

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Facultad de Ingeniería

INTERPRETACION DE ANOMALIAS GRAVIMETRICAS
Y ESTRUCTURA CORTICAL EN EL EJE NEOVOLCANICO
MEXICANO

T E S I S

que para obtener el Título de
INGENIERO GEOFISICO

p r e s e n t a

Roberto Stanley Molina Garza

México, D.F.

1984



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 esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

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

E S U M E N

Se presentan los resultados de la interpretación de anomalías gravimétricas en la región central y sur de México. Para este estudio se contó con observaciones gravimétricas a lo largo de tres perfiles (~ 400 km): de Colima, Colima a Juclipila, Zacatecas; de La Huacana, Michoacán a Silao, Guanajuato y de Zumpango del Río, Guerrero a Zacualtipán, Hidalgo y de los planos de anomalía de Bouguer para la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM): aproximadamente entre los paralelos 18°N y 21°N . El modelado de la estructura cortical a partir de los perfiles se realizó con el método de Talwani, para lo que se realizaron varios modelos. El espesor de corteza que mejor aproxima a las anomalías isostáticas es de alrededor de 30 km, por lo que éste se consideró como valor inicial para los distintos modelos. Para el análisis del plano de anomalías de Bouguer se incluyó el cálculo de mapas de continuación analítica hacia arriba y hacia abajo, primera y segunda derivada. Los resultados se correlacionaron con datos de sismología de refracción, de ondas superficiales y de flujo térmico, lo cual permite una interpretación más confiable de la estructura cortical y tectónica de la región.

El espesor promedio de la corteza bajo la FVTM es de ~ 40 km, el máximo espesor se observa en la porción centro - este de la estructura. La FVTM se encuentra en equilibrio isostático regional; localmente (~ 50 km) se observa anomalías isostáticas (hasta 40 mgals) positivas, que sugieren subcompensación. Estas anomalías se pueden interpretar como "bloques" de mantos aislados o como dos estructuras lineales, una al sur de la FVTM, paralela a la corteza y otra hacia el norte con orientación este-oeste. Se propone que esas estructuras operen como controles estructurales para la distribución del vulcanismo.

La FVTM no ha evolucionado como un "rift" maduro aunque es posible que evolucione hacia ese estado.

I N D I C E

Introducción

Capítulo I

La Corteza Terrestre

- a Litósfera y Astenósfera, El Moho
- b Características generales de la corteza
- c La composición de la corteza

Capítulo II

Aspectos Generales de la Isostasia

- a Resumen histórico
- b Concepto de isostasia, Equilibrio isostático
- c Sistemas isostáticos

Capítulo III

Aplicación de la Gravimetría y otros métodos para el estudio de la corteza

Capítulo IV

La Faja Volcánica Trans - Mexicana

- a Generalidades
- b Origen y evolución
- c Modelos geofísicos para la estructura cortical del centro de México

Capítulo V

Interpretación y Resultados

- a Características generales de los perfiles de gravedad
- b Características generales del mapa de anomalía de Bouguer
- c Gráficas elevación ; Elevación contra anomalía de Bouguer
- d Modelos Isostáticos (Pratt)
- e Modelos Corticales

f Mapas de primera y segunda derivada
en superficie

Capítulo VI

Conclusiones

Bibliografía

INTRODUCCION

"... if we are optimists, we may be comforted by the reflection that earth scientists of this generation, at least, will have no occasion, like Alexander, to lament a dearth of worlds to conquer..."

G. K. Gilbert, 1892

Cuando comencé en 1979 a estudiar la carrera de ingeniero geofísico sentía temor de pensar que algún día todo el país estaría ya estudiado por los demás geólogos y geofísicos y que muchos acabaríamos sin trabajo, pues ya no habría más lugares para hacer geofísica ni datos que interpretar. Quizá ese día llegue a ocurrir, pero estoy seguro que no me tocará verlo.

La geofísica de hoy es un mercado de nuevas teorías, hipótesis y modelos que intentan descifrar el complejo rompecabezas de la historia geológica. En México tenemos aún muchos problemas de interés por resolver. Uno de estos problemas, de importancia fundamental para los estudios de tectónica, metalogénia, etc., es el conocimiento de la estructura, características y composición de la corteza y manto superior.

Este tipo de estudios ha recibido considerable atención en los últimos años, como resultado de las nuevas teorías sobre la evolución del planeta (tectónica de placas).

Dentro de los programas internacionales de investigación cabe mencionar: Programa del Manto Superior (1960 - 1969), Programa de Geodinámica (1970 - 1979) y el programa de la Litósfera (1980 - 1989). Los programas continuos de perforación profunda como el de perforación de los fondos oceánicos (DSDP) y el programa de perforación profunda en los continentes. Además se tienen muchos otros proyectos encaminados al estudio de la estructura profunda del planeta.

En todos estos proyectos los métodos geofísicos, como la sismología de refracción y

reflexión y gravimetría, han sido de gran importancia al proporcionar información cuantitativa y cualitativa sobre partes no accesibles a la observación directa.

La interpretación de datos gravimétricos es un problema difícil, sometido a la ambigüedad intrínseca del método. Los resultados hasta ahora obtenidos permiten sostener que la mayor parte de las anomalías regionales observadas tienen un origen profundo en la corteza, en el manto superior o en el límite entre ellos. La integración de datos geofísicos de diferentes especialidades permiten, por otro lado, una interpretación más confiable.

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio gravimétrico de la estructura y características de la corteza y manto superior en la porción central - sur de México.

El análisis de anomalías gravimétricas proporciona información sobre la estructura de la corteza y su espesor; las relaciones entre la gravedad, la topografía y la estructura y composición de la corteza y manto superior permiten analizar la manera en que se lleva a cabo la compensación isostática. Estos estudios han sido realizados en diversas regiones del mundo (Wodward, 1962, 1966, 1969; Gzovsky, 1964; Fairhead, 1976) pero aún son muchos los aspectos por investigar.

En México se tiene aún una mayor necesidad por conocer la estructura y composición de la corteza y manto superior. A la fecha la información disponible es muy limitada y no permite una interpretación detallada de la estructura profunda. Estos conocimientos son de gran importancia en estudios de evolución tectónica y de las relaciones de la composición y estructura de la corteza con la localización y distribución de yacimientos minerales entre otros.

Muchos aspectos del carácter general de la corteza son aún materia de discusión. El primer capítulo expone un resumen de las características de las capas más externas del planeta. Los siguientes dos capítulos son una revisión del concepto de isostasia. El cuarto capítulo es un marco de carácter práctico que permite conocer las características de la faja volcánica Trans-mexicana, algunos de los modelos propuestos para su evolución y sus problemas

de interpretación.

Los resultados y su correlación con otros datos geofísicos se presentan en los últimos capítulos. Aun cuando los alcances de este trabajo son significativos los datos utilizados pueden reprocesarse con programas de interpretación más complejos y de mejor resolución así como enriquecerse con nueva información. Es difícil que en las ciencias de la Tierra lleguemos a obtener conclusiones definitivas.

CAPITULO I

LA CORTEZA TERRESTRE

a Litósfera y Astenósfera. El Moho.

La estructura interna de la Tierra, en términos de los esfuerzos y tipo de deformación se divide en Litósfera (50 a 150 km) que es la capa rígida más externa; Astenósfera (hasta aproximadamente 700 km) de menor viscosidad y rigidez y que en su parte superior contiene la zona de baja velocidad de Gutenberg; y Mesósfera que llega hasta la base del manto. (Figura .)

La corteza terrestre es la capa sólida más externa del planeta, y es parte de la Litósfera. Los modelos que proporciona la Sismología sobre la estructura de la Tierra involucran una estratificación de capas concéntricas de las cuales la corteza forma una mínima parte, aproximadamente el 1% del volumen y el 0.5% de su masa.

El límite superior de la corteza es la superficie terrestre y la base está marcada por una discontinuidad o cambio abrupto en la velocidad de las ondas compresionales (V_p); esta interfase es llamada discontinuidad de Mohorovicic o simplemente Moho, y se puede definir operacionalmente, como aquella superficie a la cual la velocidad de propagación de las ondas P llega a superar los 7.8 km / seg. (Steinhart - Meyer, 1961) Esta definición tiene la ventaja de poder ser probada sobre una base experimental en cualquier parte de la superficie terrestre.

Uno de los principales elementos que se reconoció inicialmente en el estudio de la corteza es que su densidad media es substancialmente menor que la del resto del planeta.

El segundo paso importante en el conocimiento de la corteza se dio gracias a las mediciones que llevaron al descubrimiento de la Isostasia, que demuestra que hay grandes variaciones laterales en las propiedades físicas de las capas superiores de la Tierra (principalmente de la densidad).

Originalmente definida como la capa rocosa externa de la Tierra, la Litósfera ha recibido las siguientes definiciones :

- Litósfera flexural (o elástica) calculada por ajustes de carga o descarga, usualmente entre 20 y 30 km de espesor .

- Litósfera térmica, la capa fría de la Tierra que soporta un gradiente de conductividad térmica, calculada en aproximadamente 100 km de espesor .

- Litósfera sísmica, sobreyaciendo la zona de baja velocidad (discontinuidad de Lehman), su profundidad es menor a 45 km en los océanos jóvenes y menor de 150 km en los escudos .

La zona de baja velocidad es debida probablemente a fusión incipiente de rocas ultramáficas en presencia de pequeñas cantidades de agua .

Una capa mecánicamente rígida sobre una zona débil es indispensable en el modelo de la tectónica de placas, sin embargo, no hay un acuerdo general en la naturaleza física de los límites que la definen y las características de la Litósfera inferior permanecen sujetas a conjeturas .

Aunque por décadas se ha conocido la existencia de las discontinuidades que separan el núcleo, el manto y la corteza terrestre su carácter preciso es desconocido .

El Moho ocurre a una profundidad de 10 a 12 km en los océanos y 30 a 50 km bajo los continentes . Las velocidades P_n (onda sísmica producida en la corteza que viaja por refracción crítica por el Moho) del orden de 7.9 a 8.1 km/seg . Una baja velocidad P_n (menor a 7.8 km/seg) indica un manto superior anómalo .

Generalmente bajo los continentes la V_p (velocidad de las ondas longitudinales) es mayor o igual a 7.9 km/seg y bajo esta zona existe aunque no de manera generalizada una zona de baja velocidad, de bajo valor del factor Q de atenuación y de alta conductividad eléctrica .

El Moho no se puede explicar simplemente como debido a un cambio de fase peri-

b Características generales de la corteza.

Tomando como base principal el espesor, la corteza terrestre puede ser de tres tipos : Corteza continental (aproximadamente 30 a 80 km), corteza oceánica (aproximadamente 5 a 15 km) y corteza transicional (aproximadamente 15 a 30 km). La corteza continental y transicional componen el 79% del volumen y el 49% de la superficie de toda la corteza.

Además, por su estabilidad tectónica la corteza se puede clasificar en corteza estable (poca o nula actividad sísmica o volcánica), corteza intermedia y corteza inestable (caracterizada por una amplia actividad sísmica y volcánica).

La estructura definida a grandes rasgos de la corteza (continental u oceánica) contiene tres capas : capa sedimentaria, corteza superior y corteza inferior. El contacto entre corteza superior e inferior en los continentes, aunque está muy pobremente definida en muchas áreas, es conocida como la discontinuidad de Conrad. La corteza continental superior varía en espesor de 10 a 20 km y la Vp varía entre 6.0 y 6.5 km /seg. La corteza continental inferior tiene espesores de 15 a 25 km y Vp de 6.5 a 6.9 km /seg. La capa sedimentaria tiene un espesor muy variable y Vp considerablemente menor.

Los datos sísmicos y de conductividad eléctrica sugieren la presencia de una o varias capas (canales) de baja velocidad y alta conductividad (en el rango de 10 a 30 km de profundidad) causadas probablemente por la presencia de agua y / o fusión parcial.

dotita - serpentinita ni, al menos en muchas áreas, por el cambio de fase gabro - granulita de granate - eclogita. Los datos más bien apoyan un cambio en la composición : de composición diorítica en la corteza inferior a predominantemente ultramáfico en el manto superior. (Condie, 1976).

El Moho bajo la corteza oceánica es generalmente relacionado a un modelo ofiolítico, siendo la causa de la diferencia de velocidades debida a una acumulación de material ultramáfico bajo los gabros o a un contraste entre capas superiores serpentinizadas e inferiores menos alteradas de composición ultramáfica del manto.

La naturaleza del Moho bajo los continentes se ha llevado aun a mayores conjeturas. Los datos de refracción generalmente revelan una discontinuidad auténtica, sin embargo, los perfiles profundos de reflexión parecen mostrar una zona discontinua estratificada a la profundidad aproximada del Moho. Interpretaciones propuestas a este hecho incluyen : metasedimentos estratificados, bandeamiento tectónico, intrusiones en forma de mantos y lentes y la fusión parcial de materiales.

Una característica de cada tipo de corteza es el flujo térmico. El flujo térmico varía con la edad e intensidad de los últimos eventos magmáticos, con la distribución de materiales radioactivos y con la cantidad de flujo térmico que proviene del manto.

El flujo superficial de calor está linealmente relacionado a la producción de calor de las rocas graníticas cercanas a la superficie. Variaciones de región en región del flujo térmico se deben a la distribución superficial de los materiales radioactivos principalmente. Las provincias de flujo térmico se definen por los valores de flujo térmico reducido (este es el flujo producido por el manto superior con 0 de calor radioactivo). Los datos favorecen el modelo en que el flujo térmico decrece exponencialmente con la profundidad de las fuentes de calor radioactivo en la corteza. El flujo térmico en general decae con la edad de las rocas corticales debido a la pérdida de energía térmica por el enfriamiento de intrusiones de magmas y por erosión de la capa superficial rica en materiales radioactivos.

El promedio pesado de flujo térmico en la corteza oceánica y la continental es el mismo, igual a 1.5 UFT. Para explicar esta equivalencia se ha propuesto los siguientes modelos :

- La concentración de fuentes radioactivas bajo los continentes y los océanos es la misma, pero la distribución es diferente.
- El calor en los océanos es producido principalmente por corrientes de convección ascendentes en el manto mientras que en los continentes es producido por decaimiento radioactivo.
- La Litósfera es al menos dos veces más gruesa bajo los continentes que bajo los océanos y de alguna manera pobre en fuentes radiogénicas, y la base de la Litósfera es mantenida a la misma temperatura.

La tercera hipótesis es más congruente con los demás datos existentes.

Las anomalías de Bouguer en las regiones continentales, reflejan el tipo de rocas cercanas a la superficie así como discontinuidades estructurales.

Valores negativos de anomalía de Bouguer en regiones orogénicas jóvenes reflejan una corteza inferior más o menos gruesa y / o un manto superior más caliente y menos denso.

Las anomalías magnéticas en regiones continentales también reflejan el tipo de roca cercana a la superficie así como discontinuidades estructurales o del basamento local, excepto en las regiones de corteza delgada y alto flujo térmico donde generalmente son paralelas a las estructuras orogénicas.

Las propiedades físicas, las limitaciones de composición y la escala de heterogeneidad en la corteza continental inferior es aun desconocida, las hipótesis sobre su origen, evolución y composición son sostenidas aun con muchas reservas.

c La composición de la corteza.

La mayor componente de la corteza debe ser rocas metamórficas y debe estar formada por rocas tan diversas como gneiss de granito, gneiss de sienita, anortosita, granulita de piroxeno y anfibolita.

Los modelos para una corteza inferior de composición máfica son difíciles de reconciliar con los datos geológicos, gneisses silíceos a intermedios expuestos de rocas probablemente provenientes de la corteza inferior, y difíciles de reconciliar con los trabajos de la petrología experimental.

De la corteza inferior sólo conocemos algunos terrenos representados por granulitas de alto grado o por localidades de xenolitos en chimeneas volcánicas, diques y coladas de lava.

De las rocas metamórficas, las facies de granulita representan las condiciones de presión y temperatura de metamorfismo regional más altas. Algunas provincias geológicas (Smithson, 1977) se pueden interpretar como secciones expuestas de la corteza inferior. Se propone un modelo en que los gneisses, esquistos y granitos de la corteza superior sobreyacen a una región de migmatitas en la corteza media y que gradúan de facies de anfibolita a facies de piroxeno y a granulitas al final, entremezcladas con intrusiones de gabro y lentes de peridotita representando el nivel del Moho.

Por otro lado, las granulitas de piroxeno tienen una producción de calor distintivamente más bajo que el gabro y las facies de granulita en general producen menor cantidad de calor que las facies de anfibolita. Por ello los datos geotérmicos pueden ser mejor interpretados basándose en una corteza inferior granulítica que en una corteza ígnea.

La composición promedio de la corteza es similar a aquella de las rocas ígneas de composición intermedia. Los terrenos granulíticos pueden ser en composición más máficos que los terrenos metamórficos de más bajo grado.

Las bajas relaciones Sr^{87}/Sr^{86} en diferentes terrenos granulíticos indican que tienen un origen ígneo de una fuente en el manto superior (Smithson, 1977).

Los sondeos profundos de reflexión son mejor interpretados asumiendo que la corteza está compuesta por una serie de bloques semiestratificados en vez de emplear modelos de dos o tres capas planas. Algunos modelos para la estructura de la corteza se han propuesto al convertir velocidad a tipo de roca, por existir numerosas mediciones de campo y de laboratorio. Muchos reflectores pueden ser causados por interferencia constructiva en interestratificaciones a pequeña escala o en contactos gradacionales de origen magmático (reflexiones compuestas) o, tal vez mejor, de origen metamórfico. Las zonas "transparentes", es decir, sin reflejos, que se presentan en algunos casos, pueden ser debidas a intrusiones.

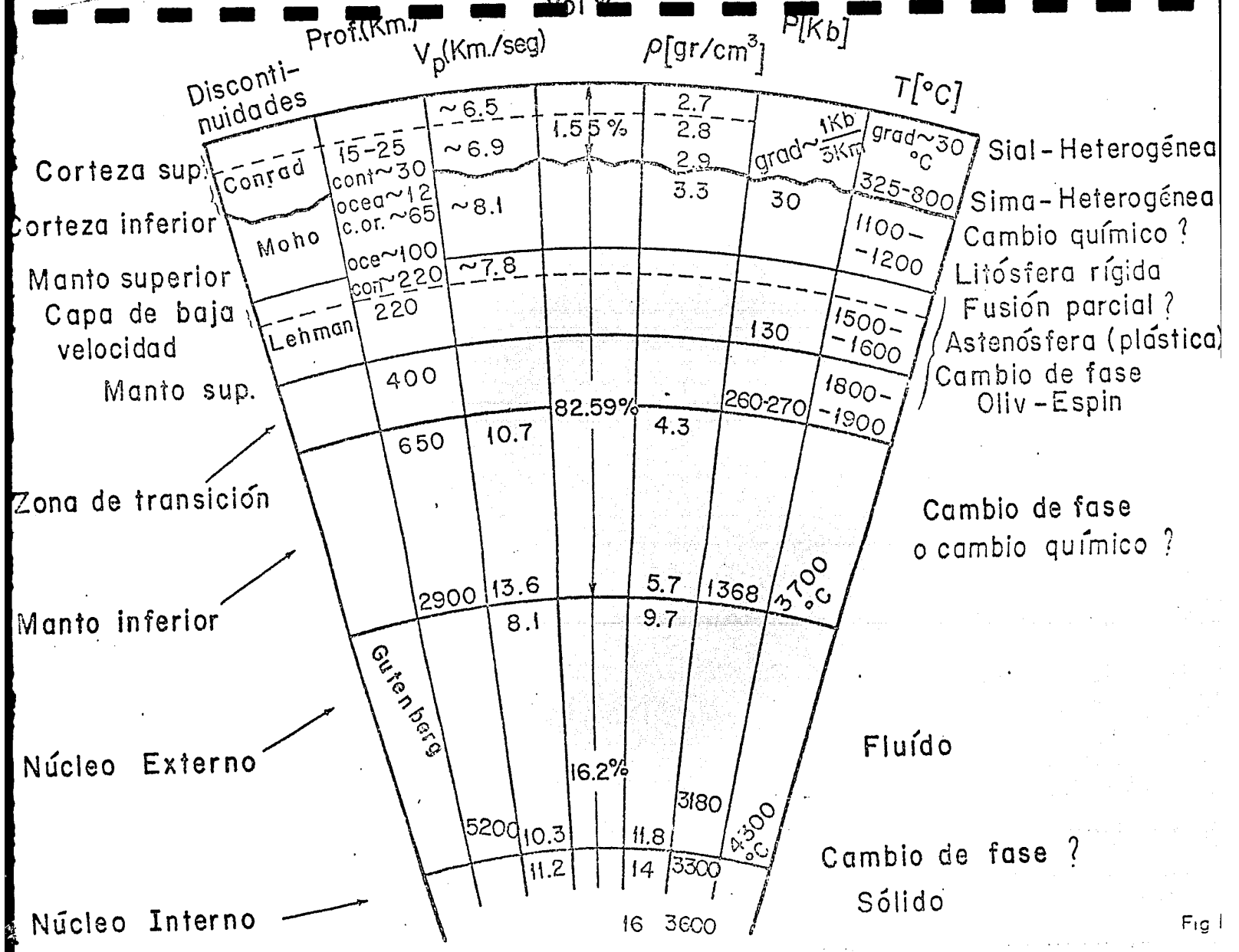


Fig 1

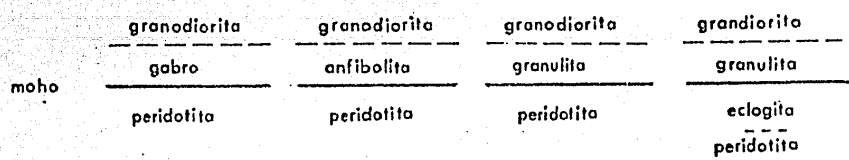
En general la corteza debe ser menosmáfica y menos densa que el gabro, la densidad media de la corteza debe ser del orden de 2.8 a 2.9 gr / cm³.

Para el desarrollo de las granulitas se sugiere principalmente la fusión parcial, la fracción fundida que se separa sube para dar origen a migmatitas, o bien por fusión total se pueden formar intrusiones cuarzo-dioríticas, aunque sigue sin resolverse el problema real de la transferencia de material desde la corteza inferior.

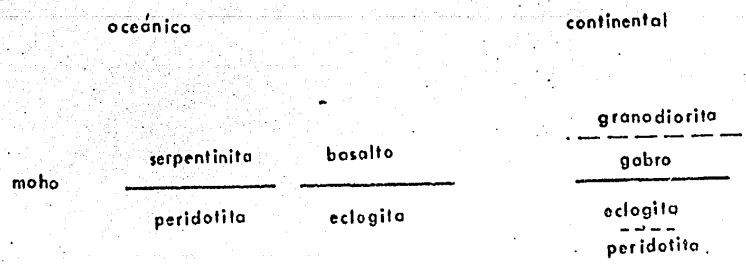


Algunos modelos para el Moho y la corteza.

1. Discontinuidad química:



2. Transición de fase:



CAPITULO II

ASPECTOS GENERALES DE LA ISOSTASIA.

a Resumen Histórico

Históricamente el estudio de la Isostasia ha estado asociado con el desarrollo del conocimiento geológico general. En el Renacimiento, Leonardo da Vinci, así como otros estudiosos de la época, sostuvieron discusiones sobre la posibilidad de que la erosión, y el depósito de sedimentos pudiese cambiar el equilibrio en la corteza terrestre produciendo también cambios en el nivel del mar. Aunque, se asumía que la tierra sólida se desplazaba relativamente a la Hidrósfera, y no es posible considerar ésta como una teoría isostática en el sentido propio del concepto.

Los trabajos que dieron origen al descubrimiento de la Isostasia fueron realizados entre 1735 y 1745 durante las mediciones que de un arco de meridiano terrestre en Perú, realizaba la delegación francesa geodésica bajo el mando de P. Bouguer.

Bouguer reconoció que los Andes causaban una atracción horizontal que desviaba la plomada aunque luego observó que la deflexión en la vertical era menor que la que había esperado. Unos años más tarde Boscovitch postuló que una deficiencia de masa bajo las montañas explicaría la discrepancia.

En el siglo siguiente, resultados similares fueron observados en el Himalaya y fue así reconocido como un fenómeno generalmente asociado a los rasgos topográficos importantes de la corteza terrestre.

