

4
2ej.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

**FACULTAD DE INGENIERIA
DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

**EL CAMPO GRAVIMETRICO Y LA ESTRUCTURA
DE LA ZONA DE SUBDUCCION EN GUERRERO**

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A :
ROBERTO PELAEZ SALVADOR



CIUDAD UNIVERSITARIA, MEXICO, D. F.

1999.

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

270226



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-006

SR. ROBERTO PELAEZ SALVADOR
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Vladimir Kostoglodov y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

**EL CAMPO GRAVIMETRICO Y LA ESTRUCTURA DE LA ZONA DE SUBDUCCION
EN GUERRERO**

- I INTRODUCCION
- II AREA DE ESTUDIO
- III SISMOTECTONICA
- IV PROCEDIMIENTO DEL ESTUDIO
- V MODELADO BIDIMENSIONAL DE LA ESTRUCTURA DE
SUBDUCCION EN GUERRERO
- VI RESULTADOS Y DISCUSION
- VII CONCLUSIONES
BIBLIOGRAFIA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, a 15 de enero de 1999
EL DIRECTOR

ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISION DE CIENCIAS DE LA TIERRA

**EL CAMPO GRAVIMÉTRICO Y LA ESTRUCTURA DE LA
ZONA DE SUBDUCCIÓN EN GUERRERO**

TESIS

Que para obtener el título de

INGENIERO GEOFÍSICO

Presenta:

Roberto Peláez Salvador

**Cd. Universitaria
1999**

A la Máxima Casa de Estudios: Universidad Nacional Autónoma de México

A mi madre; Celia Salvador Cruz, por todas sus preocupaciones y penas que sus hijos le hemos causado. Gracias por sus consejos y cariño materno.

A mi padre; Toribio Peláez López, por fomentar en mí el respeto y la sapiencia. Por sus oraciones al Todopoderoso.

A mis hermanos: Elizabeth, Maricela, Adelina, Alicia, Vicente, Margarita y Toribio; por su apoyo incondicional tanto moral como económicamente. Por las penurias vividas y por el afán de seguir adelante.

A mis compañeros y amigos; por las experiencias vividas, por los gratos momentos de las prácticas de campo, los cuales forman parte de los mejores instantes de mi existencia.

Con todo respeto, al **Legendario Abuelo** de quien aún tuve la fortuna de ser su alumno; con mucho cariño al Ing. Benjamín Márquez.

AGRADECIMIENTOS

Resulta una tarea difícil incluir a todas las personas que han influido en el desarrollo y conclusión de la presente tesis, sin embargo, hay participaciones particulares que merecen una especial mención. A todos los demás un sincero agradecimiento.

Al Dr. **René Chávez** por su amable y dedicada dirección de la presente tesis y por su inagotable paciencia.

A la Dra. **Ann Cyphers**, del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM, responsable del proyecto arqueológico San Lorenzo Tenochtitlán por darme la oportunidad de involucrarme en este fascinante mundo.

Al Dr. **Jaime Urrutia Fucugauchi**, responsable del proyecto arqueológico en el Instituto de Geofísica de la UNAM por su invitación a colaborar en él y permitirme adquirir mayor conocimiento en el área de exploración geofísica.

Al personal y jefes del **Laboratorio de Visualización** de la Dirección General de Servicios de Cómputo Académico de la UNAM por su amable disposición para el uso de los recursos de cómputo y supercómputo para el desarrollo de las tareas de procesamiento de datos.

A los **Dres. Luis Alva Valdivia y Hugo Delgado Granados** por su valiosa aportación en correcciones y comentarios sobre el contenido de la tesis.

A mis queridos amigos **David y Mario**, por su apoyo y desinteresada ayuda en la cuestión logística y de revisión del presente trabajo.

INDICE

<i>Tema</i>	<i>página</i>
Resumen	1
I.- Introducción	2
II.- Area de estudio	4
II.1.- Ubicación	4
II.2.- Geología y tectónica	4
III.- Sismotectónica	8
III.1.- Características sismotectónicas	8
III.2.- Estudios de modelación gravimétrica en la zona de Guerrero	11
IV.- Procedimiento del estudio	12
IV.1.- Generalidades del estudio gravimétrico	12
IV.2.- Recopilación de datos gravimétricos	13
IV.3.- Procesamiento de datos gravimétricos	14
IV.4.- Corrección por el terreno de anomalía de Bouguer	15
IV.4.1.- Generalidades sobre la corrección por terreno	15
IV.4.2.- Procedimiento de la corrección	16
IV.5.- Datos de la zona marina	17
IV.5.1.- Batimetría	17
IV.5.2.- Altimetría	17
IV.6.- Anomalía de Bouguer Total	18
IV.6.1.- Relieve topográfico	18
IV.6.2.- Análisis cualitativo del campo gravimétrico	18
IV.6.3.- Diseño de perfiles	20
V.- Modelado Bidimensional de la estructura de subducción en Guerrero	22
V.1.- Generalidades	22
V.2.- Conformación de los modelos	22
VI.- Resultados y discusión	25
VII.- Conclusiones	32
VIII.- Bibliografía	34

AGRADECIMIENTOS

Resulta una tarea difícil incluir a todas las personas que han influido en el desarrollo y conclusión de la presente tesis, sin embargo, hay participaciones particulares que merecen una especial mención. A todos los demás un sincero agradecimiento.

Al Dr. **René Chávez** por su amable y dedicada dirección de la presente tesis y por su inagotable paciencia.

A la Dra. **Ann Cyphers**, del Instituto de Investigaciones Antropológicas de la UNAM, responsable del proyecto arqueológico San Lorenzo Tenochtitlán por darme la oportunidad de involucrarme en este fascinante mundo.

Al Dr. **Jaime Urrutia Fucugauchi**, responsable del proyecto arqueológico en el Instituto de Geofísica de la UNAM por su invitación a colaborar en él y permitirme adquirir mayor conocimiento en el área de exploración geofísica.

Al personal y jefes del **Laboratorio de Visualización** de la Dirección General de Servicios de Cómputo Académico de la UNAM por su amable disposición para el uso de los recursos de cómputo y supercómputo para el desarrollo de las tareas de procesamiento de datos.

A los Dres. **Luis Alva Valdivia** y **Hugo Delgado Granados** por su valiosa aportación en correcciones y comentarios sobre el contenido de la tesis.

A mis queridos amigos **David** y **Mario**, por su apoyo y desinteresada ayuda en la cuestión logística y de revisión del presente trabajo.

Resumen

En este estudio se recopila la mayoría de datos gravimétricos para el área correspondiente a la región de Guerrero y zonas adyacentes (sudoeste de México) para obtener la anomalía completa de Bouguer (al aplicar corrección por el terreno) que aunada a los valores de anomalía de aire libre para el mar, se logra obtener un plano gravimétrico, y de una base de datos de altitud (GTOPO30, EROS Data Center, 1996) un plano topográfico; al interpretar estos planos se obtiene que las áreas sobresalientes en la región de estudio (Figura 1) son: la zona de subducción entre la placa de Cocos y la Norteamericana, con profundidades cercanas a 5000 m y con mínimos de anomalía gravimétrica de casi -130 mGal, sin embargo en algunas partes de la línea de costa se superan los 100 mGal, la cuenca del Balsas (con valores de altitud de 0 a 600 m.s.n.m. y anomalía gravimétrica entre -50 mGal y 50 mGal), y la Faja Volcánica Transmexicana con valores de altitud superiores a 4000 m.s.n.m. y anomalía gravimétrica menor a -200 mGal en algunas partes.

Con la consulta de varios estudios geológicos, tectónicos, sismotectónicos y gravimétricos referentes al sudoeste de México, se proponen cinco perfiles (de la anomalía completa de Bouguer obtenida) para modelación en 2D. De los modelos finales se obtiene que los rangos de inclinación de la placa en subducción son comparables a los obtenidos en estudios previos (Kostoglodov et al. 1996; Valdés y Novelo, 1998; entre otros); así, para la Trinchera se tiene un ángulo menor a 10° , para la zona sismogénica (cerca de la costa) un ángulo menor a 30° . Para la zona volcánica se plantea un comportamiento estructural de tal forma que la corteza oceánica se introduce en el Manto superior con una mayor inclinación, con lo que se apoya de cierta manera la idea de que el

material andesítico de la faja volcánica es relacionado a la acción de deslizamiento entre las placas Cocos y Norteamérica (Lang et al. 1996; Dewey y Suarez, 1991; entre otros).

En los modelos mostrados se presenta una configuración en forma simple abarcando desde la corteza superior a la astenosfera, pues para la configuración completa se requiere tomar en cuenta varios parámetros como la presión y la temperatura, factores predominantes a grandes profundidades.

