

63077

1-A

2e)

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Unidad Académica de los Ciclos Profesional y de Posgrado del
Colegio de Ciencias y Humanidades
Sede: Instituto de Geofísica

**Estructura de la corteza y manto superior en el
Norte de México
(a lo largo del Trópico de Cáncer desde Baja California
hasta el Golfo de México)**

TESIS QUE PARA OBTENER EL GRADO DE MAESTRIA
EN SISMOLOGIA Y FISICA DEL INTERIOR DE LA TIERRA
PRESENTA

TATIANA PETROVNA KERDAN

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

MEXICO D. F.

OCTUBRE 1992



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

INDICE

Introducción	1
Capítulo I. Marco geológico regional.	7
Capítulo II. Estructura sísmica de la corteza y manto a lo largo del transecto.	42
Capítulo III. Modelo gravimétrico para el área del transecto.	68
Capítulo IV. El estudio de la isostasia en el transecto.	87
Capítulo V. Magnetometría.	133
Capítulo VI. Flujo de calor.	156
Capítulo VII. Consideraciones sobre la evolución tectónica de la Mesa Central.	225
Bibliografía.	247
Anexo A. (Gravimetría).	262
Anexo B. (Isostasia).	278
Anexo C. (Magnetometría).	298
Anexo D. (Flujo de calor).	319
Conclusiones.	333

INTRODUCCION.

OBJETIVOS.

El objetivo principal de este trabajo es inferir la estructura de la corteza superior e inferior, así como del manto superior (litósfera superior) a lo largo de un transecto que pasa por el Trópico de Cáncer ($23^{\circ} 27' N$) y que corre desde la península de Baja California ($110^{\circ} W$) hasta los domos salinos de Segsbee en el Golfo de México ($92^{\circ} W$) (Fig. 1).

ANTECEDENTES.

El transecto aquí estudiado corresponde parcialmente al transect H-1 del programa de transectos de margen continental (continente-océano) para Norteamérica de la Sociedad Geológica Americana e igualmente a uno de los transectos globales recomendados por el Proyecto de Transectos Regionales (Global Geoscience Transects Project - GGT) auspiciados por el Programa Internacional de la Litósfera (International Lithosphere Program - I.L.P.) (Fig. 2).

Este proyecto (GGT) tiene el objetivo de facilitar la comparación directa de la estructura de la corteza y de la litósfera en varias partes del mundo. La integración de transectos de todo el mundo es esencial para entender la evolución de la litósfera.

El término "transecto" en este proyecto se refiere a una sección transversal hasta la profundidad del Moho (como mínimo). Los modelos de la corteza deben sintetizar toda la información geológica y geofísica existente sobre el área de estudio.

Los transectos en este proyecto fueron propuestos tomando en cuenta estructuras geológicas importantes (Fig. 2). La densidad y la distribución de los transectos en este mapa es aproximadamente lo que el proyecto GGT desea obtener como mínimo.

METODOLOGIA.

Para inferir la estructura de la corteza en nuestra zona de estudio

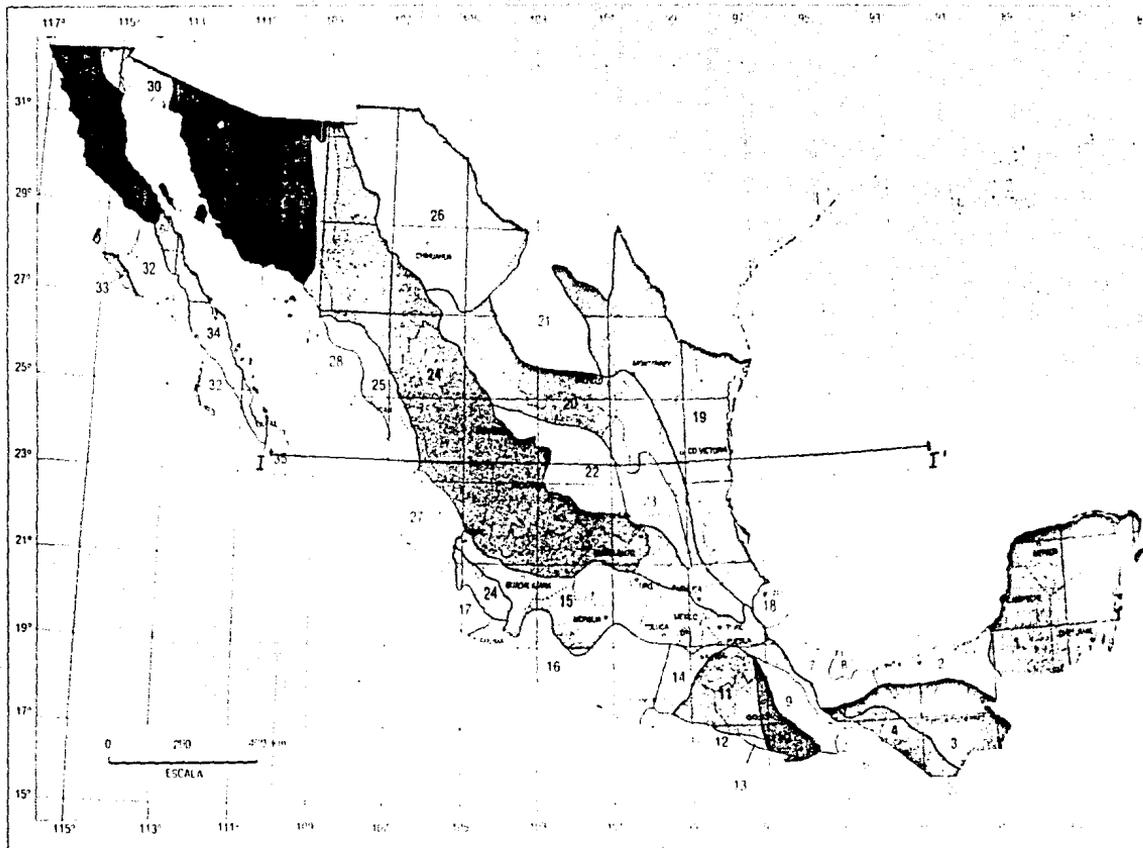


Fig. 1. Transecto estudiado y provincias geológicas que este atraviesa. 19 - Planicie Costera del Golfo de México, 20 - SMOR, 22 - Mesa Central, 24 - SMOc, 28 - Planicie Costera del Golfo de California.

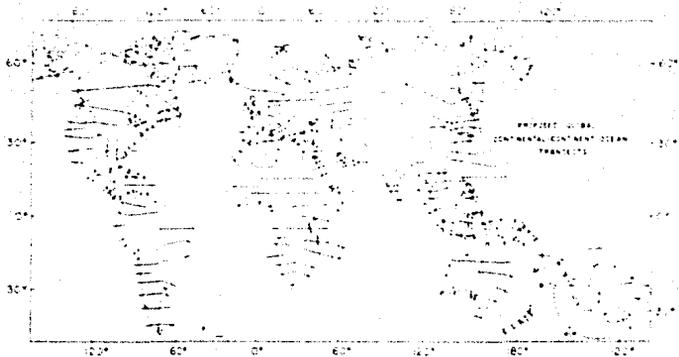


Fig. 2. Distribución propuesta de transectos para el proyecto GGT (tomado de Freeman et al., 1986).

se utilizaron datos de:

- 1) geología
- 2) sismología
- 3) gravimetría
- 4) magnetometría y de
- 5) flujo de calor.

En la Fig. 3 están representados las áreas del transecto cubiertas por los diferentes métodos geofísicos, geoquímicos, y geológicos.

Este estudio geofísico se realizó de acuerdo al siguiente plan:

- 1) En principio sintetizar la estructura sísmica de la corteza a lo largo de nuestro transecto a partir de estudios sísmicos ya existentes y realizados en diferentes porciones del mismo.
- 2) Modelar el efecto gravimétrico de las estructuras inferidas a partir de los datos sísmicos.
- 3) Determinar la profundidad hasta el basamento magnético y la profundidad hasta el punto de Curie y realizar un modelado magnético (si posible).
- 4) Relacionar los valores de flujo de calor con la estructura cortical propuesta y determinar el espesor de la litósfera térmica en el transecto. Comparar la distribución de la temperatura con la profundidad con las respectivas profundidades al punto de Curie obtenidas en el estudio magnetométrico.

METAS ESPECIFICAS.

Además del objetivo principal (inferencia de la estructura de la corteza y de la litósfera), en cada capítulo se decidió hacer un resumen de fundamentos básicos que son utilizados. Por ejemplo:

- 1) Para la interpretación gravimétrica se empleó un método bidimensional de interpretación tipo Talwani modificado para considerar la topografía en los cálculos.
- 2) Hacer una comparación de los resultados obtenidos con las diferentes metodologías para determinar el grado de equilibrio

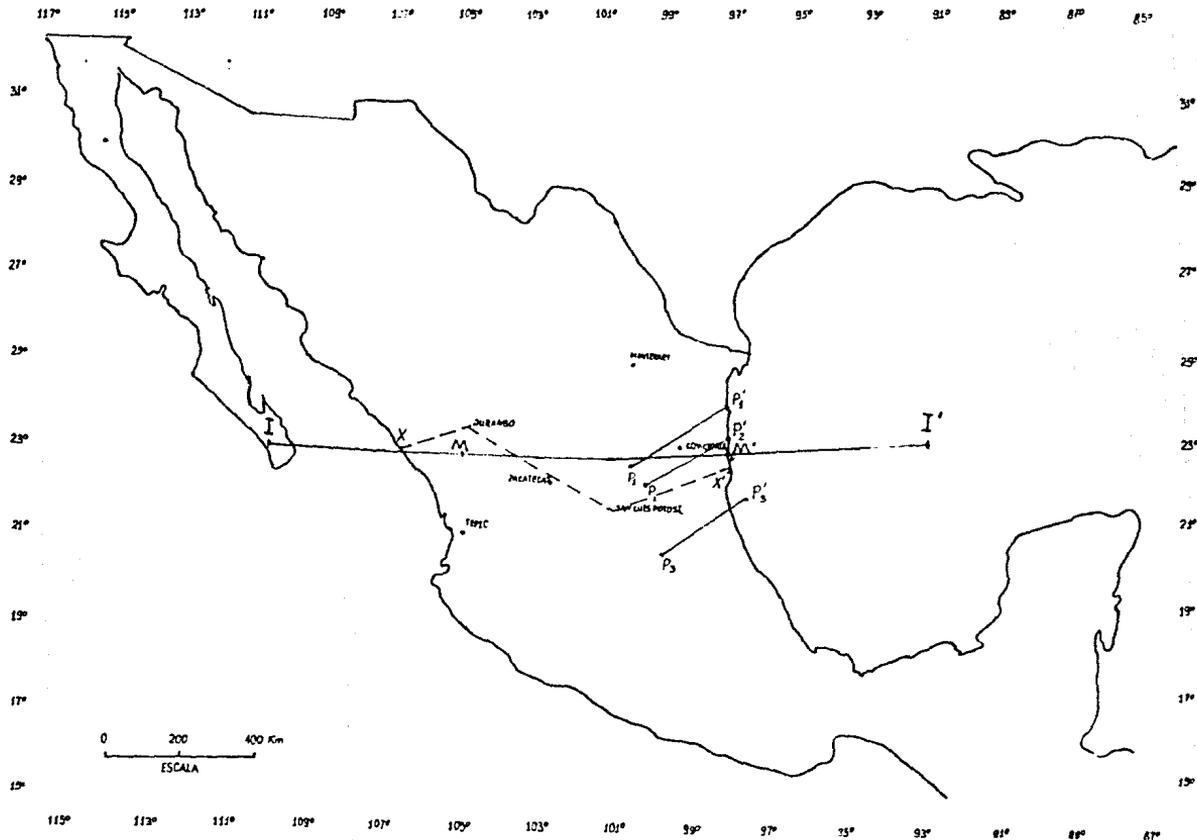


Fig. 3. Localización de las áreas de los diferentes estudios en el transecto. I-I' - estudio sísmico, modelado gravimétrico y estudio de flujo de calor, M-M' - estudio magnetométrico (perfil total), P₁-P'₁, P₂-P'₂, P₃-P'₃ - perfiles magnetométricos en la Planicie Costera del Golfo de México, X-X' - estudios de xenolitos de Aranda-Gómez (1987).

isostático.

- 3) Como parte del estudio del flujo de calor
 - a) determinación de la producción de calor radioactivo en la corteza a partir del modelo sísmico;
 - b) construcción de geotermas representativas de cada provincia geológica y
 - c) determinación del espesor de la litósfera térmica a lo largo del transecto a partir de valores de flujo de calor.

- 4) A partir de interpretación de los datos geofísicos y geológicos proponer un mecanismo para el ascenso tectónico y la posterior extensión cortical de la Mesa Central.

Con el paso del tiempo es aconsejable revisar el modelo de la corteza para una misma área a pesar de la existencia de trabajos de buena calidad. Las razón de esto es la aparición de nuevos estudios - de sísmica, geología, etc. sobre el área que pueden proporcionar nuevos detalles.

CAPITULO I.
MARCO GEOLOGICO REGIONAL.
INTRODUCCION.

Los objetivos de este capítulo son describir las provincias geológicas del Norte de México, por las cuales pasa el transecto: Península de Baja California, Golfo de California, Planicie Costera del Golfo de California, SMOc, Mesa Central, SMOr, Planicie Costera del Golfo de México y el Golfo de México.

Más que nada se hace incapie en

- a) la descripción de eventos tectónicos en el área estudiada que nos podrían dar luz sobre las causas de la estructura presente de la corteza;
- b) describir tipos de rocas y espesores de las diferentes formaciones regionales que nos podría ser útil en nuestro modelado gravimétrico.

Al final del capítulo se presenta un resumen de eventos tectónicos para todas las provincias desde finales del Paleozoico hasta el reciente con el propósito de relacionar el desarrollo de todas las provincia y que además nos será útil en la elaboración del Capítulo VII (Consideraciones sobre la evolución tectónica de la Mesa Central).

LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA Y EL GOLFO
DE CALIFORNIA.

a) Cuadro geológico regional.

La península de Baja California es una área montañosa formada por secuencias sedimentarias y vulcano-sedimentarias mesozoicas, intrusionadas por batolitos emplazados durante el Jurásico y el Terciario. Existen algunos afloramientos de rocas del Paleozoico Superior.

Para dar una descripción geológica más clara se ha seguido la subdivisión de la península utilizada por Morán Zenteno (1984) (Fig. 1.1):

- 1) Baja California Norte;

- 2) Cuencas de Vizcalno y Ballenas-Iray-Magdalena;
- 3) Sierra de la Giganta;
- 4) Región de Cabo.

A continuación hacemos un resumen de los rasgos más fundamentales de estas provincias.

1) La porción norte de la península se puede estudiar en 3 cinturones preterciarios (Fig.1.2.):

a) la parte oriental ó cinturón metasedimentario. Las rocas metamórficas derivan principalmente de un metamorfismo de tipo regional que afectó a las rocas sedimentarias (Gastil, 1975; 1981);

b) en la parte media existe un cinturón volcanoclástico mesozoico constituido por secuencias de rocas volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias cuya edad corresponde principalmente al Aptiano - Albiano (Gastil, 1973). Estos dos cinturones están afectados por intrusiones batolíticos mesozoicas;

c) parte occidental ó cinturón sedimentario del Cretácico superior compuesto por sedimentos marinos y continentales cubriendo en discordancia angular a rocas intrusivas volcánicas y sedimentarias más antiguas.

2) Cuencas de Vizcalno y Ballenas - Iray - Magdalena.

Esta sub-provincia abarca la mitad occidental de la mayor parte del estado de Baja California Sur. Estas zonas están conformadas por rocas sedimentarias y volcánicas con edades desde triásicas hasta recientes rellenando dos depresiones de orientación NW-SE (Morán Zenteno, 1984).

3) Sierra de la Giganta.

Baja California Sur se caracteriza por la presencia de una extensa cubierta de rocas piroclásticas (aglomerados volcánicos, tobas pumiciticas, ignimbritas), derrames lávicos y areniscas continentales (litoarenitas, conglomeradas) (en conjunto hasta 1200 metros de espesor) que constituyen la Sierra de la Giganta.

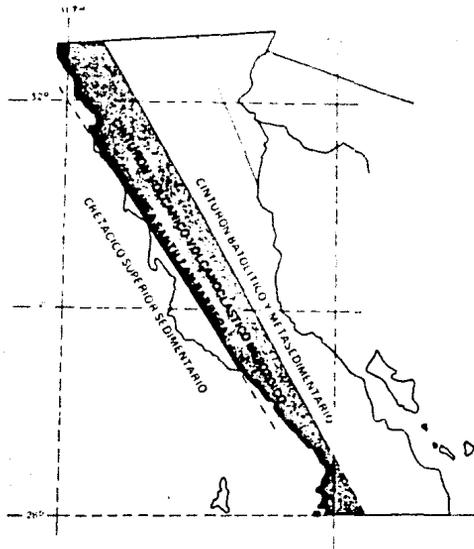


Fig. 1.2. Terrenos Preterclarios de Baja California (tomado de Moran Zenteno, 1985).

4) En el extremo Sur de la península - en la región del cabo vuelven a aparecer afloramientos de rocas plutónicas del Cretácico, que están intrusionadas en las rocas metamórficas. La zona del Cabo presenta además una serie de fallas normales de orientación cercana a N-S, que dan origen a fosas tectónicas en las cuales han ocurrido los depósitos de sedimentos marinos y continentales del Terciario y Cuaternario.

La estructura de la corteza del Golfo de California es de gran complejidad. Comprende nueva corteza oceánica, corteza continental adelgazada y bloques corticales hundidos.

EVOLUCION TECTONICA DEL MARGEN CONTINENTAL NORTEAMERICANO EN LAS AREAS CORRESPONDIENTES A CALIFORNIA CONTINENTAL y PENINSULAR.

De acuerdo con Gastil et al., (1981) las primeras evidencias del volcanismo marginal en el oeste de Norteamérica relacionadas con la colisión de arcos intraoceánicos contra la margen de Norteamérica se encuentran en las rocas de Paleozóico Superior. En las rocas Triásicas de la Península se ha encontrado evidencias de tectonismo convergente (Formación San Hipólito). Durante el Jurásico y el Cretácico temprano existían dos arcos paralelos (Gastil et al., 1981):

uno - continental en Sonora, y el otro - oceánico, que limitaba la costa (ahora oeste de Baja California). Durante el Cretácico (Cenomaniano) el arco oceánico entró en colisión con el continente.

En el periodo comprendido entre el Cretácico tardío y el Cenozoico medio (entre 80 Ma y 40 Ma) ocurrió un cambio en la dirección de movimiento de la Placa Americana (Fig.1.3) lo que originó una mayor convergencia (de oblicua a frontal) entre dicha placa y la placa Farrallón (Fig.1.4). Este cambio en el movimiento de las placas da origen a la Orogenia Laramide.

En las Fig. 1.5(a), 1.5(b), y 1.6. están representados las variaciones del ángulo de subducción y de la velocidad de convergencia en función de la edad geológica.

Como resultado de la orogenia Laramide en el Cretácico tardío ocurrieron los levantamientos tectónicos de la península de la Baja

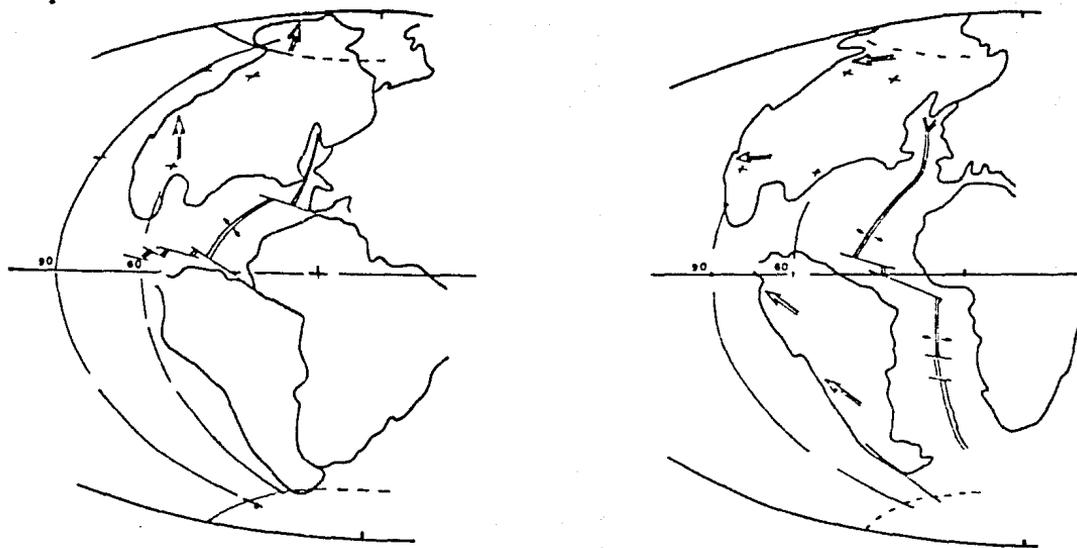


Fig. 1.3. Cambio de dirección de movimiento de la placa Americana (tomado de Damon, 1981).

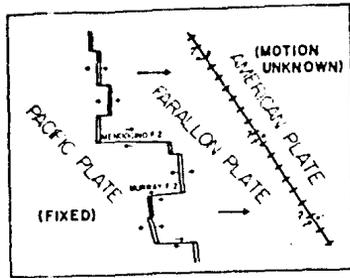


Fig. 1.4. Configuración de los límites de la placa Farallón hace 53 M.a. (tomado de Atwater, 1970).

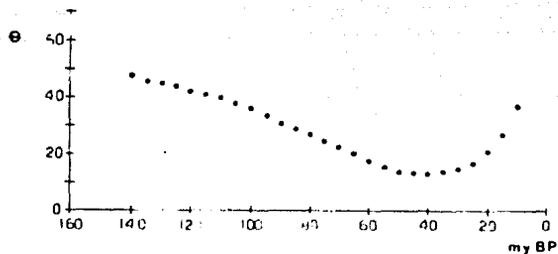


Fig. 1.5(a). Variación aparente del ángulo de subducción con la edad para el sistema trinchera-arco del noroeste de México. Con esto se puede explicar la variación en la distancia entre la trinchera y arco de la Fig. 6. La profundidad supuesta de generación del magma es 100 km (tomado de Urrutia-Fucugauchi, 1986).

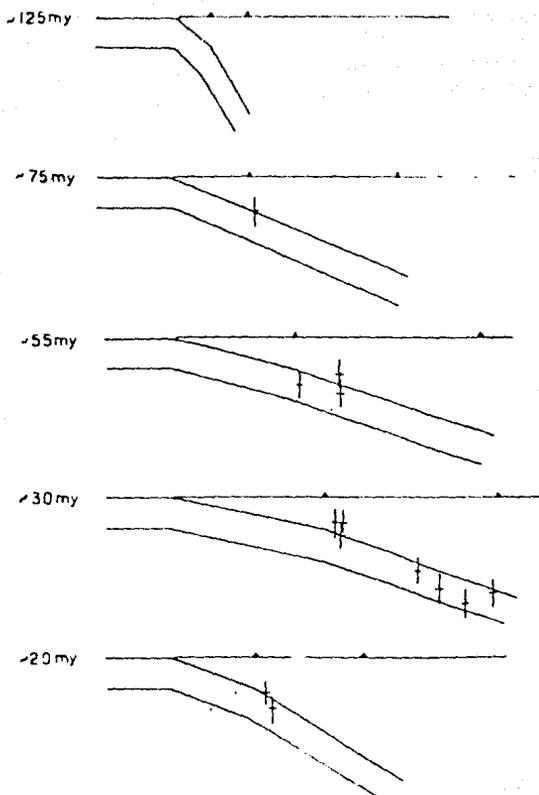


Fig. 1.5(b). Sección esquemática que ilustra la evolución inferida del sistema trinchera-arco para NW de México (tomado de Urrutia-Fucugauchi, 1986).

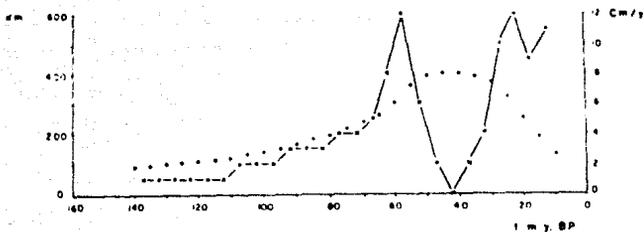


Fig. 1.6. Variación de la distancia entre la trinchera y el arco en km (puntos) y velocidad de cambio con el tiempo (cruce) en cm/año para el sistema trinchera-arco para el N-W de México (tomado de Urrutia-Fucugauchi, 1986).

California y en general del Noroeste de México.

El eje del arco volcánico se desplazó lentamente tierra adentro en dirección oriental hasta el Oligoceno temprano y después en el Oligoceno-Mioceno regresó nuevamente al oeste (Fig. 1.7).

Coney y Reynolds (op cit.) y Urrutia-Fucugauchi (1986) dieron una explicación a esta migración del arco magmático. De acuerdo a su modelo, la convergencia controla la posición de la zona de generación de magma a una profundidad constante en la placa descendente en función del ángulo de subducción (Fig. 1.7(b)). A medida que la velocidad de convergencia se incrementó durante la orogenia Laramide, disminuyó el ángulo entre las placas, desplazándose la generación del magma a profundidad hacia el oriente, dentro del continente alejándose de la trinchera. La disminución en el ángulo de convergencia de las placas hace 40 Ma causó el regreso de la zona de generación de magma regresó hacia el poniente en dirección de la trinchera (Fig. 1.7).

Alternativamente también se sugiere que el tránsito, por debajo del continente, de un fragmento caliente y más delgado de placa tectónica subducida, pudo haber resultado en una menor profundidad para la generación del magma, lo cual a su vez contribuyó a su regresión en dirección oeste (Damon et al., 1981).

El extensivo volcanismo calco-alcalino relacionado con el arco cezó su actitud a lo largo de la costa en Sonora hace 10 Ma aproximadamente y en Baja California hace 8 Ma. El volcanismo silícico (basaltos alcalinos) subsecuente parece estar relacionado con fallas transformadas (Atwater, 1970).

La colisión del primer segmento de la Placa Farallón y la placa Norteamericana tuvo lugar hace aproximadamente 30 Ma en un punto ubicado cercano a la latitud de Mazatlán. A partir de este primer contacto entre estas placas se inició un movimiento lateral derecho a lo largo del límite convergente con una velocidad de 6 cm por año (Atwater, 1970).

La acreción total de la Península de Baja California a la placa Pacífica ocurrió en los últimos 6-11 Ma.

Según Karing y Jansky (1972) el Golfo de California se abrió como resultado de la apertura del fondo oceánico y el fallamiento de tipo transformante a lo largo del East Pacific Rise en los últimos 5-6 Ma. Pero el golfo se formó en un área de riftogenesis

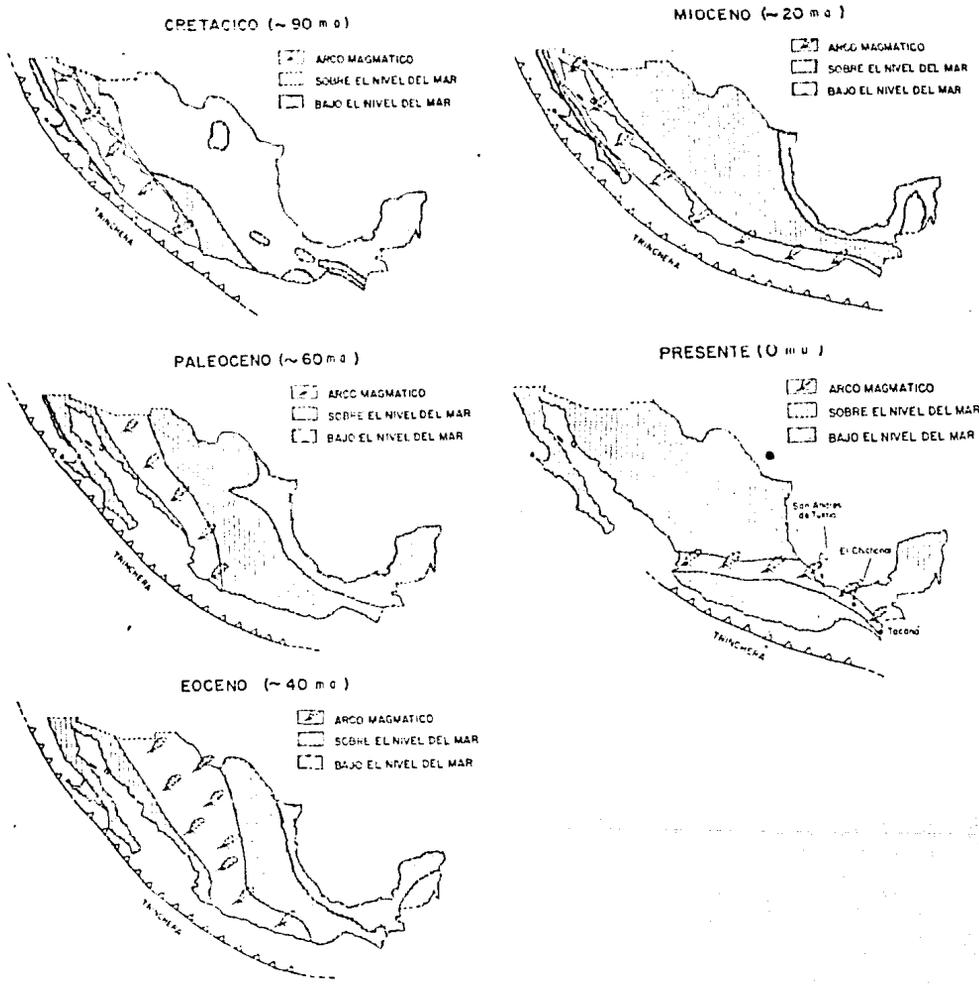


Fig. 1.7. Evolución de los arcos magmáticos en México (tomado de Damon, 1981).

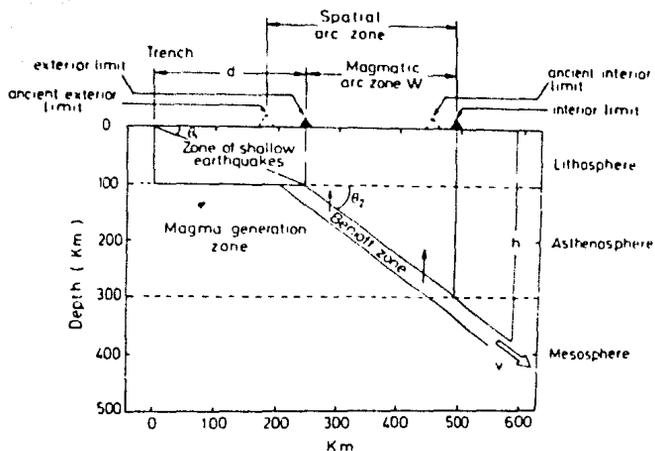


Fig. 1.7(b) Representación esquemática del modelo de subducción mostrando mayores detalles discutidos en el texto. Note la diferencia entre zona de arco magmático y zona espacial de arco magmático.

antes del Mioceno, generalmente llamado proto-golfo. Este proto-golfo según estos autores es un ejemplo de una posible extensión tectónica en la zona de retro-arco, relacionado con la subducción activa.

A pesar de que Karing y Jensky relacionan el proto-golfo con una posible tectónica de extensión de retro-arco, según Henry (1989) la asociación estructural del área del Golfo de California con la provincia del "Basin and Range" indica que el origen de este proto-golfo está ligado a esta última provincia.

Según Henry (1989) el fallamiento del "Basin and Range" probablemente creó el proto-Golfo de California.

En 1973 Moore presenta una paleoreconstrucción del Golfo. Esta reconstrucción implica la presencia de un protogolfo, formado a partir de un proceso de formación de rift, y sustentado por la presencia de depósitos marinos.

Asimismo propone la formación de corteza de carácter intermedio en ciertas zonas del Golfo, producto de un ajuste isostático ocasionado por aporte de sedimentos e inyección de material intrusivo.

El modelo que considera que el movimiento de la península de Baja California con respecto de la placa Norteamericana era constante a partir de 23 Ma, da como resultado un desplazamiento total de la península de 1400 km (Atwater, 1970).

El noroeste de México (incluyendo el Golfo de California, la Península de Baja California y la parte continental que bordea el Golfo de California - Planicie costera) están caracterizados por un fallamiento activo

- a) normal (Fig. 1.8),
- b) y de fallas transformes con un desplazamiento lateral derecho.

LLANURA COSTERA DEL PACIFICO.

a) Cuadro geológico regional.

Se extiende desde Cd. Obregón, Sonora hasta la región de Tuxpan, Nayarit.

Morfológicamente constituye una área relativamente plana encontrándose eventualmente grandes mesas metamórficas e

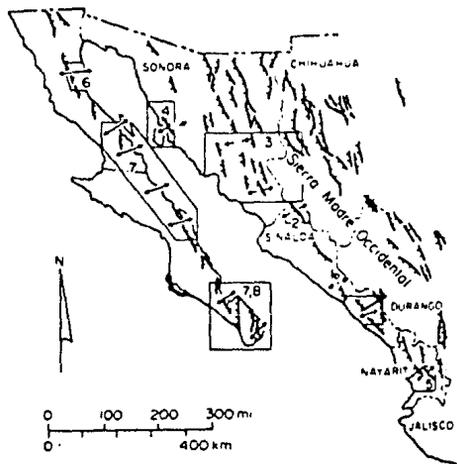


Fig. 1.8. Fallas normales con rumbo N-NW de edad Cenozoica tardia alrededor del Golfo de California. Las flechas indican las direcciones de extension (tomado de Henry, 1989).

Intrusiones en forma de troncos. Existen grandes derrames andesíticos y basálticos. La Llanura costera del Pacífico se caracteriza por el desarrollo de una planicie derivada de la evolución de un sistema de deltas que han migrado paulatinamente hacia el oeste.

La zona está limitada al oeste por un litoral con desarrollo de acumulaciones arenosas, producto de la acción de las corrientes litorales, las mareas y el oleaje que han retrabajado los sedimentos deltáicos y dado lugar a la formación de barras, tómbolos y flechas.

El borde oriental de esta zona está constituido por las estribaciones de la Sierra Madre Occidental en donde aparece un conjunto de sierras formadas por unidades rocosas cuyo alcance estratigráfico varía aproximadamente del Precámbrico al Terciario Inferior y están parcialmente cubiertas por la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental.

De acuerdo a Morán Zenteno (1984) la historia de los terrenos preterciarios que afloran en el borde oriental de Sinaloa, comparten muchas afinidades con los estilos tectónicos y paleogeográficos que Imperaron en Sonora y Baja California, a la cual estaban unidos antes de Plioceno.

A lo largo del borde oriental de la Llanura Costera del Pacífico existen una serie de afloramientos aislados de regular extensión de secuencias paleozoicas marinas. Estas secuencias están constituidas principalmente por areniscas, lutitas, limolitas y calizas; en algunas localidades se presentan afectadas por diversos grados de metamorfismo. A lo largo del límite oriental de la Llanura costera también se observan extensos afloramientos de rocas volcánicas, lávicas y piroclásticas, cuya composición varía de ácida a básica, y muestran efectos de metamorfismo regional y de contacto.

Las rocas sedimentarias mesozoicas están representadas por secuencias de calizas que en algunas localidades se observan parcialmente metamorfozadas. Los afloramientos de estas rocas se encuentran aislados; se presentan sobre intrusiones en forma de techos colgantes aflorando a través de la cubierta Terciaria.

Todo el conjunto mesozoico volcánico y sedimentario se encuentra afectado por emplazamientos plutónicos mesozoicos y

terciarios. Estos emplazamientos migraron desde Baja California (en el Cretácico) hasta los límites con Chihuahua (Terciario inferior) (Silver y Anderson, 1978).

b) Evolución tectónica.

Como ya se mencionó, el área alrededor del Golfo de California fue intensamente fallada durante el Cenozoico tardío antes de la apertura del Golfo. Según Henry (1989) las fallas en la Planicie Costera consisten de los siguientes conjuntos (Fig. 1.8)

- 1) con un rumbo N-NW y con desplazamiento normal;
- 2) fallas complementarias con rumbo E-NE y que tienen un desplazamiento de cizalla (strike-slip).

Se reconocen dos dominios :

1) Primero - en el cual ambos rumbos de fallas son abundantes; en este dominio las fallas N-NW forman una serie de semigrabenes rellenos con sedimentos del Terciario superior. El desplazamiento de las fallas individuales alcanza varios kilómetros. Las fallas E-NE probablemente representan zonas de acomodamiento entre áreas con diferente grado de extensión tectónica.

2) Segundo - en el cual las fallas con rumbo E-NE son menos abundantes. En este dominio las fallas N-NW forman un sistema de grabens en extensión. Las fallas mayores con echados de 40° - 70° hacia el centro de los grabens y que tienen varios kilómetros de desplazamiento acumulativo, están espaciados cada 5-10 km.

El comportamiento de los estratos indica que los bloques fallados en el Planicie Costera están rotados hasta en un 65 %. La extensión total puede variar entre el 20 % y el 50 %.

Las edades (K-Ar) de tres diques con rumbo N-NW indican que la extensión E-NE empezó hace 32 Ma. La edad de las rocas volcánicas basculadas indica que la mayor parte del fallamiento empezó hace 17 Ma (Henry, 1989).

Un fallamiento con el mismo estilo, edad y orientación ocurre a través del área que limita el Golfo de California: desde Nayarit (al S) hasta Sonora (que ya está dentro de la provincia del Basin and Range).

Esta continuidad y similitud en características de fallamiento alrededor del Golfo y en la provincia del "Basin and Range" en Estados Unidos sugiere que la Planicie Costera pertenece

a esta última provincia.

SIERRA MADRE OCCIDENTAL.

La Sierra Madre Occidental (SMOc) está formada por mesetas volcánicas y grandes barrancas de hasta 1000 m de profundidad. Esta provincia geológica es una de las más grandes de la República. Se extiende desde la frontera con Estados Unidos al norte, hasta intersectar el Eje Volcánico Trans-Mexicano al sur.

Tiene una superficie aproximada de 250,000 km². Dentro de ella se encuentra el parteaguas entre la cuenca hidrográfica del Océano Pacífico y de la región de bolsones de la Mesa Central y Chihuahua.

La cubierta ignimbrítica continua de la SMOc es la más extensa en la Tierra. Presenta una orientación noroeste-sureste (Fig. 1.9), 250 km de ancho y más de 1200 km de largo. El espesor de estas ignimbritas llega a superar en algunas localidades los 1000 metros.

La Sierra Madre Occidental está compuesta por dos importantes secuencias ígneas, cuyo contacto marca un periodo intermedio de calma volcánica (McDowell y Clabough, 1981) (Fig.1.10).

1) La secuencia más antigua posee una forma dominante de derrames y unidades piroclásticas de composición andesítica, pero también cuenta con intercalaciones de ignimbritas silíceas y cuerpos ígneos intrusivos. Este complejo está ligeramente deformado, intensamente afallado y alterado. Las edades de esta secuencia varían entre 100 y 45 millones de años.

Esta unidad constituye un arco magmático de carácter calcoalcalino típico relacionado con una margen continental convergente en donde la placa Farrallon subducía bajo la corteza continental de México (Damon, 1981).

El periodo de interrupción del magmatismo en la Sierra Madre Occidental de acuerdo a McDowell y Clabough (1981) ocurrió en el intervalo 45-34 Ma.

Damon y colaboradores (1981) interpretan esta interrupción como una migración hacia el este del arco magmático con un incremento claro en el contenido de álcalis.

La migración hacia el este del arco en el suroeste de Estados

ESTADOS UNIDOS DE AMERICA

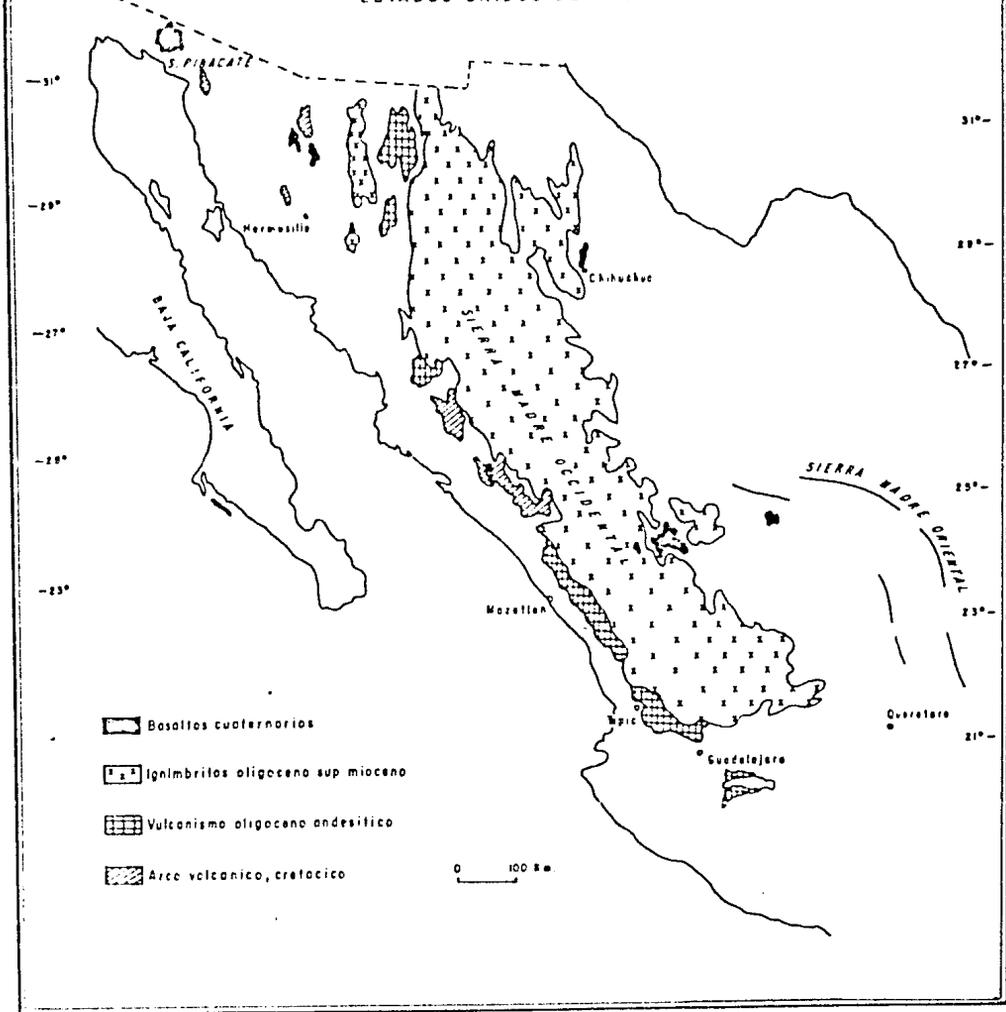


Fig. 1.9. Provincia geológica de la Sierra Madre Occidental.

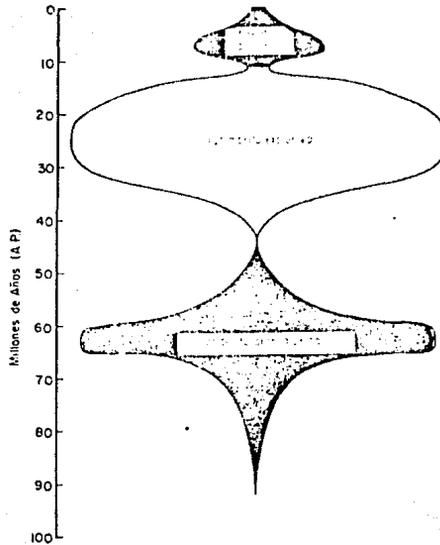


Fig. 1.10. Diagrama que muestra el magmatismo episódico en la Sierra Madre Occidental, asociado a la progresión y a la regresión del Arco Cordillerano en toda esa área, seguido por extensión tectónica desde el Mioceno hasta el Presente y asociado con extrusión de basaltos en ambas laderas de la sierra (tomado de Damon, 1981).

Unidos se debió a un aumento en la velocidad de convergencia y a una disminución en el ángulo de subsidencia de la placa en subducción (hasta 20° según Urrutia-Fucugauchi, 1986) del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos.

2) De acuerdo a McDowell y Clabaugh (1981) la secuencia ignea más reciente está integrada por ignimbritas riolíticas y riocácicas con edades que varían principalmente entre 34 y 27 millones de años. A base de resultados de Cameron et al. (1986) se formuló la hipótesis de que las ignimbritas resultan probablemente de fenómenos de fusión de la corteza, por encima de zonas donde se generan magmas andesíticos.

Estas unidades superiores (tobas y lavas ignimbríticas) se presentan, por lo general, horizontalmente. Sin embargo, en algunos lugares, las ignimbritas están plegadas (región de Chihuahua, Zacatecas). Este plegamiento corresponde a la fase tarditectónica de la Orogenia del Terciario Medio, que es el resultado del regreso del arco cordillerano hacia la costa.

En algunas partes del Altiplano Ignimbrítico (zona de Durango), por encima de las ignimbritas se presentan grandes mesas basálticas de composición alcalina, de edad plio-cuaternaria (Demant et al., 1976); también se desarrolló esta actividad basáltica en Sonora. Esto demuestra que al finalizar el Mioceno la parte Occidental de México reaccionó a fenómenos dinámicos diferentes de los que prevalecían hasta esa época; estos fenómenos deben relacionarse ahora con la tectónica distensiva que se manifiesta al nivel del Golfo de California.

El basamento que se encuentra bajo estas dos secuencias volcánicas está compuesto por sedimentos del Mesozoico y Paleozoico y rocas metamórficas de bajo grado que están intrusados por batolitos graníticos.

MESA CENTRAL.

La Mesa Central es un elemento fisiográfico caracterizado por la presencia de extensas llanuras con montañas aisladas de moderado relieve.

Se encuentra en la parte central de México y está limitada al oriente por la Sierra Madre Oriental, al norte por el sistema orogénico transversal Torreón - Saltillo, al Oeste por la Sierra

Madre Occidental y al Sur por el Eje Neovolcánico. Su superficie total es de más de 137,600 km². El promedio de elevación de la Mesa Central es de 1900 m sobre el nivel del mar y el relieve relativo es de 300 a 400 m.

Las rocas que afloran en la Mesa Central pueden dividirse en dos grandes paquetes - complejo basal Mesozoico y cubierta Cenozoica. El basamento tiene una edad Triásica a Paleozóica tardía.

El paquete Mesozoico está constituido por plutones de composiciones y edades diversas y por rocas de origen submarino (sedimentarias y volcánicas) que fueron metamorfoscadas en grado bajo e intensamente deformadas por esfuerzos compresivos.

La "cubierta" está compuesta por conglomerados continentales del Eoceno y por un paquete grueso de rocas volcánicas de composición predominantemente ácida (Oligoceno). En algunas regiones de la parte meridional de la Mesa Central, existen depósitos extensos de grava con fauna de vertebrados del Plioceno-Pleistoceno. Estos, a su vez, están parcialmente cubiertos por rocas volcánicas básicas.

En la parte meridional de la Mesa Central, existen dos juegos conjugados de fallas normales, que dan origen a fosas y pilares tectónicos con rumbos NE y NW (Fig. 1.8).

En la región hay evidencias de dos grandes períodos de deformación, que dieron origen a estructuras radicalmente distintas (Aranda - Gómez et al., 1989).

Las rocas mesozoicas fueron deformadas por fuerzas compresivas y, subsecuentemente, sufrieron extensión, mientras que las rocas cenozoicas solo muestran evidencias de extensión (fallamiento normal y basculamiento). Se cree que el patrón de fracturamiento en la región existe desde el Eoceno y que haya sido repetidamente reactivado.

Durante la segunda mitad del Mesozoico la zona de la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental estaba cubierta por el "mar Mexicano" (cuenca Mesozoica de México) (Fig. 1.11., 1.12.) La transgresión del mar provino del Occidente en el Oxfordiano e inundó zonas bajas de una penillanura después de un prolongado episodio de emersión que abarcó toda la primera mitad del Mesozoico (Eguiluz de Antuñano, 1985).

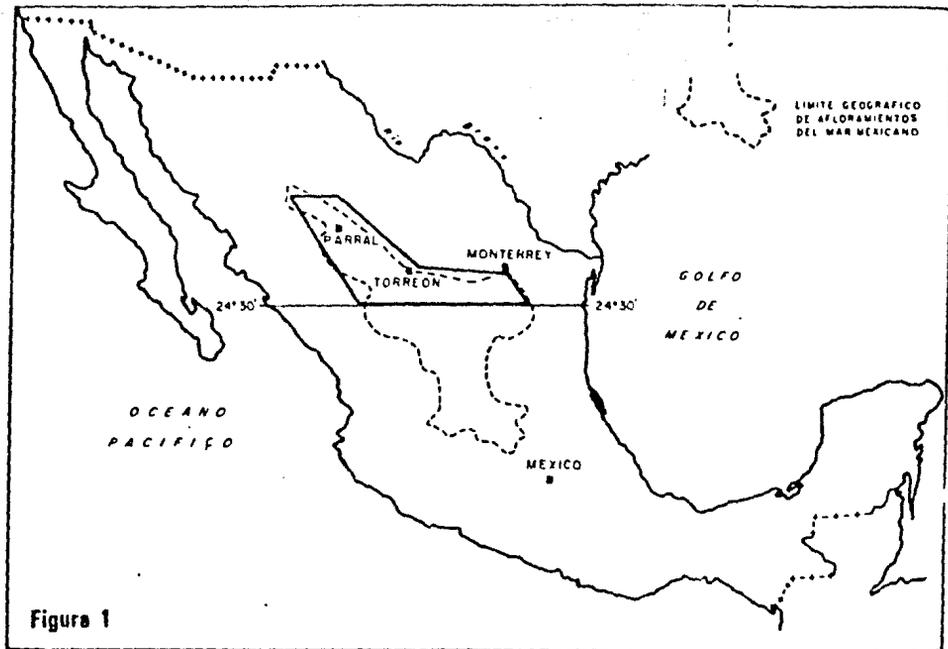


Figura 1

Fig. 1.11. Limite geográfico de afloramientos del "Mar Mexicano" (tomado de Eguiluz de Antuñano, 1985).

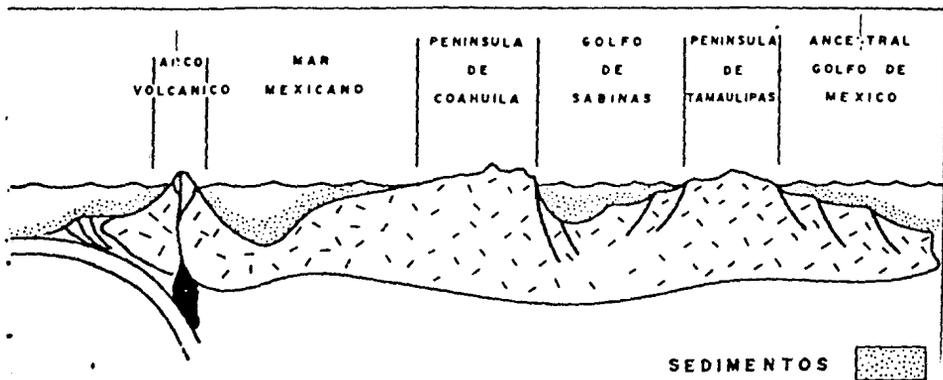


Fig. 1.12. Croquis que indica la ubicación del Mar Mexicano en el contexto de la tectónica de placas (tomado de Eguiluz de Antuñano, 1985).

El inicio de la emersión de la cuenca se da entre 100-80 Ma, cuando la Placa de Norteamérica cambió de una dirección de convergencia con una fuerte componente lateral a una convergencia frontal. El ángulo de subducción entre ambas placas disminuyó y aumentó la velocidad de convergencia (Kenneth et al., 1982).

La región Noroccidental del Mar Mexicano pudo tener un basculamiento ascendente que originó una emersión más temprana, que la parte central y sur del cinturón de pliegues y cabalgaduras. Este levantamiento motivó que la carpeta alóctona, plegada en el Norte, se erosionara con mayor intensidad que las rocas más meridionales de este sistema (Eguiluz de Antuñano, 1985). Probablemente esto puede ser la razón de que en la Mesa Central afloren rocas más antiguas que en la Sierra Madre Oriental.

La Mesa Central se elevó originalmente durante la revolución Laramide en el periodo Cretácico tardío - Terciario temprano, afectando principalmente rocas sedimentarias Jurásicas y Cretácicas que cubren un complejo cristálin. En el Terciario Inferior tuvo lugar un periodo de erosión. Durante el Mioceno-Plioceno la Mesa Central volvió a levantarse (Aranda-Gómez et al., 1989).

Las rocas que subyacen a la secuencia del Mar Mexicano tienen una génesis y evolución compleja y en cada localidad presentan diferente naturaleza. Por ejemplo: rocas sedimentarias afectadas por intrusiones de probable edad triásica, esquistos y filitas cuya edad y origen es especulativa, rocas volcánicas metamorfozadas de edad 180-220 Ma, lechos rojos que se depositaron del Triásico Superior al Jurásico Medio y etc.

SIERRA MADRE ORIENTAL.

La Sierra constituye una faja montañosa orogénica que sigue, en su segmento sur, una trayectoria general noroeste - sureste y, a la altura de Monterrey, se flexiona para seguir una trayectoria este-oeste hacia Torreón (Fig.1).

La Sierra Madre Oriental está compuesta de estrechos pliegues con una orientación que sigue el rumbo general de la Sierra.

Rumbo a la Mesa Central los valles son mas amplios, las sierras anticlinales menos estrechas, y hacia el occidente son cubiertos

paulatinamente por las rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental.

Las alturas de las sierras alcanzan 3000 m. El promedio de altitud de la Sierra es de unos 2000 m sobre el nivel del mar. La Sierra Madre Oriental presenta grandes contrastes topográficos con un relieve de más de 800 m (L.Ramoz, 1979).

La Sierra Madre Oriental y las zonas adyacentes están constituidas principalmente por rocas sedimentarias mesozoicas (Jurásicas y cretácicas) que se depositaron y evolucionaron sobre un basamento paleozoico y precámbrico.

La base de la secuencia mesozoica está representada por sedimentos predominantemente continentales y algunos cuerpos transicionales y marinos con un alcance estratigráfico que va del Triásico tardío al Jurásico temprano.

La región de la Sierra Madre Oriental estuvo sujeta al efecto de diferentes orogenias siendo las más notables la Appalachiana (Pérmico-Triásico) y la Laramide en el Terciario, que produjo pliegues recostados y cabalgaduras de grandes desplazamientos. El transporte general observado es hacia el oriente (Padilla et al., 1986; Suter, 1991). Las plataformas carbonatadas de San Luis - Valles y Acoplan actuaron como elementos rígidos sobre los que cabalgaron las secuencias del "Mar Mexicano" o Cuenca Mesozoica de México. Con esta orogenia termina la larga historia de sedimentación marina que se inició en el Jurásico Tardío.

Como resultado del plegamiento durante la orogenia Laramidica ocurrió un acortamiento de más de 50 km tan solo en la Sierra, sin considerar la Mesa Central (Altiplano) mientras que la topografía original sufrió un levantamiento intenso. La erosión posterior dejó en algunas partes al descubierto rocas de un basamento ígneo y metamórfico.

A lo largo de la frontera oriental de la Sierra Madre Oriental se localiza una zona con vulcanismo Cenozoico en la cual se pueden diferenciar dos sectores:

1) uno al Sur que se extiende entre Jalapa y el Golfo de México en la prolongación este del Eje Neovolcánico. La secuencia aquí, es continua desde el Mioceno Superior hasta el cuaternario. Las lavas son tanto de tipo calco-alcalino como alcalino (Morán-Zenteno, 1984).

2) en el Norte (Estado Hidalgo) se puede observar una secuencia que contiene términos ácidos (ignimbritas) que son más abundantes.

En las Sierras de San Carlos y Tamaulipas la actividad de magmatismo alcalino empezó en el Oligoceno - Mioceno (Bloomfield et al., 1973), lo que corresponde a la primera fase terciaria de actividad alcalina de esta región.

Así como en la Sierra Madre Oriental existe una zonación Este - Oeste (llanuras - altiplano), también se puede definir una variación química con dirección Norte - Sur. Este zonamiento se puede interpretar como resultado de una influencia debida a la tectónica vertical tanto en el Golfo de México como en el Eje Neovolcánico.

LLANURA COSTERA DEL GOLFO DE MEXICO.

Es una planicie de 120 km de ancho con prominencias aisladas como la Sierra de Tamaulipas, la Sierra de San Carlos, la Sierra de los Tuxlas, etc., que rompen con el paisaje.

De acuerdo a perforaciones de PEMEX efectuadas en la región de la llanura costera del Golfo se pueden reconocer zonas en donde ha habido una acumulación mayor de sedimentos marinos terciarios. Las cuencas reconocidas donde se han desarrollado mayores espesores de sedimentos terciarios son las siguientes (Fig. 1.13):

Cuenca de Burgos,
Cuenca de Tampico - Tuxpan,
Cuenca de Veracruz,
Cuenca Salina del Istmo,
Cuenca de Macuspana.

Durante la apertura del Golfo de México a partir del final del Jurásico Medio se inició una invasión marina, que transgrede a gran parte de la región. Las primeras transgresiones marinas en las fosas tectónicas preexistentes dieron lugar a los depósitos de evaporitas y sal del SE del país y del Golfo de México (Buffer et al., 1990).

El espesor de los sedimentos en las cuencas de la Llanura llega a más de 3000 m. El espesor máximo estimado en el centro de la cuenca de Burgos, por ejemplo, es de 10000 m (Marmissolle-Daguerre, 1984).

La secuencia estratigráfica cortada por los pozos perforados en

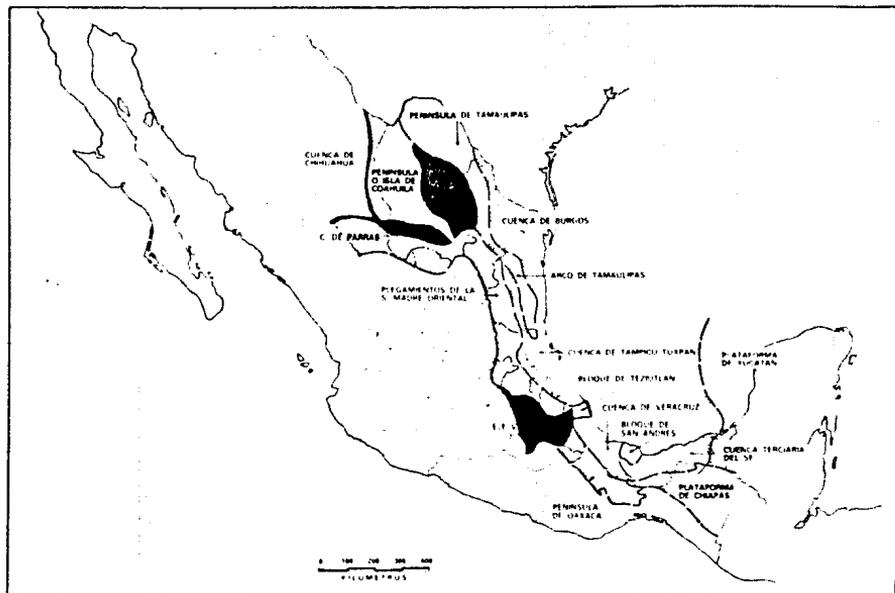


Fig. 1.13. Unidades tectónicas de la Planicie costera (tomado de Marmissolle-Daguere, 1984).

la planicie Costera del Golfo es la siguiente:

1. Sedimentos marinos parcialmente metamorizados de Paleozóico Tardío e intrusiones Permo-Triásicos.
2. Sedimentos continentales rojos - (Triásico Tardío - Jurásico Medio).
3. Sedimentos marinos del Jurásico Temprano, Jurásico Tardío, Cretácico, Terciario.

Durante las transgresiones marinas que afectaron el este y noreste de México a partir del Calloviano se desarrolló en la parte occidental de la llanura costera una serie de elementos positivos que constituyen el llamado Archipiélago de Tamaulipas - Yucatán.

El archipiélago está representado por una serie de altos en el basamento y en rocas antiguas que, durante el Jurásico tardío y ocasionalmente en el Cretácico temprano bordeaban la margen occidental del Golfo de México en forma de arco desde los estados de Tamaulipas a Yucatán.

Estos levantamientos representan segmentos fallados, periódicamente rejuvenecidos, de una franja plegada paleozoica y de rocas ígneas y metamórficas paleozóicas y del Mesozóico temprano. Los segmentos son producto de un fallamiento en bloques, que se desarrolló en la región oriental de Norteamérica a principios del Mesozóico (Triásico).

La mayoría de los yacimientos petrolíferos mexicanos se hallan sobre o en las márgenes de estos elementos positivos que integran al Archipiélago de Tamaulipas - Yucatán. También se reconocen en la región de la Llanura Costera cuerpos magmáticos de diferente edad y de naturaleza predominantemente alcalina. Dentro de las zonas con presencia de rocas magmáticas terciarias y más recientes se encuentran la Sierra de San Carlos, la zona de Palma Sola y el macizo de San Andrés Tuxtla.

De acuerdo a Santiago et al. (1984) existió una migración del vulcanismo alcalino hacia el sur en la Planicie Costera que estaba asociada con el fallamiento a lo largo de la margen de la SMOr. El fallamiento ocurrió a partir del Oligoceno (en la Sierra de San Carlos y en la Sierra de Tamaulipas) y en el macizo de San Andrés Tuxtla). El fallamiento dió origen al depósito de capas continentales de las formaciones Huizachal y Todos Santos.

EL GOLFO DE MEXICO.

El Golfo de México es una cuenca oceánica cuya edad no ha sido establecida definitivamente. La profundidad batimétrica en el centro del Golfo es de 4 km .

De acuerdo a las interpretaciones de Bufler y Watkins (1990), basado en perfiles sísmicos de refracción y de reflexión, la estratigrafía en la cuenca del Golfo de México se puede sintetizar de la siguiente manera:

El piso de la cuenca está formado por corteza transicional (un espesor de 6-20 km) y corteza oceánica (5-6 km de espesor) (Fig. 1.14).

La secuencia sedimentaria del Mesozoico temprano en la porción correspondiente a la corteza transicional está cubierta por un potente estrato de sal (de Jurásico Medio) (Fig.1.15).

Esta secuencia sedimentaria y de sal se encuentran deformados.

La secuencia de los sedimentos más jóvenes (Jurásico tardío - Cretácico temprano) se desarrolló tanto sobre corteza transicional como sobre corteza oceánica.

Entre la secuencia anterior al Cretácico medio y la secuencia del Cretácico tardío existe una discordancia regional que Bufler y Watkins relacionan con un descenso del nivel del mar.

La corteza transicional y el estrato grueso de sal están distribuidos simétricamente a cada lado de la corteza oceánica. El espesor máximo de los sedimentos en el Golfo en el transecto estudiado es de 9 km, y el espesor mínimo de la corteza aquí es de 18 km.

Con base a mediciones sísmicas Bufler et al. (1990) propusieron un modelo de evolución para el Golfo de México que consiste en 4 etapas principales:

1) Etapa de riftogénesis (Triásico - Jurásico temprano) se caracteriza por un ascenso regional, riftogénesis, erosión, relleno de la cuenca con sedimentos continentales y volcánicos, formación de corteza continental adelgazada (corteza transicional).

La causa exacta de esta etapa de riftogénesis no está entendida completamente. Este mecanismo probablemente consiste en alguna

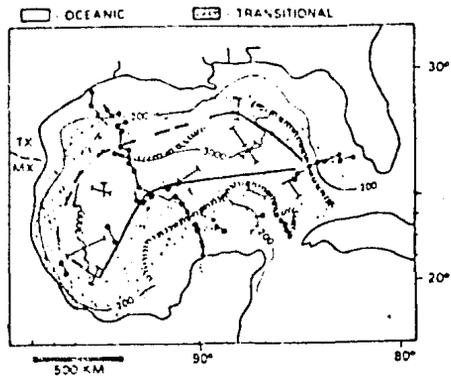


Fig. 1.14. La distribución de la corteza transicional y corteza oceánica en el Golfo de México inferida de refracción sísmica (tomado de Buffler et al., 1980).

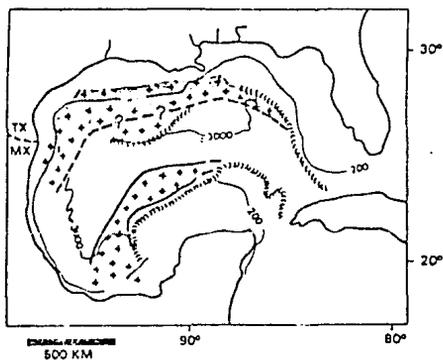


Fig. 1.15. Mapa indicando la distribución generalizada de sal en la cuenca profunda del Golfo de México (tomado de Buffler et al., 1980).

combinación de erosión subcortical, inyección del material del manto y atenuación de la corteza superior.

2) Durante la etapa tardía de riftogénesis (Jurásico medio) se produjo un ascenso central en la cuenca que debe asociarse a un ascenso del manto.

En esta etapa empieza la subsidencia del área de la cuenca del futuro Golfo de México, con subsecuente entrada de agua marina y sedimentación en aguas someras de evaporitas de gran espesor en las cuencas a cada lado de la zona que sufrió levantamiento.

3) Período de deriva del fondo oceánico (Jurásico tardío - Cretácico temprano) (Fig. 1.16) se caracteriza por

- a) formación de corteza oceánica;
- b) subsidencia rápida de la cuenca, debida al enfriamiento de la corteza;
- c) depositación de sedimentos de agua somera en los márgenes adyacentes cubriendo la sal;
- d) deformación de la sal y de los sedimentos debajo de la sal debido al flujo gravitacional de la sal hacia la cuenca.

4) Etapa de subsidencia (Cretácico temprano - Cretácico medio) caracterizada por

- a) el cese de la deriva del fondo oceánico debido a la gran reorganización que sufrieron las placas hace 130 Ma aproximadamente;
- b) continuación de la subsidencia de la cuenca a través del Cretácico temprano mientras la corteza continuaba enfriándose;
- c) depósito de sedimentos de agua profunda a través de la cuenca profunda y formación de bancos carbonatados en los márgenes, controlada por la zona estructural del eje;
- d) formación de una gran discordancia en el Cretácico medio (hace 97 Ma) debida a la combinación de la subsidencia y al gran descenso en el nivel del mar.

A continuación se presenta un resumen de eventos tectónicos desde finales del Paleozoico hasta el reciente.

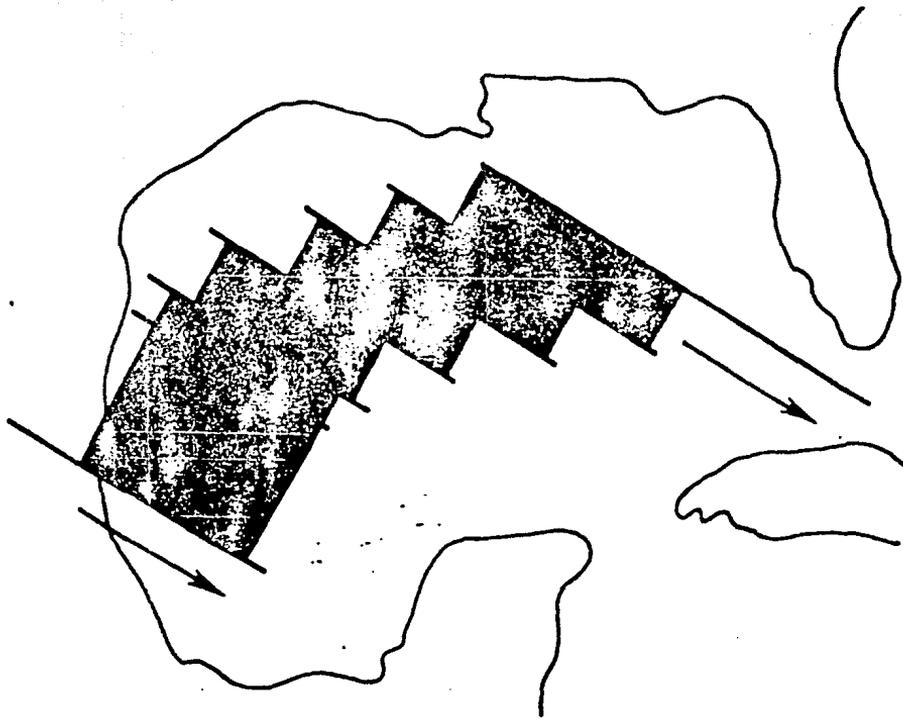


Fig. 1.16. Diagrama esquemática que indica la dirección de la deriva del fondo oceánico durante el Jurásico tardío (tomado de Buffler et al., 1980).

FINES DE PALEOZOICO.

Deformaciones orogénicas en la Sierra Madre Oriental (Orogenia Apalachiana).

Las primeras evidencias del volcanismo marginal Pacífico en el oeste de México aparecen en estratos del Paleozoico superior a ambos lados del Golfo de California (Gastil, 1981).

MESOZOICO.

Durante la mayor parte del Paleozoico y del Mesozoico ocurre una subducción a lo largo de la margen oeste de los Estados Unidos.

1) Triásico (245-208 Ma)

Durante el Triásico tardío la parte oeste de Pangea se vió afectada por esfuerzos de tensión.

La placa de Norteamericana empieza a separarse de las placas de America del Sur y de la placa Africana.

Empieza a abrirse el Golfo de México.

La Sierra Madre Oriental se encontraba emergida.

2) Jurásico (208-144 Ma)

Jurásico Temprano (208-187 Ma).

El arco magmático se encuentra en el interior de México.

Movimiento de América del Norte hacia el Noroeste, apertura del Atlántico del Norte.

Jurásico Medio (187-163 Ma).

En el Calloviano el Golfo de México recibió un aflujo de agua marina de las protocuecas del Atlántico del Norte y del Océano Pacífico.

La placa Africana empieza a separarse directamente de la placa Norteamericana a lo largo del sistema de rifts del Atlántico medio.

Empieza a entrar en actividad el sistema de rifts localizado entre el bloque Honduras-Nicaragua y América del Sur.

Jurásico Tardío (163-144 Ma)

El arco magmático cordillerano se encontraba cerca de la margen convergente.

En el Oxfordiano (163-156 Ma) - ocurrió la transgresión del Mar Mexicano que provino del occidente e inundó zonas bajas de una penillanura.

En el periodo 150-100 Ma ocurrió la actividad volcánica más importante de la SMOc.

3) Cretácico (144-66.4 Ma)

Cretácico Temprano (144-97.5 Ma)

Progresión del arco cordillerano lentamente hacia el oriente.

Sigue la apertura del Atlántico del Norte (160-100 Ma) con movimiento de América del Norte hacia el noroeste.

Empiezan a separarse América del Sur y África (apertura del Atlántico del Sur).

Cierre del dominio Caribe.

En el periodo 100-80 Ma - cambio del sentido del desplazamiento de América del Norte.

Cretácico Tardío (97.5-66.4 Ma)

Rápido avance en la progresión hacia el este del arco magmático como resultado del incremento de la convergencia de la placa Farallón entre 80-40 Ma.

100-80 Ma - inicio de la emersión de la cuenca del Mar Mexicano, cuando la placa de Norteamérica cambió su dirección de un desplazamiento con una fuerte componente tangencial a un desplazamiento frontal con relación a la placa Farrallón.

Orogenia Laramide (83-45 Ma). Levantamientos de la región de Baja California y el noroeste de México.

En el Campaniano (84-74.5 Ma) - la mayor parte del este de México estaba cubierta por sedimentos marinos terrigenos y clásticos derivados de la región elevada del oeste de México.

CENOZOICO.

1) Paleoceno (66.4-57.8 Ma)

Hace 60 Ma el arco magmático estaba centrado en la SMOC.

Desplazamiento del arco magmático hacia el oriente.

Intensa deformación debida a la Orogenia Laramide.

La mayor parte de México estaba emergida.

México se vió afectado por fallamiento por desplazamiento lateral izquierdo con componentes compresionales NE-SW.

Movimientos recurrentes a lo largo de viejas fallas normales

Inicio del diapirismo en el area del "Basin and Range".

2) Eoceno (57.8-36.6 Ma)

Del Cretácico Medio al Eoceno - una fase de quietud en el vulcanismo en la SMOC.

Fin de la Orogenia Laramide.

56-50 Ma - disminuye la velocidad de convergencia de la placa Farallón por debajo de la Norteamérica

50-42 Ma - cambio en la dirección de convergencia de la placa Farallón y Norteamérica.

El arco magmático empieza a migrar a la costa occidental de nuevo.

3) Oligoceno (36.6-23.7 Ma)

Hace aproximadamente 30 Ma se inició la colisión de la dorsal del Pacífico con la placa Norteamericana en un punto ubicado en la actual Baja California.

A partir del primer contacto de las placas Pacífica y Norteamericana se inicia un movimiento lateral derecho a lo largo del límite creciente de ambas placas.

En el Oligoceno Temprano - Mioceno Medio - magmatismo calcoalcalino en la parte meridional de la provincia del Basin and Range.

En la SMOC ocurrió el vulcanismo calcoalcalino (andesitas). Posteriormente estas andesitas fueron plegadas por la orogenia del Terciario medio.

Oligoceno superior - Mioceno medio - la edad de las manifestaciones piroclásticas (tobas e ignimbríticas).

Oligoceno - Mioceno - primera fase de la actividad de vulcanismo alcalino a nivel del Golfo de México.

4) Mioceno (23.7-5.3 Ma)

Ocurrió el vulcanismo compresivo (lavas andesíticas, dacíticas y riolíticas) de la Provincia Californiana.

Levantamiento de la Mesa Central y de la SMOc.

Mioceno Temprano (23.7- 16.6 Ma)

El arco cordillerano alcanzó la región costera (del Pacífico).

Mioceno Medio (16.6-11.2 Ma)

Oligoceno superior - Mioceno medio - manifestaciones piroclásticas en la SMOc.

Mioceno Superior (11.2-5.3 Ma)

Incidencia de vulcanismo basáltico primario a lo largo de toda la Cordillera Sur y Norte del arco volcánico Trans-Mexicano en respuesta a la extensión seguida de la regresión del arco cordillerano.

Hace solo 10 Ma que la placa Farallón desapareció a lo largo de toda la extensión del sistema San-Andreas - Golfo de California.

Régimen distensivo en la SMOc, que cambió el vulcanismo en el NW de la SMOc de calco-alcalino a alcalino (en general basaltos).

Mioceno - Plio-Cuaternario - la actividad volcánica alcalina predominante de tipo "basáltico" (mesas y cuellos) en la SMOc.

Todo el vulcanismo relacionado a la subducción de la placa Farallón cesó hace 8 Ma aproximadamente.

5) Plioceno (5.3-1.6 Ma)

Hace 4 Ma - la apertura del Golfo de California y el desarrollo de su sistema dorsal. Movimiento de Baja California hacia el NW.

En Plio-Cuaternario - desarrollo de la actividad basáltica alcalina en Baja California, parte Occidental de México (zona de Durango, en Sonora).

CAPITULO II. ESTRUCTURA SISMICA DE LA CORTEZA SUPERIOR Y MANTO A LO LARGO DEL TRANSECTO.

INTRODUCCION

El propósito de este capítulo es recopilar los estudios sísmicos existentes sobre la estructura de la litósfera en el norte de México. Esta recopilación será la base para crear un modelo inicial de la corteza y litósfera hasta la profundidad de 100 km que se presentará al final de este capítulo (Fig. 2.16). Este modelo será un modelo que debe ser "respetado" en general por el modelado gravimétrico (Capítulo IV). Se representarán las figuras que serán útiles para el modelado (que indican las profundidades hasta el Moho, densidades, localización de estudios o la estructura de la velocidad que nos puede indicar zonas de fusión parcial en el manto, por ejemplo).

La estructura sísmica, es decir la distribución de la velocidad sísmica en la litósfera superior (corteza superior e inferior y manto superior), a lo largo de nuestra zona de estudio ha sido determinada mediante la contribución de varios estudios sísmicos. Estos estudios sísmicos se han basado en el análisis de ondas elásticas producidas por fenómenos naturales (actividad sísmica), o artificiales (explosiones nucleares, explosiones de cargas de dinamita). Algunos de estos estudios se han enfocado a las ondas de volumen P y S, otros se han avocado a las ondas superficiales.

Esta información fué utilizada en el presente trabajo con el objeto de constreñir la interpretación de los datos gravimétricos (anomalía de Aire Libre y de Bouguer) (Capítulo III). Hacemos dicho resumen de los estudios sísmicos analizando en cada caso el metodo usado y los resultados obtenidos.

BANCO DE DATOS.

Los estudios sísmicos que han aportado información sobre la estructura sísmica en zonas de nuestro transecto son los siguientes:

- 1) En la zona de dispersión del Golfo de California:
M. C. Walck (1984)
- 2) Península de Baja California, Golfo de California y Sonora:
W. Thatcher, J. N. Brune (1973)
- 3) Parte este de la Sierra Madre Occidental:
J. Rivera, L. Ponce (1986),
R. P. Meyer, J. S. Steinhart, G. P. Woolard (1957)
- 4) Parte Norte de Mexico (zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central):
J. S. Gomberg (1988)
- 5) Mesa Central:
J. E. Fix (1975)
- 6) Parte Este de la Mesa Central, Sierra Madre Oriental, parte Costera del Golfo de México y Golfo de México:
A. L. Hales, C. E. Helsley, J. B. Nation (1970)

A continuación resumimos los resultados de cada una de estas investigaciones.

M.C.Walck (1984)

Area de estudio: Golfo de California (zona de dispersión oceánica).

Objetivos: determinar la estructura de la corteza y del manto superior por debajo de la zona de dispersión oceánica hasta la profundidad de 900 km

Método de estudio: la investigación se basó en la siguiente información:

- 1) velocidades de ondas P;
- 2) 1753 valores de tiempos de viaje de ondas P;
- 3) 57 mediciones de la velocidad aparente;
- 4) datos sobre la forma de onda.

Se usaron más de 1400 sismogramas de 29 temblores ocurridos en el Golfo de California, la zona de fractura de Rivera, el "East Pacific Rise" y la fosa centroamericana (Fig. 2.1). Los temblores fueron registrados por el California Institute of Technology.

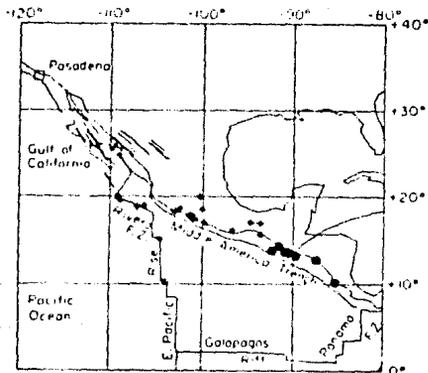


Fig. 2.1 Mapa de localización. Asteriscos representan epicentros de 22 sismos a menos de 30° de distancia. También se muestran pequeñas porciones de círculo entre SCARLET y los eventos, indicando el área cubierta por el modelo GCA. Note que todos los segmentos de arco caen dentro de la región afectada por el esparcimiento en el Golfo de California. Círculos llenos ubican los eventos de calibración que se encuentran más allá de 30° de Pasadena.

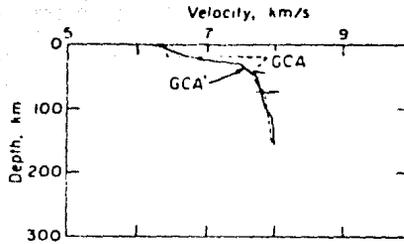


Fig. 2.2. Los 150 km superiores de los modelos GGA y GGA'. El modelo GGA' considera solamente temblores con una distancia máxima de 13° . El modelo GGA' no posee la zona de transición en el límite entre la corteza y el manto. La diferencia entre los modelos GGA y GGA' puede representar variaciones laterales en la corteza entre el Golfo de California (GGA') y la área continental adyacente (tomado de Walck, 1984).

Depth (km)	Velocity (km s ⁻¹)	Depth (km)	Velocity (km s ⁻¹)
0	6.400	300	8.403
19	6.400	325	8.520
20	7.900	350	8.638
35	7.750	375	8.750
50	7.700	390	8.819
75	7.850	391	9.250
100	7.900	450	9.476
125	7.938	538	9.800
150	7.975	620	10.060
175	8.013	660	10.360
200	8.050	661	10.650
225	8.100	680	10.760
250	8.168	970	11.340
275	8.285		

Tabla 2.1. Modelo de velocidades GGA (tomado de Walck, 1984).

Resultados: en la Fig. 2.2 y Tabla 2.1 y 2.2 están representados dos modelos: a) GCA - para la zona de dispersión en el Golfo de California y b) GCA - para el oeste de México al norte del paralelo 20° N Conclusiones: el Golfo de California es un área actualmente activa. La estructura de la corteza y del manto superior es muy complicada y heterogenea. Bajo la zona de la dorsal la transición entre la corteza y el manto es gradual.

W. Thatcher y J. N. Brune (1973)

Area de estudio: distintas porciones del Golfo de California, Baja California y Sonora.

Objetivos: estudio de la corteza y del manto superior en distintas partes de Golfo de California, Baja California y Sonora.

Método de estudio: se basó en la dispersión de las ondas superficiales de terremotos ocurridos en el Golfo de California.

Las estaciones estuvieron situados en el norte del Golfo y en el Sur de la península de Baja California, y en Arizona (E.E.U.U.)

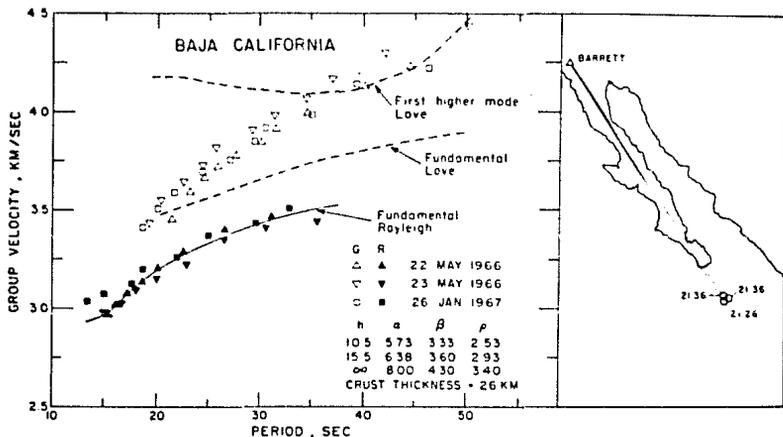
Resultados: en la Fig. 2.3 estan representados los epicentros de los temblores y la ubicación de las estaciones sísmicas, así como el modelo cortical para varias áreas del Golfo de México.