El término Isostasia fue introducido por Dutton en 1860 para explicar el fenómeno.

Para mediados del siglo pasado las mediciones geodésicas habían alcanzado el desarrollo necesario para medir diferencias de latitud entre puntos de una triangulación astronómica y un cadenamamiento. La diferencia de latitud reportada por el geodesta Everest entre dos ciudades de la India (Kalianpur y Kaliana) fue de 5.24 " mayor en el cadenamamiento que en las observaciones astronómicas, esto significa que la deflexión relativa de la plomada entre estos dos puntos es de 5.24".

Pratt estudió el problema por primera vez y concluyó que no era atribuible a errores en las mediciones geodésicas. Pratt se dio cuenta que la masa de la Cordillera de los Himalayas debería causar una atracción que cualitativamente podría explicar la diferencia. Cuando calculó el efecto de atracción de las masas de la topografía encontró que la diferencia a la que se debía haber llegado era 10.64" menor que la calculada por medios astronómicos y geodésicos. Este resultado demostró que al menos $2/3$ de la atracción horizontal de los Himalayas debía estar compensada por una deficiencia de masa situada bajo las montañas.

El trabajo publicado por Pratt en 1854 contiene el primer cálculo numérico de la deflexión que producen las masas compensadoras sobre la vertical.

Pratt se aventuró a formular una teoría más completa y en 1859 incluyó en ella los conceptos de expansión y contracción térmica durante la formación temprana de la Tierra. Pratt creía que los Himalaya habían crecido como un pastel con levadura en el horno (disminuyendo la densidad conforme se eleva).

Por otro lado, Airy, en 1855, y solo unos días después que Pratt discutiera el problema del equilibrio isostático, fue el primero en dar una explicación física aceptable del fenómeno. Airy supuso que la corteza terrestre flota sobre un substrato más denso y que en las áreas montañosas la corteza se vuelve más gruesa por compresión, es decir, se hunde en el substrato fluido y ello causa la deficiencia de masa que se requiere para la compensación. Esta compensación significa que a cierta profundidad (100 km por ejemplo) cualquier columna sostenida sobre la superficie dibujada a la profundidad mencionada, contiene la misma cantidad de masa. Este principio involucra ligeras desviaciones de la igualdad de masa entre dos columnas, por dos razones: en primer lugar, la fuerza de la gravedad se incrementa hacia el centro de la tierra y por ello la deficiencia de masa que compensa debe ser ligeramente menor que la masa topográfica que está compensando, para restituir la presión ejercida a un nivel más profundo. En segundo lugar la vertical converge también hacia abajo y de ahí que la deficiencia de masa tenga que ser ligeramente menor.

b Concepto de Isostasia - Equilibrio Isostático

El hecho de que la Isostasia describe una tendencia de equilibrio de flotación de la corteza sobre un manto plástico y no un arreglo de masa producido por la forma en que la topografía se originó, se comprueba al analizar los valores normales de gravedad que se presentan en los grandes deltas (por ejemplo, Nilo y Mississippi) (Vening Meinesz, 1964).

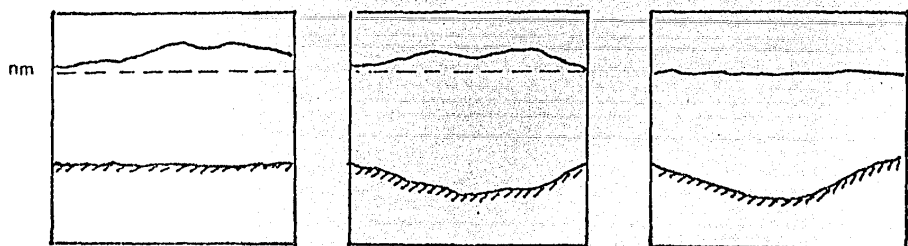
La Isostasia postula que el peso de las columnas de área unitaria sobre una superficie de compensación deben ser siempre iguales en o bajo la superficie de compensación. Equilibrio isostático significa que los elementos de la corteza que se encuentran a cierta profundidad están a una misma presión, sea que se encuentre bajo una cuenca oceánica o bajo una cadena montañosa. Existe entonces una profundidad a partir de la cual esto es cierto, llamada superficie de compensación.

El equilibrio isostático significa que los esfuerzos laterales y por tanto las presiones de carga son iguales a alguna profundidad, independientemente de la composición de las estructuras que formen la corteza y que cuando asumimos una corteza flexural, el concepto de equilibrio permite que existan diferenciales de esfuerzos laterales tal que el balance isostático es regional más que local.

Así establecido, la Isostasia estudia el estado de equilibrio en el sentido " litoestático " de la corteza con respecto al substrato sobre el cual descansa (y que se considera fluido). Si existe un exceso de carga sobre la superficie, entonces, si se ha alcanzado equilibrio isostático, debe existir una compensación equivalente dada por una deficiencia de masa bajo el accidente topográfico que produce el exceso de carga.

Cuando las masas excedentes o deficientes en la superficie están compensadas isostáticamente se dice que el equilibrio es completo. Si sólo está parcialmente compensado se habla de subcompensación aunque es posible que en algunas regiones la compensación sea mayor de la realmente necesaria (por haberse erosionado demasiado rápidamente las montañas o por el retiro

de los hielos de una glaciación) y en ese caso se habla de sobre compensación. (Figura 2)



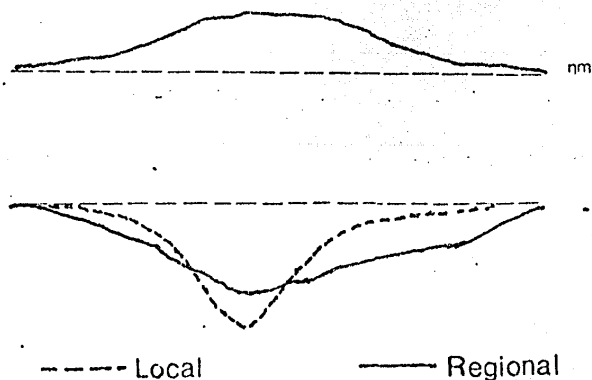
1 Subcompensado

2 Compensado

3 Sobrecompensado

Fig. 2

Si todos los rasgos topográficos sin importar cuán pequeños sean, están compensados por la distribución interna de la masa se dice que la compensación es local. Si la compensación ocurre sólo en bloques de mayores dimensiones (de 50 á 100 km de diámetro) bajo los cuales la compensación está distribuida horizontalmente sobre grandes áreas, se dice que ésta es regional.



--- Local

— Regional

Fig. 3

La manera que se lleva a cabo la compensación bajo la topografía depende de la forma en que se originó ésta. Para una topografía formada por la transición de continentes a océanos profundos, por ejemplo, debemos esperar compensación local.

Las rocas, y en particular a las presiones confinantes que prevalecen a 50 km de profundidad, fluyen en respuesta a diferencias substanciales en los esfuerzos, el efecto de esfuerzos de larga duración es producir un flujo que disminuye y acaso llega a eliminar las diferencias originales. Este comportamiento sugiere que los materiales a profundidad fluirán hacia un estado de diferencia de esfuerzos nulo si no existen fuerzas de origen tectónico importantes actuando.

El estado de equilibrio isostático se tiene al alcanzarse la profundidad de compensación caracterizada por la uniformidad en los esfuerzos laterales; esta profundidad de compensación puede variar de lugar en lugar dependiendo de la disposición de un determinado mecanismo isostático.

La rigidez de la corteza lleva a esperar que la compensación isostática sea regional por naturaleza, aunque bloques pequeños puedan estar compensados localmente. (Vening - Meinesz, 1964)

c Sistemas Isostáticos

Existen en general dos sistemas isostáticos diferentes para el mecanismo por el cual se llega al equilibrio isostático, esto es, la manera en que ocurre la compensación de masa en el interior de la corteza y el manto superior.

El primero de estos sistemas es la hipótesis de Pratt - Hayford, (Figura) basada en los siguientes supuestos :

- La compensación isostática es uniforme, esto es, la densidad bajo las montañas es uniformemente menor que bajo los terrenos nivelados.
- La superficie de compensación está localizada directamente bajo las montañas y alcanza la profundidad de compensación (D) a que prevalece el equilibrio isostático.
- La densidad ρ_h de compensación, correspondiente a una elevación topográfica (h) y la densidad ρ_n de la topografía nivelada satisfacen la ecuación :

$$\rho_h = \rho_n \frac{h}{D} \quad |$$

- La profundidad de compensación en cualquier parte es igual cuando se mide desde la superficie física de la tierra.

Dicho así la hipótesis de Pratt asume que la densidad de la capa que se encuentra sobre

la superficie de compensación varía lateralmente de acuerdo a la elevación de la topografía sobre ella. Esta proposición requiere que se cumpla la igualdad :

$$\int_h (D+h) = \int_n D \quad II$$

Es necesario aplicar una corrección si se toma en cuenta la curvatura de la Tierra.

De acuerdo a la hipótesis de Pratt las cadenas montañosas están sobre rocas anómalas de baja densidad y que se extienden hasta la superficie de compensación. Los océanos se encuentran entonces sobre rocas relativamente de mayor densidad. El geodesta Hayford desarrolló esta hipótesis en los principios de este siglo.

Para simplificar los cálculos de lo que se llama la reducción isostática, que se explica más adelante, Hayford calcula la profundidad de la superficie de compensación a partir de la superficie física del planeta.

El equilibrio isostático se puede plantear de dos formas : en términos de la masa y en términos de la presión.

Para una columna de área unitaria igual presión significa : $\int_D^h \rho g dz = \text{cte. (1)}$

y para pirámides de igual base que convergen en el centro de la Tierra igual masa significa :

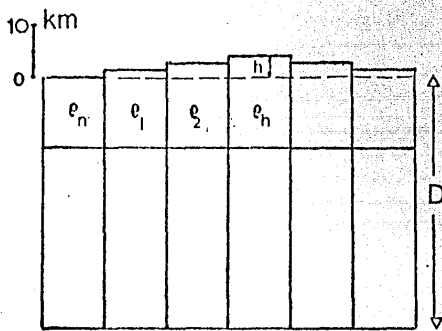
$$\int_D^h \rho (1 + \frac{z}{R})^2 dz = \text{cte. (2)}$$

La primera ecuación se deriva de asumir que los esfuerzos son iguales a la profundidad D bajo la superficie, que es lo que expresa la relación II. Los cambios de la gravedad con la profundidad sobre las alturas de las columnas pueden despreciarse en el concepto de Pratt - Hayford. Así, para una densidad ρ_h constante en una columna unitaria de elevación H y densidad ρ_n para una columna normal (al nivel del mar) la primera integral se reduce a la relación II de la que es fácil deducir la relación I.

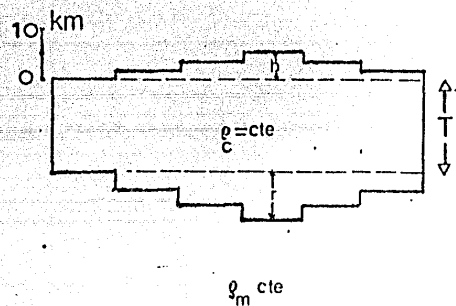
El segundo sistema isostático es el de Airy - Heiskanen. (Figura 4) Este sistema supone que la corteza terrestre posee una densidad constante y que flota sobre un substrato pe-

sado de una densidad mayor. La compensación isostática se logra por la formación de " raíces " bajo las elevaciones y " anti - raíces " en los océanos, de tal manera que la corteza es más gruesa bajo las montañas y cuanto mayor es la elevación en la superficie mayor es el espesor cortical (la profundidad al Moho). Bajo una cuenca oceánica el espesor es menor en consecuencia.

La raíz que es relativamente menos densa que el substrato, es la compensación que requiere la masa superpuesta sobre la superficie.



Hipótesis de Airy.



Hipótesis de Pratt.

Fig.4

Las consideraciones que se realizan en la hipótesis de Airy - Heiskanen son las siguientes :

- La compensación isostática es completa
- La compensación es local, esto es, el elemento compensador está situado directamente por debajo de la topografía compensada.
- La densidad de la corteza es constante en cualquier parte de ella. (Según Woollard, 1956, es de aproximadamente $2.85 \pm 05 \text{ gr} / \text{cm}^3$).
- La densidad del substrato (el manto superior) es también uniforme, y el contraste de densidad entre la corteza y el manto es de aproximadamente $0.55 \text{ gr} / \text{cm}^3$.

Heiskanen en 1924 fue el primero en calcular la densidad y el contraste entre corteza y

manto. Dado un contraste de densidad $\Delta\rho = \rho_c - \rho_m$, el espesor t de la raíz compensadora satisface la ecuación: $\rho_c h = \Delta\rho * t$ (3), donde h es la elevación y ρ_c es la densidad normal de la corteza.

El incremento de la gravedad con la profundidad y la convergencia del radio en el centro de la Tierra no están considerados.

El espesor total de la corteza es la suma de la raíz, la elevación y el espesor normal T de la corteza al nivel del mar:

$$e = T + h + r$$

Existen otros sistemas isostáticos que no son utilizados frecuentemente; el primero es el sistema isostático regional de Vening Meinesz (1931). Este sistema dice que en muchos casos la compensación no puede ser enteramente local, pues pequeños rasgos topográficos pueden no estar compensados isostáticamente y además es difícil saber qué tan grande debe ser un rasgo topográfico para que la compensación sea completa. Según esta hipótesis se asume que la corteza se comporta como una placa elástica lo suficientemente rígida para resistir los esfuerzos de corte generados por una carga flotando sobre un substrato denso, pero que puede responder deformándose elásticamente si existe una carga extra sobre su superficie. El curvamiento de la corteza en cada punto se puede utilizar para calcular la compensación isostática presente.

De acuerdo a esta teoría la compensación ocurre en áreas amplias y es regional, raíces regionales se presentan al deformarse la corteza. Mientras la corteza sea suficientemente rígida podrá doblarse sin romperse, por el contrario si esto ocurre puede existir compensación local de acuerdo a la teoría de Airy.

En 1932 Heiskanen presentó una hipótesis que incorpora la formación de raíces con una variación lateral de la densidad, en la que, al menos el 37% de la compensación ocurre sobre las raíces.

A principios de siglo Putnam sugirió que se calculara el efecto de compensación regio-

nalmente lo que corresponde a tomar una elevación promedio de un área y no elevaciones locales.

En 1941 Daly publicó una hipótesis de formación de raíces en los océanos y anti - raíces en los continentes asumiendo que la corteza inferior pueda hacerse más profunda bajo los océanos que bajo los continentes.

Lo más asombroso de estos planteamientos es que cualquiera que sea el sistema asumido se obtienen resultados similares.

CAPITULO III

APLICACION DE LA GRAVIMETRIA
Y OTROS METODOS PARA EL ES-
TUDIO DE LA CORTEZA.

El método tradicional para probar el equilibrio isostático es comparar deflecciones de la vertical de una plomada con los valores teóricamente computados de acuerdo a un modelo de isostasia específico. Sin embargo, las mediciones gravimétricas son un método más efectivo, recordando:

$$\Delta_{AL} = g_0 - \gamma - \delta_{AL} \quad \text{y} \quad \Delta_u = \Delta_{AL} - \delta_b - \delta_v$$

$g_0 = g$, observada

$\Delta_{AL} =$ anom. aire libre

$\delta_v =$ corrección topográfica,

$\gamma = g$, teórica

$\Delta_u =$ anom. Bouguer

$\delta_{AL} =$ de bouguer y aire libre.

Si comparamos la AB observada con el efecto gravimétrico predicho por una deficiencia de masa compensadora (de acuerdo a las hipótesis de Pratt o Airy) para diferentes profundidades de compensación lo que equivale a calcular la anomalía isostática, entonces esta aproximación nos debe ayudar a determinar si una cordillera está o no en equilibrio isostático y qué mecanismo se ajusta más a las observaciones.

Otra manera de analizar el estado isostático es empleando la anomalía de aire libre que debe ser aproximadamente cero en el centro de la estructura si se encuentra en equilibrio isostático; esto porque el efecto gravimétrico de una raíz es aproximadamente igual a la corrección de Bouguer, aunque este método falla en los extremos de la estructura.

Asumiendo una de las hipótesis se puede calcular la acción de las masas que compensan la del relieve de la superficie física. La anomalía que toma en cuenta las correcciones isostática, por altura y de Bouguer se llama anomalía isostática.

La reducción isostática se puede calcular por tablas semejantes a las de la corrección topográfica y de acuerdo a la relación

$$\Delta_i = \Delta_{bou} - \delta_i$$

$\Delta_i =$ an. isostática

$\delta_i =$ cor. isostática

$\Delta_{bou} =$ an. bouguer

En el caso ideal la anomalía isostática es cero. En algunas zonas montañosas expuestas a la erosión puede existir anomalías isostáticas sistemáticas negativas por la rápida denudación de la topografía que no es compensada al mismo ritmo.

Los valores negativos de anomalía de Bouguer (regional) sobre un área pueden ser causados por cambios laterales en la densidad de la corteza, por cambios laterales en la densidad de la parte superior del manto que la subyace o bien por cambios en la profundidad de la interfase corteza - manto.

La reducción de Bouguer esencialmente remueve los efectos locales de la topografía, en contraste con la anomalía de aire libre, basta comparar los perfiles de topografía, AB y AL para comprobarlo, el perfil de la anomalía de Bouguer proporciona un perfil invertido y suavizado de los cambios regionales en la elevación.

Se puede llegar a una conclusión objetiva de base geológica con la información disponible de la estructura cortical. Una posibilidad importante es asumir que el patrón de discrepancia entre la AB predicha en base a interpretaciones isostáticas (o simplemente basadas en carácter de elevaciones) y los valores observados de AB, a lo largo de perfiles o en mapas, puede correlacionarse con anomalías isostáticas que proporcionan una información indirecta de la situación que ocurre en la corteza inferior y manto superior.

Por otro lado, por sí solos los datos de gravimetría no pueden ofrecer soluciones únicas (por la ambigüedad intrínseca de la interpretación), pero pueden utilizarse eficientemente para probar un modelo sugerido por un método sísmico, por un modelo de flujo térmico, por uno propuesto por estudios geológicos en superficie o por un método geoquímico.

Existe una ventaja en utilizar preferentemente datos de anomalía de Bouguer (AB); en las áreas montañosas los valores de anomalía de aire libre (AL) muestran una dependencia con el relieve que está relacionada con la compensación regional para la elevación promedio del área más que con la elevación misma de la estación observada. (Woollard, 1959).

El primer paso es reconocer que existe una fuerte relación entre la estructura cortical, la composición de la corteza (la densidad más propiamente) y también la elevación superficial (Topografía). No es inútil persistir en mencionar el hecho de que la corteza es la parte de la Tierra que presenta mayores variaciones laterales en cuanto a sus propiedades físicas y homogeneidad.

Los estudios de dispersión de la velocidad de ondas superficiales en terremotos indican variaciones en el espesor y la composición que generalmente concuerdan con otro tipo de anomalías (retraso en tiempos de llegada de ondas S, anomalías gravimétricas, de flujo térmico, la elevación misma del terreno, su estabilidad tectónica, etc.)

Para la anomalía de Bouguer la relación con la elevación regional es inversa, relacionada principalmente a masas anómalas o efectos profundos compensatorios que están asociados a cambios en la estructura y composición de la corteza.

La anomalía isostática muestra el alejamiento de las masas de compensación de la distribución asumida en los cálculos isostáticos o sea del mecanismo y modelo propuestos.

La naturaleza de la estructura manto - corteza obtenida del análisis de observaciones de refracción se discuten generalmente en términos de la velocidad de propagación y espesor de cada capa de un modelo sugerido por los datos, así como un espesor cortical total comparado además con otras provincias fisiográficas; sin embargo, en muchas regiones (particularmente en regiones tectónicas activas) muchas de las características principales son oscurecidas a menos que consideremos si la corteza se encuentra o no en equilibrio isostático. Hotta (1970) ha sugerido que una base para demostrar que el equilibrio isostático se mantiene sobre grandes áreas es posible calcular la presión litostática a una cierta profundidad en el manto, a partir de los datos de refracción y la suposición de una relación experimental entre la densidad y la velocidad (curva de Nafe - Drake por ejemplo), lo que equivale a probar el modelo isostático sin datos gravimétricos. Aunque esta relación no nos dice cómo está controlado el estado isostático completo de las estructuras del manto y la corteza por la distribución de masas

El primer paso es reconocer que existe una fuerte relación entre la estructura cortical, la composición de la corteza (la densidad más propiamente) y también la elevación superficial (Topografía). No es inútil persistir en mencionar el hecho de que la corteza es la parte de la Tierra que presenta mayores variaciones laterales en cuanto a sus propiedades físicas y homogeneidad.

Los estudios de dispersión de la velocidad de ondas superficiales en terremotos indican variaciones en el espesor y la composición que generalmente concuerdan con otro tipo de anomalías (retraso en tiempos de llegada de ondas S, anomalías gravimétricas, de flujo térmico, la elevación misma del terreno, su estabilidad tectónica, etc.)

Para la anomalía de Bouguer la relación con la elevación regional es inversa, relacionada principalmente a masas anómalas o efectos profundos compensatorios que están asociados a cambios en la estructura y composición de la corteza.

La anomalía isostática muestra el alejamiento de las masas de compensación de la distribución asumida en los cálculos isostáticos o sea del mecanismo y modelo propuestos.

La naturaleza de la estructura manto - corteza obtenida del análisis de observaciones de refracción se discuten generalmente en términos de la velocidad de propagación y espesor de cada capa de un modelo sugerido por los datos, así como un espesor cortical total comparado además con otras provincias fisiográficas; sin embargo, en muchas regiones (particularmente en regiones tectónicas activas) muchas de las características principales son oscurecidas a menos que consideremos si la corteza se encuentra o no en equilibrio isostático. Hotta (1970) ha sugerido que una base para demostrar que el equilibrio isostático se mantiene sobre grandes áreas es posible calcular la presión litostática a una cierta profundidad en el manto, a partir de los datos de refracción y la suposición de una relación experimental entre la densidad y la velocidad (curva de Nafe - Drake por ejemplo), lo que equivale a probar el modelo isostático sin datos gravimétricos. Aunque esta relación no nos dice cómo está controlado el estado isostático completo de las estructuras del manto y la corteza por la distribución de masas

a mayor profundidad, es decir en el manto.

Dependiendo fuertemente de la región, las variaciones laterales en la densidad del manto superior pueden ser las que contribuyen de manera más importante a la anomalía regional de Bouguer; (Fairhead, 1976) aunque la correlación general entre la profundidad al Moho y la AB observada sugiere que los valores de gravedad están controlados principalmente por las variaciones de masa asociadas con cambios en el espesor de la corteza (Woollard, 1959)

En especial en zonas de Rift continental, Fairhead (1977 y 1976) interpreta las anomalías regionales en términos de un adelgazamiento de la litósfera reemplazada por astenósfera de densidad anómala.

Muchos autores consideran que el manto superior representa una zona de baja velocidad en onda P y S y por ello de baja densidad que es causada principalmente por el proceso de fusión parcial (pues en muchos casos coincide con la distribución de actividad geotérmica). El incremento en el gradiente térmico causaría un levantamiento de la frontera litósfera - astenósfera llevando material parcialmente fundido a alcanzar profundidades someras bajo la corteza. (Fairhead, 1976)

Un espesor promedio para la corteza continental es de unos 35 km (en base a sismología de reflexión y refracción) y una elevación de 400 mts. El contraste medio de densidad entre el manto y la corteza es de unos 0.45 gr / cm^3 y la anomalía de Bouguer promedio es de -34 mg (Woollard, 1959). Un incremento del espesor de la corteza se traduciría en un valor menor para la anomalía de gravedad observada.

Podemos emplear varios recursos para analizar el problema :

Una gráfica de la relación entre la profundidad al Moho por refracción contra AB indica una relación no lineal y una gran dispersión en los datos (Woollard, 1959) aunque debemos considerar que en muchas zonas los valores de espesor cortical por refracción son menores que los obtenidos por ondas superficiales.

Una gráfica de la profundidad al Moho contra la elevación muestra también una relación no lineal y casi exponencial. Ambas relaciones apoyan la hipótesis de que " un incremento del espesor cortical (y de la elevación superficial) traen consigo una disminución en el contraste entre corteza y manto " .

