i} \quad \text{--- (13a)} \quad W_i = \operatorname{tang} \frac{V_{i+1}}{U_{i+1}} - \operatorname{tang} \frac{V_i}{U_i} \quad \text{--- (13b)}$$

Tendremos, separando las componentes del campo, las expresiones finales para H_x y H_y .

$$H_y = +2M \sum_{i=1}^n \frac{B_i V_i (l B_i - m A_i)}{U_i} (V_i A_i - B_i V_i) \quad \text{--- (14)}$$

$$H_x = -2M \sum_{i=1}^n \frac{(l B_i - m A_i)}{U_i} (V_i A_i + W_i B_i) \quad \text{--- (15)}$$

Ambigüedad en las interpretaciones

Uno de los principales objetivos de la interpretación magnética es tratar de deducir la geometría de las estructuras geológicas y de los cuerpos capaces de producir cambios en el gradiente magnético .

Las anomalías magnéticas causadas por diversas formas de modelos pueden obtenerse mediante una integración numérica de las expresiones teóricas para el campo magnético .

Los valores de los parámetros del modelo se obtienen utilizando un método iterativo . Aplicando la teoría de mínimos cuadrados ,se obtiene la mejor curva de ajuste a un conjunto discreto de datos observados .

La interpretación de una anomalía magnética está siempre limitada por la carencia de una solución única . En principio tenemos un número casi indefinido de variaciones en la susceptibilidad magnética ,así como la incertidumbre en la dirección de polarización de las rocas ,ya que la magnetización no siempre está orientada en la dirección del campo magnético .

Así para una anomalía y magnetización dados existe un amplio rango de interpretaciones matematicamente posibles que puedan ser ajustadas a diferentes profundidades .

Se puede asumir una configuración a una profundidad y calcular el efecto de esa estructura en varias estaciones ; comparando el perfil calculado con el observado y visualizar donde se podría cambiar la configuración para conseguir un mejor ajuste . Y se dibuja la nueva configuración hasta conse -

guir una estructura cuyos efectos difieran de la observada por menos que el error observacional.

Ahora bien si se baja esta estructura a una distancia considerable y se calcula el efecto, se verá que no satisface la anomalía observada. Aunque si se altera su forma subiendo la altura con respecto a la superficie se puede llegar a una segunda configuración y así sucesivamente (Skeels, 1947).

Otro método usado frecuentemente consiste en comparar las anomalías observadas con perfiles calculados de masas de ciertas formas geométricas a diferentes profundidades.

La coincidencia entre un perfil observado y uno calculado no asegura que la masa perturbadora actual tenga la forma de la masa asumida. Además se debe considerar que en la naturaleza no es común encontrarse con cuerpos de geometrías regulares.

También es posible encontrar un gran número de justificaciones geológicas atribuibles. Es casi imposible decidir si determinada anomalía magnética se debe a irregularidades en la superficie del basamento o a un cambio lateral en la susceptibilidad magnética. En la práctica es posible limitar el rango de posibilidades gracias a una información geológica definitiva.

El problema de la interpretación cualitativa se resuelve - prácticamente asignando una geometría al modelo magnético, - concordante con la información proporcionada por sismología, - además de una buena información geológica del área, para la - elección de las propiedades físicas de los cuerpos que constituyen el modelo.

EL PROCEDIMIENTO DE CORBATO.

Para determinar la forma de la masa perturbadora de magnetización conocida, se propone un modelo inicial calculando las anomalías magnéticas y comparandolas con los valores observados. El ajuste se realiza usando el método de mínimos cuadrados, que usa las derivadas parciales de las anomalías con respecto a la profundidad de los vértices del cuerpo, en función de las coordenadas del mismo para reducir los residuos a un mínimo (Corbató, 1965).

Otro método conveniente para el cálculo de anomalías y ajuste, es el bidimensional de Talwani y otros (1959), en el cual el perfil del cuerpo es poligonalizado. Lo más común es proponer el tamaño y forma de una masa perturbadora que dé lugar a una anomalía más o menos conocida, encontrándose los residuos entre los valores observados y los calculados. Estos pueden servir como guía para ajustar el modelo. El ajuste del modelo se hace la mayoría de las veces sobre la base de tanteos. Ambos procedimientos emplean computadoras de alta velocidad.

En el método de mínimos cuadrados se consideran n estaciones, de las cuáles se obtendrán n datos y sean m las incógnitas (las profundidades de cada vértice del polígono); donde siempre el número de incógnitas será menor o igual que el número de estaciones (Figura 8).

Entonces si la suma de los cuadrados de los residuos es mínima :

$$S = \sum_{i=1}^n (g_i - G_i)^2 \quad \text{--- (16)}$$

donde g_i es la anomalía calculada y G_i es la anomalía observada .

$$\text{sea } g_i = g_i(1) + \Delta g_i \text{ ----- (17)}$$

donde $g_i(1)$ es la primera aproximación a g_i y Δg_i el término de error ; y ξ_i una incógnita del modelo tal que :

$$\xi_i = \xi_i(1) + \Delta \xi_i \text{ ----- (18)}$$

donde $\xi_i(1)$ es la primera aproximación a ξ_i y $\Delta \xi_i$ es la corrección al modelo propuesto .

Considerando el término de error hasta el primer orden de la serie de Taylor tal y como hace Corbató (1965), tenemos :

$$\Delta g_i = \sum_{j=1}^m (\Delta \xi_j \left. \frac{\partial g_i}{\partial \xi_j} \right|_1) \text{ ----- (19)}$$

donde $\left. \frac{\partial g_i}{\partial \xi_j} \right|_1$ es la derivada parcial en la primera aproximación . Sustituyendo en (16) se tiene :

$$S = \sum_{i=1}^n (g_i(1) + \Delta g_i - G_i)^2 \text{ ----- (20)}$$

Esto es :

$$S = \sum_{i=1}^n \left[g_i(1) + \sum_{j=1}^m (\Delta \xi_j \left. \frac{\partial g_i}{\partial \xi_j} \right|_1) - G_i \right]^2 \text{ ----- (21)}$$

Pero para que S sea mínima se requiere que :

$$\frac{\partial S}{\partial \Delta \xi_k} = 0 \text{ ----- (22)}$$

Es decir que :

$$2 \sum_{i=1}^n \left[(q_i(1) - G_i) + \sum_{j=1}^m \Delta \xi_j \frac{\partial q_i(1)}{\partial \xi_j} \right] \cdot \left[\frac{\partial}{\partial \Delta \xi_k} (q_i(1) - G_i) + \right. \\ \left. + \sum_{j=1}^m \frac{\partial q_i(1)}{\partial \xi_j} \delta_{ik} + \sum_{j=1}^m \Delta \xi_j \frac{\partial}{\partial \Delta \xi_k} \left(\frac{\partial q_i(1)}{\partial \xi_j} \right) \right] = 0 \quad \text{--- (23)}$$

Desarrollando, se llega finalmente a la expresión :

$$\sum_{i=1}^m \left\{ \Delta \xi_i \left[\sum_{k=1}^n \left(\frac{\partial q_i(1)}{\partial \xi_k} \frac{\partial q_i(1)}{\partial \xi_j} \right) \right] \right\} = \sum_{i=1}^n \left[\frac{\partial q_i(1)}{\partial \xi_k} (G_i - q_i(1)) \right] \quad \text{--- (24)}$$

Debido al carácter de la aproximación involucrada es necesario repetir el procedimiento varias veces. El sistema de ecuaciones simultáneas obtenido (ecuación 24) requiere hacer uso de computadoras de alta velocidad .