Los resultados principales son los siguientes:

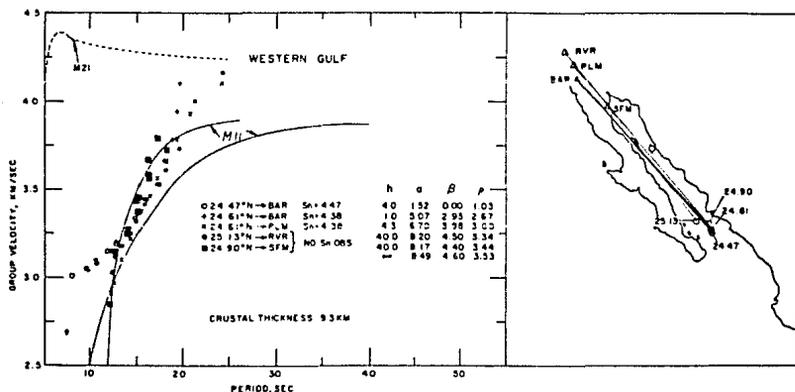
Baja California y Sonora tienen un espesor cortical similar - alrededor de 25 km. En la parte más profunda del Golfo la estructura promedio es casi oceánica con un espesor cortical de 9 km, pero es casi 20 km en la parte central y noreste del Golfo de México.

Conclusiones: los autores indican que existe una diferencia significativa en la estructura de la corteza y el manto superior entre el Golfo de California y las regiones adyacentes. El modelo de la corteza del Golfo de Californiacomprende nueva corteza oceánica, corteza continental adelgazada y bloques corticales

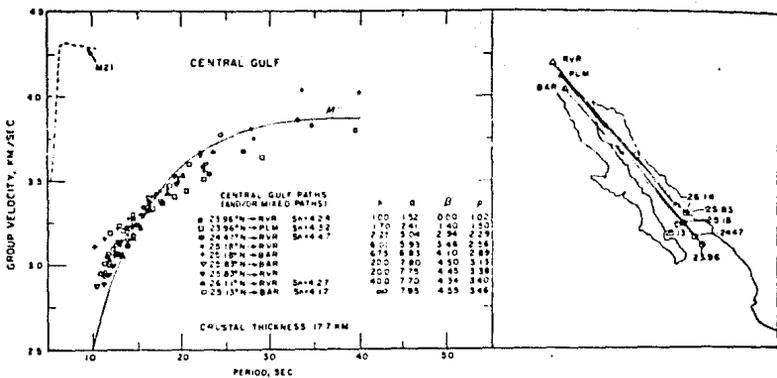
Fig. 2.3. Fuentes de terremotos, trayectoria de ondas y dispersión observada en las ondas Love y Rayleigh así como modelo cortical. Los parámetros estructurales son: espesor de los estratos (h) en km, velocidades de ondas compresionales (α) y ondas de sízalla (β) en km/s, densidad (ρ) en g/cm³ (tomado de Thatcher et al., 1973).



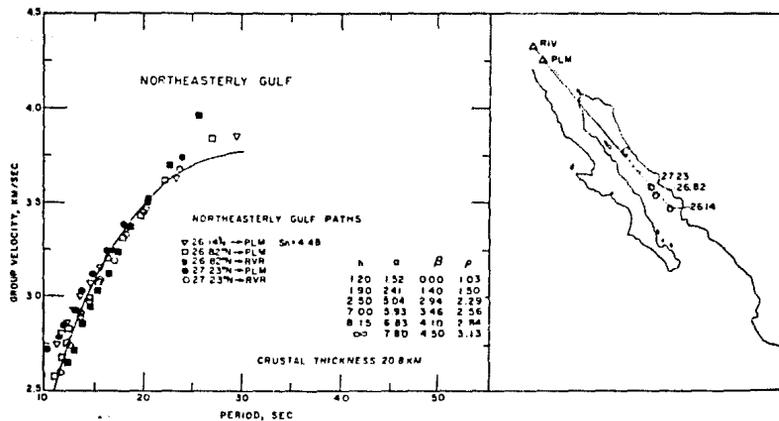
a) Baja California.



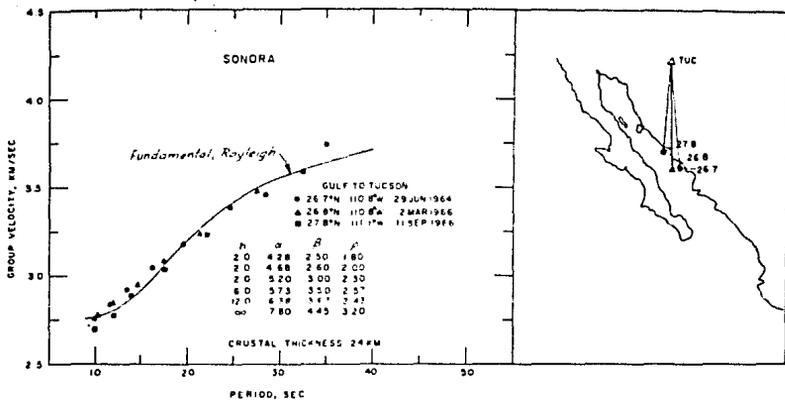
b) Oeste del Golfo.



c) Golfo central.



d) Parte NE del Golfo de California.



e) Sonora.

undidos.

J. Rivera y L. Ponce (1986)

Area de estudio: aproximadamente a lo largo del flanco oriental de la Sierra Madre Occidental (el perfil une al Distrito Federal con el sitio de Pruebas Nucleares en Nevada (E.E.U.U.) (Fig. 2.4).

Objetivos: el estudio de la estructura de la corteza terrestre del flanco oriental de la SMOc.

Método de estudio: se analizaron ondas superficiales generadas por dos explosiones nucleares efectuadas en Nevada (E.E.U.U.), y registradas en la estación sismológica UNAM (WWNSS) de periodo largo ($T_s=15$ s, $T_g=100$ s, $A=1500$) en la Ciudad de México.

Resultados: el espesor promedio obtenido para la corteza es del orden de 40 km (Tabla 2.3). Según estos autores el mayor espesor de la corteza en la SMOc (40 km) con relación a la Mesa Central (30 km) (Fix, 1975) se debe a una capa granítica más gruesa.

Conclusiones: el modelo de velocidades obtenido sugiere que la estructura del flanco oriental de la Sierra Madre Oriental es transicional entre una de tipo Alpino y otra del tipo "Basin and Range".

R. P. Meyer, J. S. Steinhart, G. P. Woollard (1957).

Area de estudio: el perfil estudiado va de Durango hasta San Luis Potosi, cubre parte sur de la Sierra Madre Occidental y de la Mesa Central (Fig. 2.5).

(Así que no se puede estar de acuerdo con los autores de que estos los valores del espesor de la corteza obtenidos para este transecto sean característicos de la Mesa Central).

Objetivos: el propósito de esta investigación era determinar el espesor de la corteza terrestre bajo la Mesa Central. El interés en este estudio era debido al hecho siguiente. Tatel y Tuve (1955) encontraron que bajo la

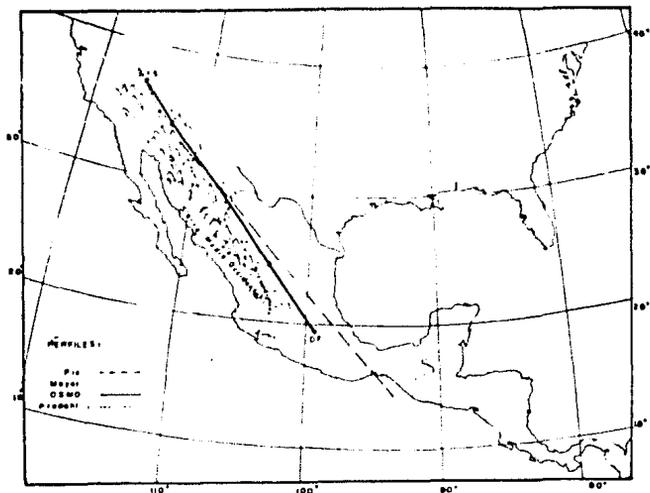


Fig. 2.4. Esquema de la localización del perfil estudiado (NTS-D.F.) que corre casi paralelo al margen oriental de la Sierra Madre Occidental. Se muestra la disposición geográfica de los perfiles estudiados por Meyer y otros (1958, 1961), Fix (1975) y Prodhel (1979). Perfiles cercanos a la región del presente estudio (tomado de Rivera et al., 1986).

V_p (km/s)	V_s (km/s)	ρ (g/cm ³)	H (km)	Prof. (km)
2.67	1.5 ± 0.2	2.32	1.2 ± 0.5	1.2
5.16	2.9 ± 0.2	2.62	2.2 ± 0.2	3.4
6.34	3.56 ± 0.01	3.09	26.0 ± 0.5	29.4
7.30	4.10 ± 0.03	3.25	$10. \pm 2.0$	39.4
8.01	4.50 ± 0.05	3.30	$10. \pm 1.0$	49.4
7.39	4.15 ± 0.05	3.32	-	-

Tabla 2.3. Modelo de capas para la corteza y el manto superior en el flanco oriental de la Sierra Madre Occidental, propuesto en el trabajo de Rivera et al., (1986) (perfil NTS-D.F.; Modelo OSMO).

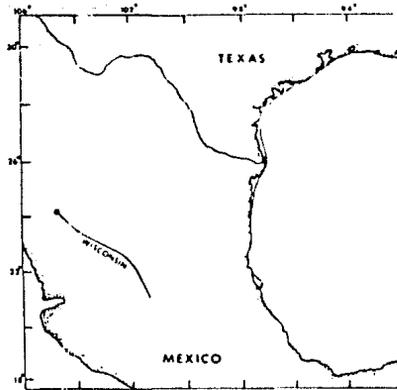


Fig. 2.5. La línea curva marcada "Wisconsin" representa el perfil sísmico de refracción observado por la Universidad de Wisconsin en 1957 (tomado de Meyer et al., 1957).

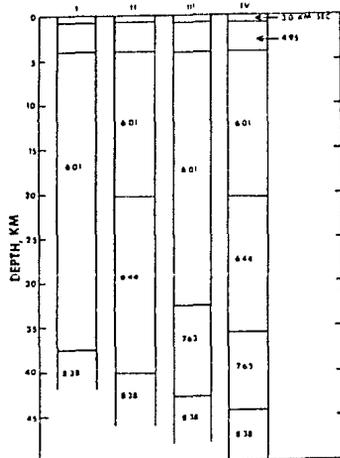


Fig. 2.6. Modelos corticales correspondientes al perfil estudiado por Universidad de Wisconsin (tomado de Meyer et al., 1957).

Meseta del Colorado el espesor de la corteza es menor de lo que podría esperarse según la teoría de isostasia de Airy (teniendo la anomalía de Bouguer alrededor de -200 mgal y la topografía una elevación \approx 2 km). El objetivo de los autores era determinar si las relaciones encontrados para la Meseta del Colorado se cumplen en otras áreas elevadas del planeta.

Método de estudio: refracción sísmica. El perfil estudiado no incluyó tiros reversos. Por eso los autores indican que todas las velocidades, con la excepción de los velocidades de las capas superficiales, no están determinados sin incertidumbre.

Resultados: en la Fig. 2.6. están representados cuatro posibles modelos de la corteza para el transecto estudiado. El espesor mínimo para la corteza según estos modelos es 37 ± 3.8 km y el máximo sería 44.5 ± 4.5 km

Conclusiones: los autores hacen notar que el espesor de la corteza es considerablemente más grande que el determinado por Tatel y Tuve para la Meseta del Colorado, pero es menor de lo que se hubiera podido esperarse de la magnitud de la anomalía gravimétrica.

J. S. Gomberg (1988).

El área de estudio: el norte de México. Las tres estaciones sismológicas involucradas estuvieron instaladas en Chihuahua, Monterrey y Durango (Fig. 2.7).

Objetivos: el estudio de la estructura de la corteza y del manto superior en el norte de México.

Método de estudio: estudio de ondas superficiales.

Resultados: El espesor promedio de la corteza en el norte de México está comprendido entre 38 y 45 km (Tabla 2.4.). El autor confirma la existencia de un estrato de alta velocidad en el manto superior. El espesor de este

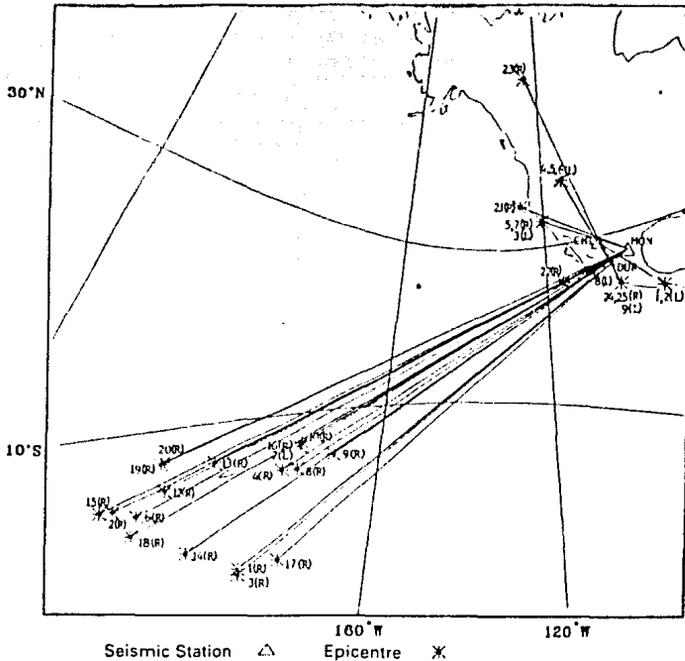


Fig. 2.7. El mapa indicando la trayectoria de propagación entre cada fuente y las estaciones sísmicas. (R) y (L) al lado de los números de las fuentes significan mediciones de la dispersión de las ondas Rayleigh y de Love respectivamente (tomado de Gomberg et al., 1988).

Characteristic	Mexican Plateau	Colorado Plateau	Huron & Range	S. Great Plains	Canadian Shield	East African Rift Zone
Crustal Thickness (km)	40-50	44-4	25-35	46-52	35	36-48
Lid Thickness (km)	30-40	12-20	10-30	44-74	60	120-200
Max. Depth of 1.5Z (km)	2200	?	244	?	315	120-200
V_p vel. (km/s)	7.6-8.2	7.8-8.5	7.8	8.1-8.4	8.1	7-9.5
V_s vel. above 250 km (km/s)	7.6-8.0	?	7.7	?	8.2-8.3	?
V_s vel. (km/s)	24.4	4.5-1	4.5	*	4.72	4.75-4.45
V_s vel. above 250 km (km/s)	4.0-4.2	?	4.0-4.12	*	4.51-4.54	4.75-4.45

Tabla 2.4. Características de estructuras sísmicas según los estudios en diferentes provincias tectónicas. (Las características indicadas para la Mesa Central son las determinadas por Gomberg (1988).

estrato es de 30-40 km y las velocidades $V_p=7.8 \pm 0.2$ km/s y $V_s > 4.4$ km/s. A 300 km por debajo del manto superior existe una zona de baja velocidad para las ondas S, $V_s=4.0-4.2$ km/s (Fig. 2.8, 2.9).

Conclusiones: muchos de los rasgos estructurales determinados para el norte de México son similares a aquellos del SW de los Estados Unidos:

- 1) velocidades de las ondas P_n y S_n (7.8 km/s y 4.5 km/s respectivamente);
- 2) el espesor de la tapa solida del manto superior ("mantle lid") -30-50 km ;
- 3) flujo de calor de moderado a alto;
- 4) compensación isostática;
- 5) elevación promedio 1.5-3 km.

Las altas velocidades de las ondas P a 300 km de profundidad de esta área son típicas de regiones tectonicamente activas.

J.E.Fix (1975)

El área de estudio: el centro de México. El perfil de estudio une Chiapas con Queen Greek (Arizona, E.E.U.U.) (Fig. 2.10).

Objetivos: estudio en el centro de México de la estructura de los primeros 380 km de la corteza y del manto superior en el centro de México.

El método de estudio: estudio de la dispersión de ondas superficiales y de las velocidades de las ondas S.

Se usó información de 18 terremotos ocurridos cerca de Chiapas, México, y registradas por 6 sismógrafos en Queen Greek, Arizona.

Resultados: la corteza bajo la Mesa Central tiene un espesor de 30 km y consiste de 4 estratos principales.

En el trabajo se dan como resultado cuatro modelos probables de la inversión de los datos sísmicos (Tabla

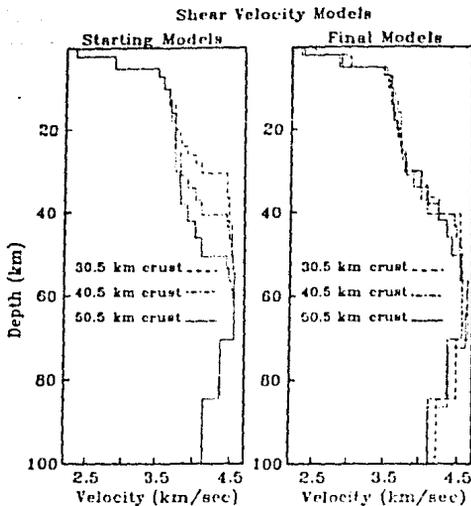


Fig. 2.8. Modelos de velocidad de ondas S usados para estimar el espesor cortical. Los modelos iniciales (indicados a la izquierda) difieren de los modelos finales solamente por la profundidad del Moho definido por la velocidad de 4.5 km/s de ondas S. La similitud de los modelos finales sugiere que el Moho está localizado a una profundidad de 40 km aproximadamente (tomado de Gomberg et al., 1988).

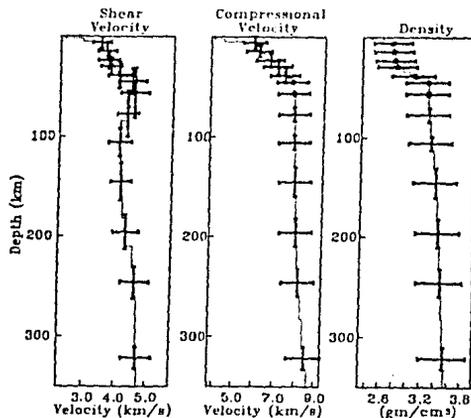


Fig. 2.9. Modelo de velocidad de ondas S, ondas P y densidad para la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Mesa Central (tomado de Gomberg et al., 1988).



Fig. 2.10. Mapa indicando epicentros, la localización de estaciones sísmicas QC-AZ (utilizados en el trabajo de Fix, 1975) y la trayectoria de las ondas (tomado de Fix, 1975).

2.5(a) y 2.5(b), Fig. 2.11(a) y 2.11(b)).

Por abajo de la corteza se encuentra un estrato de manto sólido de 4-8 km de espesor y enseguida más abajo un estrato del manto parcialmente (10-20%) fundido. La irregularidad y la profundidad de la zona de baja velocidad indica que el magma está siendo transportado hacia arriba (hacia la capa sólida del manto).

A una profundidad de 70-80 km se observa un gradiente abrupto de velocidad.

Las velocidades de las ondas S son menores en relación con otros áreas del mundo. Estas velocidades son representativas de otras regiones similares con un alto flujo de calor y una elevación grande.

Al respecto del mecanismo de elevación de la Mesa Central, el autor presenta la siguiente hipótesis: los grandes volúmenes de magma de baja densidad en el manto superior producen la fuerza vertical regional que da origen a mesetas como la Mesa Central y la del Colorado.

Conclusiones: la estructura geológica de México representa la continuación de la estructura general del Este de Estados Unidos.

A.L.Hales, C.E.Helsley, S.B.Nation (1970)

El área de estudio: Este de la Mesa Central, Sierra Madre Oriental, Planicie Costera del Golfo de México entre el arco de Tamaulipas y la Bahía de Tampico.

Objetivos: el propósito de este trabajo era determinar si por debajo del océano existe o no en el manto un estrato de baja velocidad para las ondas P y encontrar su espesor. En trabajos de otros autores (Toksöz et al., 1966, 1967; Kanamori, 1970) se habría demostrado que en el manto debajo de los océanos, escudos (shields) y áreas tectónicamente activas existe una zona de baja velocidad para las ondas S.

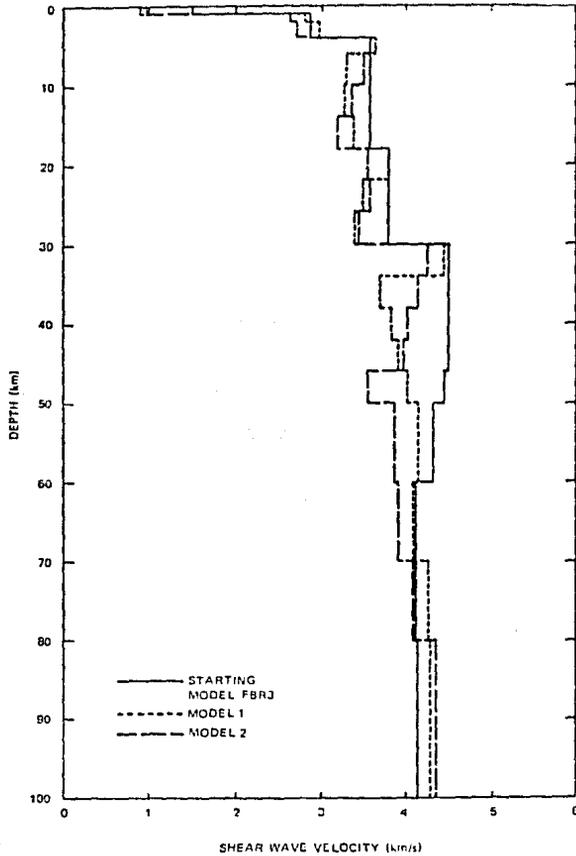


Fig. 2.11(a). Modelo 1 y 2 de la distribución de la velocidad de ondas de cizalla en los 100 km superiores en México central (modelo inicial -FBR3) (tomado de Fix, 1975).

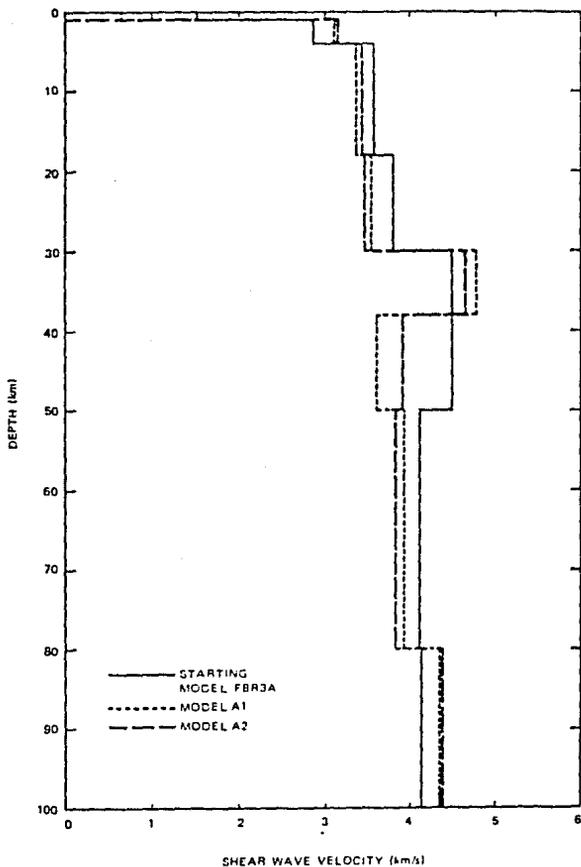


Fig. 2.11(b). Modelo A1 y A2 de la distribución de la velocidad de ondas de cizalla en los 100 km superiores en México central (modelo inicial FBR3A) (tomado de Fix, 1975).

Layer No.	Depth at bottom (km)	Thickness (km)	Shear-wave velocity (km s^{-1})		
			Starting model FBR?	Model 1	Model 2
1	1	1	1.50	0.896	0.980
2	2	1	2.87	2.817	2.630
3	4	2	2.87	2.974	2.709
4	6	2	3.58	3.646	3.645
5	10	4	3.58	3.296	3.503
6	14	4	3.58	3.269	3.359
7	18	4	3.58	3.377	3.177
8	22	4	3.80	3.799	3.542
9	26	4	3.80	3.487	3.577
10	30	4	3.80	3.394	3.442
11	34	4	4.50	4.428	4.263
12	38	4	4.50	3.698	4.137
13	42	4	4.50	3.823	4.039
14	46	4	4.50	3.902	3.968
15	50	4	4.47	4.016	3.555
16	60	10	4.33	4.147	3.874
17	70	10	4.12	4.102	3.920
18	80	10	4.12	4.270	4.112
19	100	20	4.13	4.283	4.372

Tabla 2.5(a). Velocidades de ondas S asignadas al modelo inicial FBR3 y modelos resultantes de la inversión, (1 y 2), para México central (tomado de Fix, 1975).

Layer No.	Depth at bottom (km)	Thickness (km)	Shear-wave velocity (km s^{-1})		
			Starting model FBR3A	Model A1	Model A2
1	1	1	1.50	0.643	0
2	4	3	2.87	3.107	3.139
3	18	14	3.58	3.368	3.427
4	30	12	3.80	3.544	3.458
5	38	8	4.50	4.783	4.646
6	50	12	4.50	3.601	3.923
7	80	30	4.12	3.929	3.828
8	120	40	4.14	4.349	4.374
9	160	40	4.17	4.521	4.517
10	200	40	4.50	4.539	4.542
11	260	60	4.609	4.267	4.275
12	300	40	4.609	4.750	4.624
13	340	40	4.72	4.092	4.305
14	380	40	4.89	3.962	3.780

Tabla 2.5(b). Velocidades de ondas S asignadas al modelo inicial FBR3A y modelos resultantes de la inversión, (A1 y A2) (tomado de Fix, 1975).

Método de estudio: método sísmico de refracción. Las explosiones fueron hechas en el Golfo de México y las estaciones sísmicas estaban localizados en México y Florida (Fig. 2.12).

Resultados: los resultados de la interpretación están representados en las Fig. 2.13, 2.14, 2.15 y las Tablas 2.6 y 2.7. Por debajo del Golfo de México a la profundidad de 60 km se observa un incremento significativo de velocidad desde 8 km/s hasta 8.77 km/s. La velocidad empieza a disminuir a partir de los 80 km (Fig. 2.15). La densidad en el manto superior bajo el océano es más alta (correspondiendo a $V_p=8.1-8.3$ km/s), que bajo el continente ($V_p=7.9$ km/s).

Conclusiones: los autores hacen notar, que el espesor encontrado en la Mesa Central es menor de lo que se hubiera podido esperar según su elevación. La estructura de la corteza en la Mesa Central se asemeja al área del oeste de los Estados Unidos en que se experimenta extensión cortical: la provincia del "Basin and Range".

Como resultado de esta recopilación se propone un modelo de la corteza a lo largo del transecto que indica la distribución aproximada de las velocidades sísmicas con la profundidad (Fig. 2.16).

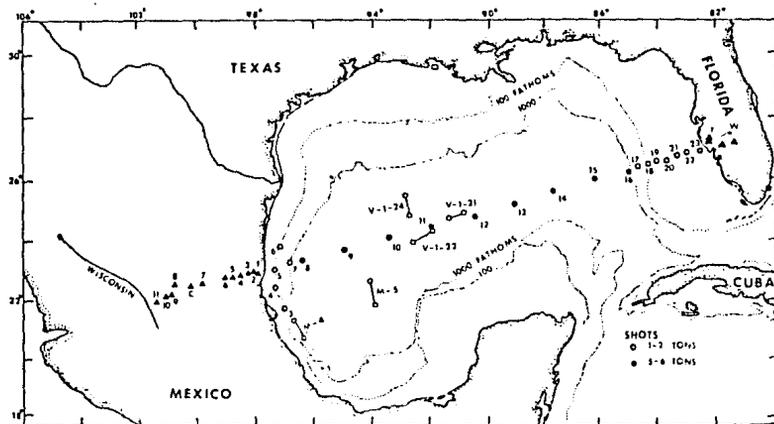


Fig. 2.12. Ubicación de tiros y de estaciones. Los círculos abiertos y sólidos indican la posición de explosiones, los triángulos indican la posición de estaciones sísmicas de observación. La estación C - fue operada por la UNAM, las estaciones en Florida fueron operados por la Universidad Tecnológico de Texas (T) y la Universidad de Wisconsin (W). La curva marcada "Wisconsin" indica el perfil observado por Universidad de Wisconsin en 1957. Perfiles M-4 y M-5 fueron observados por la Universidad de Texas. Los perfiles con etiqueta V fueron observados por el Observatorio Geológico Lamont (tomado de Hales et al., 1970).

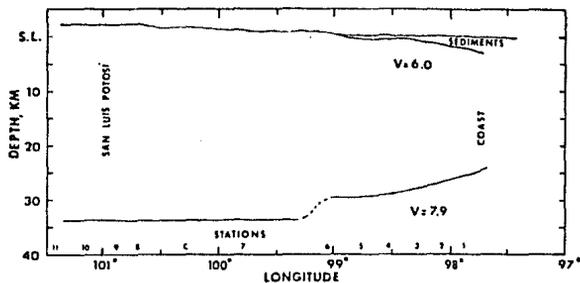


Fig. 2.13. Modelo sísmico cortical para la porción continental del perfil estudiado por Hales et al., (1970).

Location	Total Crustal Thickness, km	Sediment Thickness*
Stations 7-11 (plateau)	34.9	0
Stations 4-6 (coastal plain)	29.8	0-0.55
Station 3	27.6	0.95
Station 2	26.7	1.45
Station 1	25.5	2.2

* Included in total.

Tabla 2.6. Estructura cortical obtenida para la porción continental del perfil estudiado por Hales et al. (1970).

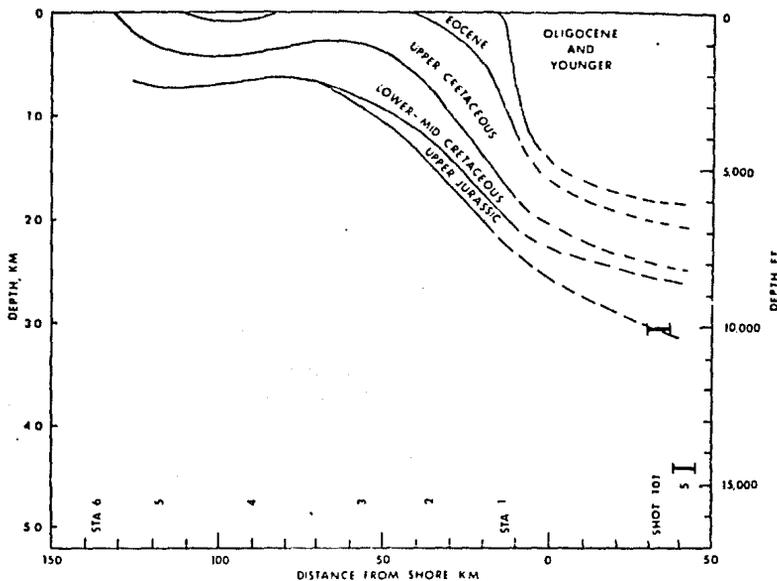


Fig. 2.14. La sección transversal del perfil compilado de los mapas de isópacas de Guzmán (1952). Líneas punteadas son extrapolaciones (tomado de Hales et al., 1970).

Unit	Principal Types of Sediments	Seismic Velocity Assumed, km/sec
Oligocene and younger	Marine and nonmarine silt, sand, gravel, caliche, lignite, ashes, small conglomerate, and reef limestone.	2.2
Eocene	Marine and nonmarine shale, sand, calcareous sand, and conglomerate.	2.2
Upper Cretaceous	Marine shale, marl, and thin-bedded limestones.	3.0
Lower Cretaceous	Marine limestone (locally very thick reef deposits).	4.0
Upper Jurassic	Marine limestone and shale; sandstone and conglomerate; red beds, gypsum, salt, tuffs, and coal.	4.0

Tabla 2.7. Composición de las unidades estratigráficas indicadas en la Fig. 2.14. (tomado de Hales et al., 1970).

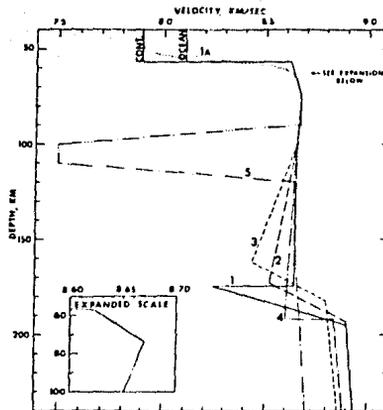


Fig. 2.15. Varios modelos de velocidad para las partes continental y oceánica del perfil estudiado por Hales et al., (1970). Estos modelos son compatibles con el tiempo de recorrido observado. También son compatibles con las amplitudas observadas con la excepción del modelo 5 (tomado de Hales, 1970).

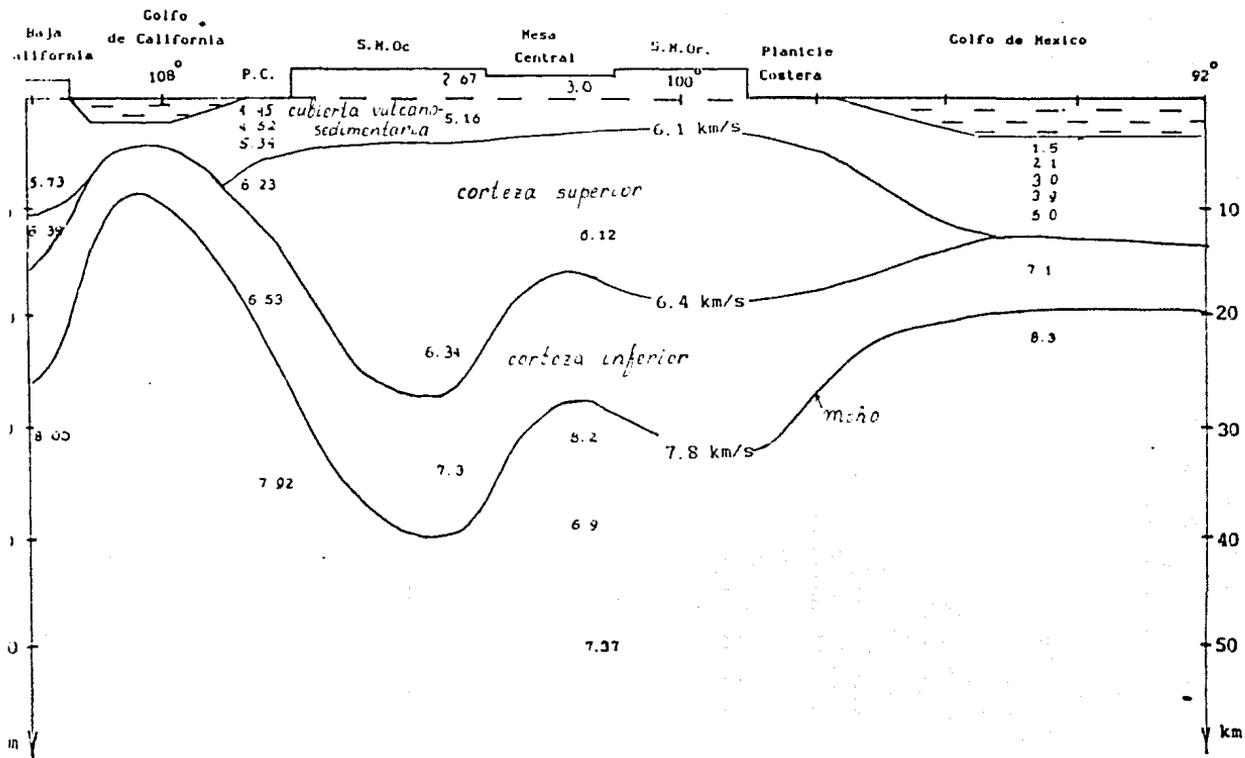


Fig. 2.16. Estructura sismica de la corteza a lo largo del transecto.

CAPITULO III.
MODELO GRAVIMETRICO PARA EL AREA DEL TRANSECTO.

INTRODUCCION

El propósito de este capítulo es proponer un modelo gravimétrico en base de datos sísmicos.

En particular nuestra interpretación gravimétrica debería respetar

- 1) la profundidad del Moho deducida a partir de los estudios sísmicos;
- 2) las densidades consistentes con las velocidades sísmicas;
- 3) y los datos geológicos sobre los espesores de capas de rocas superficiales.

Digno de comentar es el uso en este trabajo:

- 1) de diferentes densidades de referencia para diferentes profundidades;
- 2) del algoritmo de Talwani modificado para incluir la topografía.

Al hacer el modelo gravimétrico a continuación se discute la estructura obtenida de la corteza a lo largo del transecto.

Como complemento se hizo el cálculo de las derivadas de la anomalía de Bouguer de diferente orden. Esto nos puede indicar en la presencia de los cuerpos anómalos cercanos a la superficie. Los resultados obtenidos fueron muy útiles para estudio isostático (Capítulo IV) y en el estudio magnetométrico (Capítulo V). Un aspecto muy importante de la gravimetría es la no unicidad en la solución del problema inverso. En particular no podemos determinar la estructura de la corteza y del manto superior partiendo únicamente de datos gravimétricos. Lo único que podemos saber con certeza es que la estructura deducida es consistente con la anomalía de Bouguer observada. Pero para una anomalía gravimétrica dada hay un número infinito de estructuras diferentes consistentes con ella. De donde se deduce que la interpretación particular de la estructura de la corteza y del manto superior en

nuestra zona de estudio no debiera basarse solo en datos gravimétricos.

Con la ayuda de los datos gravimétricos se ha podido demostrar (Capítulo IV) que la mayor parte de los grandes rasgos topográficos superficiales a lo largo de nuestro transecto están aproximadamente en equilibrio isostático. Sin embargo como también lo veremos los datos gravimétricos no pueden utilizarse para deducir sin ambigüedad la estructura del subsuelo y por lo tanto el mecanismo de compensación isostática. Más sin embargo, la sismología (Capítulo II) proporciona información sobre la distribución de la velocidad sísmica (interfaces y velocidades) y por lo tanto ayuda a restringir la interpretación de la estructura del subsuelo (Birch, 1961). Las Fig. 3.1(a) y 3.1(b) que generaliza resultados de estudios experimentales sobre la relación que existe entre la velocidad de propagación de las ondas sísmicas y de la densidad de las rocas, muestran que existe una considerable dispersión y que no hay una relación general simple entre estos dos parámetros.

Es obvio entonces que no es posible asignar a un tipo de roca una velocidad sísmica única. Un procedimiento objetivo de verificación de cualquier interpretación de la distribución de la velocidad sísmica en términos de densidad es comparar la anomalía de Bouguer calculada en base al modelo elaborado a partir de los datos sísmicos con la anomalía de Bouguer observada.

De este modo la gravimetría conjuntamente con la sismología, proporciona un poderoso instrumento para investigar la estructura de la corteza y del manto superior (litósfera). En este trabajo esta ha sido la metodología seguida para inferir la estructura de la litósfera.

LA ANOMALIA DE BOUGUER, LA TOPOGRAFIA Y EL MODELADO.

La anomalía de Bouguer ha sido considerada como la información más importante de los estudios gravimétricos.

En los últimos años se ha revisado el concepto de esta anomalía. Estos cambios demuestran la necesidad de introducir algunas modificaciones en las prácticas de interpretación cuantitativa, en particular de tomar en cuenta la topografía en el

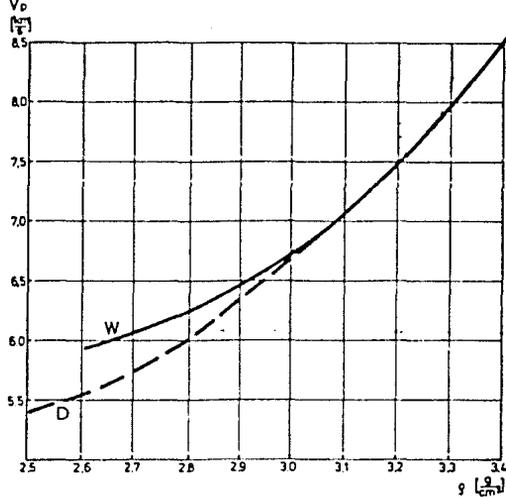


Fig. 3.1(a). Relación velocidad contra densidad en base a estudios de laboratorio de Woollard (1962, 1969 a,b) - W, Dortman y Magid (1968) - D (tomado de Meissner et al., 1983).

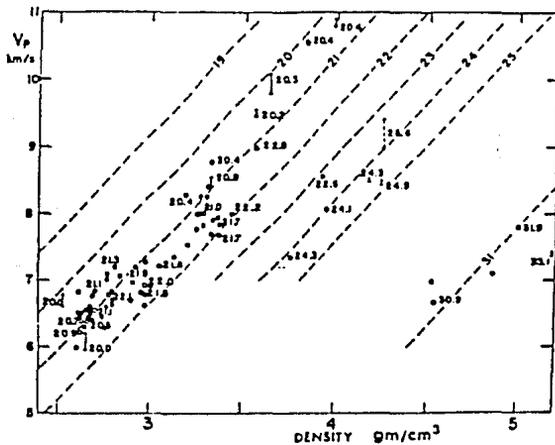


Fig. 3.1(b). Velocidad contra densidad para silicatos y óxidos a una presión de 10 kbars. Los números al lado de los círculos representan los pesos atómicos. Las líneas punteadas sugieren a variación para pesos atómicos promediados constantes (tomado de Geller, en preparación).

método de modelación directa tipo Talwani (Talwani et al., 1959). Precisamente estas modificaciones se tomaron en cuenta en este trabajo. Los cambios en el concepto físico asociado a la anomalía de Bouguer se discuten en el Anexo A.

En el trabajo de Gutiérrez (1983) se presenta la modificación al método desarrollado por Morgan y Grant (1962) para el cálculo del efecto gravitacional de cuerpos bidimensionales de forma irregular. Gutiérrez modificó el algoritmo para variar simultáneamente las variables X y Z en cada estación de cálculo las cuales corresponden a las posiciones horizontal y vertical, respectivamente. De esta forma se puede seguir cualquier clase de relieve topográfico, por complicado que este sea, solucionandose el problema del cálculo de modelos geológico - geofísicos con relieve topográfico accidentado, y en particular ajustándose a las condiciones en que fueron hechas las observaciones de campo.

La fórmula:

$$\Delta g_z(0) = G\rho \sum_{k=1}^n [b_k / (1+a_k^2)] [\ln ((x_{k+1}^2 + z_{k+1}^2) / (x_k^2 + z_k^2)) + a_k (\tan^{-1} x_{k+1}/z_{k+1} - \tan^{-1} x_k/z_k)]$$

(1)

Fue empleada en este trabajo en el cálculo del efecto gravitacional de cuerpos 2-D de forma irregular aproximados por polígonos, en donde :

G es la constante de gravitación universal;

ρ es el contraste de densidad ;

(x_k, z_k) - son las coordenadas de cada uno de los vértices del polígono.

Para aplicar satisfactoriamente la fórmula (1) se partió de la suposición de que el punto de cálculo se encuentra en el origen del sistema. Por lo tanto, si deseamos calcular el efecto

gravimétrico de cualquier cuerpo, en puntos situados sobre una superficie irregular, tendremos que hacer una translación de ejes en la que el punto de cálculo siempre conserve su posición en el origen del sistema de referencia .

A diferencia de este programa, el modelado gravimétrico con paquetes basados en los algoritmos comunes de Talwani (1959), Morgan y Grant (1962) que no consideran la topografía puede ocasionar errores considerables y más que nada en áreas con desniveles topográficas grandes .

BASE DE DATOS

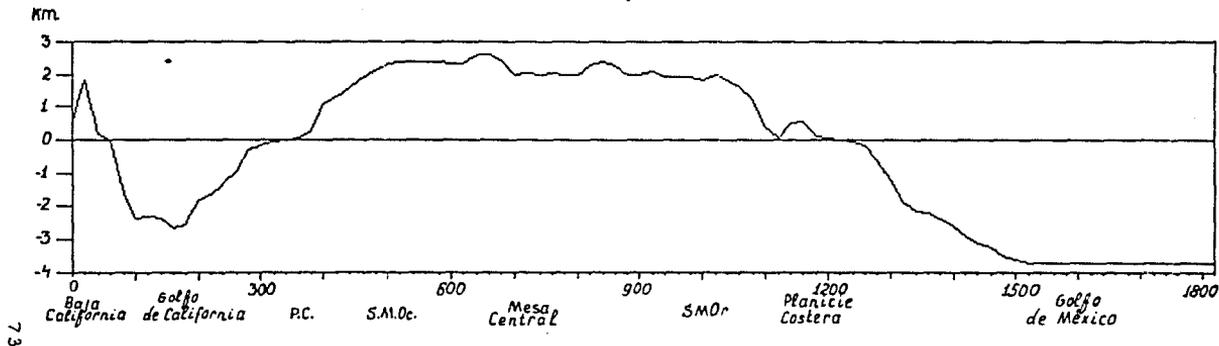
La base de datos gravimétricos estuvo constituida por el plano gravimétrico para Norteamérica, escala 1 : 5 000 000 (Geological Society of America, 1987), del plano de anomalía de Bouguer de México, escala 1 : 3 000 000 (De la Fuente et al., 1991). En sus elaboraciones se utilizaron datos gravimétricos de PEMEX, INEGI, UNAM, CRM, Inst. Oceanográfico de Manzanillo, USGS, de las Universidades de Oregon State y Texas at Dallas y del Comité for the Gravity Anomaly Map of North America (SEG). Se usó una densidad promedio de 2.67 g/cm^3 para el cálculo de la corrección de Bouguer. No se incluye corrección topográfica. A partir de estos planos se elaboró el perfil gravimétrico (Fig. 3.2, Tabla A.1). El perfil gravimétrico interpretado fue digitizado de estos dos documentos. En la parte continental del perfil se cuenta con valores de la anomalía de Bouguer, mientras que en la parte marina se cuenta con valores de la anomalía de Aire Libre.

El perfil estudiado corre a lo largo del Trópico del Cáncer (latitud $23^{\circ} 27' \text{ N}$) desde la península de Baja California (110° W) hasta el Golfo de México (92°), con una longitud de 1860 km.

MODELACION.

El modelo inicial de la corteza y del manto superior a lo largo del transecto fue elaborado a partir de la distribución de la velocidad sísmica reportada en los diferentes estudios sismológicos realizados en México y que tienen relación con

Topografía.



Perfil gravimétrico.

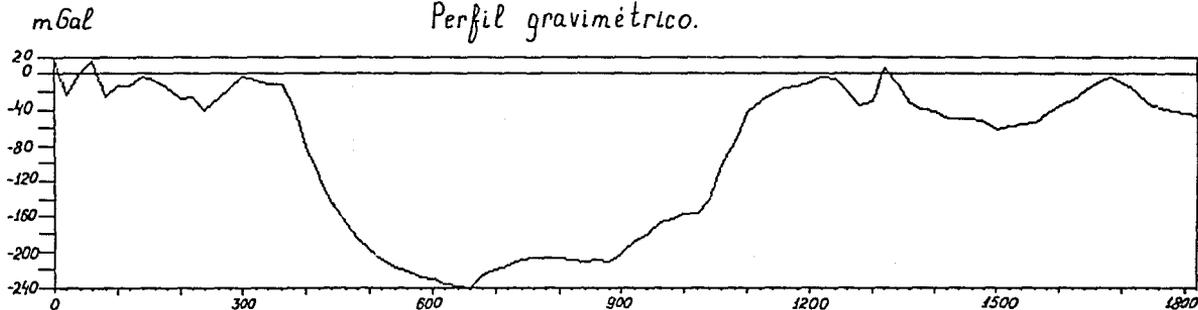


Fig. 3.2. Anomalia de Bouguer y anomalia de Aire Libre en las partes continental y marítima respectivamente del transecto.

nuestra zona de estudio (Capítulo II) (Fig. 2.16).

La distribución de velocidad sísmica fue traducida en una distribución de densidad usando la relación velocidad vs. densidad de Birch (1961), etc. En muchos casos las densidades fueron proporcionadas directamente por los autores de los estudios sísmicos.

Las interfaces entre las diferentes partes de la columna sísmica fueron incorporadas sin cambios mayores.

En la determinación de la profundidad al Moho se consideró al Moho como la zona en que la velocidad de las ondas P aumenta discontinuamente, o muy rápidamente, de valores propios de la corteza a valores superiores a 7.7 km/s.

Para determinar el espesor de la litósfera a lo largo del transecto se partió de los siguientes datos:

- 1) sísmicos (Capítulo II);
- 2) de flujo de calor (Capítulo VI);
- 3) de la edad de la corteza oceánica (Capítulo I);

y se usaron las siguientes gráficas:

- a) conjunto de geotermas para el océano y continente (Capítulo VI);
- b) espesor de la litósfera bajo los océanos dependiendo de la edad del fondo oceánico (Capítulo VI).

Considerando, por ejemplo, que la corteza oceánica en el Golfo de México se formó durante el Jurásico tardío - Cretácico temprano y tiene por lo tanto una edad de 160 Ma, el espesor de la litósfera debería ser aquí \approx 120-150 km según Pollack et al. (1977).

En el Golfo de California la situación es más compleja. Ya que el Golfo se abrió en los últimos 5-6 Ma (Karing et al., 1972), por lo cual le correspondería un espesor litosférico de 20 km (Pollack et al., 1977). Bajo las zonas de dorsales la astenósfera es más somera (aproximadamente 10 km). En la Fig. 6.26 (capítulo VI) se representa el comportamiento de la litósfera a lo largo del transecto.

Basándose en el modelo sísmico (Fig. 2.16) es posible clasificar la corteza y manto superior a lo largo del transecto en

3 tipos característicos:

- 1) continental,
- 2) oceánico,
- 3) regiones de transición continente-océano.

El paso siguiente consistió en verificar si la distribución de la densidad deducida de los datos sísmicos es consistente con la anomalía de Bouguer observada.

Para esto se procedió a simular numericamente el efecto gravimétrico del modelo propuesto. Se utilizó el algoritmo de Talwani (Talwani et al., 1959). Volvemos a repetir que el programa se modificó para considerar la topografía del perfil.

Se propusieron 65 cuerpos (Tabla A.2 y Fig. 3.3). La profundidad máxima del modelo es de 100 km. La cantidad de cuerpos se explica por los siguientes factores:

- 1) se consideraron no solamente cambio de densidad con respecto de la profundidad sino que también cambios laterales de densidad dentro de la corteza y del manto superior;
- 2) la columna de densidades de referencia incluyó varios dominios con densidades diferentes.

de -3 km a	0 km	-----	2.67gr/cm ³
de 5 km a	12 km	-----	2.75 gr/cm ³
de 12 km a	30 km	-----	2.85 gr/cm ³
de 30 km a	60 km	-----	3.30 gr/cm ³
de 60 km a	100 km	-----	3.40 gr/cm ³

Esta columna de la distribución de densidades de referencia con profundidad fue tomada de Kamp et al. (1989) y había sido construida en base de estudios de las densidades características para los diferentes rangos de profundidad derivadas de la dependencia velocidad-densidad. El uso de esta columna tiene gran importancia en la interpretación gravimétrica, porque la respuesta gravimétrica observada en la superficie depende del contraste lateral de densidades. Entonces es conveniente comparar la

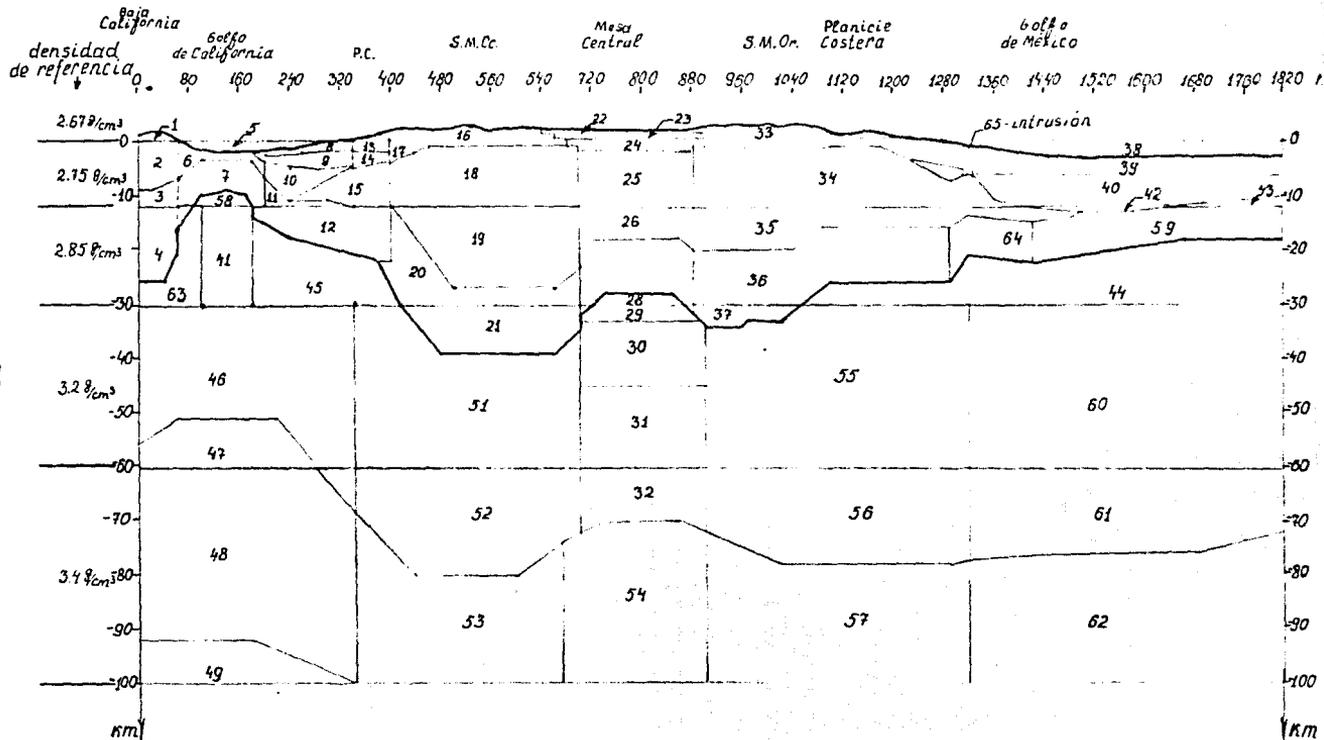


Fig. 3.3. Cuerpos utilizados en la modelación gravimétrica.

densidad asignada a un cuerpo a cierta profundidad con la densidad característica para esta profundidad.

De aquí que con frecuencia un estrato con una misma densidad absoluta fuera dividido en varios cuerpos con densidades relativas diferentes (cuando dicho estrato se extendía a través de regiones con densidades de referencia diferentes).

Esto explica el grán número de cuerpos usados. En realidad el modelo consta en su parte continental de cubierta sedimentaria (incluyendo el relieve topográfico), una corteza superior granítica, una corteza inferior básica y el manto superior (Fig. 3.4).

El uso del método bidimensional de Talwani se justificó por el hecho de que la anomalía de Bouguer en nuestra área presenta un patrón alargado aproximadamente en la dirección N-S, es decir se puede considerar como una anomalía típicamente bidimensional.

Como resultado general de la interpretación se obtuvo que el modelo propuesto es en general consistente con la anomalía observada de Bouguer (Tabla A.1 y Fig. 3.5). Solo fué necesario realizar modificaciones menores al modelo inicial para obtener un ajuste óptimo entre la anomalía teórica y la anomalía de Bouguer.

ESTRUCTURA DE LA LITOSFERA A LO LARGO DEL TRANSECTO.

A continuación discutiremos las características principales de la estructura de la corteza y del manto superior en las diferentes provincias que el transecto cruza.

GOLFO DE CALIFORNIA Y GOLFO DE MEXICO.

El piso de la cuenca del Golfo de México está formado por corteza tipo transicional (de espesor 6-20 km) y corteza oceánica (5-6 km de espesor). En la Fig. 3.6 el límite entre los dos tipos de corteza está representado de acuerdo a las interpretaciones de Buffler y Watkins (1990), basado en perfiles sísmicos de refracción y reflexión.

En la corteza transicional la capa granítica (corteza superior) se adelgaza, lo que se compensa, por lo menos parcialmente por un engrosamiento de la capa sedimentaria. El espesor máximo de la capa sedimentaria en el Golfo de México es ≈ 9 km.

Anomalia
de Bouguer, mgal

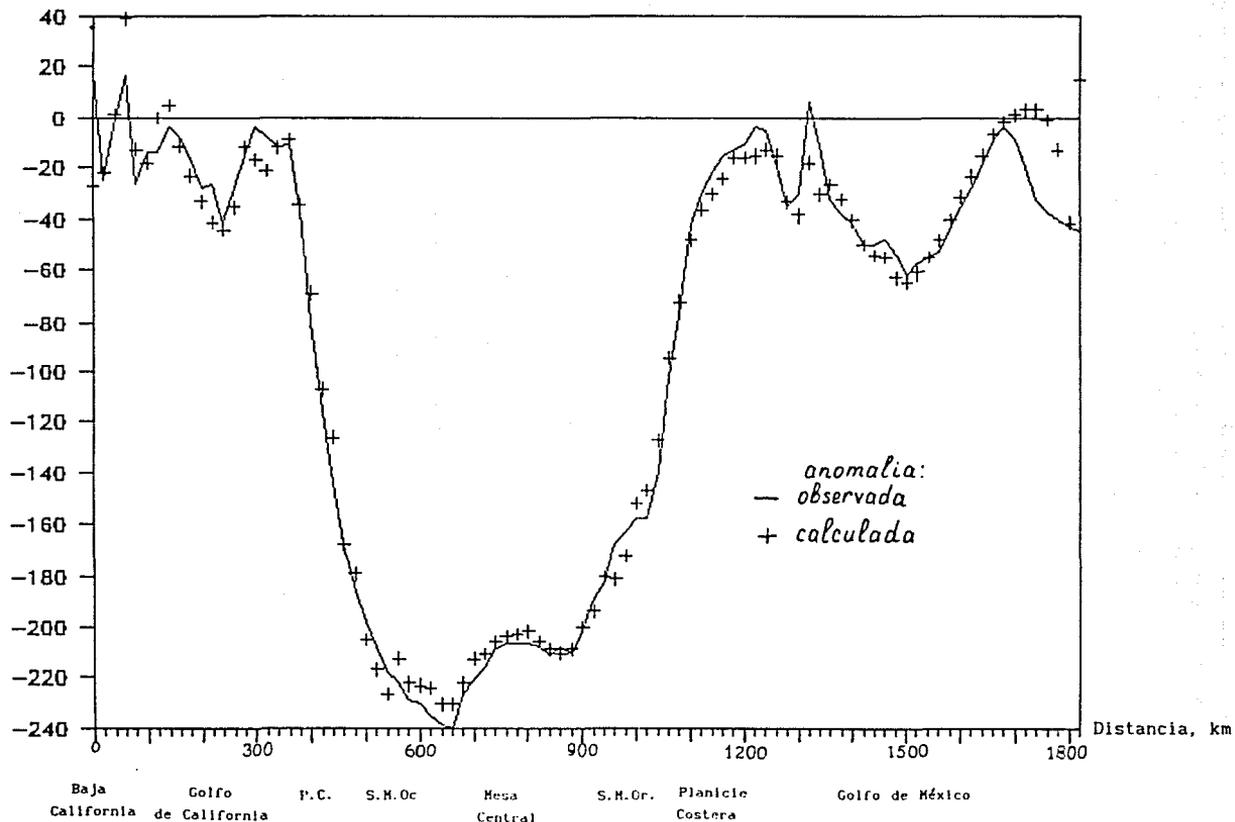


Fig. 3.5. Anomalia gravimétrica observada y calculada en base al modelo de la Fig. 5.6.

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

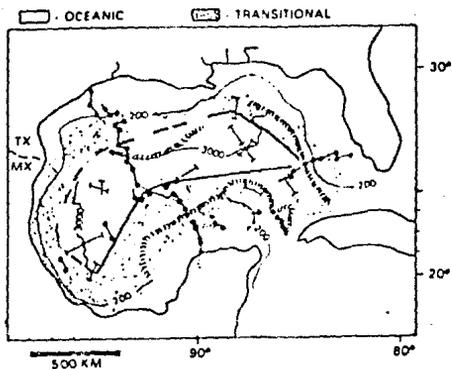


Fig. 3.6. Mapa indicando la distribución de la corteza oceánica contra la corteza de tipo transicional en el centro del Golfo de México (tomado de Buffler et al., 1980).

En el Golfo de California se tiene un adelgazamiento en la corteza en correspondencia con la zona de esparcimiento del piso oceánico. Se tiene la cubierta sedimentaria y en seguida la corteza oceánica.

LAS ZONAS DE TRANSICION CORTEZA MARINA - CORTEZA CONTINENTAL.

Los dos margenes continentales del Golfo de México y del Golfo de California son de tipo pasivo, esto significa que no presentan zonas de subducción. En un caso la transición de corteza de tipo continental a la de tipo oceánico se opera en unos tramos con bastante rapidez y brusquedad dentro del marco del talud continental (Golfo de California), mientras que en el otro se extiende a mayores distancias (Golfo de México). Estas zonas se destacan por cambios abruptos en las anomalías de Aire Libre, Bouguer e Isostáticas (Capítulo IV).

En el margen continental del Golfo de México se interpretó la existencia de intrusiones magmáticas.

LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL, MESA CENTRAL, SIERRA MADRE ORIENTAL.

Sobre la parte continental la anomalía de Bouguer varía entre -20 Y 240 mGal. La interpretación se hizo recordando que los valores negativos de la anomalía de Bouguer (regional) pueden ser causados:

- 1) por cambios en la profundidad de la interfase corteza-manto;
- 2) por cambios laterales de densidad dentro de la misma corteza;
- 3) por cambios laterales en la densidad de la parte superior del manto que la subyace.

Por otro lado a partir de datos sísmicos (capítulo II), de flujo de calor y magnetotelétricos se infiere que el manto superior por debajo de la Mesa Central posee una densidad relativamente baja (punto 3) (ver capítulos VI y VII). En correspondencia con los datos sísmicos, el espesor de la corteza debajo de la Mesa Central es de aproximadamente 30 km (Fix, 1975), mientras que por debajo de la parte este de la Sierra Madre Occidental y de la Sierra

Madre Oriental se tienen los siguientes espesores corticales: 40 y 35 km (Rivera et al., 1986; Hales et al., 1970) respectivamente. Es decir la corteza presenta una asimetría en su espesor cortical en la parte continental del transecto.

ESTRUCTURAS CORTICALES SOMERAS.

Como subproducto de la interpretación de los datos gravimétricos se procedió a efectuar un procesado digital que incluyó:

- 1) la primera derivada horizontal de la anomalía de Bouguer: $d\Delta g/dx$ (Tabla A.3 y Fig. 3.7);
- 2) la primera y segunda derivadas verticales: $d\Delta g/dz$ y $d^2\Delta g/dz^2$ (Tabla A.3 y Fig. 3.8, 3.9).

Estas derivadas apoyan el estudio de la parte somera de la corteza superior. La correlación de las derivadas con el mapa geológico a lo largo del transecto nos ha permitido destacar fuertes anomalías de derivadas en la zona de transición que se deben a:

- 1) cuerpos cercanos a la superficie (por ejemplo intrusiones), que no afloran y por lo consiguiente no están reportados en el plano geológico.
- 2) o a cambios abruptos en la profundidad del basamento cristalino.

En algunos casos, especialmente para masas pequeñas pero situadas muy cerca una de otra y cerca de la superficie, que causan anomalías de pequeña magnitud, el método de división del campo gravitacional en "regional" y "local" con los métodos tradicionales o mediante continuación analítica de anomalías a otro nivel puede ser no lo suficientemente sensible. Cerca de estas masas pueden observarse gradientes de fuerza de gravedad importantes. En estos casos el método más efectivo de análisis es la obtención del campo de gradientes a partir del campo de anomalías. La propiedad en la cual está basada la utilización de las derivadas consiste en que, al alejarse uno de las masas anómalas, la primera y segunda derivadas de la anomalía gravitacional disminuyen más rápidamente que la propia anomalía

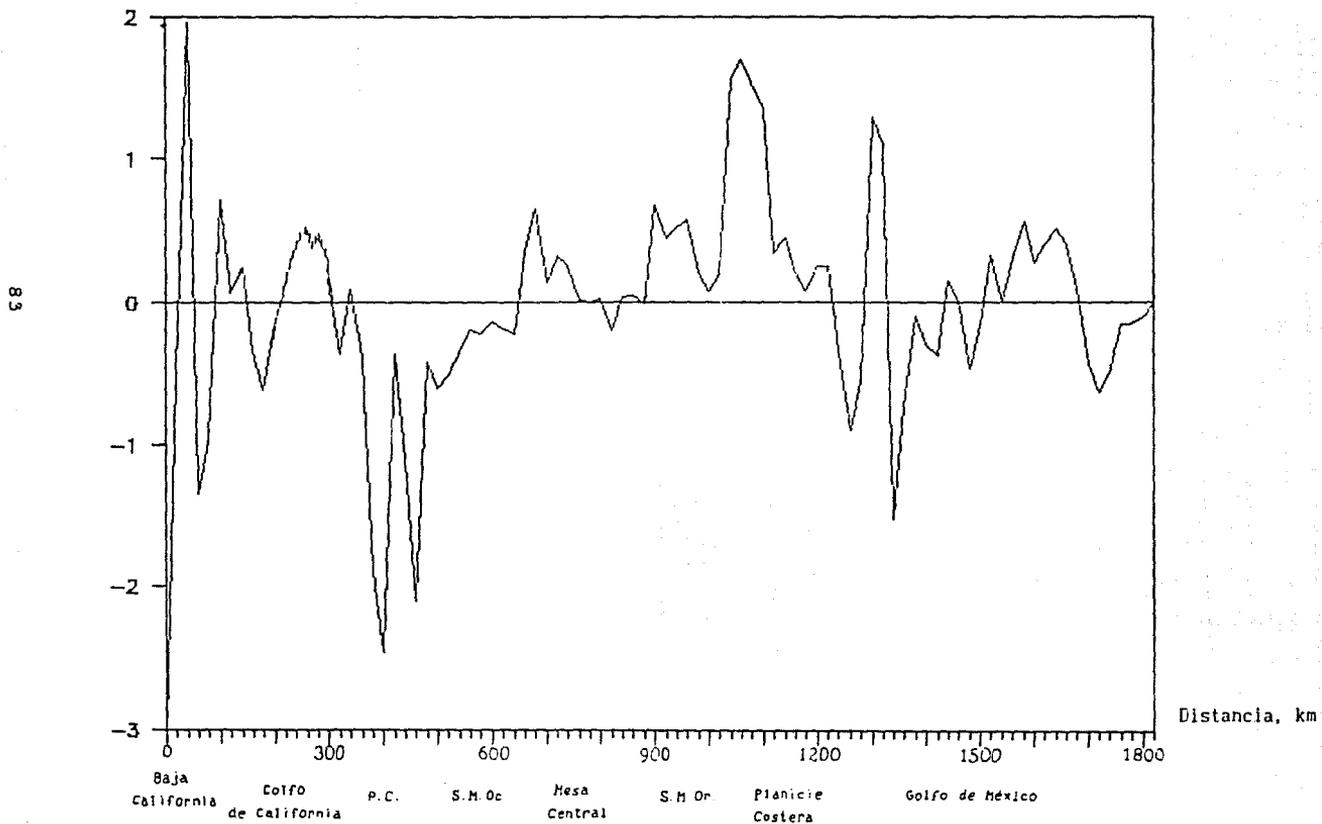


Fig. 3.7. Primera derivada horizontal $d\Delta g/dx$ a lo largo del transecto.

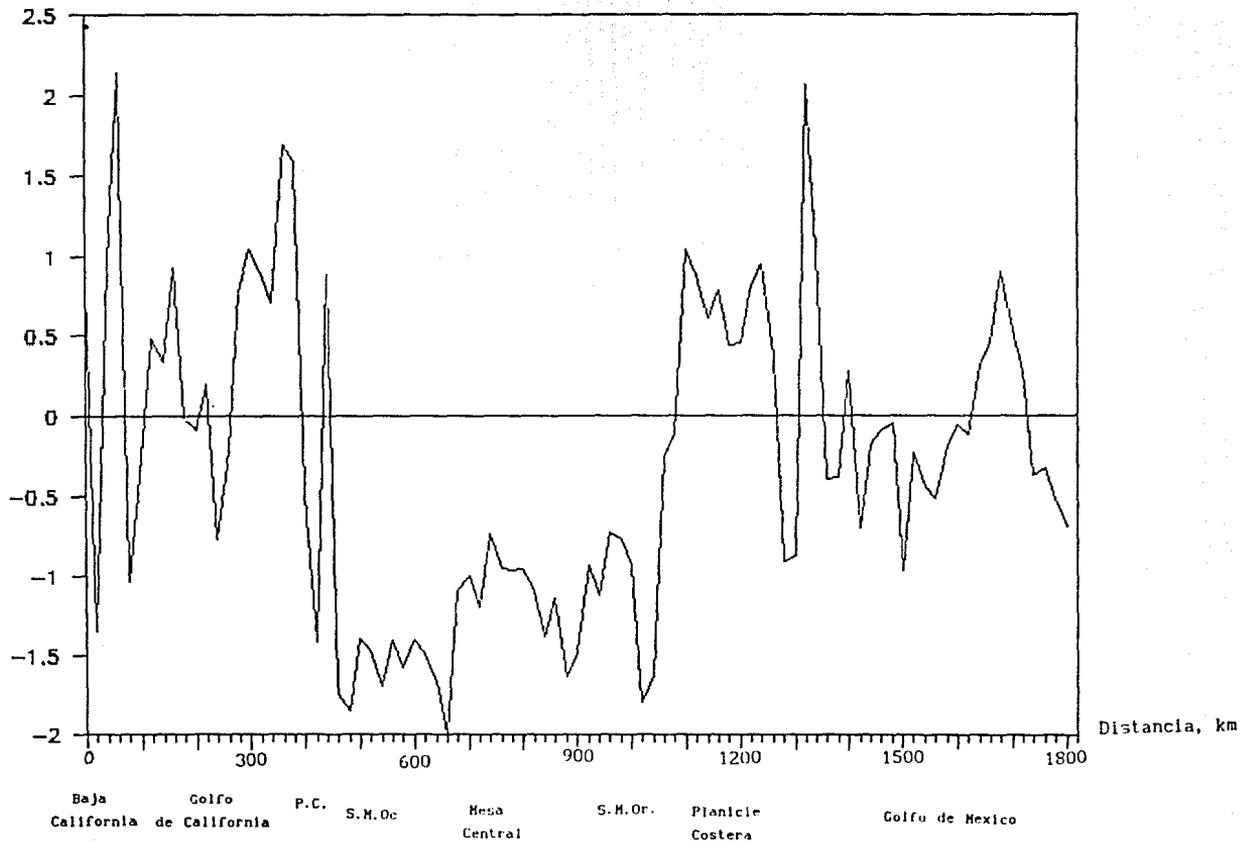


Fig. 3.8. Primera derivada vertical $d\Delta g/dz$ a lo largo del

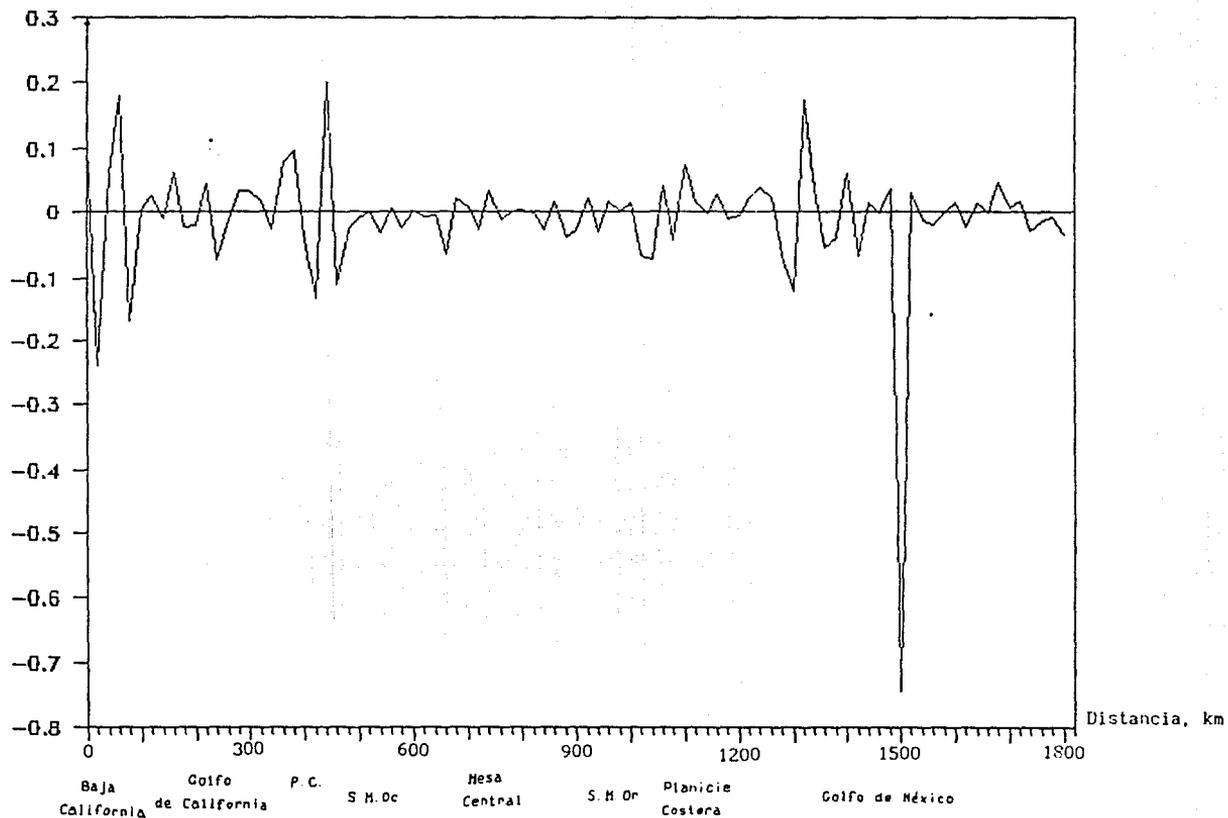


Fig. 3.9. Segunda derivada vertical $d^2\Delta g/dz^2$ a lo largo del transecto.

gravitacional. De este modo en el mapa de derivadas aumenta el efecto de las masas pequeñas situadas someramente en relación con las estructuras grandes y situadas a mayores profundidades.

El cálculo de las derivadas fue hecho en el dominio de las frecuencias. Para obtener a partir del conjunto original de datos gravimétricos (digitalizados de los planos) un conjunto de datos igualmente espaciados fue utilizado el método de interpolación mediante funciones tipo "Spline" (Campos-Enríquez et al., 1983).

CAPITULO IV. EL ESTUDIO DE LA ISOSTASIA EN EL TRANSECTO.

OBJETIVOS.

En este capítulo se realiza una estimación por varios métodos del estado de equilibrio isostático en la región estudiada. Las anomalías isostáticas indican una sub - o sobrecompensación en el área de estudio y comunmente (aunque es a veces erroneamente y más adelante se discute porque) se relaciona con un espesor mayor o menor de la corteza comparando con que debe ser según la teoría de isostasia. Este análisis proporciona también la información sobre el tema principal de la tesis - estructura de la corteza a lo largo del transecto.

LA ANOMALIA ISOSTATICA Y SU UTILIDAD.

La anomalía de tipo isostático sirve para indicar el grado de equilibrio isostático que existe en una región dada de la Tierra. Una distribución dada de masas compensadoras es correcta si la anomalía tiene valores cercanos a cero. Si la anomalía tiene valores positivos o negativos muy grandes ella generalmente indica que las masas compensadoras estan sobrecompensando o subcompensando a los rasgos topográficos. Pero existen excepciones de esta confirmación (Simpson et al., 1986).

Esta información tiene significado tectónico, y está relacionada con la estabilidad tectónica cortical.

El fenómeno de isostasia está relacionado a la respuesta de la cubierta exterior de la Tierra, al depósito y remoción de grandes masas. Esta cubierta, a pesar de que es relativamente resistente, no puede soportar grandes esfuerzos generados, por ejemplo, por el gran peso de cadenas montañosas o la ausencia relativa de masa en cuencas oceánicas.

Las primeras observaciones conducentes al descubrimiento del principio de la isostasia no fueron medidas gravimétricas, sino determinaciones de la vertical. Entre 1735 y 1745, Bouguer dirigió

una expedición en el Perú, siendo una de sus finalidades la medida de un arco de meridiano. Bouguer y sus colegas encontraron que los Andes ejercían una atracción horizontal sobre su plomada, provocando una desviación local de la vertical verdadera. Análisis posteriores de sus datos demostraron que la desviación observada era mucho más pequeña que la esperada sobre la base de la topografía y densidad de los Andes (Fig. 4.1).

El hecho de que los sistemas montañosos no ejercían la atracción de la que obviamente eran capaces fue confirmado por Sir George Everest en observaciones realizadas en la India (en los Himalaya) unos 100 años más tarde.

Este fenómeno no se explicó claramente hasta que casi simultáneamente en 1855 Airy y Pratt expusieron sus hipótesis respecto a las formas geométricas de la compensación isostática local. Ambos decían que la corteza terrestre podía suponerse dividida en bloques descansando sobre un "substrato" más o menos fluido (el magma). Ambas hipótesis se fundamentan en el principio de Arquímedes.

La idea de que las montañas no son excesos de carga situadas sobre la superficie, sino que su masa visible es compensada por un defecto de masa en profundidad, recibe el nombre de teoría de isostasia, y la compensación del exceso de masa superficial por una reducción de masa a profundidad es llamada compensación isostática.

La presencia de la compensación bajo la superficie está confirmada por la variación del campo gravitacional de la Tierra sobre grandes regiones. Las anomalías de Bouguer son negativas generalmente sobre áreas continentales elevadas y positivas sobre cuencas oceánicas.

El principio de isostasia consiste en que a cierta profundidad, conocida como profundidad de compensación, la presión generada por el material que está arriba es igual en todos lados. Esto quiere decir que los pesos de las columnas verticales de sección unitaria son iguales.

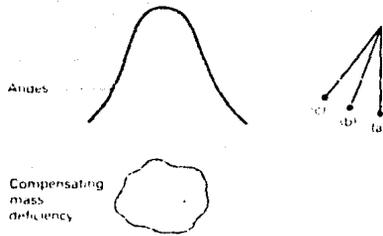


Fig.4.1. La atracción gravitacional horizontal de la masa de los Andes situada sobre el nivel del mar causaría que la plomada sufriera deflexión (c) con relación a la vertical (a). La deflexión observada (b) es menor, indicando la existencia de una deficiencia de masa por debajo de los Andes. Los ángulos de deflexión y la distribución de masas son solamente esquemáticos.

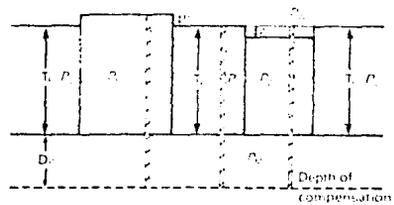


Fig. 4.2. Mecanismo de compensación isostática según Pratt. T_p - espesor normal de la corteza, ρ_h es la densidad de la corteza por debajo de las montañas, ρ_o es la densidad de la corteza por debajo de océano, D_p es la profundidad de compensación por debajo de T_p , h es la elevación de las montañas sobre el nivel del mar, z es la profundidad del agua de densidad ρ_w .

HIPOTESIS DE PRATT.

Arediano Pratt suponía que la corteza terrestre tiene un espesor uniforme por debajo del nivel del mar por lo que el contacto con el "substratum" se alcanza a una profundidad constante que representa el nivel de compensación (Fig. 4.2).

Por ello los bloques en las regiones montañosas debían tener una densidad menor que la normal, mientras que bajo los océanos estos bloques debían tener una densidad mayor que la normal. Igualando los pesos de las columnas de sección unitaria bajo las montañas y de regiones de elevación cero, obtenemos :

$$g(T_p + h) \rho_h = gT_p \rho_c \quad (1)$$

$$\rho_h = T_p \rho_c / (T_p + h) \quad (2)$$

Mientras que en cuencas oceánicas:

$$\rho_z = (T_p \rho_c - z \rho_w) / (T_p - z) \quad (3)$$

T_p - el espesor normal de la corteza, que corresponde a una elevación cero;

ρ_c - la densidad de la corteza bajo una región con elevación cero;

ρ_h - la densidad de la corteza bajo las montañas;

ρ_z - densidad de la corteza bajo del océano;

D_p - profundidad desde T_p hasta nivel de compensación;

h - la altura sobre el nivel de mar;

z - la profundidad de agua de densidad ρ_w .

HIPOTESIS DE AIRY.

La teoría de Pratt fue criticada por Sir G. B. Airy, quien propuso otro tipo de explicación. Airy decía que los bloques simplemente flotan sobre el magma y que la densidad de todos los bloques es sustancialmente la misma. Los bloques con alta topografía son más pesados y penetran más en el "substratum",

mientras los bloques bajo los océanos serán más ligeros y se hundirán menos en el magma. El contacto con el magma quedará tanto más profundo cuando mayor sea el peso de cada bloque (Fig. 4.3).

Igualando los pesos de las columnas de sección unitaria bajo la cadena montañosa y una región con elevación zero, obtenemos:

$$g[h\rho_c + T_A\rho_c + r\rho_c + D_A\rho_m] = g[T_A\rho_c + r\rho_m + D_A\rho_m] \quad (4)$$

$$r = h\rho_c / (\rho_m - \rho_c) \quad , \text{ donde} \quad (5)$$

h es la altura sobre el nivel de mar;

z es la profundidad de agua de densidad ρ_w ;

T_A es el espesor normal de la corteza de densidad ρ_c ;

r es el espesor de la raíz;

a es el espesor de antirraíz;

D_A es la profundidad del nivel de compensación bajo la raíz;

ρ_m es la densidad del manto;

ρ_c es la densidad de la corteza.

Igualmente tendremos para una cuenca oceánica:

$$a = z(\rho_c - \rho_w) / (\rho_m - \rho_c) \quad (6)$$

La hipótesis de Pratt fue utilizada extensamente en los Estados Unidos por J.F. Hayford, llegando a ser conocida como el esquema de compensación de Pratt-Hayford. Según Hayford la profundidad del nivel de compensación es 113.7 km.

De manera similar, en Europa se adoptó la hipótesis de Airy por W.A. Heiskanen y se le conoce como el esquema de compensaciones de Airy-Heiskanen.

La existencia de un equilibrio isostático perfecto implicaría que por debajo del nivel de compensación el interior de la tierra fuera fluido.