Una gráfica de los resultados experimentales entre velocidad de propagación de ondas sísmicas y densidad de unas rocas mostraría que existe una considerable dispersión y que no hay una relación general simple entre estos dos parámetros .

Es obvio que jamás será posible asignar a un tipo de roca una velocidad y la única prueba fiel de cualquier interpretación de la velocidad en términos de densidad es comparando el ajuste del cálculo del efecto de la distribución de las masas implicadas a los datos de gravedad .

Es más correcto interpretar cualquier resultado de análisis de estructura cortical si se involucra los términos Litósfera y Astenósfera; de esta manera, lo que propone Woollard como una disminución en el contraste de densidad entre manto y corteza coincide con suponer una Litósfera delgada sobre una Astenósfera anómala (Fairhead, 1977) o una zona de baja velocidad. (Fix, 1975) para dispersión de ondas Rayleigh de período largo.

Al comparar los resultados de la sismología con los de gravedad para espesor, densidad y velocidad media, descubrimos que un incremento en la densidad de la corteza necesario para la correlación es geológicamente improbable (Smithson, 1974), por lo que es más probable que el manto superior varíe lateralmente su densidad. (Figura 4)

En conclusión, fuertes variaciones en el espesor cortical ocurrirían si la compensación isostática ocurriera en el Moho. Además, una parte substancialmente importante de la compensación isostática debe llevarse a cabo en las estructuras del manto superior .

- CAPITULO IV

LA FAJA VOLCANICA TRANS-
MEXICANA.

a Generalidades

Aproximadamente entre los 19° y los 21° de latitud norte y extendiéndose desde la costa del Pacífico hasta el Golfo de México se encuentra la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM). Esta faja o sistema volcánico, conocida tradicionalmente como Eje Neovolcánico Mexicano, es referida ahora con un prefijo distinto dado que no sigue el contexto de la definición de " eje ". Fig 6

Está definida como una provincia fisiográfica por Lopez Ramos (1976) y es uno de los rasgos geomorfológicos más importantes de la República Mexicana.

Sin embargo, aun son materia de discusión qué manifestaciones volcánicas forman la FVTM, la edad de la actividad inicial y los límites de estas manifestaciones en el tiempo (incluyendo el tiempo presente). El origen y evolución de la FVTM también es motivo de controversia y su significado tectónico dentro de la evolución de México es uno de los problemas mayores a investigar. Fig. 6

Aunque presenta características de una margen continental, el carácter ísmico del sur de la República Mexicana impide localizarlo dentro del continente americano de manera definitiva.

La FVTM es una cordillera construida por aparatos volcánicos y materiales piroclásticos y constituye uno de los rasgos más característicos de la geología de México, tanto por su orientación respecto a la Trinchera Mesoamericana como por el significado tectónico de su evolución.

La FVTM se encuentra limitada al norte por la Sierra Madre Occidental, la Mesa Cen-

tral y la Sierra Madre Oriental, al sur por la Cuenca del Balsas y la cuenca de Morelos y al sureste por la Cuenca de Tehuacán y la Cuenca de Veracruz.

La FVTM está integrada por una amplia variedad de rocas volcánicas emitidas en un gran número de aparados volcánicos; esta extensa actividad ha originado el desarrollo de cuencas endorreicas y en consecuencia de lagos que conforman la característica geomorfológica del área.

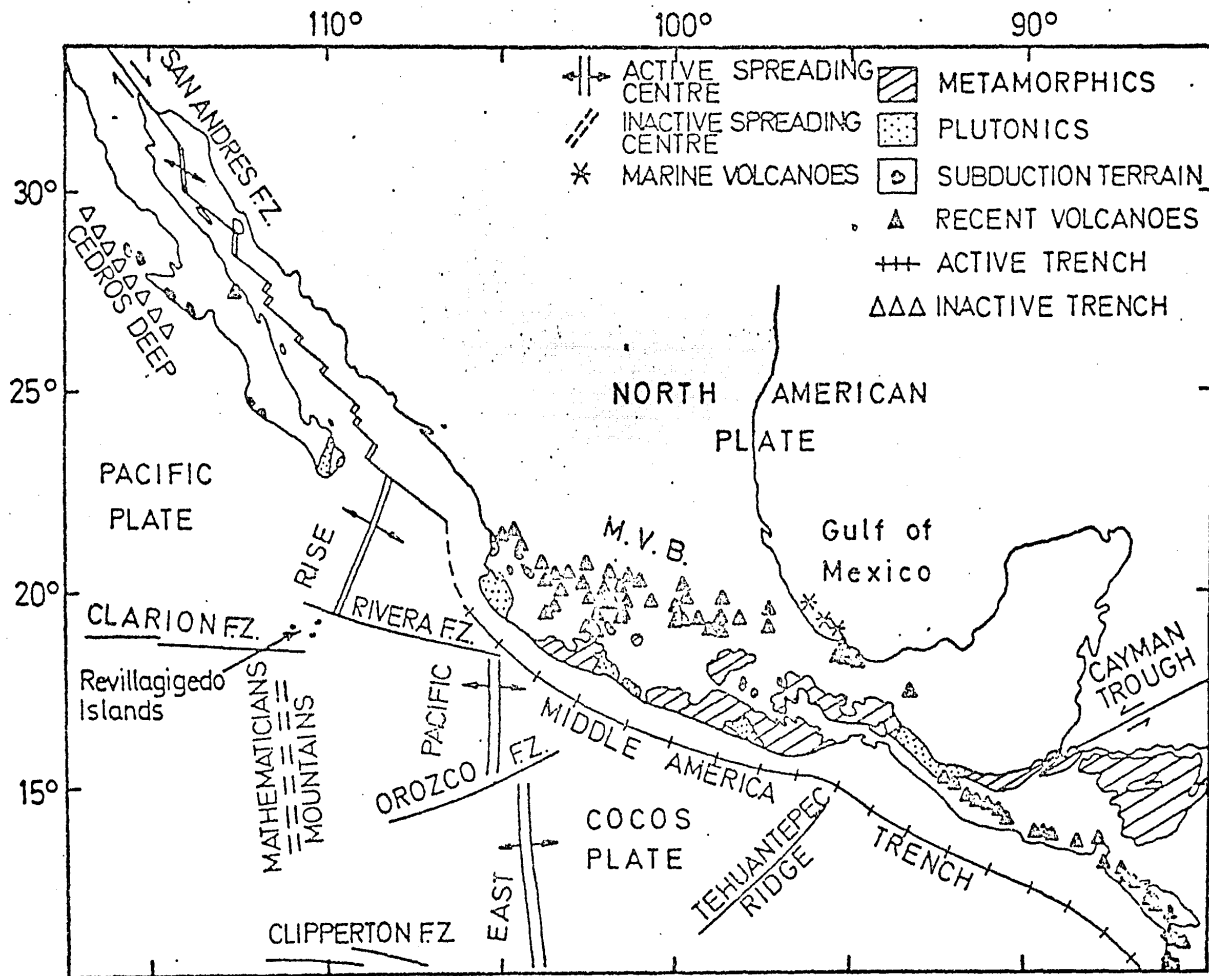
El carácter de las rocas volcánicas y de los aparados que les dieron origen es variado. Existen algunos grandes estratovolcanes, que alcanzan las mayores elevaciones en la República Mexicana: Popocatepetl, Ixtaccihuatl, Citlaltépetl, Nevado de Toluca, Nevado de Colima, Volcán de Colima, etc.

Existen también campos volcánicos de conos cineríticos tales como el Parícutín, el Xitle, etc. y algunos campos de vulcanismo riolítico aislados.

Además, se tienen calderas de colapso y de explosión, algunos ejemplos son los Humeros, en el Estado de Puebla, la Primavera, en el Estado de Jalisco, Santa María del Oro, Nayarit y otras.

Según Pal y colaboradores (1978) el análisis químico de las rocas de la FVTM muestran dos tendencias principales: calci-alcálico en la porción oeste y predominantemente alcalino en la porción este. Esto es, el oeste de la faja es de rocas de composición intermedia y hacia el noreste de rocas de mayor ocurrencia básica.

Urrutia (comunicación personal) distingue un zoneamiento distinto en el tipo de vulcanismo. Los centros volcánicos silíceos se encuentran en la porción norte de la FVTM (la Primavera, Amealco, Huichapan, Los Humeros). Los grandes estratovolcanes (de composición predominantemente andesítica, se observan en la porción sur de la FVTM, alineados a lo largo de fallas orientadas de norte a sur (Sierra Nevada, Volcanes de Colima, alineamiento Perote - Pico de Orizaba, Las Cruces). Los campos de vulcanismo del tipo de cono cinerítico se encuen-



Mapa tectónico del área.

Fig.6

tran distribuidos de forma más irregular y en alineamientos orientados preferencialmente de este a oeste (Sierra Chichinautzin, Parícutín). Fig. 7

La mayoría de los autores (por ejemplo : Mooser, 1970; Negendank, 1972) reconocen dos ciclos volcánicos : uno oligo - miocénico y otro plio - cuaternario, dentro de una actividad continua que se inició en el Oligoceno; las rocas más antiguas son andesitas, dacitas, riolitas e ignimbritas. Porque la curva de evolución magmática de estas rocas no corresponde a la evolución de las rocas del plio - cuaternario y por estar plegadas en algunas regiones las rocas más antiguas, Demant (1978) considera que el vulcanismo Oligo - Miocénico es en realidad un basamento sobre el cual descansa el vulcanismo de la FVTM que es de edad Plio - Cuaternario; las rocas oligo mioceno representarían la prolongación meridional de la Sierra Madre Occidental aun cuando el carácter ignimbítico de la Sierra Madre Occidental no coincida con las rocas de la FVTM.

Mooser (1975) reconoce dos partes en la FVTM, la estructura, de orientación norte - sur, del graben de Colima y la estructura principal, de orientación este - oeste que se extiende desde la Ciudad de Guadalajara hasta su límite oriental. La parte occidental es una estructura angosta que corre hacia el noroeste y se termina al encontrar el Mar de Cortés. La parte del este es una estructura ancha con un patrón estructural en forma de zig - zag, relacionado a desplazamientos transcurrentes. Mooser distingue que las esquinas del patrón de zig - zag contienen un centro minero si están al norte y un centro volcánico importante si están en la zona sur.

Demant (1978) considera que la FVTM no es un alineamiento único sino que existen 5 focos principales de actividad : La Fosa de Tepic - Chapala (noroeste - sureste); la Fosa de Colima (norte - sur); la zona de Michoacán (donde abundan más los volcanes cineríticos) desde el Bajío hasta el anticlinal de Tzitzio limitado por la falla de San Miguel Allende - Taxco; la zona de los grandes valles (noreste - suroeste) desde Toluca hasta la Sierra Nevada y donde

se encuentra los principales estratovolcanes y las mayores elevaciones; finalmente la porción oriental limitada por la cadena del Pico de Orizaba y el Cofre de Perote (norte - sur). Por lo que la FVTM es un conjunto de zonas volcánicas.

El límite de la actividad volcánica hacia el oriente del FVTM es muy discutido, en algunas interpretaciones se tiende a continuar la estructura hacia el sureste para unirlo al Macizo de San Andrés, aun cuando este foco volcánico es de carácter químico distinto (básico alcalino); otros autores lo continúan hacia el este por las manifestaciones volcánicas submarinas frente a Veracruz en el Macizo del Golfo, sin explicar la presencia de la Cuenca de Veracruz. Y no pocos consideran que se puede continuar hacia el Macizo de Santa Ana.

b Origen y Evolución

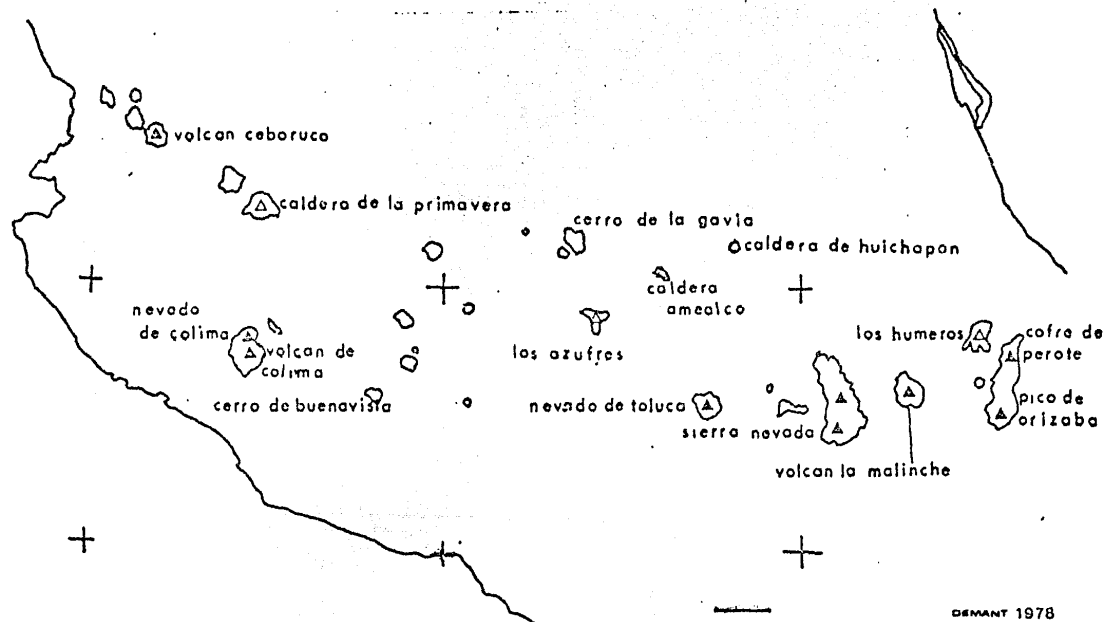
Desde la época en que el Barón Von Humboldt reconoció el alineamiento de los volcanes del centro de México con las manifestaciones en la Isla del Socorro en el Pacífico, proponiendo la presencia de una fractura transcontinental, ha surgido una gran cantidad de hipótesis para explicar el origen y la evolución de esta región.

Según Mooser (1975) la FVTM puede ser una zona de antigua sutura, extensión continental de una fractura oceánica, cuya reapertura tuvo lugar en el Terciario Medio. La actividad ígnea pudo originarse por la fusión de la placa de Cocos después de la subducción en la Trinchera Mesoamericana.

Negendank (1972) basándose en las características químicas de las rocas de la FVTM supone que esta provincia calcoalcalina se ha originado como resultado de la fusión parcial de los materiales de la corteza inferior, más que de la fusión de la placa de Cocos al nivel de la Astenósfera.

Algunos autores han señalado que la FVTM coincide con una zona de corrimiento lateral activa en el pasado. Según el modelo de Gastil y Jensky (1973) en el Cretácico Tardío y en el Terciario Temprano ocurrieron desplazamientos importantes de tipo lateral

Distribución de los principales
aparatos de la FVTM



△ Centros Silíceos

▲ Centros Andesíticos y Dacíticos

Fig.7

derecho. Sin embargo, Urrutia (1983) considera que el desplazamiento ha sido lateral izquierdo, en atención a los datos paleomagnéticos disponibles.

El modelo de Urrutia (1983) involucra una rotación tectónica en el sentido contrario a las manecillas del reloj, probablemente asociada a compresión regional y cizallamiento en bloques cortados por grandes fallas de desplazamiento lateral bajo la FVTM.

Demant (1978) considera que por la posición perpendicular del vulcanismo de la FVTM respecto al margen del Golfo de México sugiere que esté ligado a la evolución geodinámica reciente del golfo más que a la subducción en la placa de Cocos.

Lubimova y Prol (1979) desarrollan un modelo térmico de la faja volcánica basándose en datos de generación de calor, flujo de calor, vulcanismo, patrón de falla, parámetros genéticos y fricción por subducción. El modelo de distribución de temperatura obtenido muestra la presencia de una región parcialmente fundida ($T = 1400\text{ C}$) en la Astenósfera a 180 km. de profundidad, bajo la región del vulcanismo cuaternario, precisamente en la zona de baja velocidad sísmica. La placa subducida permanece fría hasta 200 - 280 km (isoterma de 600 C). El mecanismo de subducción no se encuentra bien explicado, es difícil crear un modelo real para la zona de fricción entre la placa subductante y el manto superior. Se propone que la FVTM es una faja de alta conductividad térmica debida a su fracturamiento y es lo que puede explicar las altas anomalías positivas de FT que se presentan en la región y que están determinadas de acuerdo al patrón de fracturamiento,

Shurbet y Cebull (1984) sugieren que la FVTM es independiente a la subducción y mediante el análisis de la propagación de la fase S_n y algunos mecanismos focales proponen que la faja representa el límite norte de una microplaca, un límite de desarrollo incipiente, incompleto o abortado. Y que es una zona de tensión que probablemente resulta de la diferencia de velocidades de las placas que actúan en la región.

Uno de los problemas básicos de la interpretación de la estructura del FVTM es la

oblicuidad que presenta respecto a la Trincherá Mexicana. Mientras que la mayor parte de los arcos andesíticos relacionados a subducción son paralelos a las trincheras la FVTM forma un ángulo de $15^{\circ} - 20^{\circ}$ con respecto a la trincherá. Urrutia y Del Castillo (1977) proponen un modelo para explicar este fenómeno, basándose en los cambios de la velocidad y el ángulo de subducción a lo largo de la trincherá, proponen que el ángulo es menor hacia la parte septentrional, siendo además el fenómeno de subducción irregular.

Según Woollard (1969) la FVTM parece ser un graben cortical o rift, flanqueado por elevados aparatos volcánicos separados por valles, a veces ocupados por lagos, flujos de lava y / o piroclásticos; y también apoya la tesis de que puede ser una extensión de alguna fractura transpacífica. Según este autor la incertidumbre en la interpretación es ocasionada por el desconocimiento del grado de migración cortical norte - sur que ha ocurrido en lados opuestos del Mar de Cortés que es un centro de dispersión y desplazamiento lateral. Al norte de la FVTM las principales unidades fisiográficas parecen cortadas por la estructura de la faja volcánica.

Indudablemente la complejidad de la zona y la falta de estudios detallados no pueden llevar a una conclusión determinante que apoye o desacredite alguna de estas hipótesis.

c Modelos geofísicos para la estructura cortical del centro de México

No han sido numerosos los modelos que hayan tratado de reconocer la estructura cortical litosférica bajo la FVTM.

En 1969 Woollard preparó un perfil gravimétrico de Acapulco, Guerrero a Tuxpan, Veracruz; utilizando un contraste de densidad entre la corteza y el manto de 0.4 gr / cm^3 desarrolló un modelo cortical en el que el espesor promedio bajo la FVTM es de 48.2 km, adelgazándose tanto hacia el Golfo como hacia el Pacífico (a 17.2 y 12 km respectivamente).

También produjo un modelo similar utilizando las relaciones AB - elevación calculadas para la zona ($AB = - 0.111 h + 1 \quad + / - 20 \text{ mg}$) y la relación AB - espesor cortical ($H = 0.1 \text{ g} + 30$).

En 1957 Steinhart, Meyer y Woollard trabajando para la Universidad de Wisconsin

realizaron un estudio de refracción sobre la Mesa Central. Utilizando como punto de tiro el Cerro del Mercado en la Ciudad de Durango y con explosivos como fuente, interpretaron las primeras llegadas, obteniendo los modelos que se presentan en la Figura 8.

Desgraciadamente el perfil no se invirtió y los rangos de confianza son de un $\pm 10\%$.

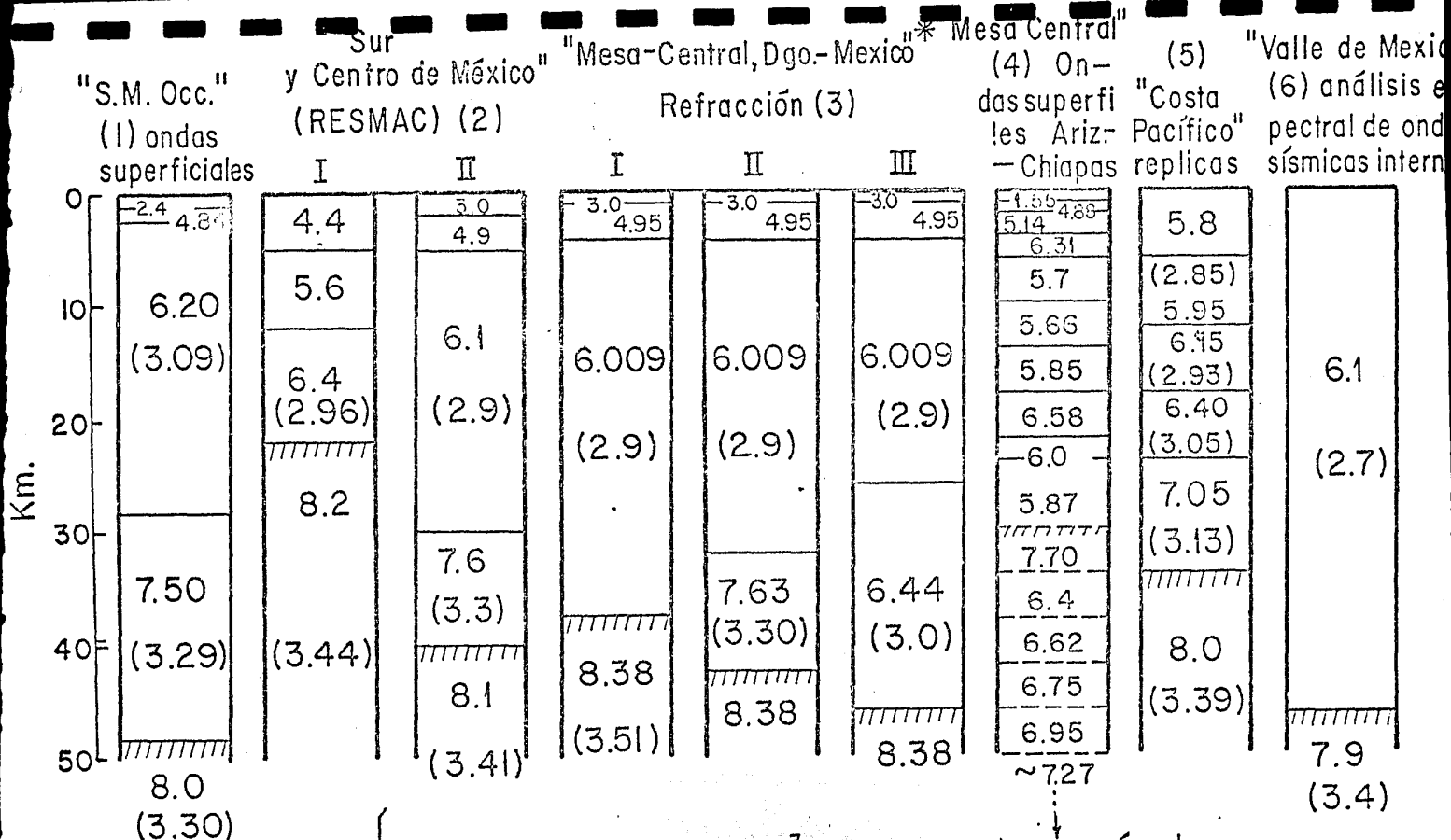
La línea que tiraron termina en la Ciudad de México por lo que la estructura de la Sierra Madre Occidental es la que domina en la interpretación.

En 1975 J.E. Fix utilizó los registros obtenidos en Queen Creek, Arizona, USA de 18 eventos sísmicos ocurridos en Chiapas y calculó las curvas de dispersión para la velocidad de grupo para después realizar una inversión por mínimos cuadrados de ondas superficiales (esto es, suponer que el manto y la corteza están compuestos por n capas paralelas y que las ondas que viajan son planas, para así calcular la curva de dispersión teórica haciendo variar los parámetros de cada capa: densidad, espesor, V_p y V_s ; hasta encontrar aquella en que se encuentre el error mínimo cuadrado al compararlas con la curva observada).

De esta manera produjo el modelo que presenta la variación de la velocidad de la onda S en la corteza y el manto superior bajo la República; es difícil, por su extensión, atribuir este espesor medio obtenido por Fix a una zona en especial. Sin embargo, a pesar de ser un modelo demasiado general reporta un elemento sumamente significativo: el análisis de los sismogramas muestra que la curva de dispersión para la velocidad de grupo presenta un retraso significativo respecto a otras trayectorias de recorrido continentales (0.16 km/seg para la onda Rayleigh y 0.25 a 0.28 km/seg para la onda de Love). Esta zona de baja velocidad es atribuida a un manto superior anómalo en el que existe fusión parcial.