Las derivadas parciales necesarias pueden obtenerse de - dos maneras : a) cambiando la primera aproximación de la incógnita ξ_j por una pequeña cantidad y recalculando la anomalía ó b) usando la expresión de la derivada en términos de las coordenadas de los vértices del polígono .

Corrección propuesta al método .

Se sugiere una reforma al procedimiento de Corbató (1965) descrito ,la cual consiste en asumir que el término de error Δg_i en la serie de Taylor es significativo y posteriormente despreciar ,al igual que el citado autor ,los términos de orden mayor que dos,considerando que ya no son tan significativos.

El término de error hasta el segundo orden en la serie de Taylor es :

$$\Delta g = \sum_{i=1}^m \Delta \xi_i \frac{\partial g(1)}{\partial \xi_i} + \frac{1}{2} \sum_{i=1}^m \left(\sum_{k=1}^m \Delta \xi_i \Delta \xi_k \frac{\partial^2 g(1)}{\partial \xi_i \partial \xi_k} \right) \quad (25)$$

y debido a la condición de que la suma de los cuadrados de los residuos sea mínima,se tiene :

$$\frac{\partial S}{\partial \xi_i} = 0 \quad (26)$$

donde S esta definido por la expresión :

$$S = \sum_{i=1}^n (g_i(1) - G_i + \Delta g_i)^2 \quad (27)$$

Sustituyendo el término de error en la ecuación (27) y realizando todos los desarrollos necesarios ,así como despreciar los términos de grado dos se llega a la expresión final:

$$\sum_{i=1}^n \left[(G_i - g_i(1)) \frac{\partial g_i(1)}{\partial \xi_i} \right] = \sum_{j=1}^m \left[\Delta \xi_j \left[\sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial g_i(1)}{\partial \xi_j} \right) \left| \frac{\partial g_i(1)}{\partial \xi_i} \right| + \right. \right. \\ \left. \left. + (g_i(1) - G_i) \frac{\partial^2 g_i(1)}{\partial \xi_j \partial \xi_i} \right) \right] \quad (28)$$

Nótese que los términos de segundo orden se han despreciado después de efectuar la derivación de S y no en el desarrollo del término de error Δg_i como lo hace el propio Corbató .

Ventajas de la corrección .- Comparando la expresión (28) obtenida al considerar el término de error Δg_i hasta el segundo orden en la serie de Taylor con la expresión (24) obtenida por Corbató (1965), se observa que difieren en el término :

$$\sum_{i=1}^m \left\{ \Delta \xi_i \left[(g_i(1) - G_i) \frac{\partial^2 g_i(1)}{\partial \xi_i \partial \xi_i} \right] \right\} \text{-----} (29)$$

Es obvio a primera vista lo significativo que es, ya que por tratarse de un término de primer orden en la corrección al modelo ayudará a que la solución al sistema de ecuaciones lineales converja más rápidamente .

Obsérvese que se trabaja con los mismos elementos utilizados en el programa, que aplica el procedimiento de Corbató (1965), salvo que sería necesario calcular el factor :

$$\frac{\partial^2 g_i(1)}{\partial \xi_i \partial \xi_i} \text{-----} (30)$$

el cual utiliza coeficientes ya conocidos .

CORRELACION TECTONOFISICA EN LA ZONA BAJO ANALISIS

Para tratar de obtener una idea más clara del área en que se localiza la línea 17 (Figura 1), es conveniente conocer las características principales de la geografía y geología del Sureste de México . En especial los tópicos relacionados con el Golfo de México y el Eje Neovolcánico que divide a México a lo largo del paralelo 19°, así como algunos conceptos sobre la extensión de las ideas de la deriva continental en la que se basan algunas reconstrucciones sobre la evolución tectónica del Golfo de México .

La deriva continental

La coincidencia entre los continentes es algo tan obvio que salta a la vista y sin embargo , durante siglos nadie en el mundo científico estuvo preparado para creerlo ; apenas recientemente una buena mayoría de científicos estudiosos de la tierra han aceptado que algunos de los litorales coinciden casi perfectamente .

A principios de este siglo Taylor (Hurley, 1968) aplicó la idea, para explicar la formación y distribución de plegamientos actuales en nuestros días . Suponía la existencia de dos grandes masas terrestres ; una , en el Norte y otra , en el Sur, que se trasladaron hacia el ecuador , plegando los bordes prin

cipales de dichas masas emigrantes en cadenas montañosas; sin embargo la explicación de la translación continental resultó muy desafortunada.

Un par de años después Wegener (Hallam, 1972) expuso su concepto de la translación continental, acumulando considerables evidencias para respaldarlo. Como era meteorólogo su teoría en primer término explicaba los grandes cambios climatológicos en tiempos pasados y aportó considerables evidencias de similitudes entre tierras, unas frente a otras, que abarcan - movimientos terrestres, sucesión geológica, fauna y flora fósiles. Las evidencias indican que estas tierras tienen una historia geológica similar desde épocas Paleozoicas y Mesozoicas.

Las fuerzas que Wegener consideró determinantes de la deriva continental, resultan demasiado pequeñas para arrastrar rocas firmes sobre otras de la misma naturaleza en recorridos de cientos de kilómetros.

Hoy en día, los geofísicos aceptan como buena la idea de que los continentes cristalizaron en una o dos grandes masas de tierra, que luego se dividieron en varios trozos y se trasladaron para tomar sus actuales posiciones. Una opinión reciente (Maxwell, 1968) acerca de la causa de la deriva continental, se aplicaría mediante un sistema de fuerzas de convección existentes bajo la corteza. En este mecanismo la verdadera capa basáltica sobre la cuál descansan los continentes, es arrastrada por estas corrientes de convección que circulan en la subcorteza.

En 1928, (Cailleux, 1968) se propuso que el origen de ta--

les corrientes eran las diferencias de temperatura en el manto, que pueden dar lugar a un efecto de agitación o convección . - Tales corrientes serían muy lentas, moviéndose quizá a una velocidad de pocos centímetros por año .

A los argumentos geológicos originales de Wegener se añadieron medidas de magnetismo en rocas antiguas . Como resultado de estas medidas se encontró que su Norte magnético apuntaba muchas veces en dirección distinta a la del actual ; lo que indicaba que algo se había movido en el intervalo de tiempo -- transcurrido . Bajo tales circunstancias sólo se tienen dos posibilidades : o los polos magnéticos se han movido en la dirección de las manecillas del reloj o los continentes han cambiado su posición con respecto a los polos . También se encontró, que la posición del polo siguió una trayectoria reversible en el tiempo y que fue diferente para cada continente .