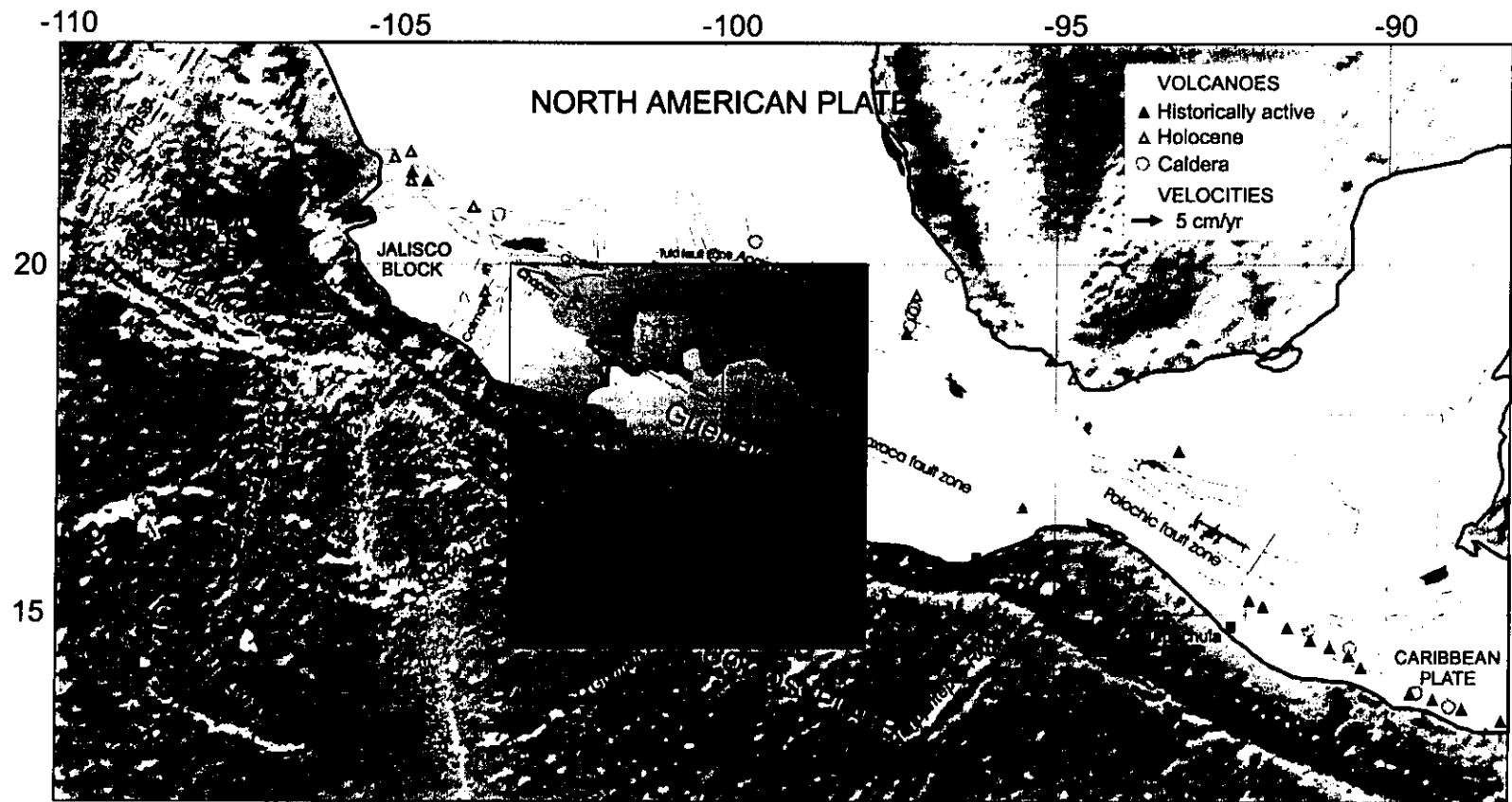


Figura 1.- Ubicación de la zona de estudio, marcada por el área sombreada.

I.- Introducción

Desde mediados del siglo pasado los estudios de gravimetría han jugado un papel muy importante en las investigaciones geofísicas y geodésicas, a pesar de esto aún no se cuenta con una cobertura completa de la distribución de estaciones gravimétricas por todo el territorio mexicano; con los datos que se tienen en la actualidad sólo se ha obtenido la carta de anomalía de Bouguer simple (De La Fuente, et al. 1994), por lo que hace falta compilar la carta de anomalía de Bouguer Completa para la República Mexicana. Actualmente se cuenta con pocos estudios en donde se obtiene esta anomalía, aunque sólo en regiones específicas.

De los diversos estudios gravimétricos hechos en México, la mayor parte de ellos se ha efectuado con objetivos económicos y el resto con fines científicos; estos últimos han sido enfocados a zonas de interés, en el ámbito mundial, como lo es la zona de subducción en Acapulco. En ésta se han estado realizando investigaciones con varios métodos geólogo – geofísicos para conocer el comportamiento y la estructura de esta zona, así como su relación con las manifestaciones tanto locales como regionales registradas en el sudoeste de México.

En el avance del conocimiento de la estructura cortical de México, con el apoyo del análisis del campo gravimétrico, se tiene la contribución de varios investigadores, como es el caso de (Woollard y Monges, 1956); estos participaron en la medición de la gravedad de amplitud mundial para fines geodésicos, lo cual sirve de herramienta para estudiar la estructura tectónica de México y sus relaciones con los elementos geológicos estructurales a través

del continente. La mayor aportación, de interés para nosotros, es que obtienen un corte geológico y gravimétrico desde Acapulco hasta el Golfo de México, en donde se señalan estructuras como la Cuenca del Balsas y la Meseta Central, las cuales se ven involucradas en la región que pretendemos estudiar. Para conocer mas a detalle la zona de Guerrero también se debe conocer la evolución del Pacífico Nordeste, la cual ya ha sido estudiada (Klitgord et al. 1982); por lo que se tiene una idea sobre los cambios que han sufrido las placas de interés para nosotros: Placa del Pacífico, Placa de Rivera y Placa de Cocos.

En la parte continental ya se cuenta con estudios tectónicos (como el de Johnson et al. 1989) en donde se señalan las principales zonas de falla y cizallamiento, así como su relación con el comportamiento de los bloques Guerrero, Michoacán y Jalisco, con la placa de Norteamérica y con la placa de Cocos. Estudios como éste son basados, aparte de imágenes de satélite, en los diversos estudios geológicos con que se dispone actualmente, de los cuales nosotros nos apoyamos en uno de los más recientes (Lang et al. 1996) para nuestra región de estudio.

Específicamente en la región de Acapulco se han realizado estudios tanto de sismicidad como de gravimetría (con anomalía simple de Bouguer) (Kostoglodov et al. 1996), en los que se ha intentado señalar el comportamiento de la zona de subducción en Guerrero. Esta es una de las principales zonas en donde se han registrado los eventos sísmicos de mayor impacto en la República Mexicana, afectando zonas altamente pobladas como lo es la ciudad de México; esta es una de las razones por las que la región en cuestión ha despertado el interés científico.

Tomando en cuenta lo apuntado anteriormente, se observa que falta obtener, como se dijo antes, una carta de anomalía completa de Bouguer, para lo cual también es necesario obtener una mayor cobertura de las estaciones gravimétricas. Para zonas como la de Guerrero, partiendo de la estructura cortical propuesta en previos estudios gravimétricos y sismológicos, es necesario considerar la posible relación de la zona de subducción de la Trinchera Media de América con la inusual orientación de la Faja Volcánica Mexicana, como es sugerido por Verma, 1985, Dewey y Suárez, 1991; entre otros. Aprovechando que falta por cubrir o ampliar estos puntos de investigación, en el presente estudio se plantean los siguientes:

Objetivos

1. - Contando con más datos gravimétricos, unir estos con los ya obtenidos para construir un plano de anomalía completa de Bouguer para la zona de Guerrero y área circundante.
2. - Analizar el campo gravimétrico del sudoeste de México atendiendo principalmente a la zona de Guerrero.
3. - Partiendo de la estructura sugerida en previos estudios sobre la zona de subducción de Acapulco, mostrar la estructura cortical que abarque esta zona hasta la parte sur de la región central de la Faja Volcánica Mexicana.

Es necesario recalcar que el presente estudio trata de aportar un análisis desde el punto de vista regional sobre la estructura cortical de la zona del sudoeste de México, por lo que las pequeñas perturbaciones gravimétricas locales no se consideran de relevante importancia en la interpretación que se pretende. Lo que se plantea en el presente trabajo es con el fin de que en próximas

investigaciones ya sean con propósitos de geofísica aplicada o de interés científico, se tome en consideración y se comprenda mejor el comportamiento estructural a profundidad reflejado en la expresión superficial tanto geológica como topográfica.

II.- Area de estudio

II.1.- Ubicación

La zona de estudio se localiza al sudoeste de la República Mexicana, en el Estado de Guerrero, como se muestra en la Figura 1. Ya que el objetivo principal en este estudio regional es analizar el campo gravimétrico y la estructura de la zona de subducción en Guerrero, con el apoyo de datos tanto gravimétricos como sismológicos, el área que se abarca para tal fin es limitada por las coordenadas 14° a 20° N y de 98° a 103° W.

II.2.- Geología y tectónica

La geología del sudoeste de México es bastante complicada y aunque ha sido analizada por muchos investigadores, aún no se tiene una visión completa sobre los diferentes terrenos que cubren la zona.