Pero la información sísmica va contra esta hipótesis por las siguientes razones:

1) El interior de la Tierra transmite ondas transversales que un líquido perfecto no lo haría;

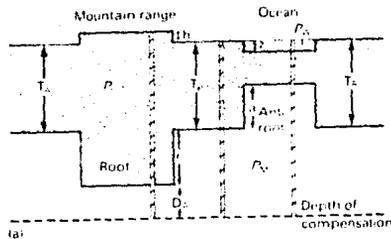


Fig. 4.3. Mecanismo de compensación isostática según Airy. La leyenda es similar a de la Fig. 2 excepto que T_A representa el espesor normal (con respecto de la elevación $h=0$ km) de la corteza de densidad ρ_c , r es el espesor de la raíz, a es el espesor de la antirraíz, D_A es la profundidad de compensación por debajo de la raíz, ρ_m es la densidad del manto.

2) los terremotos son comunes a una profundidad de 700 km. El mecanismo de terremotos de foco profundo es similar al de aquellas de foco poco profundo;

3) de la amplitud de las mediciones de las mareas se deduce que la rigidez de la tierra es de 1.53×10^{12} dinas/cm², casi el doble de valor del acero (Howell, 1962). Una rigidez tan elevada no parece razonable para un líquido.

Todas estas evidencias implican que la corteza y el manto superior (hasta por lo menos 700 km) sean en su mayor parte sólidos.

Pero por otro lado existe la hipótesis de que la tierra puede comportarse como un cuerpo sólido en presencia de fuerzas de corta duración, pero que actúa como si se tratara de un cuerpo líquido viscoso cuando está sometido a esfuerzos de larga duración.

Los modelos de compensación local de Airy y de Pratt, a pesar de que son usados comunmente, en realidad implican propiedades mecánicas no reales para la corteza y el manto superior, porque predicen que también un movimiento independiente interviene con masas muy pequeñas.

La litósfera no es tan débil como lo implican estos modelos, porque existen grandes anomalías gravimétricas sobre áreas de intrusiones ígneas con edades mayores a 100 Ma. La litósfera es capaz de soportar una diferencia de hasta 20-30 MPa durante periodos considerables de tiempo sin necesidad de compensación local.

En estos primeros modelos de isostasia se asumió que la cubierta exterior que está afectada por la compensación isostática corresponde a la corteza. Seguramente, el contraste grande de densidad existente alrededor de Moho aporta la mayor parte de compensación.

Pero hoy día se cree, que el estrato que está afectado por la compensación es más grueso e incluye a la litósfera. Pero el contraste de densidad alrededor de la frontera entre litósfera y astenósfera es muy pequeño.

La compensación isostática puede explicarse de un número infinito de formas, y las hipótesis de Pratt y Airy representan nada más dos de estas posibilidades. Ambos hipótesis son casos

extremos de una hipótesis más general, que supone que la compensación se cumple tanto por un cambio en la densidad de la corteza, como por un cambio en su espesor.

También puede ser necesaria la existencia de flujos y diferencia de densidad en la astenósfera para explicar anomalías gravimétricas.

El proceso de compensación es indudablemente complicado, y no existe ninguna razón para suponer que en todas partes se produzca de la misma manera.

Las hipótesis de isostasia discutidas más arriba asumen que el soporte de los rasgos superficiales se consigue por el equilibrio hidrostático con un "substrato". Pero en ciertas áreas, en particular en márgenes convergentes de placas los rasgos de la superficie son soportados dinámicamente por esfuerzos horizontales. Tales rasgos aportan anomalías isostáticas muy grandes en la superficie de la Tierra.

Los modelos de la isostasia más reales involucran una compensación regional.

HIPOTESIS DE WENING-MEINESZ.

La hipótesis clásica de compensación regional es debida a Wening-Meinesz (1941) y consiste en la suposición de que las masas compensadoras bajo montañas y océanos se distribuyen en un área que es más grande que la que ocupan las masas topográficas (montañas u océano). Bajo el peso de masa anómalas ($h > 0$) la corteza terrestre se flexiona, hundiéndose en el "substratum" bajo de ella (de mayor densidad). La compensación se cumple por que las masas menos densas rellenan el volumen, anteriormente ocupado por las masas más densas.

La condición de compensación isostática según la hipótesis de Wening-Meinesz se expresa por la ecuación:

$$\rho_s = (\rho_m - \rho_s) \int_0^h z \, dh \quad (7)$$

donde

ρ_s -densidad de las masas anómalas superficiales.

$(\rho_m - \rho_c) \int_0^h dz$ - el efecto de masa que se produce como el resultado

de la flexión de la corteza bajo el peso de masas anómalas,
 ρ_m -densidad del material bajo la corteza.

En la teoría clásica de la isostasia se supone que todas las masas topográficas están compensados a profundidad por:

- 1) un cambio en el espesor de la corteza:
depresión de la superficie del Moho por debajo de elevaciones topográficas y elevación de la misma por debajo de depresiones topográficas;
- 2) o por cambios de densidad que tienen lugar dentro de la litósfera.

Con frecuencia tanto en los océanos como en los continentes, la parte significativa o principal de las masas anómalas que compensan el relieve topográfico está situada en el manto. Este sería el caso de estructuras topográficas positivas, la gran elevación de las cuales comunmente estará compensada por volúmenes de manto anómalo. Esto ocurre por ejemplo en regiones continentales con actividad tectónica y dorsales oceánicas.

Las elevaciones en los Alpes y en arcos insulares están compensados en parte por un engrosamiento de la corteza y en parte por un manto anómalo.

Como vimos en la teoría isostática clásica se considera, que las masas anómalas (compensadoras) pudieran estar situados solamente en el manto litosférico.

En realidad en algunos casos ocurre también otra situación: el manto anómalo caliente posee una viscosidad muy baja y forma parte más bién de la astenósfera. Si el límite inferior de la litósfera posee una elevación relativa, el material fundido se acumula ahí y no tiene posibilidad de migrar hacia los lados y puede permanecer aquí durante mucho tiempo: aproximadamente 10^8 años enfriandose paulatinamente (Artushkov, 1980).

En estos casos la parte principal de las masas anómalas que compensan el relieve está situada en el manto astenosférico. Las

inhomogeneidades físico-químicas en la astenósfera se atenúan solamente por abajo del nivel de compensación, que pasará por las depresiones más profundas de la litósfera (Fig. 4.4).

En el estudio del grado de equilibrio isostático de cualquier área nos encontramos por lo tanto con dos problemas distintos:

- 1) verificar si existe equilibrio isostático y en que grado;
- 2) y verificar que hipótesis de compensación isostática se aplica.

A continuación se enlistan

LOS METODOS QUE PERMITEN EVALUAR EL GRADO DE EQUILIBRIO ISOSTATICO DE UNA REGION.

I. Correlación del campo gravitacional (anomalía de Aire Libre, de Bouguer) con el relieve topográfico y con el espesor cortical:

- a) la misma magnitud de la anomalía de Aire Libre;
- b) análisis de correlación entre la anomalía de Aire Libre y la topografía.
- c) la relación entre la anomalía de Aire Libre y la de Bouguer;
- d) análisis de la correlación entre la anomalía de Bouguer y la elevación topográfica;
- e) análisis de la correlación entre el espesor de la corteza y el relieve topográfico;

II. Cálculo del coeficiente aproximado del grado de compensación isostática.

III. Cálculo de la anomalía isostática.

A continuación vamos a presentar los métodos usados en este trabajo y a discutir los resultados obtenidos.

I. CORRELACION DEL CAMPO GRAVITACIONAL (ANOMALIA DE AIRE LIBRE, BOUGUER) CON EL RELIEVE TOPOGRAFICO Y CON EL ESPESOR CORTICAL.

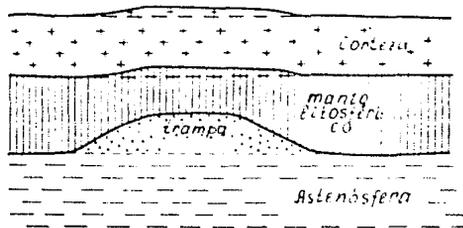


Fig. 4.4. Manto anómalo "atrapado" en la parte elevada de la litósfera.

a) ANOMALIA DE AIRE LIBRE.

Una idea cualitativa sobre el grado de compensación isostática se puede obtener a partir de la anomalía de Aire Libre.

La anomalía de Aire Libre se determina de la siguiente manera:

$$AAL = g(\text{observada}) - g(\text{teórica}) + 0.3086h \quad (8)$$

donde 0.3086h - la corrección de Aire Libre.

[AAL]= mGal, [h]= m

De esta fórmula se ve, que la AAL representa la atracción de

- 1) todas las masas sobre el nivel del geóide y de las
- 2) masas anómalas situadas por bajo del nivel del geóide.

Se observa que esta anomalía cambia con el relieve en un grado considerablemente menor de lo que tendría que ser debido a las masas topográficas (sobre el nivel del mar). Se esperaría que sobre regiones montañosas existieran grandes anomalías positivas, mientras que sobre los océanos existieran grandes anomalías negativas.

Las anomalías de Aire Libre se aproximan al valor de las anomalías isostáticas en áreas planas (mesetas planas elevadas o cuencas oceánicas profundas y anchas). Esto no se cumple en los extremos de dichas estructuras.

A continuación demostraremos este postulado.

Consideremos una meseta ancha, como por ejemplo la Mesa Central. Supongamos que masas con una elevación h están compensadas por una raíz de espesor r (Fig. 4.13). La corrección por topografía en la parte central de la meseta es pequeña, de modo que la anomalía de Bouguer AB está relacionada a la anomalía de Aire Libre de la siguiente manera:

$$AB = AAL - CB \quad (9)$$

donde

AB - anomalía de Bouguer,

AAL - anomalía de Aire Libre,

CB = $2\rho_{Gr} h$ - corrección de Bouguer, donde

ρ_c - la densidad del estrato de compensación.

Usando el modelo de compensación de Airy :

$$AI = AB - A_{raiz} \quad (10)$$

donde

A_{raiz} la anomalía gravitacional de la raiz compensadora. Como la raiz es ancha comparada con su espesor, su anomalía puede ser aproximada la de un estrato infinito:

$$\text{anomalía de la raiz} = 2pG(r_c - r_m)r \quad (11)$$

donde r_m es la densidad del substrato.

Combinando las ecuaciones (10) y (11)

$$AI = AB - A_{raiz} = AAL - CB - A_{raiz} = AAL - 2pGr h \frac{r_c - r_m}{r_c} = 2pG(r - r_c)r_m$$

(12)

Y substituyendo el criterio de Airy para el equilibrio isostático

$$r = hr_c / (r_m - r_c)$$

en la ecuación () obtenemos

$$\begin{aligned} AI &= AAL - 2pGr_c h - 2pG(r_c - r_m)hr \frac{(r - r_c)}{r_c} = \\ &= AAL - 2pGr_c h + 2pGr_c h = AAL \end{aligned} \quad (13)$$

De tal manera, la anomalía isostática es igual a la anomalía de Aire Libre sobre rasgos topográficos anchos y planos (Fig.4.5(a), y esto representa un método simple para verificar el estado de equilibrio isostático de la Mesa Central.

Para el cálculo de la anomalía de Aire Libre se hizo la siguiente operación:

$$AAL = AB + CB = AB + 2pGrh = AB + 0.0419rh \quad (14)$$

Para un valor estandar de la densidad $r = 2.67 \text{ g/cm}^3$, el valor

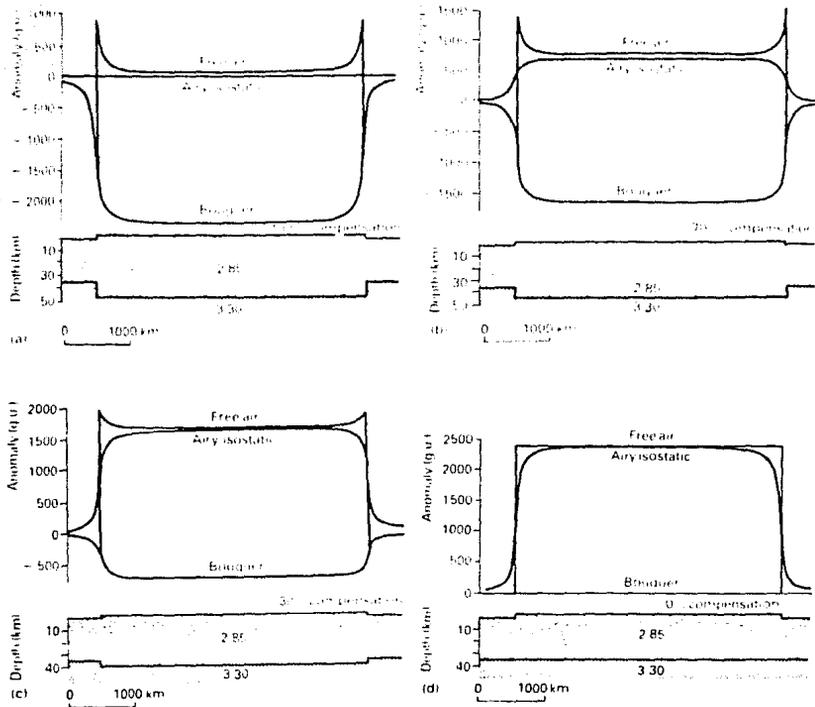


Fig. 4.5. Igualdad de la anomalía de Aire Libre y de la anomalía isostática sobre las mesetas anchas y planas (tomado de Kearey et al., 1990).

numérico de $2\pi G\rho$ será 0.1119 mGal/m, entonces

$$AAL=AB+0.1119h \quad (15)$$

[AAL] = mGal, [AB] = mGal, [h] = m, h - positivo hacia arriba.

Esta fue la fórmula que empleamos para el cálculo de la AAL sobre la parte continental del transecto (Tabla B.1).

Para las zonas oceánicas (Golfo de California y Golfo de México) los valores de AAL se leen del mapa directamente. La anomalía de Bouguer para estas zonas se calculó de la siguiente manera (Tabla B.1):

$$AB=AAL-2\pi G\Delta\rho h=AAL-2\pi G(2.67-1.03)h=AAL-2\pi G\times 1.64h=AAL-0.0687h \quad (16)$$

donde h - es negativa por debajo del nivel del geóide,
h - será la profundidad del fondo del mar.

Se puede observar que a lo largo del transecto la anomalía de Aire Libre es muy suave y de poca magnitud (Fig. 4.6).

Para el área de la Mesa Central (aproximadamente plana) la anomalía de Aire Libre cambia entre un mínimo de 3.8 mGal y un máximo de 19.038 mGal, lo que permite inferir para dicha área una compensación isostática aproximada.

Las anomalías de Aire Libre más marcadas están restringidos a las regiones de transición entre continente y océanos y sugieren la idea de que la actividad tectónica que ha caracterizado estas regiones, probablemente no se manifiesta en la actualidad o que estas anomalías se deben a cuerpos anómalos cercanos a superficie. Es el comportamiento común de la anomalía de Aire Libre en zonas de transición (Lyustikh, 1960).

A continuación se construyeron las gráficas (Fig. 4.7 y 4.8) que representa la dependencia entre la anomalía de Aire Libre y la altura a lo largo del transecto. Se ve que la anomalía de Aire Libre aumenta con la altura en los continentes y decrece con la profundidad del fondo de mar en los océanos.

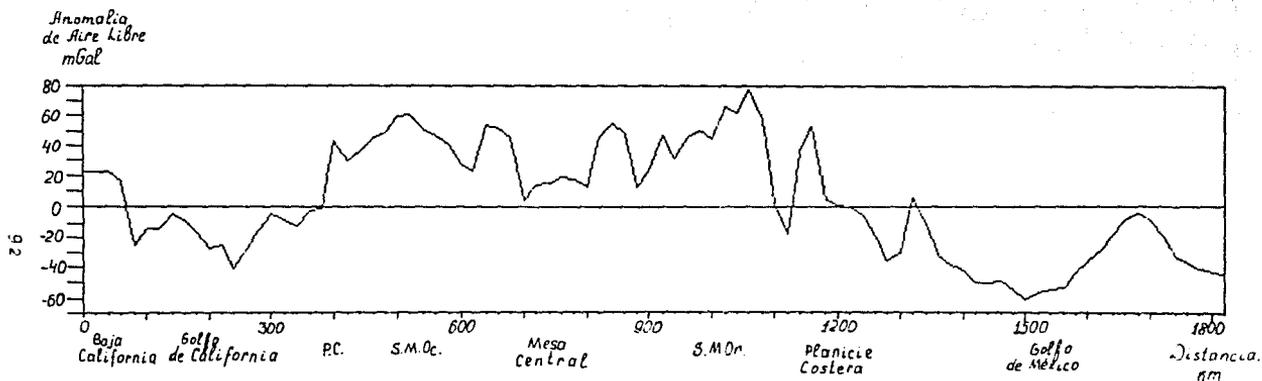


Fig. 4.6. Anomalia de Aire Libre a lo largo del transecto.

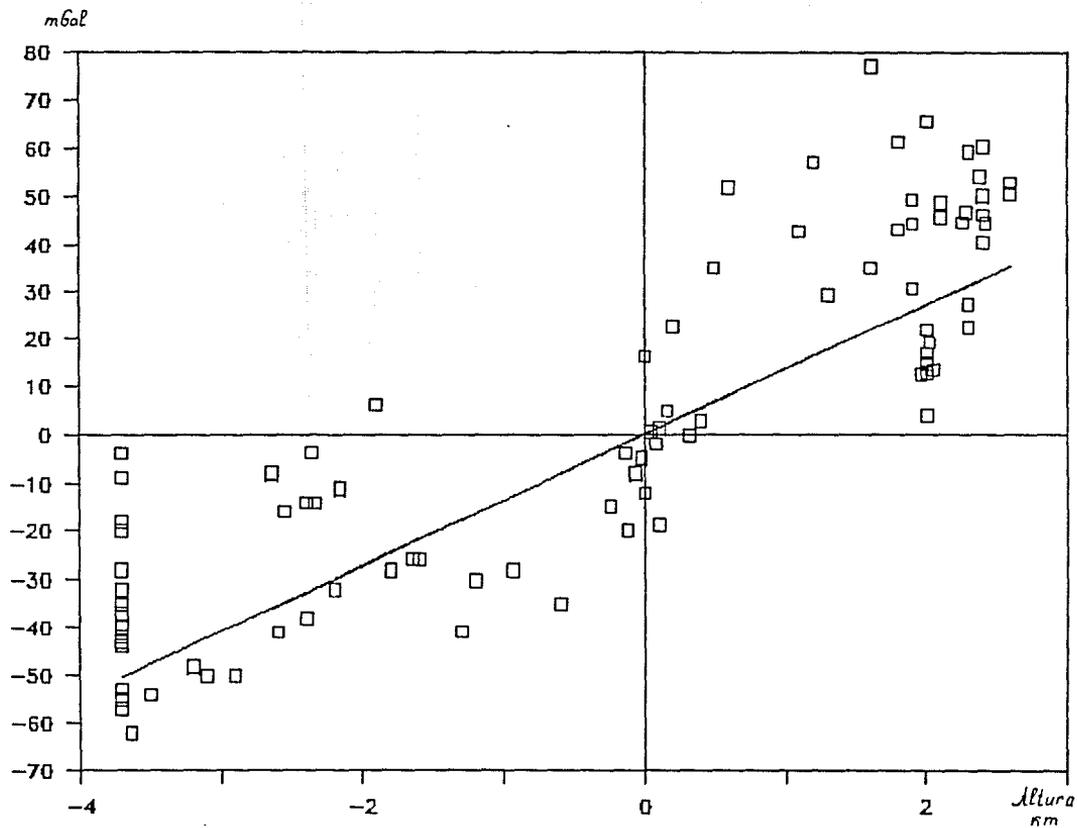


Fig. 4.7. Dependencia a lo largo del transecto entre la anomalía de Aire Libre y la altura. La ecuación de regresión lineal es $A.L.=0.014h+8$, [h]=m, [A.L.]=mGal.

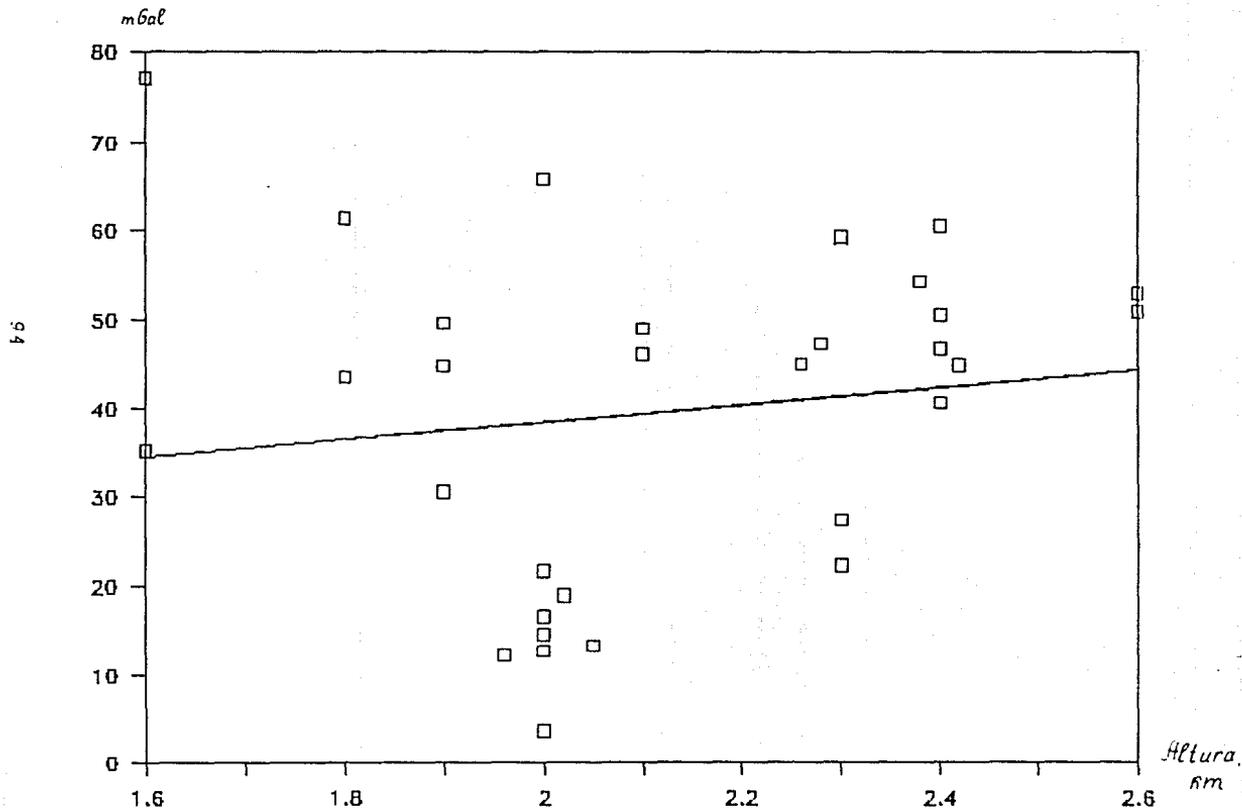


Fig. 4.8. Dependencia a lo largo del transecto y para $h > 1350\text{m}$ entre la anomalía de Aire Libre y la altura. La ecuación de regresión lineal es $A.L. = 18.8 + 9.8h$, $[A.B.] = \text{mGal}$, $[h] = \text{km}$.

b) ANOMALIA DE BOUGUER.

La anomalía de Bouguer en el caso de la existencia de equilibrio isostático debe ser igual a la corrección de Bouguer con signo opuesto.

En la Fig. 4.9 se observa que esto se cumple aproximadamente para el transecto con excepción de la zona de transición entre el continente y el Golfo de México. En la zona de la SMOC se observa que la anomalía de Bouguer por su valor absoluto es menor que la corrección de Bouguer.

El hecho de que la anomalía de Bouguer es grande y negativa en la parte continental del transecto (Fig. 4.10) demuestra que bajo el sistema montañoso (SMOC, Mesa Central y SMOR) hay una deficiencia de masa.

Por si solo esto implica que ya ha habido alguna compensación isostática.

La anomalía isostática debe tener un valor entre la anomalía de Aire Libre y la anomalía de Bouguer. Una condición necesaria, pero no suficiente, para que el área esté en equilibrio isostático, es que la anomalía de Aire Libre y de Bouguer tengan signos opuestos (Fig. 4.11). Si las anomalías de Bouguer y de Aire Libre son negativas (o positivas) al mismo tiempo, entonces el área no estará compensada.

En la Fig. 4.11 vemos que las anomalías de Aire Libre y de Bouguer a lo largo del transecto tienen signos opuestos. Entonces la condición necesaria para la existencia de equilibrio isostático en el transecto se cumple con excepción de las zonas de transición entre el continente y el océano.

Para analizar la compensación isostática en base a la anomalía de Bouguer se analizó el grado de correlación lineal:

- 1) entre la anomalía de Bouguer y la elevación topográfica;
- 2) entre la anomalía de Bouguer y el espesor de la corteza;
- 3) entre el espesor de la corteza y el relieve topográfico.

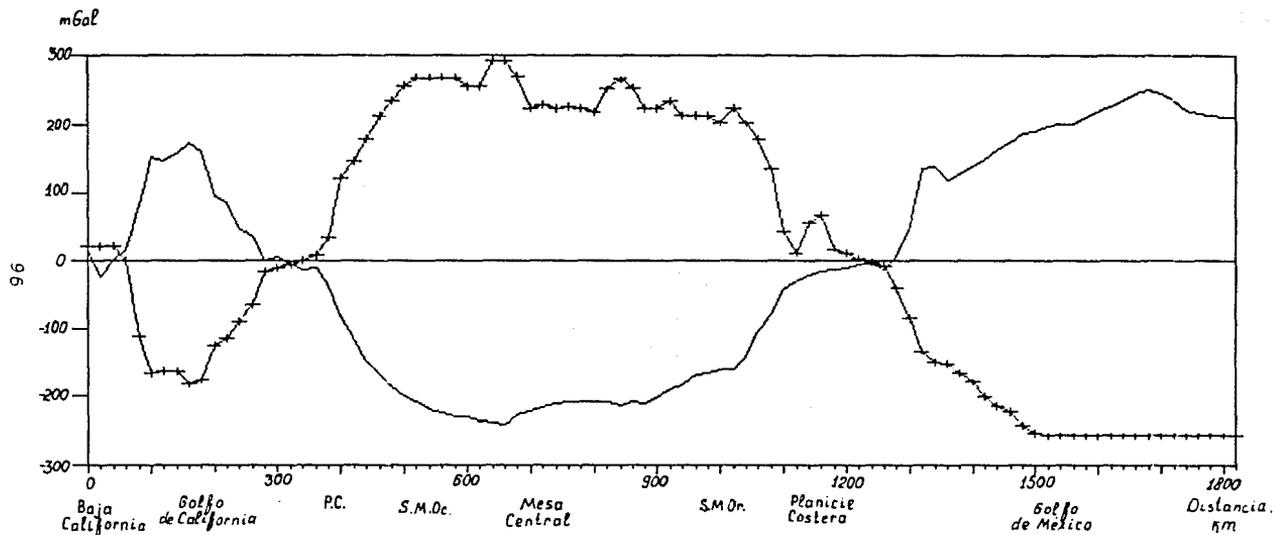


Fig. 4.9. Comparación de la anomalía de Bouguer con la corrección de Bouguer a lo largo del transecto. — anomalía de Bouguer, +++ corrección de Bouguer.

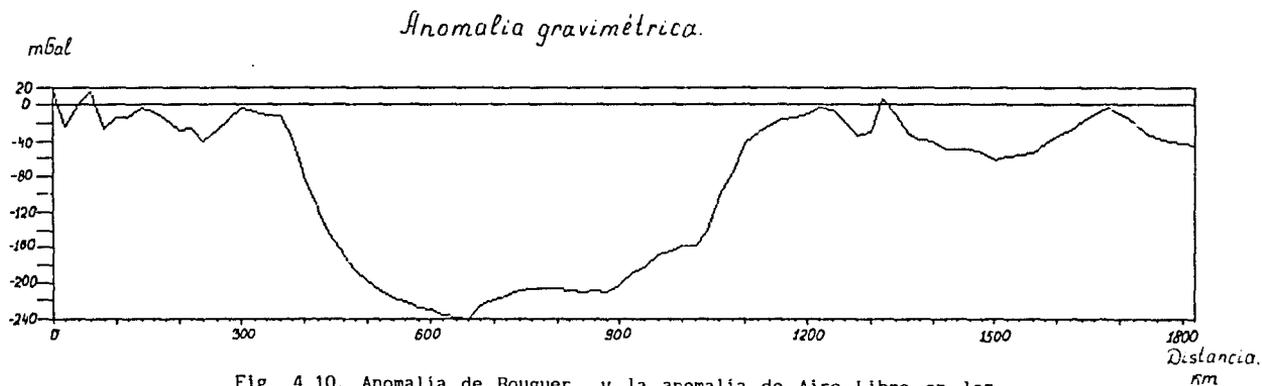
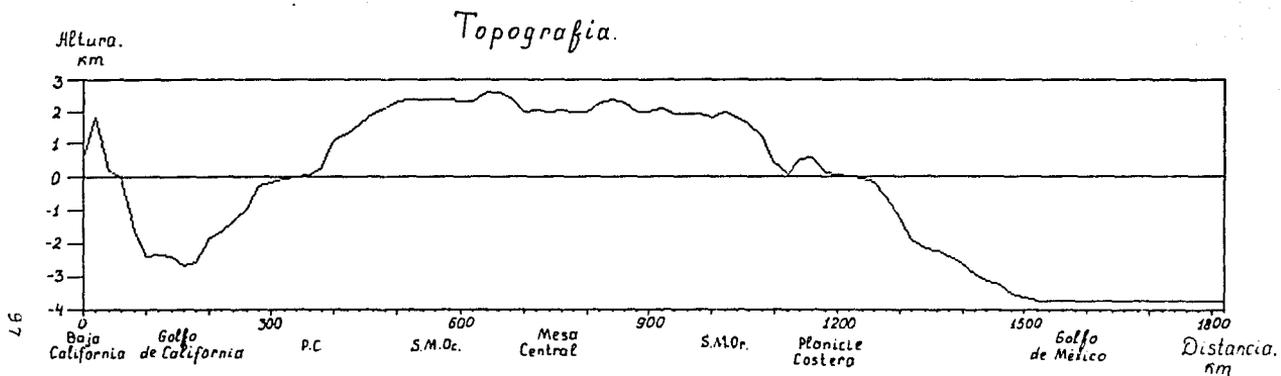


Fig. 4.10. Anomalia de Bouguer y la anomalia de Aire Libre en los partes continental y marítima respectivamente a lo largo de transecto.

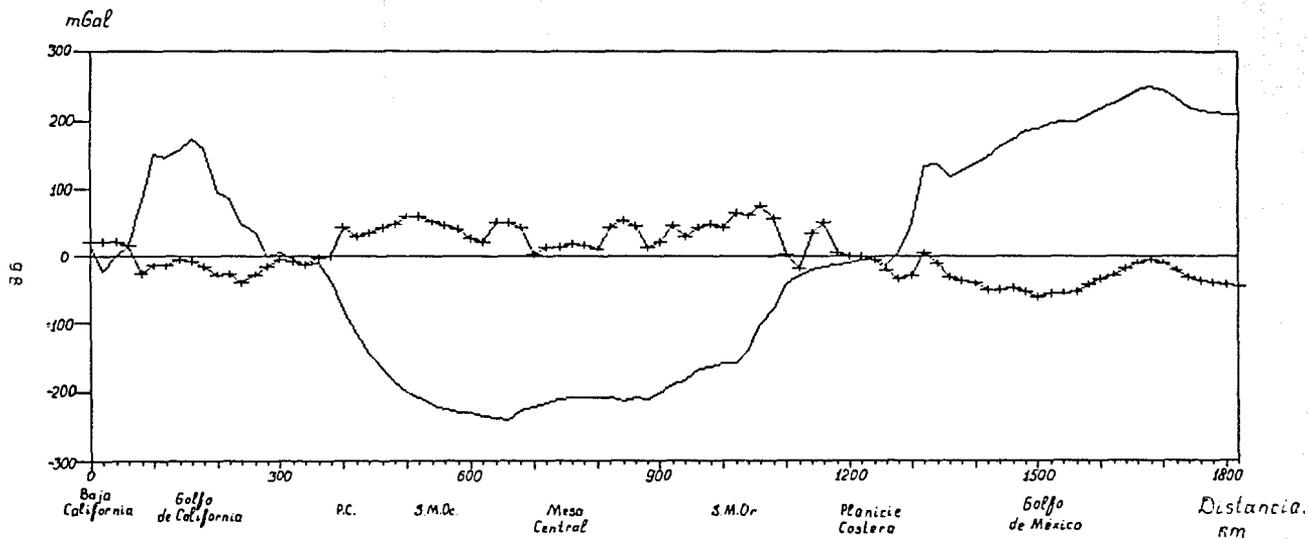


Fig. 4.11. Condición necesaria (pero no suficiente) para que el área esté en equilibrio isostático, es que la anomalía de Aire Libre y de Bouguer tengan signos opuestos. — anomalía de Bouguer, ++++ anomalía de Aire Libre.

CORRELACION LINEAL ENTRE LA ANOMALIA DE BOUGUER Y LA ELEVACION TOPOGRAFICA.

La anomalía de Bouguer se incrementa linealmente al disminuir la altura promedio de las masas topográficas y al aumentar la profundidad promedio del mar. En general para la densidad 2.67 g/cm^3 en la corrección de Bouguer es de 112 mGal por cada kilómetro de elevación y 69 mGal por kilómetro de profundidad en el continente y en el mar respectivamente.

Si la compensación fuera completa en todos sus detalles y las densidades de las masas topograficas y del manto fueran constantes, se podría esperar que los puntos (h-elevación, A.B.) caerían sobre una misma línea recta con una pendiente 0.1119 mGal/m en la parte continental y 0.68 mgal/m en la parte oceánica.

Pero realmente se ve en la Figura 4.12 que existen desviaciones.

Las causas principales de estas desviaciones pueden ser las siguientes:

- a) en el cálculo de la anomalía de Bouguer se usó para la corrección de Bouguer una densidad de 2.67 g/cm^3 que en realidad puede ser diferente de la densidad real de las masas topográficas;
- b) efecto de la forma de la estructura;
- c) existen masas no compensadas, en otras palabras el área no está completamente compensada (lo que nos interesa).

A continuación discutiremos las causas a) y b) que representan ruido en nuestro estudio de determinación del grado de compensación isostática

a: El amplio y pronunciado mínimo de la anomalía de Bouguer según el concepto correcto de anomalía de Bouguer, puede estar parcialmente relacionado con una densidad de sedimentos menor a los 2.67 g/cm^3 (valor que fue usado en la corrección de Bouguer).

8

b: Veremos como la forma geométrica de la estructura puede también afectar al valor de la anomalía de Bouguer (y de Aire Libre). Las mediciones de la gravedad se ven afectadas por la atracción de materiales localizados a diferentes profundidades. La medida en el punto de la superficie de una meseta que está en equilibrio

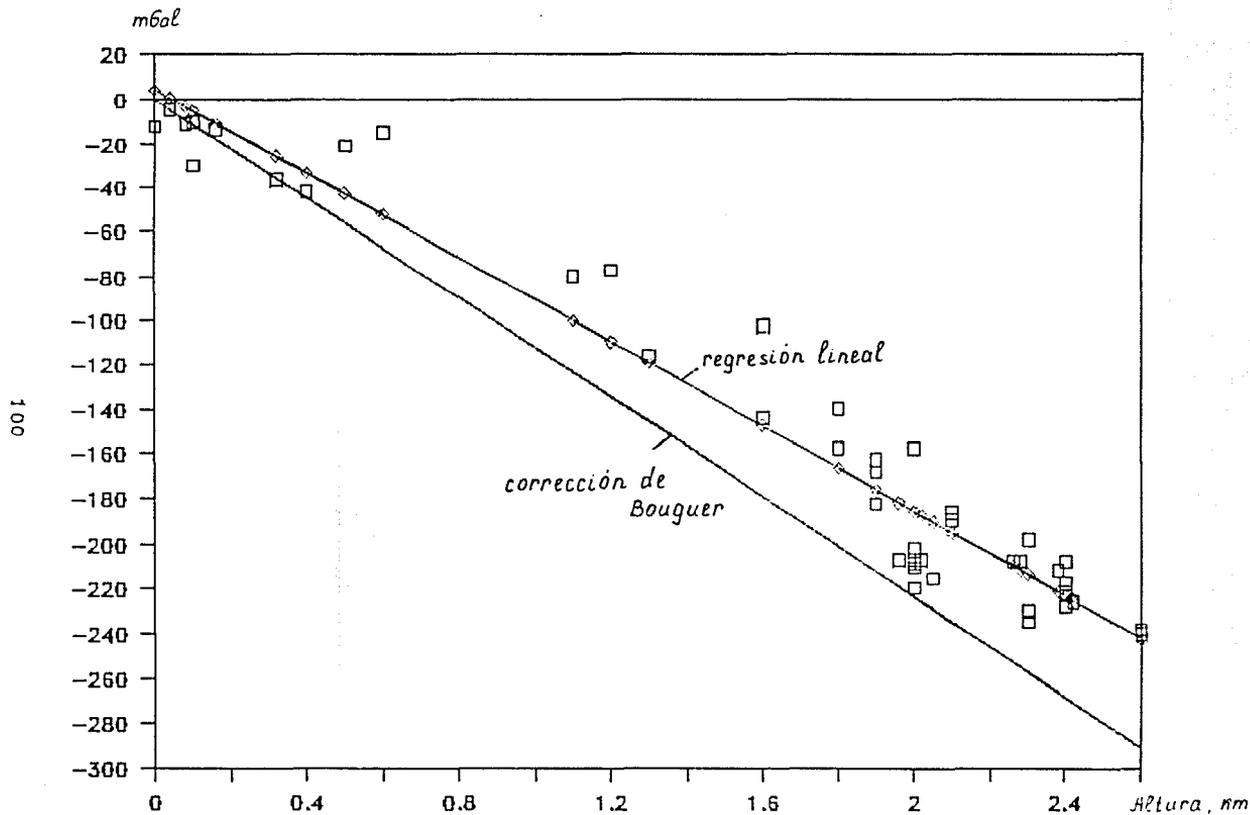


Fig. 4.12. Anomalia de Bouguer contra elevación para la parte continental del transecto. La ecuación de regresión lineal es $A.B.=4.54-0.095h$, $[h]=m$, $[A.B.] = mGal$ (línea con $-$) y ecuación de corrección de Bouguer es $A.B.=0.1119h$, $[A.B.] = mGal$, $[h]=m$ (línea sólida).

isostático está influenciada por la atracción de (Fig. 4.13):
1) la placa de material sobre el nivel del mar (efecto negativo);
2) y la placa que comprende la raíz compensadora (efecto negativo);

En el centro de la meseta en el punto O (Fig. 4.13) la atracción de las dos placas es igual. Entonces
a) la anomalía de Aire Libre e isostática en este punto son igual a cero;
b) y la anomalía de Bouguer es igual a la corrección de Bouguer con signo opuesto.

El efecto de la placa profunda (que contiene la raíz compensadora) por su gran profundidad empieza a disminuir mucho antes de alcanzar el margen de la meseta. Al contrario el efecto de la placa superficial empieza a disminuir solamente en las cercanías de la margen.

La suma de los efectos de las dos placas produce una anomalía positiva dentro la meseta y una anomalía negativa en los bordes de la meseta como muestra la Fig. 4.13.

Esto también explica por que la anomalía de Aire Libre no es completamente cero en las extremidades de estructuras planas compensadas isostáticamente.

Las anomalías de la fuerza de gravedad y el relieve topográfico pueden variar bruscamente. Pero por regla general las profundidades hasta el Moho no varían bruscamente y no se cumple la compensación isostática de cada pequeña parte de un área dada (la compensación es más bien regional, y no local). Por esta razón en esta y en las siguientes gráficas se utilizaron los valores promedios del relieve.

A continuación con el propósito de comparar con los resultados de Woollard (1962) se construyeron las gráficas de dependencia de la altura de la anomalía de Bouguer para el transecto. Fig. 4.14 representa esta dependencia para todo el transecto y Fig. 4.15 - para la parte con elevaciones mayores a 1100 m. Los valores de todo el transecto se ajustan a la recta $A.B. = -0.071h - 33.43$

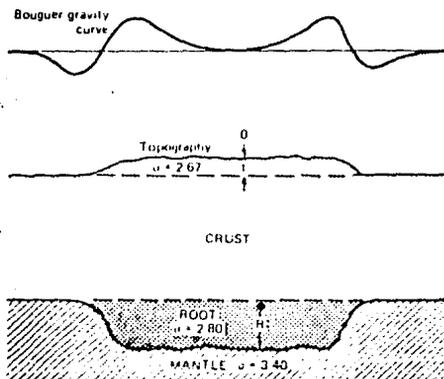


Fig. 4.13. Influencia de la forma geométrica de la estructura cortical sobre la anomalía de Bouguer. Topografía idealizada y raíz compensadora. Para las densidades indicadas, el espesor de la raíz R es 6 veces más grande que la elevación de la topografía t .

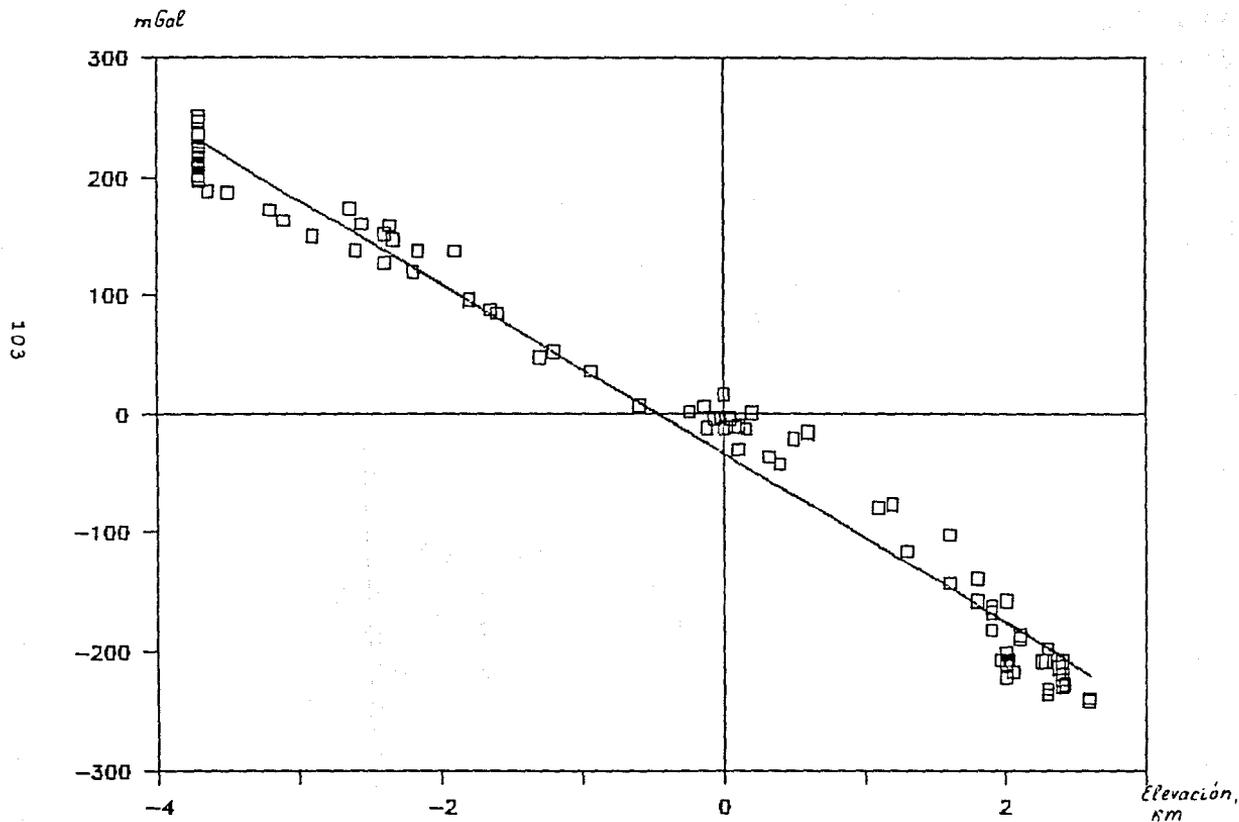


Fig. 4.14. Análisis de correlación entre la elevación y la anomalía de Bouguer para todo el transecto. La ecuación de regresión lineal es $A.B. = -0.071h - 33.43$, $[h]=m$, $[A.B.] = mGal$.

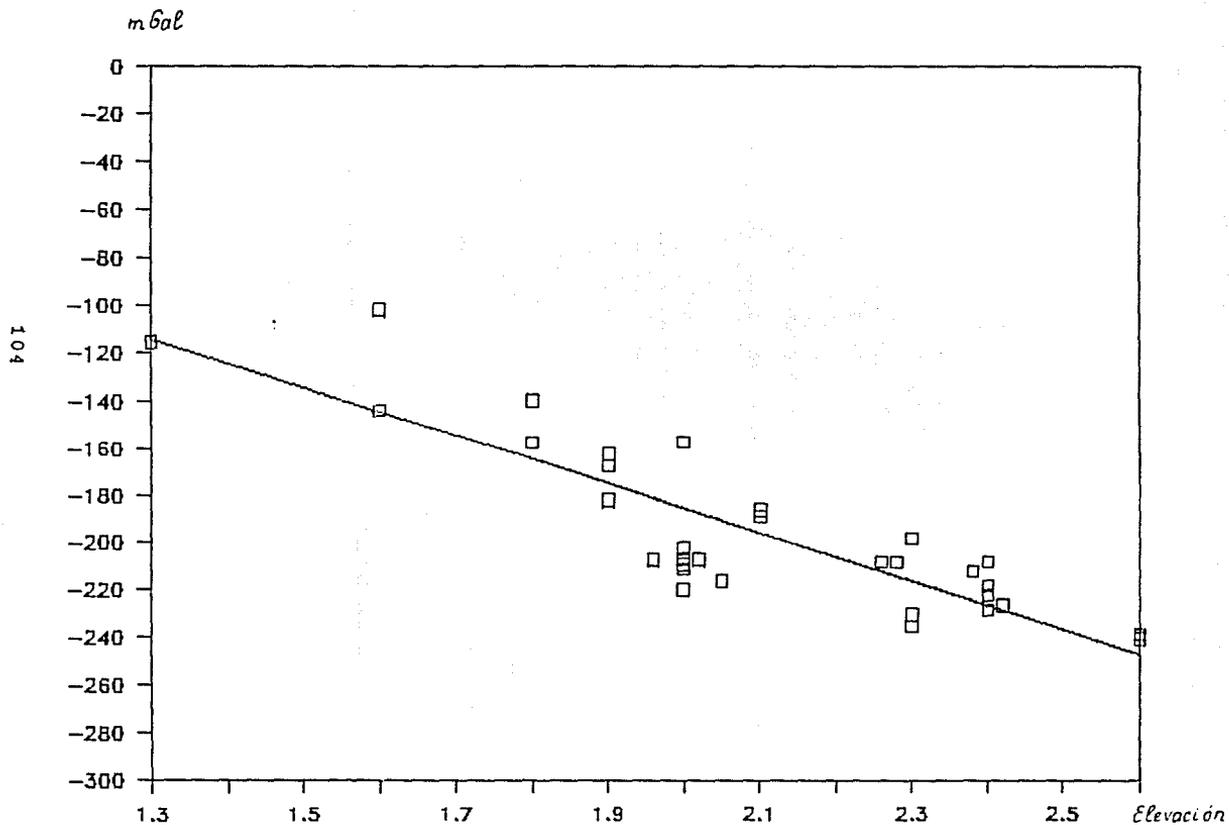


Fig. 4.15. Análisis de correlación entre la elevación y la anomalía de Bouguer para la elevación mayor de 1100 m. La ecuación de regresión lineal es $A.B. = -0.102h + 18$, $[h]=m$, $[A.B.] = mGal$.

Para la parte oceánica la ecuación de la recta se expresa como $A.B. = -0.102h + 18$.

Según los resultados de Woollard (1962) para el Norte de México las ecuaciones son las siguientes:

para $0 < h < 1100$ m $A.B. = -0.111h + 1 \pm 20$ mGal;
para $h > 1100$ m $A.B. = -0.079h - 35 \pm 20$ mGal.

CORRELACION LINEAL ENTRE LA ANOMALIA DE BOUGUER Y EL ESPESOR DE LA CORTEZA.

La anomalía de Bouguer, aun antes de modelar, nos puede proporcionar información sobre el espesor aproximado de la corteza. Pero esto no siempre se cumple. Además esta afirmación que encontramos en varios libros (Woollard, 1962) puede conducir a grandes errores en la interpretación de datos gravimétricos. Un ejemplo de interpretación que puede estar equivocada (debida a Woollard, 1959):

- a) En la Mesa Central la anomalía de Bouguer es ≈ 206 mgal.
- b) La anomalía de Aire Libre se aproxima a cero, de aquí que se infiera que la Mesa Central se encuentra aproximadamente en equilibrio isostático.
- c) De los puntos a) y b) se deduce que según la teoría de Airy - el espesor de la corteza bajo la Mesa Central debe ser 48 km (según Woollard).

El error en este razonamiento clásico es que no se toma en consideración a las densidades de la litósfera y de la astenósfera y que además se supone que todas las masas compensadoras están ubicadas dentro de la corteza.

Dependiendo fuertemente de la región en estudio, las variaciones laterales en la densidad del manto superior pueden ser las que contribuyen de manera más marcada a la anomalía regional de Bouguer. Como conclusión vemos pues que no siempre se cumple la afirmación de que el valor promedio de la anomalía de Bouguer caracteriza el espesor de la corteza del área. Hay

Para la parte oceánica la ecuación de la recta se expresa como
 $A.B. = -0.102h + 18$.

Según los resultados de Woollard (1962) para el Norte de México las ecuaciones son las siguientes:

para $0 < h < 1100$ m $A.B. = -0.111h + 1 \pm 20$ mGal;
para $h > 1100$ m $A.B. = -0.079h - 35 \pm 20$ mGal.

CORRELACION LINEAL ENTRE LA ANOMALIA DE BOUGUER Y EL ESPESOR DE LA CORTEZA.

La anomalía de Bouguer, aun antes de modelar, nos puede proporcionar información sobre el espesor aproximado de la corteza. Pero esto no siempre se cumple. Además esta afirmación que encontramos en varios libros (Woollard, 1962) puede conducir a grandes errores en la interpretación de datos gravimétricos. Un ejemplo de interpretación que puede estar equivocada (debida a Woollard, 1959):

- a) En la Mesa Central la anomalía de Bouguer es ≈ 206 mgal.
- b) La anomalía de Aire Libre se aproxima a cero, de aquí que se infiera que la Mesa Central se encuentra aproximadamente en equilibrio isostático.
- c) De los puntos a) y b) se deduce que según la teoría de Airy - el espesor de la corteza bajo la Mesa Central debe ser 48 km (según Woollard).

El error en este razonamiento clásico es que no se toma en consideración a las densidades de la litósfera y de la astenósfera y que además se supone que todas las masas compensadoras están ubicadas dentro de la corteza.

Dependiendo fuertemente de la región en estudio, las variaciones laterales en la densidad del manto superior pueden ser las que contribuyen de manera más marcada a la anomalía regional de Bouguer. Como conclusión vemos pues que no siempre se cumple la afirmación de que el valor promedio de la anomalía de Bouguer caracteriza el espesor de la corteza del área. Hay

excepciones a esta regla.

En las Fig. 4.16 y 4.17 que representan la dependencia del espesor de la corteza con respecto de la anomalía de Bouguer para todo el transecto y para la parte continental ($h > 0m$) respectivamente se observa que existe una diferencia considerable de espesor de la corteza para valores semejantes de la Anomalía de Bouguer.

CORRELACION LINEAL ENTRE EL ESPESOR DE LA CORTEZA Y EL RELIEVE TOPOGRAFICO.

El espesor de la corteza no necesariamente está relacionado con la elevación topográfica (que debe cumplirse según la hipótesis de Airy). Por ejemplo la provincia de la Mesa Central está compensada parcialmente por el mecanismo de Pratt resultante de la presencia del material de baja densidad en el manto superior (Fix, 1975).

Similarmente, los rifts oceánicos deben su elevación a la región de baja densidad en el manto superior y no a una corteza engrosada.

La sección transversal desde San Francisco, California hasta Grandes Planicies basado en los datos de refracción sísmica (Pakiser, 1963) (Fig. 4.20) indica que las Grandes Planicies con una elevación promedio 1 km poseen una corteza con un espesor de 40-50 km, y la provincia "Basin and Range" con una elevación de 2 km posee una corteza de tan solo 25-30 km de espesor.

De la Fig. 4.18 se observa que la dependencia entre el espesor de la corteza y el relieve en el transecto varía para las diferentes regiones. Así para la zona marina la gráfica tiene menos pendiente que para la zona de transición, y la pendiente de esta gráfica tiene a su vez menos pendiente que la zona continental. Entonces lo más correcto es considerar que la dependencia lineal se presenta por zonas: en los océanos, en las zonas de transición y en el continente.

De la Fig. 4.19 (para la zona continental con elevación topográfica $h > 1$ km) se observa que la tendencia general - es un aumento en el espesor de la corteza con la elevación topográfica

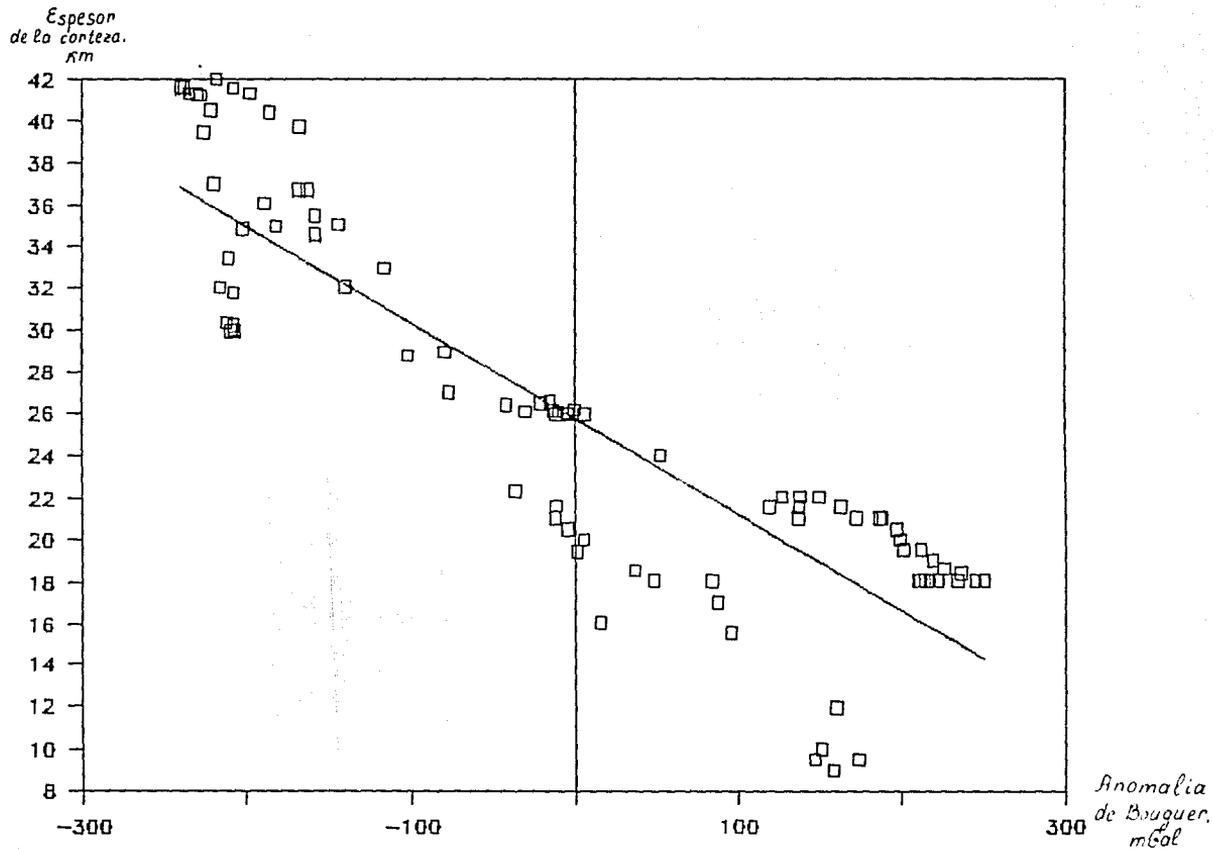


Fig. 4.16. Análisis de correlación entre el espesor de la corteza y la anomalía de Bouguer para todo el transecto. La ecuación de regresión lineal es $\text{Espesor} = -0.046 \cdot \text{A.B.} + 25.8$, [Espesor]=km, [A.B.]=mGal.

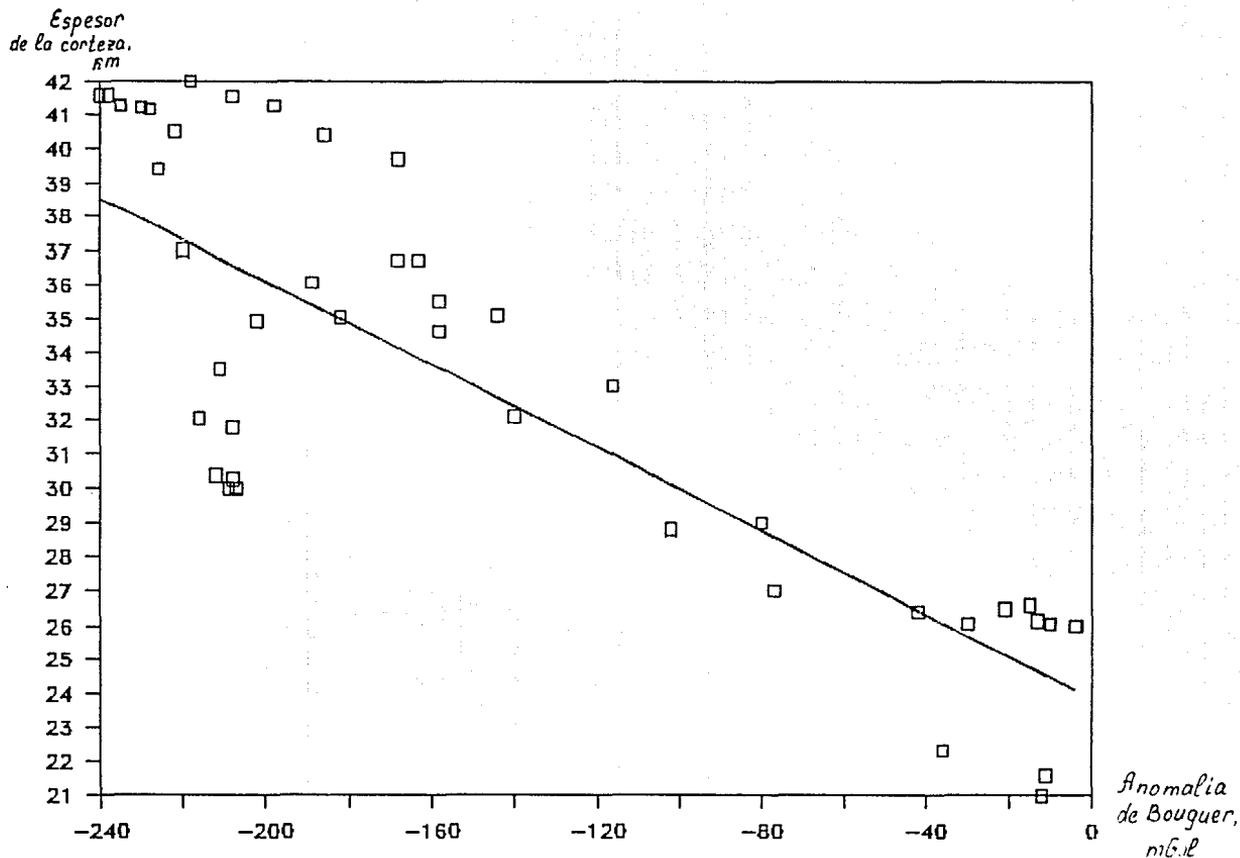
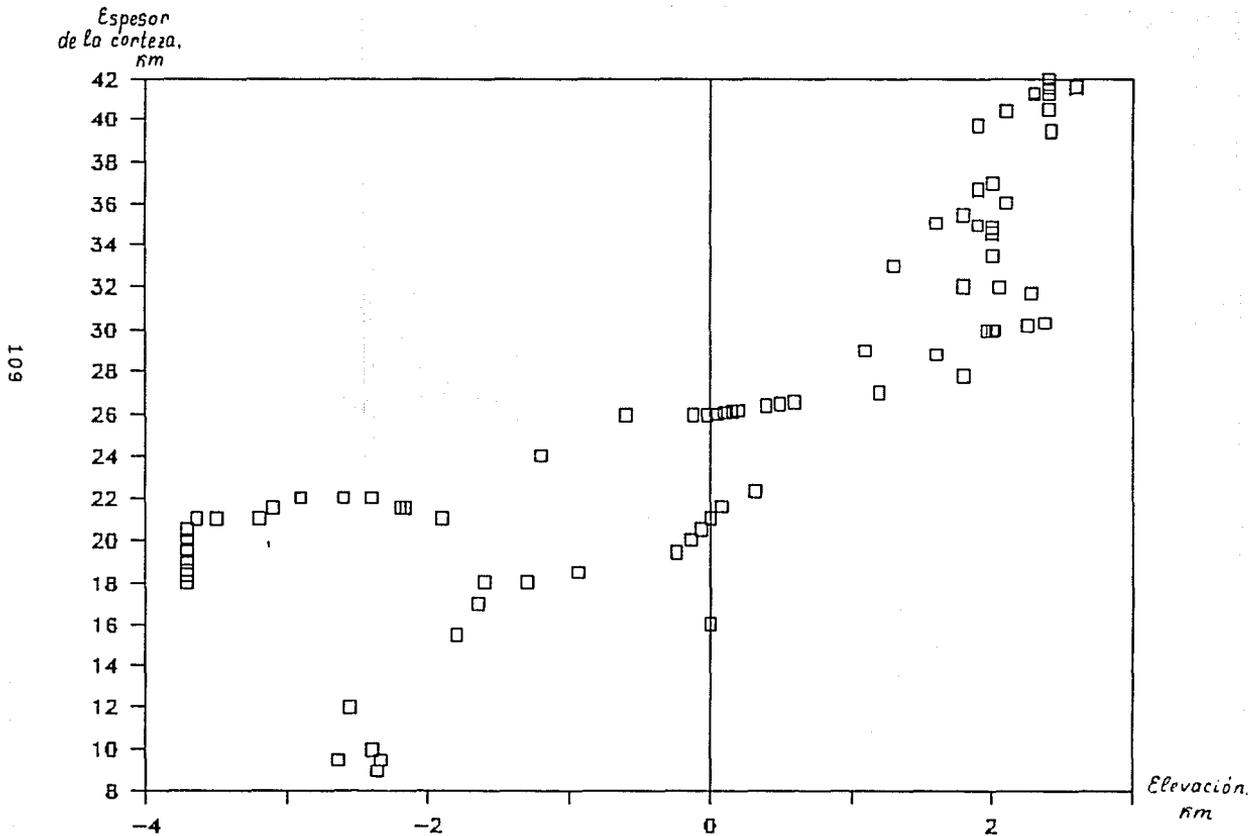


Fig. 4.17. Analisis de correlación entre el espesor de la corteza y la anomalia de Bouguer para la parte continental del transecto. La ecuación de regresión lineal es $\text{Espesor} = 23.9 - 0.061 \times \text{A.B.}$, [Espesor]=km, [A.B]=mGal.



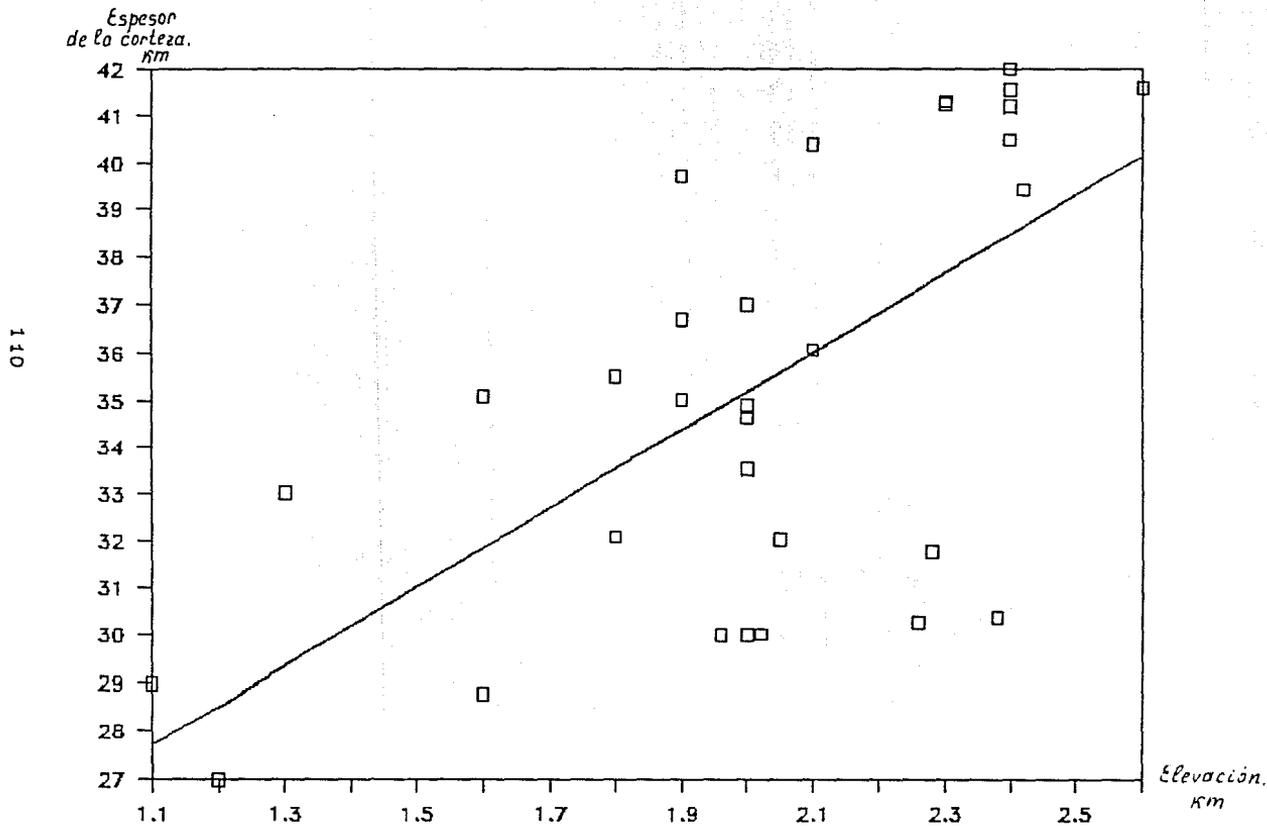


Fig. 4.19. Análisis de correlación entre el espesor de la corteza y la elevación para la parte continental del transecto ($h > 1\text{km}$). La ecuación de regresión lineal es $\text{Espesor} = 8.3h + 18.6$, [Espesor]=km, [h]=km.

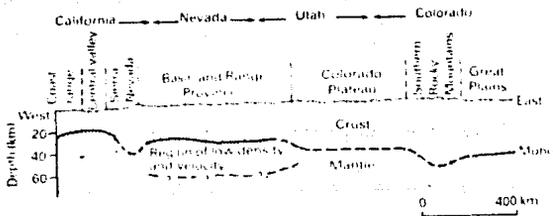


Fig. 4.20. Sección desde San Francisco, California hasta Lamar, Colorado basado en los datos de refracción sísmica (tomado de Kearey et al., 1990).

según la fórmula Esp.cort.=8.3h+18.6

Aunque hay que notar que las desviaciones de los valores de esta línea son bastante grandes.

II. COEFICIENTE APROXIMADO DE COMPENSACION ISOSTATICA.

El segundo método para inferir el grado de compensación isostática es el uso del coeficiente aproximado de compensación isostática (Lyustikh, 1960), el cual representa la relación entre el valor real de la anomalía de Bouguer y el valor que se tendría si el ajuste isostático fuera completo.

Sea $g_{A.L.}$ - la anomalía de Aire Libre,

$g_B = g_{A.L.} - \Delta g_B$ - la anomalía de Bouguer.

El coeficiente aproximado de compensación es :

$$i = g_B / -\Delta g_B = 1 - (g_{A.L.} / \Delta g_B) = g_B / (g_B - g_{A.L.}) \quad (17)$$

Este método se basa en el hecho de que si el ajuste isostático fuera completo la anomalía de Aire Libre debiera ser aproximadamente igual a cero y la anomalía de Bouguer debiera ser igual a la corrección de Bouguer con signo opuesto.

$i=1$ - ajuste isostático es completo (100%)

$i>1$ - sobrecompensación

$i<1$ - subcompensación

$i=0$ - no existe compensación

$i<0$ - las masas anómalas no tienen el signo adecuado para compensar las masas topográficas.

Según este método (Tabla B.2, Fig. 4.21) el equilibrio isostático de la Mesa Central se ha realizado entre un 91.5 y un 98.3 % ($i = 0.915 - 0.983$).

En las zonas de transición (con el Golfo de México y con el Golfo de California) se observan grandes perturbaciones en el

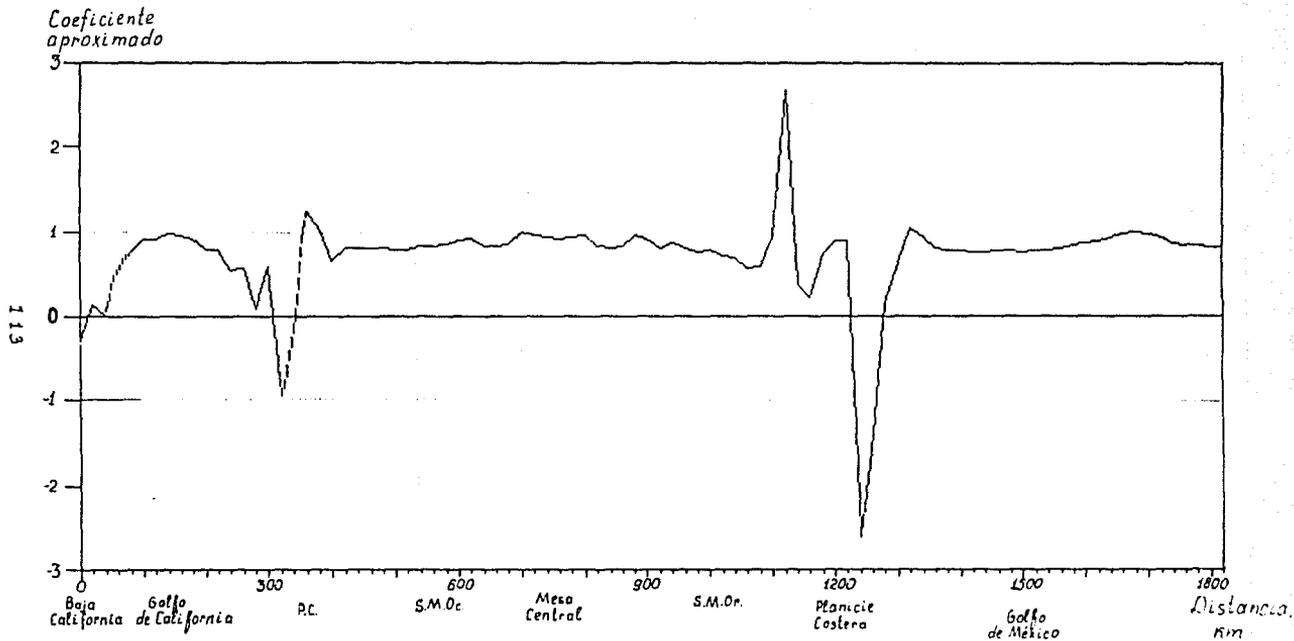


Fig. 4.24. Comportamiento del coeficiente aproximado de compensación isostática a lo largo del transecto.

equilibrio isostático.

III. CALCULO DE LA ANOMALIA ISOSTATICA.

Para el cálculo de la anomalía isostática se usa la siguiente fórmula general:

$$\begin{aligned} \text{anomalía isostática} &= \text{anomalía de Bouguer} - \text{anomalía de la raíz} \\ &\quad \text{predicha} \\ &\quad (18) \end{aligned}$$

Los esquemas de compensación isostática (en particular de Airy y de Pratt) proporcionan un método para calcular la distribución en el interior de la Tierra de masas compensadoras a partir de las elevaciones de la topografía.

La teoría gravitacional nos capacita para calcular las atracciones debidas a dichas masas compensadoras (raíz) según uno u otro esquema de compensación. Restando esta cantidad del valor observado de la gravedad, obtenemos la anomalía isostática. En otras palabras, obtenemos la atracción gravitacional de las masas no compensadas. Ambas esquemas de compensación isostática (Airy y Pratt) contienen un parámetro que debe ser escogido. En el esquema de Pratt-Hayford, el parámetro es la profundidad de compensación ($T_p + D_p$), y en el de Airy es el espesor normal de la corteza T_A .

Aunque esta última cantidad no aparece en la expresión del espesor de las raíces montañosas (ecuaciones 5 y 6), la atracción gravitacional de las masas compensadas depende de él.

De este análisis se ve claramente que las anomalías isostáticas son conceptualmente distintas de las anomalías de Bouguer y de Aire Libre. Las dos últimas corresponden a fenómenos metrológicos (aunque corregidos) donde no se parte a priori de ninguna hipótesis acerca de las variaciones de la estructura. Mientras que las anomalías isostáticas tienen un elemento de predicción. Así la posición de la raíz, y su correspondiente anomalía isostática serán diferentes, dependiendo de la hipótesis de compensación

utilizada para hacer los cálculos respectivos.

En la práctica, aunque las medidas de la gravedad son muy útiles en la estimación del grado de equilibrio isostático que reina, tienen menor éxito en la diferenciación de entre los diferentes mecanismos de compensación que se han postulado (por ejemplo de Airy o de Pratt). Fundamentalmente esto es debido a que en el problema inverso en gravimetría no existe unicidad.

Ya que en nuestro caso sabemos, que a partir de datos sísmicos (capítulo II), el espesor hasta el Moho varía a lo largo del transecto, se construyó la estructura esperada de la corteza de acuerdo con la hipótesis de Airy.

Para calcular el espesor de la raíz de la corteza se utilizaron (con el propósito de hacer comparación) dos procedimientos :

- 1) el de Lyustikh (1960) y
- 2) el de Nettleton (1976).

El procedimiento de Lyustikh (1960) se basa en la suposición, de que la compensación se cumple por cambios de densidad en la corteza (Pratt), así como por cambios en su espesor (Airy). Este procedimiento se puede aplicar tanto a la combinación de los dos mecanismos como a cada uno de ellos por separado.

Sea N.M. el nivel del mar (Fig. 4.22):

N.S. el nivel del substrato libre (astenosfera) - el nivel, hasta donde hubiera fluido el substrato si se hubiera podido perforar un pozo hasta el;

sea t el espesor de la corteza (tanto para bloques continentales como oceánicos), diferente en cada caso;

h es la altura de la superficie medida a partir del geoide;

T_0 es la profundidad del N.S. relativo al N.M.;

ρ es la densidad de la corteza (diferente para cada bloque);

ρ_m es la densidad del substrato;

ρ_w es la densidad de agua;

t_0 es el espesor normal = el espesor de la corteza cuando $h=0$.

$$t \rho_c = (t - T_0 - h) \rho_m \quad (19)$$

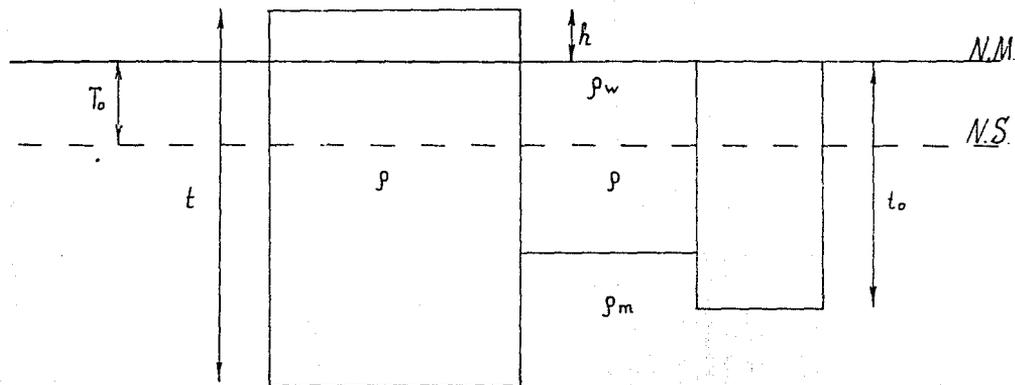


Fig. 4.22. Caso general de compensación considerando simultáneamente los mecanismos de compensación isostática de Airy y de Pratt. Según esta hipótesis la compensación se cumple tanto por cambios en la densidad de la corteza como por cambios en su espesor. N.M. es el nivel del mar, N.S. es el nivel del substrato libre, t es el espesor de la corteza, h es la altura de la superficie medida a partir del geode, T_0 es la profundidad de N.S. relativo a N.M., ρ es la densidad de la corteza (diferente para cada bloque, ρ_m es la densidad de agua, ρ_w es la densidad de agua, t_0 es el espesor de la corteza cuando $h=0$).

Para bloques continentales:

$$t = t_0 ; \quad h = ((\rho_m - \rho) / \rho_m) t - T_0 \quad (20)$$

Para el océano :

$$z = [(\rho_m - \rho)t - \rho_m T_0] / [\rho_m - \rho_w] \quad (21)$$

Estas ecuaciones generales se puede emplear tanto con los esquemas de Pratt como de Airy. A continuación se discute su aplicación al esquema de Airy. Aquí se necesita suponer

$$\text{que } \rho = \rho_c = \text{const.}$$

En el cálculo del espesor de la raíz de la corteza según el esquema de Airy se considera que los siguientes valores son conocidos:

- 1) la altura h o profundidad de mar z
- 2) el espesor normal $t_0 = T_A$

En este caso profundidad hasta el Moho bajo el nivel del mar será:

$$t = T_A + \rho_m h / (\rho_m - \rho_c) \quad \text{para el continente} \quad (22)$$

$$t = T_A + (\rho_m - \rho_w) z / (\rho_m - \rho_c) \quad \text{para el océano } (z < 0) \quad (23)$$

La desviación vertical del Moho (raíz), con relación al nivel de referencia T_A , se determina con la expresión:

$$r = t - (t_0 + h) \quad (24)$$

considerando positiva una desviación hacia abajo.

Substituyendo la ecuación (20) o (21) en (24) obtenemos:

$$r = \rho_c h / (\rho_m - \rho_c) \quad \text{para el continente} \quad (25)$$

$$a = (\rho_c - \rho_w) z / (\rho_m - \rho_c) \quad \text{para el mar } (z < 0) \quad (26)$$

Se nota que $\rho_c / (\rho_m - \rho_c) > 1$

$$(\rho_c - \rho_w) / (\rho_m - \rho_c) > 1, \quad \text{entonces}$$

r es positivo y a es negativo.

Comparando estas ecuaciones (25) y (26) con (5) y (6) se ve que es simplemente otra forma de deducir el espesor de la raíz.

Estas ecuaciones indican que actualmente, según la hipótesis de Airy, la raíz de la corteza es una exageración vertical simétrica (con respecto de la horizontal) del relieve de la corteza. La exageración vertical es diferente en bloques continentales y oceánicos. Hay que notar que en la fórmula (7) $z < 0$ y de aquí que cuanto más profundo sea el mar, menor será el espesor de la corteza oceánica.

El otro método que se puede usar para estimar la raíz del sistema isostático, es el de Nettleton (1976), basado en el hecho de que las mediciones gravimétricas en la superficie son afectadas por la atracción de material situado a diferentes profundidades (Fig. 4.13):

- 1) el efecto gravimétrico positivo de las masas topográficas de espesor h y densidad ρ_{top} ;
- 2) el efecto gravimétrico de igual magnitud pero signo contrario de la "raíz" respectiva.

$$h \rho_{top} = R \Delta\rho_2 = R(\rho_m - \rho_R) \quad (27)$$

donde

h es el espesor de las masas topográficas

ρ_{top} es la densidad de las masas topográficas,

R es el espesor de la raíz

$\Delta\rho_2 = \rho_m - \rho_R$ es la diferencia de densidad entre la densidad de la raíz

y del manto circundante.

De (27) se sigue que:

$$R=h \rho_{top} / (\rho_m - \rho_R) \quad (28)$$

Y para el océano el espesor de la antirraiz será

$$A=z(\rho_{top} - \rho_w) / (\rho_m - \rho_R) \quad (29)$$

La profundidad hasta el Moho bajo el nivel del mar será:

$$M=T_A + R = T_A + h \rho_{top} / (\rho_m - \rho_R) \quad (\text{para el continente}) \quad (30)$$

$$M=T_A + A = T_A + z(\rho_{top} - \rho_w) / (\rho_m - \rho_R) \quad (\text{para el océano, } z < 0) \quad (31)$$

El paso siguiente consiste en calcular las posibles configuraciones del Moho y hacerlas corresponder con algunos valores normales del espesor de la corteza T_A .

Valores de T_A entre 20 y 30 km se consideran en general razonables. Consideramos el valor $T_A = 25$ km el más apropiado para nuestro transecto porque es característico (aproximadamente ± 1 km) del área de estudio según los datos sísmicos tanto para Planicie Costera del Golfo de California (Thatcher et al., 1973) como para la Planicie Costera del Golfo de México (Hales et al., 1970).

Además la ecuación de regresión lineal entre espesor de la corteza y la Anomalía de Bouguer para todo el transecto es $\text{Espesor} = -0.046 \times \text{A.B.} + 25.8$ (Fig. 4.16), [Espesor]=km, [A.B.]=mGal. Para $\text{A.B.} = 0$ mGal (que se debe cumplirse para $h = 0$ km en el caso de compensación isostática completa), el $\text{Espesor} = 25.8$ km.

La ecuación de regresión lineal solamente para la parte continental del transecto es $\text{Espesor} = 23.9 - 0.061 \times \text{A.B.}$ (Fig. 4.17). Para $\text{A.B.} = 0$ mGal el espesor será 23.9 km.