Hasta mediados de la década de 1950 , las circunstancias habían limitado las actividades de los geólogos . El hacer estudios del fondo oceánico era muy difícil , pero en los últimos años , gracias a las nuevas y variadas técnicas se ha llevado a cabo un progresivo y consistente estudio , proporcionando datos de vital interés en apoyo de la deriva continental . El acci-dente geográfico más notable que surgió en esta búsqueda fue - una cadena ininterrumpida de cordilleras y montañas de 75 000 Km que serpentean alrededor del globo , bautizada como la "gran cordillera meso-oceánica" . En el Pacífico se eleva suave y uniformemente del fondo oceánico , pero en el Atlántico adquiere - forma de zig-zag , lleno de precipicios . Esta cordillera está

cortada en ángulos rectos por docenas de fracturas o fallas - que dividen su cresta en pequeñas secciones. Estos alineamientos hacen que la cordillera Atlántica adquiera un combamiento hacia un lado o hacia otro, cambia de dirección como si se - tratase de una escalera caprichosa que buscase quedar exactamente a la distancia entre el continente Americano, Europa y - Africa. Hasta el descubrimiento de la cordillera, la mayoría - de los geólogos habían supuesto el paralelismo de los litorales continentales como pura coincidencia. Pero ahora este hallazgo lleva la coincidencia demasiado lejos.

La teoría de convección interna indica que las crestas - pueden originarse por la ascensión de material caliente procedente del interior de la tierra, el cual al subir a la capa - subcortical y trasladarse horizontalmente, arrastra consigo - partes de la corteza en contacto con ellas.

Bajo los continentes o en zonas próximas parece como si hubiesen corrientes descendentes que "dirigieran" esas masas , facilitando así su camino de vuelta hacia el interior de la tierra. Este hecho podría explicar la existencia de profundos valles oceánicos.

Por lo anterior, la vieja coincidencia de los litorales - no se debe a una simple casualidad; la coincidencia submarina de las plataformas continentales es casi perfecta y se suma a los argumentos en apoyo de la deriva de los continentes.



Fig 9 - Mediante el sonar los oceanógrafos han medido el contorno de -- las plataformas continentales -- (zona punteada); los científicos de la Universidad de Cambridge -- dieron estos datos a la computadora y el resultado confirmó que los bordes de Europa, Africa y América embonan (tomado de Garland 1971) .

El Eje Neovolcánico

Humboldt (Mooser, 1973) , introdujo la hipótesis de que los grandes volcanes están situados sobre una fractura de la corteza , que corta a México a lo largo del paralelo 19° , desde el Atlántico hasta el Pacífico , incluyendo las islas Revillagigedo , pues éstas son estructuras pertenecientes a la misma fractura gigante .

Más tarde , investigaciones de 1950 (Mooser, 1973) reviven la hipótesis de Humboldt al descubrirse la fractura Clarión . Ahora el alineamiento de los grandes volcanes mexicanos podría ser la extensión continental de una fractura oceánica (Figura 1).

Mooser (1972) consideró la zona volcánica como una plataforma "geotumor" sujeta a movimientos a lo largo de dos grandes alineamientos : la línea Humboldt en el Sur (extensión de la fractura Clarión) y la línea Chapala-Acambay en el Norte - (extensión del sistema de la falla de San Andrés) .

Por el momento el Eje Neovolcánico puede considerarse una vieja zona de debilidad de la corteza que fue reactivada a principios del Terciario .

El Eje Neovolcánico es una estructura compleja caracterizada por emisiones volcánicas a partir del Mioceno (Mooser, 1972) , la cual persiste en la actualidad . La actividad ígnea, en su mayor parte lavas andesíticas , debidas probablemente a la subducción que toma lugar en la trinchera de Acapulco .

En general el Eje Neovolcánico forma una estructura que - recorre México transversalmente de NW a SE , siendo cruzado por

centros de fracturas y fallas que lo cortan en dirección Noreste y Noroeste .

Los grandes volcanes de México (Orizaba, Popo, Nevado de Toluca, Tancitaro y la Malinche) , se sitúan en aquellos puntos donde el Eje Neovolcánico sufre un corrimiento , es decir , en las esquinas meridionales de los zizagueos (Figura 10) . En Colima se localiza el Volcán de Fuego , en un punto afectado por un fracturamiento que lo corta en dirección NW . El Volcán de Colima obedece a un ambiente volcánico completamente diferente.

El Eje Neovolcánico puede dividirse en dos partes (Moser, 1973) : por la unión de las estructuras Colima graben que corre en dirección Norte-Sur y la estructura principal Este-Oeste , cerca de Guadalajara ; significativamente este punto de debilidad está marcado por fallas menores y la gran caldera la Primavera . De Guadalajara al Pacífico , el Eje Neovolcánico forma una estructura estrecha bastante regular que corre en dirección Noroeste , uniéndose con el Golfo de California . De Guadalajara hacia el Este , el Eje forma una amplia banda zizagueante que eventualmente llega al Golfo de México . El patrón zizagueante es el resultado de desplazamientos a lo largo de fracturas en dirección SW-NE .

Los límites visibles hacia el Este del Eje Neovolcánico lo forman el grupo volcánico de los Tuxtlas . Este complejo de volcanes del Plioceno-Pleistoceno sigue el final de las grandes fracturas que corren cerca de la bahía de Coatzacoalcos .

La actividad sísmica del Eje es generalmente baja, la profundidad del foco de los temblores no se conoce . Los tem--

blores de baja energia son frecuentes . Las máximas magnitudes registradas son de 6 - 6.5 R en el NW de Guadalajara en 1912 , cerca de Jalapa en 1920 y en el Norte de Coatzacoalcos . Recientemente , en 1973 , se han registrado otros fuertes sismos en Cordoba y Colima .

Se ha observado que la actividad sísmica del Eje Neovolcánico decrece abruptamente hacia el Norte .

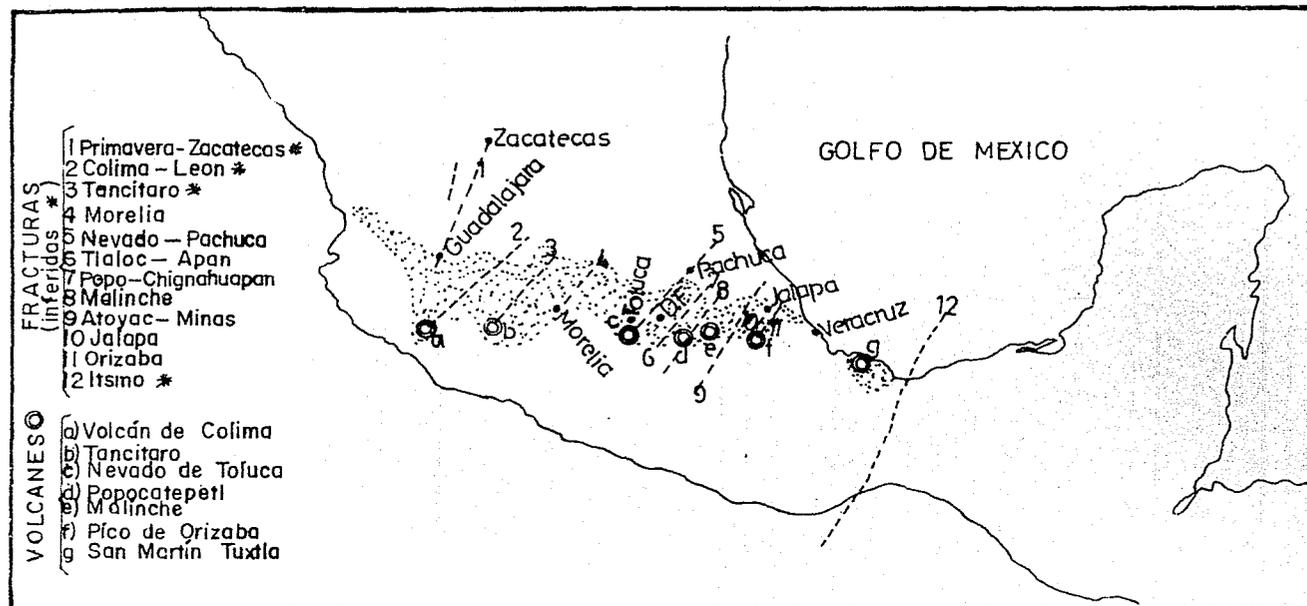


FIGURA 10 — Grandes volcanes y fracturas principales del Eje Neovolcánico.