Según Fix el material de baja densidad que se encuentra en la zona de baja velocidad produce la diferencial de esfuerzos necesaria para elevar la Mesa Central, como dice puede suceder en otras mesetas (Colorado Plateau).

En 1977 Sosa Galeote reportó un espesor de 48 km bajo la Ciudad de México, utilizando



Densidad Promedio

Corteza.-2.8 a 2.9 gr/cm³
 Manto superior.- 3.3 a 3.4 gr/cm³

manto sup. anómalo

Moho
 6.1 V_p Km/seg
 (3.0) ρ gr/cm³

*El modelo es para:
 $V_s, V_p = \sqrt{3} V_s$

- (1).-Rivera Hernandez (1979)
- (2).-Nava A. Toledo V. (1980)
- (3).-Steinhart-Meyer (1961)
- (4).-Fix (1970)
- (5).-Zuniga-Valdes (1980)
- (6).-Sosa Galeote (1977)

FIG 8

el análisis espectral de ondas sísmicas internas en la estación sismológica de Ciudad Universitaria.

En 1979 Jorge Rivera Hernández presenta un modelo también basado en dispersión de ondas superficiales para la Sierra Madre Occidental. El modelo también se presenta en la Figura 8 .

Para la localización de epicentros el sistema RESMAC utiliza el modelo que se muestra en la Figura 8 . En algunas publicaciones este modelo se obtiene del análisis de las llamadas ondas de placa : fases P_t y S_t (Nava, 1983).

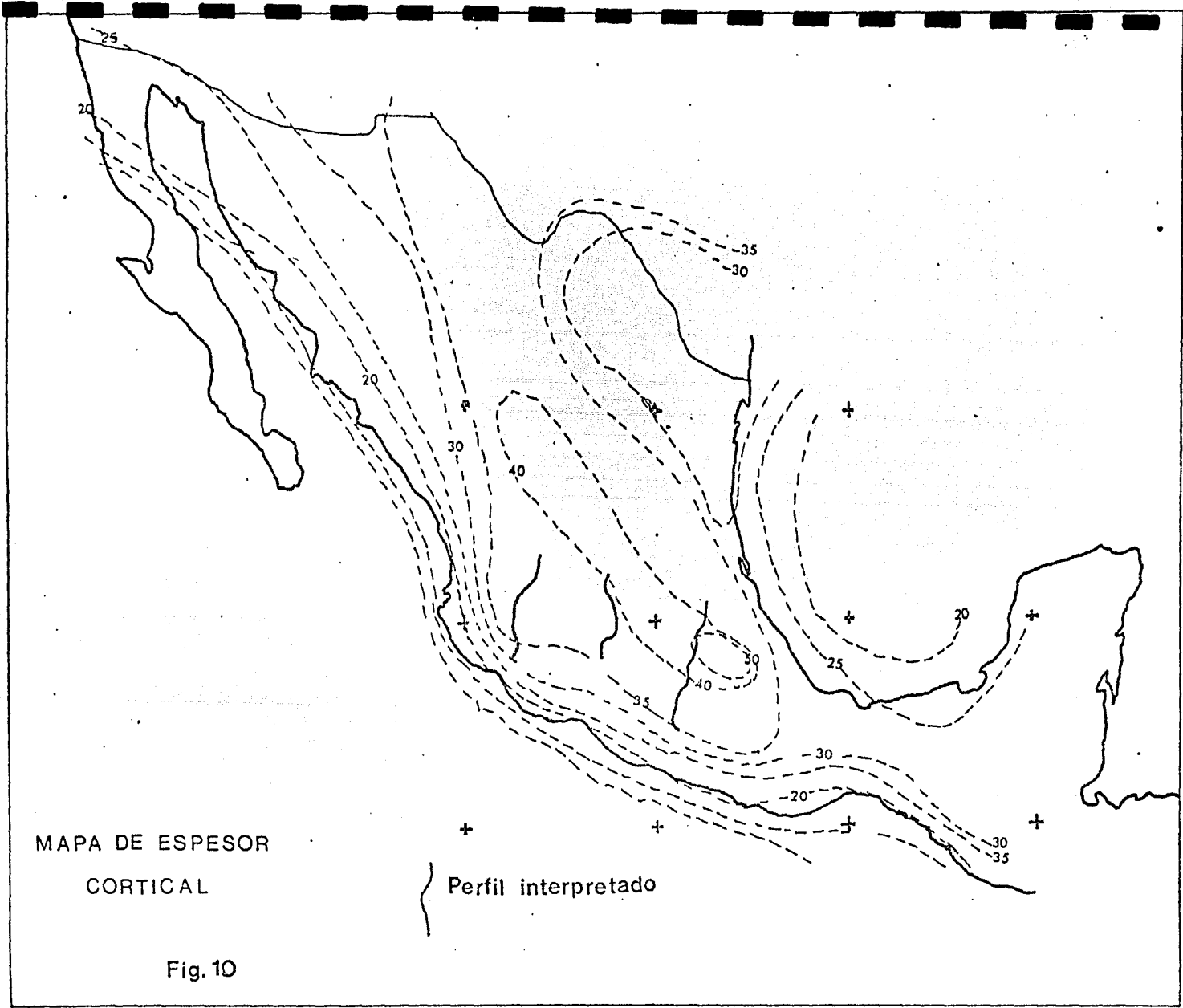
También se presenta otro modelo basado en el análisis de réplicas del temblor de Petatlán, 1979, presentado por Zuñiga y Valdés (1980).

Existen además numerosas determinaciones de espesor cortical basadas en datos geoquímicos y de flujo de calor; puede notarse que no son muy numerosos los datos para la zona de la FVTM en la tabla que resume estas determinaciones (Figura 9).

Por último, se presentan los primeros planos de espesor cortical y de flujo térmico, (Urrutia , 1984). El espesor máximo se atribuye a la zona centro - este de la FVTM donde el espesor puede superar los 50 km. (Figura 10)

Fig.9

Punto de Asignación	Espesor cortical (Km)	K_2O al 60% de Si_2O	Número de muestras	Cóeficiente de correlación	Referencia
Parícutín, Mich. 19.48° N 102.25° S	30.5	1.65	45	0.88	Williams(1950), Wilcox (1954), Foshag (1956)
Vca de México 19.30. N 99.20 W	33.8	1.83	75	0.80	Gunn y Mooser (1971) Negendank (1972)
Volcanes del V. de Méx. 19.25 N 99.20 W	34.5	1.87	70	0.53	Gunn y Mooser (1971) Negendank (1972) Bloom (1973) Pérez-Reynoso (1977) Geyne et al (1963)
Pachuca, Hgo.	35.2	1.91	20	0.74	
Tulancingo, Hgo. y Cardel-Jalapa, Ver.	53.6	2.93	71	0.84	Robin (1976), Pérez-Reynoso (1977)
Caldera Los Humeros Puebla	46.0	-	23	0.94	Verma y López-Martínez (1982)
Nevado de Toluca Edo. de México	30.0	1.66	12	0.55	Whitford y Bloomfield (1976)
Volcán de Colima 19.50 N 103.62 W	23.8	1.33	9	---	Luhr y Carmichael (1980)
Nevado de Colima Volcán de Colima	36.5	1.96	6	---	Demant et.al.(1976)
Guadalajara, Jal.	47.4	2.58	21	0.95	Gunn y Mooser(1971)
Ceboruco, Nayarit	38.8	2.16	12	---	Thorpe y Francis (1979), Demant et al. (1976)
Arandas, Jalisco	35.4	1.92	10	0.39	Pal et.al.(1978)
Taquiza, Jalisco	38.8	2.16	3	----	Demant et al. (1976)
Sanangüey	37.9	2.11	3	---	Demant et al. (1976)



MAPA DE ESPESOR
CORTICAL

Perfil interpretado

Fig. 10

CAPITULO V

INTERPRETACION Y RESULTADOS.

a Características Generales de los Perfiles de Gravedad

En este estudio se usaron tres perfiles con datos de anomalía de Bouguer, anomalía de aire libre y topografía los cuales se incluyen en las figuras 12 a, b y c. La localización de estos perfiles se muestra en la figura 11.

Perfil II - México: El perfil II tiene una longitud de ~ 451 km (linealmente ~ 345 km) y cruza la FVTM aproximadamente a lo largo del meridiano $99^{\circ} 00'$.

Se observan como rasgos geomorfológicos sobresalientes:

Hacia el sur la cuenca del río Balsas (de los 20 a los 60 km sobre el caminamiento del perfil). La elevación promedio en esa región es 500 msnm y se encuentra al menos 500 m por debajo del nivel de las sierras que la limitan al sur y al norte (Bordo Alto - Bordo Ancho y el Mapache, respectivamente). El perfil en esa zona es sobre terrenos con rocas clásticas y carbonatadas del Cretácico Superior y materiales recientes de relleno a lo largo del Cañón del Zopilote. Después de cruzar la Sierra del Mapache (a los 90 km del caminamiento del perfil) se observa la depresión del Valle de Iguala, a una altura de 800 msnm. De los 100 a los 130 km del caminamiento se levanta la Sierra de Tuxpan - Buenavista de Cuéllar, sobre un gran anticlinal en calizas del Cretácico Inferior (hoja Cuernavaca 1 : 250 000 de DETENAL). Las elevaciones promedio son de unos 1500 msnm. De los 140 a los 170 km se extiende el Valle de Cuernavaca, a una elevación promedio de 1100 m. En el valle, el perfil cruza por pequeñas sierras formadas por calizas mezozoicas y sobre sedimentos de la Formación Cuernavaca del Mioceno. Hacia el norte del valle se tienen las lavas y piroclásticos de edad Pliocuaternaria que forman la sierra de Chichinautzin. Ahí se observan las elevaciones máximas del perfil, hasta 3000 msnm. Esta sierra marca el límite sur de la provincia de la FVTM. Desde los 250 km del caminamiento se tiene la morfología de "rift" característica de la

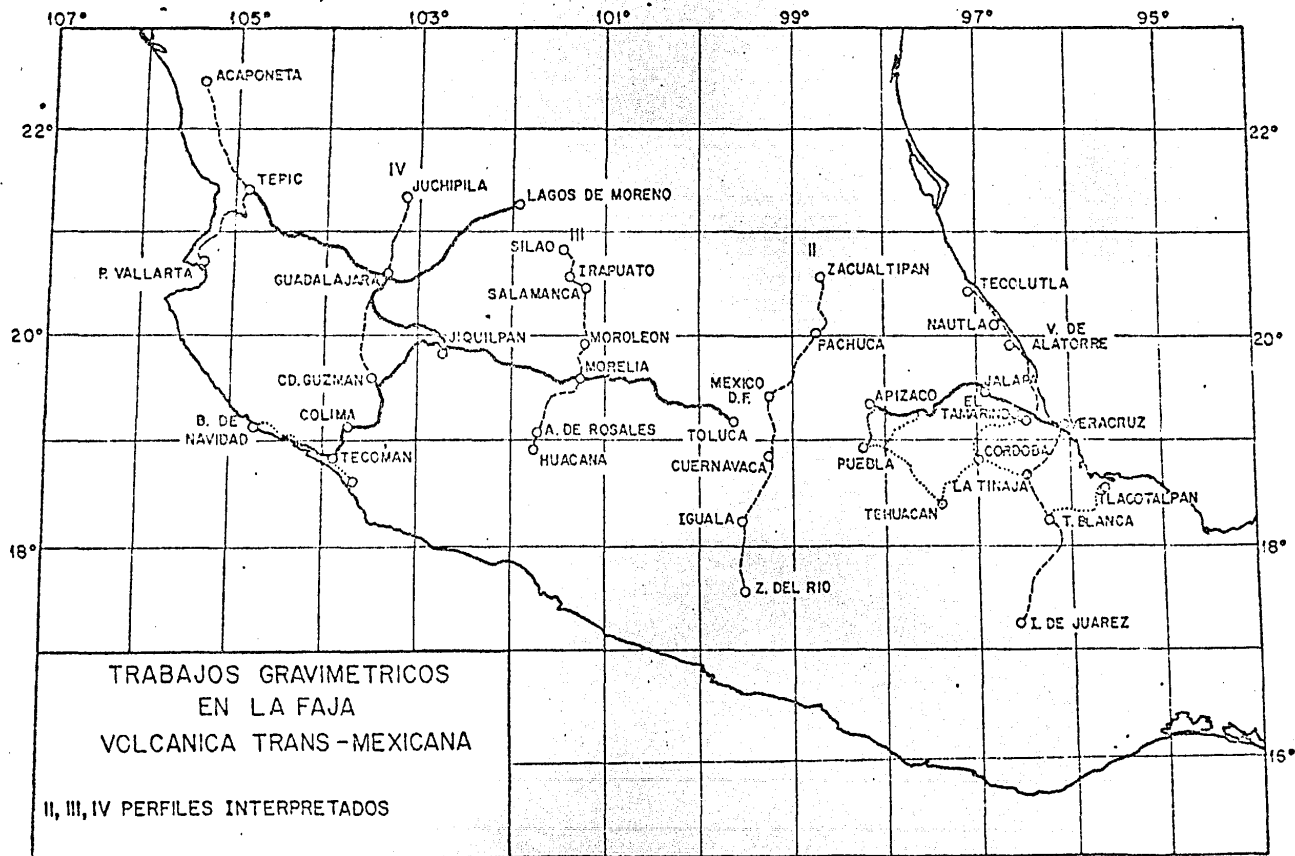


Fig. II

PERFIL - II

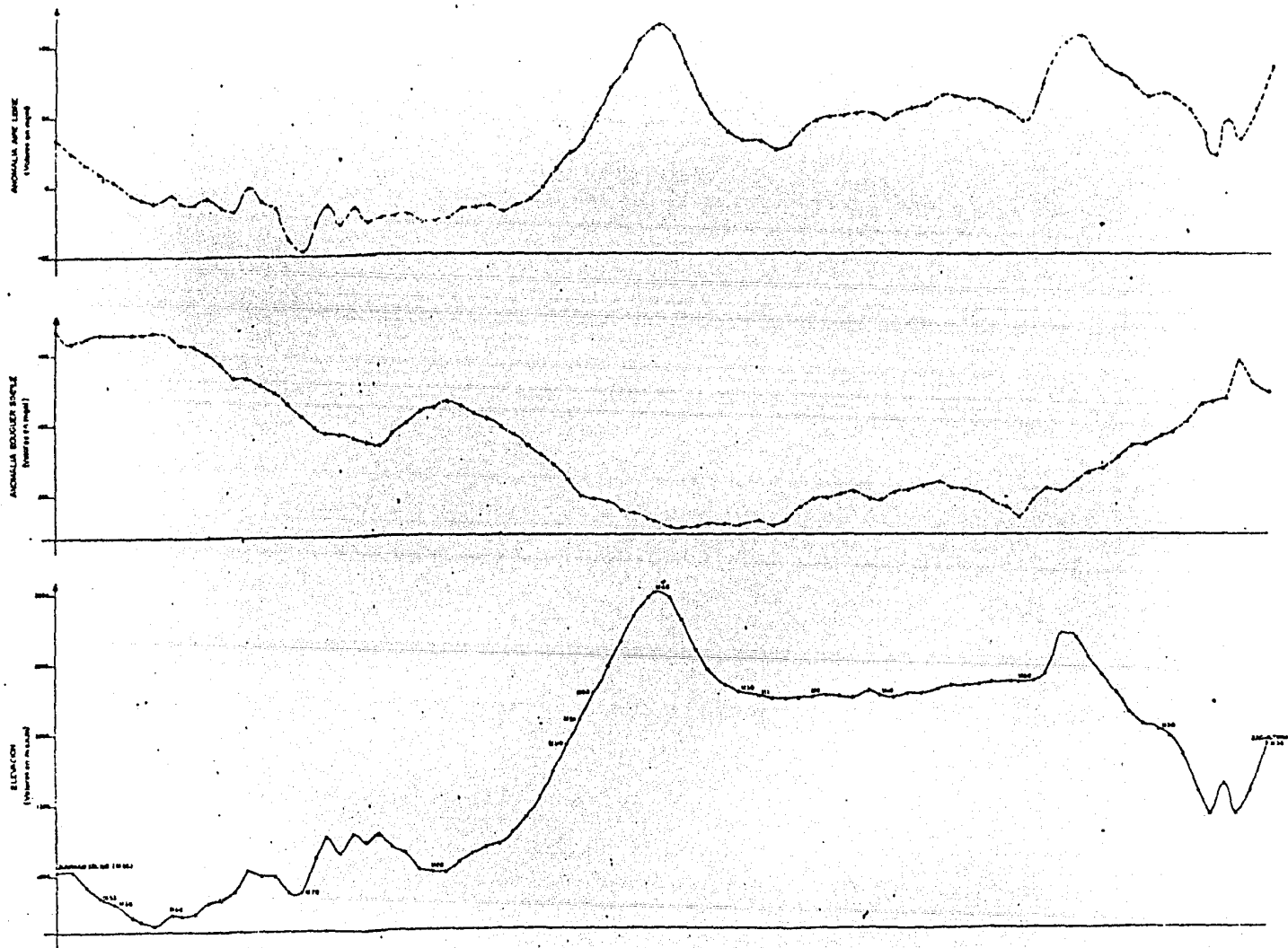


Fig 12a

cuenca de México (una depresión sobre un levantamiento regional). La elevación promedio en la cuenca de México es de 2200 msnm. La elevación se mantiene constante hasta la sierra del Tepeyac al norte de la Ciudad de México. Después, el perfil continúa hacia el norte y es más o menos plano, hasta la Ciudad de Pachuca. Hacia los 350 km del caminamiento del perfil la topografía se levanta de forma abrupta en la sierra de El Chico, en la provincia de la Sierra Madre Oriental. El extremo norte del perfil es en general más abrupto. La elevación promedio en la región de Zacualtipán es de 2000 msnm.

El elemento geomorfológico más espectacular es la FVTM que se levanta \sim 1500 m con respecto a las depresiones de Cuernavaca al sur y Atotonilco El Grande al norte.

En el perfil de anomalía de Bouguer se observa una correlación invertida (imagen de espejo) con la topografía. La tendencia regional de perfil es la de una " cuchara ", con su " mango " hacia el sur y la " pala " bajo la FVTM. Existen dos anomalías importantes superpuestas a esa tendencia : Una anomalía (relativa) positiva (40 mg y 40 km de extensión) que se observa en el área del valle de Cuernavaca y la anomalía, también positiva (relativa), sobre la porción centro norte de la FVTM (30 mg de amplitud y casi 80 km de extensión). Ninguna de ellas se correlaciona con efectos superficiales.

La anomalía de aire libre correlaciona con la elevación, excepto en el centro norte de la FVTM donde se observa una anomalía idéntica a la anomalía de Bouguer descrita anteriormente.

De Mezcala a Cuernavaca la pendiente del perfil de Bouguer es de aproximadamente 0.5 mg / km.

Las anomalías más negativas corresponden a la sierra de Chichinautzín (- 220 mg) y el promedio general de la anomalía en la faja volcánica es de - 190 mg. En la región de Zacualtipán el valor corresponde a - 120 mg.

De Pachuca a Zacualtipán la pendiente de anomalía de Bouguer se hace positiva.

Perfil III - Morelia (Fig. 12 b). El perfil III, de La Huacana a Silao tiene una extensión de 300 km. El extremo sur del perfil está unos kilómetros al norte del límite meridional de la provincia de la FVTM.

La elevación en la región de La Huacana es de 1150 msnm. y los rasgos más importantes de la geomorfología son : La cuesta que asciende de La Huacana a Arfo de Rosales (a 2200 msnm) hacia los 50 km sobre el perfil. La topografía desde Arfo de Rosales desciende hasta Silao (1500 msnm), con algunas irregularidades por la presencia de grabens (Pátzcuaro, Yuriria, Cuitzeo) o bien de sierras con conos cineríticos que ocurren con mucha frecuencia en la región de Michoacán. Del Valle Grande de Santiago a Silao, el perfil va sobre la región del Bajío y la topografía es más uniforme. El perfil está sobre terrenos cenozoicos de la FVTM.

El perfil de anomalía de aire libre correlaciona con la topografía a todo lo largo de la sección. En el perfil de anomalía de Bouguer se observa un fuerte gradiente negativo de La Huacana a cerca de Pátzcuaro (1.4 mg / km), a los 70 km del perfil aproximadamente donde se observa una anomalía (relativa) positiva sobre la región de Pátzcuaro que está limitada por pequeñas anomalías negativas de alta frecuencia y correlacionables con la topografía superficial.

La tendencia de la anomalía de Bouguer de Morelia a Silao es uniforme, excepto por las anomalías de alta frecuencia que se observan en la región de Yuriria - Moroleón, que además son anomalías correlacionadas con aire libre y con la elevación.

El promedio de la anomalía de Bouguer de Morelia a Silao es de - 185 mg, donde las anomalías más negativas corresponden a la sierra El Aguila al SW de Morelia, que es también donde se presentan las mayores elevaciones.

Perfil IV - Guadalajara (Fig. 12 C). El perfil IV tiene una longitud de aproximadamente 400 km y va de Colima, Colima a Juchipila, en el suroeste de Zacatecas. La extensión

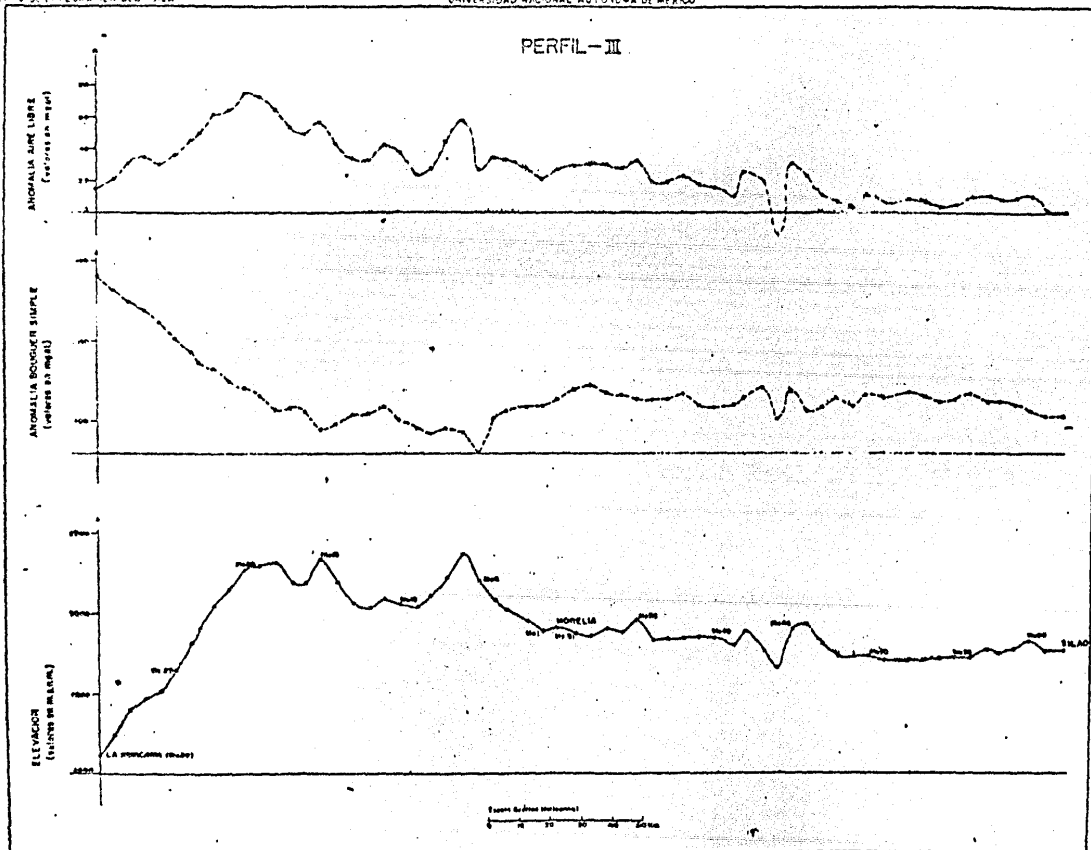


Fig. 12 b

lineal de la sección es solo 250 km.