El promedio entre estos dos valores es $(25.8 + 23.9) / 2 = 24.85$ km

Para el cálculo del espesor de la Raiz según la fórmula (28) es necesario tener el valor del contraste de densidades entre la raiz

y el manto ($\rho_m - \rho_R$). Supongamos que $\rho_{top} = 2.67 \text{ g/cm}^3$.

Aquí surge otro problema - cual debe ser este contraste de densidades?

En este aspecto diferentes autores tienen diferentes puntos de vista. Por ejemplo:

$\rho_m - \rho_R = 0.35 \text{ g/cm}^3$ (según de la Fuente et al., 1992; y Simpson et al., 1986);

$\rho_m - \rho_R = 3.3 - 2.85 = 0.45 \text{ g/cm}^3$ (según Kamp et al., 1989; Smith, 1975; Bott, 1971; Kearey et al., 1990;) (Fig. 4.6(a));

$\rho_m - \rho_R = 3.4 - 2.8 = 0.6 \text{ g/cm}^3$ (según Nettleton, 1976) (Fig. 4.13);

Para demostrar como pueden influir estos parámetros sobre la anomalía isostática se calcularon diferentes modelos.

Primero se analizó el caso de influencia de T_A sobre la anomalía isostática. En la Fig. 4.23 y Tabla 4.3 está representada la posición del Moho bajo el nivel del mar a lo largo del transecto para $T_A = 20 \text{ km}$, $T_A = 25 \text{ km}$, $T_A = 30 \text{ km}$. Se tomó para estos tres ejemplos un mismo contraste de densidad $\rho_m - \rho_R = 0.45 \text{ g/cm}^3$. En la Fig. 4.24 y Tabla B.4 están representados las anomalías isostáticas correspondientes a estos casos.

A continuación se hizo el análisis de la influencia del contraste de densidad $\Delta\rho = \rho_m - \rho_R$ sobre la anomalía isostática. Se tomó $\Delta\rho = 0.35 \text{ g/cm}^3$; $\Delta\rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$; $\Delta\rho = 0.55 \text{ g/cm}^3$. T_A es el mismo 25 km para los tres casos considerados.

En la Fig. 4.25 y Tabla B.5 está representado la posición del Moho bajo el nivel del mar para estos casos y en la Fig. 4.26 y tabla B.6 las anomalías isostáticas correspondientes.

De estos casos se ve como los parámetros que dependen del criterio del interprete (T_A y $\Delta\rho$) influyen sobre la anomalía isostática. Según estos parámetros la anomalía isostática puede ser tanto positiva como negativa. Prueba de esto son las Figuras 4.29(a), 4.29(b) y 4.29(c) donde se observa que con diferentes técnicas para una misma área ("Basin and Range" y "Rio Grande Rift") en un caso se obtiene anomalías isostáticas positivas (Fig. 4.29(b) y 4.29(c)) y en otro - negativas (Fig. 4.29(a)).

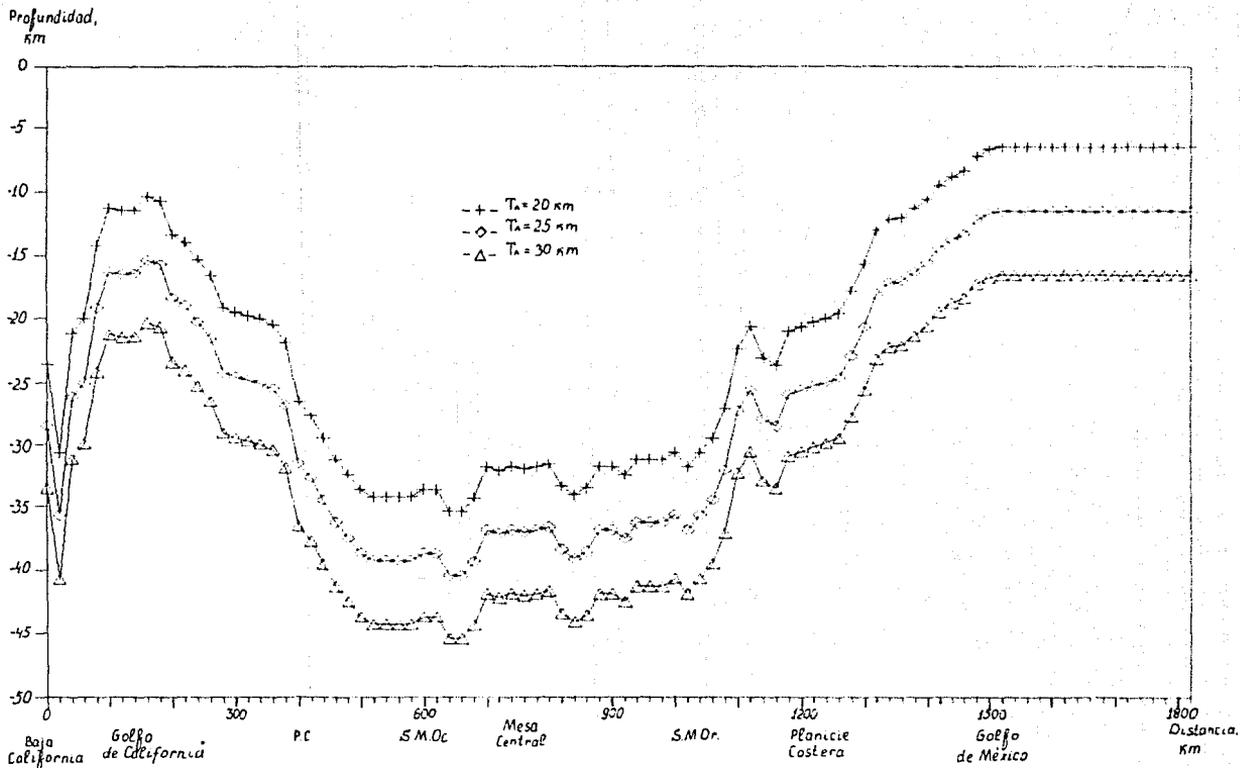


Fig. 4.23. Posición del Moho bajo el nivel del mar correspondiente a $T_A = 20$ km, $T_A = 25$ km, $T_A = 30$ km. Contraste de densidad $\Delta\rho = 0.45$ g/cm³ para los tres casos.

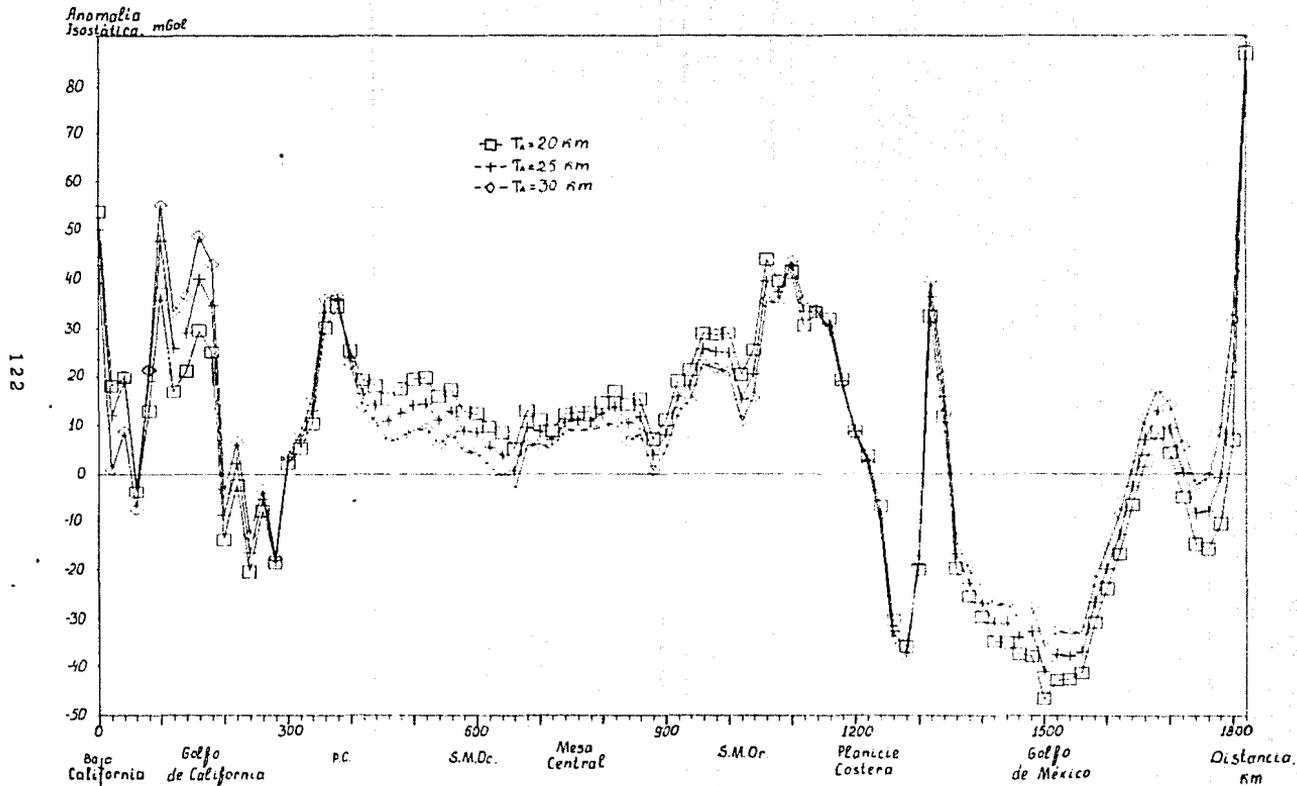


Fig. 4.24. Anomalías isostáticas correspondientes a la Fig. 4.23.

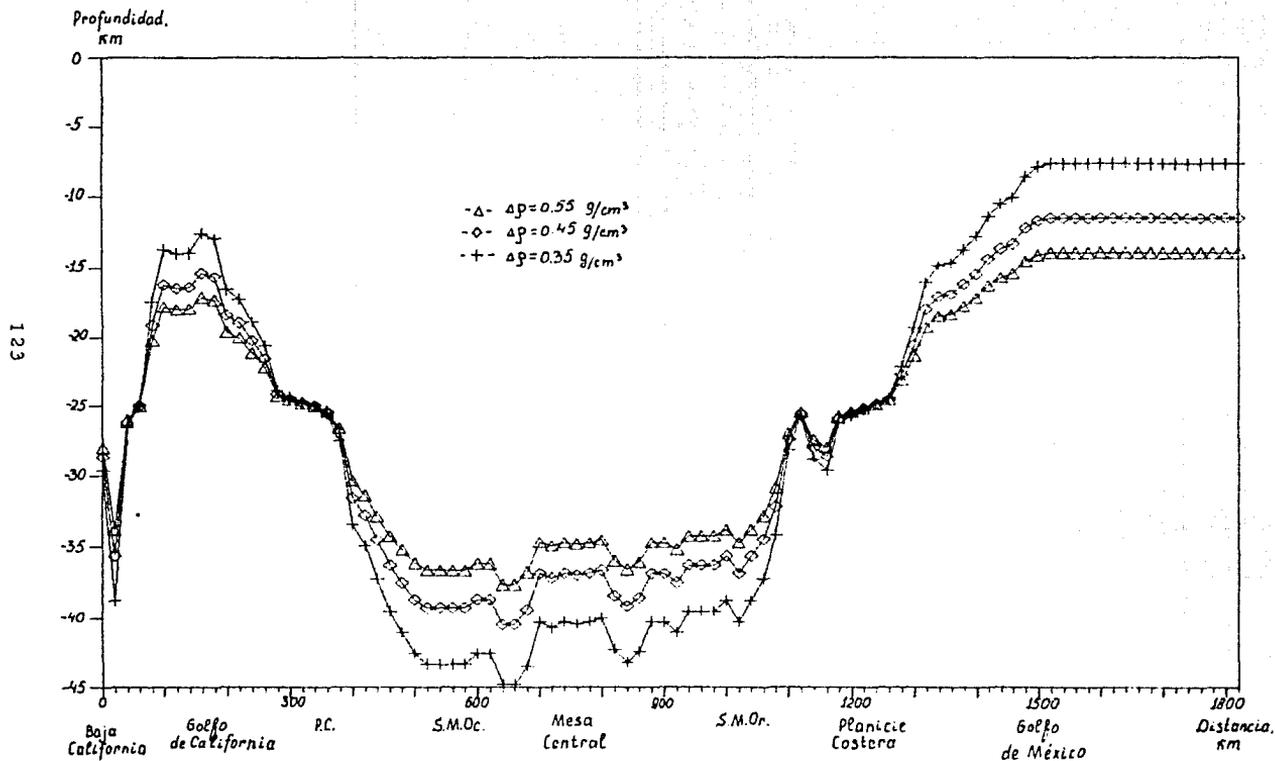


Fig. 4.25. Posición del Moho bajo el nivel del mar correspondiente a un contraste de densidad $\Delta\rho=0.35 \text{ g/cm}^3$, $\Delta\rho=0.45 \text{ g/cm}^3$, $\Delta\rho=0.55 \text{ g/cm}^3$. $T_A=25 \text{ km}$ para los tres casos.

Anomalia isostática, mgal

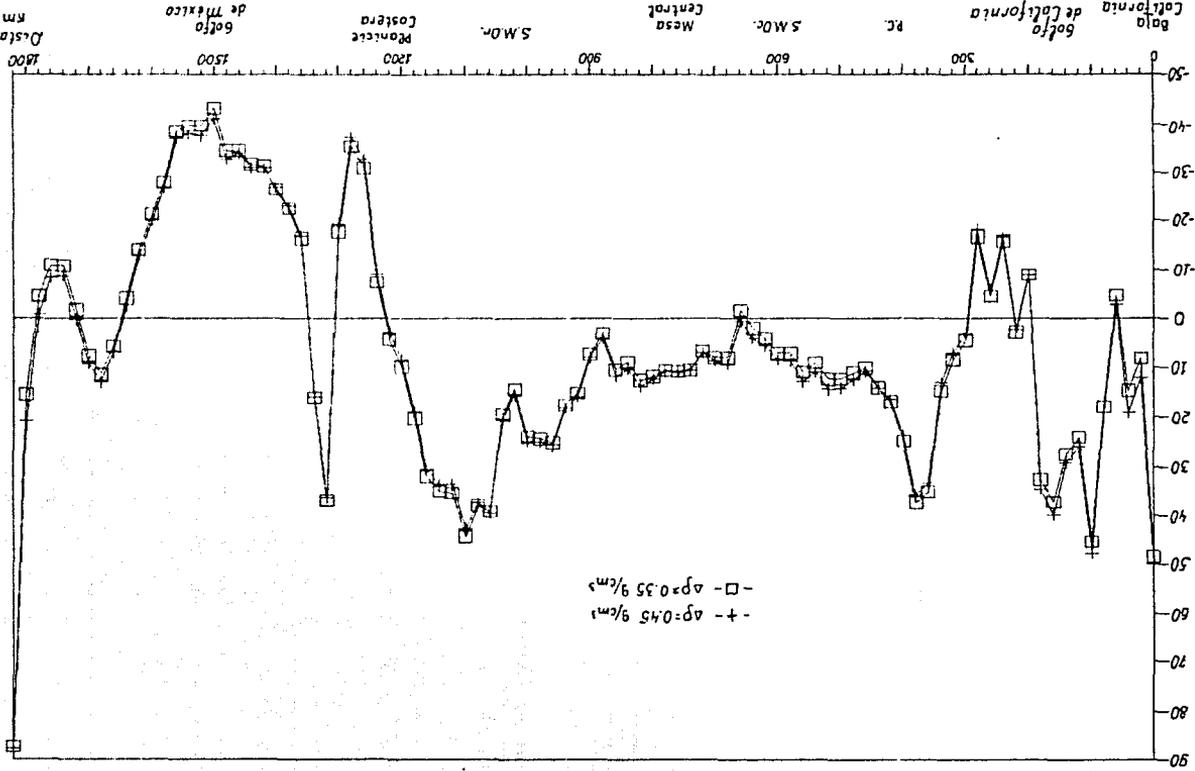


Fig. 4.26. Anomalías isostáticas correspondientes a la Fig. 4.25.

Hay que tener mucho cuidado en "escoger" la anomalía isostática apropiada y basarse en varios métodos geofísicos (en sismología por ejemplo) y no solamente en la información gravimétrica.

Entonces de todos estos múltiples casos cual es la anomalía isostática apropiada para nuestro transecto?

Según nuestro criterio es la anomalía que corresponde a $T_A=25$ km y $\Delta\rho=0.45$ g/cm³ (Fig. 4.27). Las razones de esto son las siguientes:

- 1) escogimos $T_A=25$ km por las razones mencionados anteriormente;
- 2) escogimos $\Delta\rho=0.45$ g/cm³ por los valores de densidades de referencia utilizados en la interpretación gravimétrica (capítulo III) para la profundidad característica para la raíz de la corteza 2.85 g/cm³ y para el manto superior 3.3 g/cm³. Además para este valor la anomalía isostática en la Mesa Central se acerca más a la anomalía de Aire Libre aquí (Fig. 4.6 y Tabla 4.4) que se debe cumplir para las mesetas planas y anchas como se demostró anteriormente.

La anomalía isostática obtenida para el transecto en el presente trabajo es diferente de los valores a partir de la carta de anomalía isostática de México de de la Fuente Duch et al. (1991) para México donde indica valores de anomalía isostática negativos en la Mesa Central.

Las razones de esto pueden ser las siguientes:

- 1) diferente valor de T_A (para la carta de la Fuente Buch et al. (1991) se tomó el valor de $T_A=30$ km);
- 2) diferente valor de $\Delta\rho$ (para la carta se tomó el valor 0.35 g/cm³);
- 3) no consideró la topografía en el cálculo del efecto gravimétrico de la raíz. Esto afecta el valor de la anomalía isostática. Pero considerando la gran profundidad de la raíz comparado con la elevación de la topografía este efecto no será apreciable. En la Fig. 4.28 está representado un ejemplo de esto;
- 4) otra razón de discrepancia puede ser que para la carta se utilizaron las elevaciones mundiales cada 5 minutos proyectándola y subdividiéndola en una rejilla regular de 3 km antes del cálculo. Para el transecto en el presente trabajo se tomaron

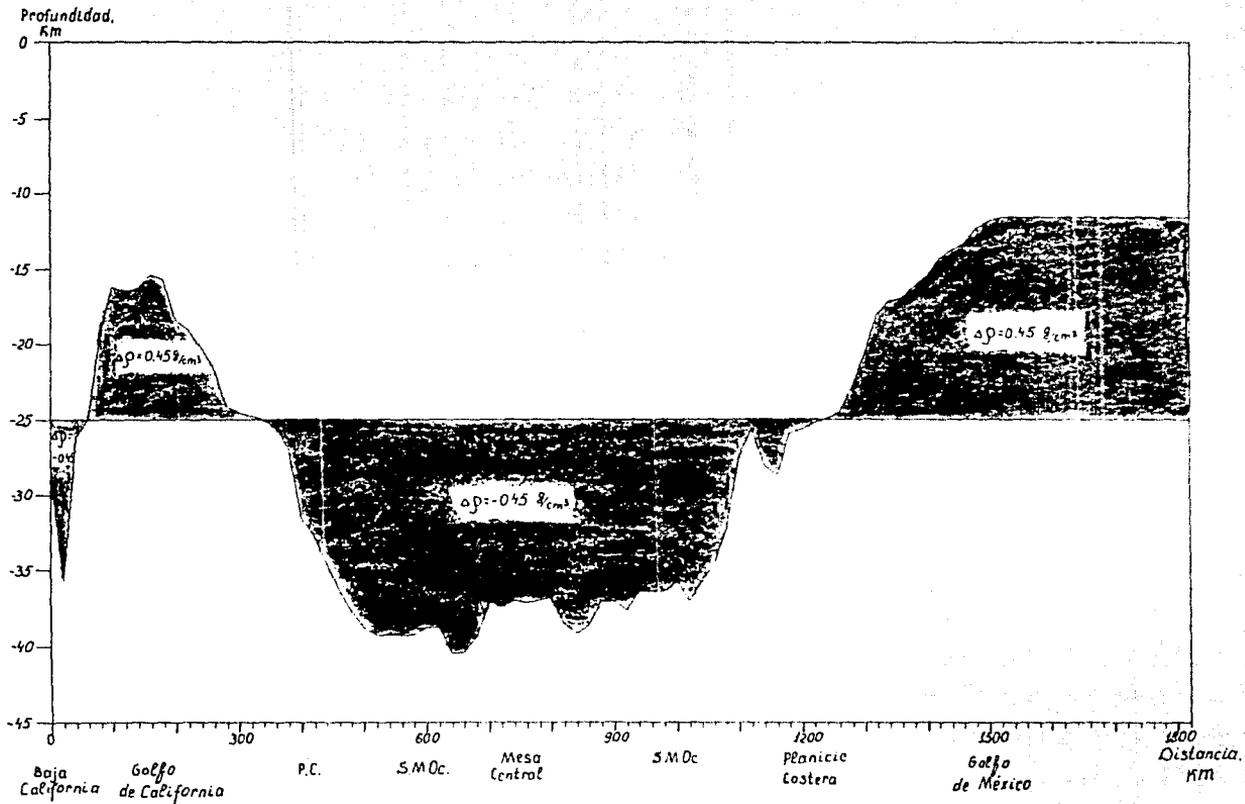


Fig. 4.27. Raíz de la corteza según la hipótesis isostática de Airy para $T_A=25 \text{ km}$ y $\Delta\rho=0.45 \text{ g/cm}^3$.

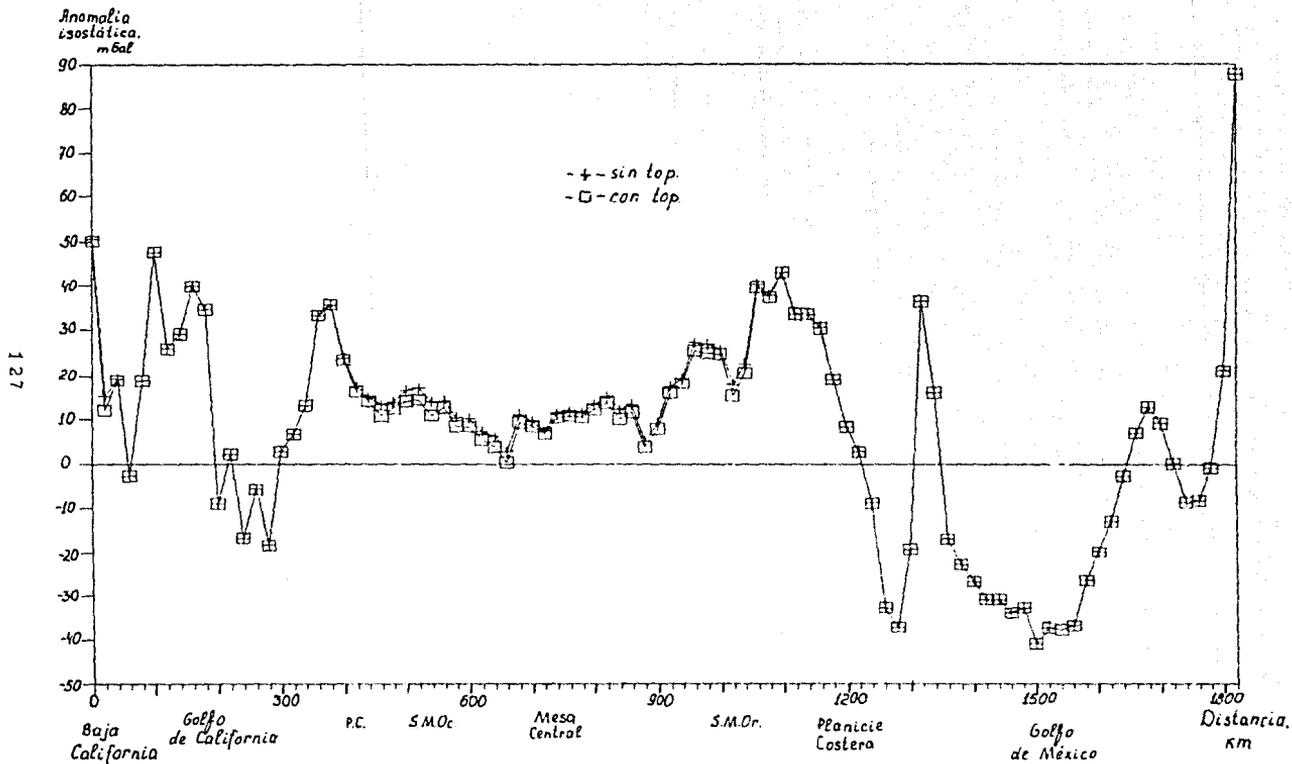


Fig. 4.28. Anomalia isostática a lo largo del transecto calculada con y sin considerar la topografía para $T_A=25$ km y $\Delta\rho=0.45$ g/cm³.

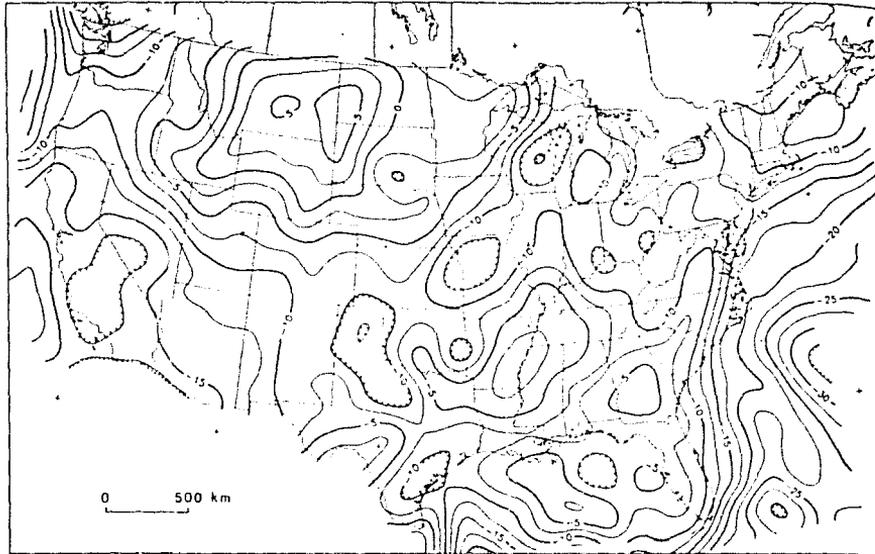


Fig. 4.29(a). Mapa de la anomalía isostática para Estados Unidos. El intervalo de configuración es 2.5 mGal (tomado de Simpson et al., 1986).

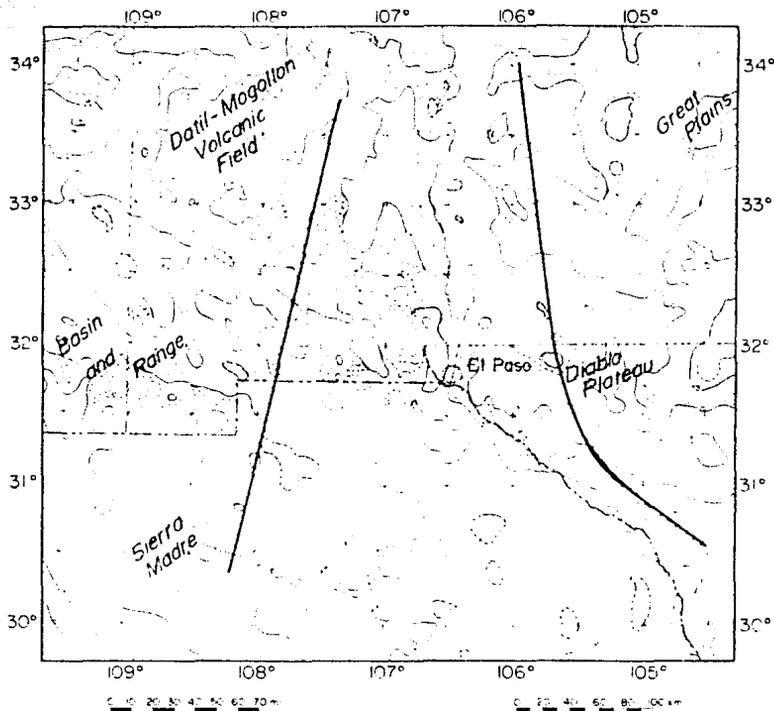


Fig. 4.29(b). Mapa de la anomalía isostática de la porción sur del área de "Rio Grande rift". Intervalo de configuración es 5 mGal. Líneas más gruesas indican los límites aproximados del rift (tomado de Keller et al., 1990).

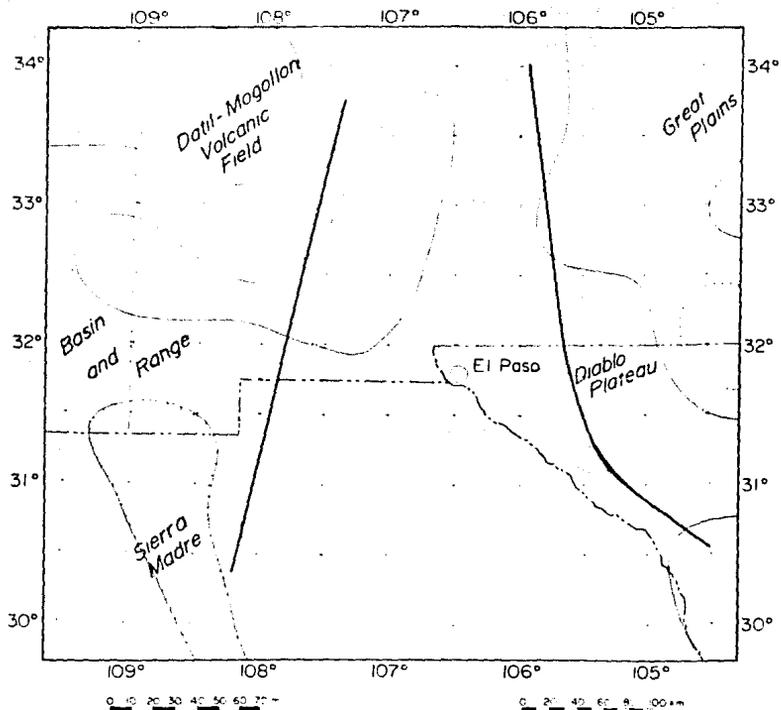


Fig. 4.29(c). Filtrado pasa-bajos del mapa de la anomalía isostática (Fig. 4.29(b)) del sur del área del "Rio Grande rift". El intervalo entre contornos es 5 mgal. Línea remarcadas indican aproximadamente los límites del rift.

valores puntuales en la Mesa Central (donde no existen variaciones de altura considerables) y los valores de altura suavizados para el resto del transecto.

Este tema requiere sin embargo de una mayor investigación más detallada.

Sin embargo el punto clave para verificar la validez de la anomalía isostática en la Mesa Central en el presente trabajo reside en la anomalía de Aire Libre.

El procedimiento clásico de cálculo de la anomalía isostática escogiendo de antemano la estructura más probable, no está completamente justificado, como ya lo mencionamos, porque suponemos que $\rho_r = \text{const}$ y $\rho_m = \text{const}$.

Pero en nuestro caso como ya habíamos visto la corteza y el manto presentan inhomogeneidades. Según los datos sísmicos existen dos partes en el transecto con un manto anómalo de baja densidad - bajo la parte central del Golfo de California y bajo la Mesa Central. Bajo el Golfo de México el manto, por el contrario, tiene una densidad más alta que bajo del continente (Hajes et al., 1970).

El manto anómalo en el caso de la Mesa Central (densidad baja), así como en el Golfo de México (densidad alta) influye radicalmente en el espesor de la corteza.

De este modo, se puede concluir que una combinación de los esquemas de compensación de Pratt y Airy está más cerca de la verdad para el caso de nuestro transecto estudiado que cualquiera de las dos por sí solos.

De aquí que este método (definir la estructura de la corteza según las anomalías isostáticas) es muy aproximado y puede conducir a errores considerables cuando no está justificado su uso.

Las anomalías isostáticas no necesariamente muestran desbalances isostáticos. Las anomalías isostáticas pueden ser originadas por cuerpos con densidades altas o bajas localizadas en la parte superior de la corteza.

En efecto la comparación de anomalía isostática (Fig. 4.24), el coeficiente aproximado de compensación isostática (Fig. 4.21) con

las gráficas de la segunda derivada vertical (Capítulo III, Fig.) pone en realidad la coincidencia de anomalías en la zona de transición entre la Planicie Costera y el Golfo de México. Esto significa que las fuertes anomalías isostáticas aquí están relacionados con cuerpos anómalos en la corteza superior.

Es interesante notar que la configuración del Moho obtenido según la hipótesis de Airy (Fig. 4.23) se aproxima en rasgos generales al modelo obtenido según la interpretación de datos sísmicos y gravimétricos (Capítulo III, Fig. B.4).

Otro punto de interés - es que los valores de la anomalía isostática son cercanos a cero y positivos tanto en el "Rio Grande Rift" (según Fig. 4.29(b)) como en la Mesa Central (según el presente trabajo).

La anomalía isostática positiva significa subcompensación. Según la interpretación común la subcompensación indica que la corteza es de un espesor menor de lo que tenía que ser para que exista una compensación completa. Es un punto más a favor de que la corteza en la Mesa Central es de espesor relativamente reducido de lo que tenía que corresponder a su elevación de 2 km.

CAPITULO V.

MAGNETOMETRIA.

INTRODUCCION.

El propósito de este capítulo es el estudio cualitativo y cuantitativo de la anomalía magnética a lo largo de la parte del transecto donde se cuenta con datos magnetométricos.

El análisis cualitativo consiste en describir el comportamiento del perfil magnético regional. Y la parte cuantitativa consiste en:

- 1) determinar la profundidad hasta el basamento magnético;
- 2) determinar la profundidad hasta el punto de Curie;
- 3) y determinar un modelo magnético para la Planicie Costera del Golfo de México donde existen anomalías muy marcadas con rumbo N-NW.

La determinación de profundidad hasta el punto de Curie para las diferentes partes del transecto nos indica indirectamente sobre el espesor de la corteza o la cercanía del manto.

Por otro lado los datos obtenidos sobre la profundidad del punto de Curie pueden ser útil para realizar comparación de la distribución de la temperatura con la profundidad para el transecto que se obtiene en el siguiente Capítulo VII.

Para alcanzar estos objetivos se utilizó análisis espectral de los datos aeromagnéticos y modelado 2-D basados en el algoritmo de Talwani (Talwani y Heirtzler, 1964).

BASE DE DATOS.

El perfil magnético total empieza al este de la SMOc en el punto de coordenadas $23^{\circ}30' N$ $105^{\circ} W$ y termina en la orilla del Golfo de México en el punto con coordenadas $23^{\circ}16' N$ $99^{\circ}W$

En la parte este de la SMOr y la Planicie Costera del Golfo de México se tomaron 3 perfiles paralelos, que son perpendiculares al rumbo NW de las anomalías.

Sus coordenadas son: perfil I - inicio $23^{\circ}19' N$ $100^{\circ}32' W$, final - $24^{\circ}59' N$ $97^{\circ}01' W$; perfil II - inicio $22^{\circ}50' N$ $100^{\circ}W$, final -

23°57 N, 97°41 W; perfil III - inicio 21°08 N 99°42 W, final - 22°22 N 97°22 W.

La altura de vuelo es 3.5 km

Se tiene la anomalía de campo magnético total. El perfil cubre la parte oriental de la SMOC, la Mesa Central, la SMOR y la Planicie Costera del Golfo de México.

Los datos magnetométricos a lo largo de nuestro transecto fueron corregidos por efectos de las variaciones diurnas, así que en el presente trabajo únicamente se procedió eliminar el campo geomagnético principal (Fig. 5.1(a), 5.2(a), 5.3(a), 5.4(a), Tabla C.2). Para ello se utilizó el campo Geomagnético Internacional de Referencia IGRF 1985-1990. El modelo requiere de las coordenadas geográficas y de la altura del punto de observación, así como de la época de observación (Tabla C.1) (Barrclough, 1987; Campos-Enriquez et al., 1991).

ANÁLISIS CUALITATIVO.

El perfil magnetométrico está orientado perpendicularmente al rumbo de las anomalías.

Al analizar cualitativamente el perfil de la anomalía magnética de campo total (Fig. 5.1(b)), podemos notar, que en su parte oeste las anomalías magnéticas son más altas que en la Mesa Central a causa de que allí afloran las ignimbritas (con espesor hasta 2 km) de la SMOC, que poseen mucho mayor susceptibilidad magnética que las rocas sedimentarias (calizas) que afloran en la Mesa Central y en la SMOR.

En la parte este de la SMOR y en la Planicie Costera se observa una fuerte anomalía local. Anomalías locales en el este de la SMOR y en la Planicie Costera (Fig. 5.2(c), 5.3(c), 5.4(c)) indican la presencia de cuerpos emplazados en la corteza superior o la elevación abrupta del basamento magnético.

ANALISIS ESPECTRAL

El análisis espectral de los datos aeromagnéticos representa un método simple, confiable y con bases matemáticas para estimar la profundidad promedio regional hasta los cuerpos magnéticos (por ejemplo hasta el basamento en las cuencas sedimentarias).

En este método la pendiente del espectro de potencia del mapa aeromagnético está relacionado con la profundidad promedio a la cima del conjunto de los cuerpos magnéticos.

Este cálculo también se puede hacer directamente a partir de datos de perfiles (Treitel et al., 1971). Es decir no es necesario trabajar con mapas magnéticos digitalizados (Spector y Grant, 1970).

El espectro de potencia también permite estimar la profundidad hasta la base de los cuerpos magnéticos.

La parte del espectro de potencia del mapa aeromagnético que corresponde a las bajas frecuencias contiene esta información (Shuey et al., 1977). Esta información no se puede obtener mediante el análisis aislado de cada una de las anomalías del mapa.

A una misma anomalía magnética dada se puede ajustar una serie sin fin de las prismas verticales y que varían del estrato delgado hasta el prisma sin fondo.

Por consiguiente, es imposible determinar la profundidad hasta el fondo de basamento ajustando un prisma vertical a la anomalía.

La anomalía magnética tiene una parte negativa y positiva (el valor promedio de la anomalía es zero). La parte positiva de la anomalía contiene la información sobre la profundidad así como sobre las dimensiones horizontales de la cima del cuerpo magnetizado. La mayor parte de la información sobre el fondo del cuerpo está en la parte negativa de la anomalía, que es relativamente pequeña pero se distribuye sobre un área mayor. Considerando que las anomalías se traslapan y las anomalías pequeñas pueden enmascarse por las mayores, la parte negativa de las anomalías individuales es raramente estudiada.

Pero de todos modos las partes negativas de las anomalías están incluidas en el espectro de potencia. Su contribución es más grande en las bajas frecuencias porque son de mayor extensión que las

partes positivas de las anomalías.

SUPOSICIONES Y RESULTADOS.

1. Para cada área del perfil magnético (SMOc, Mesa Central, SMOr y Planicie Costera) asumimos tentativamente que en general el fondo magnético coincide con la isoterma de Curie. (El caso alterno sería cuando el fondo magnético representa una interfase litológica). Por consiguiente, la determinación de la profundidad hasta la base magnética es equivalente a la determinación del gradiente geotérmico promedio.

2. Las anomalías residuales fueron interpolados para obtener 2^m datos igualmente espaciados basados en una interpolación con funciones tipo spline (Campos-Enriquez et al., 1983).

El espectro de potencia (Fig. 5.1(d), 5.2(d), 5.3(d)) fue obtenido con el método de transformada rápida de Fourier (FFT).

3. En lugar de indicar el error asociado con cada estimación de h y de U_{max} , representaremos varias estimaciones de la profundidad de Curie para el perfil total, basadas sobre tres valores diferentes de la profundidad estimada hasta la cima del conjunto magnético (Fig. 5.1(d)).

4. En el caso del perfil magnético total con el presente método solo se pudo obtener la profundidad promedio hasta la cima del basamento magnético. Por esta razón las ondulaciones de la superficie del basamento que tienen periodos iguales o menores que la longitud del perfil no pueden ser detectados.

Es posible resolver en parte este problema dividiendo el perfil principal en varios segmentos. Pero hay que tener siempre en mente:

- 1) que se debe tener suficientemente muestras de tal manera, que el espectro resultante sea estadísticamente significativo;
- 2) que los perfiles obtenidos de la división deben tener longitudes no menores a $2\pi Z_F$ (donde Z_F - profundidad hasta el fondo magnético).

Debido a la naturaleza del perfil magnético, no se pudo dividirlo en segmentos correspondientes a las provincias geológicas intersectadas, por las siguientes razones:

- 1) el perfil no cubre toda la SMOC,
- 2) ausencia del relieve magnético en la Mesa Central.

Por esa razón de todo el perfil magnético original, para el análisis espectral se tomaron solamente los datos correspondientes a la Mesa Central y SMOR.

A continuación se analizan los resultados de las determinaciones de la profundidad hasta el punto de Curie y se realiza un análisis de correlación con la geología regional y con las mediciones de flujo de calor así como la estructura sísmica.

Para el perfil completo la estimación del punto de Curie fue hecha para el intervalo entre el punto 17 (160 km desde inicio) y el punto 58 (570 km). Esta área comprende la Mesa Central y la SMOR. Se estima que la profundidad al punto de Curie se encuentra entre 23.5 km y 28.5 km. Considerando que la temperatura de Curie para las rocas de la corteza inferior - manto superior es 520-560 °C (Shuey et al., 1977), esto corresponde aproximadamente a la distribución de la temperatura con la profundidad obtenida en el Capítulo VI - (Fig. 6.24).

La profundidad de punto de Curie obtenido para la parte este de la SMOR y de la Planicie Costera del Golfo de México es entre 28 km (perfil I) y 36 km (perfil II), que también corresponde aproximadamente con los resultados representados en la Fig. 6.24.

La localización más somera de punto de Curie en la Mesa Central y en la SMOR que en la Planicie Costera del Golfo de México se explica por la contribución de la Mesa Central. En la Mesa Central el flujo de calor observado es más alto que en la Planicie Costera.

Los datos sísmicos (Fix, 1975) indican la presencia de fusión parcial en el manto superior bajo la Mesa Central. La interpretación de datos magnetotélúricos (comunicación personal de Sanchez-Castellano y Alday-Cruz) permiten inferir conductividades más altas en la corteza inferior y en el manto superior bajo la Mesa Central que en la SMOC y SMOR, lo cual se puede explicar por

temperaturas elevados en el manto.

De tal modo se puede inferir que en la Mesa Central el punto de Curie está en la corteza media y en la SMOr está localizado en la corteza inferior en tanto que en la Planicie Costera éste se localiza en el manto superior.

La isoterma de Curie normalmente se ubica dentro del manto superior por debajo de los continentes excepto en regiones de alto flujo térmico tales como áreas de actividad volcánica reciente y de tectónica extensional donde una fuerte magnetización está restringida a la corteza superior. La Mesa Central posee evidencias de extensión (Capítulo VII). Esto puede ser la razón que el punto de Curie aquí sea más somero que en la Planicie Costera del Golfo de México.

Se observa la siguiente correlación:

- 1) Los valores de alto flujo de calor corresponden con profundidades más someras del punto de Curie.
- 2) Las zonas con una isoterna de Curie somera coinciden con zonas de baja velocidad de ondas sísmicas (P_n) (Mesa Central).

MODELADO 2-D

Finalmente se procedió a realizar una interpretación cuantitativa, basada en un modelado 2-D, del perfil aeromagnético (perfil III) que pasa por la parte este de la SMOr, Planicie Costera y parte del Golfo de México. Para ello se empleó el algoritmo de Talwani y Heirtzler (1964).

Este algoritmo proporciona el efecto magnético producido por un cuerpo bi-dimensional con una sección transversal de forma cualquiera (aproximada por un polígono irregular).

A pesar de que la suposición de un cuerpo de dos dimensiones implica algunos errores en la solución, éste método proporciona una primera aproximación, que a veces es suficiente (como en nuestro caso).

La utilización de modelado en 2-D se justifica ya que las anomalías presentan aproximadamente un patrón NW-SE (es decir

perpendicular a la dirección SW-NE del perfil aeromagnético).

Los resultados de esta interpretación están representados en la Fig. 5.5. Las causas de anomalías magnéticas en la Planicie Costera (perfil I y perfil II) y en la zona de transición con el Golfo de México (perfil III) pueden ser:

- 1) una elevación de basamento magnético o
- 2) una serie de intrusiones en esta zona.

Es interesante notar que en las localizaciones de anomalías de la segunda derivada vertical de anomalía gravimétrica (Capítulo III - Fig. 3.9) coincide con las anomalías locales magnetométricas. En el Capítulo I se menciona que las perforaciones en la Planicie Costera del Golfo de México cortan las intrusiones Permo-Triásicas. Y que por otra parte a partir de Calloviano se desarrolló en la parte occidental de la llanura costera una serie de altos del basamento y de rocas antiguas.

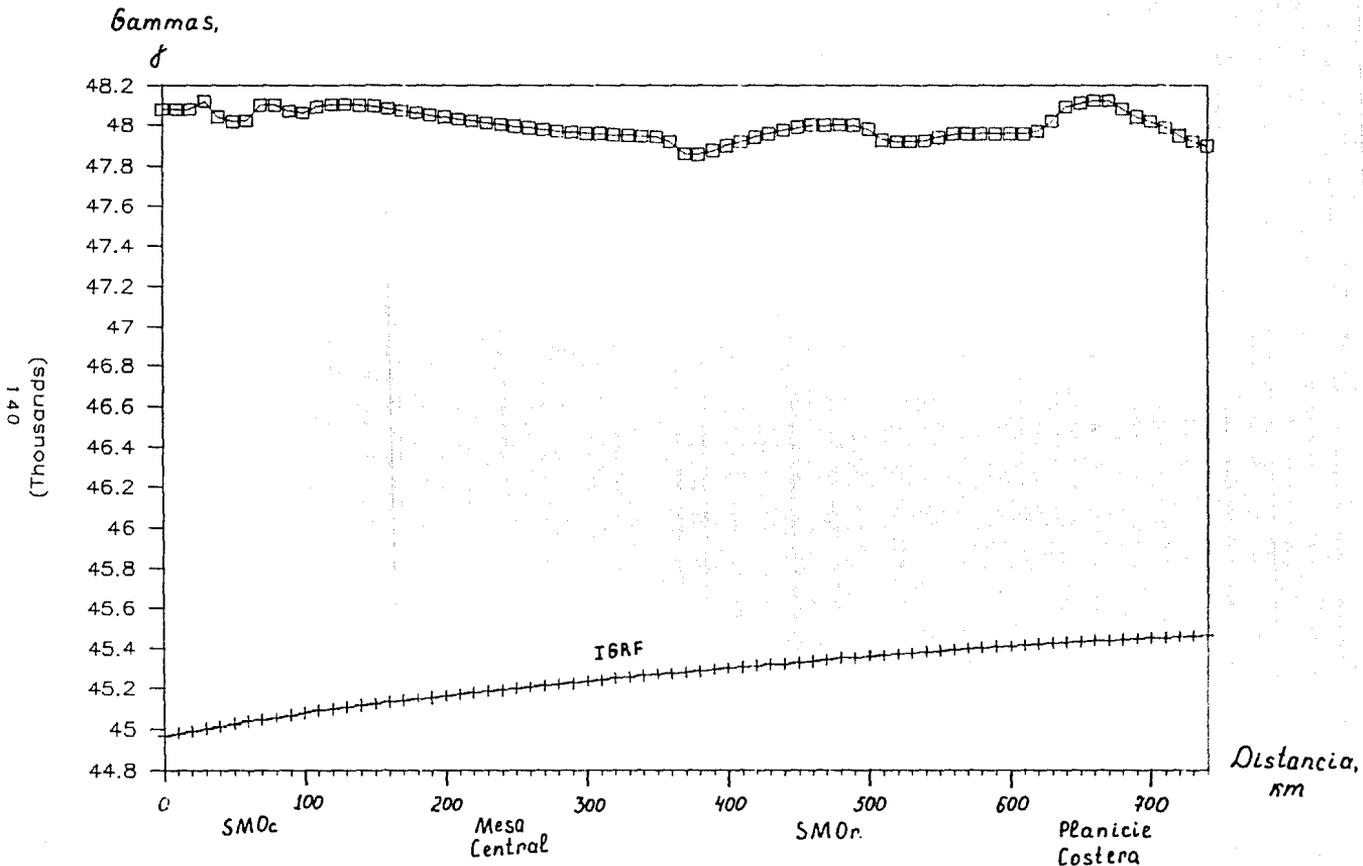


Fig. 5.1(a). Datos magnetométricos medidos a lo largo del perfil total (□□□) y campo geomagnético de referencia (IGRF) para año 1987 (++++).

Gamma_s.

δ

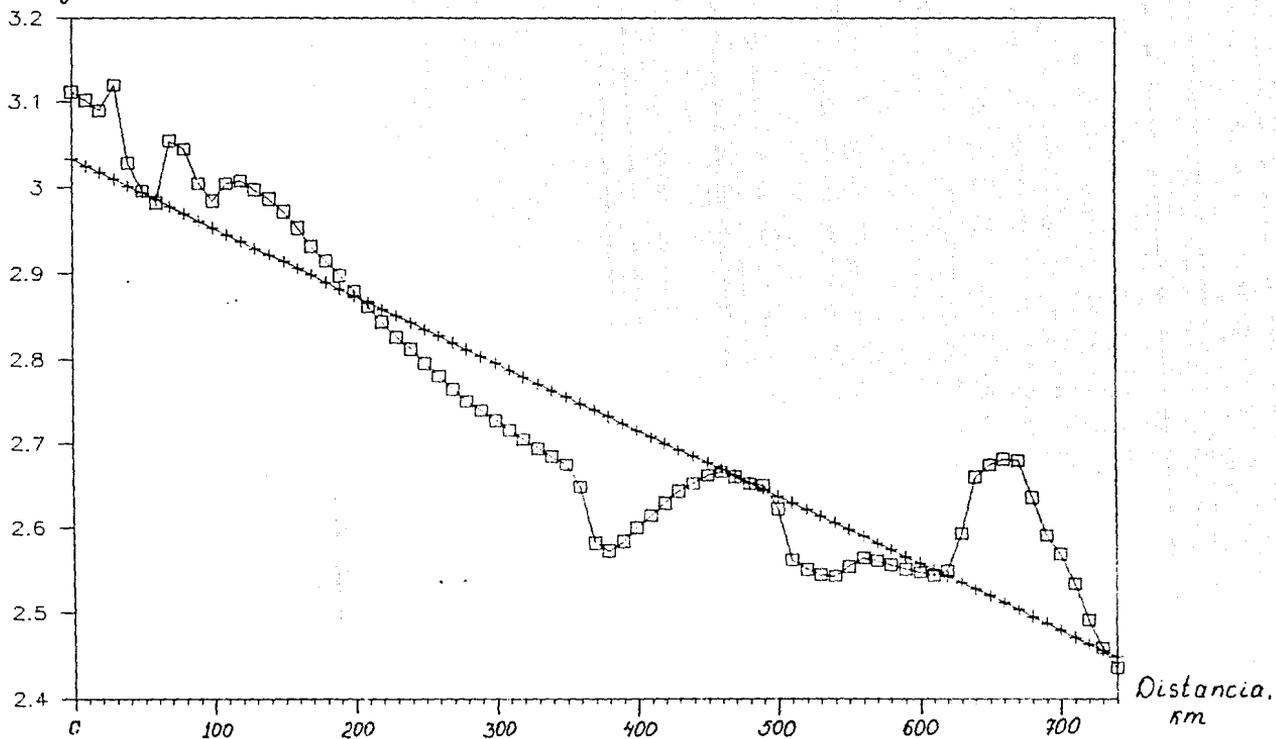


Fig. 5.1(b). Anomalia magnética a lo largo del perfil total (diferencia entre valores del campo medido y del IGRF) - (□-□-□) y componente regional de la anomalia, calculada por mínimos cuadrados (++++).

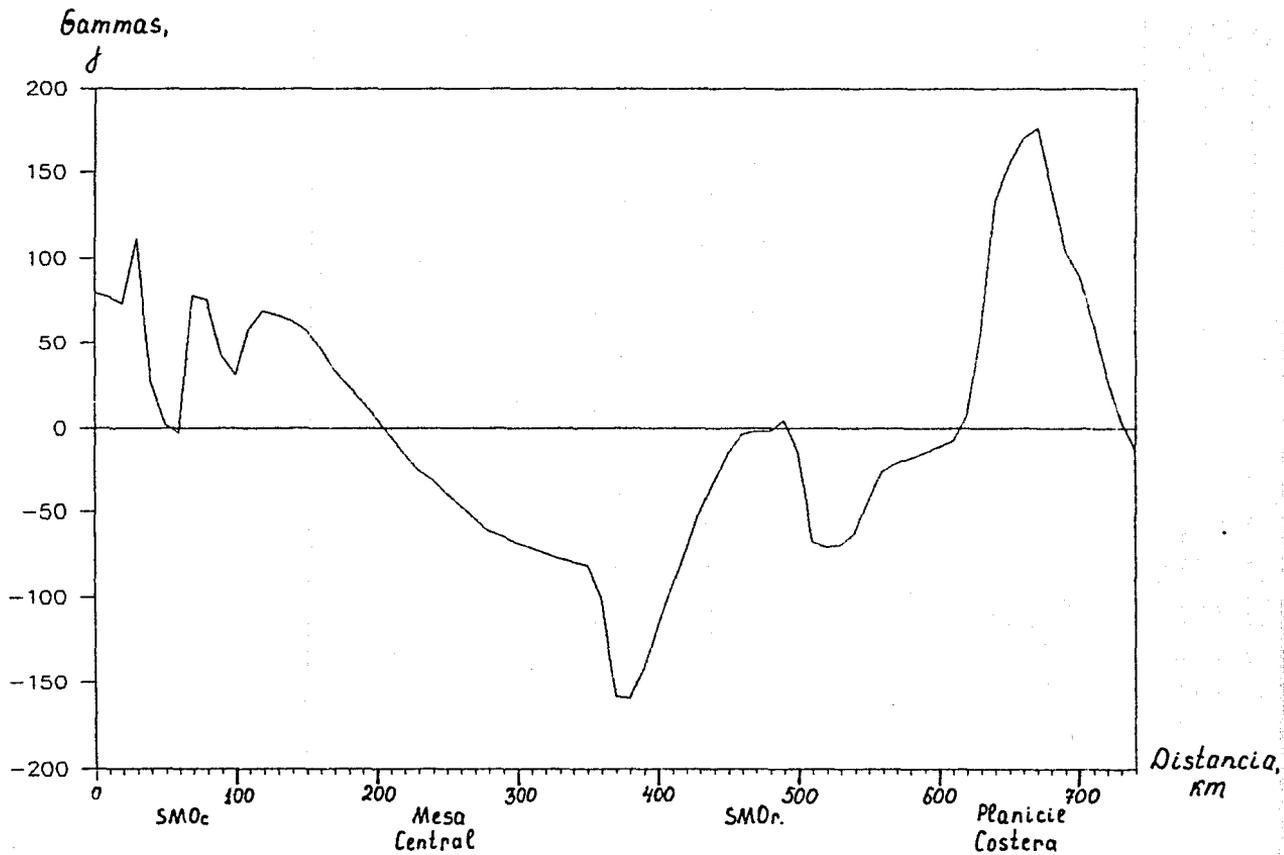


Fig. 5.1(c). La anomalía magnética residual a lo largo del perfil total (diferencia entre la anomalía magnética y su componente regional).

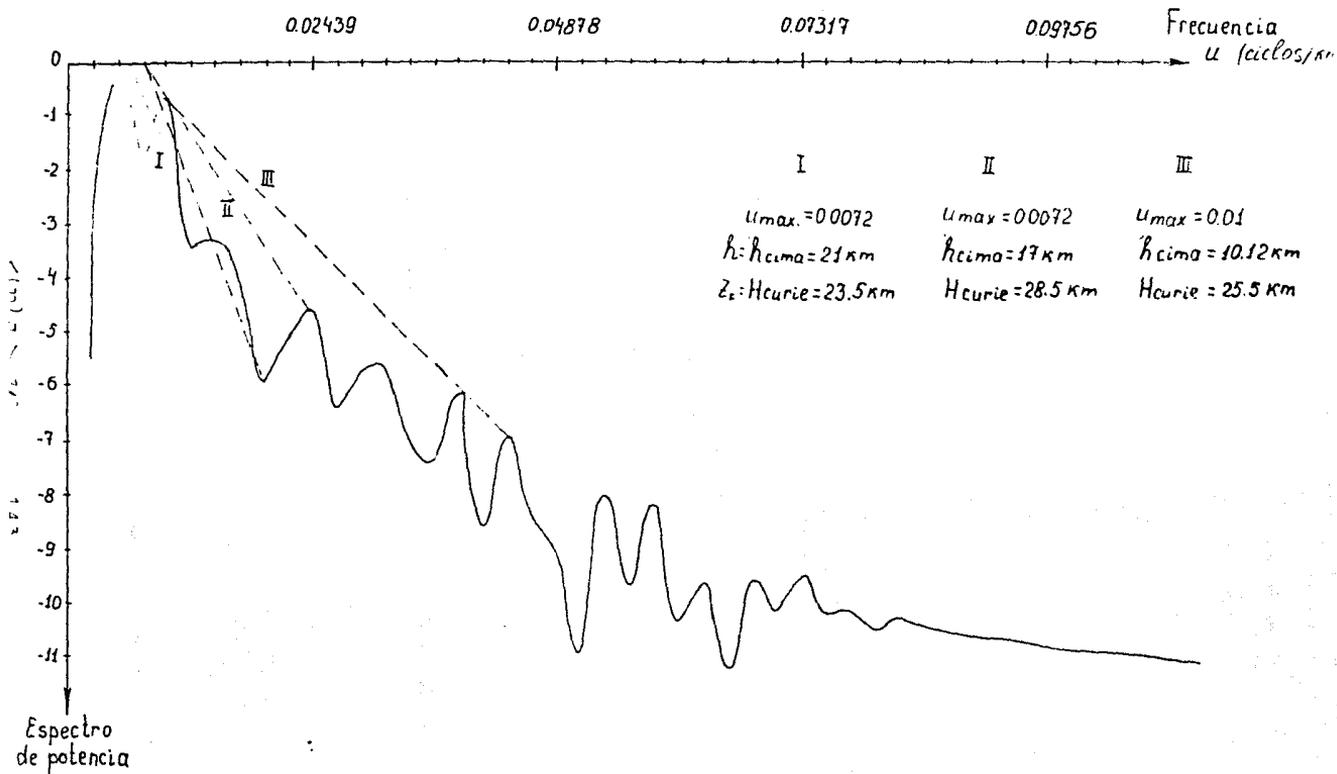


Fig. 5.1(d). Espectro de potencia del perfil total, frecuencia del máximo. Profundidad hasta el basamento magnético. Profundidad hasta el punto de Curie.

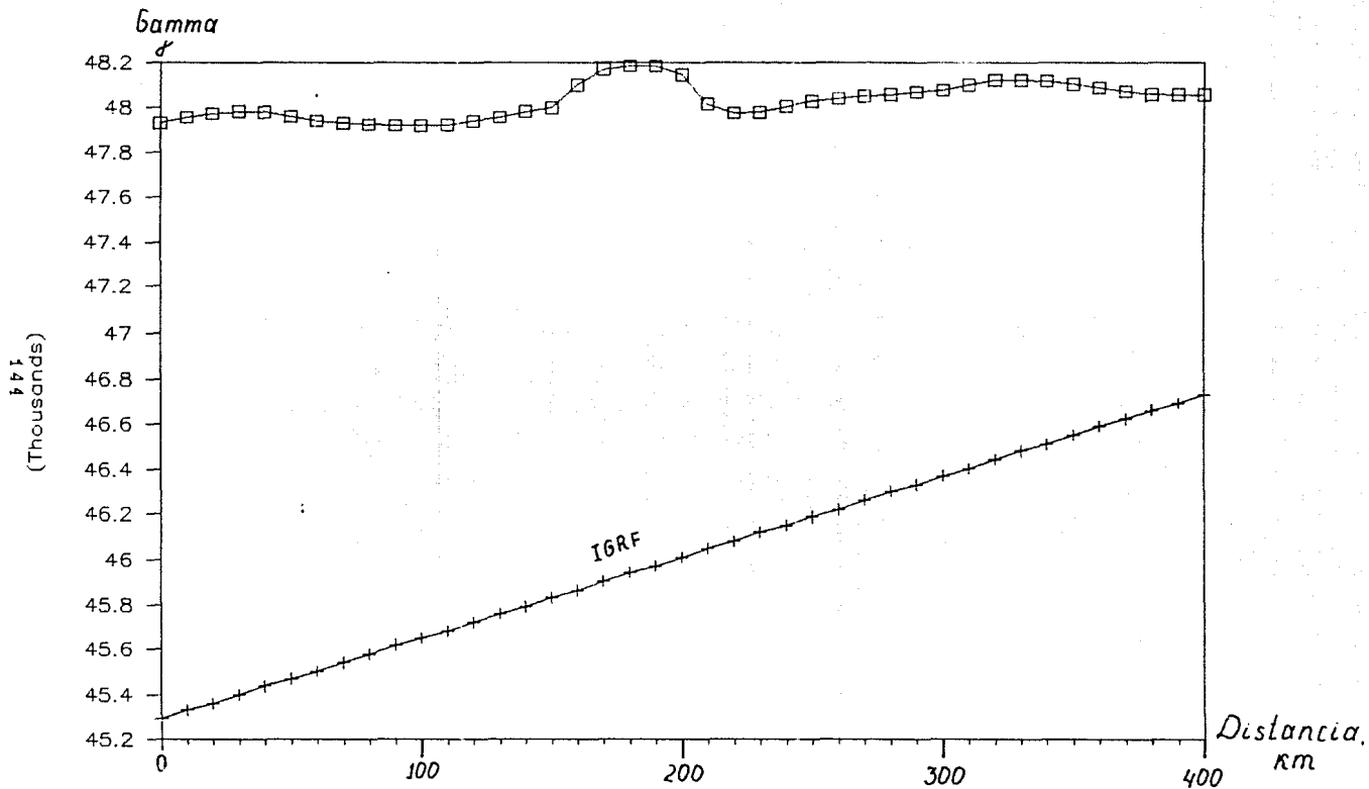


Fig. 5.2(a). Datos magnetométricos medidos a lo largo del perfil I (□□□) y campo geomagnético de referencia (IGRF) para año 1987 (++++).

gammas.

δ

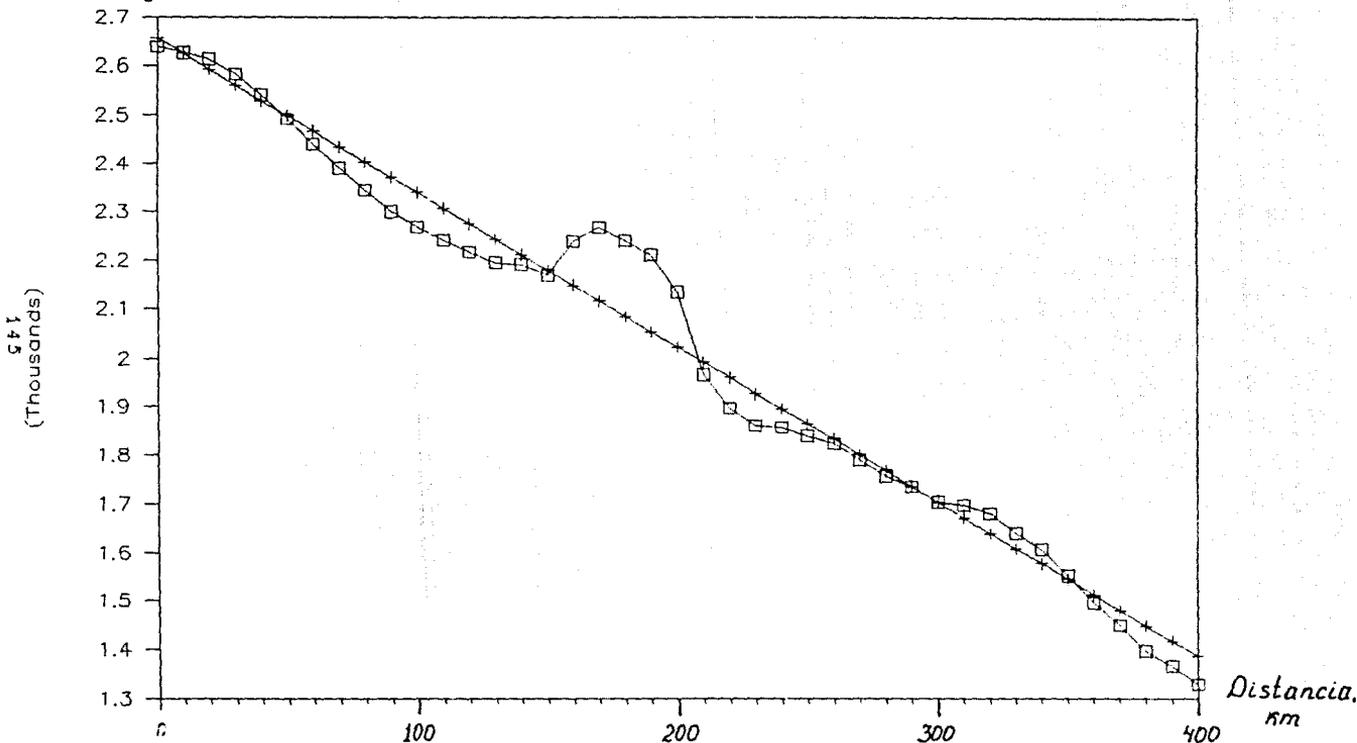


Fig. 5.2(b). Anomalia magnética a lo largo del perfil I (diferencia entre valores del campo medido y del IGRF) - (□□□□) y componente regional de la anomalia, calculada por mínimos cuadrados (+++).

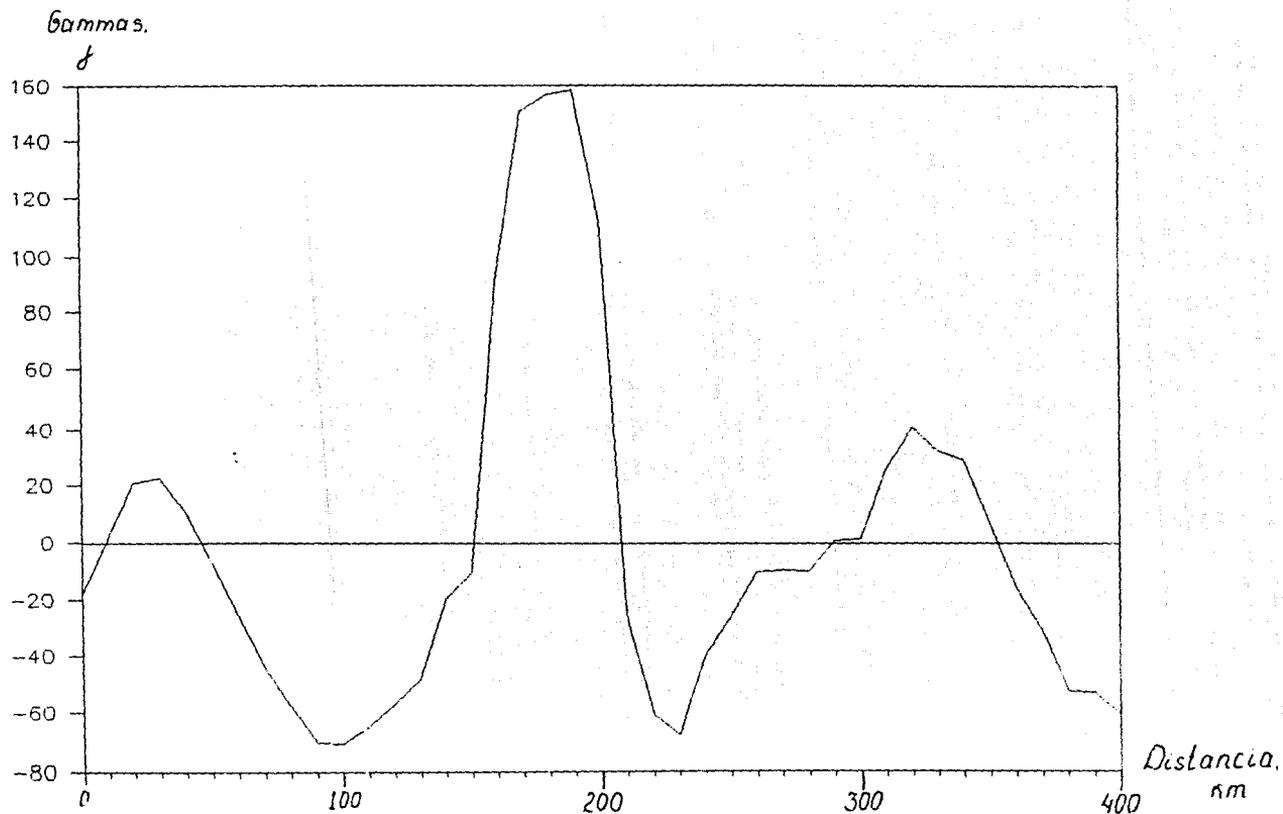


Fig. 5.2(c). La anomalía magnética residual a lo largo del perfil I (diferencia entre la anomalía magnética y su componente regional).

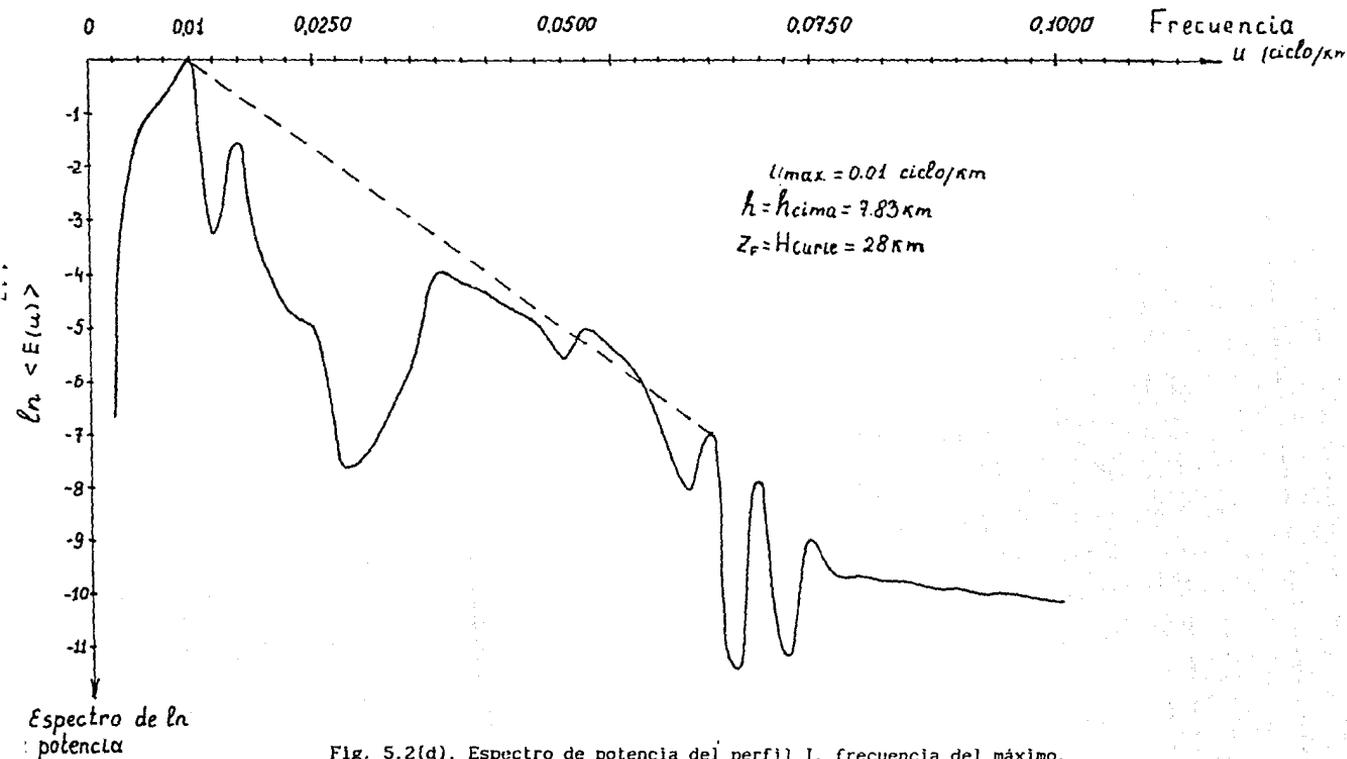


Fig. 5.2(d). Espectro de potencia del perfil I, frecuencia del máximo. Profundidad hasta el basamento magnético. Profundidad hasta el punto de Curie.

Gamma_s
f

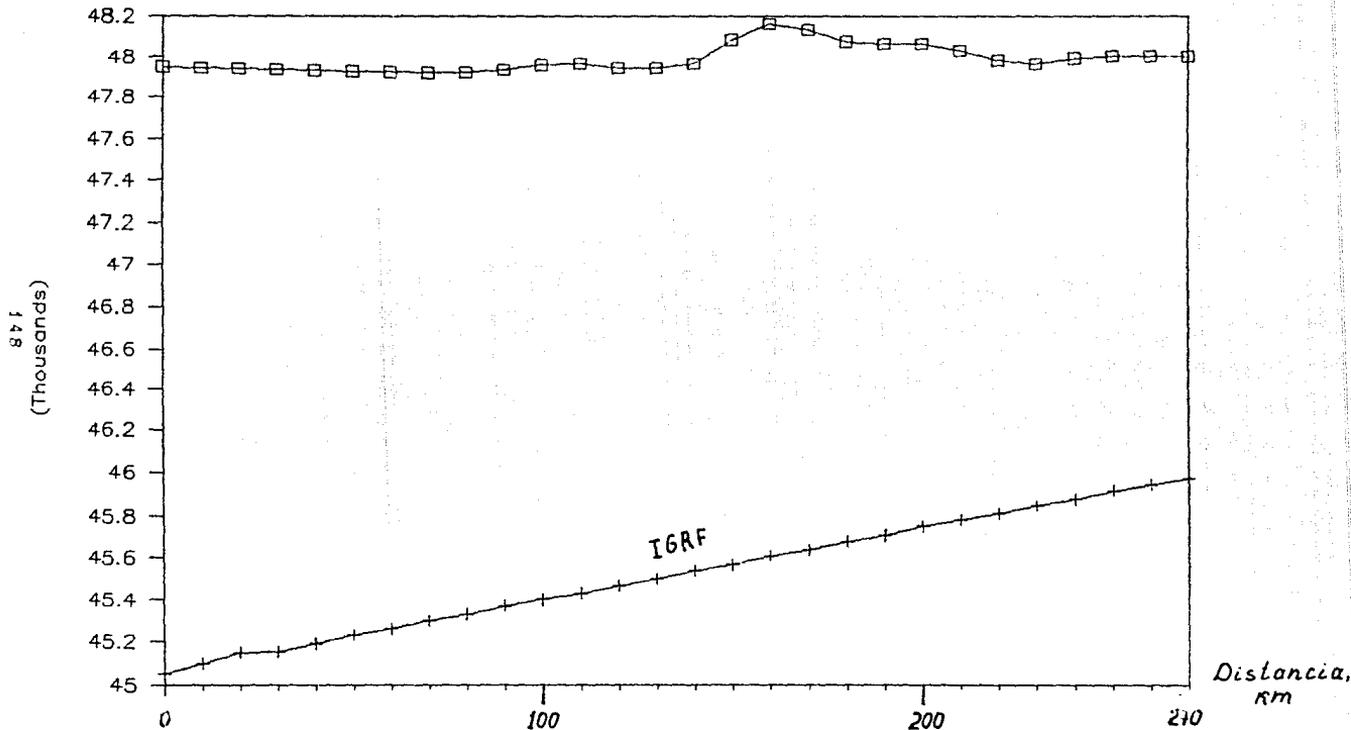


Fig. 5.3(a). Datos magnetométricos medidos a lo largo del perfil II (□□□) y campo geomagnético de referencia (IGRF) para año 1987 (++++).

Gamma_s

δ

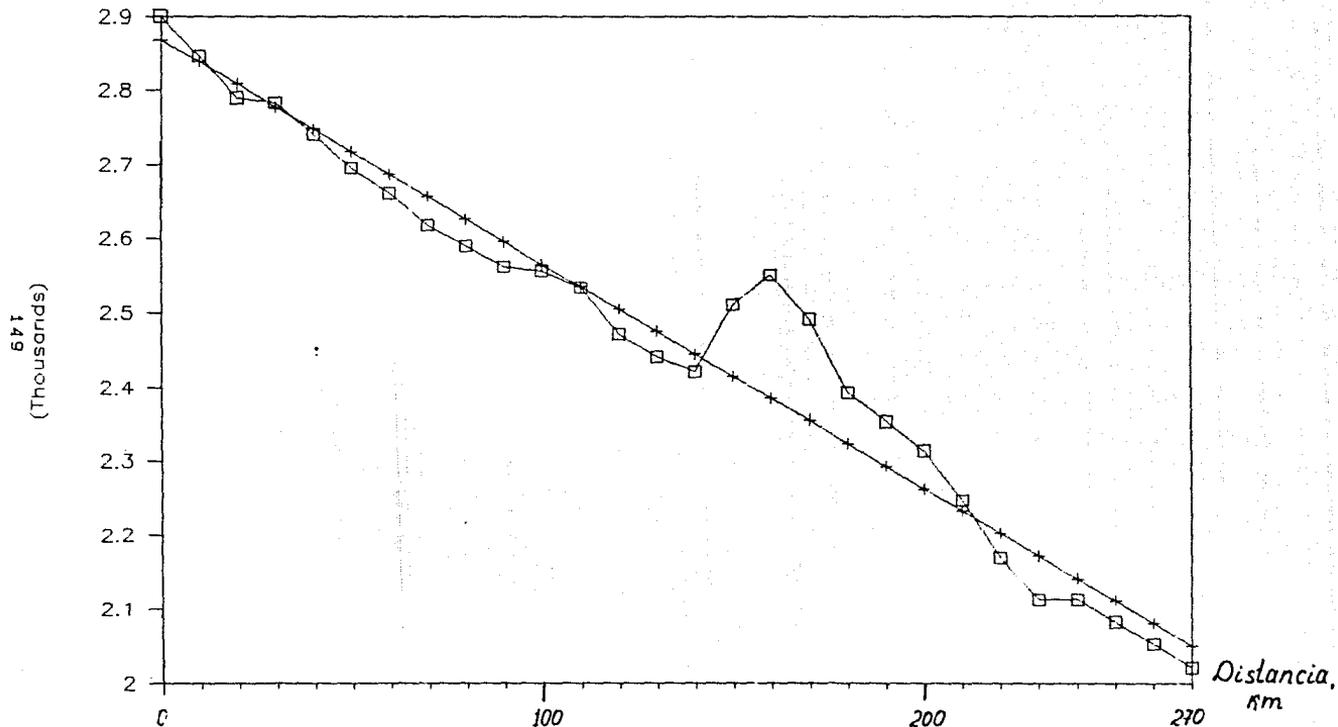


Fig. 5.3(b). Anomalia magnética a lo largo del perfil II (diferencia entre valores del campo medido y del IGRF) - (□□□□) y componente regional de la anomalia, calculada por minimos cuadrados (++++).

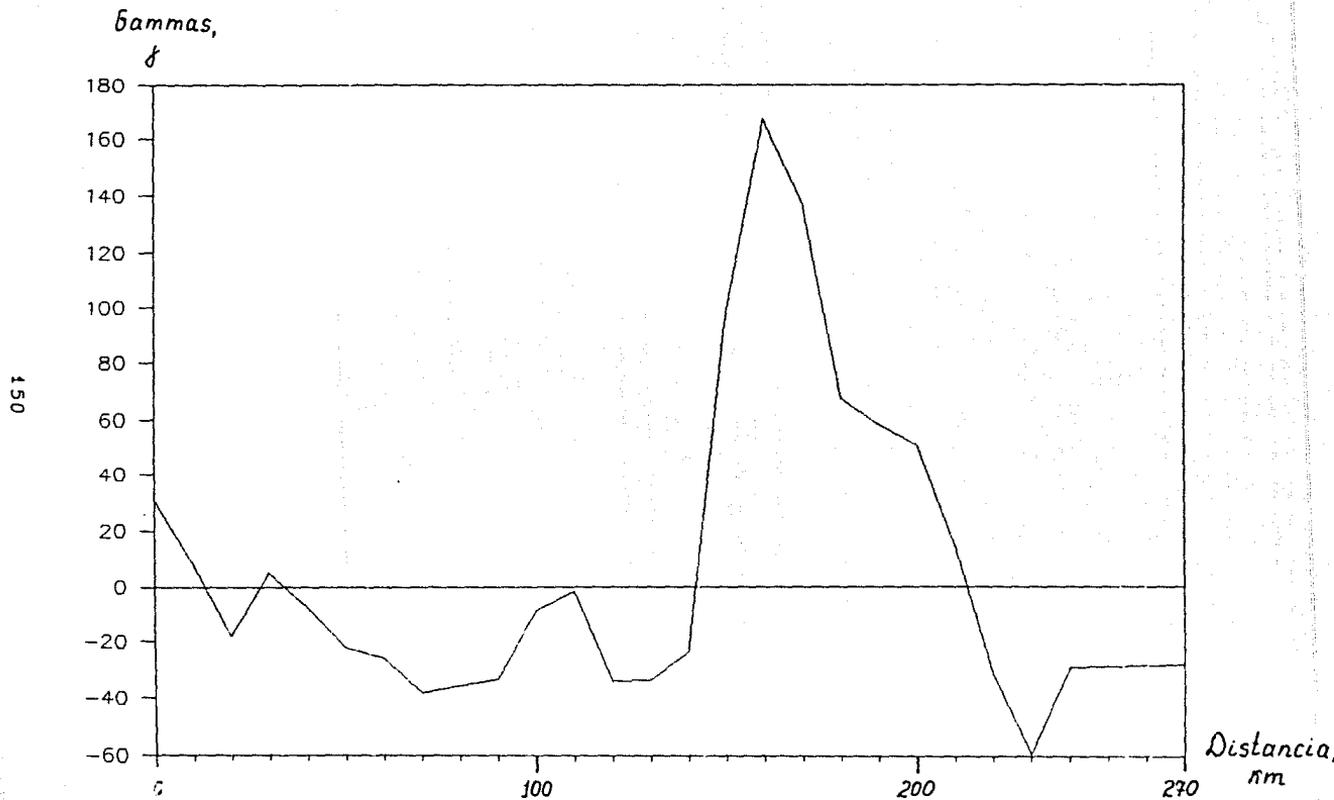


Fig. 5.3(c). La anomalía magnética residual a lo largo del perfil II
(diferencia entre la anomalía magnética y su componente regional).