(obtenido de Mooser, 1973)

El Golfo de México

El Golfo de México, que limita con México al Sureste, es una cuenca con corteza oceánica limitada por las plataformas de Yucatán y Florida, muy similares en topografía y tipo de sedimento (Antoine y Pyle, 1970). En las costas del Golfo es visible la activa erosión y afallamiento.

Evidencias sísmicas, magnéticas, gravimétricas y geológicas sugieren que el Golfo de México se extiende bajo una gruesa sección sedimentaria con la base de basamento cristalino bu zando hacia el centro de la cuenca. La mayor parte del fin Este del Golfo de México es una planicie costera que se extiende bajo sedimentos carbonatados del Jurásico y Terciario (Del Castillo, 1973).

Estudios realizados en el Golfo (Del Castillo, 1973) confirman que la corteza oceánica del Golfo de México, tiende a adelgazarse hacia su centro. En general casi todos los perfiles del Proyecto "CICAR" indican un engrosamiento de sedimentos mar afuera. Esta evidencia podría explicarse mediante el adelgazamiento de la corteza y elevaciones en las rocas del basamento.

Estudios de refracción sísmica (Ewing y otros, 1955), mostraron que la cuenca del Golfo de México es una típica área oceánica, modificada únicamente por una gruesa sección sedimentaria.

Existen varias hipótesis para explicar el origen del Golfo de México, que implican su permanente existencia como una cuenca

marina profunda ,desarrollada por el hundimiento de un terreno anteriormente continental o su formación por agrietamiento de la corteza .

El concepto de hundimiento fue atacado duramente sobre la base de evidencias que mostraban diferencias fundamentales entre tierras y áreas de mar profundo . Este concepto utiliza la idea de la regeneración de una nueva corteza continental mediante la intrusión de material magmático que aumentaría la densidad de la corteza al expeler materiales volátiles y por conversión de silicatos en fases más densas .

La hipótesis de que el Océano Atlántico se formó por extensión del piso oceánico,ha logrado gran aceptación gracias a las evidencias proporcionadas por perforaciones en mar profundo .

Se sugiere que el Golfo de México nació al mismo tiempo que la grieta Atlántica ,considerando que cuando el Golfo (Moore y Del Castillo,1974) se encontraba abierto a la mitad, la circulación de agua fue restringida y gruesos depósitos de evaporitas se depositaron en la cuenca . Su abertura posterior estableció una salinidad normal y condujo al desarrollo de áreas libres intermedias de sal .

La subsecuente evolución estructural de la cuenca del Golfo de México se cree que ha sido principalmente el resultado de una interacción entre ésta y placas tectónicas del área del Pacífico . Aparentemente la evolución de esta región viene a relatar las pasadas uniones entre las placas Norteamericana y Africana y los movimientos de compresión,extensión y ruptura

en la deriva de los continentes hacia el Oeste . La evolución geotectónica del Golfo de México ,se presenta en varias reconstrucciones (Figura 11) . Otros autores (Moore y Del Castillo,-1974) difieran de ellas ,principalmente en algunas líneas de extensión y en la ubicación de Honduras .

Se ha llegado a identificar la sutura inicial del Golfo de México (Freeland y Dietz,1971) por la margen de la cuenca del Jurásico medio ,partiendo del cañón submarino de Desoto , que tiende en dirección Noroeste a través del Sureste de Alabama y el centro de Missisipi ; hacia el Oeste a lo largo de la línea Arkansas-Lousiana y en dirección Sur en México .

La evolución tectónica del Golfo de México se cree que ha sido dominada por dos factores : 1) Extensión entre las placas Norte y Sudamericana y 2) Convergencia entre la placa Norteamericana y las de la cuenca del Pacífico .

La Figura 11a ,muestra la abertura inicial del Atlántico Norte y el apartamiento entre Norte y Sudamérica . La división entre Norte y Sudamérica fue acompañada en su mayor parte por la abertura del Golfo de México ,con los bloques de Yucatán y Honduras,rotando como una sola unidad alrededor de un punto cercano al Istmo de Tehuantepec .

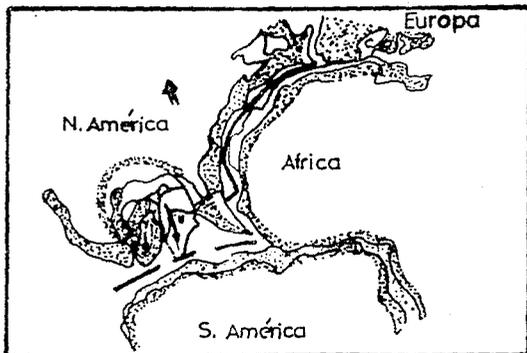
La Figura 11b ,muestra la posición de las placas a fines del Jurásico Medio y al Golfo de México,al Caribe y al Atlántico Norte como cuencas salinas intercratónicas con depositación salina continua .

Después de la abertura inicial del Atlántico,la carencia de inversiones en el campo magnético terrestre se refleja como

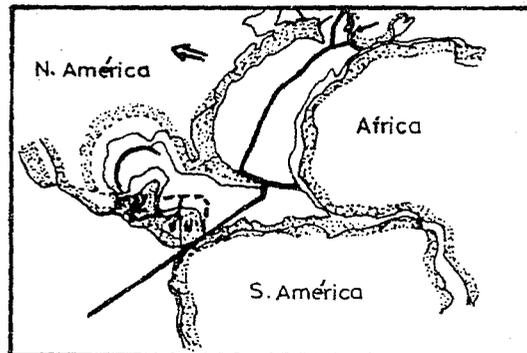
una zona magnéticamente quieta.

Durante los estados finales de su abertura, la rápida sedimentación en zonas de hundimiento, probablemente previnieron el enfriamiento rápido de coladas de lava que registraron la polaridad del campo magnético.