Desde el punto de vista general, en la Figura 2 se muestra la distribución geológica correspondiente a la parte sur de México; esta representación es el resultado de un transecto y de caminamientos hechos en la región (Lang et al. 1996), así como de investigaciones anteriores para la República Mexicana. Lang y varios investigadores coinciden en que el área se desarrolló en una cuenca Jurásica - Cretácica temprana en la cual se depositaron rocas predominantemente andesíticas y sedimentarias (ambas de ámbito marino) sobre un basamento continental Pérmico Tardío – Triásico Temprano. Una transgresión Aptiano/Albiana propició el depósito de una plataforma

carbonatada del Cretácico Medio y facies de cuenca del ámbito Tetisiano en el margen occidental; esta plataforma fue cubierta por una sedimentación de un flysch del Cretácico Tardío. Estos investigadores también señalan que la orogenia Laramídica, de edad Cretácico Tardío – Paleogeno, resultó de un acortamiento de aproximadamente 60 km debido al plegamiento y cabalgamiento con dirección ENE. La extensión terciaria pos - orogénica dio paso a un volcanismo terrestre, sedimentación fluvial siliclástica y al desarrollo de un graben con dirección norte, con un relieve estructural de cerca de 3 km.

Al norte de la región, la provincia fisiográfica predominante es la Faja Volcánica Transmexicana (MVB). Este es un cinturón volcánico calcoalcalino y alcalino con una extensión que va desde el Golfo de California hasta el Golfo de México (Figura 2), tiene una secuencia que abarca desde el Mioceno Tardío al Cuaternario (Verma, 1985). El MVB es rodeado por rocas mesozoicas de la Sierra Madre Oriental en el norte, y la Sierra Madre del Sur en la parte sur. Generalmente es aceptado (Lang et al. 1996; Dewey y Suárez, 1991; entre otros) que el vulcanismo andesítico del MVB es relacionado a la subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica. La zona de actividad en el presente es ubicada en la porción sur del MVB; esta faja en la región del Valle de México está constituida de tres elementos principales: Nevado de Toluca al poniente, Sierra Chichinautzin al sur y Sierra Nevada al oriente. La parte norte del MVB consiste de rocas de más de 2.5Ma, que presumiblemente en la actualidad no presenta actividad volcánica. La migración del vulcanismo desde el norte hacia el sur es probablemente asociada con la aceleración de la subducción de la placa de Cocos entre 4 y 5 Ma BP (Robin, 1981).

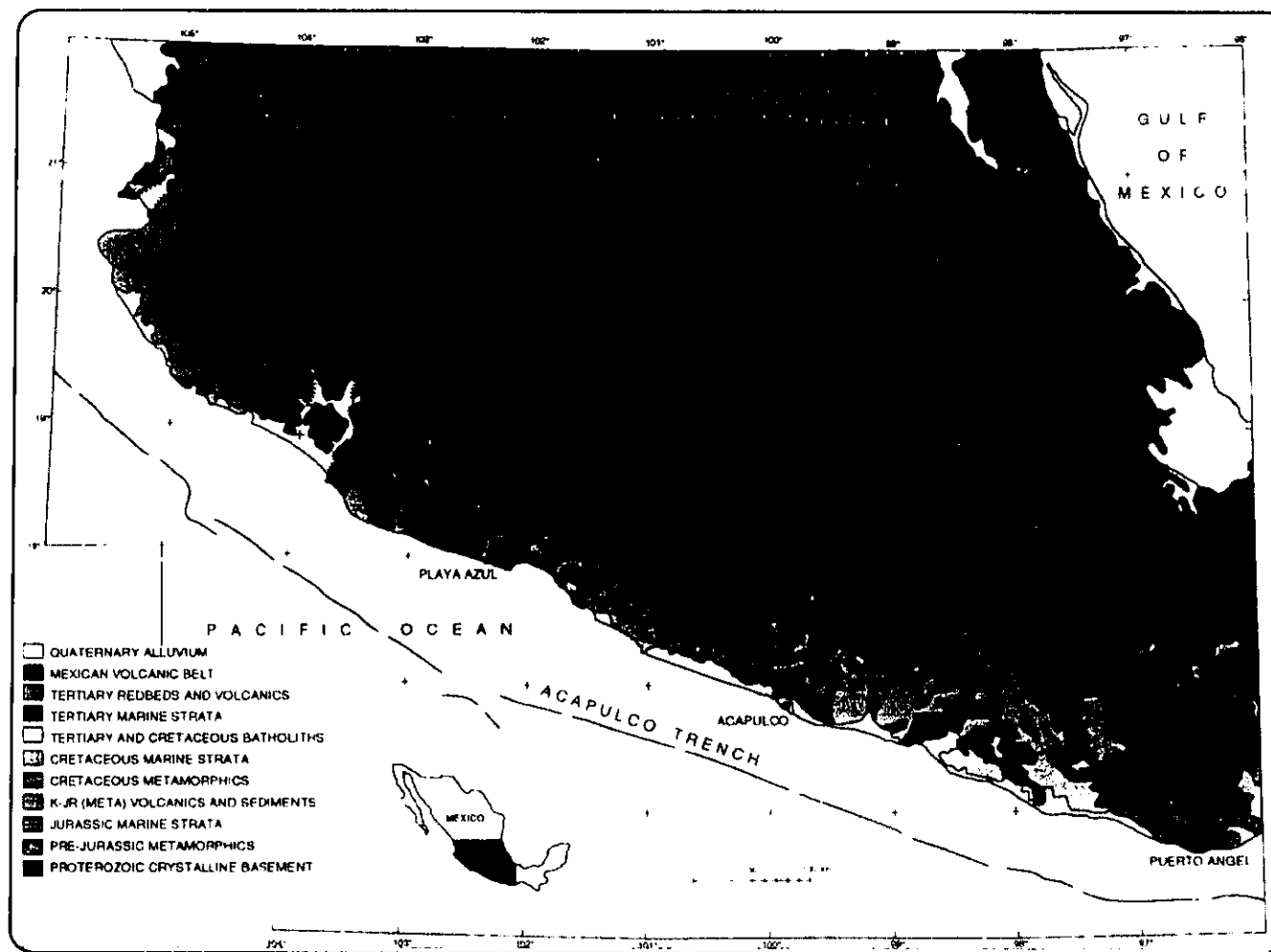


Figura 2 .- Mapa geológico simplificado de la parte central y sur de México (Tomado de Lang et al, 1996).

Los principales eventos geológicos que se relacionan con el MVB en el sudoeste de México se pueden resumir de la siguiente manera:

1. - Mioceno; fase en la que la parte sur de la Sierra Madre Occidental se llevan a cabo depósitos volcánicos tales como ignimbritas, basaltos, y tobas volcánicas sobre una gran porción de la región aunque con mayor manifestación en la parte oeste. Estos depósitos son cortados y delineados por fajas de fallas del Mioceno Tardío con orientación noroeste, formando bloques de fallas en el oeste y una gran frontera de las mismas en el este.

2. –Plioceno; en el oeste, un nuevo campo de esfuerzos favorece el desarrollo de rifting en Baja California (Figura 3). Por toda la faja volcánica basaltos, ignimbritas y andesitas de este período indican continuidad de subducción de la placa de Cocos.

3. –Cuaternario; durante este período, en la parte poniente, la mayoría de estratovolcanes calco - alcalinos erupcionan, depositándose el producto volcánico en la cuenca formada por el rifting; pero la deposición efectuada es cortada por la continuación de éste, del cual resulta la formación de horts y grabens.

En el límite sudeste de lo que es hoy la Mesa Central se desarrolló una serie de fracturas que con la alineación de estratovolcanes y conos cineríticos forman la denominada Línea Humboldt, señalada en la Figura 4.

Las fallas más recientes observadas en la región (Figura 4) cortan la roca volcánica del Plio – Cuaternario del MVB, algunas de estas fallas aún se