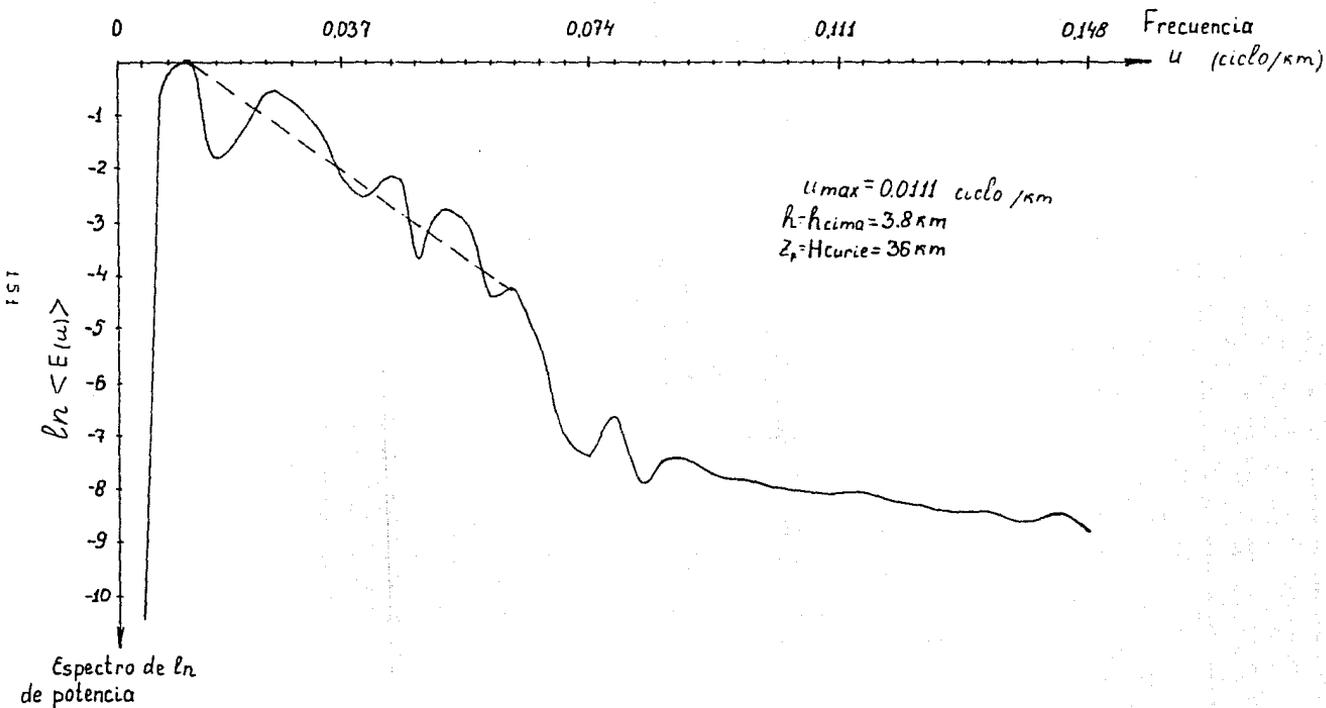


Fig. 5.3(d). Espectro de potencia del perfil II, frecuencia del máximo. Profundidad hasta el basamento magnético. Profundidad hasta el punto de Curie.

Gammas,
 δ

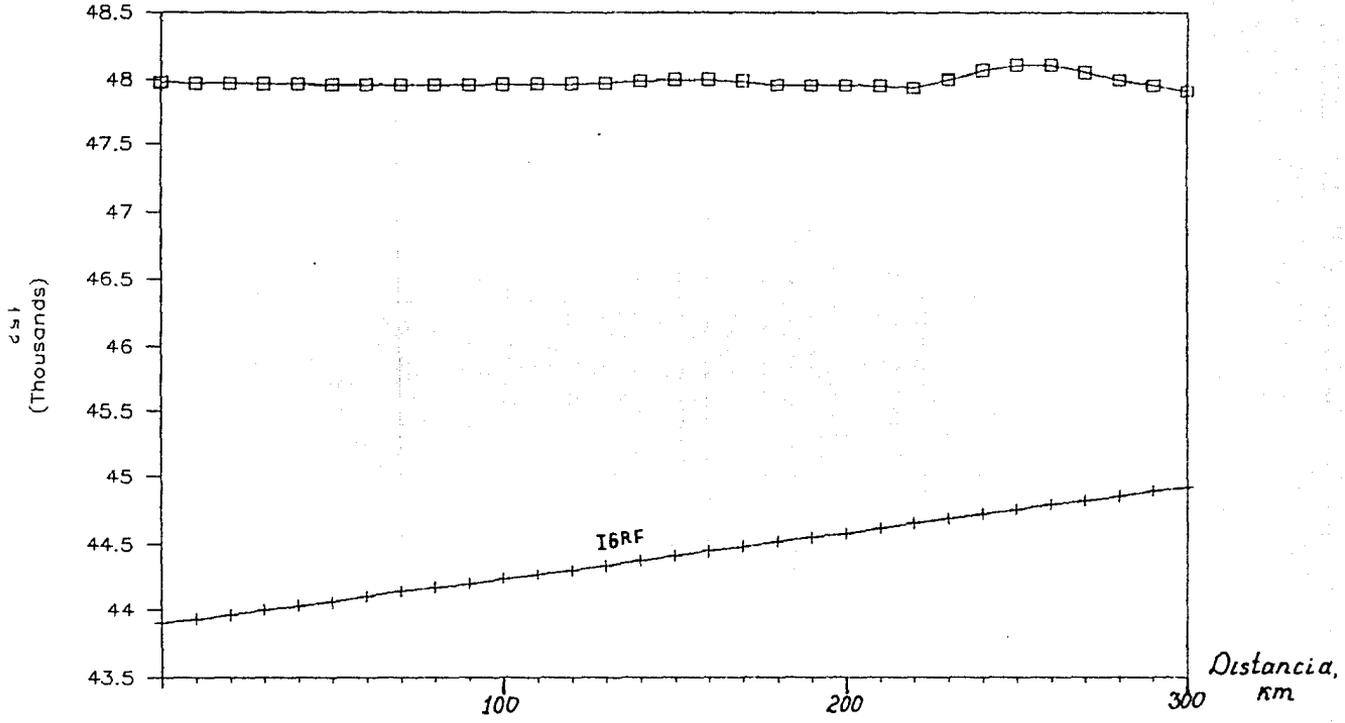


Fig. 5.4(a). Datos magnetométricos medidos a lo largo del perfil III (□□□) y campo geomagnético de referencia (IGRF) para año 1987 (++++).

*Gammas,
 δ*

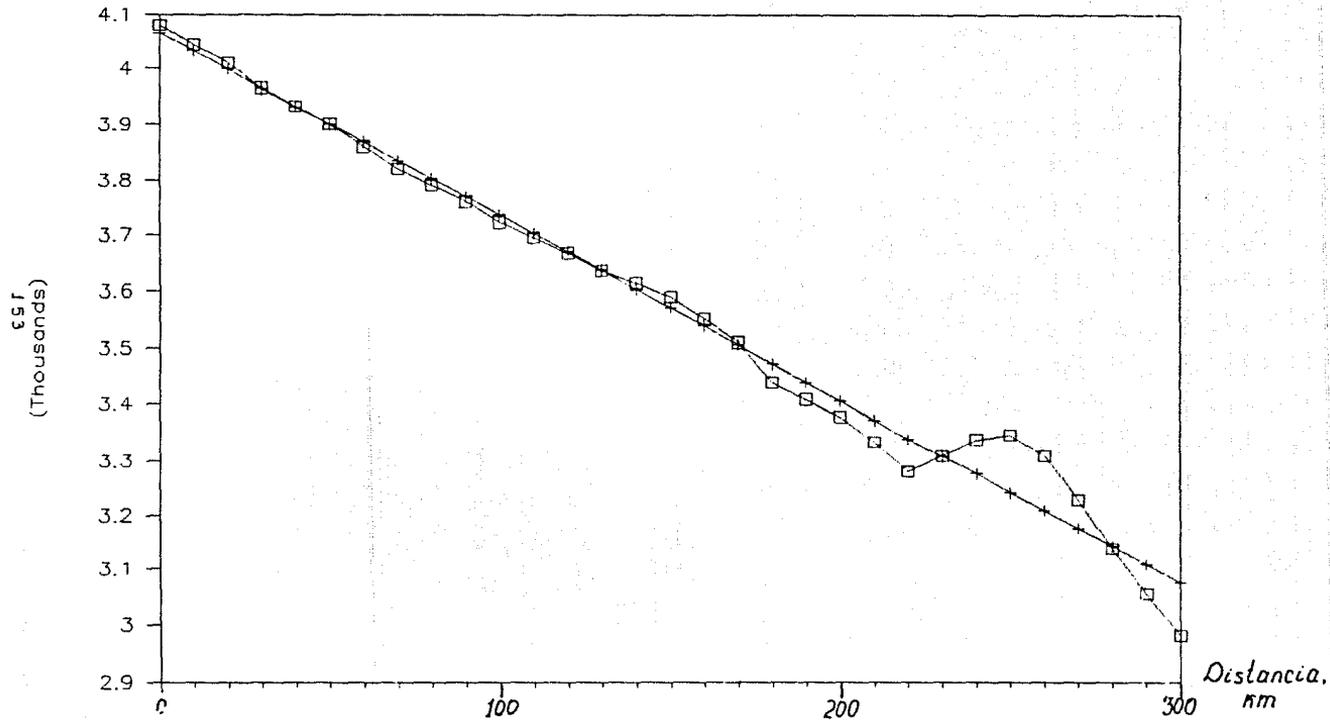


Fig. 5.4(b). Anomalia magnética a lo largo del perfil III (diferencia entre valores del campo medido y del IGRF) - (□□□□) y componente regional de la anomalia, calculada por mínimos cuadrados (++++).

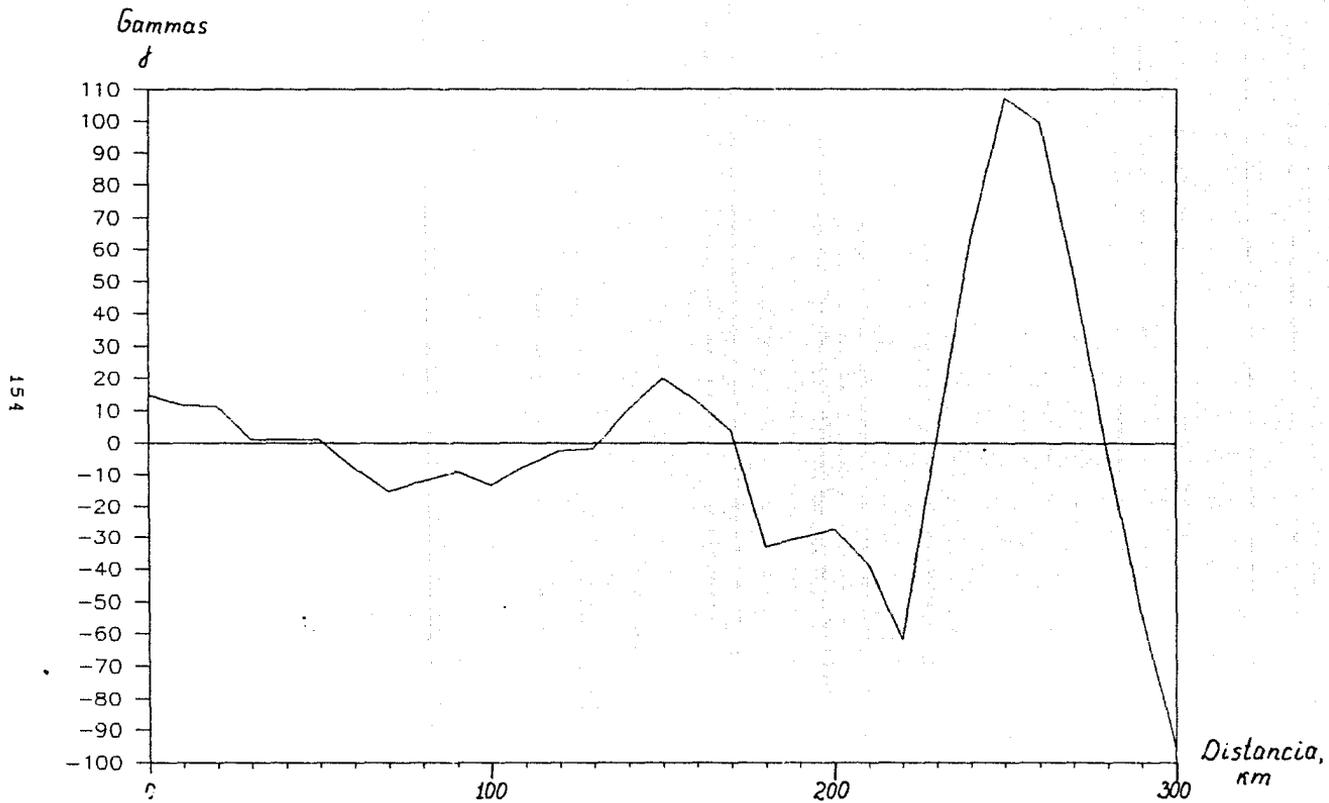


Fig. 5.4(c). La anomalía magnética residual a lo largo del perfil III (diferencia entre la anomalía magnética y su componente regional).

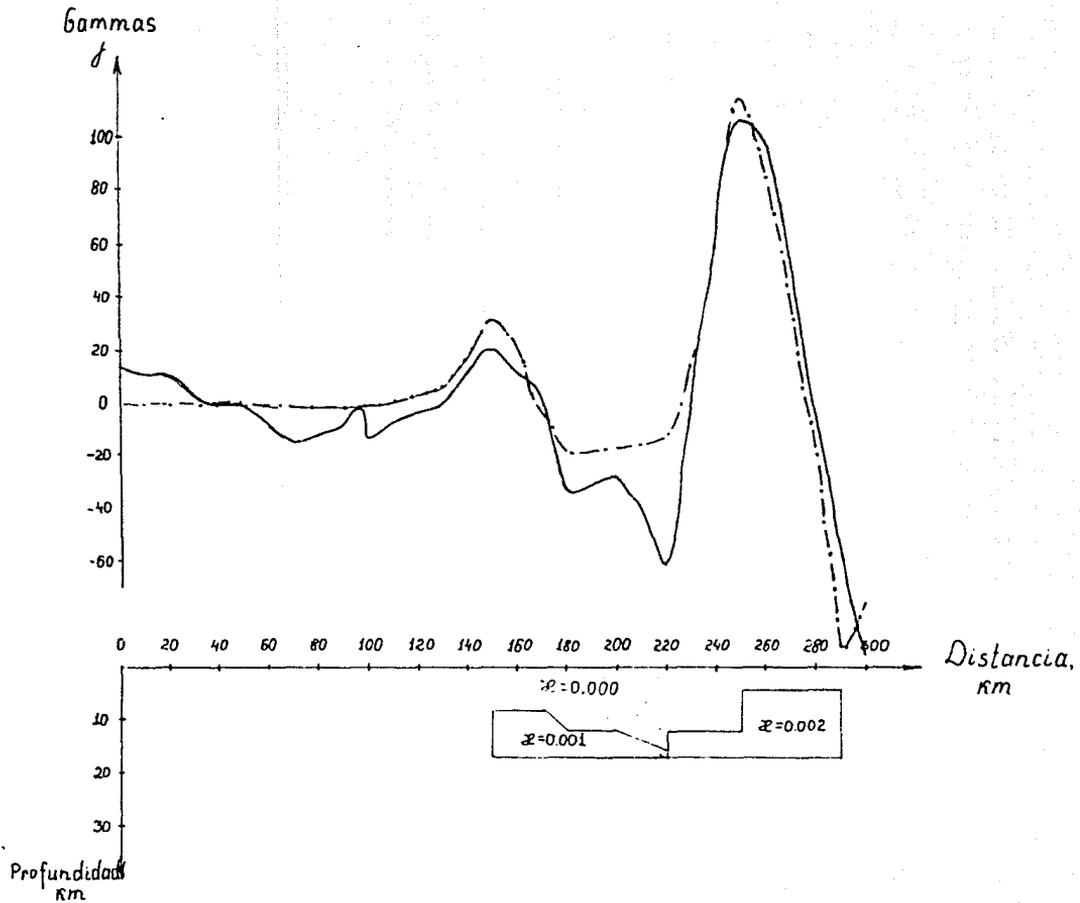


Fig. 5.5. Modelo magnético para el perfil III.

CAPITULO VI.

FLUJO DE CALOR.

INTRODUCCION.

OBJETIVOS.

El estudio de los procesos térmicos de la Tierra revisten una importancia muy singular en geofísica. Por ejemplo, el calor interviene en todas las teorías sobre el origen y desarrollo de la Tierra.

Los objetivos del estudio del flujo de calor a lo largo de nuestro transecto son los siguientes:

- 1) investigar la naturaleza térmica de las principales provincias geológicas que atraviesa el transecto y su relación con la actividad tectónica;
- 2) determinar el espesor de la litósfera térmica a partir de los datos de flujo de calor;
- 3) determinar la distribución de la temperatura con la profundidad.

BANCO DE DATOS.

En este trabajo se hizo uso de los datos de flujo de calor que a continuación se citan:

Baja California - Lawer y Williams (1979);
Golfo de California - Von Herzen (1963), Lawer y Williams (1979);
Planicie Costera del Golfo de California - Smith et al.(1979);
Sierra Madre Occidental - Smith et al.(1979), Ziagos et al.(1985);
Mesa Central - Smith et al.(1979), Ziagos et al.(1985);
Sierra Madre Oriental - Smith et al.(1979), Ziagos et al.(1985);
Golfo de México - Epp et al. (1970).

Las determinaciones de flujo térmico reportados en estos trabajos fueron hechas en pozos exploratorios o en minas.

Al principio de este capítulo se hace un resumen de las características del flujo de calor para cada provincia geológica a lo largo del transecto.

La siguiente etapa es el cálculo de la producción de calor cortical a lo largo del transecto utilizando la dependencia velocidad sísmica - producción de calor para las rocas cristalinas y tipo de las rocas para los sedimentos.

Esto nos permite determinar dos componentes del flujo de calor medido en la superficie: flujo de origen cortical y mántico.

Posteriormente estas dos componentes se relacionan con la edad térmica (último evento tectónico o geológico ígneo) para cada provincia geológica y se verifica la coherencia de los valores obtenidos.

Finalmente se hace un modelo bidimensional - la distribución de la temperatura con la profundidad a lo largo del transecto.

Con el objetivo de elaborar un perfil únicamente, se consideraron aquellas determinaciones de flujo de calor comprendidos en una franja de 100 km de ancho centrada en el Trópico de Cáncer de 92° N hasta 110° N. Los valores de flujo de calor determinados en estas localidades fueron proyectados al transecto (Fig. 6.1). Este perfil tiene las mismas características descritas por Smith et al. (1979). Se le puede considerar como representativo del norte de México.

A continuación se presenta un resumen de las características del flujo de calor de los diferentes provincias geológicas a lo largo del transecto.

PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA.

Esta área está caracterizada por un flujo de calor de bajo a normal con relación a los valores observadas en la parte continental (SMOc) según Lee et al. (1975) (Fig. D.2.a). Pero como este autor representa nada más dos medidas para toda la península hay que tomar con mucha desconfianza esta confirmación.

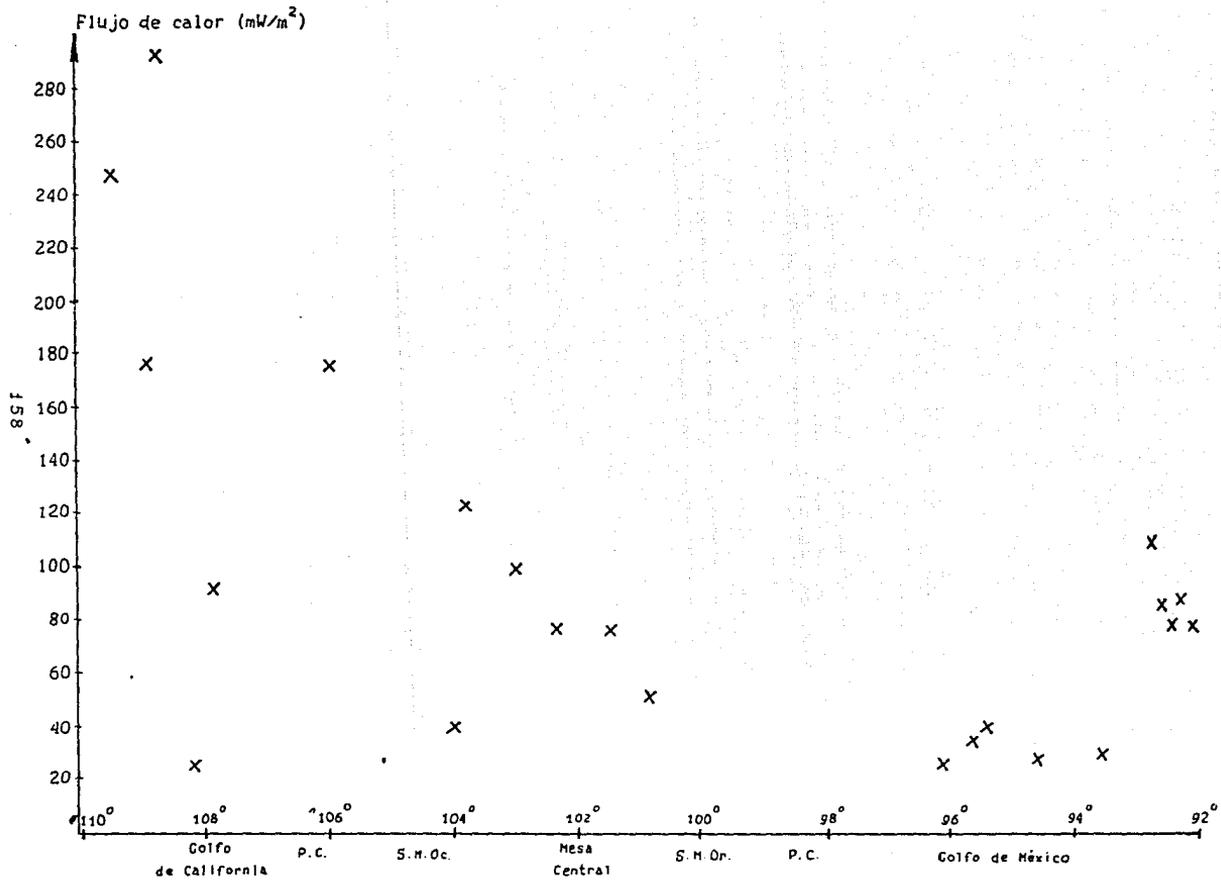


Fig. 6.1. Flujo de calor a lo largo del transecto. Se proyectaron valores que estaban comprendidos en una franja de 100 km centrada en el Trópico de Cáncer.

Según Lee et al. (1975) el origen de bajo flujo de calor aquí podría estar relacionado:

- 1) con una concentración "pre-rift" de exceso de calor al Este del Golfo de California. Esto es consistente con el desarrollo de extensión tectónica durante el Cenozoico en la provincia fisiográfica del "Basin and Range" en México (Smith, 1974).
- 2) otra causa posible - es la absorción de calor por las raíces de los batolitos peninsulares así como una generación más baja de calor de origen radioactivo (Crough et al., 1977).

GOLFO DE CALIFORNIA.

El flujo de calor en el Golfo presenta valores varias veces más grande que el promedio mundial oceánico (1.2-1.4 HFU*) y varía entre 0.62 HFU y 6.15 HFU. El promedio es 3.12 HFU (Von Herzen, 1963) (Fig. D.1 y Tabla D.1.a).

Dataciones hechas con la técnica del carbono 14 indican que la velocidad de sedimentación es 2 ordenes de magnitud (~100 veces) más alta que la velocidad normal para un fondo oceánico profundo (Von Herzen, 1963). Existen dos posibles consecuencias de tan alta velocidad de sedimentación sobre el flujo de calor:

- 1) El flujo de calor se vería disminuido debido a que parte del calor se usa para elevar la temperatura de los sedimentos depositados rápidamente.
- 2) El flujo de calor aumenta como resultado de las reacciones exógenas en los sedimentos. Pero los estudios indican que la oxidación del carbón no es una fuente importante de calor aquí. Según Buntebarth (1984) los altos valores de flujo de calor en el océano se deben significativamente a la circulación hidrotermal en la corteza oceánica joven.

* 1HFU=1 μ cal/cm²s=41.8 mW/m²

*1HGU=10⁻¹³cal/cm³s =0.42 μ W/m³

La contribución de la producción radioactiva al flujo de calor en los océanos es mínima, porque el estrato basáltico de la corteza oceánica con un espesor promedio de ≈ 5 km no contiene grandes concentraciones de uranio, torio y potasio (es de composición básica a máfica).

El flujo de calor oceánico está sustancialmente influenciado por la formación de corteza. El flujo de calor es mayor cerca de los centros de expansión oceánica. Perpendicularmente a la dorsal el flujo de calor decrece exponencialmente. El hecho de que el Golfo de California fue formado mediante la acción de fuerzas tensionales sugiere la existencia de corrientes convectivas en el manto. Los altos valores de flujo de calor observados en el Golfo parecen confirmar esta hipótesis.

PARTE CONTINENTAL DEL NORTE DE MEXICO.

El flujo de calor promedio en la Mesa Central, SMOC, SMOr (norte) es más alto que el promedio continental (60 mW/m^2) (Ziagos et al., 1985).

En la parte continental del norte de México existen dos áreas donde el flujo de calor presenta un comportamiento bien definido. En cada una de estas dos áreas el flujo de calor tiende a disminuir hacia el este. La primer área comprende a la Planicie Costera del Golfo de California y a la SMOC, en tanto que la segunda comprende la Mesa Central y a la SMOr. (Fig. 6.2)

La primer área está influenciada tentativamente por los procesos térmicos de la zona de expansión del Golfo de California. La tasa de disminución del flujo de calor es $3 \text{ HFU}/1000 \text{ km}$.

En el segundo conjunto, el valor inicial (al oeste de la Mesa Central) presenta una diferencia notable ($\approx 1.4 \text{ HFU}$ más alto) con el último valor del primer conjunto (al este de la SMOC). Los datos decrecen hacia el este con una tasa aproximada de $4 \text{ HFU}/1000 \text{ km}$.

A pesar de que en ambas zonas el flujo de calor superficial disminuye hacia el este, la abundancia de elementos radioactivos - generadores de calor aumenta primero hasta el borde oriental de la

SMOc, abruptamente decrece en la Mesa Central, para despues aumentar de nuevo hacia la SMOr (Fig. 6.3).

La taza de aumento de la producci3n de calor de origen radioactivo se incrementa ≈ 20 HGU/1000 km en cada una de las zonas antes mencionadas.

De las Fig. 6.4 y Fig. 6.5 segun Smith et al. (1979) se puede ver que el flujo de calor proveniente del manto ($q_m = q_o - Ab$) es m3s alto en el 3rea de la Mesa Central y que disminuye hacia el este en cada una de estas dos zonas con una taza aproximada 5-6 HFU/ 1000 km

*Cuando se menciona aqu3 la SMOr se refiere a su parte Norte ya que la parte Sur de la SMOr posee valores bajos de flujo de calor (Ziagos et al., 1985).

GOLFO DE MEXICO.

Casi todo el Golfo de M3xico posee un flujo de calor uniformemente bajo. El flujo de calor promedio sin considerar los domos salinos de Sigsbee es $0.83 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sec}$ (Epp et al., 1970). Este valor es casi 35% menor que el promedio para todas las cuencas oce3nicas ($1.3 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sec}$), pero se acerca m3s del valor promedio del flujo de calor de la cuenca NW del Atlantico ($1.1 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sec}$). El promedio de 20 valores observados al oeste de los 92°W es algo menor que $0.80 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sec}$.

El 3rea de domos de sal que incluye el domo Sigsbee, posee un flujo de calor promedio $1.9 \mu\text{cal}/\text{cm}^2\text{sec}$, que es dos veces m3s alto que en el resto del Golfo. Los gradientes en esta 3rea tambi3n son muy altos (Fig. 6.7). La conductividad t3rmica de la sal es aproximadamente 6 veces m3s que la de sedimentos oce3nicos.

Si una alta velocidad de sedimentaci3n prevaleciendo durante largo tiempo, entonces el flujo de calor proveniente del manto es mayor que el flujo de calor medido en la superficie.

Por ejemplo, si la velocidad de sedimentaci3n en la planicie abisal de Sigsbee fue de 28 cm/1000 a3os durante el Pleistoceno

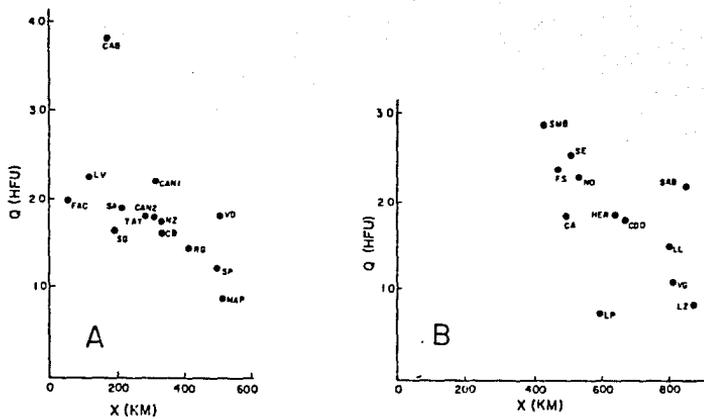


Fig. 6.2. Flujo de calor contra distancia perpendicular al eje general de la dorsal del rift del Golfo de California a) valores de Sonora, oeste de Chihuahua (Nuevo Casas Grandes y Parral), y Durango; b) valores de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y este de Chihuahua (tomado de Smith et al., 1979).

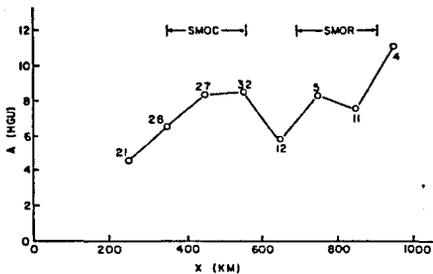


Fig. 6.3. Distribución de la generación de flujo de calor de origen radioactivo (en Heat Flow units) con relación a la distancia X perpendicular al área de una paleotrinchera inferida al oeste de la península de Baja California. Los números se refieren a la cantidad de rocas ígneas que fueron promediadas en

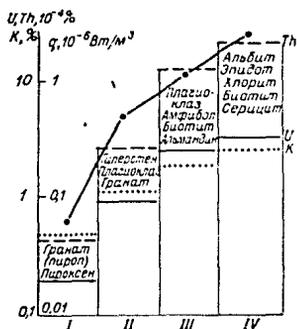


Fig. 6.4. Contenido de Uranio y Thorio y generación de calor radioactivo para fácies metamórficas. Fácies metamórficas: I - eclogitas, II - granulitas, III - amfibolitas, IV - esquistos verdes (tomado de Smislov et al., 1979).

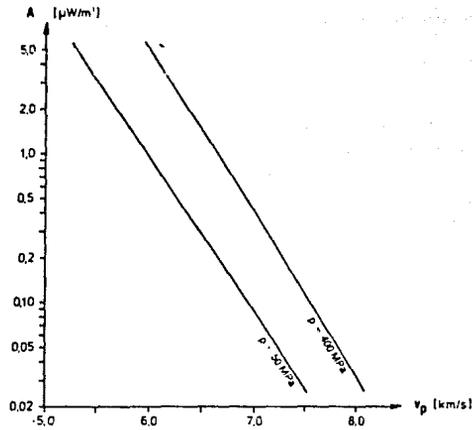


Fig. 5.9. Relación entre la producción de calor A y la velocidad de las ondas V_p para presiones $P=50$ MPa y $P=400$ MPa (tomado de Buntebarth, 1984).

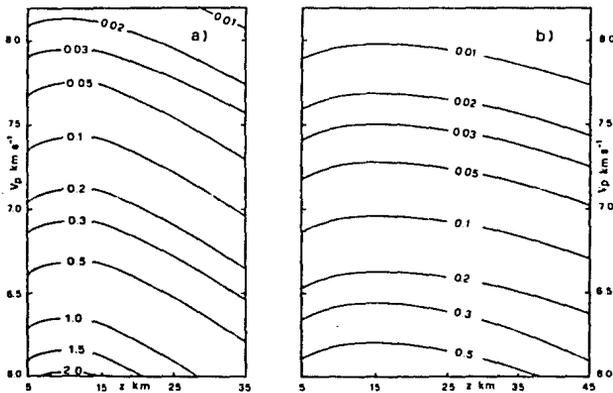


Fig. 6.6. Diagramas para determinar la producción de calor radioactivo A (en $\mu\text{W}/\text{m}^3$) a partir de la velocidad de las ondas compresionales V_p a una profundidad Z para una corteza a) Fanerozóica; b) Precámbrica (tomado de Pasquale et al., 1990).

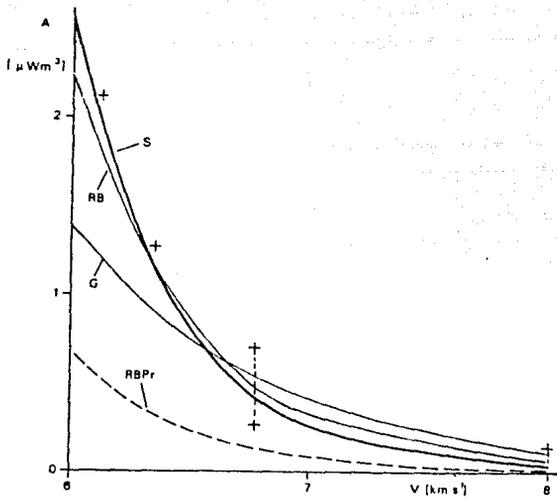


Fig. 6.7. Relaciones empíricas entre la generación de calor A y la velocidad sísmica V_p para rocas corticales; S - Stegena (1984) para áreas de plataformas y escudos; RB - Rybach y Bunterbart (1984) para corteza de edad Fanerozoica y para presión 200 MPa; RBPr - para corteza Precámbrica y presión de 100 MPa; G - Gordienko (1984) y + - Smithson y Decker's (1974) para una corteza metamórfica (tomado de Stegena et al., 1985).

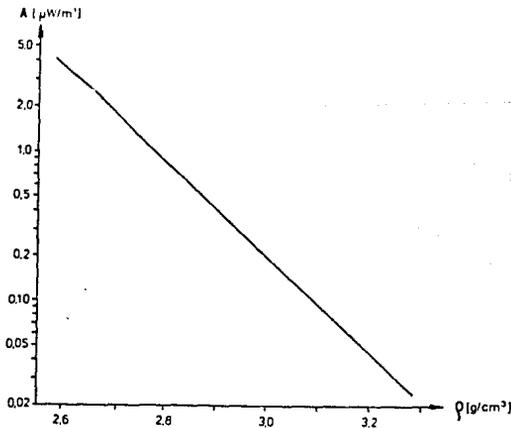


Fig. 6.8. Relación entre producción de calor A y densidad ρ (tomado de Bunterbarth, 1984).

tardío y 3.8 cm/1000 años durante el Mioceno tardío, esta sedimentación habría reducido el flujo de calor superficial en la planicie abisal en un 20% en los últimos 10 Ma.

Si la sedimentación post-jurácica fue 4 cm/ 1000 años (Epp et al., 1970), ahora el flujo de calor del manto sería 1.2 μ cal/cm.sec. Pero para que el flujo de calor disminuya desde el valor observado en otras cuencas oceánicas hasta el valor promedio observado en el Golfo se necesitan 300 Ma.

Existe otra posible explicación para el bajo valor de flujo de calor en el Golfo de México. Según Pollack et al. (1977) las cuencas oceánicas antiguas se caracterizan por un bajo flujo de calor. Esto apoya la idea de que el Golfo de México es una cuenca oceánica que se formó en Mesozóico.

EL CALCULO DE LA PRODUCCION DE CALOR CORTICAL.

Los principales isótopos radioactivos ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K son representantes típicos de elementos litófilos con un radio atómico grande y que destacan por su gran actividad química y facilidad a reaccionar con otros elementos, formando muchos minerales. Son capaces de sustituir otros átomos en redes cristalinas de silicatos y antes que nada en los cristales con un bajo grado de compactación de átomos. Esta propiedad de los elementos radioactivos determina su disposición a migrar durante la diferenciación del magma. Así se explica la mucho mayor concentración de estos isótopos en la corteza continental que en el manto o en la corteza oceánica.

En la corteza terrestre, entre los minerales con radioactividad más elevadas se encuentran:

- 1) entre los minerales primarios formadores de rocas - el cuarzo, los feldespatos, la plagioclasa, la biotita;
- 2) y entre los minerales accesorios: circón, apatita, esfena.

Los minerales formadores de rocas con una radioactividad más baja - (piroxenos y olivinos) se encuentran en rocas magmáticas de composición básica y ultrabásica.

Por abajo de la discontinuidad de Mohorovicic, en el manto superior la producción de calor puede considerarse constante e igual a $0.01 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (Germak y Bodri, 1986).

La cantidad de elementos radioactivos en las rocas magmáticas de diferente composición cambia considerablemente. Esto es cierto no solamente para rocas con diferente contenido de sílice (Tabla 6.1), sino también para un mismo tipo de roca en diferentes provincias geológicas y hasta dentro de una misma intrusión se observa una mayor saturación con elementos radioactivos en su parte superior.

Las rocas metamórficas se destacan por una gran variación en su contenido de U, Th y K, lo que se explica por la heterogeneidad de las rocas sedimentarias y volcánicas de los cuales se derivaron, así como por la diversidad de fenómenos que pudieron haber actuado: metamorfismo hidrotermal, de contacto y regional, etc.

Esta gran variedad en las características radioquímicas se da sobre todo en las rocas metamórficas de la facies de esquistos verdes y amfibolítica (Fig. 6.4). En las rocas de la facies granulítica y en la parte inferior de la facies amfibolítica la heterogeneidad de las propiedades radioactivos desaparece (Smislov et al., 1979).

Rybach (1976) propuso que en las rocas con un metamorfismo de alto grado, la escases relativa de U y Th se puede explicar por la migración de estos elementos hacia los ambientes de menor temperatura y presión. La disminución de la radioactividad con el aumento del grado de metamorfismo ocurre con la pérdida de bióxido de carbono, agua y otros componentes volátiles así como con el metamorfismo de la sustancia orgánica.

Es importante mencionar que la corteza continental posee una radioactividad mayor comparada con la oceánica (Tabla 6.2) aunque el flujo de calor en los continentes y océanos sea aproximadamente igual.

El contraste en la composición química de las rocas continentales y oceánicas y la diferencia en la escala de tiempo

<i>Rocas</i>	<i>Concentración de uranio × 10⁴ g/g</i>
ígneas ácidas	2,77 - 4,02
ígneas intermedias	1,5 - 3,03
ígneas básicas	0,6 - 0,95
ígneas ultrabásicas	0,03
Cristales volcánicos	0,80 - 15,4
Meteoritos ferrosos	0,0033
Meteoritos pétreos	0,001 - 0,005
Agua de mar	0,0013

* Para datos y bibliografía más extensos, véase Davis, 1950; Cooper, 1952; Adams, 1954; Larsen y Phair, 1954; Pettersson, 1954.

Tabla 6.1. Valores típicos de la concentración de Uranio en algunas rocas (tomado de Howell, 1962).

Estratos con velocidades de las ondas Vp(km/s)	composición	Producción de calor promedio A ($\mu\text{W}/\text{m}^3$)	
		corteza continental	corteza oceánica
6-6.4 km/s	granito-metamórfico	1.6 (0.9-2)	-----
6.4-7.8 km/s	granulitas (Mesa Central, SMOr)	0.25	
	gabro-dioritas (en el resto del transecto)	0.35 (0.01-0.8)	0.2
>8 km/s manto superior		0.01	0.01

Tabla 6.2. Flujo de calor promedio, flujo de calor proveniente del manto, y profundidad característica de la distribución de fuentes radioactivas para algunas provincias de flujo de calor (tomado de Pollack et al., 1977).

para el decaimiento del flujo de calor sugiere una explicación diferente para el origen del flujo de calor en los océanos y en los continentes.

El cálculo de producción de calor en la corteza del Norte de México en el trabajo de Smith et al. (1979) (Figs. 6.3 y D.3) está basado en la medición de la abundancia de elementos radioactivos en muestras de rocas de la corteza que afloran en la superficie. En la práctica se conoce la cantidad de calor producida por cada uno de los elementos radioactivos y es bastante fácil determinar experimentalmente las concentraciones de estos mismos en diversos tipos de roca.

La producción de calor radiogénico A se calcula en base de las concentraciones Cu, CTh, Ck de la siguiente manera:

$$A = \rho (9.52 C_u + 2.56 C_k + 3.48 C_{Th}) 10^{-5} \text{ (Buntebarth, 1984),}$$

donde $[A] = \mu W/m^3$, $[\rho] = g/cm^3$, $[C_u] = ppm$, $[Th] = ppm$, $[K] = \text{‰}$

Como en general no se conoce la distribución de las fuentes radiogénicas de calor con la profundidad, la contribución de la producción de calor en la corteza se debe hacer en una primera aproximación considerando que $q_c = bA$ ($q_o = q_m + bA_o$).

Esta relación puede interpretarse simplemente suponiendo que A no cambia con la profundidad en una capa cercana a la superficie y de espesor constante b.

Pero esto da solamente una primera estimación de la distribución de elementos radioactivos con la profundidad debido a:

- 1) la movilidad de los elementos radioactivos (Ribach, 1976);
- 2) el carácter especulativo de la composición de la corteza.

Estas determinaciones de la producción de calor se realizan, sobre todo, a partir de rocas ígneas que afloran en la superficie. En estos estudios no se ha tomado en cuenta la radioactividad de rocas sedimentarias (Smith et al., 1979). En la Mesa Central y la SMOr, por ejemplo, el espesor de los sedimentos es aproximadamente 5 km.

En la actualidad es imposible determinar con exactitud la cantidad de los isótopos radioactivos contenidos en la Tierra, dada la inaccesibilidad de su interior.

Sin embargo existen varios métodos empíricos indirectos que permiten estimar la generación de calor con la profundidad.

1) El método empírico de Roy (1968) hace posible obtener buenos estimaciones de flujo de calor a profundidad pero que necesita de muchas medidas de flujo de calor y de la generación de calor.

2) Otro método (que se usó en este trabajo) está basado en la correlación entre las velocidades sísmicas y la abundancia de elementos radioactivos.

A continuación se da la descripción de este método.

La velocidad sísmica de las rocas de la corteza está relacionada con su composición química. La velocidad aumenta con el cambio de las rocas de tipo ácido a básico.

La radioactividad de las rocas está también relacionada con la composición. Las rocas ácidas tienen una radioactividad más alta que las rocas básicas (Tabla 6.1).

Por eso es de esperar encontrar una relación entre la velocidad sísmica y la radioactividad de las rocas de la corteza (Rybach, 1973; Buntebarth, 1984; Pasquale et al., 1990; Stegena et al., 1985) (Fig. 6.5, 6.6, 6.7, 6.8)

Stegna (1984) expresa el flujo de calor en condiciones estacionarias de la siguiente manera:

$$q_0 = q_m + \int_{z=0}^h A(z) dz \quad (1)$$

donde

q_0 - el flujo de calor en la superficie,

q_m - flujo de calor en el Moho,

$A(z)$ - la producción de calor a la profundidad z ,

M - profundidad del Moho.

La relación exponencial sugerida entre $A(z)$ y $V(z)$ (Rybach, 1976) es:

$$A(z) = a \exp[-bV(z)] \quad (2)$$

donde las unidades de $A(z)$ son $\mu W/m^3$ y las de $V(z)$ son km/s.

Para una corteza Fanerozoica:

$$\ln A = 13.7 - 2.17 V_p \quad (3)$$

Como esta relación fue establecida a partir mediciones hechas a temperatura ambiente y a una presión de 100 MPa, las velocidades de las ondas P deben ser reducidos a condiciones estandar mediante la relación:

$$V_p(20^\circ C, 100 \text{ MPa}) = V_p(T, P) [1 + B(z) / V_p(T, P)] \quad (4)$$

El factor de corrección fue calculado por Gebrande (1982) y Kern (1982)

$$B(z) = (dV_p/dP)\Delta P + (dV_p/dT)\Delta T \quad (5)$$

y está dado en la Tabla 6.6

Sustituyendo (2) en (1), obtenemos:

$$q_0 = q_m + a \int_{z=0}^M \exp[-bV(z)] dz \quad (6)$$

Si por lo menos q_0 , $V(z)$, M son conocidos en dos puntos y q_m es constante, entonces se pueden determinar a y b .

En cálculos bidimensionales basados en estas fórmulas tenemos que asumir:

- 1) un estado térmico estacionario;
- 2) solamente transporte conductivo de calor.

Para la corteza terrestre continental y oceánica se pueden destacar dos tipos principales de régimen geotérmico:

- 1) estacionario (estabilizado en el tiempo) y
- 2) no estacionario.

El régimen estacionario es caracterizado por un flujo térmico bajo, estabilizado y homogéneo en la extensión de toda la estructura geológica. Este tipo de régimen prevalece en plataformas y escudos (con un flujo de calor promedio de 40-50 mW/m² y un gradiente de 0.8-2.0 °K/100 m

El régimen estacionario se establece 150-200 Ma después del final de los procesos orogénicos.

La corteza con un régimen no estacionario se caracteriza por una participación sustancial de la componente convectiva de transferencia de calor. Como ejemplo, podemos citar las zonas de vulcanismo cenozoico, zona de riftogénesis y zonas de orogenia reciente.

Hay que mencionar, que la fórmula (3) se usa solamente con velocidades de ondas P mayores a 6 km/s ($V_p > 6$ km/s), que corresponden a rocas cristalinas. La discontinuidad $V_p = 6$ km/s está considerada como la base de la columna sedimentaria.

$V_p = 6.4$ km/s - coincide generalmente con la discontinuidad de Conrad, que puede representar la transición entre diferentes tipos de roca: granitos-gneis y amfibolitas-granulitas. Finalmente recordaremos que $V_p = 7.8-8.2$ km/s - para el Moho.

En el presente trabajo para el cálculo de la producción de calor la corteza fué dividida en 3 estratos correspondientes a $V_p < 6$ km/s, 6-6.4 km/s, 6.4-7.8 km/s (Fig. 6.9).

En la Tabla 6.7 están representados los valores promedios de producción de calor para estos estratos por debajo de $V_p = 6$ km/s. Estos valores se adoptaron:

- 1) el diagrama que ilustra la dependencia de la producción de calor con relación a la velocidad sísmica en corteza de edad Fanerozoica (Pasquale et al., 1990) (Fig. 6.6); la relación empírica entre la generación de calor y velocidad sísmica para las rocas cristalinas (para la corteza Fanerozoica) - (Buntebarth, 1984; Stegena et al., 1985) (Fig. 6.5 y 6.7).
- 3) la producción de calor con la profundidad - (Buntebarth, 1984; Vitorello et al., 1980) (Fig. 6.10 y 6.11).
- 4) y considerando los tipos de rocas en el transecto (Howell, 1962; Buntebarth, 1984) (Tabla 6.1 y 6.3).

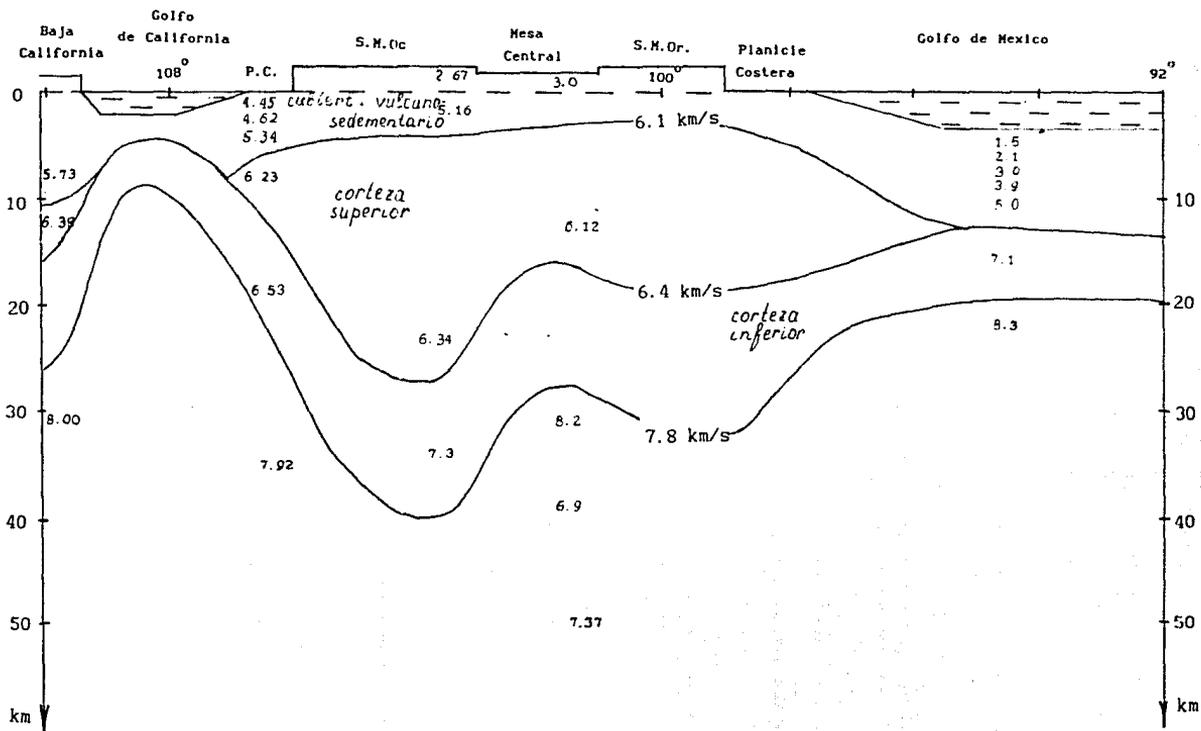


Fig. 6.9. Estructura sísmica de la corteza a lo largo del transecto.

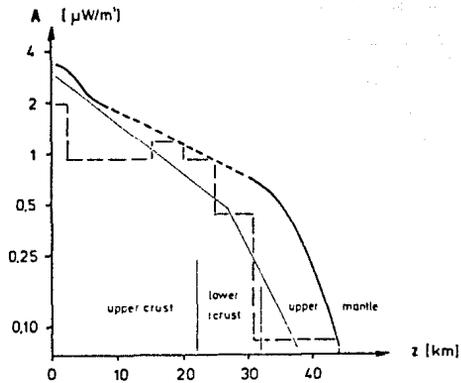


Fig. 6.10. Modelo de producción de calor en la corteza bajo el antepaís de los Alpes de acuerdo a ___ resultados sísmicos, ---- modelos gravimétricos, ___ medelado petrológico (tomado de Buntebarth 1984).

Rock type	Heat generation	
	[10^{-11} cal $\text{cm}^3 \text{s}^{-1}$]	[$\mu\text{W m}^{-3}$]
Granite	7,1	3,0
Granodiorite	3,6	1,5
Diorite	2,6	1,1
Gabbro	1,1	0,46
Dunite	0,01	0,0042
Peridotite	0,025	0,0105
Olivinfels (Eifel)	0,036	0,015
Sandstone	0,8 - 2,4	0,34 - 1,0
Slate	4,4	1,8
Mica shist	3,6	1,5
Gneiss	5,8	2,4
Amphibolite	0,8	0,3
Eklögite		
low U-content	0,08	0,034
high U-content	0,35	0,15
Chondrite (Stone meteorite)	0,063	0,026

Tabla 6.3. Producción de calor radioactivo para algunas rocas (tomado de Buntebarth, 1984).

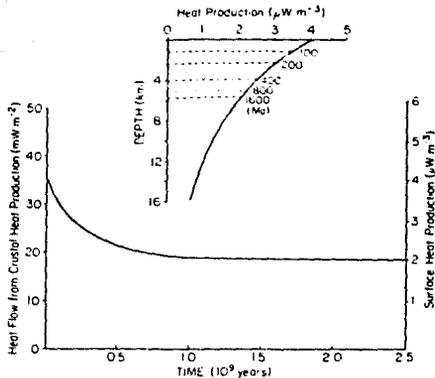


Fig. 6.11(a). Producción de calor superficial y flujo de calor radiogénico cortical contra edad. En el recuadro se indica la distribución exponencial de las fuentes de calor para $A_0 = 4 \mu\text{W}/\text{m}^3$, $b = 9 \text{ km}$ y $\tau = 350 \text{ M.a.}$ y profundidad a la cual la erosión ha llegado con el tiempo transcurido indicado (tomado de Vitorrello et al., 1980).

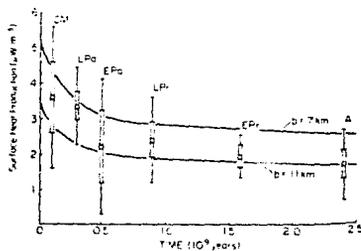


Fig. 6.11(b). Producción de calor A_0 de muestras cercanas a la superficie contra la edad tectónica de la provincia, compilación hecha de regiones de flujo de calor a nivel mundial que han sido estudiados con anterioridad (tomado de Vitorrello et al., 1980).

Para el estrato granito-metamórfico (6.1-6.4 km/s), en todo el transecto se tomó el valor $1.6 \mu\text{W}/\text{m}^3$. Se usó un valor de $0.25 \mu\text{W}/\text{m}^3$ como representativo de las rocas de facies granulítica de composición intermedia que según estudios de xenolitos (Roberts et al., 1989. y Ruiz et al., 1988) se encuentran en la corteza inferior (6.4-7.8 km/s) en la Mesa Central y en la SMOr. Para la corteza inferior, en el resto del transecto, se tomó $0.35 \mu\text{W}/\text{m}^3$ como valor representativo de gabro-dioritas.

Los valores obtenidos se puede considerar como una primera aproximación, porque no tenemos estudios sísmicos de refracción de detalle en el transecto.

Sin embargo los valores que obtuvimos de la producción de calor están dentro de los límites normales (Tabla 6.2 y Fig. 6.12).

Hasta ahora hemos tomado en cuenta la componente radioactiva del flujo de calor debida a la corteza cristalina. En el siguiente párrafo vamos a analizar la producción radiogénica de calor de la corteza sedimentaria. Para esto vamos primero a resumir los fundamentos de la técnica.

PROCEDIMIENTO PARA DETERMINAR LA PRODUCCION DE CALOR A PARA LOS SEDIMENTOS

Vitorello y Polack (1980) analizan el valor promedio de A para sedimentos en función de su edad geológica (Fig. 6.13):

$$A_{\text{Alpino}} = 3.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$$

$$A_{\text{Herciniano}} = 3.2 \mu\text{W}/\text{m}^3$$

$$A_{\text{Caledoniano}} = 2.8 \mu\text{W}/\text{m}^3$$

Pasquale et al. (1990) propusieron una fórmula empírica para determinar la producción radiogénica de calor de la capa superior de la corteza con $V_p < 6 \text{ km/s}$:

$$A = 3.2 \exp(-0.31 t) \quad (7)$$

donde t es la edad geológica en GA (10^9 años).

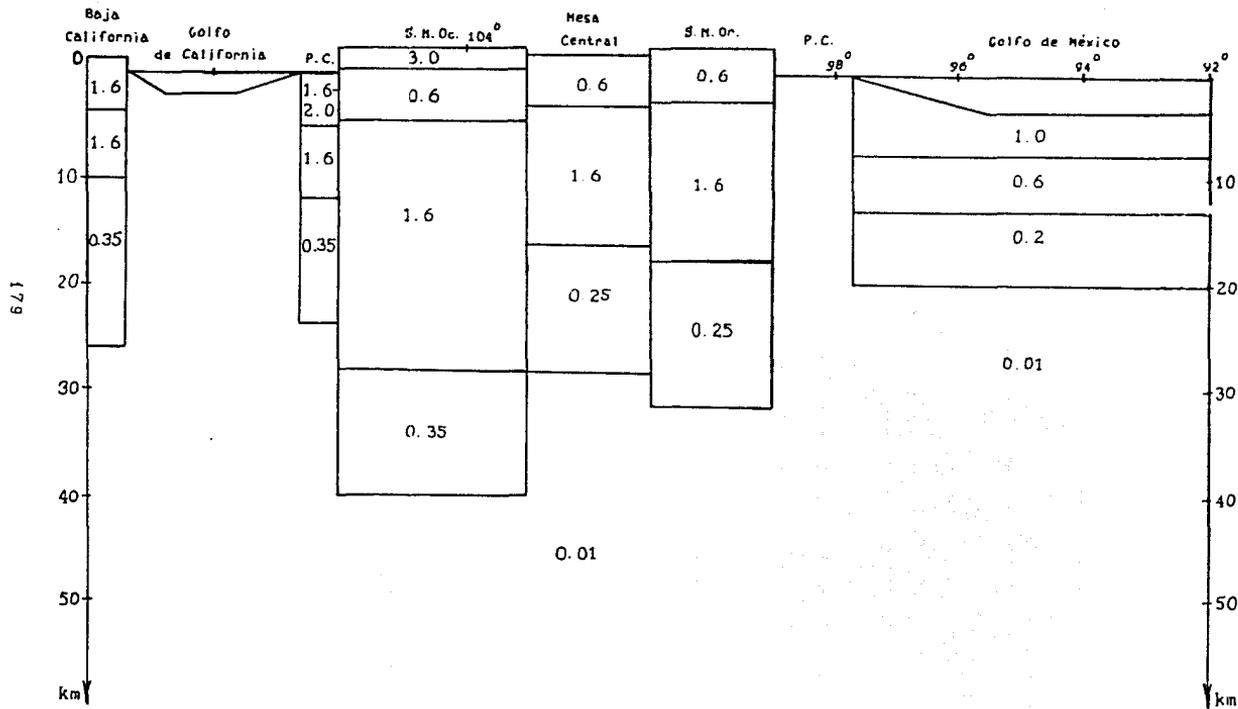


Fig. 6.12. Valores de producción de calor ($\mu\text{W}/\text{m}^3$) usados para el cálculo de flujo de calor de origen cortical a lo largo del transecto.

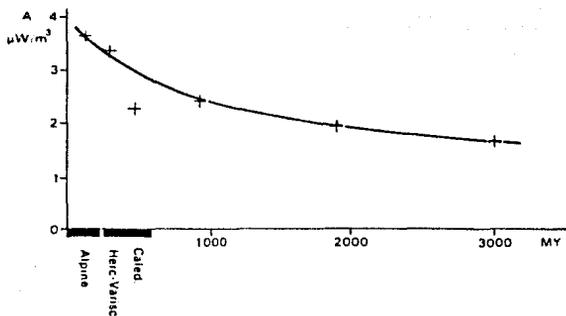


Fig. 6.13. Valor promedio de la generación de calor en función de edad (+) determinados por Vitorello y Pollack (1980): para el estrato más superficial con $V_p < 6$ km/s. Valores de generación de calor de 3.5; 3.2 y 2.8 $\mu\text{W}/\text{m}^3$ se usaron para áreas de orogénias Alpina, Herciniano-Varisca y Caledoniana respectivamente (tomado de Stegena et al., 1985).

Pero estos cálculos de generación de calor a partir de la edad de los sedimentos deben considerarse como una primera aproximación por la siguiente razón:

Los procesos exógenos (erosión) de las rocas lleva a la formación de rocas sedimentarias con una amplia variación de contenido de U, Th, K.

El Uranio se concentra en rocas sedimentarias ricas en sustancias orgánicas, el Torio en rocas conglomeráticas de facies de litoral marino, el Potasio en la sal.

Vemos por lo tanto que los cambios considerables en la concentración de elementos radioactivos y por lo tanto de generación de calor radioactivo en las rocas sedimentarias están relacionados a las condiciones geoquímicas y tectónicas, muy diversas, de acumulación del U, Th y K.

El nivel más alto de radioactividad se observa en los sedimentos de facies de litorales, de plataforma y en facies de miogeosinclinales.

A continuación se listan algunos valores de producción de calor promedio (en $\mu\text{W}/\text{m}^3$) en orden decreciente para algunas rocas sedimentarias (Smislov et al., 1979):

carbones (bituminosos)	13.45
terrigenas	1.45/(1.2-3.85)
carbonatos	0.62/(0.55-1.17)
sales	0.36/(0.29-0.82)
silíceos	0.53/(0.52-0.54)

En nuestro estudio usamos los valores resumidos en la Tabla 6.4 y representados en la Fig. 6.12.

FLUJO DE ORIGEN CORTICAL Y MANTICO. RESULTADOS.

Para los cálculos de la producción de calor, realizados en este trabajo la corteza fue dividida en los siguientes estratos según las velocidades sísmicas (Fig. 6.9 y Tabla 6.2):

área	rocas típicas que afloran	edad de sedim. t, GA	espesor de la capa con $V_p < 6 \text{ km/s}$ km	producción de calor $A, \mu\text{W/m}^3$ según los valores típicos para las rocas	según Pascuale
Baja California (región del Cabo)	batolitos graníticos, rocas metamórficas	-----	5	1.6	
Planicie costera	batolitos graníticos, rocas volcano-sedim. metamorf.	-----	5	1.6	
SMOc	ignimbritas, rocas volcano-sedim. metamorfizadas	0.1-0.2	2 km 5 km	3 0.6	1.3-1.26
Mesa Central	calizas Mesozoico	0.1-0.2	5 km	0.6	1.3-1.26
SMOr	calizas, lutitas Mesozoico	0.1-0.2	5 km	0.6	1.3-1.26
Golfo de México	carbonatos, lutitas y areniscas			0.6	
	Mesozoico y	0.3	5 km	0.6	1.28
	Cenozoico	0.16	5 km	1	1.33

Tabla 6.4. Producción de calor de la capa cortical superficial con

$V_p < 6 \text{ km/s}$. a lo largo del transecto.

$$V_p < 6 \text{ km/s}$$

$$V_p = 6 - 6.4 \text{ km/s}$$

$$V_p = 6.4 - 7.8 \text{ km/s}$$

En la Tabla 6.5 se dan los resultados del cálculo de producción de calor para cada uno de estos estratos.

Se consideró que la producción de calor no cambia en cada estrato. Es una aproximación, ya que en un mismo estrato la producción de calor se puede alternativamente considerar (Lachenbruch, 1970)

- 1) constante $A(z) = A_1 = \text{const}$
- 2) varía linealmente $A(z) = k A_1$
- 3) varía exponencialmente $A(z) = A_1 \exp(-z / c_1)$

De la Tabla 6.6 se observa que en general tanto en el presente trabajo como en el de Smith et al. (1979) se presenta la misma tendencia en los valores de la producción de calor con excepción de la SMOc. Esto se puede explicar de la siguiente manera:

La producción de calor en el trabajo de Smith fue obtenido mediante mediciones de radioactividad de rocas ígneas encontrados en la superficie. En este trabajo, la evaluación de calor radioactivo fue hecha considerando por separado la producción de calor de cada una de las capas de una corteza estratificada. Esto permite incluir los efectos de:

- 1) una diferente composición química de los magmas en la superficie;
- 2) un espesor mayor de la corteza en la SMOc (más que nada de la capa granítica) que en la Mesa Central (Rivera y Ponce, 1986);
- 3) una mayor radioactividad de la corteza inferior en la SMOc que en la Mesa Central.

Para cada área geológica se calculó el flujo de calor promedio q_0 a partir de todas las mediciones existentes (de pozos o de minas) (Tabla 6.7). Para analizar los valores obtenidos q_m ,

área	Z1 km	Z2 km	Z3 km	QA1 mW/m ²	QA2 mW/m ²	QA3 mW/m ²	sumQA mW/m ²
Baja California	5	10	26	8	8	5.6	21.6
Planicie costera	5	12	21	8	11.2	3.15	22.35
SMOc	7	30	42	9	36.8	4.2	50.0
Mesa Central	5	18	30	3	20.8	3.0	26.8
SMOr	5	20	34	3	24	3.5	30.5
Golfo de Mexico	4-13	-	20	6.8	-	1.4	8.2

Z1 - profundidad hasta corteza cristalina

Z2 - profundidad hasta Conrad

Z3 - profundidad hasta Moho

QA1, QA2, QA3 - contribucion de flujo de calor de cada uno de los estratos, calculado en la cima de cada estrato.

sumQ - produccion de calor de toda la corteza=QA1+QA2+QA3

QA1 sedimentos con Vp<6km/s

Z1

QA2

Z2 Conrad

QA3

Z3 Moho

Tabla 6.5. Flujo de calor radioactivo producido en la corteza y contribución de cada estrato de la corteza en las diferentes provincias geológicas a lo largo del transecto.

área	QA (Smith) promed. mW/m ²	QA (obtenido) mW/m ²
Baja California	---	21.6
Planicie costera	23.1	22.35
SMOc	32.3	50
Mesa Central	31	26.8
SMOr	38	30.5
Golfo de México	-	9.4

Tabla 6.6. Comparación de flujo de calor radioactivo determinado en este trabajo y el flujo de calor radioactivo según Smith (1979).

Tabla 6.7. Valores de flujo de calor considerados en este trabajo.

Area	Latitud N	Longitud W	Flujo de calor HFU	Fuente
Baja California	30° 59'	115° 46'	0.8	1
	28° 00'	113° 20'	1.2	1
	27° 24'	112° 23'	1.2	1
	promedio: 1.1			
Planicie Costera	31° 05'	112° 07'	3.8	1
	30° 04'	112° 30'	2.0	1
	29° 15'	111° 25'	2.3	1
	28° 21'	109° 58'	1.6	1
	28° 38'	109° 40'	1.9	1
promedio: 2.3				
SMOc.	24° 20'	106° 04'	1.8	1
	25° 30'	107° 09'	3.0	1
	26° 54'	108° 15'	1.9	1
	30° 13'	109° 39'	1.6	1
	30° 20'	109° 33'	1.8	1
promedio: 2.02				
Mesa Central	22° 38'	103° 36'	2.9	1
	23° 11'	102° 53'	2.4	1
	22° 19'	102° 19'	1.8	1
	28° 00'	103° 45'	1.8	1
	24° 18'	104° 00'	1.0	1
	26° 46'	105° 36'	1.5	1
	26° 49'	105° 48'	2.3	1
	24° 31'	103° 27'	1.8	1
	28° 19'	105° 47'	2.5	1
	28° 30'	106° 05'	2.4	1
	30° 50'	107° 29'	1.2	1

22° 13.40'	100° 48.30'	1.22	2
20° 59.50'	100° 13.60'	2.30	2
21° 14.00'	100° 30.60'	4.57	2
20° 51.10'	99° 30.30'	1.72	2
20° 05.80'	99° 20.50'	1.75	2
20° 07.50'	99° 42.50'	1.17	2
	promedio:	2.02	

SMOr.	25° 40'	100° 16'	1.1	1
	24° 36'	101° 24'	1.8	1
	27° 18'	100° 30'	0.8	1
	27° 47'	101° 08'	2.2	1
		promedio:	1.5	

Golfo de México promedio de flujo de calor - 0.83 HFU
(sin considerar los domos de Segsbee) según Epp (1970).

Fuente:

- 1 - Smith et al. (1979);
- 2 - Zlagos et al. (1985).

construimos la gráfica q_m contra q_o y tratamos de ajustar una línea recta por el método de mínimos cuadrados (Fig. 6.14 y Tabla 6.8).

Según Vitorello y Polack (1980) el calor radioactivo de la corteza aporta el 40 % del flujo de calor observado y el flujo de calor proveniente del manto equivale aproximadamente al 60% del flujo total. Así que una gráfica de q_m contra q_o debería tener una pendiente de 0.6.

El aspecto más destacado de esta relación empírica es que según estos autores ella es válida para provincias de todas las edades. El promedio de flujo de calor de origen radioactivo en el transecto en la parte continental (Planicie costera, SMOC, Mesa Central y SMOR) es 41% de flujo de calor total (59 % - el flujo de calor del manto). Pero en cada área por separado esta relación no se cumple. De la Fig. 6.15 y Tabla 6.8 se ve que la componente radioactiva de flujo de calor en la Mesa Central es 32% de total. En el rift del Lago Baikal el calor radiogénico no aporta más del 24-30% al flujo total de calor observado. Las rocas en la zona de los rifts Africanos poseen una componente radioactiva todavía menor comparada con los valores observados en el rift del lago Baikal (Smislov et al., 1979). En la área de la provincia del "Basin and Range" la componente radioactiva es aproximadamente 25% (Fix, 1979).

En el transecto se destacan dos regiones con un flujo de calor mántico elevado (sin considerar el Golfo de California) (Tabla 6.8):

- 1) en la Planicie costera ($q_m=75.45 \text{ mW/m}^2$), que podría explicarse por la cercanía de la zona a una dorsal oceánica (100-150 km);
- 2) en la Mesa Central ($q_m=57.7 \text{ mW/m}^2$)- relacionado con una zona de actividad tectónica y vulcanismo miocénico, y probablemente de tectónica de extensión actual.

El flujo de calor de origen mántico más bajo se obtiene - en el Golfo de México (26.5 mW/m^2), zona con fondo oceánico con una edad de 150-200 M.a.

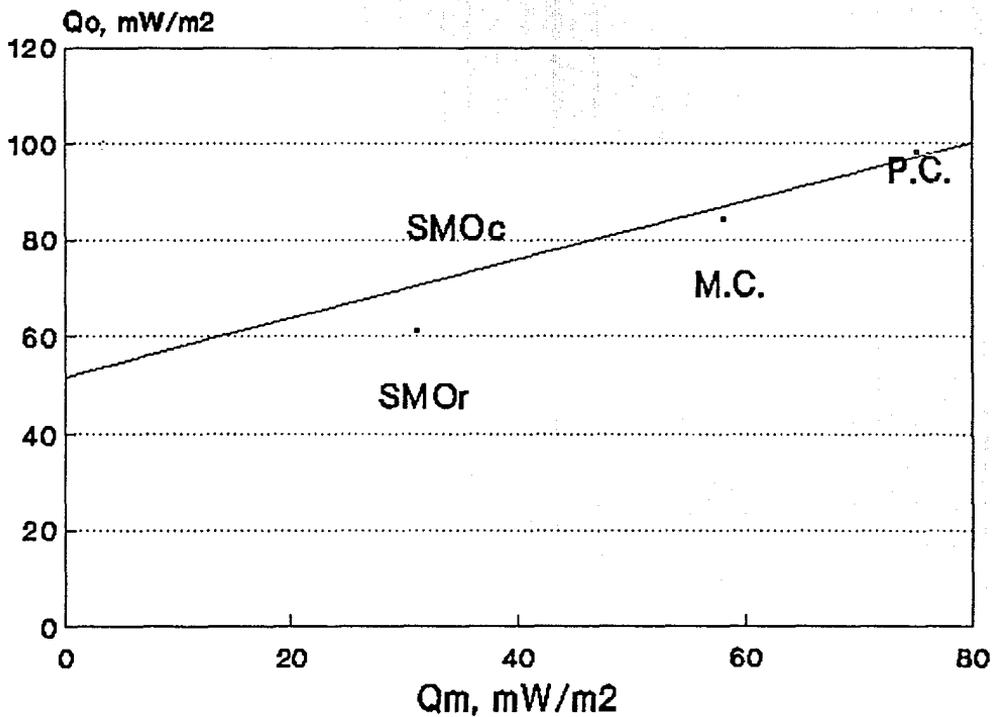


Fig. 6.14. Flujo de calor promedio para cada provincia geológica en el transecto (q_0) contra flujo de calor proveniente del manto (q_m).

area	qo HFU	qo mW/m ²	QA mW/m ²	QA en %	qm=qo-QA mW/m ²	qm en %
Planicie Costera	2.34 (1.6-3.8)	97.8	22.35	23%	75.45	77%
SMOc	2.02 (1.6-4.2)	84.4	50.00	59%	34.4	41%
Mesa Central	2.02 (1-2.9)	84.4	26.8	32%	57.7	68%
SMOr	1.47 (0.6-2.2)	61.4	30.5	50%	30.9	50%
Golfo de Mexico	0.83	34.7	8.2	23%	26.5	73%

Entre paréntesis - límites de variación de flujo de calor en HFU para la área (Smith, 1979).

Tabla 6.8. Flujo de calor promedio en cada provincia geológica del transecto; contribución radioactiva del flujo de calor y flujo de calor proveniente del manto.

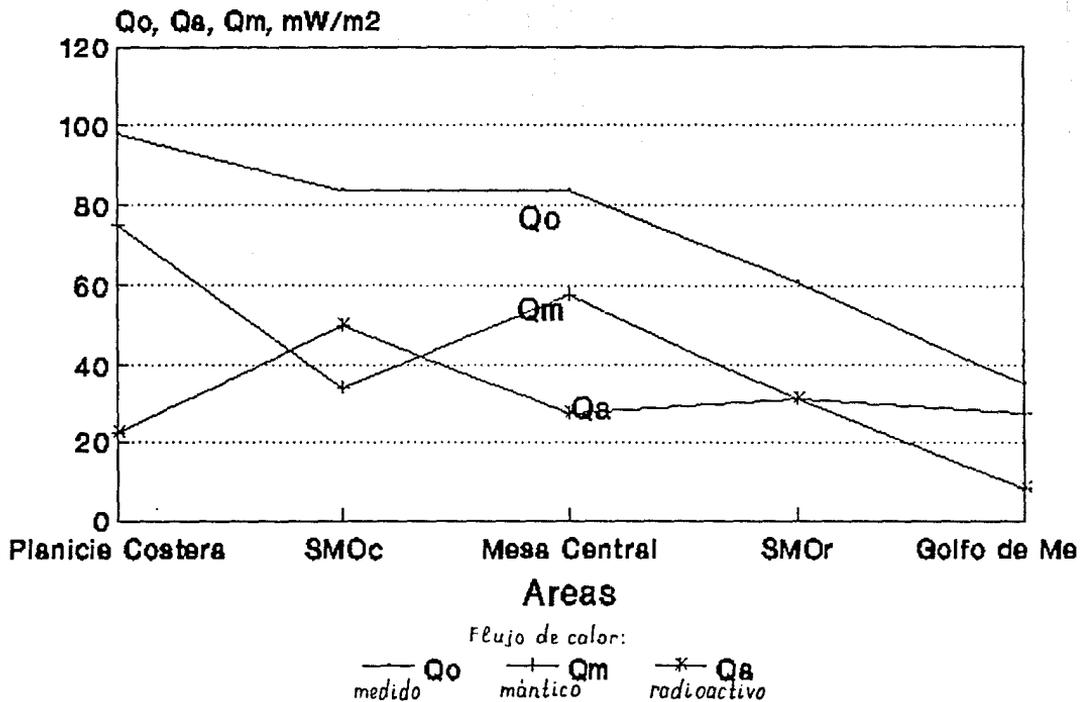


Fig. 6.15. Flujo de calor promedio para cada provincia geológica en el transecto; flujo de calor radioactivo producido en la corteza; flujo de calor del manto.

Esto confirma, probablemente, que la activización de los procesos tectónicos en la corteza están estrechamente relacionada con el flujo de calor proveniente del manto.

Se puede concluir que en el transecto no se observa una correlación directa entre la radioactividad y el flujo de calor observado (Fig 6.15).

Smith et al.(1979) explican la diferencia en producción de calor en el norte de México como debida a:

- 1) una variación química en magmas que está relacionada con diferentes regímenes de subducción de la placa litósferica;
- 2) una variación en el espesor de la corteza;
- 3) un diferente ascenso y una erosión subsecuente de los áreas.

Según el análisis hecho en el presente trabajo de los posibles mecanismos que dieron origen a la elevación de la Mesa Central, las razones de la baja producción de calor y alto flujo proveniente del manto en la Mesa Central pueden ser las siguientes:

Por debajo de la Mesa Central existia ya un alto flujo de calor proveniente de manto. Este pudo provocar una elevación y consiguiente erosión (causa 3). Estos procesos llevaron a la disminución del espesor de la corteza superior bajo la Mesa Central (causa 2).

La erosión de la Mesa Central pudo alcanzar 4 km. Las pruebas de esto parecen ser las siguientes. En los areas de Caopas Rodeo, Zacatecas y Santa Maria del Oro, Durango afloran rocas metamórficas del basamento cristalino (sobre el que se depositó la secuencia mesozoica de 2 km de espesor). Pero el espesor estructural pudo ser 4 km (considerando los plegamientos y cabalgaduras). En otras localidades afloran rocas triásicas con metamorfismo incipiente. Por ejemplo en Zacatecas (Zacatecas) y Charcas (San Luis Potosí).

Sobre estas rocas se depositaron también espesores de rocas mesozoicas marinas superiores a los 2 km (Dante-Morán, comunicación personal).

Pero no se ha establecido si la erosión en la Mesa Central es más profunda que en la SMOc o en la SMOr. La otra posible causa de la baja producción de calor en la Mesa Central comparando con la SMOc y la SMOr es la variación química de las rocas que componen la corteza en la Mesa Central. En la SMOc yacen casi exclusivamente ignimbritas que se caracterizan por los valores mucho más altos de producción de calor que los basaltos o rocas sedimentarias que yacen en la Mesa Central.

La SMOc, a pesar de ser obviamente una fuente de actividad térmica durante Terciario, parece en el presente no poseer una influencia térmica significativa (Smith et al., 1979).

PROVINCIAS DE FLUJO DE CALOR EN LA PARTE CONTINENTAL DEL NORTE DE MEXICO.

Una provincia de flujo de calor se define como el área geográfica en la cual el flujo de calor y la producción de calor están relacionados linealmente mediante una relación del tipo

$$q_0 = q_m + Ab \quad (8),$$

donde

q_0 - flujo de calor superficial,

q_m - flujo de calor proveniente del manto,

A - producción de calor,

b - el espesor de la capa que contiene elementos radioactivos;
en general $b = 8.5 \pm 1.5$ km

En general el máximo valor de b sería 10 (Tabla 6.9).

Cada provincia tiene valores q_m y b - bien característicos.

El resto de la corteza y el manto subyacente tienen contenidos relativamente bajos en elementos radiogénicos (la producción de calor típica para la corteza superior es $2.5 \mu W/m^3$, mientras que la producción de calor para la corteza inferior es $0.25 \mu W/m^3$).

A continuación veremos las variables más importantes que definen las provincias térmicas.

Province	Mean heat flow (mW m^{-2}) ± std. deviation	Reduced heat flow (mW m^{-2}) ± uncertainty	Characteristic depth <i>b</i> (km)	References
Basin and Range	92 ± 13	59 ± 8	9.4	Roy et al. (1968); Sass et al. (1971); Sass and Munroe (1974)
Central Australia	77 ± 10	27 ± 6	11.1	Jaeger (1970)
Zambia	67 ± 7	40 ± 6		Chapman and Pollack (1975a)
Eastern U.S.A.	57 ± 17	33 ± 4	7.5	Roy et al. (1968)
Canadian shield	39 ± 7	28 ± 6	9.8	Rao and Jessop (1975)
Western Australia	39 ± 8	26 ± 8	4.5	Jaeger (1970); Rao and Jessop (1975)
Sierra Nevada	39 ± 12	17 ± 2	10.1	Sass et al. (1971); Sass and Munroe (1974)
Baltic shield	36 ± 8	22 ± 6	8.5	Rao and Jessop (1975)
Niger	20 ± 8	11 ± 8	8	Chapman and Pollack (1974)

Tabla 6.9. Flujo de calor promedio, flujo de calor proveniente del manto, y profundidad característica de la distribución de fuentes radioactivas para algunas provincias de flujo de calor (tomado de Pollack et al., 1977).

El efecto sobre q_0 debido a una variación máxima en b de 3km puede ser fácilmente estimado:

si asumimos $q_0 = \text{const}$ y $A_0 = \text{const}$, entonces para una producción de calor $2.5 \mu\text{W}/\text{m}^3$ (típica para la corteza superior), una variación máxima de b (de 3km) causará una variación en q_0 de $7.5 \text{ mW}/\text{m}^2$. Pero la diferencia de flujo de calor de provincia a provincia debe ser de algunas decenas de mW/m^2 .

Entonces está claro, que las variables más importantes en la variación de flujo de calor promedio de provincia a provincia deben ser las variables A_0 y q_m . Lachenbruch (1968) demostró que q_m es el parametro más determinante en delimitación de provincias térmicas.

La presencia de una correlación tipo (4) requiere una historia termo-tectónica común dentro de cada provincia durante los últimos 100-500 m.a. (Ziagos et al., 1985).

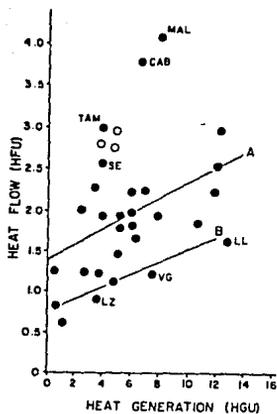
El flujo de calor no es perfectamente constante en estas provincias geotectónicas individuales. Las desviaciones con respecto del valor representativo en la provincia pueden ser considerables. Por ejemplo, un cuerpo granítico grande puede significativamente aumentar el flujo de calor por su alto contenido de productores radiogénicos de calor.

Se nota un vago incremento en el flujo de calor con el aumento en la generación radioactiva de calor, en todos los sitios en que se han realizado mediciones en el Norte de México. Pero no se puede confirmar la existencia de la mencionada dependencia lineal (Fig. 6.16) (Smith et al., 1979).

La causa de esto probablemente es la existencia de diferentes condiciones térmicas en el Norte de México.

Según Smith (1979) existe la posibilidad de separar esta zona en varias sub-provincias térmicas con dependencias lineales propias. Esto está justificado por la complejidad de la actividad tectónica en el Norte de México.

1) La zona de flujo de calor con valores más elevados que el promedio continental se extiende desde el Cinturon Volcánico



Reference lines A and B represent the parameters established by Roy *et al.* [1968] for the Basin and Range and Central United States thermal provinces, respectively. The open circles are for values presented by Decker and Smithson [1975] for the Rio Grande Rift Zone in New Mexico. Labeled values are Malpica (MAL), Caborca (CAB), Tameapa (TAM), Santa Eulalia (SE), Lampozos (LZ), Villa Garcia (VG), and La Linda (LL).

Fig. 6.16. Relación entre valores de flujo de calor (en Heat Flow units) y la generación de calor radioactivo de rocas superficiales (en unidades de producción de calor) para el Norte de México (tomado de Smith et al., 1979).

Mexicano, através de la SMOC hasta la provincia del "Basin and Range". Smith et al. (1979) sugiere que la SMOC es la extensión hacia el sur de la provincia térmica del "Basin and Range" pero modificada por los fenómenos asociados con el esparcimiento del Golfo de California.

Para la provincia del "Basin and Range" tampoco está definida una relación lineal entre q_0 y A. Por otro lado la frontera Este de la provincia térmica del "Basin and Range" en México todavía no está definida (Smith et al., 1979) (Fig. 6.17).