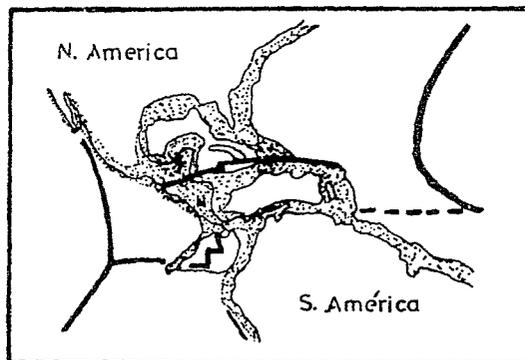
En esta etapa se completó la formación del Golfo. En el presente, el Golfo de México forma parte de la placa Norteamericana, mientras que la región del Caribe es parte de la placa Sudamericana (Figura 11 c).



a - Finales del Triásico.



b - Jurásico Medio.



c - Presente

Y = Yucatán
N = Nicaragua y Honduras

FIGURA 11 — Reconstrucciones sobre la evolución geotectónica del Golfo de México
(basado en Freeland y Dietz, 1971)



FIGURA 12 — Sismograma de la Línea 17

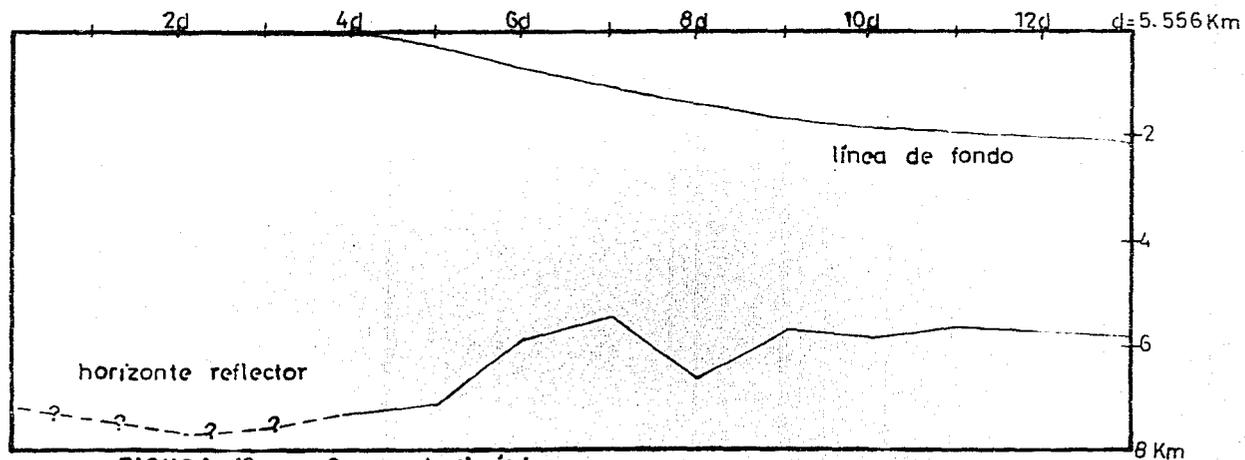


FIGURA 13 — Curva batimétrica

INTERPRETACION Y CONCLUSIONES

En esta parte se discutirán algunos de los puntos que son necesario tomar en cuenta para la interpretación del sismograma y las bases para la construcción de los modelos . Así mismo se integraran los argumentos geológicos -geofísicos empleados para la construcción de los mismos .

Registro sísmico

El registro sísmico de la Línea 17 del Proyecto "CICAR" - (Figura 12) ,consiste de una sección de más de 70 kilometros - realizada mediante la técnica de reflexión continua . Se tiene información adicional consistente en varias medidas de batimetría ,con las cuales se construyó ,en forma muy evidente la línea o superficie del fondo marino (Figura 13) .

En los sismogramas es común observar eventos que se caracterizan por tener un tiempo aproximadamente doble, triple etc - del de la reflexión original de la misma superficie reflectora.

En los registros sísmicos marinos ,la reflexión original del fondo del mar ,aparece generalmente duplicada . Otras veces se encuentran reflexiones tan tardías que parecen proceder de algún punto situado debajo de la parte inferior del basamento y aunque no existe ninguna razón para creer que las ondas sísmicas puedan ser reflejadas por superficies en el interior del basamento ,es posible encontrar mediante un análisis de tiempos y verificación de horizontes ,que dichos aconteci-

mientos son eventos retrasados en las capas sedimentarias, ocasionando reflexiones múltiples.

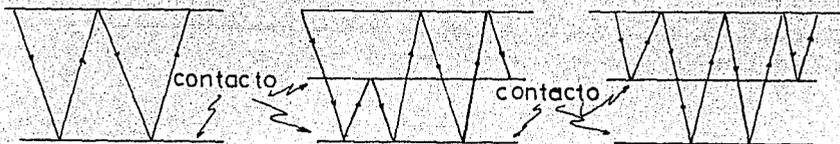


FIGURA 14 - Algunos tipos de reflexiones múltiples.

Es muy importante identificar las reflexiones múltiples por la falsa información que pueden proporcionar si no se llega a reconocer su verdadera naturaleza; además, el carácter de los primeros acontecimientos puede deformarse por los múltiples superpuestos.

En el sismograma de la Línea 17 se observan claramente varias múltiples de la reflexión original del fondo marino, así como el ruido que enmascara la señal en la parte del sismograma correspondiente a la zona cercana al continente. También ha sido señalado (Figuras 12 y 13), el horizonte reflector principal (entre sedimento y basamento), que se utilizó como base, salvo pequeñas modificaciones, en la construcción de los modelos.

La desventaja que presenta este tipo de registros sísmicos es que con el equipo utilizado en el trabajo del Proyecto "CICAR" no se registraron las señales en cinta magnética, por lo que no hubo posibilidades de eliminar ruidos y señales espúreas mediante un tratamiento por computadora, ya sea digital o analógica.

Modelos estructurales bidimensionales.

Los modelos estructurales propuestos trataron de justificar anomalías geofísicas correspondientes a irregularidades en la superficie del basamento cristalino, inferidas mediante el perfil de reflexión continua. La información sísmica se complementó con información magnética (Proyecto "IDOE"), utilizando el programa de Talwani (1959).

En los modelos magnéticos propuestos se despreció el efecto de la capa sedimentaria, considerando mínima su contribución al campo observado; pues casi todas las variaciones en la intensidad total, medidas en la superficie, están asociadas con cambios litológicos o con irregularidades del basamento.

El límite inferior de los modelos se tomó a 10 kilómetros de profundidad, considerando que a mayores profundidades la contribución magnética de las rocas al campo se reduce enormemente debido a las altas temperaturas a las que se encuentran sometidas. Los modelos se prolongaron suficientemente en dirección lateral con el fin de reducir efectos provenientes de esas direcciones.

El cálculo del campo magnético producido por los modelos se evaluó a lo largo de 24 estaciones colocadas a intervalos regulares de 2778 metros. Los datos obtenidos por la computadora se muestran en la Figura 21.

Se seleccionaron tres opciones entre varios modelos cuyos campos ajustaban bien con el campo observado. Estas opciones se tomaron sobre la base de que la parte del sismograma -

que va hacia el continente está muy ruidosa ; los ruidos hacen que se pierda completamente el horizonte reflector principal . También la carencia de información de pozos no permite tener - ningún punto de control en la costa .

La comparación entre los perfiles magnéticos se ilustra en las Figuras 16 , 18 y 20 . El ajuste es muy aceptable , registrandose a lo sumo , en algunos lugares, diferencias máximas de 20 gamas entre el campo magnético observado y el calculado, que incluyen errores en la posición del barco , efectos de latitud etc . La incertidumbre se incrementa por la carencia - de una solución única .

Los modelos están constituidos por varios cuerpos cuyas propiedades se simulan . En cada uno de ellos podemos distinguir un cuerpo con un momento magnético de 140 gamas que podría ser identificado como una capa basáltica .

En los modelos B y C (Figuras 17 y 19) se ha modelado un cuerpo procedente de la parte continental con un momento magnético de 40 gamas que podría identificarse como una capa granítica .

Además de los cuerpos aludidos que son la parte fundamental de los modelos , se tiene un cuerpo de alta magnetización - ($M = 180$ gamas) que aparece en cada uno de los modelos en forma de dique , atravesando estructuras y sedimentos . No se pretende que este cuerpo tenga la forma y dimensiones propuestas , pero si que represente un cuerpo intrusivo (?) , que justifica un residual en la tendencia del campo observado de unas 40 gamas .