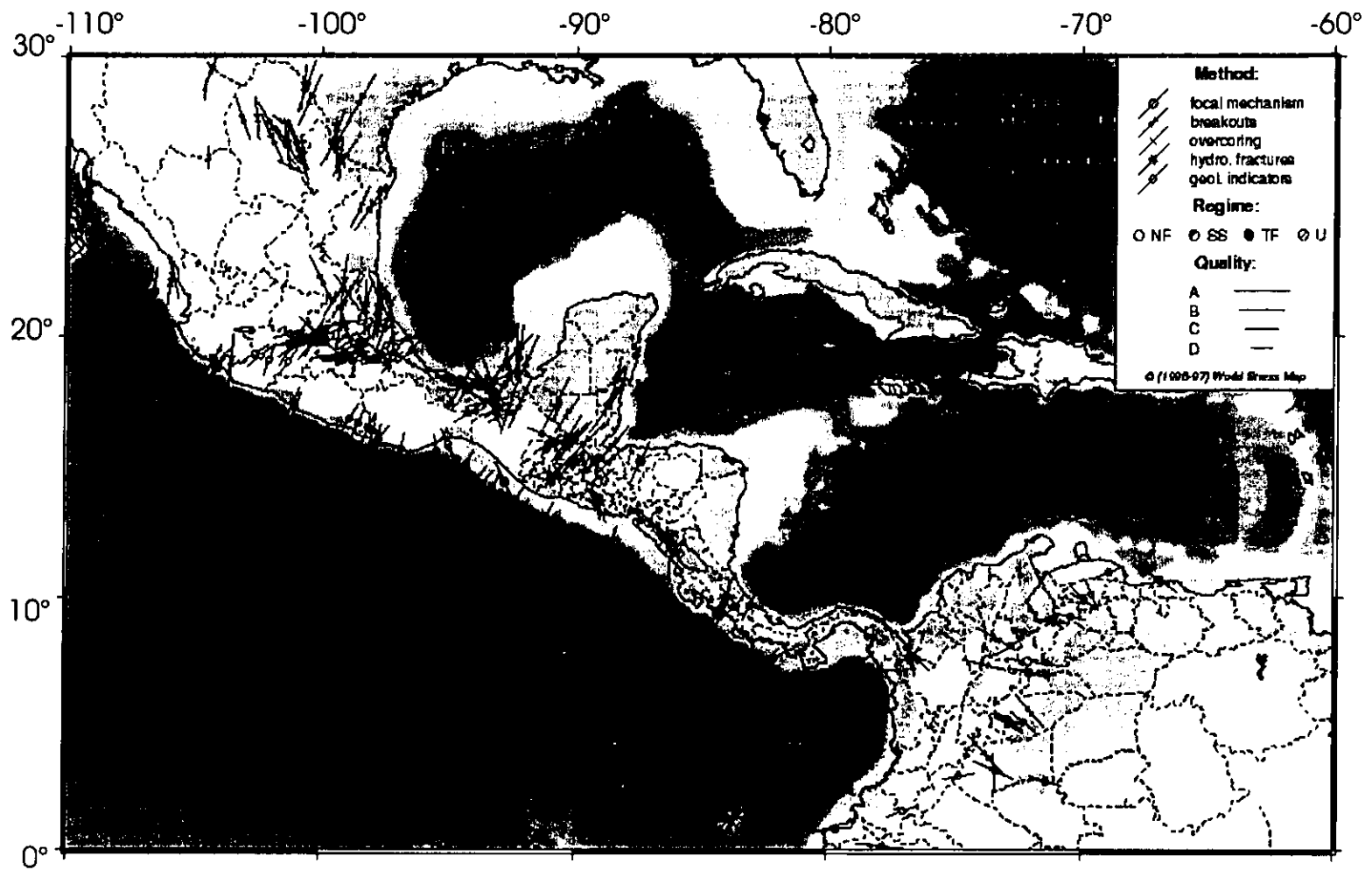


Figura 3 .- Distribución de esfuerzos, principalmente para la parte central y sudoeste de México

mantienen activas. Esta afirmación es basada en la morfología de las fallas, interpretadas en imágenes de satélite (Johnson et al. 1989), en las edades de los depósitos que han sido afallados y en datos sísmicos de la zona.

Al sur del MVB, la corteza se divide al menos en tres grandes bloques, que nombrados de poniente a oriente son: Jalisco, Michoacán y Guerrero, los cuales pueden apreciarse en la Figura 4. La delimitación de estos es marcada por características geológico – tectónicas como fallas y cizallamiento. Se considera que el movimiento relativo que mantienen estos bloques favorece el afallamiento sobre y al sur del MVB (Aguayo y Marin, 1987).

El extremo oeste de la faja volcánica se caracteriza por una depresión topográfica conocida como el rift Tepic – Chapala (Allan et al. 1987) que forma la frontera activa entre el bloque de Jalisco y la placa de Norteamérica (Figura 4). El afallamiento en el rift consiste de una serie, con dirección noroeste, de grabens y semigrabens que se extienden hasta 250 km desde el sur de Guadalajara hasta la costa del Pacífico, al oeste de Tepic.

La zona de falla Chapala – Oaxaca (COFZ) forma la frontera sudoeste del bloque de Guerrero; ésta se extiende desde la parte sur del rift de Chapala, pasando al norte de Acapulco (Figura 4), alcanzando casi 550 km de longitud; la manifestación de esta zona de falla predomina más hacia el sudeste.

Al norte de la COFZ se desarrolla una mayor zona de fallas denominada Chapala – Tula, la cual en su desarrollo ha ido separando los bloques Michoacán y Guerrero de la placa de Norteamérica.

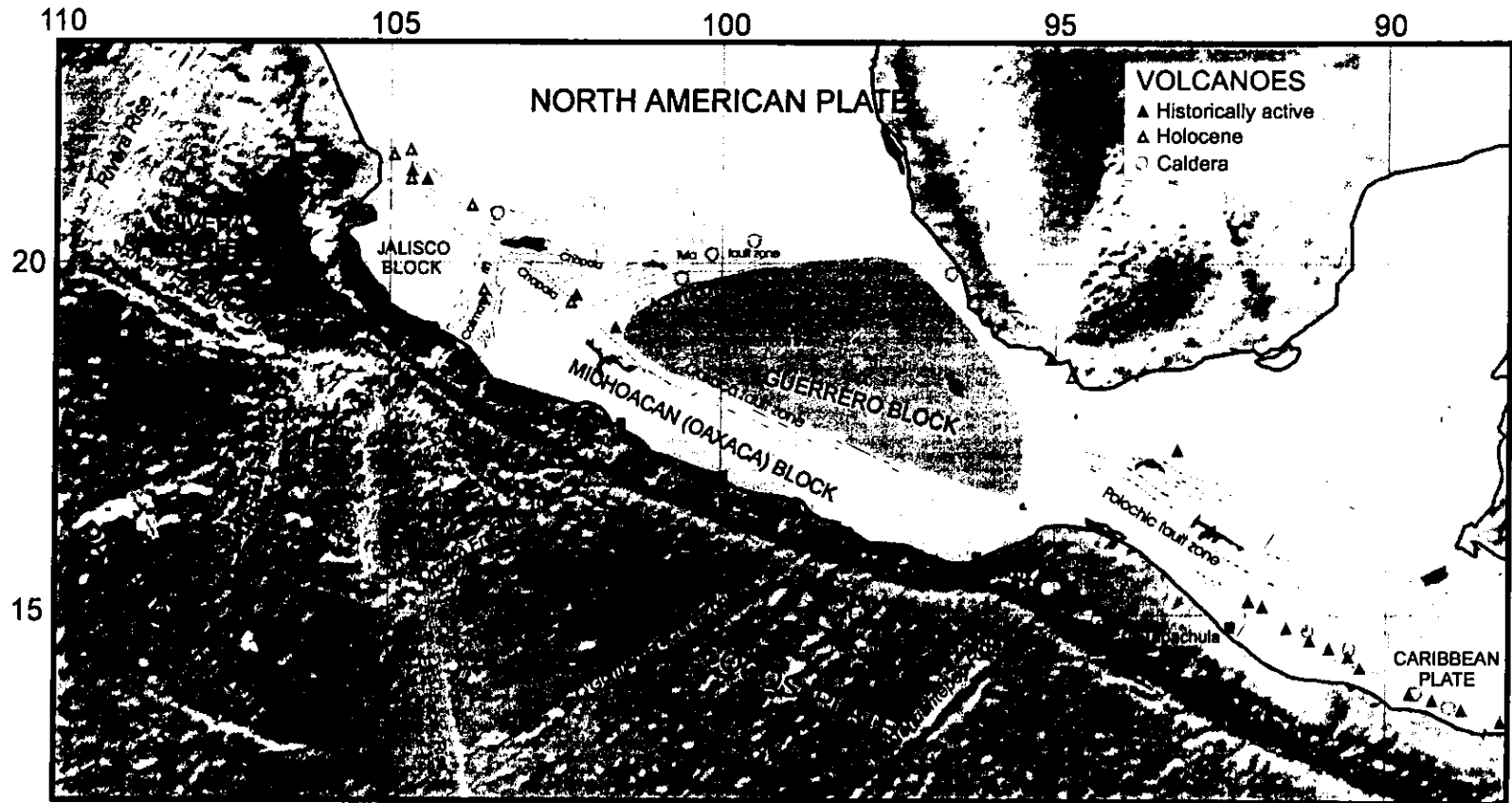


Figura 4 .- Distribución de bloques: Guerrero, Michoacán y Jalisco. Principales zonas de falla y cuerpos volcánicos.

Al nordeste del triángulo Michoacán se extiende el sistema de fallas Cuitzeo, en una zona más organizada de fallas. Como se puede apreciar en la Figura 3, este sistema es interpretado como una frontera tensional entre la parte continental de México (placa de Norteamérica) al norte, y el bloque de Guerrero al sur. En esta figura también se pueden visualizar los mecanismos de esfuerzos que actúan desde el MVB y extendiéndose al sur del continente.

Entre el nordeste del Pacífico y la frontera continental del sudoeste de México se encuentra la zona de subducción Mesoamericana, de interés en este estudio. En sí, esta zona de subducción tiene una extensión de casi 1,000 km a lo largo de la Trinchera de Meso América (MAT), partiendo desde la región entre Jalisco – Colima hasta la región de Oaxaca, en donde se aleja más de la costa para continuar en dirección sudeste (ver Figura 5); en su extensión, la zona de subducción pasa por la Zona de Fractura de Rivera, por la cercanía de la Dorsal Este del Pacífico (EPR), por las Zonas de Fractura Orozco y O’Gorman, y por la Cordillera de Tehuantepec, respectivamente (Singh y Mortera, 1991). Estas zonas se pueden apreciar en las Figuras 4 y 5; la evolución de estas zonas es mencionada a continuación.