2) Los valores observados de flujo de calor en los estados de Chihuahua, Durango, Zacatecas son similares a aquellos asociados a la anomalía térmica del Rift del Rio Grande (Smith et al., 1979). Los círculos abiertos en la Fig. 6.16 (Smith et al., 1979) son de la zona del Rift del Rio Grande. la diferencia relativa de estos puntos con respecto de la mayoría de los valores del norte de México indica un carácter tectónico especial.

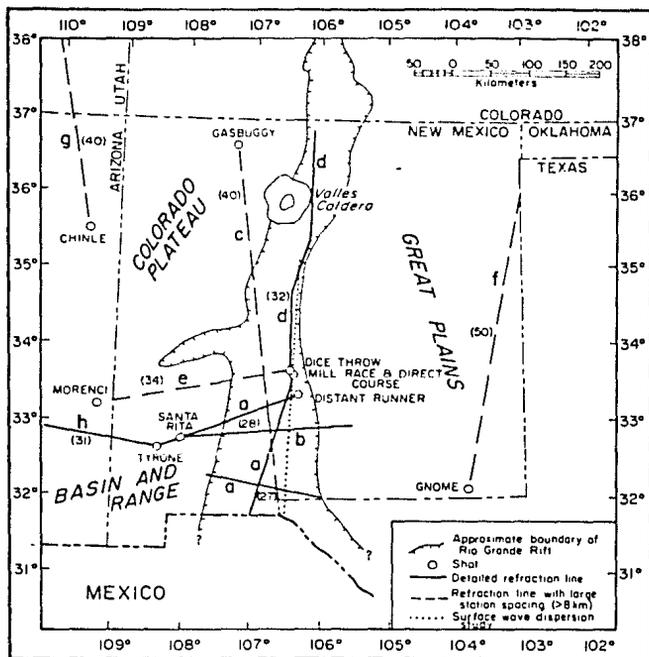
Las características térmicas del Rift del Rio Grande son las siguientes:

- 1) El flujo de calor en el rift es generalmente muy alto, típicamente está comprendido en el rango $75-125 \text{ mW/m}^2$
- 2) Los estudios indican que un alto flujo de calor en la provincia del rift no se puede explicar por la generación de calor en la corteza.

Decker et. al. (1975) midieron la producción de calor radioactivo y finalmente obtuvieron valores relativamente altos de flujo de calor de origen mántico para la parte sur del Rift del Rio Grande. Estos autores propusieron temperaturas altas en el manto, adelgazamiento de la corteza e intrusiones superficiales en la corteza superior como la fuente de la anomalía térmica.

- 3) Similarmente a otras áreas de la provincia del Basin and Range, en Nuevo México no existe una relación lineal entre el flujo de calor y la producción de calor.

Estas características son similares a la que existen en la Mesa Central. Pero las densidades de las mediciones térmicas no permiten identificar una prolongación eventual de las condiciones térmicas del rift hacia Norte de México.



Map showing locations for seismic studies of crustal structure in the Rio Grande rift region. *a*—Sinno et al. (1986). *b*—McCullar, (1977). *c*—Toopozada and Sanford (1976). *d*—Olsen et al. (1979). *e*—Jaksha (1982). *f*—Stewart and Pakiser (1962). *g*—Roller (1965). *h*—Gish et al. (1981); surface wave studies — Keller et al. (1979), Sinno and Keller (1986). Numbers along profiles indicate approximate Moho depths in kilometers below sea level.

Fig. 6.17. Mapa del rift del Rio Grande. Los números a lo largo de los perfiles indican la profundidad aproximada hasta el Moho (en km bajo el nivel del mar) (tomado de Keller et al., 1990).

ANALISIS DE LA VARIACION SECULAR DEL FLUJO DE CALOR CONTINENTAL.

El flujo de calor continental depende:

- 1) de la edad del último evento térmico;
- 2) de la intensidad de este evento y
- 3) de la concentración de elementos radioactivos en los continentes.

Un área perturbada térmicamente recobra su equilibrio térmico mediante el enfriamiento representado por una disminución del flujo de calor proveniente del manto q_m . A este proceso le corresponde un descenso en la contribución radiogénica de calor de la corteza.

Lo más probable es que esto se cumpla mediante:

- a) decaimiento de elementos radioactivos
- b) y remoción de elementos radioactivos de la superficie a través de procesos erosionales. El nivel más profundo de la corteza (con menor concentración isotópica) va progresivamente a exponerse mediante erosión, de tal manera que la producción de calor de las rocas en la superficie indicará el descenso secular.

El flujo de calor q_A asociado a la radioactividad de la corteza está dada por (Vitorello et al., 1980):

$$q_A = \int_0^h A_0 \exp(-z/b) dz = A_0 b [1 - \exp(-h/b)] \quad (9)$$

De aquí se obtiene:

$$A_0 = q_A / b [1 - \exp(-h/b)] \quad (10)$$

donde h - es el espesor de la corteza y b está relacionado con la erosión. A un valor menor de b corresponde una erosión más profunda.

De tal manera, que la variación secular del flujo de calor continental tiene las dos componentes siguientes:

- 1) cese de los disturbios térmicos;
- 2) erosión y remoción de las fuentes de calor.

Mientras que el proceso de enfriamiento se puede representar por una ley del tipo $t^{-1/2}$ (Parsons et al., 1977) como en los océanos, la superposición de los dos procesos no tiene una representación simple en la escala de tiempo (Fig. 6.18)

A continuación analizémos el comportamiento de la producción de calor y del flujo de calor con respecto de la edad del último evento térmico (Ígneo o tectónico).

Se construyeron las gráficas (Tabla 6.10, Fig. 6.19) de:

- (q_0, t) - flujo de calor superficial contra la edad térmica t ;
- (A, t) - producción de calor de las rocas ígneas en la superficie contra t ;
- (q_m, t) - flujo de calor del manto contra t ;
- $(\Sigma Q_A, t)$ - flujo de calor radioactivo de toda la corteza.

- 1) Se observa un descenso de flujo de calor medido y del flujo de calor proveniente del manto con la edad térmica.
- 2) Pero el comportamiento de la producción de calor (medido por Smith, 1974; Fig. 6.20) de las rocas ígneas en la superficie no es tan claro. Esta variable depende no solamente de la edad térmica, sino también del tipo de la roca, considerando que con la disminución de la acidez de las rocas ígneas el contenido de los isótopos radioactivos disminuye considerablemente.

Así se puede concluir, que en el transecto se observa en general un descenso de flujo de calor medido con la edad térmica (q_0, t) que se debe al descenso del flujo de calor del manto (q_m, t) .

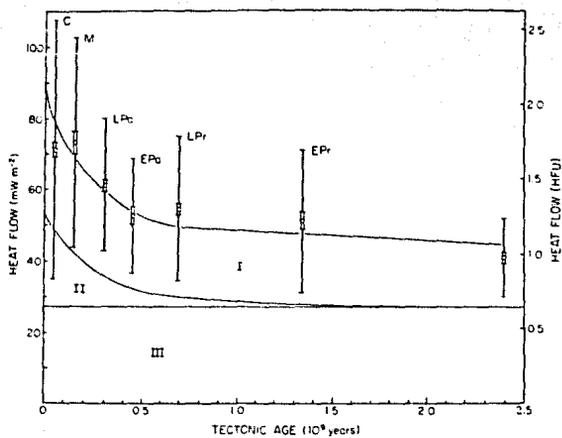


Fig. 6.18. Descenso secular del flujo de calor con la edad
 C - Cenozóico, M - Mesozóico, LPA - Paleozóico Tardío, EPA -
 Paleozóico Temprano, LPr - Proterozóico Tardío, EPr - Proterozóico
 Temprano, A - Arqueano (tomado de Vitorello et al., 1980).

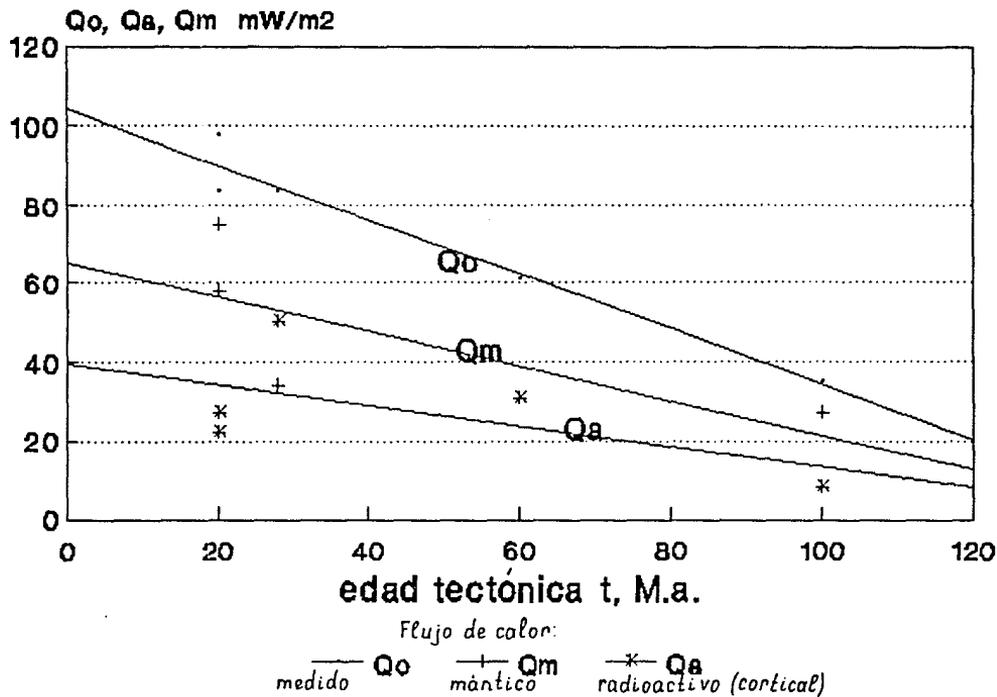


Fig. 6.19. Flujo de calor contra la edad tectónica para las provincias geológicas del transecto, flujo de calor proveniente del manto contra la edad tectónica, flujo de calor radioactivo contra la edad tectónica.

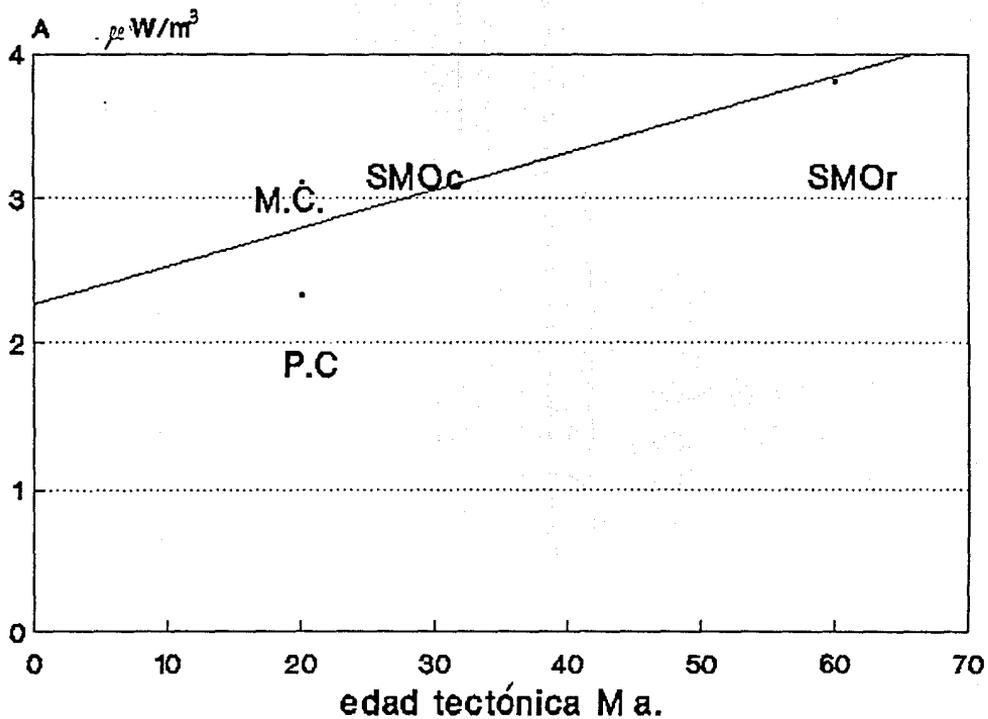


Fig. 6.20. Promedio de producción de calor de las rocas superficiales (Smith et al., 1979) para diferentes provincias geológicas a lo largo del transecto contra su edad tectónica.

area	t	Ao superf. mW/m ²	qo promedio mW/m ²	qm promedio mW/m ²	QA calculado mW/m ²
Baja California	Mioceno 20 M.a.	----	----	----	21.6
Planicie Costera	Mioceno 20 M.a.	2.31	97.8	75.45	22.35
SMOc	Oligoceno 28 M.a.	3.23	84.4	34.4	50.00
Mesa Central	Mioceno 20 M.a.	3.1	84.4	57.7	26.8
SMOR	Paleoceno 80-40 M.a.	3.8	61.4	30.9	30.5
Golfo de México	100 M.a.	---	8.2	26.5	8.2

t - edad de último evento térmico (ígneo o tectónico)

Baja California, Planicie Costera - abertura del Golfo de California, inicio en Mioceno hace 20 M.A.

SMOc. - emplazamiento de las ignimbritas en Oligoceno hace aprox. 28 M.a.

Mesa Central - elevación en Mioceno hace 20 M.a.

SMOR.- orogenia Larámide en Paleoceno entre 40-80 M.a.

Golfo de México - abertura del Golfo de México hace aprox. 100 M.a.

Tabla 6.10. Relación entre los valores de flujo de calor y la edad tectónica de las diferentes provincias geológicas a lo largo del transecto.

DISTRIBUCION DE LA TEMPERATURA CON LA PROFUNDIDAD.

La distribución de la temperatura dentro de la Tierra y de la intensidad del flujo de calor en la superficie se determina en base a:

- 1) la distribución y espesor de las fuentes radioactivas de calor por un lado;
- 2) así como a partir de los parametros termofísicos (más importante - conductividad térmica) de sustancias minerales y materiales en consideración.

Se puede calcular la temperatura a diferentes profundidades, en particular en el Moho usando:

- 1) la estructura de la velocidad en la corteza;
- 2) el flujo de calor superficial;
- 3) la contribución de calor de los diferentes estratos;
- 4) la conductividad térmica de los diferentes estratos.

Para este calculo se usó la fórmula para una Tierra estratificada con propiedades creciendo monotonicamente: la producción de calor A y la conductividad térmica K (Buntebarth 1984, Meissner, 1985):

$$T_n(z) = T_{n-1} + (q_{n-1})(z_n - z_{n-1})/K_n - A_n (z_n - z_{n-1})^2/2K_n \quad (11)$$

donde T_n - la temperatura en el fondo de la capa,
 T_{n-1} - la temperatura en el límite superior de la capa,
 q_{n-1} - flujo de calor a través del límite superior de la capa,
 $(z_n - z_{n-1})$ - espesor de la capa,
 A_n - la producción de calor de la capa,
 K_n - la conductividad térmica,
 $q_{n-1} = q_{n-2} - (z_{n-1} - z_{n-2})A_{n-1}$ (12)

$$\frac{\quad}{z_{n-2}, q_{n-2}}$$

$$A_{n-1} = \text{const}$$

$$\frac{\quad}{z_{n-1}, T_{n-1}, q_{n-1}}$$

$$A_n = \text{const}$$

$$K_n$$

$$\frac{\quad}{z_n, T_n}$$

Se calculó T_{sed} , T_{Conrad} , T_{Moho} y la temperatura en el manto litosférico (hasta intersectar la temperatura $0.85T_m$ - límite entre la litósfera y la astenósfera) (Tabla 6.11, Fig. 6.21).

$$T_{\text{sed}} = 10^\circ + q_0(z_{\text{sed}} - z_0)/K_1 - A_1(z_{\text{sed}} - z_0)^2/2K_1 \quad (13)$$

$$T_{\text{Conrad}} = T_{\text{sed}} + q_{\text{sed}}(z_{\text{Conrad}} - z_{\text{sed}})/K_2 - A_2(z_{\text{Conrad}} - z_{\text{sed}})^2/2K_2 \quad (14)$$

$$T_{\text{Moho}} = T_{\text{Conrad}} + q_{\text{Conrad}}(z_{\text{Moho}} - z_{\text{Conrad}})/K_3 - A_3(z_{\text{Moho}} - z_{\text{Conrad}})^2/2K_3 \quad (15)$$

Los valores de conductividad que se han usado son los siguientes:

1) Para la capa sedimentaria (calizas del Mesozoico) con espesor de 5 km de la Mesa Central y SMOc se tomó $2 \text{ W/m}^\circ\text{K}$.

Según Buntebarth (1984) la conductividad de las calizas es $2.2\text{-}2.8 \text{ W/m}^\circ\text{K}$ (Tabla 6.12 y 6.13). Se tomó un valor un poco menor considerando que las rocas fueron afectados por una orogenia y erosión posterior.

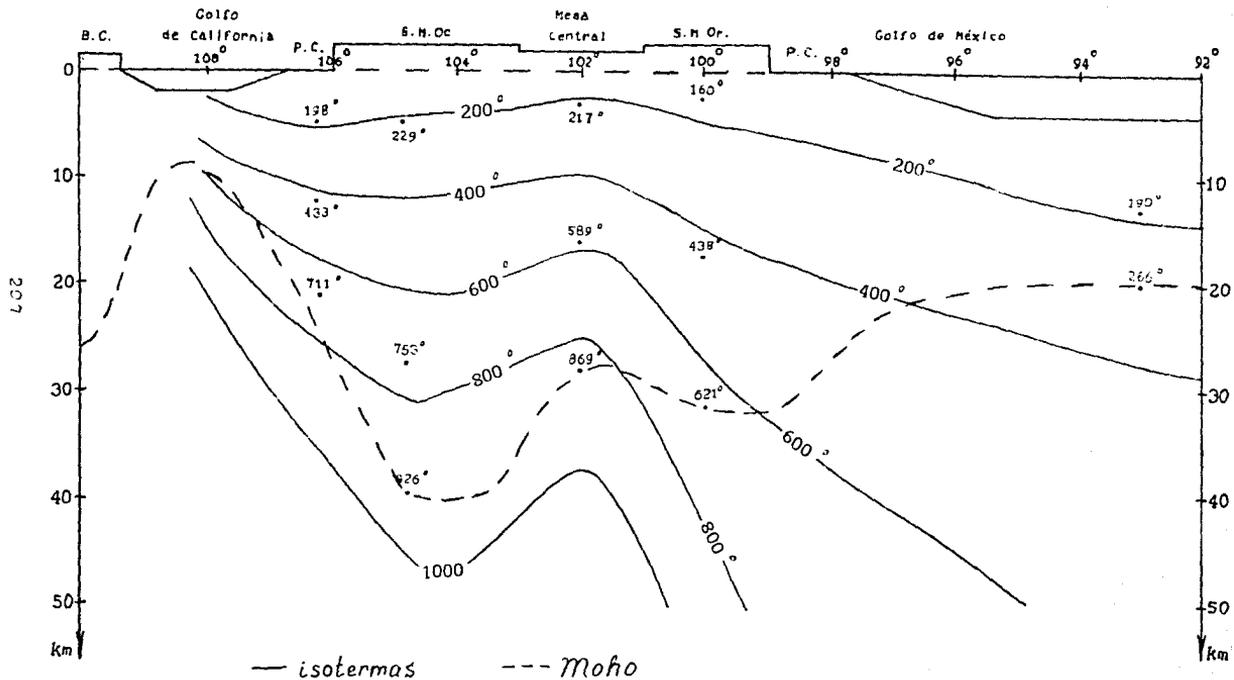


Fig. 6.21. Distribución de temperatura con la profundidad a lo largo del transecto.

área	Tsed. °C	q sed. mW/m2	Tconrad °C	q conrad mW/m2	Tmoho °C
Planicie costera	198	76	433	64	711
SMOC	229	75.4	753	38.6	926
Mesa Central	217	81.4	589	60.6	869
SMOr	160	58.4	438	34.4	621
Golfo de México	190	27.9	----	----	266

Tsed.- temperatura en el fondo de la capa sedimentaria o con $V_p=6$ km/s
q sed- flujo de calor en la frontera entre sedimentos y capa granito-sedim.
Tconrad - temperatura en la discontinuidad de Cónrad
q conrad -flujo de calor en la discontinuidad de Cónrad
Tmoho - la temperatura en la discontinuidad entre la corteza y manto.

Tabla 6.11. Distribución de la temperatura con la profundidad a lo largo del transecto.

Material	K [W m ⁻¹ K]	κ [10 ⁻⁸ m ² s]
Limestone	2,2-2,8	1,1
Slate	2,4	1,2
Sandstone	3,2	1,6
Bituminous coal	0,26	0,15
Rock salt	5,5	3,1
Gneiss	2,7	1,2
Granite	2,6	1,4
Gabbro	2,1	-
Peridotite	3,8	-

Tabla 6.12. Conductividad térmica (K) para algunos materiales bajo condiciones normales (tomado de Buntebarth, 1984).

Tipo de roca	Temperatura, °C	Conductividad térmica, cal/seg/cm/°C
Granito	100	$5 - 7 \times 10^{-3}$
	200	$5 - 6.5 \times 10^{-3}$
Anortosita	100	$4.1 - 4.5 \times 10^{-3}$
	200	$4.3 - 4.7 \times 10^{-3}$
Diabasa	100	$5.0 - 5.35 \times 10^{-3}$
Basalto	75	4×10^{-3}
Gabbro	100	$5.25 - 5.75 \times 10^{-3}$
	400	4.8×10^{-3}
Dunita	100	9.4×10^{-3}
	200	8.1×10^{-3}
Piedra caliza	100	$4.9 - 7.0 \times 10^{-3}$
Piedra arenisca	17	10×10^{-3}
Pizarra	17	1.4×10^{-3}
Sal de roca	17	17×10^{-3}
Hielo	0	22×10^{-3}
Vidrio de sílice	100	$13 - 15 \times 10^{-3}$
Obsidiana	100	15×10^{-3}
Marza arenosa *	$0.8 - 5.5 \times 10^{-3}$
Arcilla *	$0.6 - 4 \times 10^{-3}$
Arena de río *	$0.65 - 4.0 \times 10^{-3}$

¹ Según Birch, 1942.

* Depende ampliamente de la humedad.

Tabla 6.13. Valores típicos de la conductividad térmica de las rocas a la presión atmosférica (tomado de Howell, 1962).

- 2) En el Golfo de México, para las rocas sedimentarias Cenozoicas no consolidadas de espesor 2 km (Ewing et al., 1962) se tomó una conductividad de $1 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$. Este valor se tomó considerando que las mediciones de conductividad de los sedimentos en el Golfo (Epp et al., 1970) (Fig. D.5) y los valores típicos para rocas como: arcilla - $0.7\text{-}1.0 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$ (Bullard et al., 1961); lodo - $0.8\text{-}1 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$ (Bullard et al., 1961); sedimentos no litificados de la capa sedimentaria en los océanos - $0.84\text{-}0.92 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$ (Smislov et al., 1979).
- 3) Para el resto de la corteza en el transecto se usó una conductividad $2.5 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$, considerando los valores típicos de granitos - $2.6 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$ - Bunterbarth (1984) y el modelo de conductividad térmica con la profundidad (Bunterbarth, 1984) (Fig. 6.22).
- 4) Para el manto se usaron siguientes valores de conductividad (Bunterbarth, 1984) (Fig. 6.22):

Planicie Costera - $3 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$,
SMOC - $3.2 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$,
Mesa Central - $3 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$,
SMOR - $3.3 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$,
Golfo de México - $3.3 \text{ W/m}^{\circ}\text{K}$.

Los resultados del cálculo están representados en la Fig. 6.21 y Tabla 6.11

Debido a todas estas aproximaciones y en parte por el carácter unidimensional del cálculo, las temperaturas obtenidas deben ser consideradas como una primera aproximación.

De la Fig. 6.21 se ve, que el Moho no se puede considerar como una isoterma. La posición elevada de la isoterma (y Moho) en la Mesa Central indica que el material asciende desde la profundidad (astenosfera caliente). Esta hipótesis se confirma por el magmatismo miocénico. Además la Mesa Central está marcada por un movimiento vertical significativo durante el Mioceno.

La temperatura calculada para el Moho en la Mesa Central (869°) es consistente con la del "Basin and Range", obtenido por Fix (1975) - 800° (Fig. 6.23 y Tabla 6.14 y 6.15). Además para la Mesa

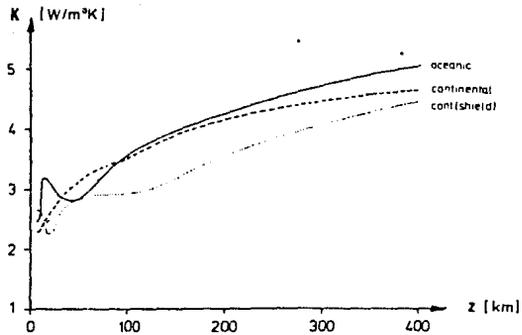


Fig. 6.22. Modelo de conductividad térmica para el interior de la Tierra en regiones continentales (tipo normal, escudos antiguos) y áreas oceánicas (tomado de Buntebarth, 1984).

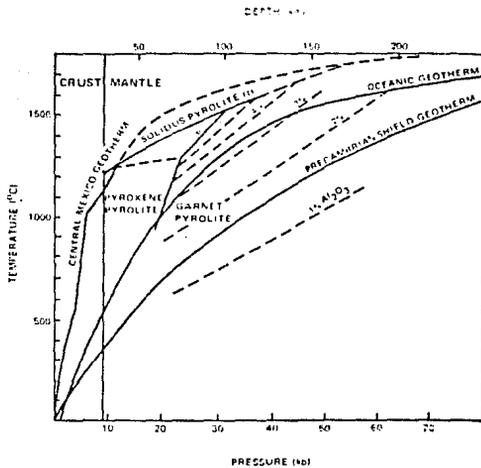


Fig. 6.23. Geoterma para México Central; modelo petrológico de un manto de composición Pirolítica III (Green y Ringwood, 1970); y geoterma para océanos y escudos Precámbricos (Clark y Ringwood, 1964) (tomado de Fix, 1975).

Model	Surface heat flow	Mantle heat flow	Depth of heat generating layer	Heat generation	Depth to layer 2	Depth to mantle	Thermal conductivity		
	$\frac{\mu\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ s}}$	$\frac{\mu\text{cal}}{\text{cm}^2 \text{ s}}$	(km)	$\frac{10^{-12} \text{ cal}}{\text{cm}^3 \text{ s}}$	(km)	(km)	layer 1	layer 2	mantle
Central Mexico	2.4	1.9	10	5.0	18	30	6.5	5.0	10.0
Basin and Range 1 (Blackwell 1971)	1.90	1.37	10	5.3	10	30	6.5	5.0	—

Tabla 6.14. Valores utilizados para calcular la distribución de la temperatura con la profundidad para México Central y la provincia del Basin and Range (tomado de Fix, 1975).

Depth (kni)	Temperature (°C)	
	Central Mexico	Basin and Range 1
0	0	0
5	175	136
10	331	252
15	477	389
20	641	526
25	831	663
30	1021	800
35	1116	937
40	1211	1074
45	1306	1211
50	1401	1348

Tabla 6.15. Distribución de temperatura con la profundidad para México Central y Basin and Range (tomado de Fix, 1975).

Central - el flujo de calor del manto promedio - 57.7 mW/m^2 y según Keller et al.(1990) para Rio Grande rift $q_m=60 \text{ mW/m}^2$. Pero la temperatura para el Moho para la Mesa Central obtenida en este trabajo es diferente de la obtenida por Fix (1975), que es 1021° . Las razones de esta diferencia podrian ser las siguientes:

- 1) en el presente trabajo se usaron mediciones de flujo de calor de Smith et al.(1979) y Ziagos et al.(1985) posteriores al trabajo de Fix (1975);
- 2) se utilizó una metodología diferente para la evaluación de la contribución de calor radioactivo de la corteza.

POSIBLES FUENTES DE ERRORES EN LA DETERMINACION DE LA PRODUCCION DE CALOR Y DEL CAMPO DE TEMPERATURAS:

- 1) hay que recordar de nuevo, que se supuso una condición de estado estacionario y que no es válida para algunas partes de nuestro transecto. Pasquale (1990) indica que por esa causa la temperatura calculada en el Moho puede tener una incertidumbre mayor del 10%. En este caso las temperaturas calculadas reflejan solamente una tendencia general del régimen térmico;
- 2) no se hicieron correcciones por
 - a) ascenso,
 - b) erosión;
 - c) sedimentación;
 - d) topografía;
 - e) circulacion de fluidos, etc.
- 3) errores en mediciones de flujo de calor.

DETERMINACION DEL ESPESOR DE LA LITOSFERA.

Se han identifican varios tipos de litósfera (Maxwell, 1985):

- 1) litósfera elástica o flexural (o reológica) definida por la reacción a una carga (hielo o otro material geológico) sobre la superficie de la Tierra. Es la definición más cercana al concepto clásico de estrato rocoso exterior. El espesor de esta litósfera depende del esfuerzo y del tiempo;

2) litósfera térmica, definida como el estrato conductor, se identifica por estar caracterizada por transporte conductivo de calor y descansa sobre la zona caliente y por eso estructuralmente débil, llamada astenósfera;

3) litósfera sísmica que probablemente coincide con la térmica (cuando fusión parcial y relajación por dislocación a altas temperaturas son los mecanismos que sirven para disminuir las velocidades sísmicas), y se define por las velocidades de las ondas. La zona de baja velocidad es generalmente equivalente a la astenósfera, es decir a la zona de menor viscosidad que la corteza. Normalmente, el flujo de calor del manto q_m además de controlar la temperatura de la corteza, influye en el espesor de la litósfera (Pollack et al., 1977). Las propiedades del manto superior varían de acuerdo al cociente:

$$\text{temperatura evaluada / temperatura de fusión} = T(z)/T_m(z)$$

Las variaciones de esta relación corresponden directamente a la variación en la viscosidad del material mántico.

La transición litósfera-astenósfera empieza según Pollack et al. (1977) a una temperatura menor que la de sólidos.

La profundidad H a la cual $T(z)/T_m(z) = 0.85$ corresponde al espesor de la litósfera sísmica, porque en esta profundidad ocurre refracción sísmica. Valores para $T_m(z)$ fueron deducidos por Pollack y Chapman (1977) a partir de valores experimentales y de las curvas teóricas de fusión de material mántico.

Para el transecto se construyó una familia de geotérmicas para cada provincia geológica (Fig. 6.25). En el cálculo de geotérmicas se usó transporte conductivo de calor y se extendió las geotérmicas solamente hasta la base de la litósfera (hasta la intersección con $0.85T_m(z)$). La continuación de las geotérmicas en la astenósfera requiere incluir otros métodos de transporte de calor además de la conducción de calor conductiva, por ejemplo la convección, etc.

Por esta misma razón no se construyeron las geotérmicas para el Golfo de California.

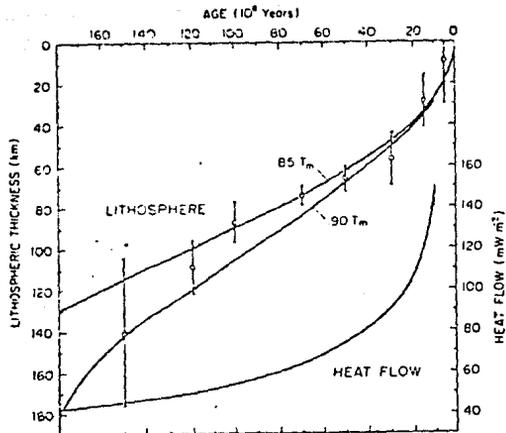


Fig. 6.24. Espesor de la litósfera y flujo de calor contra la edad del piso oceánico respectivamente. Los puntos con barras de error representan estimaciones realizadas por Leeds et al. (1974) del espesor de la litósfera a partir de datos sísmológicos (tomado de Pollack et al., 1977).

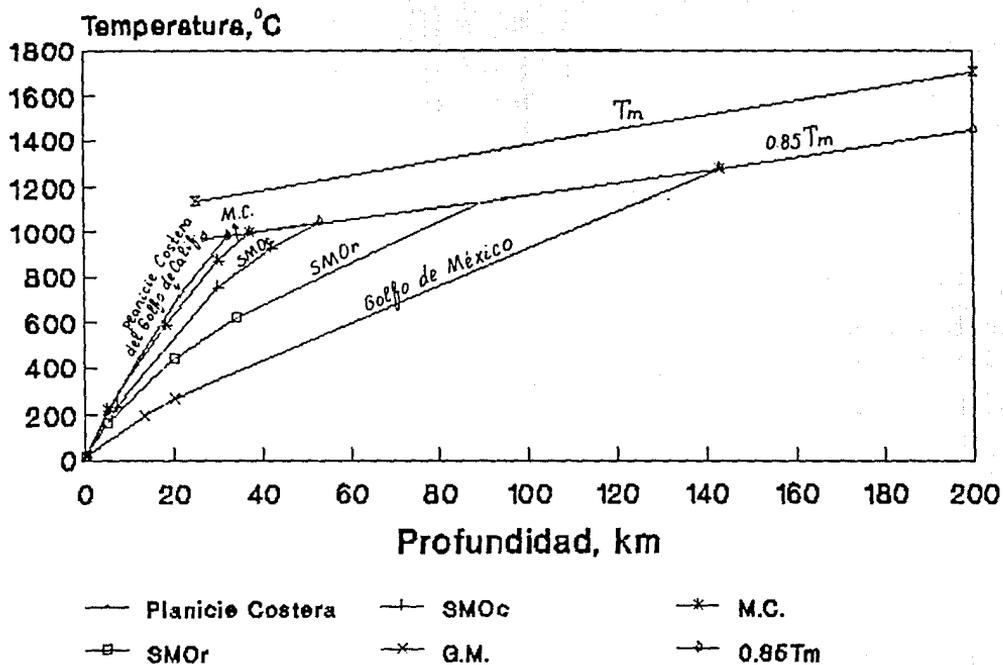


Fig. 6.25. Conjunto de geotermas para las diferentes provincias geológicas a lo largo del transecto; T_m representa la geoterma de fusión del manto.

Para toda la Península de Baja California existen solamente 3 valores de flujo de calor. Además estos valores son bajos considerando la cercanía de la zona de dispersión del fondo oceánico. Por esta razón la geoterma tampoco se construyó para esta zona.

La litósfera en el transecto está representada en la Fig. 6.26 El espesor de la litósfera es más grande (Tabla 6.16), donde el flujo de calor superficial y del manto tiene sus valores mas bajos (Golfo de México y SMOr). La litósfera en la Mesa Central es 37 km según estos cálculos. Esto corresponde a los datos de Fix (1979), que propone que el espesor de la corteza es 30 km, más abajo encontrándose el "mantle lid" de espesor 4-8 km y a mayor profundidad una zona de fusión parcial.

Según estos cálculos el espesor de la litósfera térmica bajo la SMOc es 54 km, que es menor de lo que propuso Gomberg (1988) para la litósfera sísmica. Según esta autora la litósfera sísmica en el norte de México no debe ser menor a 70 km.

En rasgos generales el espesor de la litósfera obtenido en el presente trabajo es consistente con el obtenido por Pollack et al. (1977) - (Fig. 6.28) a partir de la representación del flujo de calor en funciones esféricas harmónicas (Fig. 6.27).

El flujo de calor del manto q_m generalmente sigue la misma tendencia que q_o , incluso en áreas más jóvenes geologicamente.

De la Fig. 6.15 y 6.29 se observa que en el transecto en general el flujo de calor del manto sigue la misma tendencia que el flujo de calor superficial. Aunque en la SMOc a pesar de tener un promedio de flujo de calor igual que en la Mesa Central, el valor de flujo de calor del manto es mayor que en la SMOc.

Pero la observación de que el flujo de calor superficial decrete exponencialmente con el incremento de espesor de la litósfera no es muy riguroso, porque el flujo de calor depende de la variación lateral de la generación de calor en la corteza superior.

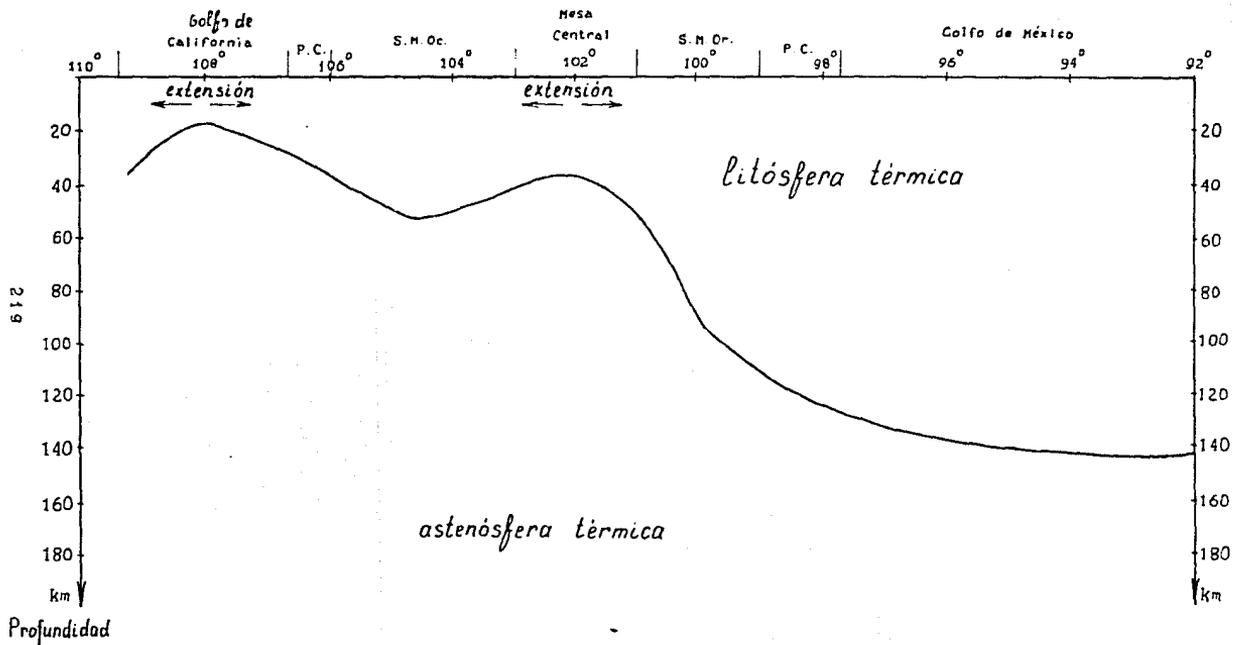


Fig. 6.26. Espesor de la litósfera a lo largo del transecto.

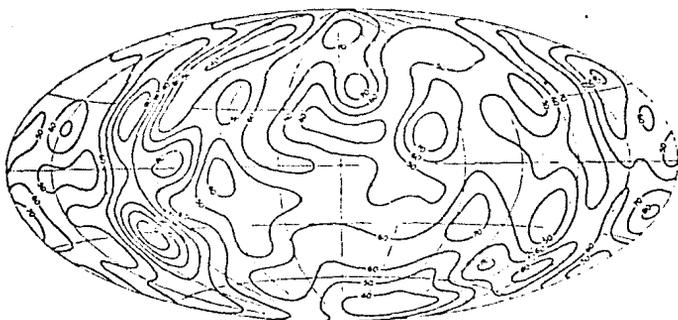


Fig. 6.27. Representación del flujo de calor en funciones armónicas esféricas (en mW/m^2) (tomado de Pollack et al., 1977).



A-A' - el transecto de estudio, correspondiente a la Fig. 6.25

Fig. 6.28. Espesor de la litósfera (en km) determinada a partir de la representación del flujo de calor en armónicos esféricos (tomado de Pollack et al., 1977).

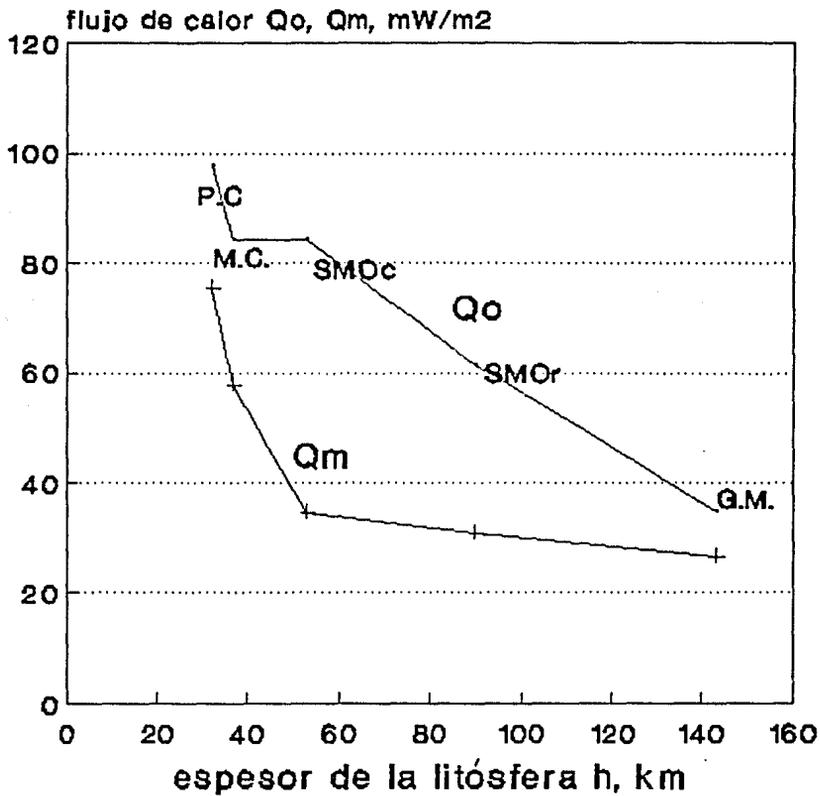


Fig. 6.29. Espesor de la litósfera contra el flujo de calor (h, q_0) a lo largo del transecto y espesor de la litósfera contra el flujo de calor proveniente del manto (h, q_m).

área	espesor de la litósfera en km
Planicie costera	32
SMOc	53
Mesa Central	37
SMOr	90
Golfo de México	143

Tabla 6.16. Espesor de la litósfera a lo largo del transecto.

COMPARACION DE LOS DATOS DE FLUJO DE CALOR CON LOS PERFILES GRAVIMETRICO Y MAGNETOMETRICO.

Para hacer esta comparación, se necesita siempre tener en presente que en parte, la temperatura es el resultado de acontecimientos sucedidos en el pasado, al contrario de lo que ocurre con los campos gravitacionales y magnetométricos que dependen exclusivamente de la actual distribución de masas.

Es incluso presumible que los fenómenos térmicos que acompañaron a los procesos de formación de la Tierra, hayan dejado huellas reconocibles en las temperaturas internas actuales.

1) El alto flujo de calor observado y aquel de origen mántico en la Mesa Central coincide con un adelgazamiento de la corteza según el modelo gravimétrico y corresponde a una anomalía de -210 mGal. El alto flujo de calor observado y del manto en la Planicie Costera corresponde a un adelgazamiento de la corteza, pero la anomalía aquí es $-12 - 80$ mGal

Se pueden obtener las siguientes conclusiones:

no se observa una correlación entre la anomalía de Bouguer y el flujo de calor en el transecto. Es más apropiado comparar el flujo de calor del manto con el espesor de la corteza.

2) Comparando con valores de la profundidad al punto de Curie se observa que la profundidad mínima del punto de Curie para el perfil magnético en la Mesa Central (es menor a 25 km) se correlaciona con el alto flujo de calor mántico.

3) Aunque parece raro, la Mesa Central - un área con un alto flujo de calor mántico y una litósfera de espesor de solo 37 km, está isostáticamente compensada. Precisamente el manto anómalo bajo la litósfera, que se puede considerar como astenósfera compensa la elevación alta del área (1.9 km). Esto es el caso cuando la compensación isostática ocurre a un nivel más bajo que el fondo de la litósfera (al contrario de las hipótesis de Pratt y de Airy).

4) El alto flujo de calor del manto en la Mesa Central coincide con la baja resistividad obtenida a partir de datos magneto-telúricos (comunicación personal Sánchez-Castellanos y Alday).

4) En nuestro caso no se puede hacer comparación con los datos sísmicos porque precisamente los consideramos para deducir el flujo de calor del manto (para evitar una argumentación circular).

CAPITULO VII.

CONSIDERACIONES SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA DE LA MESA CENTRAL.

INTRODUCCION.

La diferencia principal del modelo de la corteza propuesto en este trabajo (según estudios geofísicos y geológicos) con el modelo de Woollard (1959) es el espesor de la Mesa Central que es 30 km en este trabajo y 48 km en el trabajo de Woollard (1959).

A lo largo del presente trabajo se han presentado argumentos a favor de este valor en base a datos de diferentes disciplinas. Por último en este capítulo se trata de justificar este valor en base a estudios geológicos existentes en este área.

La así llamada la Mesa Central en realidad no es una meseta sino un altiplano rodeado de prominencias orográficas: SMOr, SMOc, Faja Volcánica (y sector transverso Torreón - Monterrey).

Existen todavía muchas interrogantes importantes sobre la evolución y situación tectónica de la Mesa Central. Las principales interrogantes respecto a la situación tectónica en la Mesa Central se pueden resumir de la siguiente manera:

- 1) Como se originó la tectónica de extensión en la Mesa Central?
- 2) Representa la tectónica de extensión de la Mesa Central la continuación de la provincia del "Basin and Range"?
- 3) Cual es el espesor de la corteza: 48 km según Woollard et al. (1956) o 30 km según Fix (1975)?

En este capítulo se trata de discutir estas preguntas según el orden siguiente:

1. Evidencias de extensión tectónica de la Mesa Central.
2. Prolongación del "Basin and Range" en la Mesa Central.
3. Modelos de extensión.
4. Modelos de elevación durante el Mioceno de la Mesa Central.
5. Relación entre extensión, elevación y compensación isostática en la Mesa Central.

Para contestar a las preguntas anteriores se necesita hacer primero

una síntesis de las características geofísicas más importantes de la Mesa Central y de sus contrastes con otras provincias del norte de México.

RESUMEN DE DATOS GEOFÍSICOS SOBRE LA MESA CENTRAL.

- 1) Los datos sísmicos (Fix, 1975) indican que:
 - a) el espesor de la corteza bajo la Mesa Central- es alrededor de 30 km;
 - b) existe un manto superior anómalo (fusión parcial en un 10-20 %);
- 2) Los valores de la anomalía de Bouguer sobre la Mesa Central son más negativos (-220 mGal) de lo que debería corresponder a un espesor de la corteza de 30 km, esto indica que el manto superior está más caliente de lo normal.
- 3) La Mesa Central está isostáticamente compensada.
- 4) La Mesa Central se caracteriza por un alto flujo de calor superficial que se debe al alto flujo de calor proveniente del manto ya que la producción de calor radioactivo en la corteza es bajo.
- 5) La profundidad del punto de Curie (23.5-25.5 km) es más somera que el Moho (30 km).
- 6) De acuerdo a datos magnetotélúricos del transecto, la Mesa Central presenta en la corteza inferior y manto superior una zona de baja resistividad comparada con la SMOC y la SMOR. Esto posiblemente se relaciona con un manto anómalo (comunicación personal, Sanches-Castellanos y Alday-Rulz).
- 7) Además el estudio de xenolitos (Jean Pier, comunicación personal) propone tres posibles modelos para la corteza en el transecto. Uno de ellos (Fig.7.1) propone el adelgazamiento cortical bajo la Mesa Central comparado con la SMOC y la SMOR y es consistente con los modelos geofísicos de la corteza que se han discutido en el presente trabajo.

EVIDENCIAS SOBRE EXTENSION EN LA MESA CENTRAL.

Una de las características tectónicas más interesantes de la Mesa Central es aparentemente la existencia de un régimen tectónico de extensión que ha caracterizado la historia post-miocénica de esta

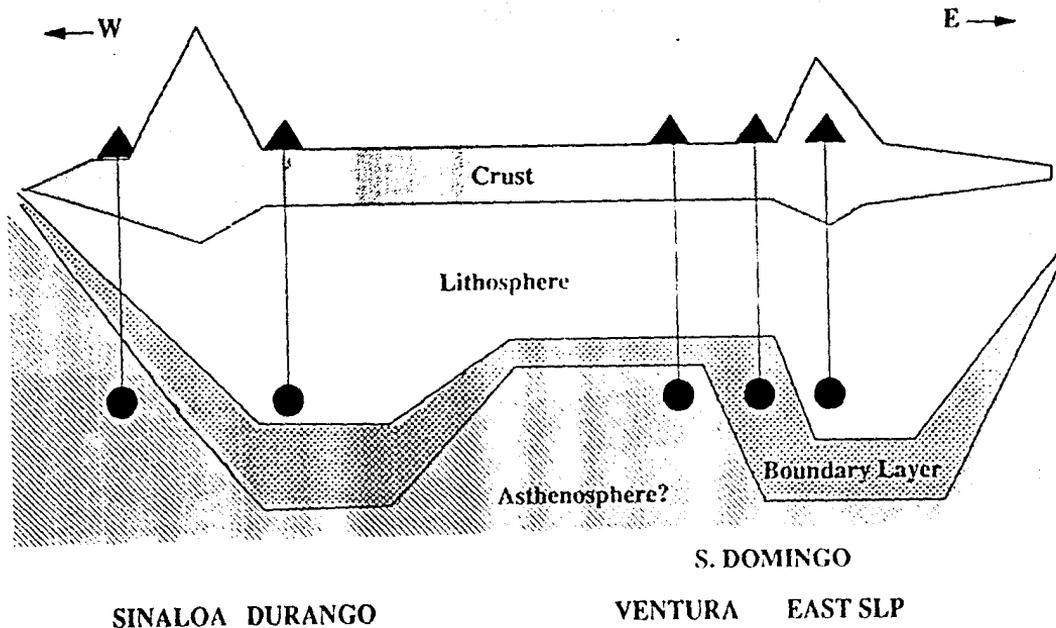


Fig. 7.1. Posible modelo litosféra-astenósfera a lo largo del transect Sinaloa-Durango-Ventura-St. Domingo-Este de San Luis Potosi, construidos a partir de análisis químico de xenolitos provenientes de la corteza inferior y del manto superior (comunicación personal de Jean Pier, 1990)

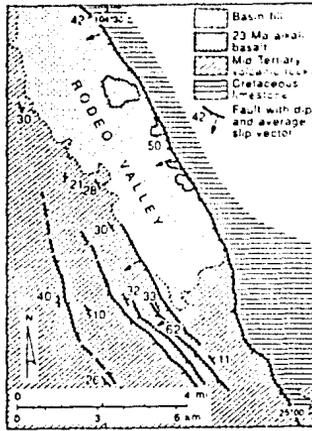


Fig. 7.2. Mapa geológico simplificado del semi-graben de Rodeo, Durango (inmediatamente al norte de D en la Fig. 7.4). Las rocas volcánicas del Terciario medio están desplazados hacia abajo con relación a las calizas falladas de edad Cretácica. Basaltos alcalinos con edad de 23 M.a. (Aguirre-Díaz y McDowell, 1988) emitidos a lo largo de la falla oriental limitante y están interestratificados con los sedimentos de relleno de la cuenca. El graben, la falla y la orientación del espejo de la falla indican una extensión este - noreste hace 23 M.a. (tomado de Henry y Aranda, 1992).

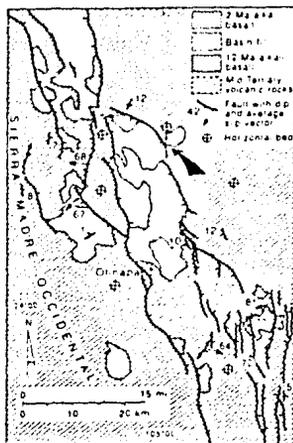


Fig. 7.3. Mapa geológico simplificado del graben Rio Chico - Otinapa, Durango (inmediatamente al oeste de D en la Fig. 7.4.) Los basaltos alcalinos en el sur han sido datados en 12 Ma. (Mc Dowell y Keizer, 1977) y cubren la secuencia delgada de relleno de cuenca y están afallados. De aquí se puede concluir que el fallamiento empezó hace 12 M.a. Los basaltos ubicados al norte tienen una edad K-Ar preliminar de 2-3 Ma. Uno de estos flujos cruza la falla delimitante oriental (flecha) y no está afallado. Entonces el fallamiento terminó hace 2 Ma. El graben, la falla y la orientación del espejo de la falla indican una extensión este-noreste (tomado de Henry y Aranda, 1982).

provincia y que probablemente sigue activo.

Dentro de las evidencias de un régimen tectónico de extensión se puede mencionar las siguientes:

1) En algunos lugares aislados de la Mesa Central existen pequeños campos volcánicos pleistocénicos (Fig. 7.2. y 7.3.), constituidos por basaltos alcalinos y/o basanitoides (Ventura y Espiritu Santo, S.L. Potosí; San Diego de La Unión, Guanajuato, etc.), típicos de zonas de rift continental. Asociados a este volcanismo a veces se presentan basaltos con xenolitos, provenientes del manto superior y de la base de la corteza (Aranda Gómez y Ortega-Gutiérrez, 1987).

2) Existen testimonios históricos de terremotos que causaron destrucción y apertura de grietas en Villa Hidalgo, San Luis Potosí. Existe actividad sísmica en la región comprendida entre San Miguel de Allende y San Juan de los Lagos (falla del Bajío y/o graben de Campuzano).

3) Los cuerpos montañosos que se localizan en la región de la Mesa Central se encuentran generalmente limitados por lineamientos que corresponden generalmente a fallas normales (Fig. 7.4). En la parte meridional de la Mesa Central existen dos juegos conjugados de fallas normales, que dan origen a fosas y pilares tectónicos con rumbos NE y NW.

Entre las fosas tectónicas más importantes se encuentran los grabenes de:

Villa de Reyes (N 40° E),

Aguascalientes (N 10° E),

Campuzano (N 80° E),

Paso Blanco (N 45° W),

Enramadas (N 45° W),

Bledos (N 45° W) y

la depresión de Lagos de Moreno.

Otras estructuras de gran importancia, en el borde meridional de la Mesa Central, son:

la falla El Bajío (N 50° W),

la Veta Madre (N 40° W)

y el sistema de vetas de La Sierra.

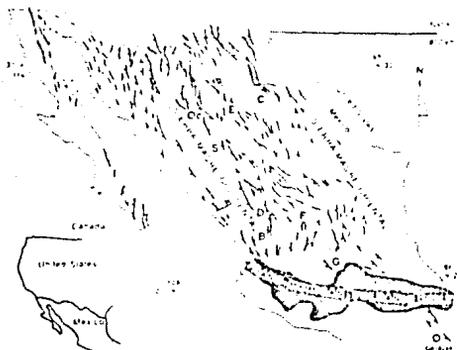


Fig. 7.4. Distribución generalizada de fallas de extensión de edad Cenozóica medio y tardío en el norte de México. Las fallas sin marcas son de Stewart (1978), fallas con marcas fueron compiladas del mapa geológico de escala 1:50 000 de INEGI así como de fuentes publicadas. Parte del Eje Neovolcánico se vió afectado por extensión durante el Cenozóico tardío la cual está ahora enmascarada por rocas volcánicas más jóvenes. La SMOC es un bloque relativamente inafectado por fallas de extensión que separa áreas de mayor extensión en el norte de México y México central de aquellas de alrededor del Golfo de California. Oc = Ocampo; E = Santa Eulalia; C = San Carlos; S = Santa Bárbara; D = Durango City; B = Bajío; F = Fresnillo, G = Guanajuato; O = Oaxaca. México comprende aproximadamente la mitad del área total en extensión de Norteamérica (tomado de Henry y Aranda, 1992).

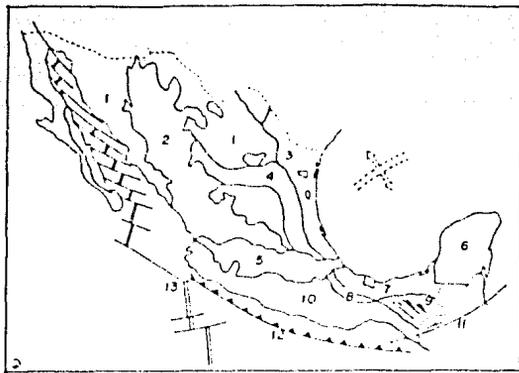


Fig. 7.5. Principales elementos tectónicos de México expresados en la fisiografía. 1) Provincia de Cuencas y Sierras ("Basin and Range"); 2) Sierra Madre Occidental; 3) Sierras y Valles de Coahuila; 4) Sierra Madre Oriental; 5) Eje Neovolcánico Transmexicano; 6) Plataforma de Yucatán; 7) Llanura Costera del Golfo; 8) Sierra de Juárez; 9) Sierra de Chiapas; 10) Sierra Madre del Sur; 11) Sistema de Fallas Polochic - Motagua; 12) Trincheras de Acapulco; 13) Dorsal del Pacífico del Este (tomado de Morán - Zenteno, 1986).

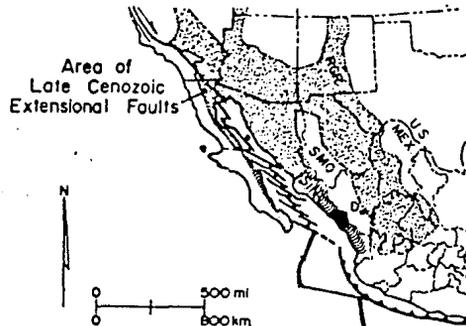


Fig. 7.6. Prolongación de la provincia del "Basin and Range" hacia el norte de México en forma de dos bandas distintas de fallas de extensión. El área afectada con fallamiento extensional está punteada. SMOc- Sierra Madre Occidental; SIN - Sinaloa; RGR - Rio Grande rift; D - ciudad de Durango (tomado Henry, 1989).

4) Existencia de unflujo térmico alto y en particular de un alto flujo de calor proveniente del manto, que es característico de las zonas de extensión.

5) Corteza adelgazada inferida a partir de sismología, gravimetría, magnetometría, flujo de calor y método magnetotérmico.

6) Al norte de la falla El Bajío es común encontrar acuíferos con aguas termales (e.g. Taboada, Gagorron, Ojo Caliente, Aguas Buenas, Aguas Calientes, etc.) (Aranda-Gómez et al., 1989).

Pero hay que notar en conclusión que la información acerca del estado tectónico actual de la Mesa Central es escasa.

POSIBLE CONTINUACION DE LA PROVINCIA DEL BASIN AND RANGE.

La Mesa Central y la provincia del "Basin and Range" tienen muchas características semejantes que sugieren a primera vista que podría existir una continuidad en el régimen tectónico actual entre ambas provincias (Fig. 7.5). Dentro de las características comunes a ambas provincias se pueden citar las siguientes:

- 1) alto flujo de calor, baja producción de calor en la corteza;
- 2) anomalía de Bouguer 220-240 mgal;
- 3) existencia de fallas normales de edad Cuaternaria;
- 4) grandes elevaciones topográficas regionales ≈ 2 km;
- 5) corteza adelgazada (≈ 30 km) según la sismología;
- 6) presencia de campos basálticos alcalinos recientes.

Stewart (1978) sugirió que existe una prolongación de fallas de extensión del Cenozoico tardío de la provincia del "Basin and Range" hacia el norte de México en forma de dos bandas distintas (Fig. 7.6). De acuerdo a esta interpretación las dos franjas que se extienden hacia México serían:

- 1) una franja estrecha a ambos lados del Golfo de California;
- 2) y una franja más ancha al este de la SMOc, que representa la continuación al sur del Rift Rio Grande.

Estas dos franjas están separadas por la SMOc., la cual presenta una escasez relativa de fallamiento.

Stewart (1978) admite que la estructura de la provincia del "Basin and Range" en ambas franjas está pobremente estudiada y en general está generalizada a partir de los mapas regionales.

Max Suter (1991) realizó un estudio sobre el estado de esfuerzos y la deformación activa en México en base de datos obtenidos de la:

- 1) deformación de pozos;
- 2) mecanismos fóscales;
- 3) alineamiento de conos cóniceros;
- 4) análisis de desplazamiento de fallas.

Según este autor el NE de México está bajo extensión y forma la continuación hacia el SE de la provincia de esfuerzos "Basin and Range-Rift Rio Grande" (Fig. 7.7).

En el norte de México esta provincia de esfuerzos tiene una extensión aproximada de 1000 km en la dirección oeste-este y 1000 km en la dirección norte-sur.

Esta provincia de extensión está delimitada por las siguientes provincias de esfuerzos:

al oeste - por la provincia de Golfo de California;

al noroeste - por la provincia de Grandes Planicies;

al este - por la provincia de Planicie costera del Golfo del México;

al sur - por la Faja Volcánica Trans-Mexicana.

Estos estudios indican que el régimen tensional que prevalece en el sur de los Estados Unidos, en la región de la provincia del "Basin and Range" se extiende hacia gran parte de noroeste de México y la Mesa Central.

MODELOS DE EXTENSION PARA LA MESA CENTRAL.

No existen estudios recientes que se hayan avocado al origen del fallamiento y el desarrollo de la tectónica de extensión en la Mesa Central. Sin embargo se pueden mencionar algunas interpretaciones realizadas en relación a la provincia del "Basin and Range" y que podrían ser aplicables a la Provincia de la Mesa Central.

Todos estos modelos mencionados abajo no son completamente distintos, se asemejan uno a otro en algunos aspectos.

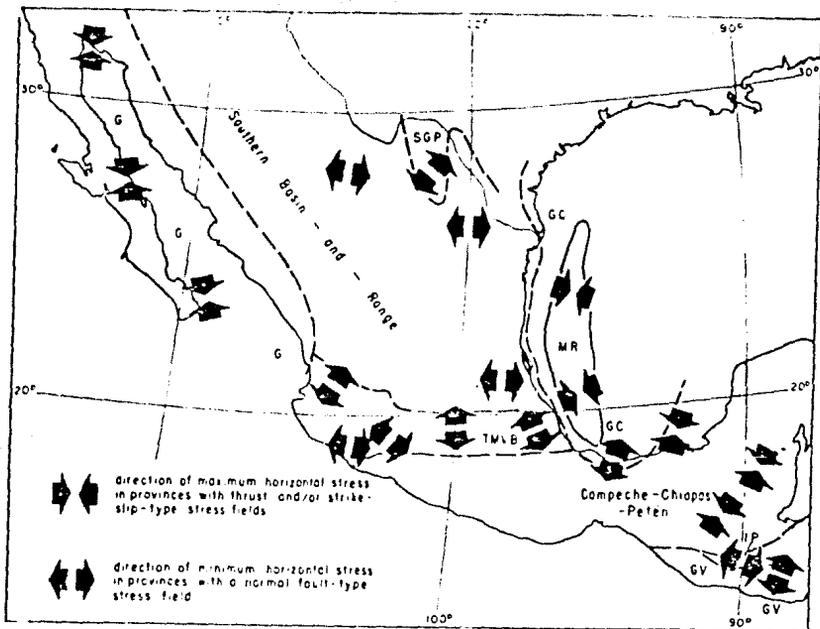


Fig. 7.7. Provincias de esfuerzos definidos para México y el oeste de Centroamérica. G - provincia de esfuerzos del Golfo de California; GC - provincia de esfuerzos de la costa del Golfo de México; GVA - provincia de esfuerzos del arco volcánico Guatemalteco; IP - provincia de esfuerzos de Ipala; SGP - provincia de las Grandes Planicies del Sur; TMVB - provincia de esfuerzos del Eje Neovolcánico (tomado de Suter, 1991).

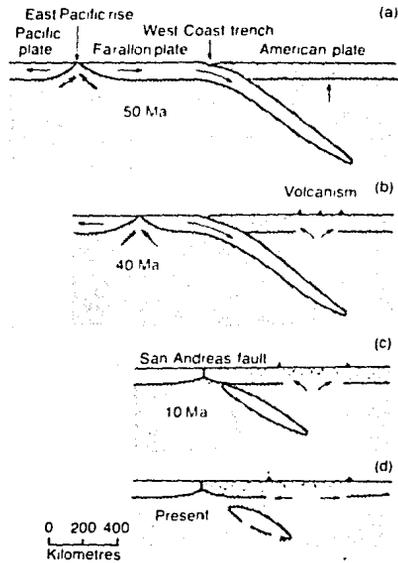


Fig. 7.8. Evolución Cenozóica inferida para la provincia del "Basin and Range" (tomado de Scholz et al., 1971).

Modelo I (Kearey et al., 1990; Mayer, 1986)

A pesar de que durante la subducción de la placa Farrallón por debajo de la placa de Norteamérica no se habían desarrollado cuencas marginales adyacentes a la trinchera a lo largo del margen continental, existen regiones de la litósfera continental adyacente a estas trincheras que parece estaban sujetos a un régimen de extensión (Kearey et al., 1990). Estas regiones son la provincia del "Basin and Range" y probablemente la Mesa Central.

Scholz et al. (1971) sugiere que la tectónica del "Basin and Range" se debe al ascenso diapírico de manto parcialmente fundido, generado por subducción de la Placa Farrallón durante el Cenozoico temprano (Fig.7.8)

Según Mayer (1986) el calentamiento por la placa Farrallón descendiendo someramente pudo ser responsable de la reducción de la viscosidad efectiva de la litósfera inferior y el inicio de diapirismo durante el Paleoceno.

La velocidad máxima del ascenso diapírico es de orden 5 km/Ma. Esta velocidad implica por lo menos 20-40 Ma para la penetración de la litósfera subcortical.

Según la hipótesis de Scholz et al. (1971), cuando la subducción cesó (esto ocurrió cuando la dorsal de Este de Pacífico alcanzó la trinchera) y la compresión de la placa Norteamericana cesó, entonces aumentó la extensión como resultado del aumento del diapirismo.

Es notable la existencia de fallas del tipo "Basin and Range" alrededor del Golfo de California hasta la latitud de Nayarit, coincidiendo con la parte más septentrional de la actual margen activa, es decir de la fosa centroamericana a lo largo de la cual la subducción está continuando (Henry, 1989).

Modelo II (Damon et al., 1981)

Según Damon et al. (1981), la tectónica de extensión en el norte de México está asociado a la migración del arco volcánico al oriente y su regresó al oeste. Este proceso de extensión tectónica fué acompañado por volcanismo basáltico (localizado en campos volcánicos aislados). El último levantamiento en la Mesa Central ocurrió, de acuerdo a esta interpretación, durante el Mioceno, lo que coincide con el paso sobre la Mesa Central de la actividad magnética asociada a la subducción en el occidente.

Modelo III (Mayer L., 1986).

El mecanismo principal para explicar la tectónica de extensión de la provincia del "Basin and Range" según Mayer es el diapirismo.

La extensión de la litósfera pudo tener lugar en la zona de

- a) retro-arco sobre una(s) pluma(s) de material mántico;
- b) intra-arco;
- c) o sobre una ventana de la placa en subducción (Farrallón).

Es probable que la tectónica de extensión de la provincia del "Basin and Range" se desarrolló:

- 1) al principio en un ambiente de intra-arco,
- 2) posteriormente en el ambiente de retro-arco,
- 3) y al final se le puede asociar a la extensión oblicua de la falla transformada de San Andrés

Según este modelo, los esfuerzos pueden ser transmitidos a grandes distancias gracias al debilitamiento térmico o al suavizamiento de la litósfera.

La extensión según las causas 1) y 2) presentan el camino de adelgazamiento de una litósfera no uniforme porque implican mecanismos de adelgazamiento de la litósfera a partir de su base.

Entonces con estos mecanismos se puede explicar:

- 1) la elevación alta de la Mesa Central;
- 2) la corteza adelgazada de esta.

Modelo IV (Henry, 1989).

Según Henry (1989), el tipo de tectónica de extensión en la provincia del "Basin and Range" es gravitacional, inducida por el superengrosamiento de la corteza resultante de alguno de los siguientes procesos:

- 1) Orogenia Laramida,
- 2) o la contracción de la corteza más antigua,
- 3) o las intrusiones magnéticas.

Los plegamientos y sobrecorrimientos asociados a la llamada Orogenia Laramide afectaron a las secuencias mesozoicas marinas que se acumularon en el espacio actual de la Mesa Central (Rodgers et

al., 1956; Tardy et al., 1975; Padilla y Sanchez, 1986) y provocaron seguramente un engrosamiento de la corteza en esta región.

Adicionalmente los eventos magmáticos que afectaron esta zona durante la migración del arco magmático hacia el oriente de México y su posterior retorno deben haber producido también un engrosamiento de la corteza en esta porción de México.

Según Henry (1989) es dudoso que la extensión alrededor del Golfo de California y en la Mesa Central ocurrió como consecuencia del engrosamiento de la corteza únicamente. Sus argumentaciones son las siguientes:

a pesar de que casi todo el oeste de México fue afectado por magmatismo durante el Mesozoico tardío y en Cenozoico, la actividad más intensa y voluminosa está representada por rocas volcánicas del Terciario medio de la SMOc. Entonces, como explicar que la SMOc es un bloque sin tectónica de extensión y esté rodeado por áreas afectados por una mayor extensión considerando la hipótesis de que la extensión en el Norte de México se debe únicamente al engrosamiento de la corteza?

Posiblemente, en el Mioceno la corteza no estaba engrosada, solamente elevada térmicamente.

Según Bott (1981) en la mayoría de los casos la elevación precede la extensión.

La mayoría de los "rifts" y fosas tectónicas (grabenes) continentales presentes se formaron en regiones donde la corteza se estaba elevando o en regiones de ascenso de las mesetas, por ejemplo: el sistema del rift de África Oriental, el sistema del rift de Baikal, el graben del Rin y la provincia del "Basin and Range".

Una de las peculiaridades que presentan todas estas regiones con tectónica de extensión es la existencia de un manto anómalo.

Lo más probable es que la Mesa Central se puede representar como un área elevada en extensión con un manto anómalo.

La asociación común de riftogénesis y ascenso sugiere que existe una relación entre ellos. En general, el ascenso es la primera respuesta a la elevación de temperatura por debajo y la formación del rift es una consecuencia secundaria.

La elevación de la corteza es la respuesta isostática normal al

ascenso de temperatura que causa una reducción en la densidad y en el espesor de la litósfera. Pero Bott (1981) no presenta los cálculos para confirmar esto, porque la reducción de la densidad - si, puede conducir a la elevación (según hipótesis de Pratt), pero una reducción en el espesor de la litosfera puede llevar a un hundimiento de la superficie (según hipótesis de Airy).

Según Bott (1981) en general existen dos posibles esquemas generales, que explican ambos fenómenos:

- a) corteza adelgazada y
- b) extensión.

Estas dos esquemas se reflejan al carácter de extensión dependiendo del papel que jugó la astenósfera durante el proceso de extensión:

- 1) activo o
- 2) pasivo.

En el caso pasivo el orden de acontecimientos es el siguiente: esfuerzos regionales de tensión producen

- 1) agrietamiento de la litósfera causando:
- 2) ascenso astenosférico con
- 3) el consecuente ascenso de la temperatura y
- 4) ascenso isostático.

En este caso primero ocurre la tectónica de extensión y después la elevación.

En el caso activo:

ascenso astenosférico activo (fuentes probables: diapirismo, placa subducida en fusión, etc.) produce

- 1) un ascenso topográfico y
- 2) después la tectónica de extensión.

En este caso el ascenso causa extensión.

Como la extensión litosférica y penetración diapírica pueden ser relacionados como causa y efecto, se hace posible (si no probable) que los procesos múltiples están operando al mismo tiempo más bien que en secuencia.

Como se ha mencionado, el ascenso de la Mesa Central durante el Mioceno (Woollard et al., 1956) coincide con el tiempo en que aquí se ubicaba el arco magmático relacionado con la placa Farrallón. Esto hace suponer que el ascenso en este tiempo fue activo. Por lo consiguiente, podemos inferir que primero ocurrió la elevación la cual

produjo la extensión posterior.

ELEVACION DE LA MESA CENTRAL.

Hasta este momento aquí hemos analizado la elevación de la Mesa Central como causa de la tectónica de extensión y ahora toca el turno para discutir las causas de la elevación de esta provincia.

Para entender las causas del ascenso de la Mesa Central se necesitan tomar en cuenta los siguientes tipos de datos:

- 1) la información sobre las propiedades físicas de la corteza inferior y del manto superior que aportan los métodos geofísicos;
- 2) datos de flujo de calor, procesos termales;
- 3) el mapeo geológico y geomorfológico de los límites de la Mesa Central; determinación de la edad absoluta de rocas volcánicas que puedan indicar la dimensión y la edad del ascenso;
- 4) la petrología y geoquímica de las rocas volcánicas que nos dan la clave para entender su origen y relación con la placa en subducción;
- 5) petrología de xenolitos asociados a las rocas volcánicas que aporta

información importante para entender la composición y el estado de la corteza inferior y el manto superior y en particular sobre los eventos metamórficos.

En realidad los estudios geológicos y geomorfológicos en la Mesa Central son escasos y no existen prácticamente investigaciones de esta naturaleza dirigidas a la reconstrucción de los episodios del levantamiento tectónico en esta región. La mayoría de los estudios geológicos tienen un enfoque estratigráfico y estructural con énfasis en las secuencias mesozoicas.

A partir de la información geológica general se pueden inferir los siguientes episodios de levantamiento:

1. Elevación tectónica anterior al depósito de ignimbritas durante el Oligoceno sobre la SMOC y Mesa Central evidenciada por el contacto de ignimbritas sobre rocas plutónicas y rocas metamórficas paleozóicas y triásicas. Antes de que se depositaron las ignimbritas hubo una intensa erosión en la Mesa Central y en la SMOC. Esta erosión estaba relacionada con la elevación que produjo la Orogenia Laramídica.

Es posible que esta sea una elevación de la Mesa Central que

precedió al levantamiento de edad miocénica (Morán Zenteno comunicación personal, 1992).

2. Elevación de la Mesa Central posterior al depósito de ignimbritas. En la Mesa Central se presentan frecuentemente cuerpos de ignimbritas que forman o coronan prominencias topográficas en forma de pilares tectónicos. Si se considera que los flujos ignimbriticos tienden a rellenar depresiones y a nivelar el relieve, la presencia de tales prominencias de ignimbrita refleja al menos un levantamiento diferencial de bloques en la región de la Mesa Central.

A nivel regional el levantamiento general de la Sierra Madre Occidental y de la Mesa Central se refleja por el desarrollo de profundos rasgos erosivos en el flanco occidental de la Sierra Madre Occidental y de un desnivel topográfico brusco (las altitudes varían desde 2400 metros hasta el nivel del mar en la costa y en Baja California).

En las zonas donde se desarrollaron fosas tectónicas se acumularon depósitos fluviales que se encuentran actualmente rellenando cuencas en su mayor parte endorreicas.

La actitud de las capas de ignimbrita en la Sierra Madre Occidental, la Mesa Central y en la Llanura Costera occidental es en general horizontal lo que sugiere que el mencionado desnivel topográfico hacia el occidente no existía antes de la emisión de los grandes volúmenes ignimbriticos de la Sierra Madre Occidental.

EXISTENCIA DE MANTO ANOMALO Y DE LITOSFERA ADELGAZADA POR DEBAJO DE LA MESA CENTRAL.

Según los datos de sismología de Fix (1975), bajo la Mesa Central existe un manto anómalo (Capítulo II).

Se pueden plantear diferentes hipótesis para explicar la existencia de dicho manto anómalo:

- 1) la fusión de material "ligero" puede ocurrir en la astenósfera;
- 2) o ser el producto de la fusión de la placa subducida;
- 3) en el caso del desarrollo de una fase de extensión tectónica previa al desarrollo del manto anómalo puede producirse una disminución de presión en el manto lo que causaría la fusión.

Como ya se mencionó, la elevación de la Mesa Central coincide con la localización aquí en el Mioceno del arco magmático. Se puede suponer que el ascenso de la Mesa Central está relacionado probablemente con la subducción de la placa Farrallón bajo la placa Norteamérica. Pero entonces este último ascenso se debe no a los esfuerzos horizontales (como la elevación durante la Orogenia Laramide) sino verticales - al ascenso de material fundido. Durante la última elevación no hubo plegamiento a diferencia de la elevación Laramidica.

La placa en subducción induciría la fusión parcial bajo la Mesa Central.

Según Bott (1981) el desarrollo de una zona de manto anómalo con una fracción parcialmente fundida es el estado previo a un ascenso continental.

Si se considera que la litósfera continental en el lugar de ascenso del magma se calienta y adelgaza mediante el mecanismo de conducción térmica desde abajo unicamente, entonces el tiempo de ascenso sería prolongado.

A continuación se hacen una serie de consideraciones para un modelo de ascenso:

supongamos que el ascenso ocurre a partir de un proceso de conducción térmica y sin considerar la afluencia de material procedente de abajo.

El aumento de volumen debido a la fusión de magma basáltico es $\approx 8\%$ (McGetchin et al., 1980). Por eso es de esperarar que la fusión parcial del manto superior producirá una expansión.

Bajo la Mesa Central hay una zona $\approx 8-12$ km parcialmente (10-20 %) fundida. Después la fusión parcial decrese gradualmente hasta un 5 % a una profundidad de 100 km (Fix, 1975).

Si consideramos que existe una fusión parcial promedio de 10 % (como máximo) desde 30 hasta 100 km de profundidad, entonces de esta columna de 70 km, 7 km será el espesor de la roca fundida. Entonces

$$7 \text{ km} - 108 \%$$

$$x \text{ km} - 100 \%$$

$$x = 700/108 = 6.48 \text{ km}$$

7 km - 6.48 km = 0.52 km - será la elevación de la Mesa Central que se debe a la expansión del manto superior asociada a la fusión parcial. Pero la elevación de la Mesa Central es ≈ 2 km. De aquí, que este mecanismo por sí solo no pueda explicar la elevación tectónica total

de la Mesa Central. Pero puede ser parte de un mecanismo compuesto.

2) Cuando el magma atravieza la litósfera ascenso, los bloques pueden romperse, undiéndose y reemplazándose por material astenosférico caliente, que asciende desde abajo. De tal manera, la litosfera puede adelgazarse en un tiempo relativamente corto.

Según Bott (1981) la elevación de la corteza es la respuesta isostática normal al ascenso de temperatura que causa reducción de la densidad y del espesor de la litósfera.

Con esto se explica la compensación isostática cercana a 100 % en la Mesa Central.

Ahora veremos el papel del manto anómalo en extensión.

- 1) Como ya hemos discutido, el desarrollo de un manto anómalo es la etapa preliminar para un ascenso continental.
- 2) El desarrollo del régimen de extensión también depende de la presencia del magma. Si se presenta en abundancia, tenemos una situación donde una zona de extensión puede desarrollarse en zona de rompimiento continental (rift) por las intrusiones de dikes (Bott, 1981).

La extensión puede extinguirse si no hay aporte de magma. La razón de la extensión actual en la provincia del Basin and Range y probablemente en la Mesa Central es que bajo estas áreas todavía está presente un manto anómalo según los datos de sismología (Fix, 1975).

Puede surgir la pregunta:

POR QUE DESPUES DE LA GRAN EXTENSION TECTONICA LA MESA CENTRAL MANTIENE UNA ELEVACION ALTA?

Los regiones que están sujetos a extensión durante mucho tiempo pueden mantener una elevación alta. La flotabilidad perdida por el adelgazamiento de la corteza puede ser reemplazada por adiciones magmáticas CON UNA densidad cercana a la de la corteza. Esto puede ser válido para la Mesa Central porque en esta área existen evidencias de magmatismo basáltico pleistocénico (Aranda-Gomez et al., 1989).

Los siguientes fenómenos pueden contribuir a que a pesar de la

extensión, el área pueda mantener su elevación alta y el mismo espesor de la litósfera (Lachenbruch et. al., 1990):

- 1) por adiciones magmáticas - como ya se mencionó;
- 2) por sedimentación;
- 3) acreción del manto;
- 4) expansión térmica.

MAGNITUD DE LA EXTENSION EN LA MESA CENTRAL.

Las estimaciones de la extensión de la corteza basadas en estudios locales de cinemática de fallas son necesarios pero no suficientes para describir el adelgazamiento litosférico regional porque las fallas se observan solamente en la corteza superior.

En la Mesa Central no se han realizado el estudio de la cinemática de fallas. Considerando los rasgos topográficas regionales de la provincia del Basin and Range, en la mayor parte de la provincia se puede contar con un factor de extensión de la corteza entre $\beta=1$ y $\beta=1.33$ (Mayer, 1986) dependiendo de localización. El factor de estiramiento se determina de la siguiente manera:

$$\beta = (l + \Delta l) / l, \text{ donde}$$

l es la longitud antes de estiramiento,

$(l + \Delta l)$ es la longitud despues de estiramiento.

Un factor de estiramiento β más grande requiere de la suposición de engrosamiento de la litósfera antes del adelgazamiento litosférico (y cortical).

Asumiendo conservación de masa extendida el, factor de adelgazamiento está definido por

$$\gamma = 1 - 1/\beta$$

El factor de estiramiento β en la Mesa Central se puede evaluar a partir de la siguiente fórmula:

$$c + H_0 = (c_0 + H_0) / \beta + (1 - 1/\beta) \Sigma \quad (\text{Lachenbruch, 1990}), \text{ donde}$$

c_0 es la elevación inicial sobre el nivel del mar,

c es la elevación final (despues de extensión),

H₀ la distancia entre el nivel del mar y la superficie libre de la astenósfera hipotética (en generales 2.5 km según Lachenbruch (1990).)

$$\Sigma = (1 - \rho_b / \rho_a) b / \gamma + (1 - \rho_c / \rho_a) s / \gamma - (\rho_m / \rho_a - 1) m / \gamma + \delta / \gamma, \text{ donde}$$

ρ_a es la densidad de la astenósfera,

ρ_b es la densidad de los cuerpos intrusivos,

ρ_c es la densidad de los sedimentos,

γ es la velocidad de estiramiento o engrosamiento de la corteza,

δ es la velocidad de expansión térmica causada por el cambio de temperatura en la corteza y manto,

b es la velocidad de intrusiones,

s es la velocidad de sedimentación,

m es la velocidad de engrosamiento o adelgazamiento litosférico.

Unidades de b , s , m , δ son km/M.a.,

unidades de γ son %/M.a.

De esta formula se ve que para el cálculo del factor de estiramiento en la Mesa Central se necesitan evaluar los siguientes factores:

- 1) elevación inicial ϵ_0 antes de extensión, que corresponde al Eoceno-principio del Mioceno, porque según Aranda-Gomez (1989) existen evidencias de que la tectónica extensiva ha actuado en la Mesa Central desde el Eoceno;
- 2) los estudios geológicos detallados se necesitan para evaluar los factores:

ϵ_0 , b , s , m , δ , γ o en otras palabras evaluar la intensidad de la sedimentación, la erosión, la intrusión, cambios de la temperatura en la corteza y del manto desde el Eoceno.