En el marco tectónico se ha discutido la evolución del Golfo de México ,incluyendo una serie de reconstrucciones donde se muestran las posiciones ,donde se supone estaban los cratones de Yucatán y Nicaragua-Honduras durante la abertura del Golfo y su posterior rotación a las posiciones que actualmente ocupan . Estos movimientos dejaron la zona del Golfo de México como una gran cuenca ; por lo tanto es de esperar la existencia de problemas isostásicos ,para tratar de solucionar la descompensación existente . No sólo de tipo vertical ,sino también un transporte de material de la zona continental hacia la gran cuenca . Este argumento refuerza la existencia de cuerpos intrusivos ,como el que se infiere en los modelos .

Con lo expresado el modelo A consistiría de una capa basáltica ($M = 140$ gamas) ,un cuerpo intrusivo ($M = 180$ gamas) y otro cuerpo de alta magnetización ($M = 150$ gamas) -proveniente de la parte continental descansando sobre la capa basáltica . A primera vista este modelo es el que menos posibilidades geológicas tiene ,aunque en su defensa podría decirse que , a pesar que la línea se encuentra alejada de la costa , podría tener una raíz continental que arrancase del inicio del registro sísmico . Sin embargo ,esta opción muestra como con una buena información geológica ,es posible reducir la incertidumbre en las interpretaciones .

El modelo C está compuesto por la capa basáltica ($M = 140$ gamas) ,una capa granítica ($M = 40$ gamas) ,el cuerpo intrusivo ($M = 180$ gamas) y un par de cuerpos alargados provenientes de la parte continental ($M = 55$ gamas) ,incrustados-

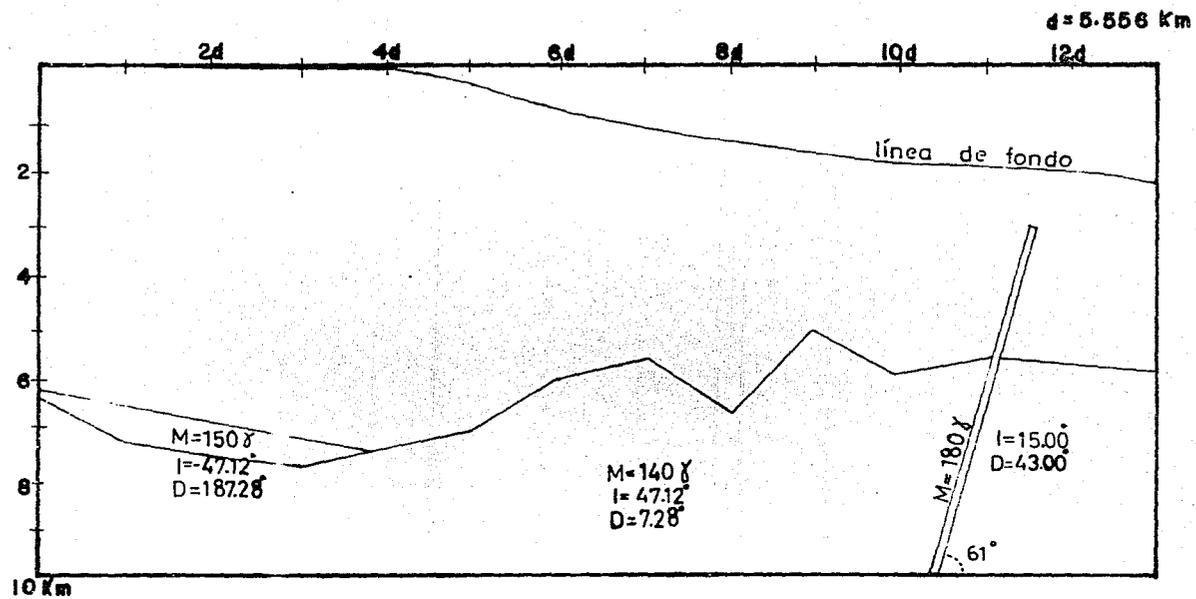
en la sección sedimentaria ,los cuáles pueden referirse como - horizontes volcánicos .

Ya se ha mencionado que esta línea bajo estudio está situada equidistante entre dos importantes unidades de la geomorfología mexicana,esto es entre la terminación Este de la estructura principal del Eje Neovolcánico y el grupo volcánico de los Tuxtla, donde se encuentran eventos volcánicos tanto intrusivos como extrusivos .

El ambiente reflejado durante el Terciario en casi toda la cuenca salina del Istmo,principalmente en el Oligoceno y Mioceno inferior,es una serie de alternancias de cenizas volcánicas, derrames de lava y arcillas .Algunos pozos continentales (Hernandez,1973) al Sur de la Línea 17,cerca de la Bahía de Coatzacoalcos,confirman la presencia de derrames consistentes en tobos volcánicas y material piroclástico .

El modelo B,salvo esos cuerpos alargados que se han referido como horizontes volcánicos,consta de los mismos elementos - que el modelo C y al igual que éste,muestra una clara idea de la raíz continental.No obstante se podría decir que el modelo B representa un caso particular,simplista del modelo C en el caso de no encontrarse eventos volcánicos .

Con la información geológica de la cuenca del Istmo se considera que la opción C es la que más se aproxima a la realidad y la que más defensa tiene desde el punto de vista estructural porque no se ve nada que pueda impedir la existencia de un panorama diferente durante el Terciario,semejante al de la cuenca del Istmo ,al Sur de la Línea 17 .



M = magnetización
 I = inclinación
 D = declinación

FIGURA 15 — Modelo estructural (A)

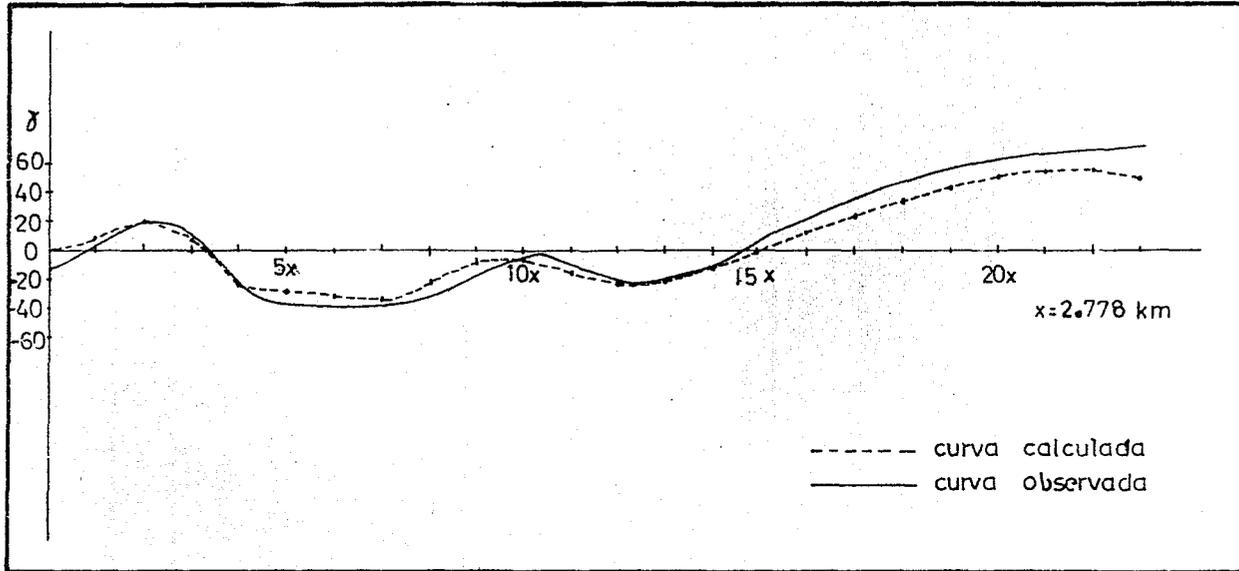


FIGURA 16 — Comparación entre perfiles magnéticos . (Modelo — A)