A partir de datos de anomalía magnética lineal del fondo marino, con la que se puede marcar la edad, y de batimetría se ha intentado conocer la historia tectónica del piso oceánico del Pacífico (Klitgord et al. 1982); de estos estudios se tiene que: al norte del ecuador, la cresta del EPR forma la frontera actual entre las placas Pacífico y Cocos (refiriéndose al centro de expansión Pacífico – Cocos) y las placas Pacífico y Rivera (siendo el centro de expansión Pacífico – Rivera) (ver Figura 5). Las cuatro placas involucradas en la historia pos – Oligoceno del EPR entre las zonas de fractura Galápagos y

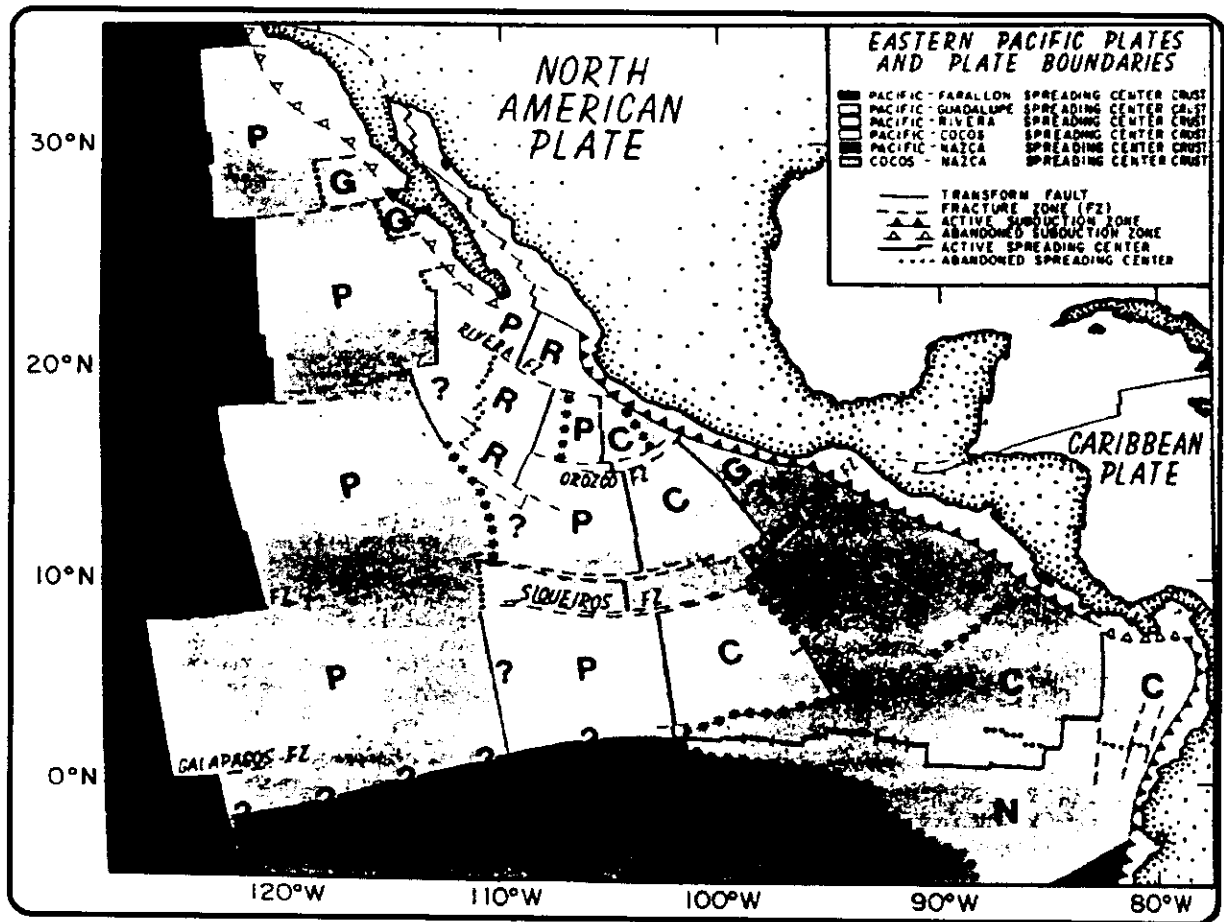


Figura 5 .-Bordes y centros de expansión de las placas en el Pacífico Ecuatorial Este. Las líneas discontinuas indican el origen del centro de expansión para varias partes de las placas Pacífico(P), Rivera(R), Cocos(C) , y Nazca(N). Las partes abandonadas de la placa de Guadalupe se encuentran en la placa del Pacífico y en parte de la placa de Cocos cerca de la Trinchera. (Tomado de Klitgord y Mammerickx, 1982).

Murray son: Pacífico, Guadalupe, Rivera y Cocos. La placa de Guadalupe ha sido inmersa entre las placas Rivera y Cocos.

La reorganización del movimiento de las placas altera el rumbo del centro de expansión y resalta los bordes entre las placas. La historia de este movimiento y de las fronteras es obtenida (Klitgord et al. 1982) en la reconstrucción tectónica de la región (Figura 6). La evolución de las placas, así como el seguimiento entre sus fronteras para el Pacífico Este Ecuatorial es mostrada a partir del Mioceno temprano (anomalía magnética 5B; Figura 6A), para el Mioceno Tardío se tiene la Figura (6B) (tiempo en anomalía 4'-5), para el tiempo en anomalía 3'-4, también para el Mioceno tardío se tiene la configuración en la Figura 6C, y para el tiempo en anomalía 2'-3(Plioceno) se tiene la Figura 6D.

Una representación completa del mapa tectónico, para el nordeste del Pacífico, se puede apreciar en la Figura 7 (Klitgord et al. 1982). En esta figura, la ubicación actual del EPR está resaltada con una línea más gruesa; las mayores fallas de transformación son marcadas con líneas más intensas. Los centros de expansión, de varias edades, están representados por líneas datadas; las principales zonas de fractura están representadas por líneas discontinuas, mientras que la Trinchera Meso Americana es representada por una línea de triángulos.

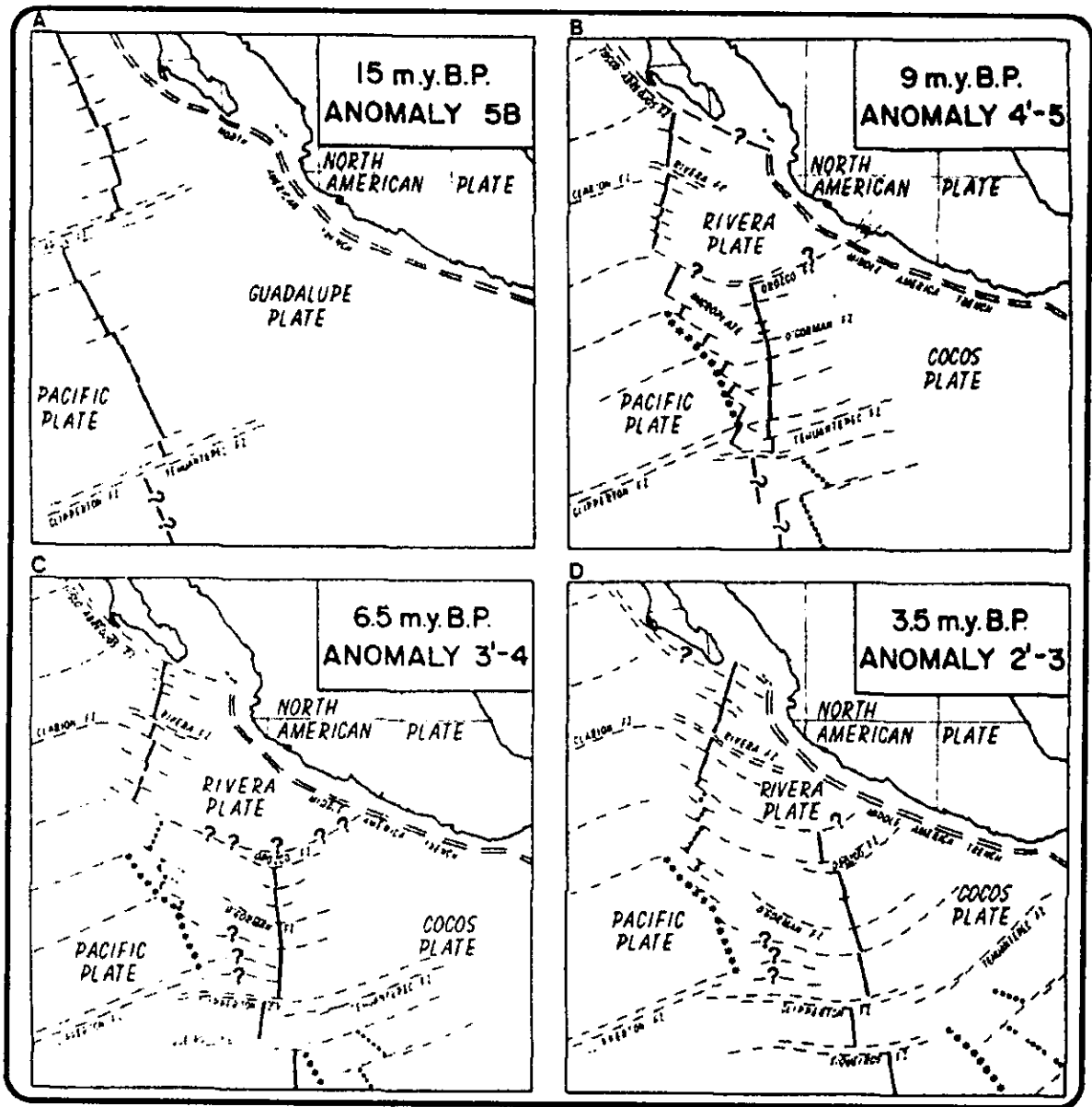


Figura 6 .- Historia del movimiento de las placas y sus bordes para la parte ecuatorial este del Pacífico, tiempo en anomalía magnética: Mioceno Temprano (Fig. 6A), Mioceno Tardío (Fig.6B y Fig 6C; para el tiempo indicado en millones de años), y Plioceno (fig.6D). (Klitgord y Mammerrickx, 1982).