El perfil de elevación es muy irregular. De Colima a Cd. Guzmán (a los 150 km del perfil de sur a norte), la topografía va ascendiendo de manera irregular, desde 400 msnm en Colima a 1500 m en Cd. Guzmán.

Los primeros 150 km del perfil están sobre la estructura del Graben de Colima, sobre aluviones cuaternarios, lavas y depósitos piroclásticos, característicos de la faja y que cubren probablemente calizas mezozoicas que afloran cerca del perfil al sur y al norte de la ciudad de Colima. La elevación promedio de la zona es de unos 500 msnm.

Cerca de Cd Guzmán el Graben de Colima se interrumpe por la presencia de la fosa Tepic - Chapala que está alineada aproximadamente este - oeste e interrumpe perpendicularmente la estructura del Graben.

La elevación promedio de los 160 a los 230 km del perfil es 1300 msnm y es semiplana su topografía, hasta la sierra El Madroño al sur de Guadalajara con elevaciones de hasta 1500 msnm.

La depresión del Río Santiago, al norte de Guadalajara se presenta aproximadamente a los 300 km de perfil como un cañón amplio y que desciende al menos 500 m respecto al relieve circundante.

Entre los 320 y 370 km la sierra El Guajolote es el rasgo topográfico de mayor elevación, con elevaciones de 1750 m. Hacia el norte la topografía desciende tan abruptamente como al sur. Cerca de Juchipila la topografía es irregular y de unos 1300 msnm. En esta región el perfil está sobre terrenos de la Sierra Madre Occidental, aunque el límite entre esta provincia y la faja volcánica es impreciso.

La anomalía de aire libre muestra fuerte correlación con la topografía sobre todo el perfil. La anomalía de Bouguer muestra una tendencia regional de un plano buzando hacia el norte con una pendiente de - 140 mg a los 400 km del perfil. Sobre esta tendencia se

observan pequeñas anomalías superpuestas que por su alta frecuencia se correlacionan con las rocas de la superficie. Se observan también dos anomalías importantes que no correlacionan con efectos superficiales y con extensión de 50 km y amplitudes relativas de 20 y 30 mg. La primera está alrededor de Cd. Guzmán y la segunda está en la región de Guadalajara.

En general, la anomalía de Bouguer muestra la imagen "especular" de la topografía, excepto en la región de Cd. Guzmán, en la sierra del Madroño y en la región del Rfo Santiago, donde ambos perfiles, elevación y anomalía de Bouguer son muy semejantes.

PERFIL - IV

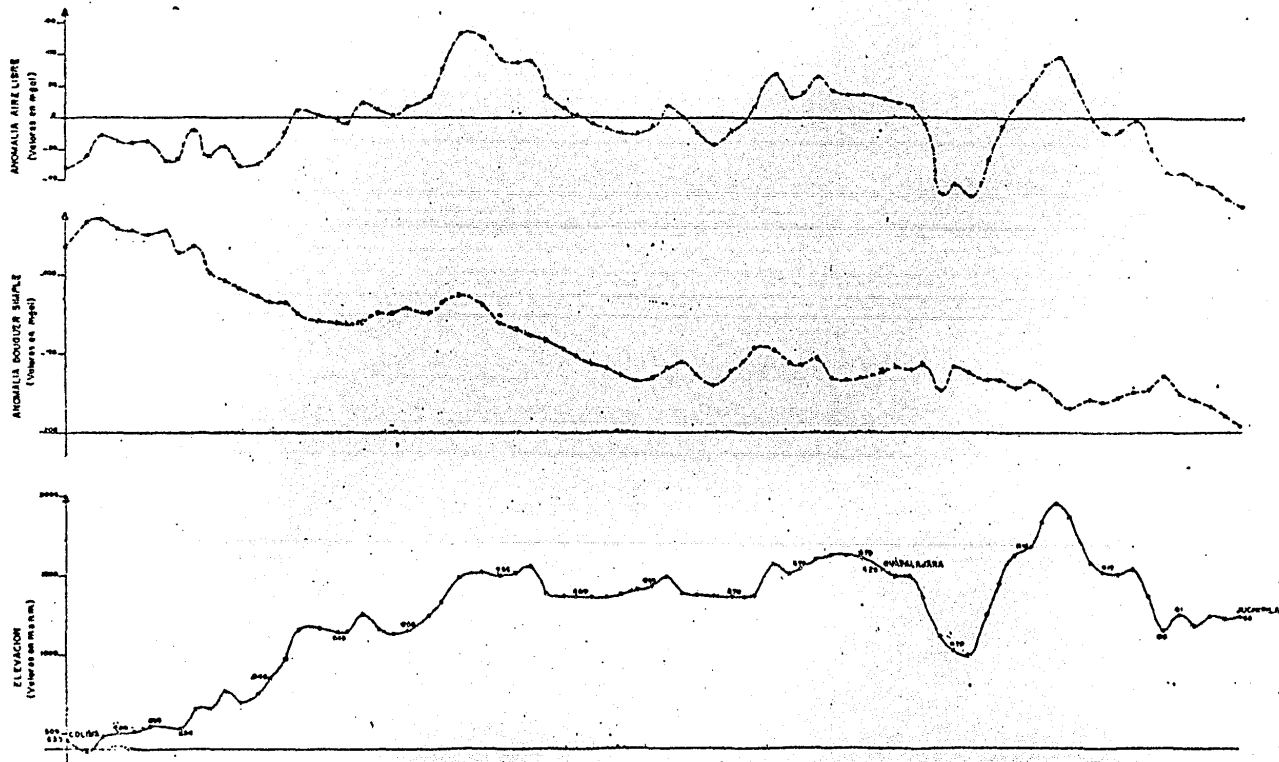


Fig 12 C

b Características generales del mapa de anomalía de Bouguer

El mapa de anomalía simple de Bouguer de Monges y Mena (1973) se digitizó gráficamente cada 16 km en una rejilla regular. A estos datos se les añadió en la porción este (en el golfo) los datos de aire libre de Del Castillo (1974) y en la porción oeste (en el Pacífico) se le añadieron los datos de un reporte preliminar del proyecto DSDP de Gordon y colaboradores. (1981) De esta manera se obtuvo un rectángulo cuyos límites son los paralelos $18^{\circ}20'N$ y $20^{\circ}30'N$ y los meridianos $94^{\circ}53'W$ y $105^{\circ}40'W$ (Fig. 14).

Este mapa se procesó para obtener, por el algoritmo de Henderson, dos continuaciones analíticas hacia arriba correspondientes a los 16 y 32 km sobre la superficie. También se calcularon planos de primera y segunda derivada en superficie.

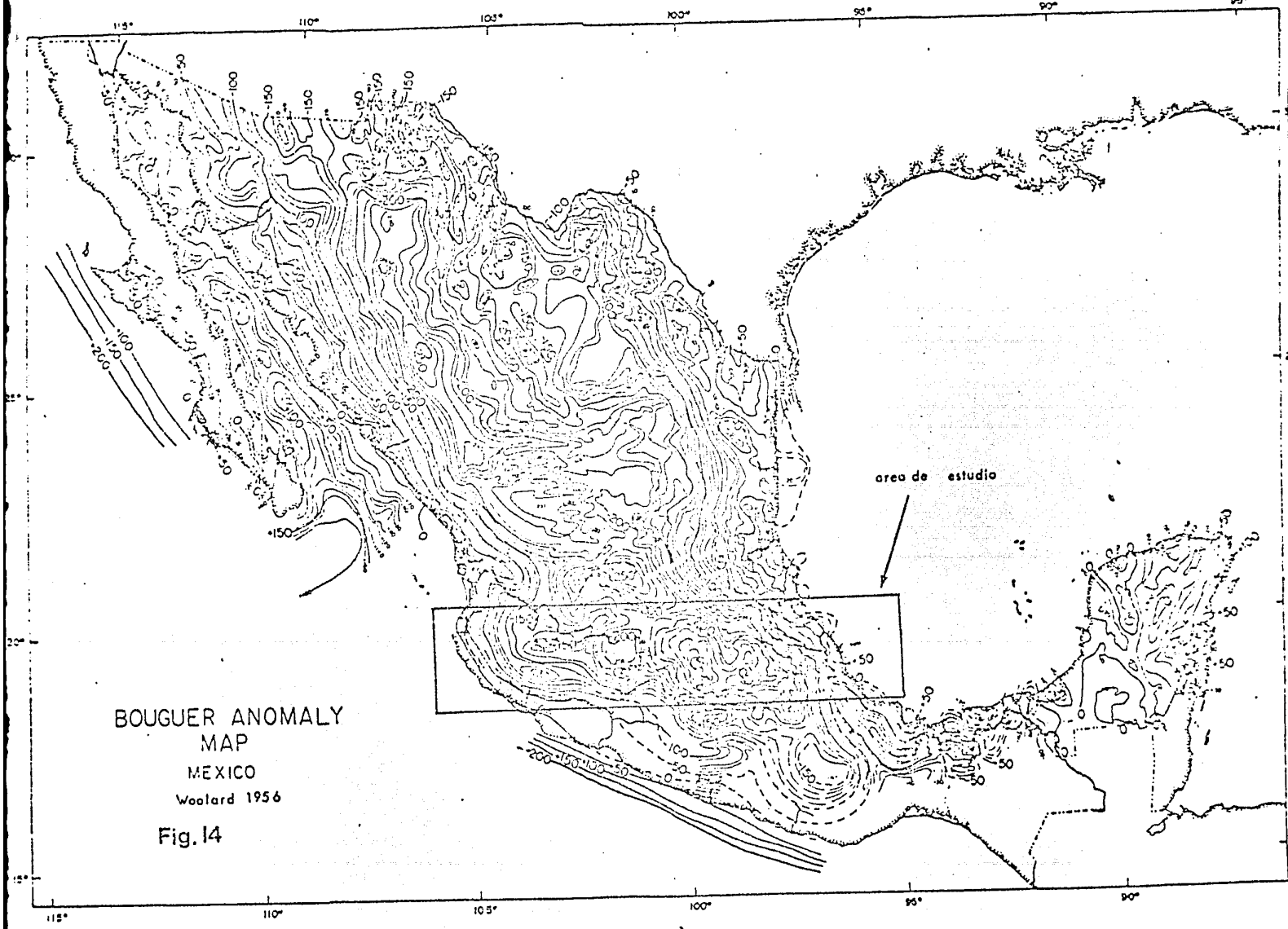
Los mapas resultantes se interpolaron cada 4 km con un programa de " displains unidimensionales " (González C.P., inédito) y finalmente fueron graficados.

Las principales características de los mapas son las siguientes :

En el mapa de anomalía de Bouguer la FVTM está caracterizada por anomalías negativas (- 200 a - 250 mg) y está limitada hacia el oeste, este y hacia el sur por importantes gradientes, que en general son paralelos a las líneas de costa del golfo y del Pacífico. En la porción centro - este de la faja volcánica es donde se presentan las anomalías más negativas. La porción occidental de la provincia volcánica es más difícil de describir por que se superponen anomalías de alta y baja frecuencia al gradiente que aumenta hacia la costa. Esta zona está afectada probablemente por estructuras más recientes y aparentemente más complejas.

Uno de los rasgos más notables del mapa de anomalías gravimétricas es la presencia de la trinchera Mesoamericana en la esquina izquierda inferior del mapa, descrita por la presencia de un mínimo gravimétrico (hasta - 145 mg, aire libre) alargado y con orientación NW - SE. Está separado de la costa por un pequeño alto que sigue la línea de la costa (contorno de 0 mg, aprox.).

Otros rasgos notables son el alineamiento de anomalías positivas correspondientes a los



BOUGUER ANOMALY
MAP
MEXICO
Woolard 1956

Fig. 14

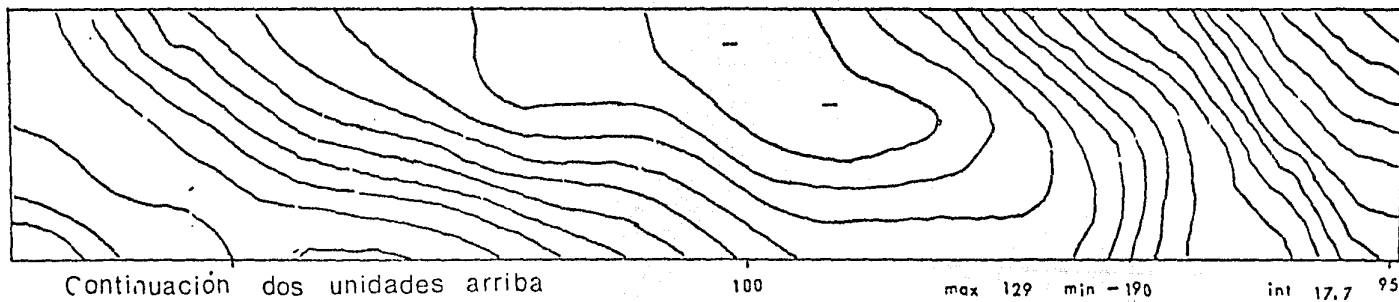
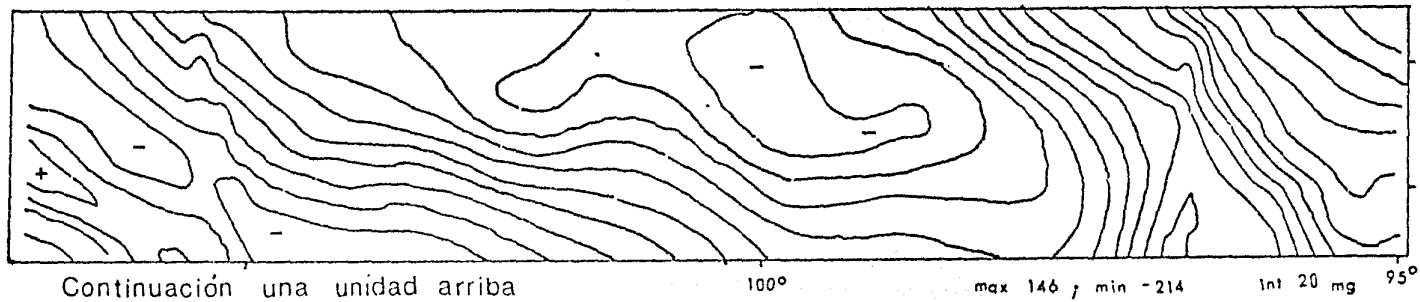
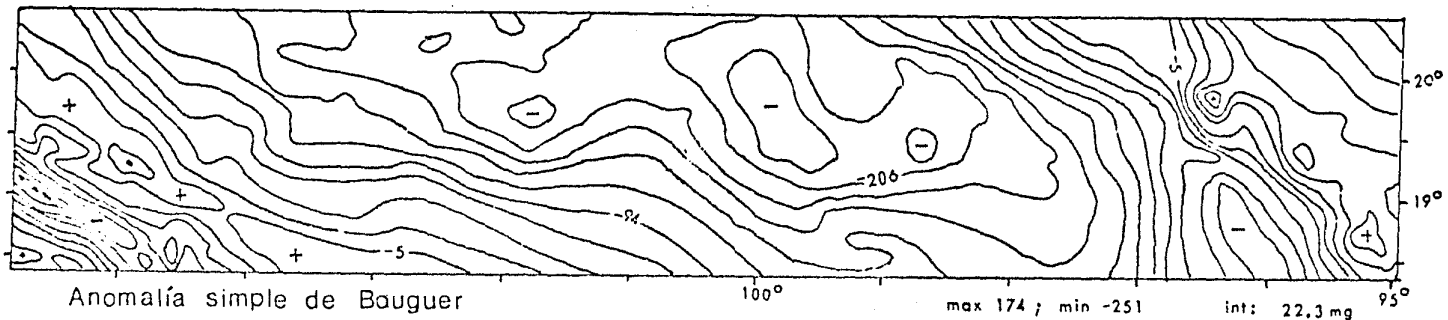


Fig. 14a

macizos de Santa Ana al NE, del Golfo, volcanes submarinos en la costa de Veracruz al E y el macizo de San Andrés en la porción SE del plano.

Un mínimo gravimétrico, con orientación N - S aproximada y valores de hasta - 100 mg se puede correlacionar con la continuación hacia el norte de la sierra de Juárez, la tendencia de esta anomalía se puede seguir hacia el norte en la sierra Madre Oriental y no es la única estructura que parece interrumpirse por la tendencia este - oeste general de la FVTM; hacia los 103 - 104° se puede observar el alineamiento del Graben de Colima; hacia los 101° el levantamiento general de la zona del anticlinal de Tzitzio; y en la porción central las anomalías negativas también parecen seguir estructuras norte - sur.

El carácter regional del mapa refleja la tectónica general del área.

En el plano de la primera continuación persisten los efectos de la trinchera y el de la sierra de Juárez, así como el Graben de Colima y el anticlinal de Tzitzio. Las estructuras más regionales son las que dominan en esta y la siguiente continuación. Regionalmente la faja volcánica sí es una unidad estructural orientada WNW - ESE.

Los filtros utilizados en estas continuaciones parecen ser efectivos en cuanto a que no alteraron de manera importante la forma de las anomalías y muestran el carácter profundo de las principales estructuras que causan las anomalías.

d Gráficas elevación : Elevación contra anomalía de Bouguer

La interpretación de los perfiles se realizó después de obtener en ellos un regional por medio de un filtro de 5 puntos que eliminara los efectos más superficiales. Los perfiles se digitalizaron automáticamente de los perfiles mostrados en las figuras 12 a, b y c.

El primer paso para su interpretación cuantitativa fue graficar la elevación contra la anomalía de Bouguer, en coordenadas cartesianas y obtener una correlación lineal por mínimos cuadrados. Las figuras 13 a y b muestran los resultados. Las rectas ajustadas son las siguientes :