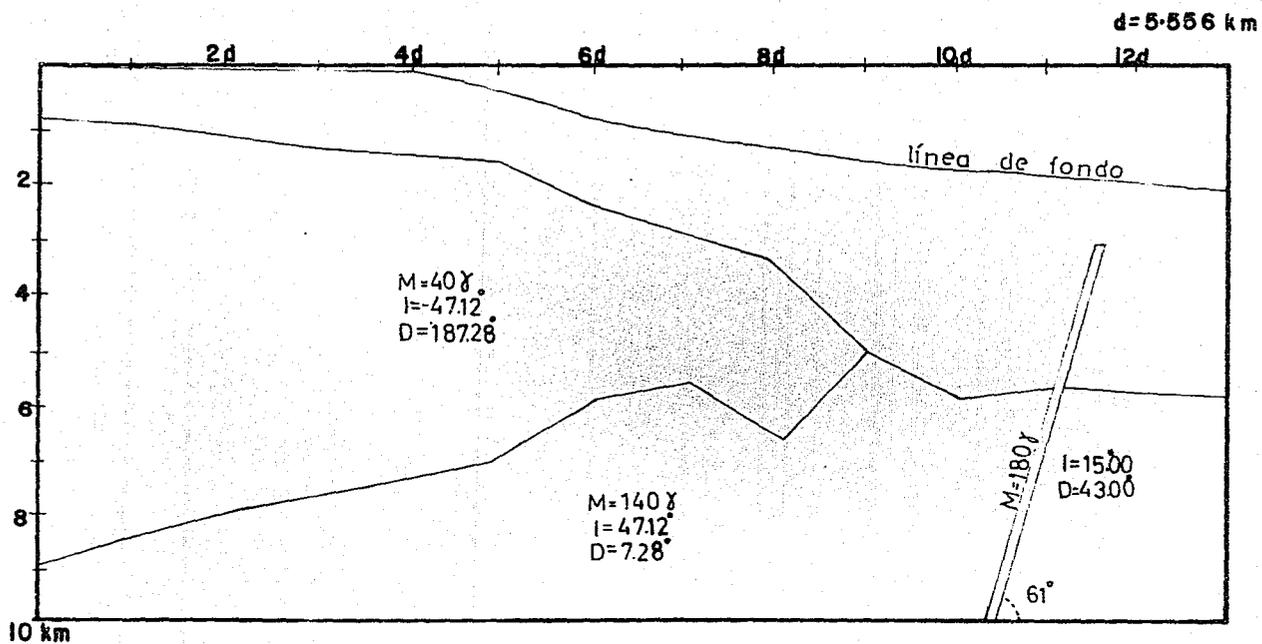


FIGURA 17 — Modelo estructural (B)

M= magnetización
 I= inclinación
 D= declinación

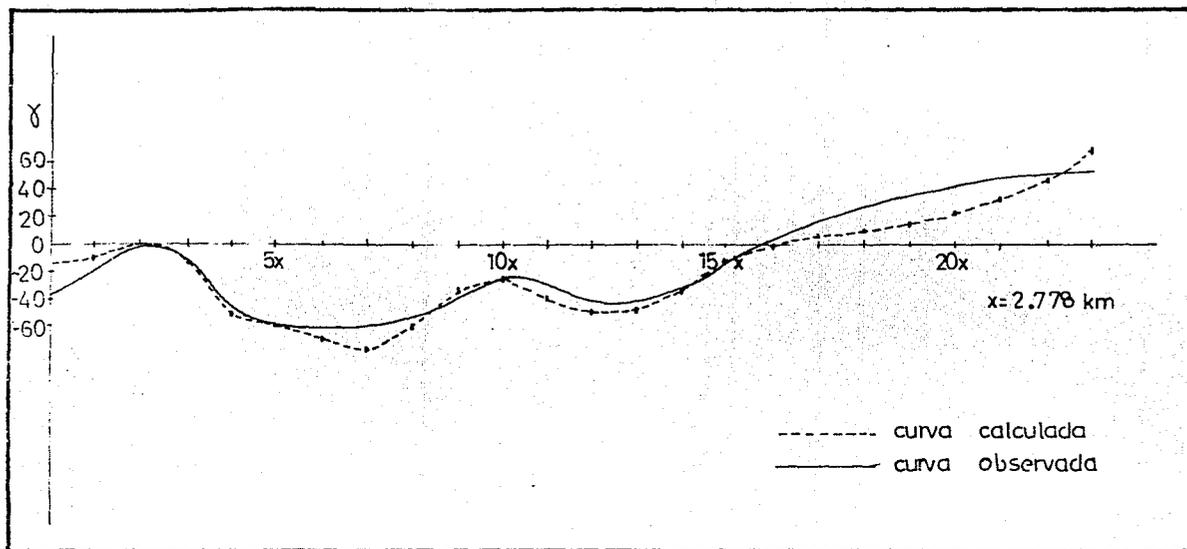
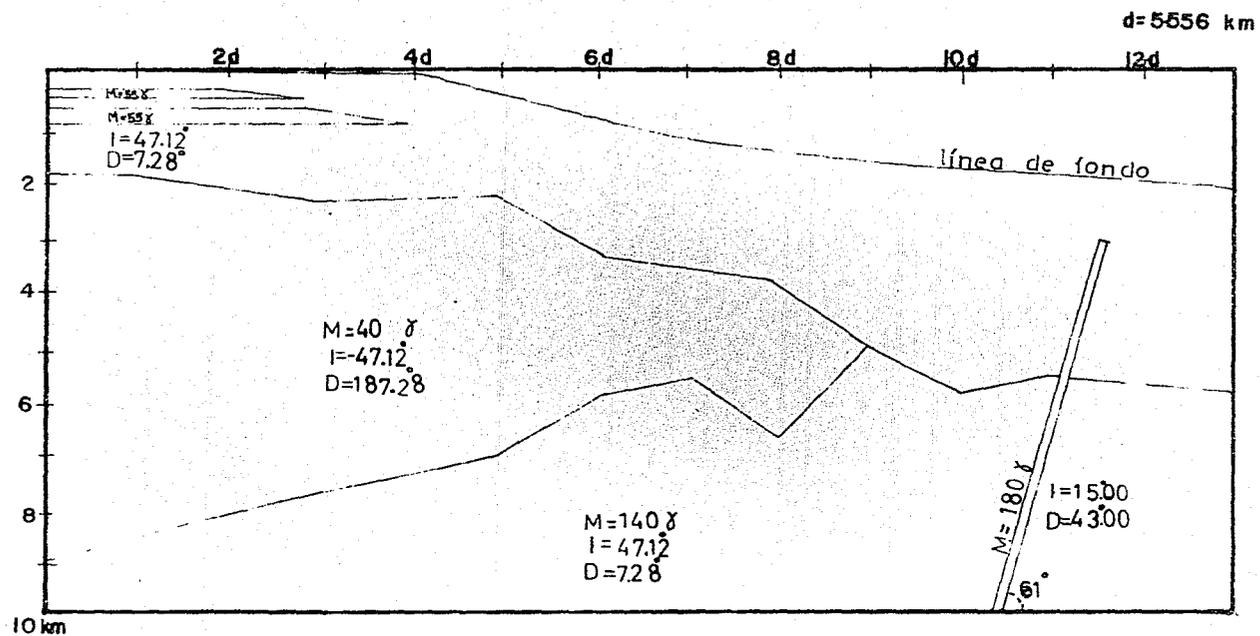