Bibliografía

Albrecht, A. y D.G. Brookins, 1989. Mid-tertiary siliceous igneous activity above cratonic basement in Northern Mexico; comparison of two localities. *Geofisica Internacional*, 28(5), 813-850.

Allmendinger, R.W. y otros, 1967. Overview of the CCCORP 40° N Transect, western United States: The fabric of an orogenic belt. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 308-319.

Aranda-Gómez, J.J., F. Ortega-Gutierrez, 1987. mantle xenoliths in Mexico. Nixon PH (ed) *Mantle Xenoliths*. John Wiley and Sons, 75-85.

Arranda-Gómez, J.J. y otros, 1989. Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la sierra de Guanajuato y la parte meridional de la Mesa Central. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología Revista*, vol.8, num. 1, 1989, 33-46.

Artyushkov, E.V., A.E. Shlesinger y A.L.Yanshin, 1980. The origin of vertical crustal movements within lithospheric plates. *Geodynamics series*. Volume 1, 37-51.

Atwater, T., 1970. Implication of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, 81, 3513-3536.

Bhattacharyya, B.K., 1966. Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics*, 1, 97-121.

Bhattacharyya, B.K., 1969. Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data. *Geophysics*, Vol. 34, N 3, 402-423.

Bloomfield, K. y D.L. Cepeda, 1973. Oligocene alkaline igneous activity in N.E. Mexico. *Geol. Mag.*, 110, 551-559.

Bott, M.H.P., 1971. Evolution of young continental margins and formation of shelf basins. *Tectonophysics*, 11, 319-327.

Bott, M.H.P., 1981. Crustal doming and the mechanism of continental rifting. *Tectonophysics*, 73, 1-8.

Buffler, R.T., J.S. Watkins, J. Swaub y J.L. Worzel, 1980. Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico basin. In: R.H. Pilger (ed.), *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean*. Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, 3-16.

Bullard, E.C. y A. Day, 1961. The flow of heat through the floor of the Atlantic Ocean. *Geophysical Journal*, 4, 282-292.

Buntebarth, G., 1984. *Geothermics*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, Tokyo.

Byerly, P.E. y R.H. Stol, 1977. An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona. *Geophysics*, 42(7), 1394-1400.

Cameron, K.L., M. Cameron, B. Barreiro, 1986. Origin of voluminous mid-Tertiary ignimbrites of the Batopilas region, Chihuahua: implications of continental crust beneath the Sierra Madre Occidental. *Geof. Int.*, 25(1), 39-59.

Campos-Enriquez, J.O., M.A. Arroyo-Esquivel y J. Urrutia-Fucugauchi, 1990. Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 172, 77-90.

Campos Enriquez, J.J., J.O. Campos Enriquez y J. Urrutia Fucugauchi, 1991. Variación secular reciente y cartas de los elementos del campo geomagnético en México. *Geofísica Internacional*, 30(2), 107-116.

Cantagrel, J.M. y C. Robin, 1979. K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rock - relations between the andesitic and the alkaline provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114.

Connard, G., R. Couch y M. Gemperle, 1983. Analysis of aeromagnetic measurements from the Cascade Range in central Oregon. *Geophysics*, 48 (3), 376-390.

Coney, P.J. y S.J. Reynolds, 1977. Cordilleran Benioff Zones. *Nature*, 279, 403-406.

Crough, S.T., and G.A. Thompson, 1977. Upper mantle origin of Sierra Nevada uplift, *Geology*, 5, 396-399.

Damon, P.E. y otros, 1981. Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis. *Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología, Revista*, vol. 5 núm. 2, 223-238.

Decker, E.R., and S.B. Smithson, 1975. Heat flow and gravity interpretation across the Rio Grande rift in southern New Mexico and west Texas. *J. Geophys. Res.*, 80, 2542-2552, 1975.

Demant A., R. Mauvois y L. Silva, 1976. El Eje Neovolcanico Transmexicano. III Congreso Latinoamericano de Geología, México. Excursión No. 4, 3-23.

Egulluz de Antuñano, S., 1985. Posibilidades petroleras en el mar Mexicano. *Ingeniería petrolera*, agosto 1985, 39-61.

Epp, D., P.J. Grim y M.G. Langseth, Jr., 1970. Heat flow in the Caribbean and Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 75(29), 5655-5669.

Ewing, J.I., J.L. Worzel y M. Ewing, 1962. Sediments and oceanic structure history of the Gulf of Mexico. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 67, No. 6, 2509-2527.

Fairhead, J.D., 1976. The structure of the lithosphere beneath the Eastern rift, Eastern Africa, deduced from gravity studies. *Tectonophysics*, 30, 269-298.

Fichler, C. y J. Hospers, 1990. Deep crustal structure of the northern North Sea Viking Graben: result from deep reflection seismic and gravity data. *Tectonophysics*, 178, 241-254.

Figuerola, J.C., 1973. *Tratado de geofísica aplicada*.

Fix, J.E., 1975. The crust and upper mantle of Central Mexico. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 43, 453-499.

Freeman, R., St. Mueller y P. Giese, 1986. *European Geotraverse (EGT) Project*.

Fuchs, K. et al., 1983. Epilogue: Mode and mechanism of Rhenish Plateau uplift. *Plateau Uplift*, ed. by K. Fuchs et al. Springer-Verlag Berlin Heidelberg 1983, 405-411.

Gastil, G., G. Morgan y D. Krummenacher, 1981. The tectonic history of peninsular California and adjacent Mexico. In Ernest, W.G. (Ed.). *The geotectonic development of California* (Rubey vol. 1) Prentice Hall, 285-305.

Gebrande, H., 1982. Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks at room temperature and pressure up to 1 GPa. G. Angenheister (Editor), *Physical Properties of Rocks*. Springer, Berlin, 35-99.

Germák, V. and Bodry, L., 1986. Two-dimensional temperature modeling along five East-European geotraverses. *J. Geodyn.*, 5: 133-163.

Gomberg, J.S., K.F. Priestley, T.G. Masters y J.N. Brune, 1988. The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico. *Geophysical Journal*, 94, 1-20.

Green, A.G., 1972. Magnetic profile analysis. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 30, 393-403.

- Gudmundsson, G., 1966. Interpretation of one-dimensional magnetic anomalies by use of the Fourier-transform. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 12, 87-97
- Gudmundsson, G., 1967. Spectral analysis of magnetic surveys. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 13, 325-337.
- Gutierrez y Acosta, J., 1983. Modelado gravimétrico bidimensional sobre relieve topográfico. *Revista del Instituto Mexicano del Petroleo*, 15(3), 105-111.
- Hales, A.L., C.E. Helsley y J.B. Nation. P travel times for an oceanic path. *Journal Geophysical Research*, 75(35), 7362-7381.
- Hauge, T.A. et al., 1987. Crustal structure of western Nevada from COCORP deep seismic-reflection data. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 330-329.
- Henry, C.D., 1989. Late Cenozoic Basin and Range structure in western Mexico adjacent to the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1147-1156.
- Henry, C.D. y Aranda-Gómez, J.J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid - to late cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20, 701-704.
- Holliger, K. y S.L. Klemperer, 1989. A comparison of the Moho interpreted from gravity data and from deep seismic data in the northern North Sea. *Geophysical Journal*, 97, 247-258.
- Horton, C.W., W.B. Hemphkins y A.A.J. Hoffman, 1964. A statistical analysis of some aeromagnetic maps from the northwestern Canadian Sheld. *Geophysics*, 29(4), 582-601.
- Howell, B., 1962. *Introducción a la Geofísica*. Ediciones Omega, S.A. Barcelona, pp. 450.

Kamp, P.J.J. y K.A. Hegarty, 1989. Multigenetic gravity couple across a modern convergent margin: inheritance from Cretaceous asymmetric extension. *Geophysical Journal*, 96, 33-41.

Kanamori, Hiroo, 1970. Velocity and Q of mantle waves. *Phys. Earth Planet. Interiors*, 4, 259-275.

Karig, D.E. y W. Jensky, 1972. The proto-Gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 17, 169-174.

Kearey, P. y Vine, F.J., 1990. *Global Tectonics*. Blackwell Scientific Publications.

Keller, G.R., P. Morgan y W.R. Seager, 1990. Crustal structure, gravity anomalies, and heat flow in the southern Rio Grande rift and their relationship to extensional tectonics. *Tectonophysics*, 174, 21-37.

Kern, H., 1982. Elastic wave velocities and constants of elasticity of rocks at elevated pressures and temperatures. In: G. Angenheister (Editor), *Physical properties of rocks*. Springer, Berlin, 99-140.

Lachenbruch, A.H., 1968. Preliminary geothermal model for the Sierra Nevada. *J. Geophys. Res.*, 73, 6977-6989.

Lachenbruch, A.H., 1970. Crustal temperature and heat production: implication of the linear heat-flow relation. *Journ. Geophys. Research*, v.75, No.17, 3291-3300.

Lachenbruch, A.H. y P. Morgan, 1990. Continental extension, magmatism and elevation; formal relations and rules of thumb. *Tectonophysics*, 174, 39-62.

Langseth, M.G. y R.P. Von Herzen, 1970. heat flow through the floors of the world oceans, in *The Sea*, vol. 4, John Wiley, New York.

- Lawver, L.A. y D.L. Williams, 1979. Heat flow in the Central Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 84(B7), 3465-3478.
- Lee, T. and T.L. Henyey, 1975. Heat flow through the Southern California Borderland. *J. Geophys. Res.*, 80, 3733-3743, 1975.
- López Ramos, E., 1979. *Geología de México*. 2a. edición. México, D.F., Edición escolar, 3 volúmenes.
- Lyustikh, E.N., 1957, *Isostasy and isostatic hypothesis*, American Geophysical Union, Consultants Bureau, New York, pp.119.
- Marmissole-Daguerre, D., 1984. Evaluación de formaciones en México. Schlumberger.
- Mayer, L., 1986. Topographic constraints on model of lithospheric stretching of the Basin and Range province, western United States. *Geological Society of America, Special Paper*, 208, 1-14.
- McGetchin, T.R., K.C. Burke, G.A. Thompson y R.A. Young, 1980. Mode and mechanisms of plateau uplifts, *Geodynamics Series*, Vol. 1, 99-110.
- Meissner, R., 1985. *The Continental Crust*. Academic Press, New York.
- Meyer, R.P., J.S. Steinhart y G.P. Woollard, 1957. Central Plateau, Mexico. 199-224.
- Morán-Zenteno, D.J., 1984. *Geología de la República Mexicana*. INEGI.
- Morán-Zenteno, D.J., 1986. Breve revisión sobre la evolución tectónica de México. *Geofísica Internacional*, 25(1), 9-38.
- Nettleton, L.L., 1976. *Gravity and magnetics in oil prospecting*. New-York, McGraw-Hill.
- Okubo.Y. et al, 1985. Curie point depth of the Island of Kyushu and surrounding areas, Japan. *Geophysics*, 53(3), 481-494.

Padilla, R.J. y Sanchez, 1986. Post-paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of México. *Geof. Int.*, 25(1), 157-206.

Pakiser, L.C., 1963. Structure of the crust and upper mantle in the western United States. *J. Geophys. Res.*, 68, 5747-5756.

Parson, B. y J.G. Sclater, 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *J. Geophys. Res.*, 82, 803-827.

Pasquale, V., C. Cabella y M. Verdoya, 1990. Deep temperatures and lithospheric thickness along the European Geotraverse. *Tectonophysics*, 176, 1-11.

Peters, L.J., 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, 15, 290-320.

Pier, Jean, 1990. Comunicación Personal

Pollack, H.N. y Chapman, D.S., 1977. On the regional variation of the heat flow, geotherms, and lithospheric thickness. *Tectonophysics*, 38, 279-296.

Potter, C.J. et al., 1987. Crustal structure of north-central Nevada: Result from COCORP deep seismic profiling. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 330-337.

Prol-Ledesma, R.M. y G. Juárez M., 1986. Geothermal map of Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 28, 351-362.

Prol-ledesma, R.M., 1989. Mediciones y estimaciones de flujo térmico en México: un análisis comparativo. *Geoterminia, Rev. Mex. Geoenergía*, 5(1), 19-32.

Rapolla, A., M. Fedi y M.G. Fiume, 1989. Crustal structure of the Ishia-Phlegrean geothermal fields, near Naples, Italy, from gravity and aeromagnetic data. *Geophysical Journal*, 97, 409-419.

Rivera, J. y L. Ponce, 1986. Estructura de la corteza al oriente de la Sierra Madre Occidental, México, basada en la velocidad de grupo de las ondas de Rayleigh. *Geofísica Internacional*, 25-3, 383-402.

Roberts S.J. y J. Ruiz, 1989. Geochemistry of exposed granulite terrains and lower crustal xenoliths in Mexico. *Jour. Geoph. Res.*, 94, 7961-7974.

Robin, C., 1976. Las series volcánicas de la Sierra Madre Oriental (basaltos e ignimbritas); Descripción y carácter químico: *Bol. Inst. Geol. UNAM, México*, 96, 59-92.

Roy, R.F., D.D. Blackwell y F. Birch, 1968. Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 1-12.

Ruiz, J., P.J. Patchett y R.J. Arculus, 1988. Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths - evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contrib. Mineral Petrol.*, 99, 36-43.

Rybach, L., 1973. Wärmeproduktionsbestimmungen an Gesteinen der Schweizerischen Alpen. *Beitr. Geol. Schweiz., Geotechnool. Ser.*, 51, Kümmerly und Frey, Bern, 43 pp.

Rybach, L., 1976. Radioactive heat production in rocks and its relation to other petrophysical parameters: *Pure Appl. Geophys.*, 114, 309-317.

Rybach, L. et al, 1977. Heat flow, heat production and crustal dynamics in the Central Alps, Switzerland. *Tectonophysics*, 41, 113-126.

Rybach, L. y G. Buntebarth, 1984. The variation of the heat generation, density and seismic velocity with rock type in the continental lithosphere. *Tectonophysics*, 103, 335-344.

Santiago, A.J., 1979. Provincias y áreas petroleras del sureste de México. *Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros*, 31(1), 1-28.

Sclater, J.G. y J. Francheteau, 1970. The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 20, 509-542.

Serson, P.H. y W.L. Hannaford, 1957. A statistical analysis of magnetic profiles. *Journal of Geophysical Research*, 62(1), 1-18.

Shive, P.N., 1990. The Ivrea Zone and lower crustal magnetization. *Tectonophysics*, 182, 161-167.

Sholz, C.H., M. Barazangi y M.L. Sbar, 1971. Late Cenozoic evolution of the Great Basin, western United States, as an ensialic inter-arc basin. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 82, 2979-2990.

Shuey, R.T. et al, 1977. Curie depth determination from aeromagnetic spectra. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 50, 75-101.

Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1978. Mesozoic magmatism and tectonism in Northern Sonora and their implications for mineral resources. *Resúmenes del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del estado de Sonora*, Instituto de Geología, UNAM, 117-118.

Smislov A.A., Moisenko U.I. y T.Z. Chadovich, 1979. El régimen térmico y radioactividad de la Tierra. *Nedra*.

Simpson, R.W., R.C. Jachens, R.J. Blakely y R.W. Saltus, 1986. A new isostatic residual gravity map of the conterminous United States with a discussion on the significance of the isostatic residual gravity anomalies. *Jour. Geophys. Res.*, 91, 8348-8372.

Smislov, A.A., U.I. Moiseenko, T.Z. Chadovich, 1979. Radioactividad de la Tierra. Nedra.

Smith, D.L., 1974. Heat flow, radioactive heat generation, and theoretical tectonics for northwestern Mexico, Earth Planet. Sci. Lett., 23, 43-52.

Smith, D.L., C.E. Nuckels III, R.L. Jones y G.A. Cook, 1979. Distribution of heat flow and radioactive heat generation in Northern Mexico. Journal of Geophysical Research, 84(B5), 2371-2379.

Smith, P.J., 1975. Temas de geofísica. Editorial Reverté, S.A.

Spector, A. y F.S. Grant, 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics, 35(2), 293-302.

Stegena. L., 1984. Heat generation of the crust. In: G. Buntebarth (Editor), Sitzungsberichte der 14. Sitzung der FKPE-Arbeitsgruppe "Ermittlung der Temperaturverteilung im Erdinnern". Technische Universität Clausthal, 25.

Stegena. L y R. Meissner, 1985. Velocity structure and geothermics of the earth's crust along the european geotraverse. Tectonophysics, 121, 87-96.

Stewart, J.H., 1978. Basin and range in Western North America - A review, in: R.R. Smith and G.P. Eaton (Eds.), Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western cordillera, Geol. Soc. Am. Mem., 152, 7-24.

Suárez-Reynoso, G. y Tejero-Andrade, A. 1976. Isostasia y grosor de la corteza en el Altiplano Mexicano. Tesis de licenciatura. Fac. de Ingeniería, UNAM, México.

Suter, M., 1991. State of stress and active deformation in Mexico and western Central America. The Geology of North America Decade Map,

Volume 1, 401-420.

Talwani, M. y otros, 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application of the Mendocino submarine fracture zone. Journal of Geophysical Research, volume 64, No.1, 49-59.

Talwani, M. y M. Ewing, 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics, 25, 203-225.

Talwani, M. y J.R. Heirtzler, 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. Computers in the mineral industries, part 1: Stanford University publications, Geol. Sciences, V.9, 469-480.

Tardy, M., D.F. Martinez, L.M. Mitre, M. Patiño y R. Padilla, 1975. Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra madre Oriental. La aloctonia del Conjunto Cadena Alta-Altiplano Central, entre Torreón, Coahuila, y San Luis Potosí, S.L.P., México. Rev. Inst. Geol., UNAM, 75(1), 1-11.

Thatcher, W. y J.N. Brune, 1973. Surface waves and crustal structure in the Gulf of California region. Bulletin of the Seismological Society of America, 63(5), 1689-1698.

Toksöz, M.N. y D.L. Anderson. 1966. Phase velocities of long-period surface waves and structure of the upper mantle. J. Geophys. Res., 71, 1649-1658.

Toksöz, M.N., M.A. Chinnery y D.L. Anderson, 1967. Inhomogeneities in the earth's mantle, Geophys. J., 13, 31-59.

Treitel, S., W.G. Clement y R.K. Kaul, 1971. The spectral determination of depth to buried magnetic basement rocks. Geophys. J. R. astr. Soc. 24, 415-428.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Late Mesozoic-cenozoic evolution of the northwestern Mexico magmatic arc zone. *Geof. Int.*, 25(1), 61-84.

Urrutia-Fucugauchi, J., 1986. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico -preliminary report. *Geof. Int.*, 25(4), 559-573.

Vázquez, C.A., R.J. Ruiz y T. González-Moran T., 1990. Exploración del basamento en el SW de San Luis Potosi, México, utilizando datos gravimétricos, aeromagnéticos y sondeos magnetotéluricos. *Geofísica Internacional*, 29(2), 71-88.

Verma, R.K. y Y. Satynarayana, 1990. Gravity field, deep-seismic sounding and crust-mantle structure over the cuddapah basin and dhawar Craton of India. *Tectonophysics*, 178, 337-356.

Vitorello, I. y H.N. Pollack, 1980. On the variation of continental heat flow with age and the thermal evolution of continents. *Journal of Geophysical Research*, 85(B2), 983-995.

Von Herzen, R.P., 1963. Geothermal heat flow in the Gulfs of California and Aden. *Science*, 40, 1207-1208.

Walck, M.C., 1984. The P-wave upper mantle structure beneath an active spreading centre: the Gulf of California. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 76, 697-723.

Woollard, G.P. y J. Monges Caldera, 1956. Gravedad, geología regional y estructura cortical de México. *Anales del instituto de Geofísica. UNAM*, 2.

Wollard, G.P., 1962. The relation of gravity anomalies to surface elevation, crust structure and geology. report 62-9. University of Wisconsin, Geophysical Polar Research Center.

Ziagos, J.P., D.D. Blackwell y F. Mooser. Heat flow in Southern Mexico and the thermal effect of subduction. *Journal of Geophysical Research*, 90(B7), 5410-5420.

Anexo A

Con frecuencia el intérprete geofísico tiene solamente a su disposición los planos de la anomalía de Bouguer. En muchos casos es imposible tener acceso a los datos primarios (coordenadas geográficas y alturas de los puntos de observación con sus respectivas observaciones gravimétricas) o se considera que son innecesarios ya que se piensa que los planos de Bouguer contienen toda la información sobre la distribución de la densidad en el subsuelo. Pero para el caso de una región con un relieve topográfico complicado este no es el caso.

Para asegurarse de eso, veremos primero de una manera muy simplificada como se elaboran los planos. Después de calcular la anomalía de Bouguer en los puntos de observación, se trazan las isolíneas de la anomalía de Bouguer, mediante un proceso de interpolación, considerándose que los valores de la anomalía de Bouguer están situados en un mismo plano.

Erroneamente, se tenía la idea de que la información quedaba referida a una superficie horizontal arbitraria (generalmente por debajo del punto de observación): el nivel de referencia particular de cada trabajo (más frecuente al nivel del mar), lo que constituye una fuente de error en la interpretación de los datos gravimétricos en regiones de topografía marcada.

El siguiente análisis ayuda a ver el tipo de errores que se origina al no considerar la topografía en la interpretación cuantitativa de la anomalía de Bouguer.

Basaremos nuestro análisis en el relieve esquemático representado en la Fig. A.1.

Si el mapa de isolíneas de la anomalía de Bouguer se hizo en base a observaciones en los puntos M_1 y M_3 , entonces el valor de la anomalía en el punto M_2 interpolado del mapa (donde no se hizo medición alguna) va a tener errores considerables.

Analógicamente si para elaborar el mapa de anomalía de Bouguer se usaron los puntos de medición M_2 y M_4 , entonces el valor de la

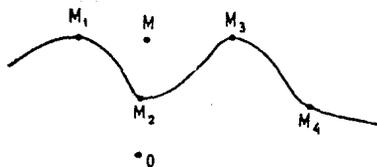


Fig. A.1. Esquematación del relieve topográfico.

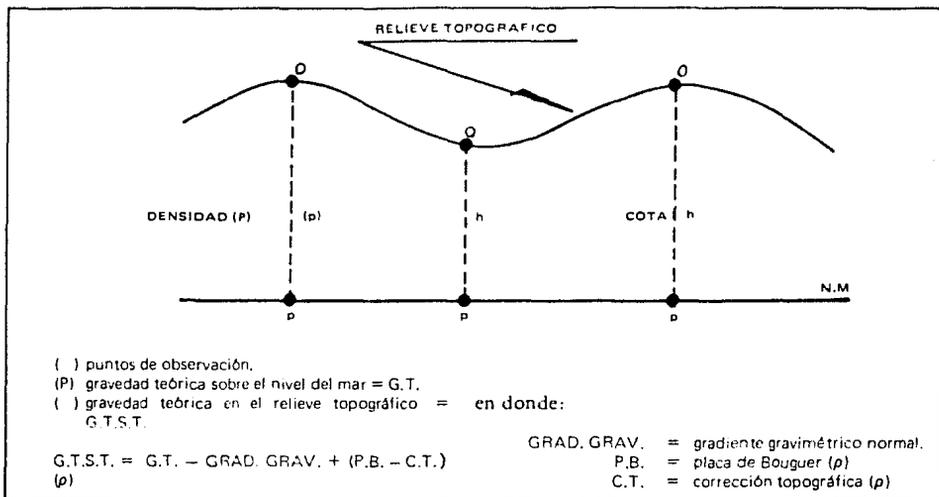


Fig. A.2. Relieve topográfico y el concepto de anomalía de Bouguer.

anomalía en el punto M_3 , tomado del mapa (ya que ninguna observación se llevó a cabo en él), también va a contener errores considerables.

Supongamos que el punto O sea el centro de una masa anómala de forma esférica y $OM_2 = MM_2 = M_1M = MM_3 = 1$ km. Entonces el valor de la anomalía en el punto M_2 tomado del mapa, que fué derivada en base de los puntos M_1 y M_3 será 5.6 veces menor, que el valor verdadero de la anomalía en este punto.

A continuación demostraremos esta afirmación.

La anomalía gravimétrica producida en el punto de observación por una esfera de masa M con el centro, situado en la profundidad h y a una distancia r del punto de observación se determina de la siguiente manera:

$$\Delta g = GMh/r^3$$

Entonces para la anomalía gravimétrica producida por la esfera en el punto M_1 (o M_3) tendremos:

$$\Delta g_{M_1} = GM |OM_1| / |OM_1|^3 = GM \times 2 \times 10^3 / [(\sqrt{5})^3 \times 10^9] \quad \text{mGal}$$

y en el punto M_2 tendremos

$$\Delta g_{M_2} = GM |OM_2| / |OM_2|^3 = GM \times 10^3 / [|OM_2|^2 \times 10^9] = GM / 10^6 \quad \text{mGal}$$

Entonces la diferencia del valor de anomalía tomada del mapa en el punto M_2 derivado en base de los puntos M_1 y M_3 y el valor verdadero será:

$$\Delta g_{M_2} / \Delta g_{M_1} = (\sqrt{5})^3 \times 10^6 / 2 \times 10^6 = 5.6$$

De este ejemplo queda claro, que el uso de mapas de anomalías gravimétricas de áreas con un relieve topográfico fuerte puede llevar a grandes errores en la interpretación de la información. Así en estos casos es muy importante para el interprete tener una tabla con los 4 valores ($x_1, y_1, z_1, \Delta g_1$) para cada punto, donde x_1, y_1, z_1 son las coordenadas de los puntos de observación y Δg_1 el valor de la anomalía.

La anomalía de Bouguer viene dada por la siguiente expresión :

$$A.B. = g_{obs.} - g_{teor.} + \delta g_{A.L.} - \delta g_{B.} - \delta g_{Top.},$$

donde

$g_{obs.}$ - gravedad observada en el punto O (Fig. A.2);

$g_{teor.}$ - gravedad teórica en el nivel del mar (en el punto P);

$\delta g_{A.L.}$ - correcciones de Aire Libre (gradiente gravimétrico normal);

$\delta g_{B.}$ - corrección de Bouguer (efecto gravimétrico producido por una supuesta placa infinita horizontal de densidad ρ y de espesor h ;

$\delta g_{Top.}$ - corrección topográfica.

La anomalía de Bouguer es la diferencia entre un valor observado y un valor esperado de la gravedad en dicho punto. Sin embargo, puesto que el valor teórico es calculado a nivel del geóide, esta comparación no puede ser directa. Es con el objeto de hacer realizable esta comparación que se realizan las correcciones de Aire Libre, de Bouguer y Topográficas. Efectuar estas correcciones equivale a determinar el valor de la gravedad teórica en el punto observado. Con otras palabras el punto P desde el geóide sube hasta el punto O sobre la superficie.

Gravedad teórica en el relieve topográfico (punto O)

$$g_{teor.} = G.T.S.T. = g_{teor.} - g_{A.L.} + \delta g_{A.B.} - \delta g_{Top.}$$

$$A.B. = g_{obs.} - G.T.S.T. = g_{obs.} - (g_{teor.} - \delta g_{A.L.} + \delta g_{A.B.} - \delta g_{Top.})$$

(1)

Esta diferencia entre la atracción medida y calculada a partir de un modelo teórico, representa exactamente el efecto gravimétrico de todas las heterogeneidades comprendidos en el

interior de la tierra (incluyendo aquellos que se localizan entre la superficie terrestre y el nivel de referencia).

Erroneamente el valor observado en el punto O se reduce hasta el nivel del mar (o nivel de referencia) y ahí se compara con el valor teórico g_{teor} .

$$A.B. = (g_{obs.} + \delta g_{A.L.} - \delta g_{A.B.} + \delta g_{Top.}) - g_{teor.} \quad (2)$$

Comparando las fórmulas (1) y (2) se nota que el valor de la A.B. en ambas fórmulas es idéntico. La diferencia radica en el punto con el cual se asocia esta magnitud:

en el punto de observación - (1) o

en el nivel de referencia (nivel del mar) - (2).

Por la definición errónea anterior, la anomalía de Bouguer se definía de la siguiente manera:

"La anomalía de Bouguer es atribuible únicamente a las variaciones de densidad bajo la superficie del nivel del mar en el lugar considerado" (Smith, 1975, pag.64);

"las correcciones de Aire Libre, corrección de Bouguer, y corrección topográfica nos permite reducir la gravedad observada al nivel del mar" (Figuerola, 1973, pag.42).

De tal manera que en cualquier tipo de interpretación de datos gravimétricos y si la topografía es importante, deben considerarse las posiciones originales de los puntos de observación cuando se usan los algoritmos de Talwani et al. (1959), Morgan y Grant (1962) y otros.

Tabla A.1. Comparación de los valores gravimétricos observados y calculados a lo largo del perfil (anomalía de Bouguer y la anomalía de Aire Libre en las partes continental y marítima respectivamente del transecto).

N punto	Dist. km	Altura km	Grav. calc., mGal	Grav. obs., mGal	Diferenc. mGal
1	.000	-.600	-27.415	18.00	45.42
2	20.000	-1.800	-22.455	-25.00	-2.54
3	40.000	-.200	.920	.00	-.92
4	60.000	.000	39.491	16.00	-23.49
5	80.000	.000	-13.011	-26.00	-12.99
6	100.000	.000	-18.363	-14.00	4.36
7	120.000	.000	-.453	-14.00	-13.55
8	140.000	.000	4.740	-4.00	-8.74
9	160.000	.000	-11.615	-8.00	3.61
10	180.000	.000	-23.142	-16.00	7.14
11	200.000	.000	-33.185	-28.00	5.18
12	220.000	.000	-41.254	-26.00	15.25
13	240.000	.000	-44.122	-41.00	3.12
14	260.000	.000	-34.713	-28.00	6.71
15	280.000	.000	-11.773	-15.00	-3.23
16	300.000	.000	-16.563	-4.00	12.56
17	320.000	.000	-20.763	-8.00	12.76
18	340.000	.000	-12.077	-12.00	.08
19	360.000	-.080	-9.172	-11.00	-1.83
20	380.000	-.320	-33.743	-36.00	-2.26
21	400.000	-1.000	-69.064	-80.00	-10.94
22	420.000	-2.000	-107.048	-116.00	-8.95
23	440.000	-1.080	-126.270	-114.00	12.27
24	460.000	-2.700	-167.759	-168.00	-.24
25	480.000	-1.400	-178.811	-186.00	-7.19
26	500.000	-2.300	-205.138	-198.00	7.14
27	520.000	-2.560	-217.323	-208.00	9.32
28	540.000	-3.000	-226.470	-218.00	8.47
29	560.000	-1.500	-213.272	-222.00	-8.73
30	580.000	-2.200	-222.087	-228.00	-5.91
31	600.000	-2.240	-223.091	-230.00	-6.91
32	620.000	-2.300	-223.977	-235.00	-11.02
33	640.000	-2.600	-229.751	-238.00	-8.25
34	660.000	-2.600	-229.859	-240.00	-10.14
35	680.000	-2.420	-221.977	-226.00	-4.02
36	700.000	-2.000	-212.928	-220.00	-7.07
37	720.000	-2.050	-210.726	-216.00	-5.27
38	740.000	-2.000	-205.864	-209.00	-3.14
39	760.000	-2.020	-204.014	-207.00	-2.99
40	780.000	-2.000	-202.847	-207.00	-4.15
41	800.000	-1.960	-201.899	-207.00	-5.10
42	820.000	-2.260	-206.319	-208.00	-1.68
43	840.000	-2.380	-209.334	-212.00	-2.67
44	860.000	-2.280	-211.257	-208.00	3.26
45	880.000	-2.000	-209.130	-211.00	-1.87

46	900.000	-1.900	-199.756	-202.00	-2.24
47	920.000	-2.560	-193.780	-189.00	4.78
48	940.000	-1.500	-179.907	-182.00	-2.09
49	960.000	-2.900	-180.939	-168.00	12.94
50	980.000	-2.900	-171.663	-163.00	8.66
51	1000.000	-1.500	-152.350	-158.00	-5.65
52	1020.000	-2.600	-147.101	-158.00	-10.90
53	1040.000	-2.100	-126.612	-140.00	-13.39
54	1060.000	-.800	-95.330	-102.00	-6.67
55	1080.000	-1.000	-71.963	-77.00	-5.04
56	1100.000	-.400	-48.456	-42.00	6.46
57	1120.000	-.100	-35.513	-30.00	5.51
58	1140.000	-.500	-29.817	-21.00	8.82
59	1160.000	-.600	-24.292	-15.00	9.29
60	1180.000	-.160	-16.280	-13.00	3.28
61	1200.000	-.100	-16.078	-10.00	6.08
62	1220.000	-.040	-15.175	-4.00	11.18
63	1240.000	.000	-13.178	-5.00	8.18
64	1260.000	.000	-15.352	-20.00	-4.65
65	1280.000	.000	-32.908	-35.00	-2.09
66	1300.000	.000	-38.211	-30.00	8.21
67	1320.000	.000	-17.501	6.00	23.50
68	1340.000	.000	-29.696	-11.00	18.70
69	1360.000	.000	-25.877	-32.00	-6.12
70	1380.000	.000	-31.524	-38.00	-6.48
71	1400.000	.000	-39.894	-41.00	-1.11
72	1420.000	.000	-50.155	-50.00	.15
73	1440.000	.000	-53.826	-50.00	3.83
74	1460.000	.000	-54.934	-48.00	6.93
75	1480.000	.000	-63.494	-54.00	9.49
76	1500.000	.000	-64.660	-62.00	2.66
77	1520.000	.000	-61.457	-57.00	4.46
78	1540.000	.000	-55.265	-55.00	.26
79	1560.000	.000	-48.182	-53.00	-4.82
80	1580.000	.000	-39.891	-42.00	-2.11
81	1600.000	.000	-31.236	-35.00	-3.76
82	1620.000	.000	-22.762	-28.00	-5.24
83	1640.000	.000	-14.630	-18.00	-3.37
84	1660.000	.000	-7.225	-9.00	-1.77
85	1680.000	.000	-1.996	-4.00	-2.00
86	1700.000	.000	1.387	-9.00	-10.39
87	1720.000	.000	3.179	-20.00	-23.18
88	1740.000	.000	2.849	-32.00	-34.85
89	1760.000	.000	-1.156	-37.00	-35.84
90	1780.000	.000	-12.689	-40.00	-27.31
91	1800.000	.000	-41.118	-43.00	-1.88
92	1820.000	.000	15.849	-44.00	-59.85

Tabla A.2. Coordenadas de los cuerpos utilizados en la modelación gravimétrica y representados en la Fig. 3.6.

Longitud del transecto 1820 km
 distancia entre los puntos 20 km
 numero de los cuerpos 65
 numero de puntos 92

x	topogr.	x	topogr.	x	topogr.	x	topo
0.00	-0.60	20.00	-1.80	40.00	-0.20	60.00	0.00
80.00	0.00	100.00	0.00	120.00	0.00	140.00	0.00
160.00	0.00	180.00	0.00	200.00	0.00	220.00	0.00
240.00	0.00	260.00	0.00	280.00	0.00	300.00	0.00
320.00	0.00	340.00	0.00	360.00	-0.08	380.00	-0.32
400.00	-1.00	420.00	-2.00	440.00	-1.08	460.00	-2.70
480.00	-1.40	500.00	-2.30	520.00	-2.56	540.00	-3.00
560.00	-1.50	580.00	-2.20	600.00	-2.24	620.00	-2.30
640.00	-2.60	660.00	-2.60	680.00	-2.42	700.00	-2.00
720.00	-2.05	740.00	-2.00	760.00	-2.02	780.00	-2.00
800.00	-1.96	820.00	-2.26	840.00	-2.38	860.00	-2.28
880.00	-2.00	900.00	-1.90	920.00	-2.56	940.00	-1.50
960.00	-2.90	980.00	-2.90	1000.00	-1.50	1020.00	-2.60
1040.00	-2.10	1060.00	-0.80	1080.00	-1.00	1100.00	-0.40
1120.00	-0.10	1140.00	-0.50	1160.00	-0.60	1180.00	-0.16
1200.00	-0.10	1220.00	-0.04	1240.00	0.00	1260.00	0.00
1280.00	0.00	1300.00	0.00	1320.00	0.00	1340.00	0.00
1360.00	0.00	1380.00	0.00	1400.00	0.00	1420.00	0.00
1440.00	0.00	1460.00	0.00	1480.00	0.00	1500.00	0.00
1520.00	0.00	1540.00	0.00	1560.00	0.00	1580.00	0.00
1600.00	0.00	1620.00	0.00	1640.00	0.00	1660.00	0.00
1680.00	0.00	1700.00	0.00	1720.00	0.00	1740.00	0.00
1760.00	0.00	1780.00	0.00	1800.00	0.00	1820.00	0.00

N1-numero del cuerpo
 N2-numero de puntos en cada cuerpo
 N3-densidad relativa

N1	N2	N3	x	z	x	z	x	z
1	6	0.07	0.00	-0.60	20.00	-1.80	40.00	-0.20
			0.00	0.00	0.00	-0.60	60.00	0.00
2	6	0.05	0.00	0.00	60.00	0.00	60.00	7.00
			0.00	9.00	0.00	0.0	20.00	9.00
3	6	0.05	0.00	9.00	20.00	9.00	60.00	7.00
			0.00	12.00	0.00	9.00	60.00	12.00
4	7	0.05	0.00	12.00	90.00	12.00	60.00	16.00
			40.00	26.00	0.00	26.00	0.00	12.00
5	29	-1.72						

	60.00	0.00	80.00	0.00	100.00	0.00	120.00	0.00
	140.00	0.00	160.00	0.00	180.00	0.00	200.00	0.00
	220.00	0.00	240.00	0.00	260.00	0.00	280.00	0.00
	300.00	0.00	320.00	0.00	340.00	0.00	320.00	0.06
	300.00	0.14	280.00	0.20	260.00	0.94	240.00	1.30
	220.00	1.65	200.00	1.80	180.00	2.56	160.00	2.64
	140.00	2.36	120.00	2.34	100.00	2.40	80.00	1.60
	60.00	0.00						
6	13-0.08							
	60.00	0.00	80.00	1.60	100.00	2.40	120.00	2.34
	140.00	2.36	160.00	2.64	180.00	2.56	200.00	4.00
	200.00	7.00	180.00	4.00	100.00	4.00	60.00	7.00
	60.00	0.00						
7	12 0.11							
	60.00	7.00	100.00	4.00	180.00	4.00	200.00	7.00
	200.00	12.00	180.00	12.00	170.00	10.00	140.00	9.00
	100.00	10.00	90.00	12.00	60.00	12.00	60.00	7.00
8	13-0.75							
	180.00	2.56	200.00	1.80	220.00	1.65	240.00	1.30
	260.00	0.94	280.00	0.24	300.00	0.14	320.00	0.06
	340.00	0.00	340.00	2.00	260.00	2.00	200.00	3.00
	180.00	2.56						
9	8-0.25							
	180.00	2.56	200.00	3.00	260.00	2.00	340.00	2.00
	340.00	5.00	240.00	5.00	200.00	4.00	180.00	2.56
10	6 0.00							
	200.00	4.00	240.00	5.00	340.00	5.00	240.00	11.00
	200.00	7.00	200.00	4.00				
11	6 0.15							
	200.00	7.00	240.00	11.00	300.00	11.00	340.00	12.00
	200.00	12.00	200.00	7.00				
12	7 0.05							
	180.00	12.00	400.00	12.00	400.00	22.00	380.00	22.00
	240.00	18.00	180.00	14.00	180.00	12.00		
13	6-0.55							
	340.00	0.00	360.00	0.00	380.00	0.00	400.00	0.00
	400.00	2.00	340.00	2.00				
14	5-0.15							
	340.00	2.00	400.00	2.00	400.00	4.00	340.00	5.00
	340.00	2.00						
15	7 0.00							
	240.00	11.00	340.00	5.00	400.00	4.00	400.00	12.00
	340.00	12.00	300.00	11.00	240.00	11.00		
16	20-0.27							
	340.00	0.00	360.00	-0.08	380.00	-0.32	400.00	-1.00
	420.00	-2.00	440.00	-1.08	460.00	-2.70	480.00	-1.40
	500.00	-2.30	520.00	-2.56	540.00	-3.00	560.00	-1.50
	580.00	-2.20	600.00	-2.24	620.00	-2.30	640.00	-2.60
	640.00	-1.00	660.00	-1.00	660.00	0.00	340.00	0.00
17	6-0.25							
	400.00	0.00	680.00	0.00	680.00	1.00	460.00	1.00
	400.00	4.00	400.00	0.00				
18	7 0.00							
	400.00	4.00	440.00	2.00	460.00	1.00	700.00	1.00
	700.00	12.00	400.00	12.00	400.00	4.00		

19	6-0.05							
	400.00	12.00	700.00	12.00	700.00	23.00	660.00	27.00
	500.00	27.00	400.00	12.00				
20	9 0.05							
	400.00	12.00	500.00	27.00	660.00	27.00	700.00	23.00
	700.00	30.00	410.00	30.00	380.00	22.00	400.00	22.00
	400.00	12.00						
21	7-0.40							
	410.00	30.00	720.00	30.00	700.00	32.00	70.00	35.00
	660.00	39.00	480.00	39.00	410.00	30.00		
22	17-0.35							
	640.00	-2.60	660.00	-2.60	680.00	-2.42	700.00	-2.00
	720.00	-2.05	740.00	-2.00	760.00	-2.02	780.00	-2.00
	800.00	-1.96	820.00	-2.26	840.00	-2.38	860.00	-2.28
	880.00	-2.00	900.00	-1.90	900.00	-1.00	640.00	-1.00
	640.00	-2.60						
23	5-0.17							
	660.00	-1.00	900.00	-1.00	900.00	0.00	660.00	0.00
	660.00	-1.00						
24	9-0.15							
	680.00	0.00	900.00	0.00	900.00	1.00	880.00	1.00
	880.00	2.00	700.00	2.00	700.00	1.00	680.00	1.00
	680.00	0.00						
25	5 0.00							
	700.00	2.00	880.00	2.00	880.00	12.00	700.00	12.00
	700.00	2.00						
26	7-0.05							
	700.00	12.00	880.00	12.00	880.00	20.00	860.00	18.00
	720.00	18.00	700.00	20.00	700.00	12.00		
27	11 0.05							
	700.00	20.00	720.00	18.00	860.00	18.00	880.00	20.00
	880.00	30.00	870.00	30.00	840.00	28.00	740.00	28.00
	720.00	30.00	700.00	30.00	700.00	20.00		
28	5 0.25							
	720.00	30.00	740.00	28.00	840.00	28.00	870.00	30.00
	720.00	30.00						
29	6-0.10							
	700.00	33.00	700.00	32.00	720.00	30.00	870.00	30.00
	890.00	33.00	700.00	33.00				
30	6-0.05							
	700.00	33.00	890.00	33.00	900.00	34.00	900.00	45.00
	700.00	45.00	700.00	33.00				
31	5 0.00							
	700.00	45.00	900.00	45.00	900.00	60.00	700.00	60.00
	700.00	45.00						
32	7-0.10							
	700.00	60.00	900.00	60.00	900.00	72.00	860.00	70.00
	740.00	70.00	700.00	72.00	700.00	60.00		
33	14-0.17							
	900.00	-1.90	920.00	-2.56	940.00	-1.50	960.00	-2.90
	980.00	-2.90	1000.00	-1.50	1020.00	-2.60	1040.00	-2.10
	1060.00	-0.80	1080.00	-1.00	1100.00	-0.40	1100.00	0.00
	900.00	0.00	900.00	-1.90				
34	13 0.00							
	900.00	0.00	1100.00	0.00	1100.00	1.00	1180.00	1.00

	1240.00	4.00	1290.00	7.00	1320.00	6.00	1360.00	11.00
	1400.00	12.00	880.00	12.00	880.00	1.00	900.00	1.00
	900.00	0.00						
35	12-0.05							
	890.00	12.00	1400.00	12.00	1500.00	13.00	1460.00	14.00
	1420.00	15.00	1350.00	14.00	1320.00	14.00	1290.00	16.00
	1090.00	16.00	1040.00	20.00	880.00	20.00	880.00	12.00
36	10 0.05							
	880.00	20.00	1040.00	20.00	1090.00	16.00	1290.00	16.00
	1290.00	26.00	1190.00	26.00	1100.00	26.00	1060.00	30.00
	880.00	30.00	880.00	20.00				
37	8-0.40							
	870.00	30.00	1060.00	30.00	1020.00	33.00	970.00	33.00
	960.00	34.00	900.00	34.00	890.00	33.00	870.00	30.00
38	60-1.72							
	1240.00	0.00	1260.00	0.00	1280.00	0.00	1300.00	0.00
	1320.00	0.00	1340.00	0.00	1360.00	0.00	1380.00	0.00
	1400.00	0.00	1420.00	0.00	1440.00	0.00	1460.00	0.00
	1480.00	0.00	1500.00	0.00	1520.00	0.00	1540.00	0.00
	1560.00	0.00	1580.00	0.00	1600.00	0.00	1620.00	0.00
	1640.00	0.00	1660.00	0.00	1680.00	0.00	1700.00	0.00
	1720.00	0.00	1740.00	0.00	1760.00	0.00	1780.00	0.00
	1800.00	0.00	1820.00	0.00	1820.00	3.70	1800.00	3.70
	1780.00	3.70	1760.00	3.70	1740.00	3.70	1720.00	3.70
	1700.00	3.70	1680.00	3.70	1660.00	3.70	1640.00	3.70
	1620.00	3.70	1600.00	3.70	1580.00	3.70	1560.00	3.70
	1540.00	3.70	1520.00	3.70	1500.00	3.64	1480.00	3.50
	1460.00	3.20	1440.00	3.10	1420.00	2.90	1400.00	2.60
	1380.00	2.40	1360.00	2.20	1340.00	2.16	1320.00	1.90
	1300.00	1.20	1280.00	0.60	1260.00	0.12	1240.00	0.02
39	43-0.15							
	1100.00	-0.44	1120.00	-0.10	1140.00	-0.50	1160.00	-0.60
	1180.00	-0.16	1200.00	-0.10	1220.00	-0.04	1240.00	0.02
	1260.00	0.12	1280.00	0.60	1300.00	1.20	1320.00	1.90
	1340.00	2.16	1360.00	2.20	1380.00	2.40	1400.00	2.60
	1420.00	2.90	1440.00	3.10	1460.00	3.20	1480.00	3.50
	1500.00	3.64	1520.00	3.70	1540.00	3.70	1560.00	3.70
	1580.00	3.70	1600.00	3.70	1620.00	3.70	1640.00	3.70
	1660.00	3.70	1680.00	3.70	1700.00	3.70	1720.00	3.70
	1740.00	3.70	1760.00	3.70	1780.00	3.70	1800.00	3.70
	1820.00	3.70	1820.00	6.00	1340.00	6.00	1240.00	4.00
	1180.00	1.00	1100.00	1.00	1100.00	-0.40		
40	10-0.15							
	1240.00	4.00	1340.00	6.00	1820.00	6.00	1820.00	10.00
	1640.00	12.00	1400.00	12.00	1360.00	11.00	1320.00	6.00
	1290.00	7.00	1240.00	4.00				
41	5 0.35							
	100.00	12.00	180.00	12.00	180.00	30.00	100.00	30.00
	100.00	12.00						
42	5-0.25							
	1400.00	12.00	1640.00	12.00	1560.00	13.00	1500.00	13.00
	1400.00	12.00						
43	4 0.45							
	1640.00	12.00	1820.00	10.00	1820.00	12.00	1640.00	12.00
44	10 0.50							

	1060.00	30.00	1100.00	26.00	1290.00	26.00	1320.00	21.00
	1420.00	22.00	1500.00	21.00	1660.00	18.00	1820.00	18.00
	1820.00	30.00	1060.00	30.00				
45	6 0.45							
	180.00	14.00	240.00	18.00	380.00	22.00	410.00	30.00
	180.00	30.00	180.00	14.00				
46	8 0.00							
	0.00	30.00	340.00	30.00	340.00	60.00	280.00	60.00
	220.00	51.00	60.00	51.00	0.00	56.00	0.00	30.00
47	6-0.02							
	0.00	60.00	0.00	56.00	60.00	51.00	220.00	51.00
	280.00	60.00	0.00	60.00				
48	7-0.12							
	0.00	60.00	280.00	60.00	340.00	68.00	340.00	100.00
	180.00	92.00	0.00	92.00	0.00	60.00		
49	4 0.00							
	0.00	92.00	180.00	92.00	340.00	100.00	0.00	100.00
50	4-0.08							
	280.00	60.00	340.00	60.00	340.00	68.00	280.00	60.00
51	8 0.02							
	340.00	30.00	410.00	30.00	480.00	39.00	660.00	39.00
	700.00	35.00	700.00	60.00	340.00	60.00	340.00	30.00
52	8-0.08							
	340.00	60.00	700.00	60.00	700.00	72.00	670.00	74.00
	600.00	80.00	440.00	80.00	340.00	68.00	340.00	60.00
53	7-0.10							
	340.00	68.00	440.00	80.00	600.00	80.00	670.00	74.00
	670.00	100.00	340.00	100.00	340.00	68.00		
54	8-0.12							
	670.00	74.00	700.00	72.00	740.00	70.00	860.00	70.00
	900.00	72.00	900.00	100.00	670.00	100.00	670.00	74.00
55	9 0.01							
	900.00	34.00	960.00	34.00	970.00	33.00	1020.00	33.00
	1060.00	30.00	1320.00	30.00	1320.00	60.00	900.00	60.00
	900.00	34.00						
56	7-0.05							
	900.00	60.00	1320.00	60.00	1320.00	77.00	1290.00	78.00
	1020.00	78.00	900.00	72.00	900.00	60.00		
57	7-0.10							
	900.00	72.00	1020.00	78.00	1290.00	78.00	1320.00	77.00
	1320.00	100.00	900.00	100.00	900.00	72.00		
58	6 0.45							
	90.00	12.00	100.00	10.00	140.00	9.00	170.00	10.00
	180.00	12.00	90.00	12.00				
59	11 0.10							
	1420.00	15.00	1480.00	14.00	1500.00	13.00	1560.00	13.00
	1640.00	12.00	1820.00	12.00	1820.00	18.00	1660.00	18.00
	1500.00	21.00	1420.00	22.00	1420.00	15.00		
60	5 0.10							
	1320.00	30.00	1820.00	30.00	1820.00	60.00	1320.00	60.00
	1320.00	30.00						
61	7 0.05							
	1320.00	60.00	1820.00	60.00	1820.00	72.00	1680.00	76.00
	1440.00	76.00	1320.00	77.00	1320.00	60.00		
62	7-0.10							

	1320.00	77.00	1440.00	76.00	1680.00	76.00	1820.00	72.00
	1820.00	100.00	1320.00	100.00	1320.00	77.00		
63	9 0.35							
	0.00	26.00	40.00	26.00	60.00	21.00	60.00	16.00
	90.00	12.00	100.00	12.00	100.00	30.00	0.00	30.00
	0.00	26.00						
64	8 0.05							
	1290.00	16.00	1320.00	14.00	1350.00	14.00	1420.00	15.00
	1420.00	22.00	1320.00	21.00	1290.00	26.00	1290.00	16.00
65	5 0.20							
	1316.00	1.60	1324.00	1.80	1324.00	6.00	1316.00	6.00
	1316.00	1.60						
92								
	18.00	-25.00	0.00	16.00	-26.00	-14.00	-14.00	-4.00
	-8.00	-16.00	-28.00	-26.00	-41.00	-28.00	-15.00	-4.00
	-8.00	-12.00	-11.00	-36.00	-80.00	-116.00	-114.00	-168.00
	-186.00	-198.00	-208.00	-218.00	-222.00	-228.00	-230.00	-235.00
	-238.00	-240.00	-226.00	-220.00	-216.00	-209.00	-207.00	-207.00
	-207.00	-208.00	-212.00	-208.00	-211.00	-202.00	-189.00	-182.00
	-168.00	-163.00	-158.00	-158.00	-140.00	-102.00	-77.00	-42.00
	-30.00	-21.00	-15.00	-13.00	-10.00	-4.00	-5.00	-20.00
	-35.00	-30.00	6.00	-11.00	-32.00	-38.00	-41.00	-50.00
	-50.00	-48.00	-54.00	-62.00	-57.00	-55.00	-53.00	-42.00
	-35.00	-28.00	-18.00	-9.00	-4.00	-9.00	-20.00	-32.00
	-37.00	-40.00	-43.00	-44.00				

Tabla A.3. Valores de la primera derivada horizontal $d\Delta g/dx$, de la primera $d\Delta g/dz$ y de la segunda $d^2\Delta g/dz^2$ derivadas verticales.

	dg/dx	dg/dz	d^2g/dz^2
1	-3	0.84	0.11
2	-0.51	-1.35	-0.24
3	1.96	0.96	0.059
4	-1.35	2.14	0.18
5	-0.97	-1.04	-0.17
6	0.72	-0.25	0.0041
7	0.066	0.48	0.025
8	0.24	0.34	-0.012
9	-0.36	0.93	0.064
10	-0.62	-0.0025	-0.025
11	-0.18	-0.094	-0.021
12	0.13	0.203	0.046
13	0.25	-0.77	-0.073
14	0.45	-0.22	-0.013
15	0.31	0.78	0.033
16	0.16	1.04	0.033
17	-0.37	0.89	0.019
18	0.083	0.71	-0.029
19	-0.4	1.7	0.079
20	-1.89	1.6	0.096
21	-2.46	-0.49	-0.042
22	-0.37	-1.42	-0.129
23	-1.11	0.89	0.202
24	-2.1	-1.73	-0.111
25	-0.42	-1.85	-0.027
26	-0.6	-1.39	-0.0099
27	-0.51	-1.46	0.00069
28	-0.36	-1.68	-0.034
29	-0.21	-1.4	0.0058
30	-0.24	-1.57	-0.024
31	-0.15	-1.41	0.0013
32	-0.19	-1.49	-0.0092
33	-0.23	-1.65	-0.0062
34	0.35	-2	-0.064
35	0.65	-1.1	0.024
36	0.14	-1	0.0074
37	0.32	-1.2	-0.029
38	0.25	-0.74	0.033
39	0.013	-0.96	-0.013
40	-0.0063	-0.97	0.00071
41	0.017	-0.96	0.0033
42	-0.21	-1.1	-0.0022
43	0.033	-1.38	-0.029
44	0.051	-1.14	0.018
45	-0.015	-1.62	-0.039
46	0.68	-1.48	-0.029

47	0.45	-0.93	0.023
48	0.52	-1.13	-0.03
49	0.57	-0.72	0.018
50	0.2	-0.77	0.00017
51	0.07	-0.93	0.015
52	0.2	-1.79	-0.064
53	1.56	-1.62	-0.07
54	1.69	-0.25	0.044
55	1.52	-0.13	-0.042
56	1.35	1.05	0.077
57	0.34	0.88	0.019
58	0.45	0.61	-0.0012
59	0.2	0.79	0.028
60	0.078	0.44	-0.0093
61	0.25	0.46	-0.0063
62	0.25	0.83	0.024
63	-0.35	0.95	0.04
64	-0.89	0.38	0.023
65	-0.56	-0.91	-0.064
66	1.28	-0.87	-0.12
67	1.1	2.07	0.176
68	-1.49	1.03	0.036
69	-0.74	-0.39	-0.053
70	-0.1	-0.38	-0.039
71	-0.3	0.28	0.064
72	-0.37	-0.7	-0.065
73	0.15	-0.18	0.014
74	0.006	-0.092	-0.0007
75	-0.47	-0.04	0.036
76	-0.17	-0.97	-0.74
77	0.33	-0.23	0.031
78	-0.005	-0.44	-0.013
79	0.3	-0.52	-0.02
80	0.56	-0.18	0.00021
81	0.28	-0.05	0.015
82	0.41	-0.12	-0.022
83	0.51	0.32	0.016
84	0.41	0.45	-0.0034
85	0.086	0.91	0.049
86	-0.43	0.54	0.0071
87	-0.63	0.28	0.018
88	-0.49	-0.37	-0.027
89	-0.16	-0.32	-0.014
90	-0.16	-0.52	-0.0091
91	-0.11	-0.69	-0.033
92	-0.023	-12.6	-15.2

Anexo B

Tabla B.1. Valores de: 1) elevaciones del terreno, 2) espesor de la corteza, 3) anomalía de Bouguer, 4) corrección de Bouguer, 5) anomalía de Aire Libre y 6) anomalías gravimétricas utilizadas en la interpretación (anomalía de Bouguer en el continente y la anomalía de Aire Libre en la parte oceánica) a lo largo del transecto.

N punto	Distancia km	Altura promedio de punto km	Espesor corteza km	Anom. Bouguer mGal	Correc. Bouguer mGal	Anom. Aire Libre mGal	Anom. Bouguer/ Aire Lib. mGal
1	0	0.6	26.6	18	67.14	22.38	18
2	20	1.8	27.8	-25	201.42	22.38	-25
3	40	0.2	26.2	0	22.38	22.38	0
4	60	0	16	16	0	16	16
5	80	-1.6	18	83.92	-109.92	-26	-26
6	100	-2.4	10	150.88	-164.88	-14	-14
7	120	-2.34	9.5	146.758	-160.758	-14	-14
8	140	-2.36	9	158.132	-162.132	-4	-4
9	160	-2.64	9.5	173.368	-181.368	-8	-8
10	180	-2.56	12	159.872	-175.872	-16	-16
11	200	-1.8	15.5	95.66	-123.66	-28	-28
12	220	-1.65	17	87.355	-113.355	-26	-26
13	240	-1.3	18	48.31	-89.31	-41	-41
14	260	-0.94	18.5	36.578	-64.578	-28	-28
15	280	-0.24	19.4	1.488	-16.488	-15	-15
16	300	-0.14	20	5.618	-9.618	-4	-4
17	320	-0.06	20.5	-3.878	-4.122	-8	-8
18	340	0	21	-12	0	-12	-12
19	360	0.08	21.58	-11	8.952	-2.048	-11
20	380	0.32	22.32	-36	35.808	-0.192	-36
21	400	1.1	29	-80	123.09	43.09	-80
22	420	1.3	33	-116	145.47	29.47	-116
23	440	1.6	35.08	-144	179.04	35.04	-144
24	460	1.9	39.7	-168	212.61	44.61	-168
25	480	2.1	40.4	-186	234.99	48.99	-186
26	500	2.3	41.3	-198	257.37	59.37	-198
27	520	2.4	41.56	-208	268.56	60.56	-208

Tabla B.1. Valores de: 1) elevaciones del terreno, 2) espesor de la corteza, 3) anomalía de Bouguer, 4) corrección de Bouguer, 5) anomalía de Aire Libre y 6) anomalías gravimétricas utilizadas en la interpretación (anomalía de Bouguer en el continente y la anomalía de Aire Libre en la parte oceánica) a lo largo del transecto.

N punto	Distancia km	Altura promedio de punto km	Espesor corteza km	Anom. Bouguer mGal	Correc. Bouguer mGal	Anom. Aire Libre mGal	Anom. Bouguer/ Aire Lib. mGal
1	0	0.6	26.6	18	67.14	22.38	18
2	20	1.8	27.8	-25	201.42	22.38	-25
3	40	0.2	26.2	0	22.38	22.38	0
4	60	0	16	16	0	16	16
5	80	-1.6	18	83.92	-109.92	-26	-26
6	100	-2.4	10	150.88	-164.88	-14	-14
7	120	-2.34	9.5	146.758	-160.758	-14	-14
8	140	-2.36	9	158.132	-162.132	-4	-4
9	160	-2.64	9.5	173.368	-181.368	-8	-8
10	180	-2.56	12	159.872	-175.872	-16	-16
11	200	-1.8	15.5	95.66	-123.66	-28	-28
12	220	-1.65	17	87.355	-113.355	-26	-26
13	240	-1.3	18	48.31	-89.31	-41	-41
14	260	-0.94	18.5	36.578	-64.578	-28	-28
15	280	-0.24	19.4	1.488	-16.488	-15	-15
16	300	-0.14	20	5.618	-9.618	-4	-4
17	320	-0.06	20.5	-3.878	-4.122	-8	-8
18	340	0	21	-12	0	-12	-12
19	360	0.08	21.58	-11	8.952	-2.048	-11
20	380	0.32	22.32	-36	35.808	-0.192	-36
21	400	1.1	29	-80	123.09	43.09	-80
22	420	1.3	33	-116	145.47	29.47	-116
23	440	1.6	35.08	-144	179.04	35.04	-144
24	460	1.9	39.7	-168	212.61	44.61	-168
25	480	2.1	40.4	-186	234.99	48.99	-186
26	500	2.3	41.3	-198	257.37	59.37	-198
27	520	2.4	41.56	-208	268.56	60.56	-208

N punto	Distancia	Altura promedio de punto	Espesor corteza	Anom. Bouguer	Correc. Bouguer	Anom. Aire Libre	Anom. Bouguer/Aire Lib.
	km	km	km	mGal	mGal	mGal	mGal
28	540	2.4	42	-218	268.56	50.56	-218
29	560	2.4	40.5	-222	268.56	46.56	-222
30	580	2.4	41.2	-228	268.56	40.56	-228
31	600	2.3	41.24	-230	257.37	27.37	-230
32	620	2.3	41.3	-235	257.37	22.37	-235
33	640	2.6	41.6	-238	290.94	52.94	-238
34	660	2.6	41.6	-240	290.94	50.94	-240
35	680	2.42	39.42	-226	270.798	44.798	-226
36	700	2	37	-220	223.8	3.8	-220
37	720	2.05	32.05	-216	229.395	13.395	-216
38	740	2	30	-209	223.8	14.8	-209
39	760	2.02	30.02	-207	226.038	19.038	-207
40	780	2	30	-207	223.8	16.8	-207
41	800	1.96	30	-207	219.324	12.324	-207
42	820	2.26	30.26	-208	252.894	44.894	-208
43	840	2.38	30.38	-212	266.322	54.322	-212
44	860	2.28	31.78	-208	255.132	47.132	-208
45	880	2	33.5	-211	223.8	12.8	-211
46	900	2	34.9	-202	223.8	21.8	-202
47	920	2.1	36.06	-189	234.99	45.99	-189
48	940	1.9	35	-182	212.61	30.61	-182
49	960	1.9	36.7	-168	212.61	44.61	-168
50	980	1.9	36.7	-163	212.61	49.61	-163
51	1000	1.8	35.5	-158	201.42	43.42	-158
52	1020	2	34.6	-158	223.8	65.8	-158
53	1040	1.8	32.1	-140	201.42	61.42	-140
54	1060	1.6	28.8	-102	179.04	77.04	-102
55	1080	1.2	27	-77	134.28	57.28	-77
56	1100	0.4	26.4	-42	44.76	2.76	-42
57	1120	0.1	26.1	-30	11.19	-18.81	-30
58	1140	0.5	26.5	-21	55.95	34.95	-21
59	1160	0.6	26.6	-15	67.14	52.14	-15

N punto	Distancia	Altura promedio de punto	Espesor corteza	Anom. Bouguer	Correc. Bouguer	Anom. Aire Libre	Anom. Bouguer/Aire Lib.
	km	km	km	mGal	mGal	mGal	mGal
60	1180	0.16	26.16	-13	17.904	4.904	-13
61	1200	0.1	26.1	-10	11.19	1.19	-10
62	1220	0.04	26.04	-4	4.476	0.476	-4
63	1240	-0.02	26	-3.626	-1.374	-5	-5
64	1260	-0.12	26	-11.756	-8.244	-20	-20
65	1280	-0.6	26	6.22	-41.22	-35	-35
66	1300	-1.2	24	52.44	-82.44	-30	-30
67	1320	-1.9	21	136.53	-130.53	6	6
68	1340	-2.16	21.5	137.392	-148.392	-11	-11
69	1360	-2.2	21.5	119.14	-151.14	-32	-32
70	1380	-2.4	22	126.88	-164.88	-38	-38
71	1400	-2.6	22	137.62	-178.62	-41	-41
72	1420	-2.9	22	149.23	-199.23	-50	-50
73	1440	-3.1	21.5	162.97	-212.97	-50	-50
74	1460	-3.2	21	171.84	-219.84	-48	-48
75	1480	-3.5	21	186.45	-240.45	-54	-54
76	1500	-3.64	21	188.068	-250.068	-62	-62
77	1520	-3.7	20.5	197.19	-254.19	-57	-57
78	1540	-3.7	20	199.19	-254.19	-55	-55
79	1560	-3.7	19.5	201.19	-254.19	-53	-53
80	1580	-3.7	19.5	212.19	-254.19	-42	-42
81	1600	-3.7	19	219.19	-254.19	-35	-35
82	1620	-3.7	18.6	226.19	-254.19	-28	-28
83	1640	-3.7	18.4	236.19	-254.19	-18	-18
84	1660	-3.7	18	245.19	-254.19	-9	-9
85	1680	-3.7	18	250.19	-254.19	-4	-4
86	1700	-3.7	18	245.19	-254.19	-9	-9
87	1720	-3.7	18	234.19	-254.19	-20	-20
88	1740	-3.7	18	222.19	-254.19	-32	-32
89	1760	-3.7	18	217.19	-254.19	-37	-37
90	1780	-3.7	18	214.19	-254.19	-40	-40
91	1800	-3.7	18	211.19	-254.19	-43	-43
92	1820	-3.7	18	210.19	-254.19	-44	-44

Tabla B.2. Coeficiente aproximado del grado de compensación isostática, k y equilibrio isostático expresado en %.

N punto	k aprox.	equilibrio isost. en %
1	-0.26809	27
2	0.124118	12
3	0	0
4	ERR	
5	0.763464	76
6	0.915089	92
7	0.912912	92
8	0.975328	98
9	0.955890	96
10	0.909024	91
11	0.773572	77
12	0.770632	77
13	0.540924	54
14	0.566415	57
15	0.090247	9
16	0.584113	58
17	-0.94080	-94
18	ERR	
19	1.228775	123
20	1.005361	101
21	0.649930	65
22	0.797415	80
23	0.804289	80
24	0.790179	79
25	0.791523	79
26	0.769320	77
27	0.774501	77
28	0.811736	81
29	0.826630	83
30	0.848972	85
31	0.895655	89
32	0.913082	91
33	0.818038	82
34	0.824912	82
35	0.834570	83
36	0.983020	98
37	0.941607	94
38	0.933869	93
39	0.915775	92
40	0.924932	92
41	0.943809	94
42	0.822478	82
43	0.796028	80

N punto

k aprox. equilibrio
isost. en %

44	0.815264	82
45	0.942806	94
46	0.902591	90
47	0.804289	80
48	0.856027	86
49	0.790179	79
50	0.766661	77
51	0.784430	78
52	0.705987	71
53	0.695065	70
54	0.569705	57
55	0.573428	57
56	0.938337	93
57	2.680965	268
58	0.375335	38
59	0.223413	22
60	0.726094	73
61	0.893655	89
62	0.893655	89
63	-2.63901	-264
64	-1.42600	-142
65	0.150897	15
66	0.636098	64
67	1.045966	105
68	0.925872	93
69	0.788275	79
70	0.769529	77
71	0.770462	77
72	0.749033	75
73	0.765225	77
74	0.781659	78
75	0.775421	78
76	0.752067	75
77	0.775758	78
78	0.783626	78
79	0.791494	79
80	0.834769	83
81	0.862307	86
82	0.889846	89
83	0.929186	93
84	0.964593	96
85	0.984263	98
86	0.964593	96
87	0.921318	92
88	0.874109	87
89	0.854439	85
90	0.842637	84
91	0.830835	83
92	0.826901	83

Tabla B.3. Profundidad del Moho bajo el nivel del mar a lo largo del transecto para $T_A=20$ km, $T_A=25$ km, $T_A=30$ km. El contraste de densidad es $\Delta\rho=0.45$ g/cm³ para los tres casos.

N punto	altura, prof.mar km	Distanc. km	Profundidad del Moho bajo el nivel del mar (km) para contraste de dens. 0.45 g/c Ta=20km Ta=25km Ta=30km		
1	0.6	0	23.56	28.56	33.56
2	1.8	20	30.68	35.68	40.68
3	0.2	40	21.18666	26.18666	31.18666
4	0	60	20	25	30
5	-1.6	80	14.16888	19.16888	24.16888
6	-2.4	100	11.25333	16.25333	21.25333
7	-2.34	120	11.472	16.472	21.472
8	-2.36	140	11.39911	16.39911	21.39911
9	-2.64	160	10.37866	15.37866	20.37866
10	-2.56	180	10.67022	15.67022	20.67022
11	-1.8	200	13.44	18.44	23.44
12	-1.65	220	13.98666	18.98666	23.98666
13	-1.3	240	15.26222	20.26222	25.26222
14	-0.94	260	16.57422	21.57422	26.57422
15	-0.24	280	19.12533	24.12533	29.12533
16	-0.14	300	19.48977	24.48977	29.48977
17	-0.06	320	19.78133	24.78133	29.78133
18	0	340	20	25	30
19	0.08	360	20.47466	25.47466	30.47466
20	0.32	380	21.89866	26.89866	31.89866
21	1.1	400	26.52666	31.52666	36.52666
22	1.3	420	27.71333	32.71333	37.71333
23	1.6	440	29.49333	34.49333	39.49333
24	1.9	460	31.27333	36.27333	41.27333
25	2.1	480	32.46	37.46	42.46
26	2.3	500	33.64666	38.64666	43.64666
27	2.4	520	34.24	39.24	44.24
28	2.4	540	34.24	39.24	44.24
29	2.4	560	34.24	39.24	44.24
30	2.4	580	34.24	39.24	44.24
31	2.3	600	33.64666	38.64666	43.64666
32	2.3	620	33.64666	38.64666	43.64666
33	2.6	640	35.42666	40.42666	45.42666
34	2.6	660	35.42666	40.42666	45.42666
35	2.42	680	34.35866	39.35866	44.35866
36	2	700	31.86666	36.86666	41.86666
37	2.05	720	32.16333	37.16333	42.16333
38	2	740	31.86666	36.86666	41.86666
39	2.02	760	31.98533	36.98533	41.98533
40	2	780	31.86666	36.86666	41.86666
41	1.96	800	31.62933	36.62933	41.62933

42	2.26	820	33.40933	38.40933	43.40933
43	2.38	840	34.12133	39.12133	44.12133
44	2.28	860	33.528	38.528	43.528
45	2	880	31.86666	36.86666	41.86666
46	2	900	31.86666	36.86666	41.86666
47	2.1	920	32.46	37.46	42.46
48	1.9	940	31.27333	36.27333	41.27333
49	1.9	960	31.27333	36.27333	41.27333
50	1.9	980	31.27333	36.27333	41.27333
51	1.8	1000	30.68	35.68	40.68
52	2	1020	31.86666	36.86666	41.86666
53	1.8	1040	30.68	35.68	40.68
54	1.6	1060	29.49333	34.49333	39.49333
55	1.2	1080	27.12	32.12	37.12
56	0.4	1100	22.37333	27.37333	32.37333
57	0.1	1120	20.59333	25.59333	30.59333
58	0.5	1140	22.96666	27.96666	32.96666
59	0.6	1160	23.56	28.56	33.56
60	0.16	1180	20.94933	25.94933	30.94933
61	0.1	1200	20.59333	25.59333	30.59333
62	0.04	1220	20.23733	25.23733	30.23733
63	-0.02	1240	19.92711	24.92711	29.92711
64	-0.12	1260	19.56266	24.56266	29.56266
65	-0.6	1280	17.81333	22.81333	27.81333
66	-1.2	1300	15.62666	20.62666	25.62666
67	-1.9	1320	13.07555	18.07555	23.07555
68	-2.16	1340	12.128	17.128	22.128
69	-2.2	1360	11.98222	16.98222	21.98222
70	-2.4	1380	11.25333	16.25333	21.25333
71	-2.6	1400	10.52444	15.52444	20.52444
72	-2.9	1420	9.43111	14.43111	19.43111
73	-3.1	1440	8.70222	13.70222	18.70222
74	-3.2	1460	8.33777	13.33777	18.33777
75	-3.5	1480	7.24444	12.24444	17.24444
76	-3.64	1500	6.73422	11.73422	16.73422
77	-3.7	1520	6.51555	11.51555	16.51555
78	-3.7	1540	6.51555	11.51555	16.51555
79	-3.7	1560	6.51555	11.51555	16.51555
80	-3.7	1580	6.51555	11.51555	16.51555
81	-3.7	1600	6.51555	11.51555	16.51555
82	-3.7	1620	6.51555	11.51555	16.51555
83	-3.7	1640	6.51555	11.51555	16.51555
84	-3.7	1660	6.51555	11.51555	16.51555
85	-3.7	1680	6.51555	11.51555	16.51555
86	-3.7	1700	6.51555	11.51555	16.51555
87	-3.7	1720	6.51555	11.51555	16.51555
88	-3.7	1740	6.51555	11.51555	16.51555

89	-3.7	1760	6.515555	11.51555	16.51555
90	-3.7	1780	6.515555	11.51555	16.51555
91	-3.7	1800	6.515555	11.51555	16.51555
92	-3.7	1820	6.515555	11.51555	16.51555

Tabla B.4. Valores de la anomalía isostática correspondientes a los casos de la Tabla B.3.

N punto	Dist. km	Anomalia isostatica (mGal) para contraste de densid. 0.45 g/cm ³		
		Ta=20km	Ta=25km	Ta=30km
1	0	53.66	50.14	43.67
2	20	18.04	11.97	0.87
3	40	19.78	19.02	8.67
4	60	-3.76	-2.54	-7.72
5	80	12.92	19.01	21.19
6	100	36.98	47.68	55.08
7	120	16.9	25.98	33.51
8	140	20.93	29.11	36.51
9	160	29.61	39.79	48.59
10	180	25.06	34.61	42.81
11	200	-13.97	-8.83	-3.67
12	220	-2.35	2.27	6.55
13	240	-20.41	-16.55	-13.03
14	260	-7.99	-5.59	-3.37
15	280	-18.53	-18.13	-17.42
16	300	2.29	2.93	3.68
17	320	5.18	6.87	8.42
18	340	10.26	13	15.34
19	360	30.16	33.27	35.75
20	380	34.28	35.73	36.76
21	400	25.27	23.72	22.34
22	420	19.22	16.29	13.53
23	440	17.93	14.13	10.47
24	460	15.25	10.77	6.47
25	480	17.44	12.37	7.5
26	500	19.33	14.01	8.9
27	520	19.59	14.3	9.2
28	540	15.86	10.88	6.04
29	560	17.26	12.65	8.12
30	580	12.78	8.61	4.47
31	600	12.29	8.47	4.6
32	620	9.54	5.56	1.59
33	640	8.38	3.89	-0.43
34	660	4.96	0.47	-3.78
35	680	12.96	9.35	5.84
36	700	10.97	8.58	6.07
37	720	8.73	6.93	4.97
38	740	12.21	10.52	8.71
39	760	12.56	10.84	9
40	780	12.51	10.67	8.7
41	800	14.58	12.25	9.84
42	820	16.92	13.61	10.4
43	840	14.21	10.27	6.55
44	860	15.39	11.65	8.06

45	880	7.03	3.88	0.71
46	900	10.98	7.96	4.92
47	920	18.93	15.76	12.63
48	940	21.18	18.06	14.93
49	960	28.91	25.66	22.41
50	980	28.6	25	21.44
51	1000	28.96	24.76	20.68
52	1020	20.22	15.3	10.68
53	1040	25.42	20.33	15.63
54	1060	43.91	39.44	35.41
55	1080	39.52	37.3	35.28
56	1100	41.24	42.76	43.69
57	1120	30.62	33.53	35.55
58	1140	33.31	33.43	33.59
59	1160	31.96	30.55	29.52
60	1180	19.2	18.82	18.36
61	1200	8.51	8.37	8.1
62	1220	3.61	2.81	2.03
63	1240	-7.03	-8.77	-10.27
64	1260	-30.37	-32.64	-34.45
65	1280	-35.82	-37.14	-38.1
66	1300	-19.97	-19.07	-18.08
67	1320	32.41	36.27	39.56
68	1340	11.52	15.86	19.7
69	1360	-19.71	-16.71	-13.69
70	1380	-25.41	-22.71	-19.97
71	1400	-29.56	-26.73	-23.81
72	1420	-34.64	-30.82	-27.18
73	1440	-34.88	-30.77	-26.85
74	1460	-37.35	-33.79	-29.99
75	1480	-37.83	-32.62	-27.74
76	1500	-46.65	-41.02	-35.71
77	1520	-42.79	-37.43	-32.3
78	1540	-42.53	-37.79	-33.13
79	1560	-41.27	-36.9	-32.57
80	1580	-30.66	-26.5	-22.35
81	1600	-23.84	-19.77	-15.72
82	1620	-16.84	-12.78	-8.74
83	1640	-6.65	-2.54	1.56
84	1660	2.73	6.99	11.22
85	1680	8.37	12.86	17.32
86	1700	4.36	9.21	14.01
87	1720	-5.13	0.26	5.58
88	1740	-14.74	-8.51	-2.41
89	1760	-15.67	-8.08	-0.77
90	1780	-10.69	-0.73	8.47
91	1800	6.87	20.69	31.83
92	1820	86.49	87.61	88.73

Tabla B.5. Profundidad del Moho bajo el nivel del mar a lo largo del transecto para $\Delta\rho=0.35 \text{ g/cm}^3$, $\Delta\rho=0.45 \text{ g/cm}^3$. $T_a=25 \text{ km}$ para los dos casos.

N punto	Altura, prof.mar km	Distanc. km	Profundidad del Moho bajo el nivel del mar para $T_a=25$ y contraste de densidad (g/		
			0.35	0.45	0.55
1	0.6	0	29.57714	28.56	27.91272
2	1.8	20	38.73142	35.68	33.73818
3	0.2	40	26.52571	26.18666	25.97090
4	0	60	25	25	25
5	-1.6	80	17.50285	19.16888	20.22909
6	-2.4	100	13.75428	16.25333	17.84363
7	-2.34	120	14.03542	16.472	18.02254
8	-2.36	140	13.94171	16.39911	17.96290
9	-2.64	160	12.62971	15.37866	17.128
10	-2.56	180	13.00457	15.67022	17.36654
11	-1.8	200	16.56571	18.44	19.63272
12	-1.65	220	17.26857	18.98666	20.08
13	-1.3	240	18.90857	20.26222	21.12363
14	-0.94	260	20.59542	21.57422	22.19709
15	-0.24	280	23.87542	24.12533	24.28436
16	-0.14	300	24.344	24.48977	24.58254
17	-0.06	320	24.71885	24.78133	24.82109
18	0	340	25	25	25
19	0.08	360	25.61028	25.47466	25.38836
20	0.32	380	27.44114	26.89866	26.55345
21	1.1	400	33.39142	31.52666	30.34
22	1.3	420	34.91714	32.71333	31.31090
23	1.6	440	37.20571	34.49333	32.76727
24	1.9	460	39.49428	36.27333	34.22363
25	2.1	480	41.02	37.46	35.19454
26	2.3	500	42.54571	38.64666	36.16545
27	2.4	520	43.30857	39.24	36.65090
28	2.4	540	43.30857	39.24	36.65090
29	2.4	560	43.30857	39.24	36.65090
30	2.4	580	43.30857	39.24	36.65090
31	2.3	600	42.54571	38.64666	36.16545
32	2.3	620	42.54571	38.64666	36.16545
33	2.6	640	44.83428	40.42666	37.62181
34	2.6	660	44.83428	40.42666	37.62181
35	2.42	680	43.46114	39.35866	36.748
36	2	700	40.25714	36.86666	34.70909
37	2.05	720	40.63857	37.16333	34.95181
38	2	740	40.25714	36.86666	34.70909
39	2.02	760	40.40971	36.98533	34.80618
40	2	780	40.25714	36.86666	34.70909
41	1.96	800	39.952	36.62933	34.51490

42	2.26	820	42.24057	38.40933	35.97127
43	2.38	840	43.156	39.12133	36.55381
44	2.28	860	42.39314	38.528	36.06836
45	2	880	40.25714	36.86666	34.70909
46	2	900	40.25714	36.86666	34.70909
47	2.1	920	41.02	37.46	35.19454
48	1.9	940	39.49428	36.27333	34.22363
49	1.9	960	39.49428	36.27333	34.22363
50	1.9	980	39.49428	36.27333	34.22363
51	1.8	1000	38.73142	35.68	33.73818
52	2	1020	40.25714	36.86666	34.70909
53	1.8	1040	38.73142	35.68	33.73818
54	1.6	1060	37.20571	34.49333	32.76727
55	1.2	1080	34.15428	32.12	30.82545
56	0.4	1100	28.05142	27.37333	26.94181
57	0.1	1120	25.76285	25.59333	25.48545
58	0.5	1140	28.81428	27.96666	27.42727
59	0.6	1160	29.57714	28.56	27.91272
60	0.16	1180	26.22057	25.94933	25.77672
61	0.1	1200	25.76285	25.59333	25.48545
62	0.04	1220	25.30514	25.23733	25.19418
63	-0.02	1240	24.90628	24.92711	24.94036
64	-0.12	1260	24.43771	24.56266	24.64218
65	-0.6	1280	22.18857	22.81333	23.21090
66	-1.2	1300	19.37714	20.62666	21.42181
67	-1.9	1320	16.09714	18.07555	19.33454
68	-2.16	1340	14.87885	17.128	18.55927
69	-2.2	1360	14.69142	16.98222	18.44
70	-2.4	1380	13.75428	16.25333	17.84363
71	-2.6	1400	12.81714	15.52444	17.24727
72	-2.9	1420	11.41142	14.43111	16.35272
73	-3.1	1440	10.47428	13.70222	15.75636
74	-3.2	1460	10.00571	13.33777	15.45818
75	-3.5	1480	8.6	12.24444	14.56363
76	-3.64	1500	7.944	11.73422	14.14618
77	-3.7	1520	7.662857	11.51555	13.96727
78	-3.7	1540	7.662857	11.51555	13.96727
79	-3.7	1560	7.662857	11.51555	13.96727
80	-3.7	1580	7.662857	11.51555	13.96727
81	-3.7	1600	7.662857	11.51555	13.96727
82	-3.7	1620	7.662857	11.51555	13.96727
83	-3.7	1640	7.662857	11.51555	13.96727
84	-3.7	1660	7.662857	11.51555	13.96727
85	-3.7	1680	7.662857	11.51555	13.96727
86	-3.7	1700	7.662857	11.51555	13.96727
87	-3.7	1720	7.662857	11.51555	13.96727
88	-3.7	1740	7.662857	11.51555	13.96727

89	-3.7	1760	7.662857	11.51555	13.96727
90	-3.7	1780	7.662857	11.51555	13.96727
91	-3.7	1800	7.662857	11.51555	13.96727
92	-3.7	1820	7.662857	11.51555	13.96727

Tabla B.6. Valores de anomalía isostática a lo largo del transecto correspondientes a los casos de la Tabla B.5.