Elevac.
Km

Perfil II

■ Flanco norte

□ Flanco sur

2

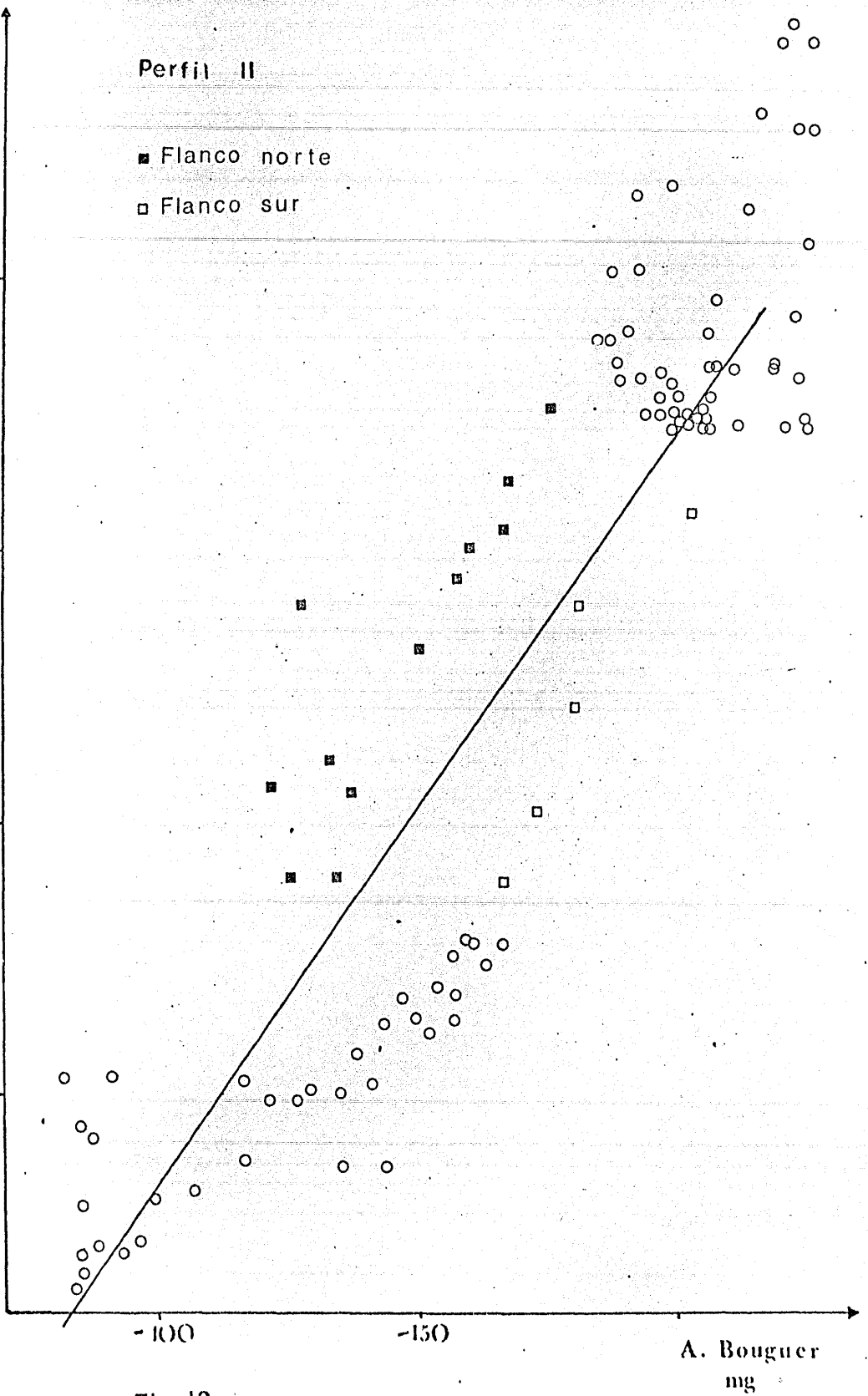
1

-100

-150

A. Bouguer
mg

Fig. 13



Perfil IV

Elev.
Km

2

■ Flanco norte

□ Flanco sur

1

- 100

- 150

A. Bouguer

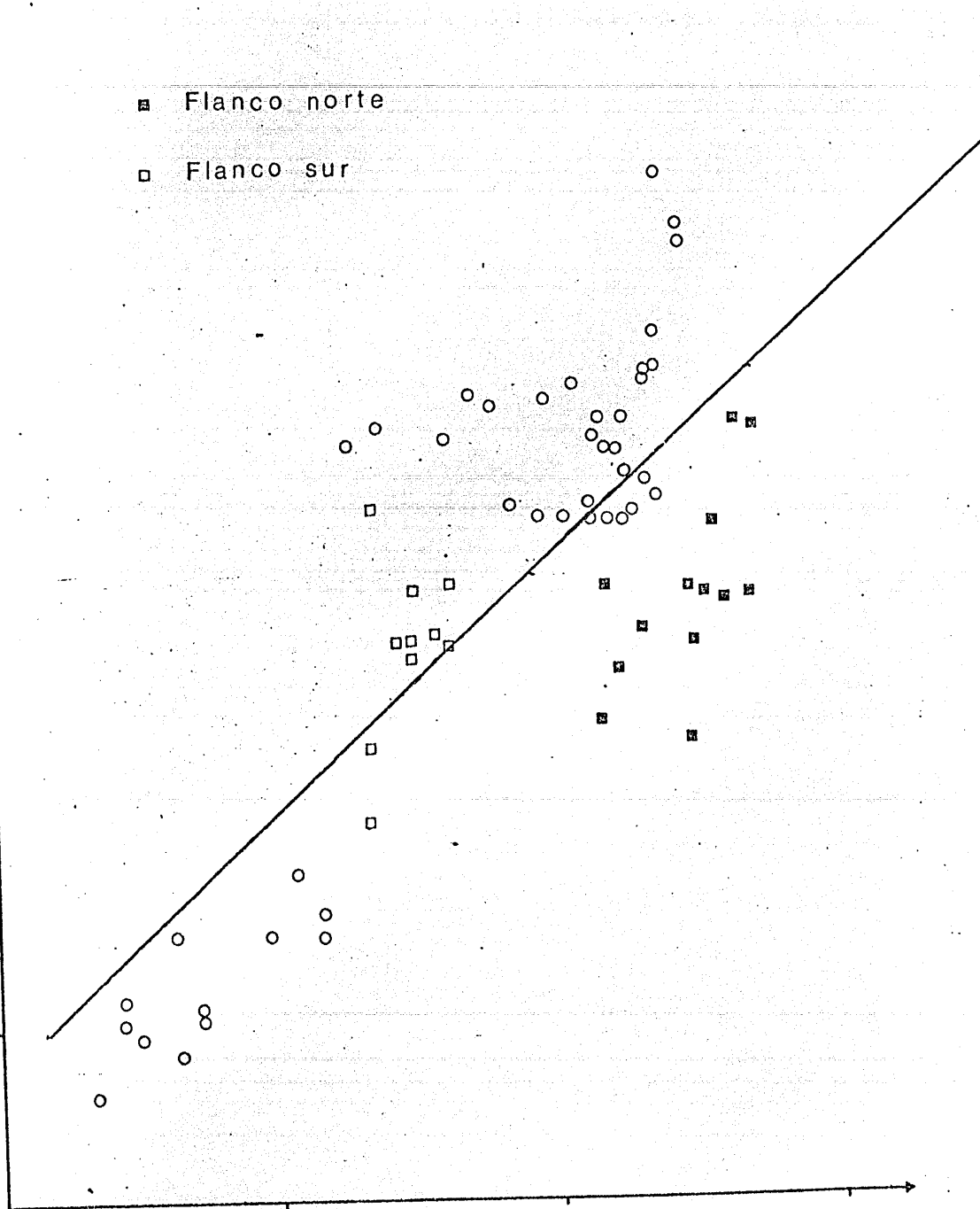


Fig. 13 a

Perfil III

■ Flanco norte

□ Flanco sur

Elev.
Km

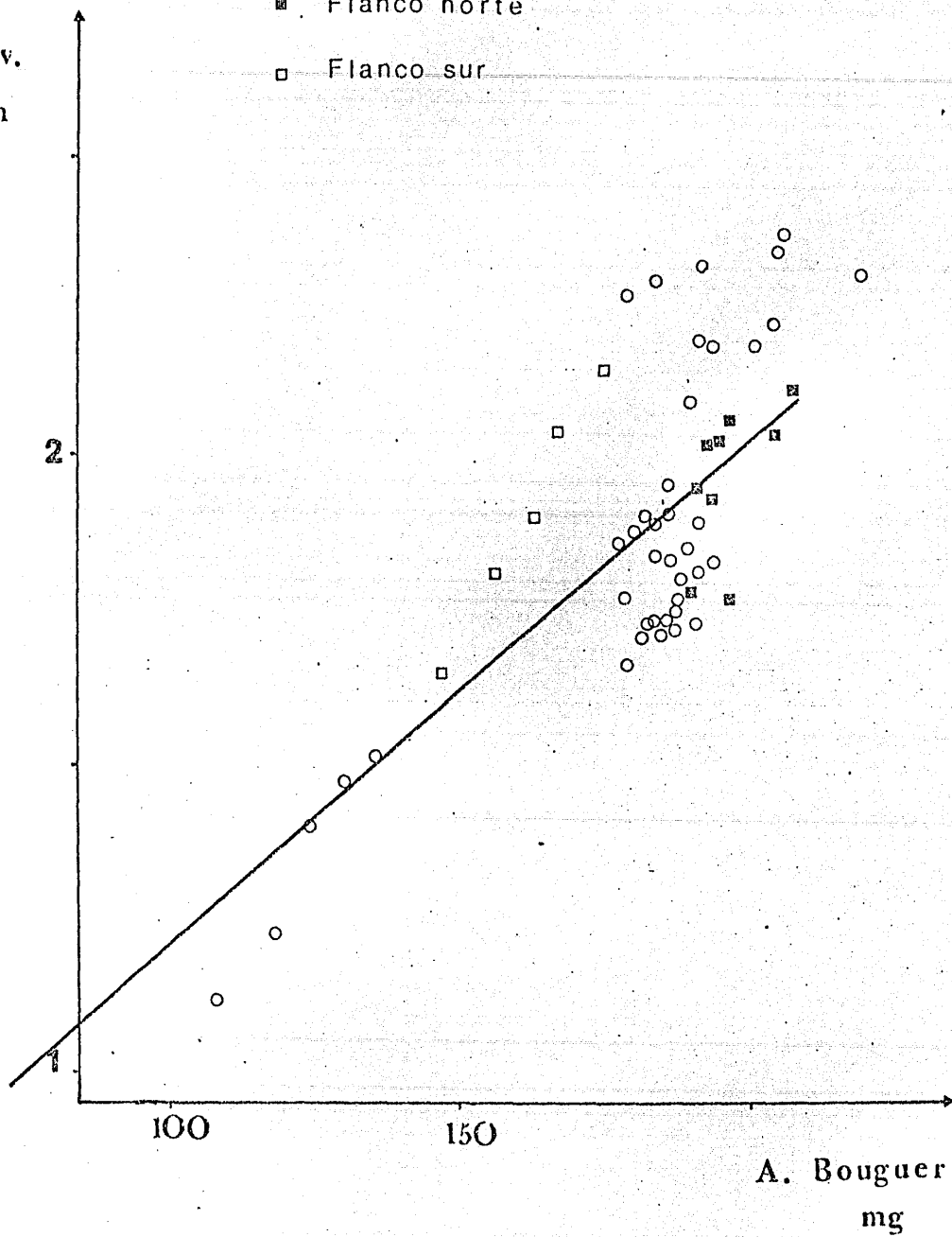


Fig. 13b

Perfil II (México)	elev = 13.92	AB - 567.7	corr = 0.901
Perfil III (Morelia)	elev = 8.53	AB + 322.1	corr = 0.721
Perfil IV (Guadalajara)	elev = 9.02	AB + 47.18	corr = 0.798

El primer rasgo sobresaliente en la interpretación de los resultados es el incremento de la pendiente que se observa en el perfil II y que corresponde al perfil en que se observan las mayores elevaciones. En términos gravimétricos ese cambio en la pendiente es producido por una disminución en el contraste de densidad entre el manto superior y la corteza debido a una densidad media de la corteza. (Woollard, 1959)

Los resultados para los perfiles III y IV son similares aunque la elevación promedio es más alta en el perfil IV (sobre todo si ignoramos el cañón del río Santiago). En ambos perfiles se observa una tendencia distinta hacia el norte que en la del perfil de México, sistemáticamente las anomalías son más negativas hacia el flanco norte, para una misma elevación, que hacia el flanco sur. Aparentemente hacia el norte se adquiere más fuertemente el carácter de "plateau" del centro de México y descrito por Fix (1975) y Woollard (1969), mientras que el norte del perfil II está en una provincia muy distinta, la sierra Madre Oriental.

El efecto más claro de estos factores se puede ver en el modelado.

e Modelos Isostáticos (Pratt)

La interpretación de los perfiles en términos isostáticos de acuerdo a la hipótesis de Pratt está puesta en las figuras:

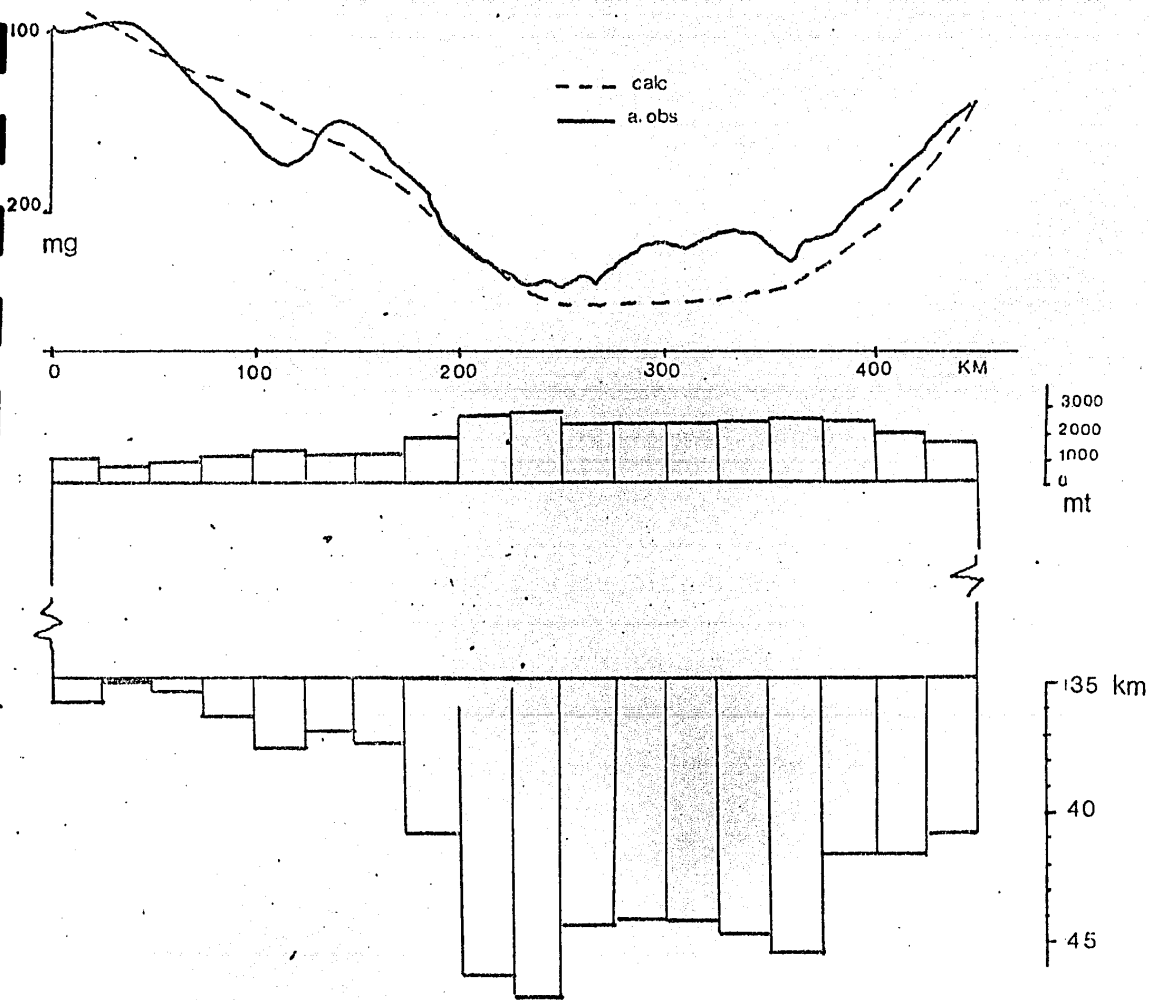
Para realizar este modelo se tomó el promedio de la elevación en segmentos de aproximadamente 25 km y se calculó la raíz respectiva, empleando la relación 3 del capítulo II.

El análisis de la anomalía de aire libre en los tres perfiles predice una ligera descompensación; según la teoría, hacia el centro de la estructura (la FVTM) la anomalía debe ser aproximadamente cero y esto no se observa en los perfiles II y III, en realidad en ellos la anomalía de aire libre es de poco más de 20 mg.

Modelo de compensación Isostática

Perfil II

(Pratt)



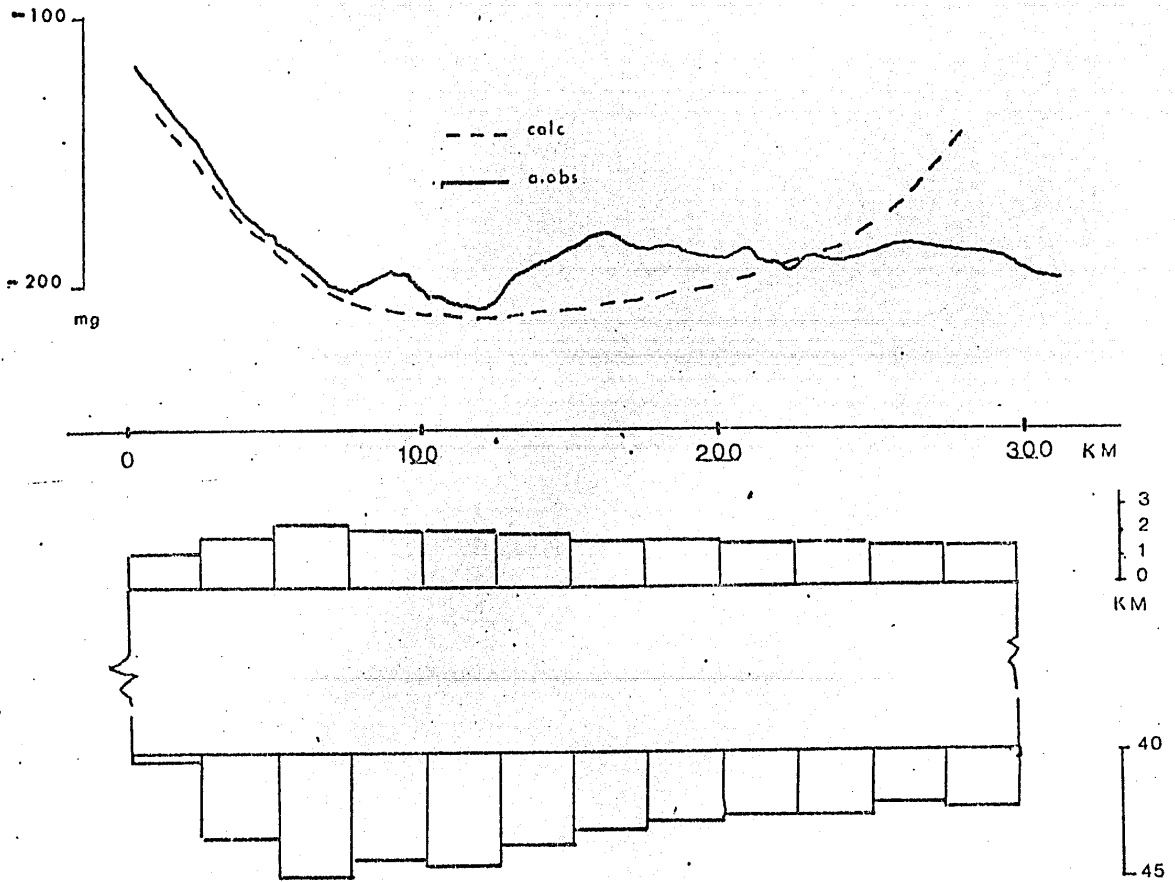
$T = 30 \text{ km}$
 $\rho_c = 2.85 \text{ g/cm}^3$
 $\Delta\rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$

Fig. 15

Modelo de Compensación Isostática

Perfil III

(Pratt)



$$T = 30 \text{ km}$$

$$\rho = 2.85$$

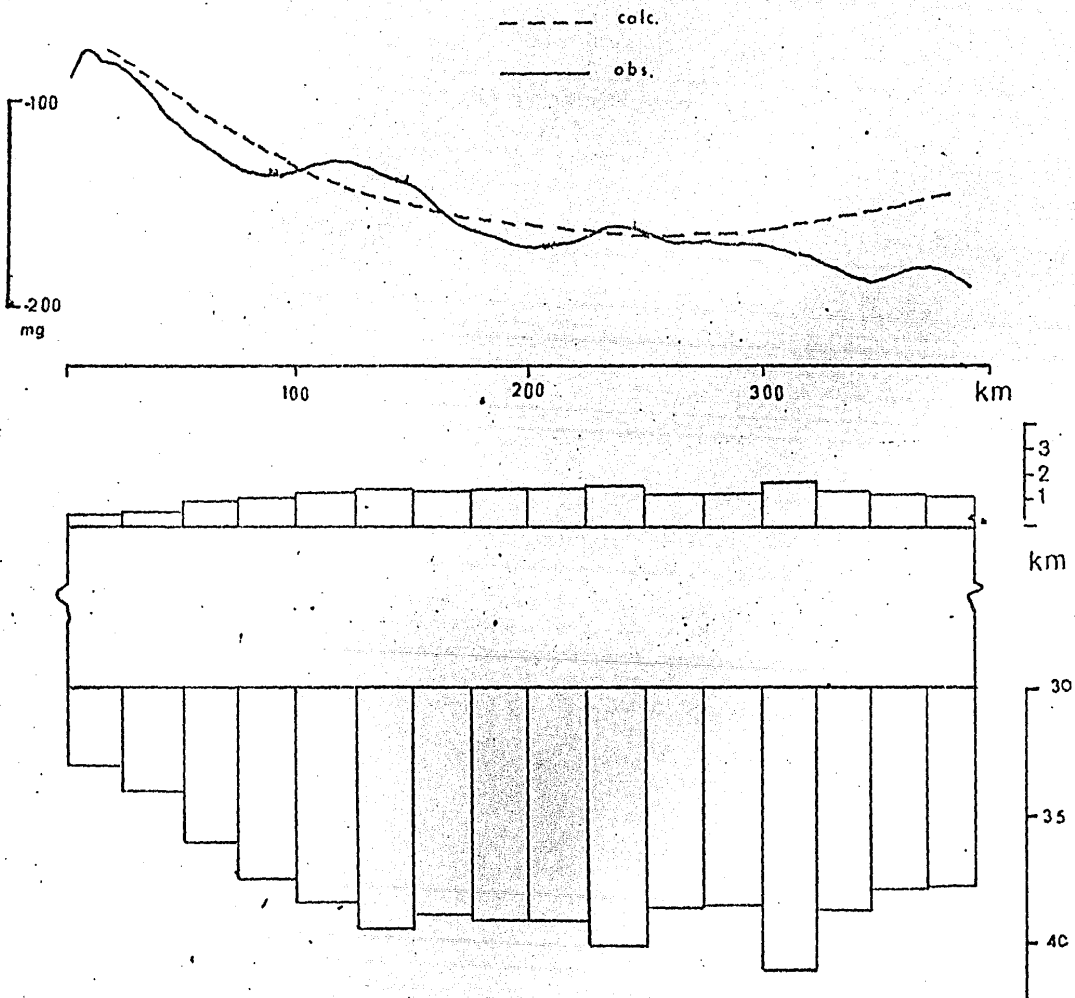
$$\Delta\rho = 0.45$$

Fig.16

Modelo de Compensación Isostática

Perfil IV

(Pratt)



$T = 30 \text{ km}$

$\Delta \rho = 0.45 \text{ g/cm}^3$

Fig 16

Con este antecedente se calculó el efecto gravimétrico suma de las raíces, equivalente a la corrección isostática, para dos contrastes de densidad: -0.45 y -0.55 gr/cm^3 y para diferentes valores de "T" (espesor normal de la corteza): 30, 35 y 33 km. El mejor ajuste se logra para un contraste de 0.45 gr/cm^3 y un espesor $T = 30$ km. Incrementar el espesor normal haría necesario incrementar también el contraste de densidad.

Si comparamos el efecto de las raíces con el valor observado de anomalía de Bouguer podemos calcular la anomalía isostática. En las figuras 14 a 16 se presenta los modelos isostáticos para los perfiles. En estas figuras se observa que si bien en general la estructura está compensada, se presentan dos anomalías isostáticas positivas. En el perfil II una de las anomalías es pequeña y corresponde a la región de Cuernavaca, la otra es una anomalía de extensión considerable, y hasta 50 mg que se encuentra sobre la porción centro norte de la FVTM. En el perfil III la relación de las anomalías es semejante, una pequeña corresponde a la región de Pátzcuaro y la otra es mucho mayor amplitud y se observa también en la porción centro norte de la faja volcánica (hasta 30 mg).

Las anomalías positivas corresponden a regiones subcompensadas debidas probablemente a la rápida adición de nuevo material volcánico.

f Modelos Corticales

Los resultados más interesantes son los que se presentan en las figuras que corresponden al modelado bidimensional de los perfiles. El modelado se realizó por el método Talwani en una microcomputadora.

La primera aproximación de los modelos se realizó basándose en los modelos isostáticos suponiendo que las masas que producen las anomalías se encuentran por debajo de los 30 km y que el contraste de densidad es de -0.45 para el perfil II y -0.5 $\text{gr} - \text{cm}^3$ para los perfiles III y IV.

Para el perfil II la profundidad máxima al Moho se observa en la región bajo la ciudad de México y es de 48 km, que concuerda con los resultados reportados por Sosa Galeote (1977)

por métodos sísmicos. En este perfil se interpreta dos levantamientos del Moho (hasta profundidades de 30 km) en la región de Cuernavaca y en la porción centro norte de la faja volcánica (al sur de Pachuca). La primera de esas estructuras se correlaciona con un levantamiento en las geotermas propuesta por Lubimova y Prol (1980) en su modelo térmico del perfil Acapulco - Tuxpan. La corteza es también más gruesa (o menos densa) en la porción entre Iguala y Cuernavaca. La corteza se hace más delgada hacia el norte y hacia el sur.

Para el perfil III (Morelia) se observa un espesor promedio de unos 40 km con un espesor máximo al sur de Morelia de 43 km y un levantamiento del Moho entre Morelia y Morelón. La corteza se hace más delgada hacia el sur y más gruesa hacia la porción norte (Silao).

En el perfil IV (Colima) la corteza tiene un espesor promedio de 35 km con profundidades máximas de unos 40 km entre Colima y Cd Guzmán, entre esta ciudad y Guadalajara y entre Guadalajara y Juchipila. Se interpretan dos levantamientos de la configuración del Moho (hasta 30 km) en la zona de Guadalajara y al sur de Cd Guzmán. La corteza se hace más delgada hacia la región de Colima y más gruesa hacia el norte en la región de Juchipila.

Los espesores reportados para los perfiles III y IV son muy semejantes a los calculados para la misma región por métodos sísmicos (Zúñiga y Valdés, 1980; y Reyes y otros, 1979) también los resultados obtenidos por estudios geoquímicos son similares (Figura).

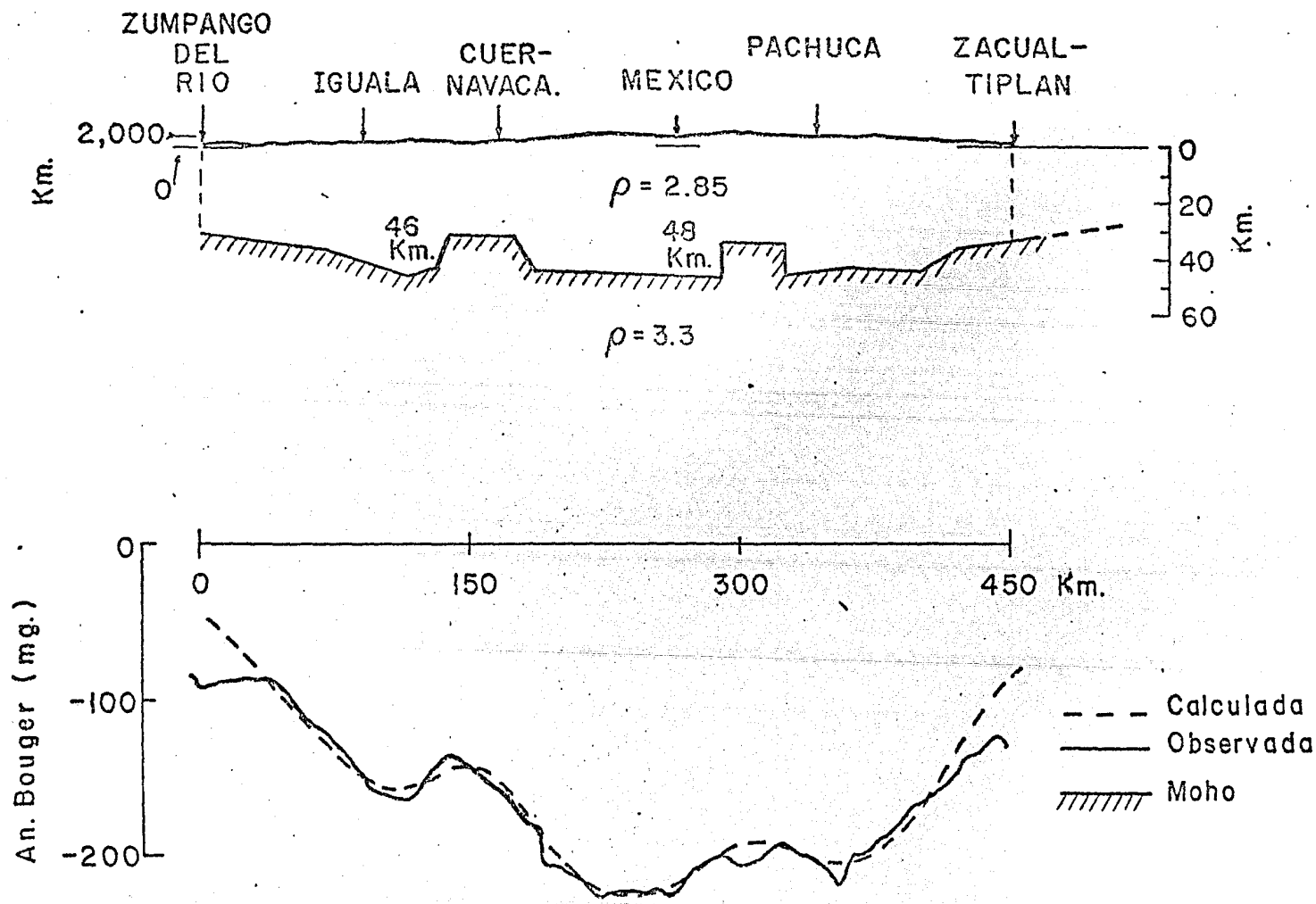
La siguiente serie de modelos sólo incluye los perfiles III y IV y está realizada en base a los modelos sísmicos de ondas superficiales (Rivera Hernández, 1979; Fix, 1975). El modelo que se construye para dispersión de ondas superficiales implica suponer capas planas superpuestas en las que se hacen variar los parámetros elásticos. Para el modelado con gravimetría suponemos que las anomalías observadas se deben a irregularidades en los límites entre las capas que conforman la corteza. Se supone que la corteza tiene un espesor normal de 30 km, pero bajo la FVTM aumenta hasta 47 km en el perfil III y hasta 45 en el perfil IV. La corteza tendrá una densidad promedio de 3.08 gr / cm^3 y en su parte superior dos capas delgadas de 2.33 y 2.63 gr / cr

las cuales serían las responsables de las anomalías de alta frecuencia que se observan en los perfiles. Además se incluye en la interpretación una densidad baja en el manto superior de 3.25 gr/cm^3 que contribuye en un 10 a 15% al valor total de las anomalías.