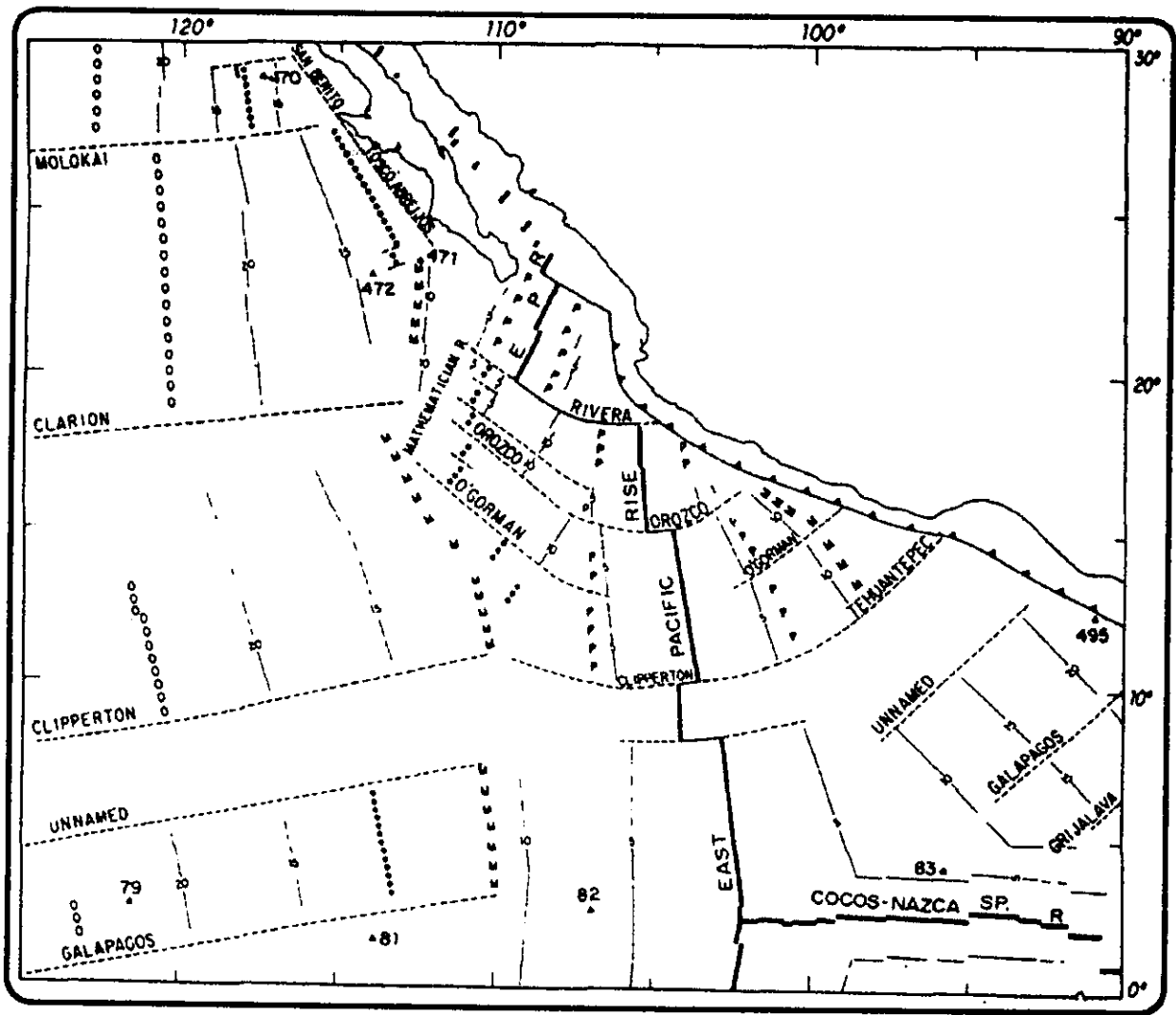


Figura 7 .- Mapa tectónico del nordeste del Pacífico. La ubicación actual de la Dorsal Este del Pacífico (EPR) está señalada por la línea sólida gruesa; las principales fallas de transformación se indican por líneas medianas; los anteriores centros de expansión se dan en las líneas datadas; las principales zonas de fractura se indican con líneas discontinuas. La zona de subducción de Meso América se representa con la línea de triángulos. (Klitgord y Mammerickx 1982).

III.- Sismotectónica

Para poder plantear una representación sobre la estructura cortical en Guerrero debemos partir de un modelo inicial, para lo cual la sismotectónica es una herramienta muy importante; de los estudios sismotectónicos y gravimétricos realizados en la región de Guerrero, contando con la ubicación hipocentral de los grandes eventos sísmicos, así como con el rango de velocidad de las ondas que estos generan, podemos tener una idea sobre un modelo inicial que represente la estructura de la zona de Guerrero. Partiendo de estos estudios se puede sugerir un contraste de densidad para los cuerpos que representen a la estructura en cuestión hasta la astenosfera. El planteamiento de contraste de densidad también es basado en diversos estudios gravimétricos hechos tanto en esta región como en otras zonas de subducción, como se verá más adelante.

III.1.- Características sismotectónicas

La sismotectónica de la región de América Central (desde México hasta el noroeste de Sudamérica) es dominada por la interacción de seis grandes placas, en las que en sus bordes se manifiestan zonas tanto de divergencia como de convergencia litosférica y zonas de falla de transformación. La sismicidad es concentrada principalmente en estas regiones que conforman los bordes de dichas placas, como es el caso de la zona de convergencia en el sudoeste de México.

Se sabe que en la Trinchera de Meso América, algunos sismos ocurridos en la corteza se manifiestan en la interfase entre las placas (sismos de interplaca) y

mantienen una alineación paralela a la dirección del movimiento relativo entre estas. Además, se registran sismos a profundidad de 100 a 200 km que pueden corresponder a las cercanías de la zona de contacto pero en el interior de las placas (sismos de intraplaca). Los sismos del Manto ayudan a definir la litosfera subducida para profundidades mayores a 150 km en la mayoría de las zonas de subducción de América Central (Dewey y Suárez, 1991). La interfase sísmicamente activa parece extenderse a una profundidad de casi 30 km; esto es sugerido del análisis de ondas P de los grandes sismos más recientes, y es consistente con los hipocentros de las réplicas analizadas en la región de Guerrero (Grupo de sismología de la UNAM, 1986).

Con base a la información de varios años se ha podido conocer lo referente a los sismos de gran magnitud que se han ubicado en el sudoeste de México, casi en línea paralela a la Trinchera Mesoamericana, más específicamente desde Jalisco hasta Oaxaca (Figura 8). La parte noroeste de Acapulco ha sufrido rupturas como las contempladas en una secuencia de seis grandes sismos ($7.0 < M_s < 8.1$) cubriendo un período de 13 años desde 1973 a 1986 (Mikumo, 1998); estos sismos son: Colima 1973 ($M_s=7.5$), entre los segmentos Jalisco y Michoacán; Petatlan 1979 ($M_s=7.6$), en la parte oeste del segmento Guerrero; Playa Azul 1981 ($M_s=7.3$); Michoacán, 19 de septiembre de 1985 ($M_s=8.1$) y las grandes réplicas de Zihuatanejo del 21 de septiembre de 1985 ($M_s=7.6$); y el sismo de 1986 ($M_s=7.0$) en el segmento Michoacán. Estos y otros principales eventos ubicados al sudeste de Acapulco (Costa Chica) son mostrados en la Figura 8 (Kostoglodov et al. 1996). En esta figura se puede apreciar claramente que después de la zona de falla de Orozco hasta Acapulco se tiene una zona de aparente inactividad sísmica; a esta zona se le denomina "seismic gap" Guerrero (brecha sísmica). La brecha sísmica es la