N punto	Distancia km	Anomalia isostatica (mGal) para Ta=25 km y contraste de densidad (en g/cm ³):		
		0.35	0.45	0.55
1	0	48.43	50.14	50.08
2	20	8.08	11.97	12.25
3	40	14.57	19.02	18.56
4	60	-4.56	-2.54	-3.54
5	80	17.84	19.01	18.64
6	100	45.32	47.68	48.47
7	120	24.1	25.98	26.76
8	140	27.46	29.11	29.87
9	160	37.23	39.79	41.1
10	180	32.55	34.61	35.66
11	200	-8.86	-8.83	-8.91
12	220	2.68	2.27	1.88
13	240	-15.75	-16.55	-17.15
14	260	-4.39	-5.59	-6.42
15	280	-16.67	-18.13	-19.16
16	300	4.43	2.93	1.87
17	320	8.42	6.87	5.79
18	340	14.69	13	11.85
19	360	35.1	33.27	32.02
20	380	37.4	35.73	34.56
21	400	24.76	23.72	22.96
22	420	16.74	16.29	15.94
23	440	13.99	14.13	14.2
24	460	9.99	10.77	11.28
25	480	11	12.37	13.31
26	500	12.23	14.01	15.28
27	520	12.33	14.3	15.8
28	540	8.95	10.88	12.54
29	560	10.84	12.65	14.57
30	580	7.01	8.61	10.9
31	600	7	8.47	10.96
32	620	3.92	5.56	7.84
33	640	1.89	3.89	5.89
34	660	-1.53	0.47	2.13
35	680	7.93	9.35	10.39
36	700	7.94	8.58	8.95
37	720	6.71	6.93	6.95
38	740	10.41	10.52	10.43
39	760	10.71	10.84	10.71
40	780	10.46	10.67	10.55
41	800	11.74	12.25	12.3
42	820	12.53	13.61	14.04

43	840	8.85	10.27	10.93
44	860	10.38	11.65	12.18
45	880	3	3.88	4.09
46	900	7.25	7.96	8.04
47	920	15.06	15.76	15.79
48	940	17.46	18.06	18.02
49	960	25.09	25.66	25.54
50	980	24.36	25	24.9
51	1000	23.94	24.76	24.79
52	1020	14.31	15.3	15.38
53	1040	19.48	20.33	20.28
54	1060	39.13	39.44	39.03
55	1080	37.93	37.3	36.17
56	1100	44.33	42.76	40.94
57	1120	35.34	33.53	31.45
58	1140	34.91	33.43	31.38
59	1160	31.84	30.55	28.39
60	1180	20.23	18.82	16.35
61	1200	9.85	8.37	5.42
62	1220	4.35	2.81	-0.9
63	1240	-7.11	-8.77	-13.87
64	1260	-30.81	-32.64	-40.44
65	1280	-35.25	-37.14	-49.42
66	1300	-17.54	-19.07	-37.23
67	1320	36.84	36.27	11.99
68	1340	16.02	15.86	-12.93
69	1360	-16.22	-16.71	-48.5
70	1380	-22.21	-22.71	-57.41
71	1400	-26.4	-26.73	-64.58
72	1420	-31.18	-30.82	-72.05
73	1440	-31.48	-30.77	-74.95
74	1460	-34.32	-33.79	-80.52
75	1480	-34.33	-32.62	-82.27
76	1500	-43.22	-41.02	-92.83
77	1520	-39.56	-37.43	-90.41
78	1540	-39.54	-37.79	-91.25
79	1560	-38.43	-36.9	-90.55
80	1580	-27.91	-26.5	-80.24
81	1600	-21.12	-19.77	-73.53
82	1620	-14.12	-12.78	-66.51
83	1640	-3.89	-2.54	-56.18
84	1660	5.58	6.99	-46.5
85	1680	11.36	12.86	-40.41
86	1700	7.57	9.21	-43.74
87	1720	-1.6	0.26	-52.21
88	1740	-10.7	-8.51	-60.24
89	1760	-10.81	-8.08	-58.58
90	1780	-4.41	-0.73	-48.91

91	1800	15.34	20.69	-22.04
92	1820	87.35	87.61	59.98

Tabla B.7. Valores de la anomalía isostática a lo largo del transecto para el caso de $T_A=25$ km y $\Delta\rho=0.45$ g/cm³ calculados con y sin considerar la topografía.

N punto	Distancia km	Anomalia isostatica para $T_A=25$ km y contraste de dens. 0.45 g/cm ³ con top. sin top.	
			mGal
1	0	50.14	50.73
2	20	11.97	15.25
3	40	19.02	19.28
4	60	-2.54	-2.54
5	80	19.01	19.01
6	100	47.68	47.68
7	120	25.98	25.98
8	140	29.11	29.11
9	160	39.79	39.79
10	180	34.61	34.61
11	200	-8.83	-8.83
12	220	2.27	2.27
13	240	-16.55	-16.55
14	260	-5.59	-5.59
15	280	-18.13	-18.13
16	300	2.93	2.93
17	320	6.87	6.87
18	340	13	13
19	360	33.27	33.27
20	380	35.73	35.65
21	400	23.72	24.01
22	420	16.29	17.44
23	440	14.13	14.94
24	460	10.77	13.17
25	480	12.37	13.77
26	500	14.01	16.43
27	520	14.3	16.99
28	540	10.88	13.86
29	560	12.65	14.03
30	580	8.61	10.45
31	600	8.47	10.19
32	620	5.56	7.39
33	640	3.89	6.2
34	660	0.47	2.78
35	680	9.35	11.08
36	700	8.58	9.55
37	720	6.93	7.69
38	740	10.52	11.21
39	760	10.84	11.55
40	780	10.67	11.42
41	800	12.25	13.18
42	820	13.61	15.09
43	840	10.27	12.12

44	860	11.65	13.34
45	880	3.88	5.15
46	900	7.96	9.12
47	920	15.76	17.38
48	940	18.06	19
49	960	25.66	27.55
50	980	25	27.09
51	1000	24.76	26.01
52	1020	15.3	17.81
53	1040	20.33	22.41
54	1060	39.44	40.12
55	1080	37.3	37.73
56	1100	42.76	42.67
57	1120	33.53	33.48
58	1140	33.43	33.42
59	1160	30.55	30.69
60	1180	18.82	18.83
61	1200	8.37	8.37
62	1220	2.81	2.82
63	1240	-8.77	-8.77
64	1260	-32.64	-32.64
65	1280	-37.14	-37.14
66	1300	-19.07	-19.07
67	1320	36.27	36.27
68	1340	15.86	15.86
69	1360	-16.71	-16.71
70	1380	-22.71	-22.71
71	1400	-26.73	-26.73
72	1420	-30.82	-30.82
73	1440	-30.77	-30.77
74	1460	-33.79	-33.79
75	1480	-32.62	-32.62
76	1500	-41.02	-41.02
77	1520	-37.43	-37.43
78	1540	-37.79	37.79
79	1560	-36.9	-36.9
80	1580	-26.5	-26.5
81	1600	-19.77	-19.77
82	1620	-12.78	-12.78
83	1640	-2.54	-2.54
84	1660	6.99	6.99
85	1680	12.86	12.86
86	1700	9.21	9.21
87	1720	0.26	0.26
88	1740	-8.51	-8.51
89	1760	-8.08	-8.08
90	1780	-0.73	-0.73
91	1800	20.69	20.69

92

1820

87.61

87.61

Anexo C

A continuación se presentan las bases matemáticas del análisis espectral de perfiles magnéticos.

Este método es independiente de la declinación e inclinación magnética pero la dirección del perfil debe ser constante.

El tipo de cuerpo más usado en la formulación matemática de las técnicas estadístico espectrales de interpretación aeromagnética es el prisma vertical uniformemente magnetizado. El modelo de prisma usado en el análisis estadístico de mapas por Spector y Grant (1970) es igualmente aplicado por Green (1972) al análisis del caso de dos dimensiones para la interpretación de perfiles magnéticos.

El eje X coincide con la línea de vuelo y forma un ángulo θ con respecto del norte geográfico. θ es positivo cuando se mide en la dirección de las manecillas del reloj a partir del norte.

El prisma que modela el cuerpo magnetizado, se extiende en $\pm \infty$ en la dirección de Y (Fig. C.1)

I

LA ANOMALIA MAGNETICA DE UN PRISMA.

Iniciaremos nuestro análisis con el espectro de potencia de un prisma. El espectro de potencia (el cuadrado de la transformada de Fourier de la intensidad de la anomalía del campo magnético total) producido por el prisma es (Green, 1972):

$$E(u, \theta) = |F(\Delta T)|^2 = 4\pi^2 K^2 R_T R_K C P \quad (1)$$

donde F - transformada de Fourier,

ΔT - anomalía del campo magnético

1) $K/2a$ = momento magnético / volumen unitario del cuerpo

$$2) R_T = \sin^2 I_T + \cos^2 (D_T - \theta) \cos^2 I_T$$

I_T - inclinación del vector geomagnético T

D_T - declinación del vector geomagnético T

$$3) R_K = \sin^2 I_K + \cos^2 (D_K - \theta) \cos^2 I_K$$

I_K - inclinación del vector momento magnético K

D_K - declinación del vector momento magnético K

U - equivalente del número de onda angular de la variable espacial x .

2a - ancho del prisma.

$$4) S = \sin^2(ua)/(ua)^2$$

$$5) C = (1 - \exp(-tu))^2$$

t - el espesor del cuerpo

$$6) P = \exp(-2hu)$$

h = la profundidad hasta la cima del cuerpo.

Los términos S, C y P contienen toda la información sobre ancho, espesor y profundidad del cuerpo respectivamente.

II

EL PERFIL MAGNETICO INTERSECTA UNA SECUENCIA DE LOS CUERPOS.

Ahora generalizamos nuestro análisis para un ensamble de prismas magnéticos.

La ecuación (1) se aplica solamente a una anomalía. Para analizar un perfil aeromagnético que puede contener muchas anomalías, se hacen varias suposiciones:

1) La aproximación estadística del conjunto.

Para estos fines se utilizó el postulado fundamental de la mecánica estadística: el valor más probable (esperanza) de la función del espectro de potencia del conjunto de los cuerpos es igual al promedio del conjunto de los espectros de potencia.

2) La segunda suposición consiste en que el perfil contiene la contribución de un conjunto definido por los parámetros

$\{ K, D_T, D_K, I_T, I_K, a, t, h \}$

que varían independientemente uno de otro y distribuidos dentro de los rangos:

$$(0 \pm 2k), (D_T \pm \Delta D_T), (D_K \pm \Delta D_K), (I_T \pm \Delta I_T), (I_K \pm \Delta I_K),$$

$(0 - 2a), (0 - 2t), (h \pm \Delta h)$

El promedio del conjunto de los espectros de potencia de anomalías magnéticas de los cuerpos respectivos será:

$$\langle E(u) \rangle = \langle 4\pi^2 k^2 \rangle \langle R_T \rangle \langle R_k \rangle \langle S \rangle \langle C \rangle \langle P \rangle \quad (2)$$

donde $\langle \quad \rangle$ significa promedio del conjunto.

Para hacer la expresión (2) aditiva, simplemente tomamos el logaritmo de esta expresión y obtenemos:

$$\ln \langle E(u) \rangle = \ln \langle 4\pi^2 k^2 \rangle + \ln \langle R_T \rangle + \ln \langle R_k \rangle + \ln \langle S \rangle + \ln \langle C \rangle + \ln \langle P \rangle$$

Es obvio, que solamente los tres últimos términos ($\langle S \rangle, \langle C \rangle, \langle P \rangle$)

afectarán el gradiente de la gráfica del logaritmo del espectro de potencia $\ln \langle E(u) \rangle$ contra el número de onda u . Su influencia es simplemente aditiva. Esta propiedad aditiva es uno de las razones principales para preferir el espectro logarítmico para realizar el análisis.

EVALUACION Y DESCUSION DE LOS TERMINOS RELACIONADOS AL ESPECTRO.

A continuación se discute la importancia de cada uno de estos miembros. Para ello seguimos el análisis de Green (1972)

1) El término asociado con el vector campo geomagnético:

$$\langle R_T \rangle = 1 / (4\Delta I_T \Delta D_T) \int_{I_T - \Delta I_T}^{I_T + \Delta I_T} \int_{D_T - \Delta D_T}^{D_T + \Delta D_T} R_T(I_T, D_T) dD_T dI_T$$

$$\langle R_T \rangle \cong R(I_T, D_T) \text{ cuando } \Delta I_T < 20^\circ, \Delta D_T < 20^\circ$$

2) El término asociado con el vector momento magnético (magnetización inducida + remanente):

$$\langle R_K \rangle = 1/(4\Delta I_K \Delta D_K) \int_{I_K - \Delta I_K}^{I_K + \Delta I_K} \int_{D_K + \Delta D_K}^{D_K - \Delta D_K} R_K(I_K, D_K) dD_K dI_K$$

$$\langle R_K \rangle \cong R_K(\bar{I}_K, \bar{D}_K) \text{ cuando } \Delta I_K < 20^\circ, \Delta D_K < 20^\circ$$

a) Si la componente de magnetización inducida es dominante,

$$\langle R_K(I_K, D_K) \rangle \text{ será igual a } \langle R_T(I_T, D_T) \rangle$$

b) Si la componente remanente es dominante, el término

$R_K(I_K, D_K)$ puede variar a lo largo del perfil.

Las secciones del perfil para los cuales se cumpla la condición ($\Delta I_K < 20^\circ, \Delta D_K < 20^\circ$) deben analizarse separadamente.

Es importante notar, que la determinación de R_K y R_T es necesaria solamente para la estimación de K .

Pero estos factores no afectan la estimación del espesor (t) y la profundidad (h) hasta los cuerpos magnetizados.

3) El término que incluye el ancho de los cuerpos:

$$\begin{aligned} \langle S \rangle = & \frac{1}{2a} \int_0^{2a} \left[\frac{(\sin(ua))}{ua} \right]^2 da = \left[\frac{(\sin(2ua))}{2ua} \right]^2 + \\ & + \frac{1}{a} \int_0^{2a} \frac{(\sin(2ua))}{4ua} da = - \left[\frac{(\sin(2ua))}{2ua} \right]^2 + \\ & + \frac{1}{2ua} \int_0^{2a} \frac{(\sin z)}{z} dz \end{aligned}$$

donde $z=2ua$.

La estimación del ancho promedio del cuerpo $\bar{2a}$ puede ser obtenido encontrando la distancia entre los zeros de la segunda derivada vertical de los datos.

Si la estimación del ancho promedio de los cuerpos puede ser obtenido (por ejemplo utilizando la segunda derivada), la forma final de la gráfica dependerá solamente de la profundidad y del espesor promedio de los cuerpos.

4) El término que contiene la profundidad promedio h del conjunto de los cuerpos magnéticos.

$$\langle P \rangle = \frac{1}{(2\Delta h)} \int_{h-\Delta h}^{h+\Delta h} \exp(-2hu) \sin h(2\Delta h) / 4u \Delta h \, dh$$

Para los valores $\Delta h \leq 0.5 h$, $u < 1/h$

$$\langle \exp(-2uh) \rangle = \exp(-2uh)$$

y el logaritmo de este factor es $\ln(\exp(-2uh)) = -2hu$ es aproximadamente una línea recta con pendiente $-2h$.

El término $\exp(-2hu)$ es invariablemente el factor dominante en el espectro de potencia. El espectro de $\ln\langle E(u) \rangle$ es siempre una función lineal de u . La velocidad de decaimiento del espectro depende principalmente de la profundidad promedio del conjunto de los cuerpos. De este modo se puede determinar la profundidad \bar{h} hasta el conjunto de cuerpos por la pendiente del logaritmo de espectro.

5) El término que contiene el espesor de los cuerpos

$$\langle C \rangle = \frac{1}{2t} \int_0^t [1 - \exp(-tu)]^2 dt = 1 - \frac{3 - \exp(-2t)}{4t}$$

El espectro de potencia también permite estimar la profundidad hasta la base del conjunto magnético completo.

Existen dos tipos de bases magnéticas:

1) El fondo magnético representa una interfase litológica.

Por ejemplo: derrames volcánicos sobre las rocas sedimentarias.

2) La base magnética representa el punto de Curie. En este caso la

unidad litológica que causa la anomalía (arriba de la profundidad del punto de Curie) puede continuar bajo el fondo magnético. Para la magnetita pura Fe_3O_4 el punto de Curie es 580°C . Pero se reduce significativamente cuando el Fe se substituye por el Ti. Para las rocas de la corteza profunda y el manto superior la temperatura de Curie es $520\text{-}560^\circ\text{C}$ (Shuey et al., 1977).

Para decidir sobre que tipo de base magnética se trata, se necesita de conocimientos geológicos sobre el área estudiada.

De este modo, la temperatura en este rango, por ejemplo, indica el fondo magnético de los cuerpos plutónicas.

La profundidad del punto de Curie varia de algunos kilómetros hasta decenas de kilómetros bajo la superficie (Okubo et al., 1985).

Hay que notar que usamos el término "profundidad del punto de Curie" y no "isoterma de Curie" porque no sabemos con exactitud el valor de la temperatura del punto de Curie.

De todo lo dicho, está claro que este método aporta información valiosa sobre la distribución regional de la temperatura a profundidad.

Ahora analizaremos el procedimiento de determinación de la profundidad hasta la base de basamento magnético.

La determinación de la profundidad hasta la base del basamento magnético está relacionada con la parte de baja frecuencias del espectro de potencia.

La influencia del término $\langle C \rangle$ (relacionado con el espesor promedio \bar{t} de los cuerpos del conjunto) conjuntamente con el término $\langle P \rangle$ (relacionado con la profundidad h) en la introducción de un pico ancho en la parte de bajas frecuencias del espectro.

Está claro que la profundidad hasta el fondo de basamento magnético se puede expresar como $z_f = h + t$

La presencia de un máximo bien definido indica que el fondo está resuelto por los datos magnéticos en cuestión.

La profundidad de resolución del método está relacionada con la longitud del perfil estudiado. De un perfil de longitud L se puede obtener información hasta una profundidad máxima $L/2\pi$

De tal modo, para llegar a la isoterma de Curie, se necesita que la longitud del perfil sea por lo menos $2\pi z_f$

Como z_f se estima en la parte de números de onda bajos, el

cálculo de Z_F puede verse afectado en gran parte por la tendencia regional del campo magnético.

El pico del máximo está definido por:

$$(d \ln \langle E(u) \rangle) / du = 0$$

$$\{ d(\ln \langle S \rangle + \ln \langle C \rangle + \ln \langle P \rangle) \} / du = 0$$

$$d(\ln \langle C \rangle + \ln \langle P \rangle) / du = 0$$

$$-2h - 2/U_{\text{pico}} + 4t[1 - \exp(-2tU_{\text{pico}})]^2 /$$

$$[4tU_{\text{pico}} - (3 - \exp(-2tu)) (1 - \exp(-2tU_{\text{pico}}))] = 0 \quad (1)$$

Sustituyendo en la ecuación (1):

el valor de \bar{h} , obtenido de la pendiente de la curva del espectro y el valor de U_{pico} - del número de onda (en ciclos/km) a que se da el máximo, es posible obtener una estimación de \bar{t} mediante iteración.

Existe otra forma de calcular la profundidad hasta el fondo magnético. Boler (1978) indicó que para mapas aeromagnéticos, la relación entre la frecuencia que corresponde al máximo espectral y las profundidades promedias hasta la cima y el fondo Z_F de las fuentes magnéticas está dada por:

$$U_{\text{pico}} = \{ \ln(Z_F / h) \} / \{ 2\pi(Z_F - h) \}$$

Tomando en cuenta, que la contribución de los dos términos principales (Z_F y h) a la porción de baja frecuencia del espectro para los mapas y perfiles aeromagnéticos es idéntica, la última relación puede ser también aplicada a perfiles aeromagnéticos.

POSIBLES FUENTES DE ERRORES EN LA DETERMINACION
DE Z_F .

1) De las fórmulas (1) y (2) está claro, que la identificación de la frecuencia del máximo no es suficiente para determinar el espesor t (o equivalentemente Z_F). En la fig.(C.2) están representados conjuntos de valores (h, Z_F) para los cuales el pico se localiza a una misma frecuencia (Shuey et al., 1977).

A pesar de que los modelos del conjunto (h, Z_F) predicen la misma localización del máximo espectral (en la misma frecuencia) se presentan diferentes formas de pico.

El máximo es más estrecho para un cuerpo delgado con $Z_F \approx h$ y más ancho para cuerpos de gran espesor con $Z_F \gg h$. De la fig. C.2 se ve que desafortunadamente un error muy pequeño de \bar{h} producirá un error muy grande en \bar{Z}_F .

2) Existe también el otro problema de diferenciar entre los picos que se deben al efecto anterior y aquellos picos que pueden presentarse cuando se usa la cantidad limitada de los datos.

3) La determinación de la frecuencia en la cual ocurre el pico es acompañada por la incertidumbre $\pm \frac{1}{2} \Delta U_0$, donde ΔU_0 - el número de onda fundamental.

4) Aunque no se puede determinar las dimensiones horizontales de los cuerpos a través del espectro de potencia, ellas influyen en la determinación de Z_F . La forma del cuerpo afecta el espectro y por consiguiente los valores inferiores de Z_F .

Si asumimos que el ancho del cuerpo es más grande, cambia la forma de la pendiente derecho del máximo y ligeramente se desplaza el pico hacia izquierdo.

Para un cuerpo de dimensiones infinitas el pico se desplaza a la frecuencia 0. (El cuerpo es "infinito" si sus dimensiones son comparables con el área del mapa).

MODELADO DIRECTO BIDIMENSIONAL.

El algoritmo tipo Talwani sirve para calcular la respuesta magnética de cuerpos, cuya profundidad, forma, etc. se puede variar. La respuesta obtenida se compara con la anomalía magnética observada.

De la comparación de estos resultados se modifican los parámetros (profundidad, forma, etc.) y se vuelve a calcular el efecto magnético. Este proceso se repite hasta tener el ajuste deseado entre modelo y datos reales. Como base para obtener la respuesta magnética, Talwani y Heirtzler (1964) usaron la fórmula de atracción de un prisma semi-infinito de dos dimensiones.

KLMN - representa el prisma semi-infinita.

El prisma se extiende al infinito:

- 1) a lo largo del eje X positivo;
- 2) y a lo largo del eje Y (positivo y negativo).

La intensidad en el origen de la anomalía magnética causada por este prisma es:

$$T = V \sin I + H \cos I \cos (C-D)$$

$$\text{donde } V = 2(I_x Q - I_z P)$$

$$H = 2(I_x P + I_z Q)$$

$$\text{donde } P = z_{21}^2 (\theta_1 - \theta_2) / (z_{21}^2 + x_{12}^2) + [z_{21} x_{12} \log(r_2/r_1)] / (z_{21}^2 + x_{12}^2)$$

$$Q = z_{21} x_{12} (\theta_1 - \theta_2) / (z_{21}^2 + x_{12}^2) - [z_{21}^2 \log(r_2/r_1)] / (z_{21}^2 + x_{12}^2)$$

V - la intensidad magnética vertical $V = -dU/dz$

H - la intensidad magnética horizontal $h = -dU/dx$

I_x, I_z - componentes de la I intensidad de magnetización en la dirección de los ejes X y Z

θ_1, θ_2 - ángulos entre el vector (que une el origen de

coordenadas con vértice) y el eje X positivo

$$X_{12} = X_1 - X_2 \quad X_1, X_2 - \text{abscisas de los vértices sucesivos}$$

$$Z_{21} = Z_2 - Z_1 \quad Z_1, Z_2 - \text{ordenadas de los vértices sucesivos}$$

$$r_1 = (X_1^2 + Z_1^2)^{1/2} \quad \text{distancias entre el origen de coordenadas}$$

$$r_2 = (X_2^2 + Z_2^2)^{1/2} \quad \text{y vértice de la sección poligonal}$$

Para obtener la anomalía magnética para el cuerpo de la sección poligonal KNPQRK (Fig. C.4), primero debe evaluarse las anomalías para los diferentes prismas (como KLMN) y sumarlos con su signo correspondiente.

En la fig. C. 3 están representados los polígonos que se restan, en la fig. C.4. los polígonos que se suman.

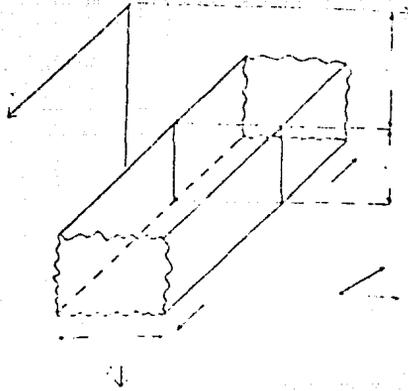


Fig. C.1 Representación esquemática del prisma bi-dimensional usado como base del modelo.

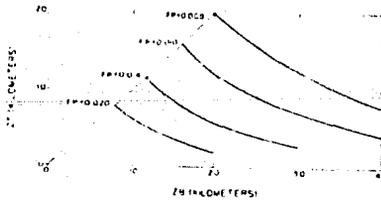


Fig. C.2 Familia de valores (ZT,ZB) para los cuales el pico del factor principal $\exp(-2.\pi.fZT) \exp(2.\pi. fZB)$ ocurre a la misma frecuencia FP, las unidades usadas son ciclos por km.

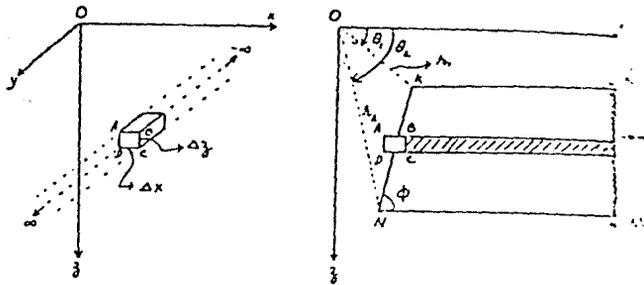


Fig. C.3 Definición de variables y parámetros usados en la formulación del problema de modelado bi-dimensional

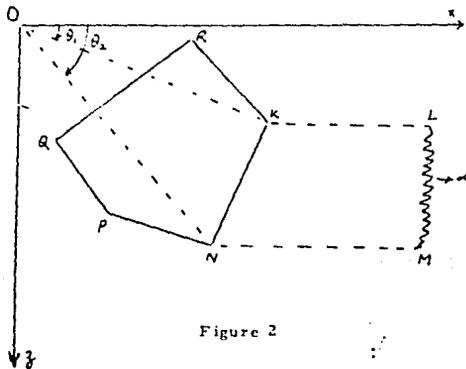


Figure 2

Fig. C.4 Definición de variables y parámetros usados en la formulación del problema de modelado bi-dimensional

Tabla C.1. Las coordenadas geográficas y la altura de vuelo en los puntos donde se calculó el IGRF (para el perfil total se utilizaron 5 puntos a lo largo del transecto, para cada de los perfiles I, II, III y IV se tomó el punto inicial y el punto final). Año de observación. El valor del campo geomagnético principal F (IGRF), sus componentes X,Y,Z, su declinación y inclinación.

a) Perfil total.

Latitud	23°30	23°28	23°22	23°16
Longitud	105°	103°	101°	99°
Año	1987	1987	1987	1987
Colatitud	66.5°	66.53°	66.64°	66.74°
Longitud este	255.00°	257.00°	259.00°	261°
Altitud, km	3.5	3.5	3.5	3.5
Comp. X	28086	28015	27952	27870
Comp. Y	4399	4120	3812	3471
Comp. Z	34766	35146	35418	35677
Campo total F (IGRF)	44909.2	45133	45279.45	45404.75
Inclinación	50.73°	51.14°	51.46°	51.79°
Declinación	8.9°	8.37°	7.77°	7.1°

b) Perfiles I y II.

	I inic.	I final	II inic.	II final
Latitud	23°19'N	24°59'N	22°50'N	23°57'N
Longitud	100°32'W	97°03'W	100° W	97°41' W
Año	1987	1987	1987	1987
Colatitud	66.68	65.02	67.12	66.05
Longitud este	259.40	262.90	260.00	262.30
Altitud, km	3.5	3.5	3.5	3.5
Comp. X	27943	27185	28046	27568
Comp. Y	3747	3030	3660	3198
Comp. Z	35449	37889	35070	36665
Campo total F (IGRF)	45293.19	46730.87	45054.13	45984.21
Inclinación	51.50	54.17	51.11	52.88
Declinación	7.69	6.36	7.44	6.62

c) Perfil III.

	III inic.	III fin.
Latitud	21°08'N	22°22'N
Longitud	99°42'W	97°22'W
Año	1987	1987
Colatitud	66.87	67.63
Longitud este	260.30	262.80
Altitud, km	3.5	3.5
Comp. X	28542	28028
Comp. Y	3673	3177
Comp. Z	33148	34995
Campo total F (IGRF)	43896.66	44947.54
Inclinación	49.04	51.13
Declinación	7.33	6.47

Tabla C.2. Valores magnetométricos medidos a lo largo del perfil. Campo geomagnético Principal (IGRF) a lo largo del perfil para el año 1987 (interpolado entre los puntos indicados en la Tabla 5.1). Anomalia magnética a lo largo del perfil (la diferencia entre el campo medido y el IGRF). Componente regional de la anomalia magnética (calculada por mínimos cuadrados). Componente residual de la anomalia magnética. (Distancia entre los puntos 10 km).

a) Perfil total.

N punto	Medido	IGRF	Anomalia	Comp.regional	Comp.residual
1	48080	44968	3112	3032.604	79.396
2	48080	44978	3102	3024.709	77.291
3	48080	44990	3090	3016.815	73.185
4	48120	45000	3120	3008.92	111.08
5	48040	45012	3028	3001.026	26.974
6	48018	45023	2995	2993.131	1.869
7	48020	45038	2982	2985.237	-3.237
8	48100	45045	3055	2977.342	77.658
9	48100	45055	3045	2969.448	75.552
10	48070	45066	3004	2961.553	42.447
11	48060	45076	2984	2953.659	30.341
12	48092	45088	3004	2945.764	58.236
13	48102	45095	3007	2937.87	69.13
14	48102	45105	2997	2929.975	67.025
15	48101	45115	2986	2922.081	63.919
16	48095	45123	2972	2914.186	57.814
17	48084	45130	2954	2906.292	47.708
18	48070	45138	2932	2898.397	33.603
19	48060	45145	2915	2890.503	24.497
20	48050	45152	2898	2882.608	15.392
21	48040	45160	2880	2874.714	5.286
22	48030	45168	2862	2866.819	-4.819
23	48020	45176	2844	2858.925	-14.925
24	48010	45184	2826	2851.03	-25.03
25	48002	45190	2812	2843.135	-31.135
26	47994	45198	2796	2835.241	-39.241
27	47986	45205	2781	2827.346	-46.346
28	47978	45212	2766	2819.452	-53.452
29	47970	45219	2751	2811.557	-60.557
30	47966	45226	2740	2803.663	-63.663
31	47960	45232	2728	2795.768	-67.768
32	47957	45240	2717	2787.874	-70.874
33	47954	45248	2706	2779.979	-73.979
34	47950	45255	2695	2772.085	-77.085
35	47947	45262	2685	2764.19	-79.19
36	47943	45268	2675	2756.296	-81.296
37	47920	45272	2648	2748.401	-100.401
38	47860	45278	2582	2740.507	-158.507
39	47858	45285	2573	2732.612	-159.612
40	47876	45292	2584	2724.718	-140.718
41	47900	45300	2600	2716.823	-116.823

42	47920	45305	2615	2708.929	-93.929
43	47940	45311	2629	2701.034	-72.034
44	47960	45317	2643	2693.14	-50.14
45	47974	45322	2652	2685.245	-33.245
46	47990	45328	2662	2677.351	-15.351
47	48000	45334	2666	2669.456	-3.456
48	48000	45340	2660	2661.562	-1.562
49	48002	45350	2652	2653.667	-1.667
50	48000	45350	2650	2645.772	4.228
51	47980	45357	2623	2637.878	-14.878
52	47926	45363	2563	2629.983	-66.983
53	47920	45368	2552	2622.089	-70.089
54	47920	45375	2545	2614.194	-69.194
55	47924	45380	2544	2606.3	-62.3
56	47940	45385	2555	2598.405	-43.405
57	47957	45392	2565	2590.511	-25.511
58	47960	45398	2562	2582.616	-20.616
59	47960	45403	2557	2574.722	-17.722
60	47960	45408	2552	2566.827	-14.827
61	47960	45412	2548	2558.933	-10.933
62	47960	45416	2544	2551.038	-7.038
63	47970	45420	2550	2543.144	6.856
64	48020	45426	2594	2535.249	58.751
65	48090	45430	2660	2527.355	132.645
66	48108	45433	2675	2519.46	155.54
67	48120	45438	2682	2511.566	170.434
68	48120	45440	2680	2503.671	176.329
69	48080	45443	2637	2495.777	141.223
70	48040	45448	2592	2487.882	104.118
71	48020	45450	2570	2479.988	90.012
72	47988	45454	2534	2472.093	61.907
73	47950	45458	2492	2464.198	27.802
74	47920	45460	2460	2456.304	3.696
75	47900	45464	2436	2448.409	-12.409

b) Perfil I.

N punto	Medido	IGRF	Anomalia	Comp.regional	Comp.residual
1	47930	45293	2637	2655.261	-18.261
2	47955	45330	2625	2623.605	1.395
3	47973	45360	2613	2591.95	21.05
4	47983	45400	2583	2560.294	22.706
5	47980	45440	2540	2528.638	11.362
6	47960	45470	2490	2496.982	-6.982
7	47940	45500	2440	2465.327	-25.327
8	47930	45540	2390	2433.671	-43.671
9	47924	45580	2344	2402.015	-58.015
10	47920	45620	2300	2370.359	-70.359
11	47918	45650	2268	2338.704	-70.704
12	47922	45680	2242	2307.048	-65.048
13	47938	45720	2218	2275.392	-57.392
14	47956	45760	2196	2243.737	-47.737
15	47982	45790	2192	2212.081	-20.081
16	48000	45830	2170	2180.425	-10.425
17	48100	45860	2240	2148.769	91.231
18	48168	45900	2268	2117.114	150.886
19	48182	45940	2242	2085.458	156.542
20	48182	45970	2212	2053.802	158.198
21	48145	46010	2135	2022.146	112.854
22	48015	46050	1965	1990.49	-25.49
23	47978	46080	1898	1958.835	-60.835
24	47980	46120	1860	1927.179	-67.179
25	48006	46150	1856	1895.523	-39.523
26	48028	46190	1838	1863.867	-25.867
27	48042	46220	1822	1832.212	-10.212
28	48051	46260	1791	1800.556	-9.556
29	48059	46300	1759	1768.9	-9.9
30	48068	46330	1738	1737.245	0.755
31	48077	46370	1707	1705.589	1.411
32	48100	46400	1700	1673.933	26.067
33	48123	46440	1683	1642.277	40.723
34	48123	46480	1643	1610.621	32.379
35	48118	46510	1608	1578.966	29.034
36	48104	46550	1554	1547.31	6.69
37	48090	46590	1500	1515.654	-15.654
38	48073	46620	1453	1483.998	-30.998
39	48060	46660	1400	1452.343	-52.343
40	48058	46690	1368	1420.687	-52.687
41	48059	46730	1329	1389.031	-60.031

c) Perfil II.

N punto	Medido	IGRF	Anomalia	Comp.regional	Comp.residual
1	47950	45050	2900	2869.074	30.926
2	47945	45098	2847	2838.664	8.336
3	47940	45150	2790	2808.253	-18.253
4	47935	45152	2783	2777.843	5.157
5	47930	45190	2740	2747.433	-7.433
6	47925	45230	2695	2717.023	-22.023
7	47921	45260	2661	2686.613	-25.613
8	47918	45300	2618	2656.202	-38.202
9	47920	45330	2590	2625.792	-35.792
10	47932	45370	2562	2595.382	-33.382
11	47956	45400	2556	2564.972	-8.972
12	47963	45430	2533	2534.561	-1.561
13	47940	45470	2470	2504.151	-34.151
14	47940	45500	2440	2473.741	-33.741
15	47960	45540	2420	2443.331	-23.331
16	48080	45570	2510	2412.92	97.08
17	48160	45610	2550	2382.51	167.49
18	48130	45640	2490	2352.1	137.9
19	48070	45680	2390	2321.69	68.31
20	48060	45710	2350	2291.28	58.72
21	48062	45750	2312	2260.869	51.131
22	48025	45780	2245	2230.459	14.541
23	47978	45810	2168	2200.049	-32.049
24	47960	45850	2110	2169.639	-59.639
25	47990	45880	2110	2139.228	-29.228
26	48000	45920	2080	2108.818	-28.818
27	48000	45950	2050	2078.408	-28.408
28	48000	45980	2020	2047.998	-27.998

d) Perfil III.

N punto	Medido	IGRF	Anomalia	Comp.regional	Comp.residual
1	47980	43900	4080	4065.3	14.7
2	47974	43930	4044	4032.4	11.6
3	47971	43960	4011	3999.6	11.4
4	47968	44000	3968	3966.7	1.3
5	47965	44030	3935	3933.8	1.2
6	47962	44060	3902	3900.9	1.1
7	47960	44100	3860	3867.9	-7.9
8	47960	44140	3820	3835	-15
9	47960	44170	3790	3802.1	-12.1
10	47960	44200	3760	3769.2	-9.2
11	47963	44240	3723	3736.3	-13.3
12	47966	44270	3696	3703.4	-7.4
13	47968	44300	3668	3670.5	-2.5
14	47976	44340	3636	3637.6	-1.6
15	47995	44380	3615	3604.77	10.23
16	48002	44410	3592	3571.88	20.12
17	48002	44450	3552	3538.98	13.02
18	47990	44480	3510	3506.1	3.9
19	47960	44520	3440	3473.18	-33.18
20	47960	44550	3410	3440.29	-30.29
21	47960	44580	3380	3407.39	-27.39
22	47956	44620	3336	3374.5	-38.5
23	47940	44660	3280	3341.6	-61.6
24	48000	44690	3310	3308.72	1.28
25	48070	44730	3340	3275.9	64.1
26	48110	44760	3350	3243	107
27	48110	44800	3310	3210.1	99.9
28	48060	44830	3230	3177.2	52.8
29	48000	44860	3140	3144.2	-4.2
30	47957	44900	3057	3111.3	-54.3
31	47913	44930	2983	3078.4	-95.4

Anexo D

Sta- tion	Lat- tude	Longi- tude	Depth (m)	Thermal con- duc- tivity*	Heat flow
<i>Gulf of California</i>					
V-1	27°08'N	111°38'W	1840	1.77	2.80
V-2	27°17'N	111°22'W	1870	1.65	2.94
V-3	27°38'N	111°44'W	1775	1.64	4.19
V-4	26°46'N	111°04'W	1750	1.75	2.95
V-5	24°09'N	108°55'W	3020	1.99	4.24
V-6	22°58'N	108°04'W	2900	1.81	0.62
V-7	21°39'N	107°41'W	3055	1.86	5.51
V-8	21°00'N	107°04'W	3300	1.89	3.98
V-9	20°55'N	106°25'W	4450	2.00	2.14
V-10	20°10'N	107°43'W	3260	1.79	1.25
V-11	19°45'N	108°28'W	2600	1.82	1.43
V-12	20°48'N	108°34'W	2910	1.81	2.40
V-13	22°33'N	109°29'W	2860	2.08	6.15
<i>Gulf of Aden</i>					
Z-1'	12°27'N	47°07'E	1820	2.03	5.98
Z-2'	12°57'N	48°16'E	2205	(1.92)	3.62
Z-3'	13°17'N	49°18'E	2425	1.81	3.22
Z-4'	12°54'N	49°38'E	2200	(1.92)	2.47
Z-5'	12°25'N	50°33'E	2420	2.02	3.09

* (10^{-3} cal/°C cm sec). † (10^{-4} cal/cm² sec).

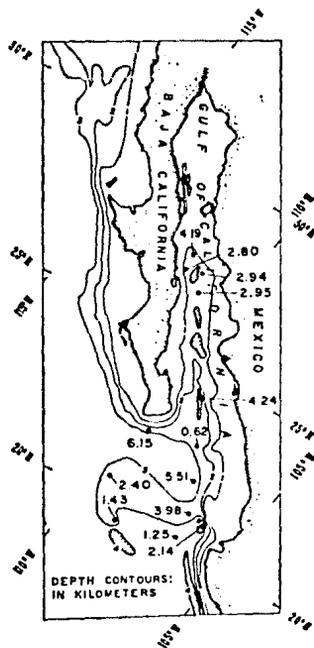


Tabla D.1(a). Valores de flujo de calor en el Golfo de California (tomado de Von Herzen, 1963).

Fig. D.1. Flujo de calor en el Golfo de California (Von Herzen, 1963).

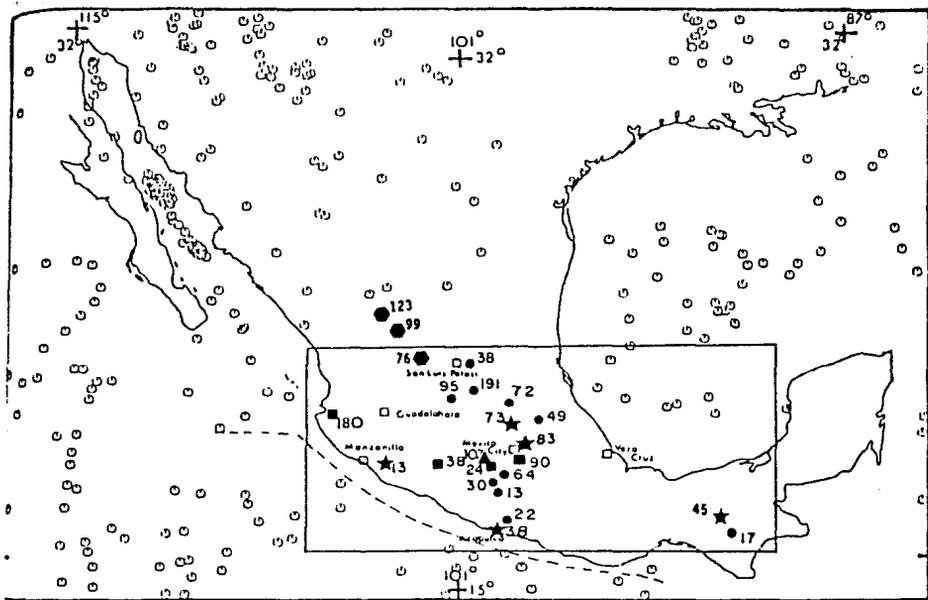


Fig. D.2(b). Valores de flujo de calor en el sur de México (tomado de Ziagos et al., 1985).

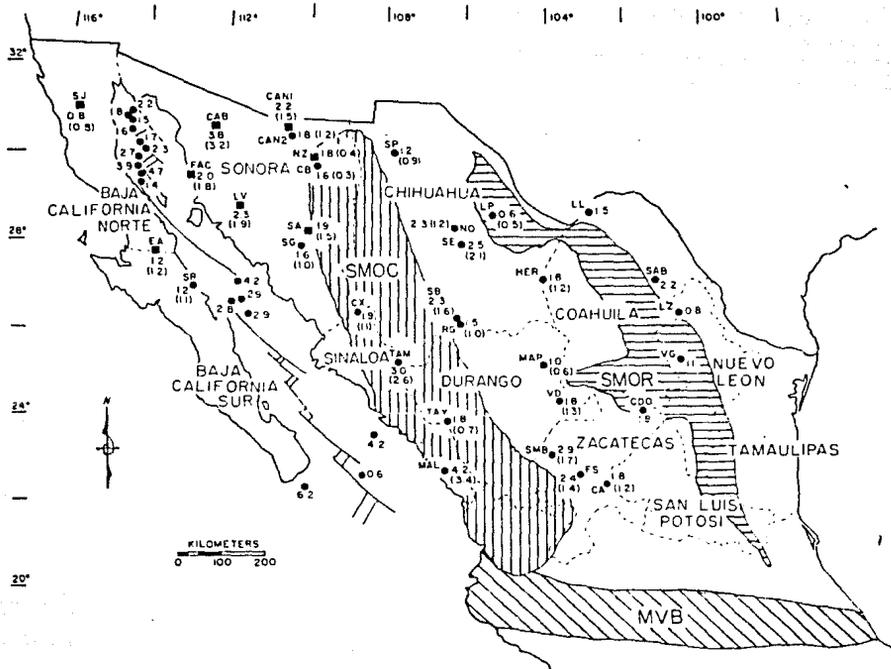


Fig. D.2(a). Distribución del flujo de calor (en Heat Flow units) en el norte de México (Smith et al., 1979).

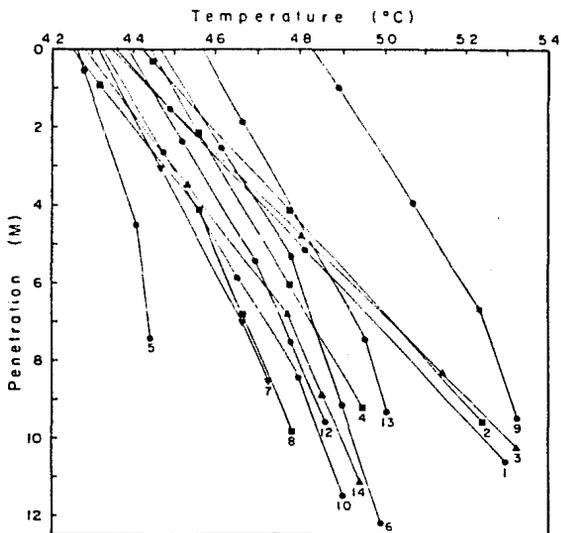


Fig. D.4. Temperatura en sedimentos en función de la profundidad. Los estaciones 1, 2, 3 están localizados en los domos de Sigsbee (tomado de Epp et al., 1970).

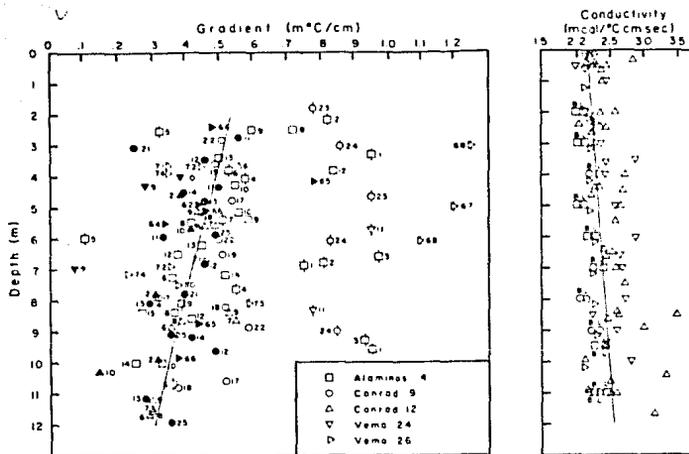


Fig. D.5. Gradiente de temperatura en los sedimentos del Golfo de México como función de su profundidad. Símbolos sombreados representan estaciones ubicados al este del Golfo de México, símbolos con bara representan domos de Segsbee. En la figura de la derecha se representa la conductividad contra la profundidad para el Golfo de México (tomado de Epp et al., 1970).

	North Latitude	West Longitude	Depth, m	Bottom Temperature, °C	ΔT_1 , °C	ΔT_2 , °C	ΔT_3 , °C	ΔT_4 , °C	$\Delta T_{5..}$, °C	Penetration, cm	Q_c , cal/cm ² s (mW/m ²)	Tilt
HYPO-2	25°11.1'	109°27.5'	2024	NT	0.24	0.20	NA	NA	0.20	220	3.5(417)	V
HYPO-5	25°23.5'	109°54.6'	3204	NT	0.19	0.16	NA	NA	0.16	220	2.8(117)	V
HYPO-6	25°26.2'	109°44.8'	2230	NT	0.35	0.21	0.24	0.24	0.24	445	4.2(176)	V
HYPO-9	25°32.8'	109°47.3'	3182	NT	0.21	0.17	0.18	0.17	0.17	420	3.1(130)	V
HYPO-55	25°21.4'	109°42.0'	2193	NT	0.64	OS	OS	0.42	0.42	450	7.1(297)	V
HYPO-66	25°19.3'	109°48.5'	2335	0.20	0.44	OS	0.43	0.44	345		-8.9(373)	>30°
EXT 2-14	25°40.8'	110°06.2'	2342	NT	0.37	0.27	0.26	0.24	0.26	435	4.6(193)	V
EXT 2-15	25°29.3'	109°57.0'	2022	2.281	0.38	0.29	0.29	0.26	0.29	430	5.1(214)	V
EXT 2-16	25°30.4'	109°59.0'	1987	2.238	0.36	OS	OS	0.49	0.49	375	-9.9(415)	>30°
EXT 2-17	25°35.4'	109°50.5'	2178	2.234	NP	PP	OS	0.30	0.30	>200	-6.1(255)	>30°
EXT 2-18	25°29.7'	109°45.0'	2438	2.267	0.48	OS	OS	0.35	0.35	435	-7.0(294)	>30°
EXT 2-20	25°15.0'	109°39.0'	2236	2.233	0.13	0.25	0.24	0.25	0.25	350	-5.0(209)	>30°
EXT 2-22	25°12.6'	109°38.2'	2248	NT	0.07	0.21	0.20	0.18	0.20	330	3.8(159)	15°-30°
EXT 2-23	25°15.5'	109°45.2'	2310	2.208	0.06	0.35	OS	0.48	0.48	275	-9.7(406)	>30°
EXT 2-24	25°21.0'	109°40.0'	2205	NT	0.08	0.33	OS	0.34	0.34	325	-6.8(285)	>30°
EXT 2-25	25°23'	109°36'	2068	2.234	0.22	0.20	0.20	0.18	0.20	410	-4.0(167)	>30°
EXT 2-26	25°25.5'	109°38.2'	2105	NT	0.20	0.21	0.21	0.22	0.21	395	-4.2(176)	>30°
EXT 2-27	25°21.6'	109°49.0'	2365	NT	NSOS	0.25	NSOS	0.25	-400		-4.4(184)	?
EXT 2-28	25°24.6'	109°56.8'	3202	NT	0.35	0.26	0.29	0.26	0.26	435	-5.2(218)	>30°
EXT 2-32	25°36.7'	110°02.2'	2330	NT	0.22	0.17	0.16	0.13	0.16	425	3.1(130)	15°-30°
EXT 2-33	25°33.3'	110°16.3'	2070	NT	0.27	0.20	0.19	0.17	0.19	435	3.3(138)	V
7404-8	25°20.3'	109°41.4'	2240	2.257	OS	OS	OS	OS	OS	>400	>16. (670)	15°-30°

V means vertical, i.e., <15° tilt; NT means that no trace for that data segment appeared on the record; OS means off scale; and -R.9 indicates that the probe was at a >30° angle (the measured value was corrected by +15%).

	North Latitude	West Longitude	Depth, m	Bottom Temperature, °C	ΔT_1 , °C	ΔT_2 , °C	ΔT_3 , °C	ΔT_4 , °C	$\Delta T_{5..}$, °C	Penetration, cm	K_c , cal/cm ² s (W/m ² K)	Q_c , cal/cm ² s (mW/m ²)	Tilt
HYPO-22	28°42.3'	113°03.6'	1572	11.34	-0.08	OS	0.13	0.13	0.13	375	1.65(0.69)	2.3(96)	15°-30°
HYPO-26	28°46.5'	113°05.3'	1370	11.34	-0.06	OS	-0.04	-0.02	-0.04	450	1.67(0.69)	-0.0(-25)	V
HYPO-40	26°23.3'	110°44.9'	2785	NT	0.32	0.16	0.16	0.15	0.16	490	1.68(0.70)	2.7(113)	V
EXT 2-11	26°20.6'	110°45.2'	2804	2.549	0.11	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	>400	1.68(0.70)	-0.2(-8)	V
EXT 2-12	26°13.3'	110°40.7'	2456	2.513	NP	0.14	0.21	0.19	0.20	265	1.68(0.70)	-3.9(173)	>30°
EXT 2-34	25°54.3'	110°13.8'	2032	2.519	PP	PP	PP	0.12	0.12	57	2.0(0.84)	2.7(113)	V
EXT 2-35	26°07'	110°29'	2333	2.492	0.04	0.12	0.12	0.12	0.12	330	1.68(0.70)	2.4(100)	V
EXT 2-36	26°21.9'	110°46.0'	2758	2.540	0.43	0.26	0.28	0.25	0.26	470	1.68(0.70)	4.4(184)	V
HYPO-68	23°27.7'	108°20.7'	2651	1.810	OS	OS	OS	0.35	0.35	>400	2.0(0.84)	7.0(293)	V
HYPO-69	23°02.1'	107°59.6'	2584	1.799	0.14	0.12	0.10	0.11	0.11	430	2.0(0.84)	2.2(92)	V

Data are Bullard probe heat flow measurements from other basins and the East Pacific Rise. V means vertical, i.e., <15°. NP means no penetration; NT means no trace; OS means off scale; and -3.9 indicates that the probe penetrated at a >30° angle (the measured value was corrected by +15%). PP means partial penetration.

Tabla D.1(b). Valores de flujo de calor en el Golfo de California (tomado de Lower et al., 1979).

Locality	Position, deg	Elevation, m	Depth, m	N	K, kcal/cm s °C	Γ , °C/km	Corrected Γ , °C/km	Q, HFU	General Rock Type	Category
San Jose, Baja California Norte (SJJ)*	30°59'N, 115°46'W	730	254	12	5.60 ± 0.06	14.88 ± 0.10	14.92	0.84 ± 0.01 (35.1)	quartz diorite	1
El Arco, Baja California Norte (EA)*	28°00'N, 113°20'W	290	280	6	7.29 ± 0.72	16.83 ± 0.17		1.23 ± 0.12 (51.4)	quartz diorite	1
Santa Rosalia, Baja California Sur (SR)	27°24'N, 112°23'W	185	125	8	2.08 ± 1.49	59.54 ± 4.42	58.38	1.21 ± 0.90 (50.6)	sandstone	2
Caborca, Sonora (CAB)*	31°05'N, 112°07'W	670	150	5	10.02 ± 1.83	36.19 ± 0.35	38.00	3.81 ± 0.70 (150.3)	quartz monzonite	2
Cananea, Sonora (CAN1)*	31°10'N, 110°25'W	1390	250	5	9.55 ± 1.02	23.95 ± 0.10	23.26	2.22 ± 0.24 (92.6)	quartz monzonite	1
Cananea, Sonora (CAN2)	30°52'N, 110°11'W	1610	38	2	4.30 ± 0.61	17.25 ± 1.07	19.06	1.77 ± 0.13 (74.0)	diorite	2
Nacozari, Sonora (NZ)*	30°20'N, 109°33'W	1555	480	7	7.74 ± 0.34	20.97 ± 0.10	22.55	1.75 ± 0.08 (73.2)	granitic	1
Cerro Blanco, Sonora (CB)	30°13'N, 109°39'W	1655	123	4	9.51 ± 1.96	14.40 ± 0.30	17.16	1.63 ± 0.08 (68.1)	diorite	2
Pl. Libertad, Sonora (FAC)*	30°04'N, 112°30'W	560	565	31	7.37 ± 0.13	26.96 ± 0.10		1.90 ± 0.04 (83.2)	quartz diorite	1
Suaqui Grande, Sonora (SG)	28°21'N, 109°58'W	380	128	4	5.75 ± 1.89	28.24 ± 2.27	28.39	1.63 ± 0.54 (68.1)	diorite and monzonite	2
San Antonio, Sonora (SA)*	28°38'N, 109°40'W	763	190	1	8.95 ± 0.90†	17.52 ± 1.45	21.25	1.90 ± 0.17 (79.4)	granitic and metavolcanic	3
Hermosillo, Sonora (LV)*	29°15'N, 111°25'W	425	150	8	6.87 ± 0.04	32.78 ± 0.17		2.25 ± 0.02 (94.1)	granodiorite	2
Nuevo Casa Grandes, Chihuahua (SP)	30°50'N, 107°29'W	NA	140(55)‡	6	7.60 ± 0.17	16.08 ± 0.41	16.12	1.23 ± 0.04 (51.4)	micrite and diorite	2
Parral, Chihuahua (RG)	26°46'N, 105°36'W	NA	64(45)‡	5	8.19 ± 0.63	17.66 ± 0.18		1.45 ± 0.11 (60.6)	slate	3
Santa Barbara, Chihuahua (SB)	26°49'N, 105°48'W	1364	84(60)‡	5	6.55 ± 0.33	35.04 ± 0.05		2.29 ± 0.12 (95.7)	shale	2
Santa Eulalia, Chihuahua (SE)	28°19'N, 105°47'W	NA	550(550)‡	11	7.34 ± 0.44	34.54 ± 3.10		2.54 ± 0.03 (106.2)	rhyolite	1
Adama, Chihuahua (NO)	28°30'N, 106°05'W	1379	190	4	5.80 ± 0.21	35.10 ± 0.22	39.32	2.38 ± 0.08 (99.5)	rhyolite	2
Los Plomisos, Chihuahua (LP)	28°42'N, 105°15'W	1052	143	7	6.91 ± 0.16	7.93 ± 0.33	7.94	0.55 ± 0.03 (23.0)	shale and metavolcanics	2
Tayoltita, Durango (TAY)	24°20'N, 106°04'W	1475	90(64)‡	2	6.98 ± 0.01	24.89 ± 0.09	25.79	1.80 ± 0.01 (75.2)	monzonite	2
Mapimi, Durango (MAP)	24°18'N, 104°00'W	742	71(60)‡	4	7.95 ± 0.03	12.28 ± 0.44	12.30	0.98 ± 0.03 (41.0)	skarn	3
Velardena, Durango (VD)	24°31'N, 103°27'W	1400	218(80 x 57)‡	7	9.32 ± 0.12	19.74 ± 0.30	19.91	1.84 ± 0.03 (76.9)	skarn	2
La Linda, Coahuila (LL)	29°18'N, 102°20'W	1433	72(70)‡	9	6.70 ± 0.21	26.67 ± 3.47	25.84	1.51 ± 0.01 (63.1)	rhyolite	2
					5.92 ± 0.30	23.34 ± 0.41	21.96			
Hercules, Coahuila (HFR)	28°00'N, 103°45'W	1372	70	6	5.97 ± 1.17	10.43 ± 0.71		1.82 ± 0.04 (76.1)	monzonite	2
Sabinas, Coahuila (SAB)	27°57'N, 101°08'W	346	200	3	6.53 ± 0.65†	32.99 ± 0.64		2.15 ± 0.02 (89.9)	sedimentary	3
Lampazos, Nuevo Leon (LZ)	27°18'N, 100°30'W	NA	280	10	6.46 ± 0.21	12.56 ± 0.76		2.01 ± 0.01 (33.9)	limestone	2
Villa Garcia, Nuevo Leon (VG)	25°40'N, 100°16'W	962	370	14	5.26 ± 1.87	20.07 ± 2.98	19.46	1.05 ± 0.04 (43.9)	shale	1
Concepcion Del Oro, Zacatecas (CDO)	24°36'N, 101°24'W	2150	147	6	7.32 ± 1.28	24.94 ± 1.04		1.84 ± 0.02 (76.9)	granitic	2
Fresnillo, Zacatecas (FS)	23°11'N, 102°53'W	2225	66(55)‡	2	7.52 ± 0.75†	11.47 ± 3.65		2.17 ± 0.36 (99.1)	rhyolite and andesite	3
Sombrerete, Zacatecas (SMB)	23°38'N, 103°36'W	2365	103(240 x 76)‡	11	10.25 ± 2.08	28.67 ± 0.11		2.94 ± 0.06 (122.9)	limestone and granite	1
Calderon, Zacatecas (CA)	22°19'N, 102°19'W	2096	77(60)‡	5	5.47 ± 0.08	31.58 ± 0.30		1.82 ± 0.08 (76.1)	metamorphic (skarn)	2
					<i>Estimates</i>					
Choir, Sinaloa (CX)	26°54'N, 108°15'W	560	60	10	8.27 ± 1.01	16.50 ± 0.01	23.11	1.91 ± 0.23 (79.8)	monzonite	3
Malpica, Sinaloa (MAL)	23°14'N, 106°03'W	195	56	5	10.13 ± 5.28	19.88 ± 0.01	41.22	4.18 ± 2.17 (174.7)	granodiorite	3
Tameapa, Sinaloa (TAM)	25°30'N, 107°09'W	1375	66	3	7.28 ± 0.33	32.86 ± 0.02	34.62	2.97 ± 0.14 (124.1)	quartz diorite	3
		1250	81			44.39 ± 0.37	47.08			

Locations and values of temperature gradients Γ , gradients corrected for topography, thermal conductivity K , and heat flow Q (values in parentheses for Q are in milliwatts per square meter) NA is not available. Quality categories from Sass et al. [1971a]. N is number of samples measured for conductivity.

*From Smith [1974]. †Depth below surface in mine of collar.

‡Estimated error. §Average for two boreholes.

‡Inclination.

Tabla D.2(a). Datos de flujo de calor y gradiente de temperatura medidos en pozos (tomado de Smith et al., 1979).

Hole*	Date	N Latitude	W Longitude	Depth Interval, m	Gradient, °C/km			Thermal Conductivity W m ⁻¹ K ⁻¹		Number of Thermal Conductivities	Heat Flow, mW m ⁻²			Quality of Heat Flow Values	Lithology Summary
					Uncorrected		Corrected	Average	S.E.		Uncorrected		Corrected		
					Average	S.E.					Average	S.E.			
TAX	June 18, 1977	18°32.00'	99°35.90'	20.0-180.0†	14.7	0.1	16.3	3.94		1	55		64‡	B	schist and shale
TELO	Aug. 15, 1978	18°18.90'	99°55.60'	85.0-215.0	11.7	0.1	11.0	2.76	0.33	2	32	4	30	B	greenstone and tuff
CUA	Aug. 1, 1978	20°23.60'	105°03.30'	12.5-50.0	31.8	0.5	59.8	3.01		1	96		180	C	diorite and granite
ING	June 15, 1978	18°53.50'	101°38.50'	35.0-180.0†	14.0	0.4	13.5	2.80		1	39		38	C	granodiorite and gneiss
LA MIN	Aug. 6, 1978	18°53.10'	103°19.00'	30.0-120.0	4.9	0.1	4.9	2.76	0.20	7	13	1	13	A	basalt tuff
SUL	July 9, 1979	18°51.00'	99°59.60'	50.0-100.0	9.1	0.8	8.4	2.80	0.19	2	26	3	24	C	shale and schist
LOS POZ	June 28, 1979	21°14.00'	100°30.60'	100.0-270.0	41.1	0.4	61.0	3.14	0.26	5	128	16	191‡	B	limestone sandstone
MOR	June 26, 1979	22°13.40'	100°48.30'	145.0-200.0†	18.4	0.6	18.5	2.76	0.06	3	51	2	51	B	basalt tuff
PAC	July 23, 1979	20°07.50'	93°42.50'	150.0-265.0	10.9	0.2	17.8	2.76	0.04	3	30	1	49‡	B	schist
LA NEG	July 30, 1979	20°51.10'	99°30.30'	40.0-70.0	18.4	0.4	20.2	3.56	0.14	3	65	3	72	B	gneiss and schist
IXT	Jan. 12, 1973	19°02.70'	100°10.80'	105.0-155.0	32.0	9.0	32.0	3.35	0.07	3	107	30	107	D	schist
TEPO	Oct. 15, 1973	18°58.00'	99°13.10'	45.0-80.0	56.5	2.1	56.5	1.59	0.11	3	90	7	90	C	volcanic tuff
TER COL	Jan. 16, 1975	17°08.70'	99°31.00'	125.0-145.0	9.5	0.3	9.0	2.38	0.04	5	23	1	21	B	granite
ACC	Jan. 16, 1973	16°42.30'	99°49.10'	100.0-190.0	16.4	0.1	15.9	2.43	0.13	4	40	2	39	A	granite and gneiss
TUL	Jan. 13, 1973	20°05.80'	99°20.50'	30.0-250.0	48.8	0.1	48.8	1.51	0.10	12	73	5	73	A	clay
TEX	Aug. 6, 1972	19°28.60'	99°00.00'	1000.0-1800.0	36.9	0.5	36.9	2.26	0.07	3	83	2	83	A	basalt and clastic
RIO BAL	Jan. 16, 1975	17°59.90'	99°46.70'	110.0-195.0	10.1	0.3	9.7	1.38	0.11	4	14	1	13	A	andesite breccia
LA ANG	Jan. 30, 1975	16°23.80'	92°45.50'	200-260.0	5.6	0.2	5.6	2.89	0.06	7	16	1	16	B	limestone
CHI	Jan. 22, 1975	16°55.50'	93°05.00'	160.0-255.0	17.2	0.2	16.2	2.76	0.05	10	47	1	45	A	limestone
GUA	April 10, 1972	20°59.50'	100°13.60'	140.0-300.0	36.8	0.2	35.8	3.14	0.04	24	115	2	96‡	B	rhyolite breccia

S.E., standard error.

* These are abbreviated hole names. Hole names were assigned under different criterion, in most cases, location. The full names are TAX, Taxco; TELO, Tefolopan; CUA, Cuale; ING, Inguran; LA MIN, La Minia; SUL, Sultepec; LOS POZ, Los Pozos; MOR, Morena; PAC, Pachuca; LA NEG, La Negra; IXT, Ixtapontongo; TEPO, Tepositan; TER COL, Tierra Colorado; ACC, Acapulco; TUL, Tule; TEX, Texcoco; RIO BAL, Rio Balsas; LA ANG, La Angostura; CHI, Chicosen; GUA, Guanajuato.

† Located within a working mine.

‡ Correction for deviated hole was applied.

Tabla D.2(b). Datos de flujo de calor medidos en pozos (tomado de Ziajos et al., 1985).

Locality	Rock Type	Uranium, ppm	Thorium, ppm	Potassium, %	A, HGU	q*, HFU
San Jose, Baja California (SJ)	quartz diorite	0.34	0.86	0.44	0.42	0.80
El Arco, Baja California (EA)	quartz diorite	0.36	0.32	0.13	0.31	1.20
Santa Rosalia, Baja California Sur (SR)	tuffs	1.79	6.25	2.39	2.72	1.10
Caborca, Sonora (CAB)	quartz monzonite	3.78	19.11	3.34	6.36	3.20
Cananea, Sonora (CAN1)	quartz monzonite	6.14	15.45	2.74	7.06	1.51
Cananea, Sonora (CAN2)	andesite	3.30	18.66	3.50	6.02	1.17
Nacoziari, Sonora (NZ)	rhyolite	11.03	31.04	5.12	13.29	0.42
Cerro Blanco, Sonora (CB)	rhyolite	11.03	31.04	5.12	13.29	0.30
Pt. Libertad, Sonora (FAC)	quartz diorite	2.10	4.93	1.95	2.38	1.75
Suaqui Grande, Sonora (SG)	monzonite	3.16	18.87	6.63	6.70	0.96
San Antonio, Sonora (SA)	granitic	4.75	2.49	2.61	3.97	1.50
Hemosillo, Sonora (LV)	granodiorite	1.80	7.95	2.79	3.11	1.94
Nuevo Casas Grandes, Chihuahua (SP)	basalt	4.12	5.32	1.12	3.72	0.86
Parral, Chihuahua (RG)	rhyolite	2.65	13.97	3.63	4.85	0.96
Santa Barbara, Chihuahua (SB)	rhyolite	3.61	21.13	4.43	6.87	1.60
Santa Eulalia, Chihuahua (SE)	rhyolite and diabase	2.88	8.77	2.67	3.91	2.15
Aldama, Chihuahua (NO)	rhyolite	5.36	36.41	6.35	11.02	1.18
Los Plomosas, Chihuahua (LP)	rhyolite	1.25	2.69	0.40	1.32	0.45
Tayollita, Durango (TAY)	monzonite	8.80	25.83	3.93	10.75	0.72
Mapimi, Durango (MAP)	rhyolite	2.78	10.45	2.77	4.13	0.57
Velardena, Durango (VD)	rhyolite	3.89	12.16	4.58	5.53	1.29
La Linda, Coahuila (LL)	rhyolite	8.04	28.81	4.66	10.95	0.41
Hercules, Coahuila (HER)	quartz monzonite	3.85	14.10	3.85	5.58	1.22
Lampozos, Nuevo Leon (LZ)	granitic	3.10	7.40	2.90	3.80	0.43
Villa Garcia, Nuevo Leon (VG)	rhyolite and gabbro	5.14	20.39	4.73	7.84	0.27
Concepcion del Oro, Zacatecas (CDO)	granite	3.80	10.00	3.20	4.80	1.36
Fresnillo, Zacatecas (FS)	rhyolite	6.45	28.20	6.05	10.15	1.35
Sombretete, Zacatecas (SMB)	granite	9.60	24.10	5.10	12.20	1.72
Calderon, Zacatecas (CA)	rhyolite	3.11	23.15	3.06	6.56	1.16
Choix, Sinaloa (CX)	monzonite	5.96	19.25	3.39	7.78	1.13
Malpica, Sinaloa (MAL)	granodiorite	6.83	17.04	3.02	7.83	3.40
Tamepa, Sinaloa (TAM)	quartz diorite	2.67	10.31	2.84	4.06	2.56

Tabla D.3. Abundancias promedio de elementos radioactivos, generación de calor A y flujo de calor proveniente del manto q* en el Norte de México (tomado de Smith et al., 1979).

Lat., °N	Long., °W	Depth,* meters	Gradient, m°C/cm		Cond., mval/cm°C sec	Cond. Meas 1 Method	Heat Flow, μcal/cm² sec	Cruise	T-Grad	Year
			Above 5 Meters	Below 5 Meters						
25 33	85 01	3347	0 58	0 34	2 35	MWL	0 80	RC9	11	1964
27 40	86 23	3162	0 46	0 45	2 04	MWL	0 92	RC9	12	1964
27 59	89 00	1277	0 46	0 29	2 43	MWL	0 68	RC9	13	1964
25 11	91 33	3375	0 40	0 42	2 44	MWL	1 02	RC9	14	1964
25 57	90 02	960	0 54	0 32	2 41	MWL	0 77	RC9	17	1964
26 17	94 17	1695	0 45	0 42	2 20	MWL	0 92	RC9	18	1964
26 03	92 34	2112	0 49	0 50	2 78	MWL	1 39	RC9	19	1964
24 49	91 20	3570	0 25	0 35	2 56	MWL	0 97	RC9	21	1964
25 30	95 18	2928	0 51	0 55	2 16	MWL	1 19	RC9	22	1964
20 33	94 11	2169	0 77	0 55	2 26	MWL	2 18	RC9	23	1964
23 27	92 27	3012	0 80	0 85	2 18	MWL	1 85	RC9	24	1964
24 50	90 56	3699	0 49	0 37	2 15	MWL	0 80	RC9	25	1964
24 59	86 57	3475	0 38	0 38	2 07	MWL	0 79	RC9	26	1964
24 39	85 14	3405	0 39	0 27	2 55	MN	0 69	RC12	2	1968
25 47	94 14	3264	0 37	0 36	2 34	MN	0 84	RC12	6	1968
23 24	95 32	3054	0 49	0 42	2 31	MN	0 97	RC12	7	1968
22 31	95 33	3074	0 46	0 35	2 38	MN	0 83	RC12	8	1968
22 54	93 40	3751	0 44	0 42	2 33	MN	0 98	RC12	9	1968
24 42	80 48	3563	0 42	0 33	2 77	MN	0 92	RC12	10	1968
26 35	88 49	2560	0 20	0 20	2 26	MN	0 46	V18	153	1962
27 28	86 40	3027	0 49	0 49	2 18	MN	1 07	V24	8	1967
27 17	87 57	2652	0 28	0 08	2 36	MN	0 19	V24	9	1967
24 23	90 08	3812	0 39	0 39	2 50	MN	0 98	V24	10	1967
23 35	92 08	3740	0 95	0 77	2 39	MN	1 83	V24	11	1967
23 44	92 38	3740	0 88	0 88	2 16	MWL	1 90	AL4	1	1965
23 26	92 34	3740	0 85	0 85	2 43	MWL	2 07	AL4	2	1965
23 26	92 20	3560	0 95	0 95	2 22	MWL	2 11	AL4	3	1965
22 37	93 07	3560	0 55	0 55	2 25	MWL	1 24	AL4	4	1965
20 44	93 08	1755	0 32	0 12	2 28	MWL	0 27	AL4	5	1965
20 11	92 58	1065	0 58	0 25	2 07	MWL	0 52	AL4	6	1965
20 29	94 31	2907	0 50	0 38	2 36	MWL	0 90	AL4	7	1965
20 51	95 47	2315	0 75	0 38	2 03	MWL	0 77	AL4	8	1965
21 13	96 37	995	0 60	0 32	2 02	MWL	0 65	AL4	9	1965
22 05	96 11	2635	0 58	0 33	1 95	MWL	0 64	AL4	10	1965
24 14	95 40	2955	0 57	0 40	2 09	MWL	0 84	AL4	12	1965
24 41	94 32	3725	0 51	0 27	2 49	MWL	0 67	AL4	13	1965
26 17	94 19	2012	0 72	0 40	2 77	MWL	1 11	AL4	14	1965
23 53	85 52	3462	0 44	0 44	2 25	MN	0 99	V26	62	1969
24 50	88 57	3457	0 48	0 43	2 15	MN	0 92	V26	64	1969
22 59	92 02	3568	0 78	0 44	2 10	MN	0 92	V26	65	1969
23 02	92 03	3760	0 49	0 46	2 19	MN	1 01	V26	66	1969
23 29	92 35	3357	1 20	1 20	2 16	MN	2 59	V26	67	1969
23 27	92 36	3598	1 17	1 17	2 26	MN	2 64	V26	68	1969
25 32	92 33	3321	0 38	0 38	2 11	MN	0 80	V26	70	1969
25 53	92 17	2500	0 35	0 35	2 25	MN	0 79	V26	71	1969
23 46	93 35	3753	0 45	0 36	1 98	MN	0 71	V26	72	1969
24 14	91 41	3742	0 59	0 59	2 38	MN	1 40	V26	73	1969
25 50	86 08	3107	0 35	0 23	2 21	MN	0 51	V26	74	1969

* Depth corrected for sound velocity by Matthews' [1939] tables.

† Temperature gradient is given for depths less than 5 meters, measured from the sediment-water interface, and from 5 meters to the depth of penetration of the deepest probe.

‡ The abbreviations used are: MWL when conductivity is determined from the water content using the relationship of Lockenbruch and Marshall [1966], and MN when it is measured with the needle probe.

Tabla 5.4. Valores de flujo de calor en el Golfo de México (tomado de Epp et al., 1975).

(a) Temperature and pressure derivatives

z (km)	$10^4 \partial t_p / \partial P$ (km s ⁻¹ MPa ⁻¹)			$-10^4 \partial t_p / \partial T$ (km s ⁻¹ K ⁻¹)		
	granite gneiss	amphibolite gabbro	ultrabasic rock	granite gneiss	amphibolite gabbro	ultrabasic rock
0-15	4	3	3	4	4	5
15-30	3	3	2	4	4	5
> 30		1	1	4	4	5

(b) Assumed temperature-depth distribution

z (km)	T_{rock} (°C)	T_{phan} (°C)
3	50	150
10	150	400
20	300	600
30	400	750
50	550	1000

	z (km):	3	10	20	30	50
Granite $v_p(100 \text{ MPa}) = 6.02 \text{ km/s}$	Prec.	0.99	0.99	0.99	-	-
	Phan.	1.00	1.01	1.01	-	-
Gneiss $v_p(100 \text{ MPa}) = 5.97 \text{ km/s}$	Prec.	0.99	0.99	0.99	0.97	-
	Phan.	1.00	1.01	1.01	-	-
Amphibolite Gabbro $v_p(100 \text{ MPa}) = 6.88 \text{ km/s}$	Prec.	1.00	1.00	0.99	0.97	-
	Phan.	1.01	1.01	1.00	0.99	-
Ultrabasic rock $v_p(100 \text{ MPa}) = 8.00 \text{ km/s}$	Prec.	1.00	1.00	1.00	0.99	0.99
	Phan.	1.01	1.01	1.02	1.02	1.02

Tabla D.5(b). Factores de corrección para la velocidad sísmica para áreas Precámbricas y Fanerozóicas, que deben ser aplicados a V_p para calcular A (tomado de Rybach et al., 1984).

Seismic velocity v_p [km/s]	Correction factor for a depth z [km] of					
	5	15	20	25	30	35
6.0 - 6.4	1.020	1.016	1.021	1.039	-	-
6.5 - 7.5	1.013	1.016	1.017	1.022	1.032	1.042
> 7.5	1.019	1.016	1.015	1.020	1.022	1.022

Tabla D.5(c). Factores para realizar correcciones por efecto de presión y por efecto de temperatura que deben ser aplicados a la velocidad de las ondas V_p para determinar la producción de calor A usando la fig. 5.9 (para una presión $P=400 \text{ MPa}$) (tomado de Buntebarth, 1984).

CONCLUSIONES

Este estudio debe considerarse en el marco de trabajo del General Geotraverse Project del Programa Internacional para la Litósfera. El Transecto aquí estudiado corresponde parcialmente a uno de los transectos propuestos para su estudio en México.

Una búsqueda bibliográfica muy extensa fue realizada con el objeto de reunir datos geológicos y geofísicos relacionados con el objetivo de nuestro estudio: la determinación de la estructura de la corteza y del manto superior a lo largo del Trópico de Cáncer en la república mexicana. En particular se realizó una recopilación de estudios sísmicos basados en estudios de propagación de ondas de volumen y superficiales creadas por fuentes naturales (terremotos) así como artificiales (pruebas nucleares), en estudios de refracción sísmica realizados en la parte continental como marítima. Estos estudios definen la estructura sísmica de la corteza y del manto superior en nuestra zona de estudio.

La síntesis de esta información sísmica permite constreñir la interpretación de la información gravimétrica correspondiente. La información sísmica permitió elaborar un modelo de distribución de la densidad en la litósfera. El modelo así establecido fue corroborado mediante modelado gravimétrico numérico directo. En efecto, solo cambios menores fueron necesarios realizar en el modelo gravimétrico inicial, para obtener un ajuste entre la respuesta teórica gravimétrica del modelo de distribución de la densidad en el subsuelo y los datos gravimétricos observados (anomalía de Bouguer en la parte continental, y de Aire Libre en la parte marina del transecto respectivamente). Este es un resultado fundamental debido a sus repercusiones en el estudio del equilibrio isostático de nuestra zona de estudio.

De acuerdo a los datos de sismología y gravimetría la estructura cortical continental se puede explicar en términos de una cubierta de productos volcanicos, sedimentarios, etc., una corteza superior de tipo granítico, una corteza inferior de tipo básica. Intrusiones corticales son inferidas en la Planicie Costera del Golfo de México y en la zona de transición con el Golfo de México.

Desde el punto de vista de su espesor la corteza presenta una asimetría: el Moho se encuentra a 42 , 30 y 36 km de profundidad en la SMOc, Mesa Central y SMOR respectivamente.

En general la estructura de la corteza y del manto superior a lo largo de nuestro transecto de estudio comprende características propias al mecanismo de compensación isostática de Pratt como de Airy: es decir cambios laterales de densidad, así como cambios en la profundidad, del Moho por ejemplo. Esta información es de importancia fundamental en estudios de equilibrio isostático, ya que permite partir de una base concreta y evitar la asignación a priori y más o menos subjetiva del mecanismo de compensación isostático que opera.

Para determinar el grado de compensación isostática se siguieron varios caminos. De acuerdo a los resultados obtenidos, el área de estudio, y en particular la Meseta Central, se encuentran aproximadamente en equilibrio isostático. Como segundo paso de nuestro estudio isostático se realizaron cálculos de la estructura cortical de acuerdo a la topografía del área y a supuestos mecanismos de compensación isostática. Igualmente se calculó la anomalía isostática correspondiente al modelo cortical establecido en base a la información sísmológica y gravimétrica. En general los resultados basados en nuestro modelo cortical no concuerdan con los ejercicios basados en modelos de compensación isostática asignados de manera más o menos subjetiva, ni tampoco concuerdan con las determinaciones de otros autores (en particular de la anomalía de Aire Libre e Isostática). Se hace un análisis de razón de estas diferencias y se llega a la conclusión por una parte que nuestros cálculos están basados en un modelo que está basado en información sísmica y gravimétrica, así como geológica, y por lo tanto más cercana de la realidad que aquellos calculos

basados en la asignación a priori y más o menos subjetiva del mecanismo de compensación isostática (esto compete al cálculo de la anomalía isostática). En lo que se refiere a la Anomalía de Aire Libre la diferencia se basa al esquema seguido en su cálculo: nosotros utilizamos datos puntuales, y en general otros autores utilizan datos promediados.

Basados en datos de un perfil aeromagnético se trato de realizar estimaciones de la profundidad al isoterma de Curie y al basamento magnético. Se interpretan anomalías magnéticas en las planicies costeras del Golfo de México en terminos de intrusiones básicas en concordancia con nuestra inferencia gravimétrica. Cualitativamente, se puede interpretar la falta de relieve magnético en la Mesa Central como un indicio de una isoterma de Curie relativamente somera. El análisis espectral permitio realizar estimaciones regionales de la profundidad a la isoterma de Curie en la Mesa Central, SMOR y en la Planicie Costera del Golfo de México (23, 28 y 33) km respectivamente). Debido a la esparcidad de los datos y a su estructura no fue posible realizar un análisis estadístico más detallado. Se calcularon las profundidades al basamento magnético en la Mesa Central, la SMOR y la Planicie Costera del Golfo de México.

Se procedió a una recopilación de datos de flujo de calor para la zona de estudio. En particular se elaboró un perfil de flujo de calor con datos proyectados al transecto. Se analiza su representatividad. Para calcular el flujo de calor proveniente del manto, se calcula la producción radiogénica de calor de origen cortical. Para esto se utiliza las relaciones establecidas estos últimos años entre las velocidades sísmicas y la producción de calor. Como resultado se tiene una producción relativamente baja de calor en la corteza por debajo de la Mesa Central y un flujo de calor proveniente del manto relativamente elevado. Se realizan cálculos preliminares de temperaturas, y correspondientemente del espesor de la litósfera térmica.

Enseguida se hace un análisis de toda la información geológica y geofísica con relación de la evolución tectónica de la Mesa

Central (levantamiento y extensión tectónica).

El volumen y diversidad de la naturaleza de la información manejada en este trabajo es muy grande y variada. Así mismo lo es la calidad de los diversos estudios en que se basó este trabajo. Por lo que muchas de las conclusiones concerniendo las cuestiones del flujo de calor deben considerarse de carácter preliminar. Esta tesis representa una contribución al estudio integrado de la litósfera en el norte de México.