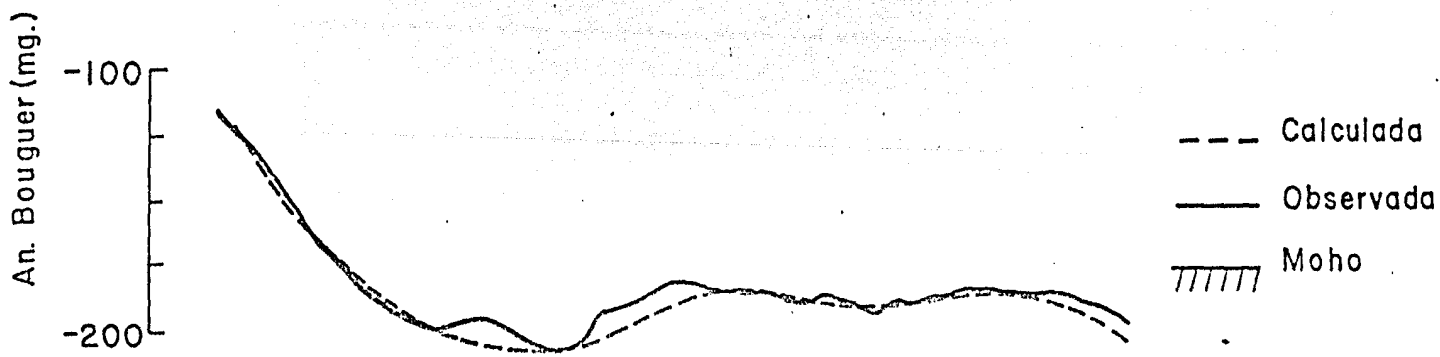
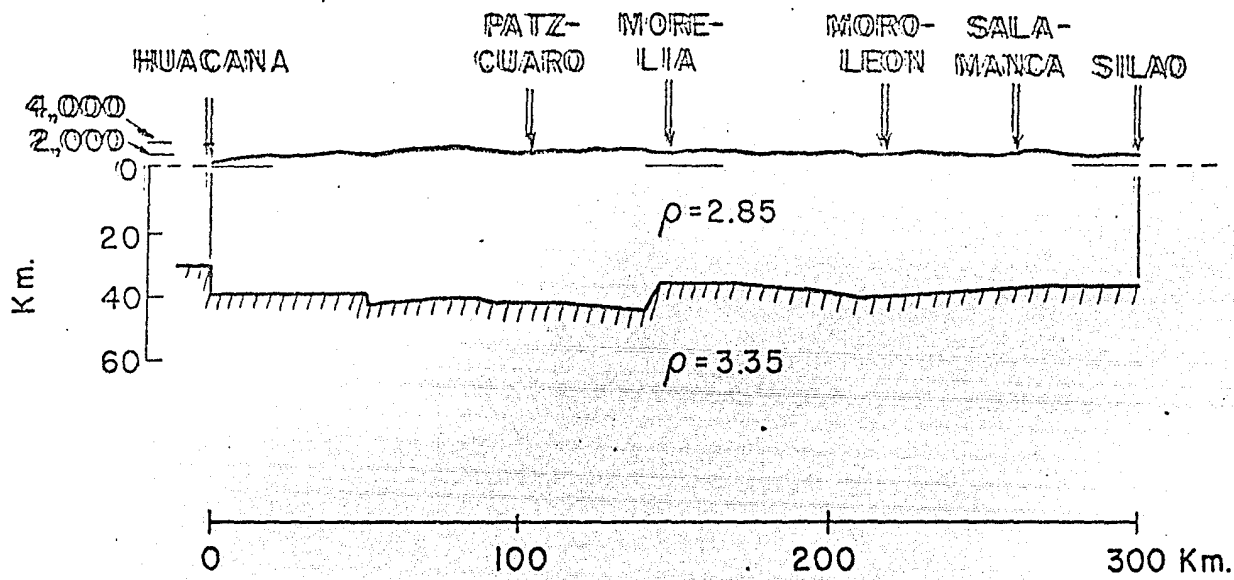
Para la localización de sismos RESMAC utiliza un modelo de cuatro capas en la corteza con densidades de 2.3, 2.63, 2.95 y 3.29 gr/cm^3 con un manto de 3.4 gr/cm^3 ; a profundidades de 2, 5, 30 y 40 km respectivamente. Este modelo se interpretó de la misma manera que los anteriores, suponiendo que el alejamiento del comportamiento de capas planas es el que produce una distribución de masas anómala que ocasionan los valores observados. Se presentan los perfiles II y IV. Los efectos regionales (de hasta 200 km) si se interpretan como variaciones en la configuración del Moho, obteniéndose un espesor máximo de 49 km para el perfil II y 46 km para el perfil IV. Las anomalías de aproximadamente 50 km se interpretan como si estuvieran asociadas a profundidades de 5 a 7 km en cuencas de sedimentos de baja densidad (cuenca del Balsas, por ejemplo).

La segunda serie de modelos se podría interpretar, en términos de composición; esto es, suponer que la composición de la corteza inferior es la de rocas metamórficas en facies de granulita (por el valor de densidad de 3.08 gr/cm^3) que concuerda con el valor experimental obtenido para las granulitas de piroxeno y que posiblemente intervengan en menor cantidad el gabro y las amfibolitas.

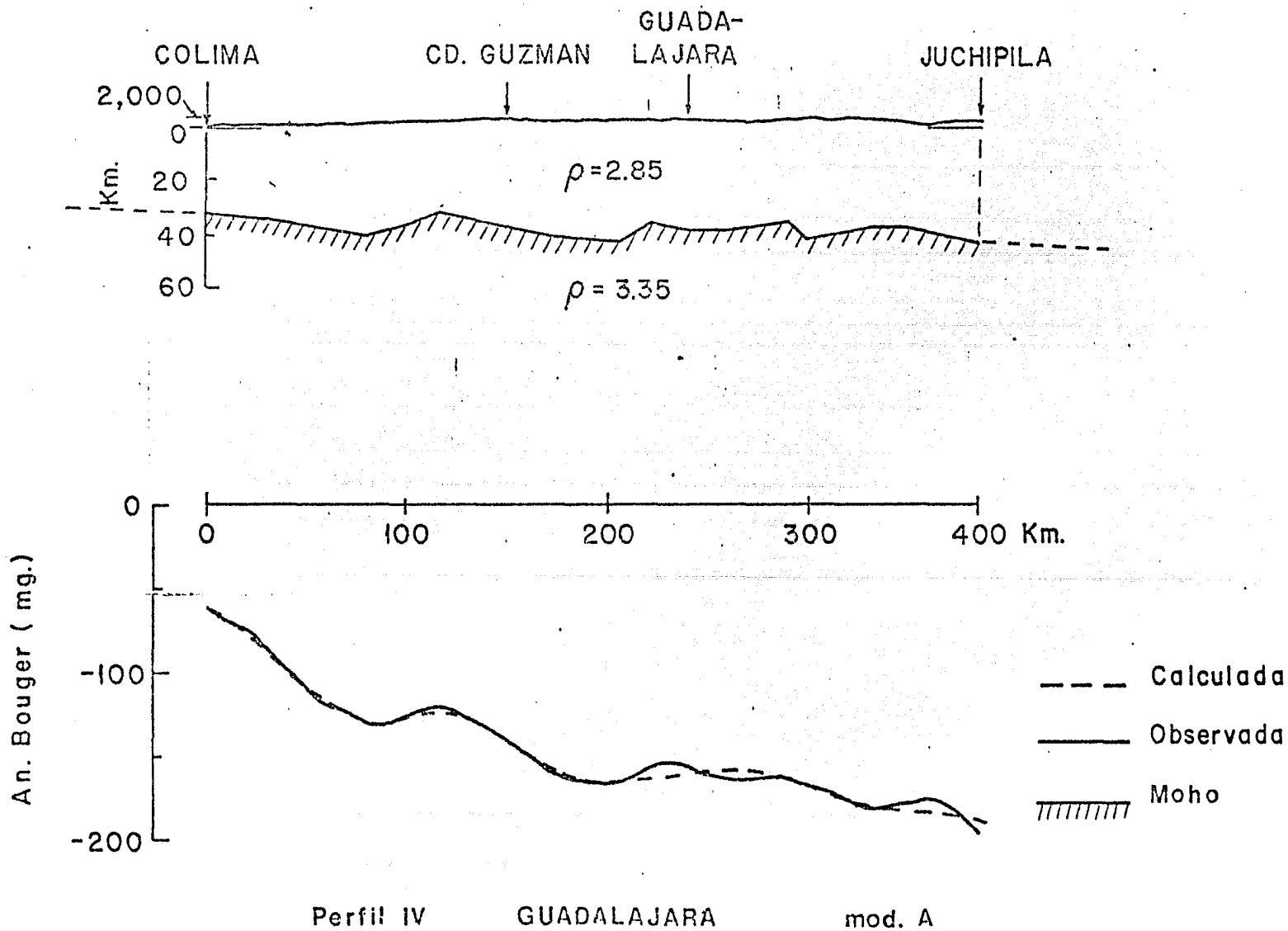
La tercera serie de modelos (RESMAC) por otro lado se adecúa mejor a suponer que la mayor parte de la corteza coincide en densidad con granulitas de hornablenda, piroxeno y sienita (2.93). Una capa de alta velocidad (mayor de 7.5 km/seg) en la base de la corteza inferior coincide con suponer que existe un transporte efectivo de masa del manto superior a la corteza que disminuye el contraste de densidad y que interviene en el mecanismo de compensación isostática. (Como se sugiere en la serie de modelos en base al propuesto por RESMAC)

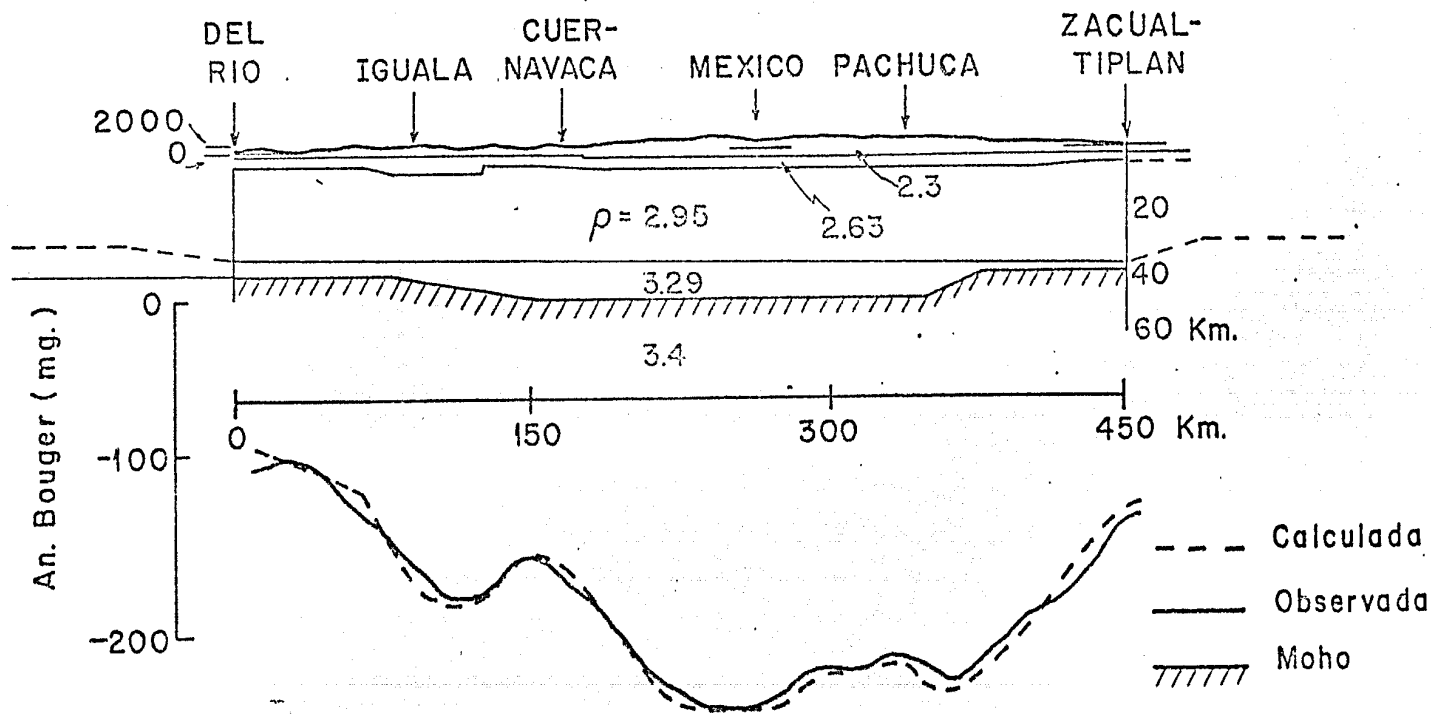


Perfil II MEXICO mod. A



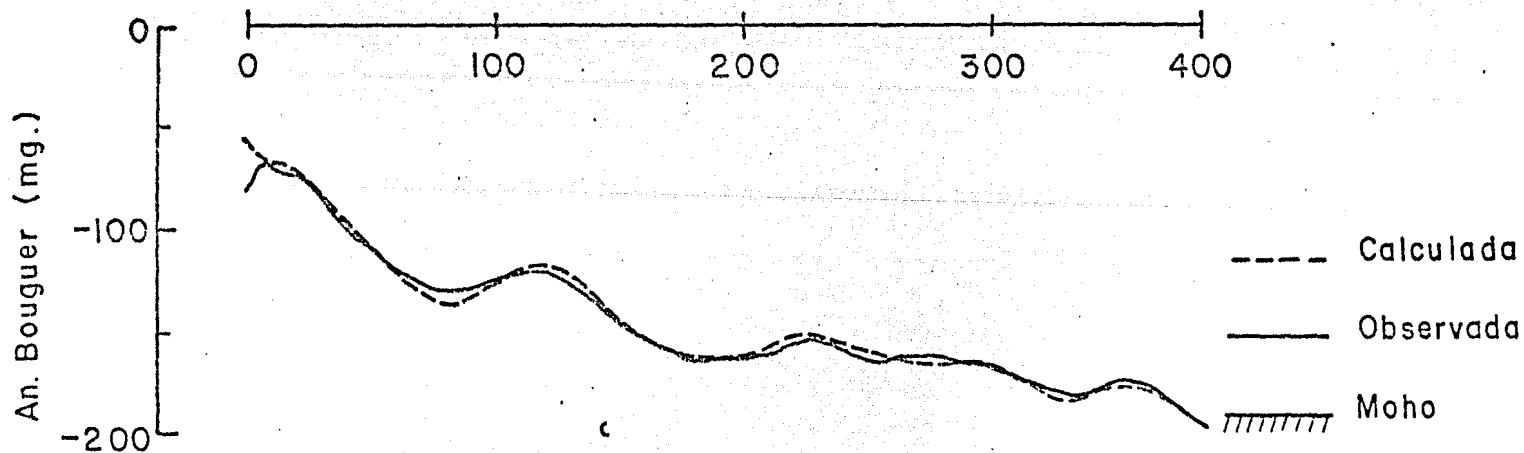
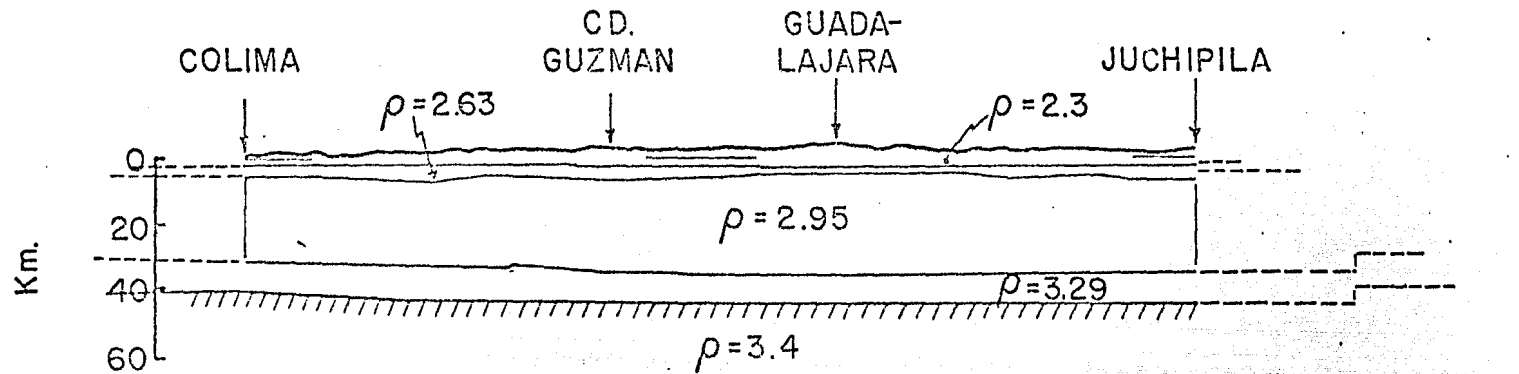
Perfil III MORELIA mod. A



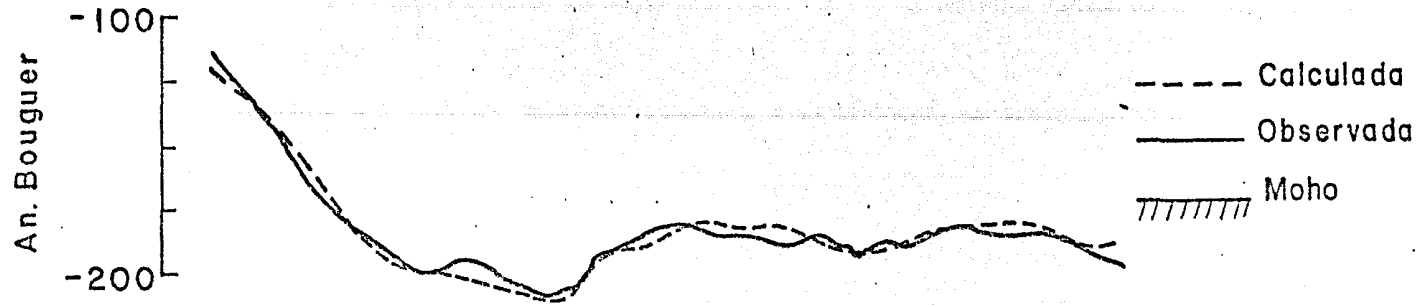
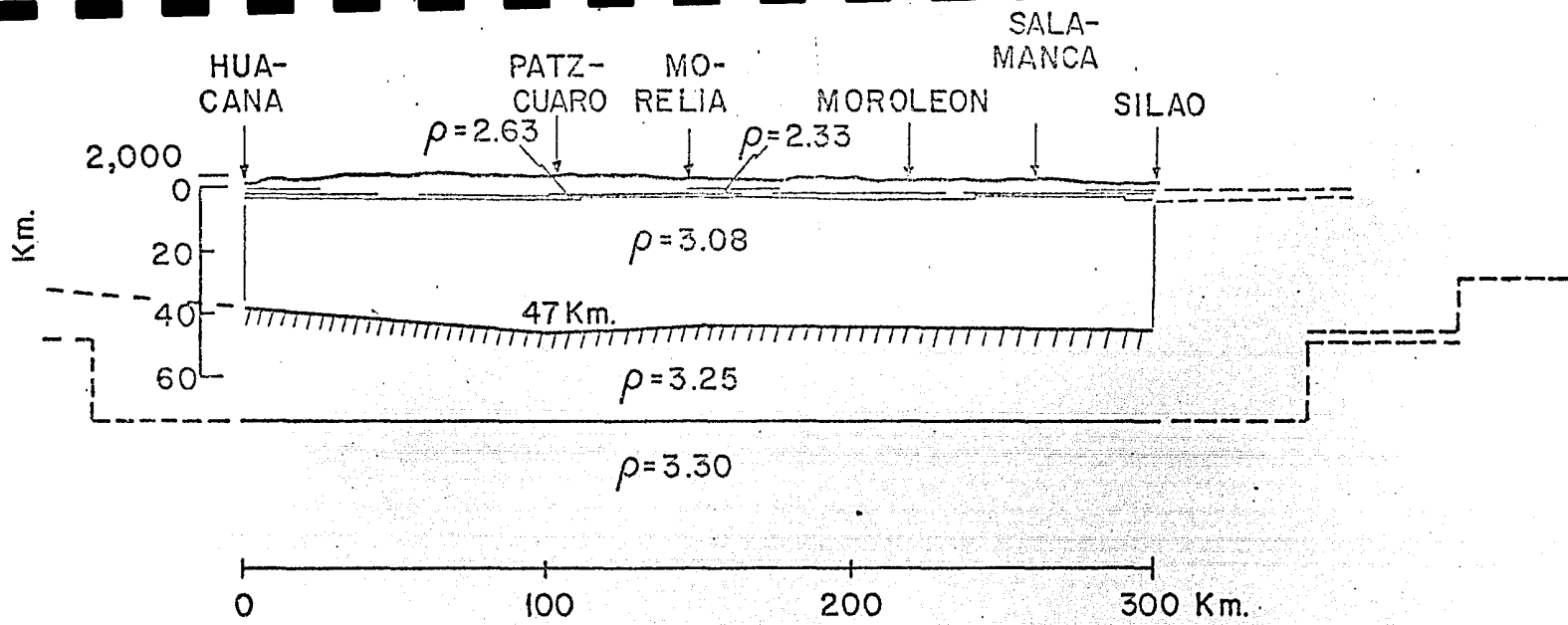