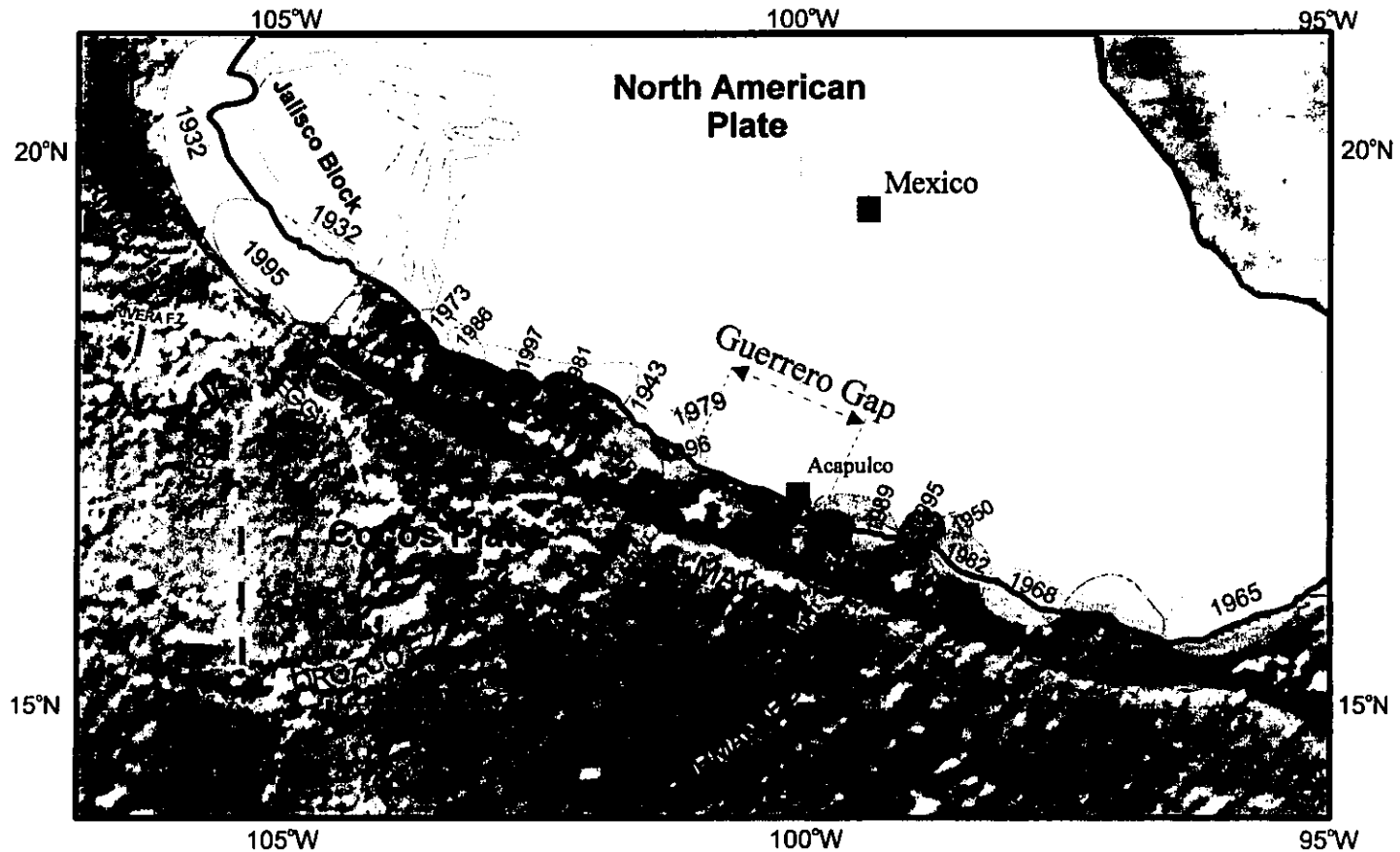


Figura 8 .- Zonas sísmicas históricamente activas. Principales eventos sísmicos en la costa de Guerrero. Nótese que la alineación de las zonas sísmicas es paralela a la Trinchera, ubicándose a lo largo de la línea de costa.

zona en la que en un período considerable de tiempo no se registran grandes sismos, pero se teme que en esta se acumule gran energía que pueda ser liberada en cualquier momento. Después del gap Guerrero se ubica otro grupo de importantes eventos sísmicos que se extiende hasta la región de Oaxaca.

Algunos segmentos de la zona de subducción tienen un período de recurrencia de 30 a 40 años para sismos de magnitud 7.5 o más; este tiempo es relativamente corto comparado con el que tienen otras zonas de subducción en el mundo (Kelleher et al. 1973; Singh et al. 1981; McNally y Minster, 1981).

De datos de sismicidad se ha observado (Kostoglodov et al. 1996) al noroeste de Acapulco (Costa Grande) que la mayoría de los sismos se extienden desde cerca de la costa hasta aproximadamente 50 km de esta, tierra adentro, en donde se puede tener una inclinación de la zona Wadati - Benioff de casi 30°. La inclinación de la zona sismogénica de contacto, desde la Trinchera a la costa se reporta con un ángulo menor a 10°. En cambio, en zonas como Huatulco se reporta que la placa de Cocos subduce con una inclinación de casi 15°, obtenida con la ubicación de la zona sismogénica de contacto entre las placas.

La geometría de la zona de Wadati – Benioff (zona sismogénica) del segmento de la placa de Cocos que subduce entre 99° y 102° W, a lo largo de la costa de Guerrero, ha sido especialmente estudiada (Suárez et al. 1990.a), también ha sido analizada con la cuidadosa reubicación de réplicas como las de Petatlan 1979 (Valdés y Meyer, 1996). Como resultado de estos estudios se propone que la placa de Cocos subduce con un pequeño ángulo a unos 100 km desde la Trinchera y tiende a ser subhorizontal al alcanzar una profundidad cercana a 50 km (en modelo) a una distancia de aproximadamente 300 km.

Del análisis del monitoreo sísmico en Guerrero se ha obtenido, de entre otros aspectos, la ubicación epicentral de las réplicas de los eventos Petatlán (de 1979) y Zihuatanejo (de 1985) (Valdés y Novelo, 1998) ocurridas durante los diez días posteriores a los respectivos eventos principales; la ubicación obtenida es mostrada en la Figura 9. En esta figura, se marcan dos elipsoides, uno con fecha 1979 representa el área proyectada de ruptura del evento Petatlan y el otro con la fecha 1985 que indica el área principal de las réplicas del sismo Zihuatanejo. Los puntos en forma de estrella muestran los epicentros de estos principales eventos.

En la Figura 10 se muestra la ubicación hipocentral de las réplicas de los mismos eventos mencionados, a lo largo del perfil A-A' de la Figura 9. Los autores únicamente muestran los eventos con error estándar horizontal y vertical menor o igual a 2 km. Las capas estructurales las obtuvieron del modelado sísmico en 2D de Valdés-González (1993). Los hipocentros de Petatlan definen dos regiones diferentes: región 1, de alta actividad sísmica, en donde casi el 75% de las réplicas son concentradas, y la región 2 en donde se tiene una cantidad pequeña de réplicas. La zona asísmica se extiende por casi 40 km hasta el frente sísmico (cerca de la Trinchera) a partir del cual se tiene una alta sismicidad abarcando casi 90 km. Resultados previos de la ubicación de los hipocentros sugieren una zona Wadati – Benioff, que de acuerdo con la pequeña inclinación de subducción, es aproximadamente 12° , estimado por el grupo de sismología de la UNAM. Por otro lado, en la ubicación de los hipocentros de las réplicas del sismo de Zihuatanejo, Valdés y Novelo (1998) obtienen una inclinación de la zona Wadati - Benioff de aproximadamente