FIGURA 18 — Comparación entre perfiles magnéticos (Modelo — B)



M = magnetización
 I = inclinación
 D = declinación

FIGURA 19 — Modelo estructural (C)

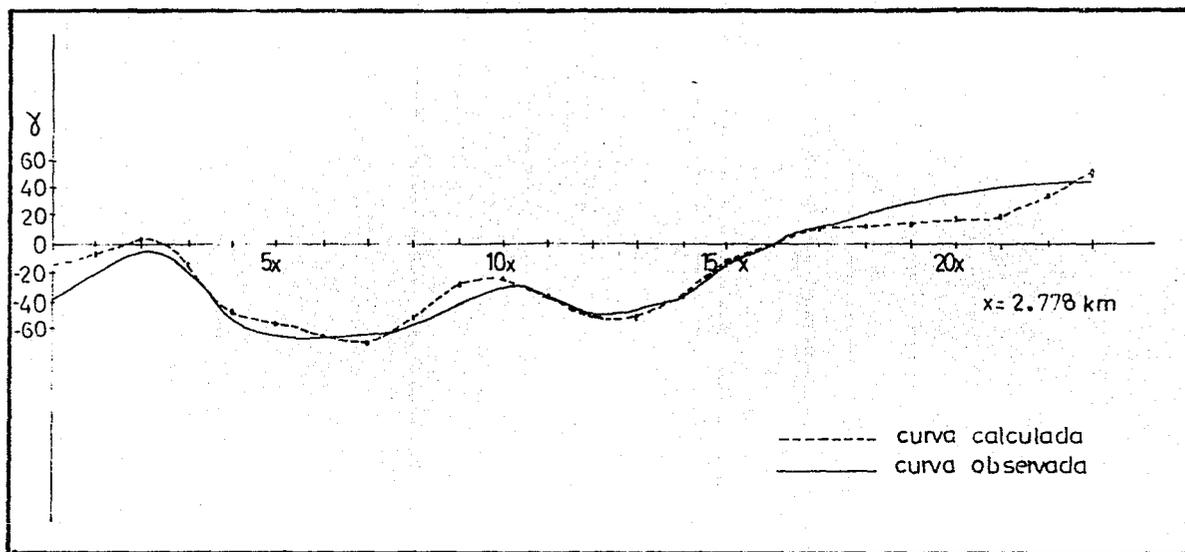


FIGURA 20 — Comparación entre perfiles magnéticos (Modelo — C)

INTERVALO ENTRE ESTACIONES = 2778.00 METROS			
ESTACION	MAGNETISMO CALCULADO (GAMMAS)		
1	1.483	-14.747	-13.025
2	7.926	-10.007	-8.029
3	20.528	0.467	2.778
4	7.830	-14.968	-12.205
5	-26.929	-53.347	-49.949
6	-31.039	-62.277	-57.954
7	-34.988	-71.953	-66.325
8	-38.105	-78.244	-71.305
9	-26.707	-61.489	-54.669
10	-11.055	-35.087	-30.700
11	-9.001	-28.611	-26.494
12	-18.798	-41.048	-40.426
13	-25.899	-51.313	-52.413
14	-23.622	-49.967	-52.490
15	-13.443	-35.657	-37.714
16	-0.308	-13.350	-14.402
17	11.518	-1.317	0.724
18	22.144	4.947	10.318
19	33.114	9.557	12.549
20	43.537	13.773	14.668
21	51.074	21.088	17.539
22	54.997	31.546	19.292
23	55.127	46.323	34.616
24	48.813	68.693	53.513

modelo A

modelo B

modelo C

FIGURA 21 — Valores magnéticos obtenidos por la computadora

BIBLIOGRAFIA

- Antoine, W.J. y Pyle, E.T., 1970 : Crustal studies in the Gulf of México , *Tectonophysics*, v.10, p.477-494 .
- Corbató, C., 1965 : A least squares procedure for gravity interpretation , *Geophysics*, v.30, n.2, p.228-233 .
- Cailleux, A., 1968 : Anatomía de la tierra , M^c Graw-Hill Book .
- Del Castillo, L., 1973 : Tectonic of continental margin at Gulf of Mexico , *Geofísica Internacional* (en revisión) .
- Debrin, B.M., 1961 : Introducción a la Prospección Geofísica , Ediciones Omega . Barcelona .
- Ewing, M., Worzel, J., Sleentand, C. y Press, F., 1950 : Geophysical investigations in the emerged and submarine Atlantic coastal plain , *Bull. Geol. Soc. Am.*, v.61, p.877-892 .
- Ewing, M., Worzel, J., Ericson, D. y Henzen, B.C., 1955 : Geophysical and geological investigations in the Gulf of Mexico , *Geophysics*, v.20, p.1-18 .
- Freeland, G.L. y Dietz, R.S., 1971 : Plate tectonic evolution of Caribbean - Gulf of Mexico region , *Nature*, v.232, p.20-23
- Hurley, M.P., 1968 : The confirmation of continental drift , *Scientific American* , Abril , 1968 .
- Garland, D.G., 1971 : Introduction to Geophysics -Mantle, core and crust , W.B. Saunders Company
- Grant, S.F. y West, F.G. 1965 : Interpretation theory in applied geophysics , M^c Graw - Hill Book Company .
- Hallam, H., 1972 : Continental drift and the fossil record , *Scientific American* , v.227 .

- Hernandez, I., 1973 : Comunicación verbal .
- Maxwell, C.J., 1968 : Continental drift and a dynamic earth , Scientific American , v. 56 .
- Moore, W.G. y Del Castillo, L., 1974 : Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico , Geol. Soc. Am. (In press).
- Mooser, F., 1972 : El Eje Neovolcánico , debilidad cortical Prepaleozoica reactivada, Sociedad geológica mexicana , 11a Convención Nacional . Mazatlán .
- Mooser, F., 1973 : The Mexican Volcanic Belt : structure and tectonics , Geofísica Internacional .
- Mooser, F., 1973 : Tre fases distintas del desarrollo del Eje Neovolcánico transmexicano , Reunión anual de la Unión Geofísica mexicana . Ensenada B.C.
- Netleton, L.L., 1942 ? Gravity and magnetic calculations , Geophysics , v.7 .
- Parasnis, D.S., 1962 : Principios de Geofísica aplicada , Paraninfo . Madrid, España .
- Reitz, R.J., 1967 : Foundations of electromagnetic theory , Addison Wesley .
- Skeels, D.C., 1947 : Ambiguity in gravity interpretations , Geophysics , v.12 .
- Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, M., 1959 : Rapid computations for two - dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone , Jour. Geophysics , v.64, n.10, p.49-59 .