Perfil II MEXICO

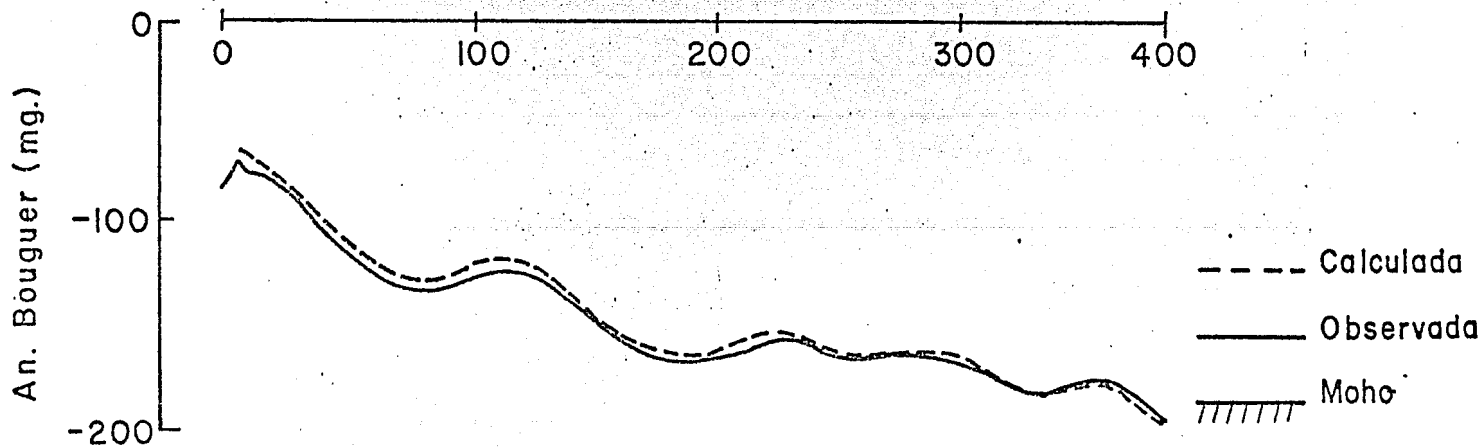
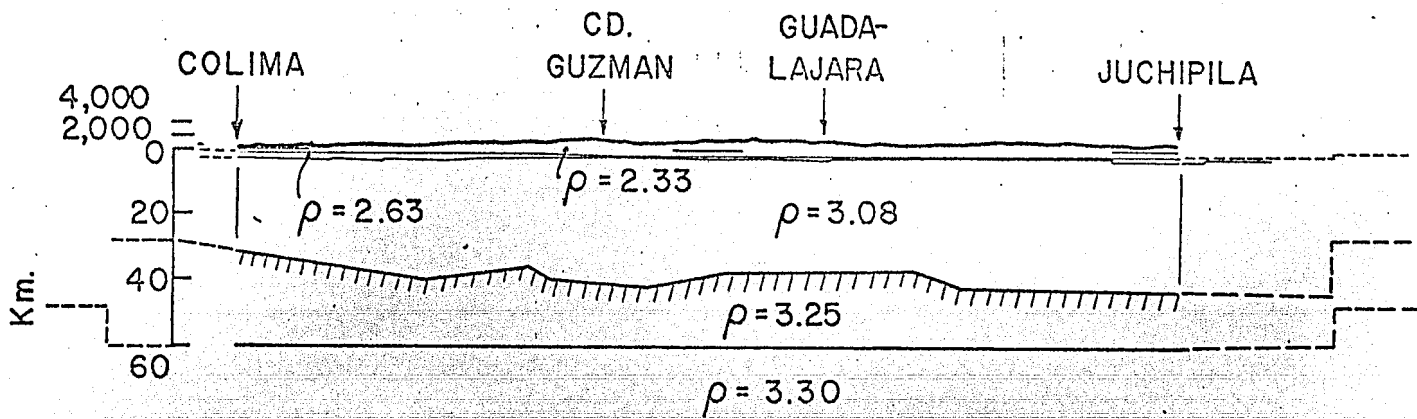
mod. C



Perfil IV GUADALAJARA mod. C



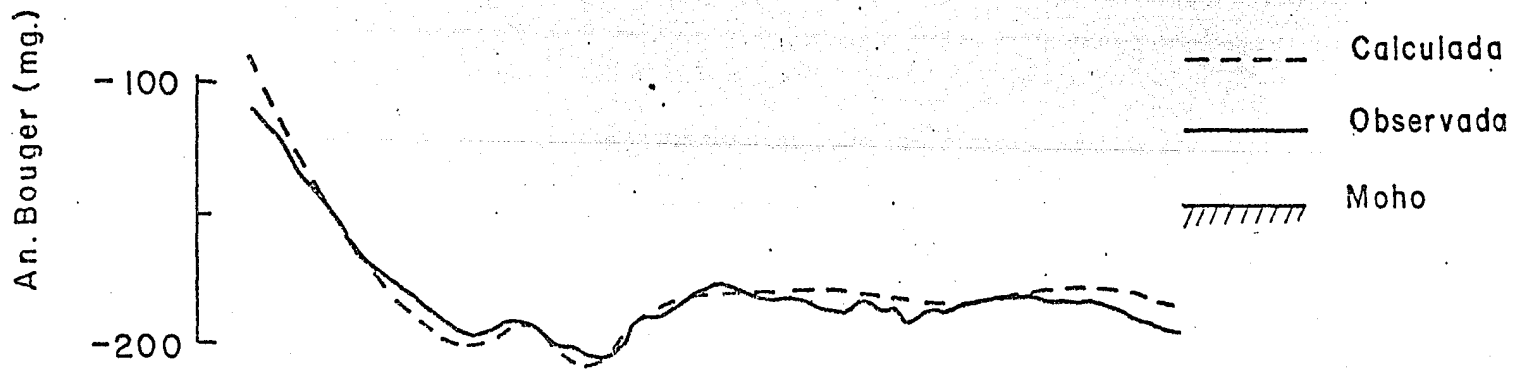
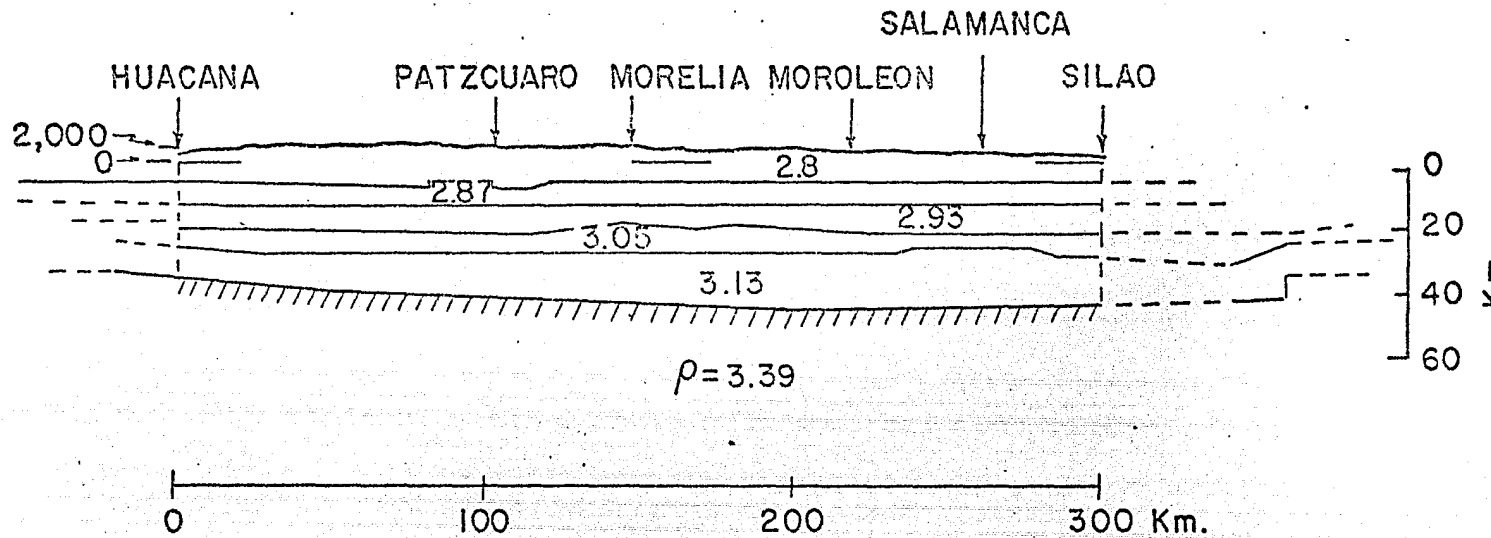
Perfil III MORELIA mod. B



Perfil IV

GUADAJARA

mod. B



Perfil III MORELIA mod. D

El último modelo sólo se presenta para el perfil III y en él se prueba el modelo sugerido por Zúñiga y Valdés, (1980). En el modelo se interpretan 5 capas para la corteza. El modelo supondría una variación vertical en la densidad que va de 3.13 en la base de la corteza a 2.8 en la superficie. Como en los otros modelos suponemos que si el comportamiento no es el de capas planas, la irregularidad en las fronteras genera defectos o excesos de masa que producen las anomalías observadas. En este modelo la mayor parte de los efectos se produce en la corteza inferior y el espesor máximo que alcanza la corteza es de unos 42 km (al sur de Moreloón).

f Mapa de primera y segunda derivada en superficie

El mapa de primera derivada manifiesta resultados interesantes. El contorno graficado (-9) sigue el límite aproximado de la FVTM. En el mapa se observa también el efecto de la trinchera Mesoamericana al oeste y de los macizos en la porción este (en la costa del Golfo); Santa Ana, San Andrés y del Golfo.

En el mapa de segunda derivada se interpreta la forma de los cuerpos que generan las anomalías. Uno de los resultados más interesantes es la continuidad de la estructura del anticlinal de Huayacocotla en la porción este, bajo la FVTM, hacia el sureste. Otros rasgos notables son el macizo de Teziutlán al noreste, y su continuidad hacia el Golfo de México, el Graben de Colima en la porción oeste y las estructuras profundas del centro - este de la FVTM. Fig. 25

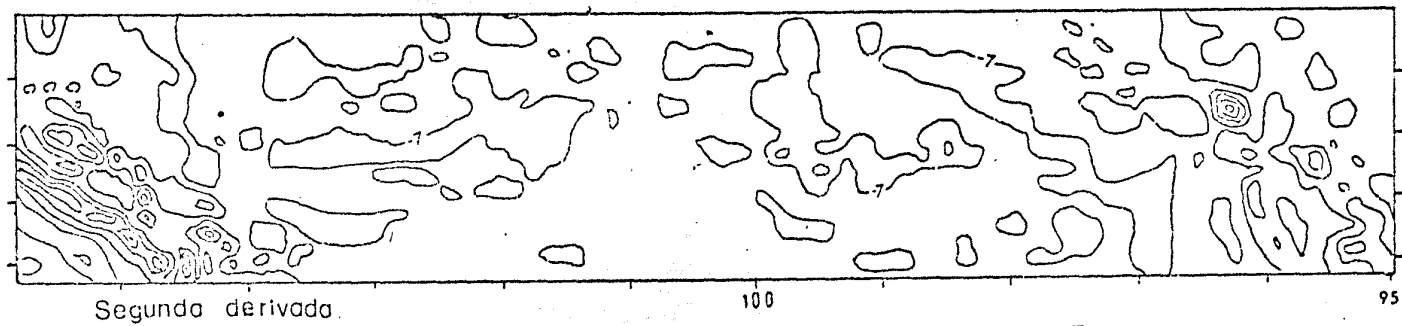
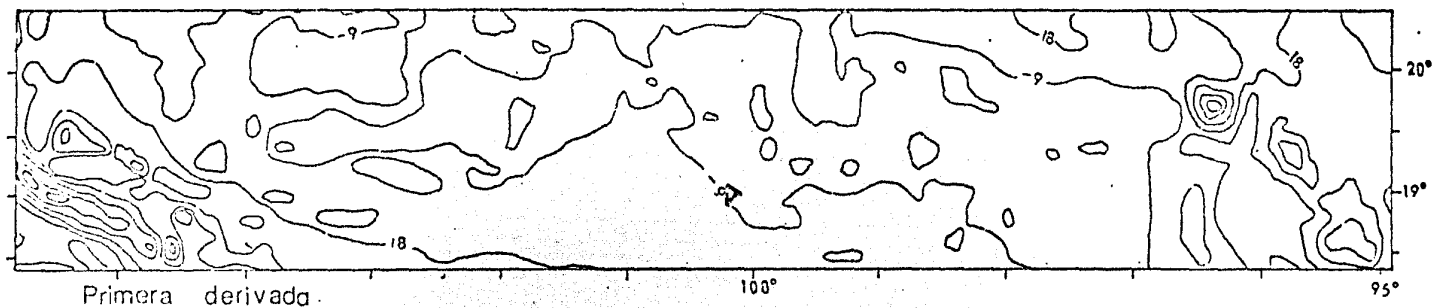


Fig 25

CONCLUSIONES

- a Se presentan modelos para la estructura de la corteza en la porción centro - sur de México .
- b Los modelos, además de satisfacer los valores observados de gravedad se correlacionan con los obtenidos por otros métodos geofísicos .
- c La Faja Volcánica Trans - Mexicana se encuentra en equilibrio isostático regional; localmente (50 km) existen anomalías positivas en aire libre, Bouguer e isostática que sugieren subcompensación .
- d Se presenta una interpretación que permite correlacionar los mapas de anomalía de Bouguer con la tectónica general del área .
- e La corteza bajo la FVTM tiene espesores de al menos 40 km en promedio. Los espesores máximos se observan en la región de la Ciudad de México 49 km .
- f Existen razones para suponer que la configuración del manto (del Moho) es la causa de que se presenten focos de vulcanismo con diferentes características .
- g La configuración del Moho se puede interpretar, antes de hacer modelado tri - dimensional, como una serie de " penachos " de manto que son fuente continua de magmas de aparatos volcánicos, o bien una pareja de alineamientos: uno al sur de la FVTM paralelo a la costa y otro con orientación este - oeste en la porción centro - norte .
- h Los datos favorecen la interpretación de que la FVTM no ha evolucionado como un rift maduro, pero es muy probable que evolucione hacia ese estado .

BIBLIOGRAFIA

- BHATTACHARYA, B.K., 1978. Computer Modeling in Gravity and Magnetic Interpretation. *Geophysics* 43, 912 - 929.
- BLACKWELL, D.F., ZIAGOS, J. and MOOSER, F., 1977. Heat flow and the thermal effects of subduction in southern Mexico, *EOS*, 58 (12), 1233 (abstract).
- BOLT, B.A., 1973. The fine structure of the Earth's interior, *Scientific American*. V 228, No 3, pag 24.
- BOFF, M.H., 1971. *The Interior of the Earth*. E. Arnold, London, England.
- BULLARD, E.C., 1936. Gravity measurements in East Africa, *Phil. Trans. Roy. Soc. of London*. 235 A, 445 - 531.
- CASTRO ESCAMILLA, R. R., 1980. Un modelo de la corteza terrestre para el Sur de México mediante el uso de sismos profundos, Tesis Prof. Fac. de Ingeniería, UNAM, 74 p.
- CHANDLER, KUSKI, HINZE, 1981. Analysis of multisource gravity and magnetic anomaly data sets by moving window. *Appl. of Poisson T.*, *Geophysics* 30, 1981.
- CONDIE, K.C., 1976. Plate Tectonics and crustal thickening, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 2981 - 2992.
- DE LA CRUZ REYNA, S., ESPINDOLA, J.M. y MEDINA MARTINEZ F., 1980. Consideraciones acerca del flujo de calor terrestre, *Ciencia*, 31, 201 - 231.
- DEHLINGER, P., 1978. *Marine Gravity*. Elsevier, Amsterdam, Holanda.
- DEL CASTILLO, L., 1974. Marine Geophysics along the Gulf of Mexico and the Yucatan Peninsula. *Coastal Area in Mexico*, *Phys. of the Earth and Planet. Int.* 9, 227 - 247.
- DEMANT, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Trans - Mexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología, UNAM*, 2 (2) 172 - 187.
- DEMANT, A., 1976. El Eje Neovolcánico Mexicano. Excursión No 4, III Congreso Latinoamericano de Geología, México. 22 pp.

- DICKINSON, W.R. and HATHERTON, 1967. Andesite volcanism and seismicity around the Pacific. *Science*, 157, 801 - 803.
- FAIRHEAD, J.D. and REEVES, 1977. Telesismic delay times, Bouguer anomalies and inferred thickness of the African Lithosphere, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 36, 63 - 76.
- FAIRHEAD, J.D., 1976. The structure of the Lithosphere beneath the Eastern Rift, East Africa, deduced from gravity studies, *Tectonophysics* 30, 269 - 298.
- FIX, J.E., 1975. The crust and upper mantle of central Mexico, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 43, 453 - 499.
- FULLER, B.D., 197 Two dimensional frequency analysis and design of gride operators; In *Mining Geophysics*, pág. 658.
- FYFE, W.S. and McBIRNEY, A.R., 1975. Subduction and the structure of andesite volcanic belts. *Am. Jour. Sci.*, 275 - A, 285 - 297.
- GASTIL, R.G. and W.A. JENSKY, . Evidence of strike - slip displacement beneath the Trans - Mexican Volcanic Belt. *Stanford Un. Publ. Geol. Sci.* 13, 171 - 180.
- GORDON, SANCHEZ, COUCH YEATS
- GRANT, F.S., 1972. Review of data processing and interpretation methods in gravity and magnetic. *Geophysics*, 37, 647 - 661.
- GUNN, B.M. and MOOSER, F., 1971. Geochemistry of the volcanics of Central Mexico. *Bull. Volcanol.*, 34, 577 - 616.
- HAMMER, 1981. Magnitude of anomalies in the vertical gradient of gravity. *Geophysics*, 11, pp 1609.
- HEISKANEN - VENING MEINESZ, 1958. *The Earth and its Gravity Field*. McGraw Hill, N. Y. USA, 467 pp.
- HELSLEY, C.E., NATION, J.B. and MEYER, R.P. 1975. Seismic refraction observations in Southern Mexico, *EOS*, 56 (6), 452 (abstract).

- HENDERSON, R.G., 1960. A comprehensive method of automatic computation in gravity and magnetic interpretation. *Geophysics* 25 - 3, 569 - 585.
- HENDERSON, R.G. and ZIETZ, The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields.
- HERRING, E., 1969. Regional variations of P - wave velocity in the upper mantle beneath North America, In : P.J. Hart (Ed.), *The Earth's crust and upper mantle*, AGU Geophys Monogr., 13, 242 - 246.
- HOTTA, H., 1970. Stability of the crust - mantle structures and tectonics of the island arc and trench system. *J. Phys. Earth*, 18, 79 - 113.
- JACOB, J.A., 1972, The origin of the Earth's core. *Phys. Earth Plan. Sc. L.* 17, 169 - 174.
- LUBIMOVA, E.A. and R.M. PROL, 1980. A preliminary thermal model of the Mexican seismovolcanic belt as a result of subduction, *Geof. Intern.*, 18 (1979), 113 - 127.
- LYUSTIKH, 1960. *Isostasia*. AGU, Washington
- MAXWELL, J.C., 1984. What is the Litosphere, *EOS*, Vol. 65 - 17, 321 - 325.
- MCELHINNY, M.W., 1979. *The Earth : its origin, structure and evolution*. Acad. Press. N.Y.
- MEYER, R.P., STEINHART, J.S. and WOLLARD, G.P., 1961. Central Plateau, Mexico, 1957. In : Steinhart, J.S. and Meyer, R.P. (Eds.), *Explosion studies of continental structure*, Carnegie Inst. Wash., Publ. 622, 199 - 225.
- MONGES CALDERA, J.H. MENA JARA M., 1973. Trabajos Gravimétricos en el Eje Neovolcánico. *Geofísica Internac.* 13 - 3.
- MOONEY, W.D., MEYER, R.P., HELSLEY, C.E. LUMNITZ, C. and LEWIS P.T.R., 1975. Seismic refraction results from observations of land and ocean shots in Southern Mexico. *EOS*, 56 (9), 605 (Abstract).
- MOOSER, F., 1972. The Mexican volcanic belt. Structure and tectonics. *Geof. Internac.*, 12 (2), 55 - 70.

- NAGI, J.G., 1967. Convergence and divergence in down continuation. *Geophysics*, 32, 867 - 871.
- NAVA A., TOLEDO V., 1982. Ondas de placa y el sismo de Huajuapán de León. *Comunic. Técnicas. IIMAS, UNAM. Serie naranja, Investigación.*
- NEGENDANK, J.F.W., 1973. Some aspects of the volcanic rocks of the Valley of Mexico, *Bull. Vulcanolog.*, 35, 292 - 303.
- NEGENDANK, J.F.W., 1973. Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico. *Geofísica Internac.* 13, 3, 267 - 279.
- PAL, S., M. LOPEZ M., J. PEREZ, R. and D.J. TERRELL, 1978. Magma characterization of the Mexican volcanic belt (Mexico), *Bull. Vulcanolog.* 41 (4), 379 - 389.
- PEREZ = REYNOSO, J., S. PAL, D.J. TERRELL, J. URRUTIA F. and M LOPEZ M., 1979. Preliminary report on the analysis of some " in house " geochemical reference samples from Mexico, *Geof. Internac.*, 18 (2), 197 - 209.
- REYES, C.A. y J.N. BRUNE, 1976. Surface wave observations across the Mexican Plateau and the Sierra Madre Occidental, *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)*, 57, 951. (abstract).
- REYES, C.A. y J.N. BRUNE and C. LOMNITZ, 1979. Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973. *Seismol. Soc. Am. Bull.*, 69 (6).
- RIVERA HERNANDEZ, J., 1979. Determinación de la estructura bajo la Sierra Madre Occidental utilizando ondas sísmicas superficiales, tesis Físico, Fac. Ciencias UNAM, 56 p.
- SANDOVAL, O.J.H., 1975. Anomalías Geofísicas y su relación con la Tectónica de la porción sur del Golfo de México. Tesis Maestría (Geof.) Facultad Ciencias UNAM.
- SHOR, G.G., Jr T.W. RAITT, M. HENRY, L.R. BENTLEY and G.H. SUTTON, 1973.

- Anisotropy and crustal structure of the Cocos plate, *Geof. Internac.*, 13 (4), 337 - 362.
- SHURBET, D.H. and CEBULL, S.E., 1984. Tectonic interpretation of the Trans - Mexican Belt. *Tectonophysics* 101, 159 - 165.
- SISSONS, B.A. 1981. Densities determined from surface and subsurface gravity measurements. *Geophysics*, 410 - 456.
- SMITHSON and BROWN, 1977. A model for lower continental crust. *Earth and Plan. Sci.* 2 134 - 144.
- SMITHSON and DECKER, 1974. A continental crust model and its geothermal implications. *Earth and Plan. Sci. Lett.* 22, 215 - 225.
- SOSA - GALEOTE, M.S., 1977. La determinación de la estructura de la corteza terrestre bajo la estación sismológica UNAM (Ciudad Universitaria), a partir del análisis espectral de ondas sísmicas internas. Tesis Prof. Física, Fac. Ciencias, UNAM, 113 p.
- TADAHIDE UI, SHEGO A. RAMAKI, 1978. Relation between chemical composition of Japan Island arc volcanic rocks and gravimetric data. *Tectonophysics* 45, 249 - 259.
- TALWANI M, SUTTON G.H., WORZEL, J.L., 1959. Crustal structure across the P.R. Trench. *J. Geoph. Res.* 64, 1545 - 1555.
- URRUTIA F. and DEL CASTILLO L. . Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Soc. Geol. Mex. Bol.* 38, 18 - 28.
- URRUTIA - FUCUGAUCHI, J., 1978. Lithospheric and crustal evolution of central Mexico, In : *Papeis presented to the Conference on Plateau Uplift : Mode and Mechanism, Lunar Planet. Sci. Institute, Houston, U.S.A.*, 14 - 15.
- URRUTIA FUCUGAUCHI, J., 1982. Late Mesozoic - Cenozoic evolution of the northwestern Mexico magmatic arc zone, *J. Geol. Soc. London* (submitted).
- VINIEGRA, F., 1965. Geología del Macizo de Teziutlán y la Cuenca Cenozoica de Veracruz. *Asoc. Mex. Geol. Petr. Bol.* 17, 101 - 163.

- WOOLLARD, G.P., 1970. Evaluation of isostatic mechanism and role of mineralogic transformations from seismic and gravity data. *Phys. Earth and Plan. Int.* 3, 484 - 498
- WOOLLARD, G.P., MACHESKY and MONGES, J. 1969. A regional gravity survey of northern Mexico. *Hawaiian Inst. of Geoph. Publ. HIG 69 - 13.*
- WOOLLARD, G.P. 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurements. *Jour. Geoph. Res.* 64, 1521 - 1544.
- WOOLLARD, G.P. and MONGES - CALDERA, 1956. Gravedad, geología regional y estructura cortical en México. *Anales Inst. de Geof. UNAM.* 2, 60 - 112.
- WHITFORD, D.J. and BLOOMFIELD, K., 1976. Geochemistry of Late Cenozoic volcanic rocks from the Nevado de Toluca area, Mexico, *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 75, 207 - 213.
- ZUÑIGA, F.R. and VALDES - GONZALEZ, 1980. Análisis de las réplicas del temblor de Petatlán del 14 de marzo de 1979. Tesis Ing. Geofísico. Fac. Ingeniería UNAM, 92 p.