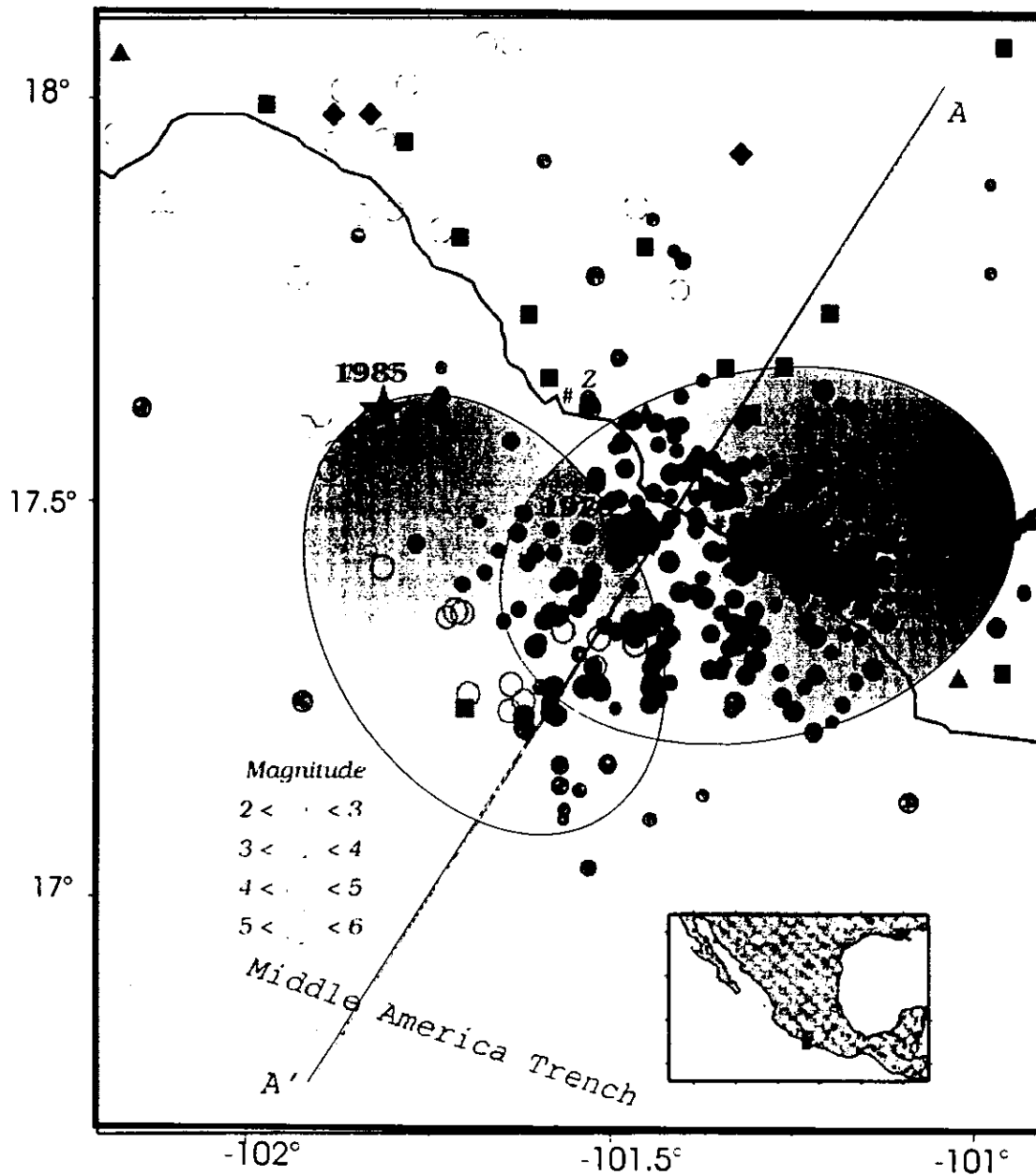


Figura 9 .- Ubicación epicentral de las réplicas de Petatlan (círculos oscuros) y Zihuatanejo (círculos claros) ocurridos durante los diez días después de los respectivos eventos principales. Tomado de Valdés y Novelo (1998).

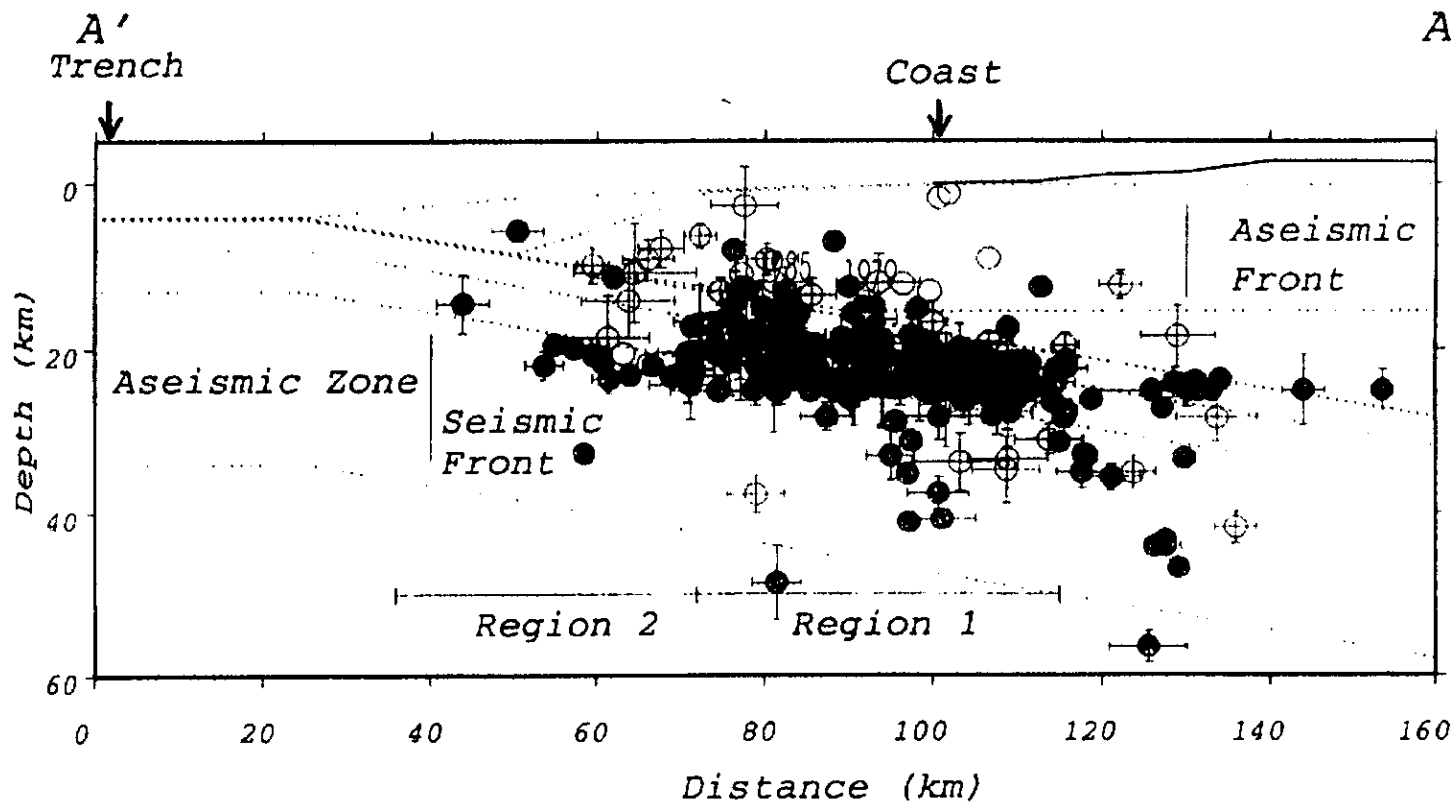


Figura 10 .- Ubicación hipocentral de las réplicas proyectadas en el perfil A-A' señalado en la Figura 9. (Tomado de Valdés y Novelo 1998).

14°, este valor es semejante al obtenido anteriormente y parecido al que se ha calculado para la zona de Huatulco (de casi 15°).

Para investigar mas acerca de la inclinación de la zona de contacto intraplaca en Guerrero, Kostoglodov et al.(1996) se apoyan en la ubicación hipocentral de algunos de los eventos registrados por la red sísmica regional en Guerrero (Figura 11). Así, con los hipocentros de los importantes eventos y con modelado gravimétrico sugieren un mayor control sobre la inclinación de la zona de subducción entre las placas Cocos y Norteamérica en Guerrero.

Más allá de la zona de subducción, en las inmediaciones de la Faja Volcánica se cuenta con poca información, por lo que sólo podemos saber que a través de estudios de propagación de ondas sísmica (Shapiro et al. 1997) que se ha registrado un rango de velocidades a varias profundidades del MVB; de varios cambios de velocidad que se registran cerca de la superficie, a continuación se observa un importante cambio de velocidad de las ondas de corte, ya que a casi 15 km de profundidad ésta cambia de cerca de 3.5 km/s a casi 4 km/s. Otro importante cambio se registra pasando 40 km de profundidad ya que la velocidad de las ondas "s" pasa de cerca de 4 km/s a casi 5 km/s, conservándose esta última mas allá de los 60 km de profundidad. Esta información nos sirve para considerar si los cambios de velocidad corresponden a cambios estructurales o a otras características del subsuelo; esta cuestión la podemos considerar apoyándonos en la información de otros trabajos gravimétricos o en sugerencias de la información geológica disponible del área. Para sugerir el comportamiento estructural cerca de la Faja Volcánica también se puede considerar lo referente a la compensación

isostática señalada en estudios realizados con este punto de vista (Woollard y Monges, 1956; entre otros).

III.2.- Estudios de modelación gravimétrica en la zona de Guerrero

Se han obtenido modelos sobre la zona de subducción de Guerrero, a partir de datos gravimétricos (Bouguer Simple) y sísmicos, como los expuestos por Kostoglodov et al. (1996); de estos estudios se señala que la geometría del bloque subducido es caracterizada por un cambio abrupto en el ángulo de inclinación, el cual pasa de 10° aproximadamente, para llegar a casi 30° en la zona de sismicidad. Así, a una profundidad de 35 – 40 km y de 110 – 120 km desde la Trinchera, se sugiere que el bloque tiende a una posición subhorizontal. Esto se toma como punto de partida para construir los modelos de los perfiles transversales, extendidos a ambos lados de la Trinchera, propuestos en este trabajo.

Tanto Woollard y Monges (1956) como Urrutia y Molina (1992) señalan que la región del sudoeste de México se encuentra en equilibrio isostático regional, y que en el margen continental el espesor cortical se incrementa del Pacífico al interior. Esto es apoyado por estudios (Woollard y Monges, 1956; entre otros) de modelación de anomalías isostáticas desde la costa en el Pacífico hasta el Golfo de México. Estudios más locales en el terreno Guerrero (García, 1995) de anomalía gravimétrica señalan también un aumento del espesor cortical hacia la Faja Volcánica Mexicana.

Actualmente se están desarrollando diversas investigaciones para aportar más sobre el comportamiento e inclinación de la placa tectónica en subcucción

desde Guerrero hasta más allá de la faja volcánica, como es el caso del investigador Jording (Jordin@uni-muenster) que emplea el método magnetotelúrico precisamente para obtener más información sobre la inclinación de la zona de intraplaca lejos de la costa; para tal propósito este investigador propone dos secciones: una que parte de Acapulco y termina en Tampico y otra que parte de Puerto Escondido y concluye en Veracruz. Los resultados preliminares de ese estudio sirvieron de referencia para el modelado gravimétrico que aquí se propone, aunque el resultado final todavía no se tenía cuando se concluyó el estudio que se expone en el presente escrito.

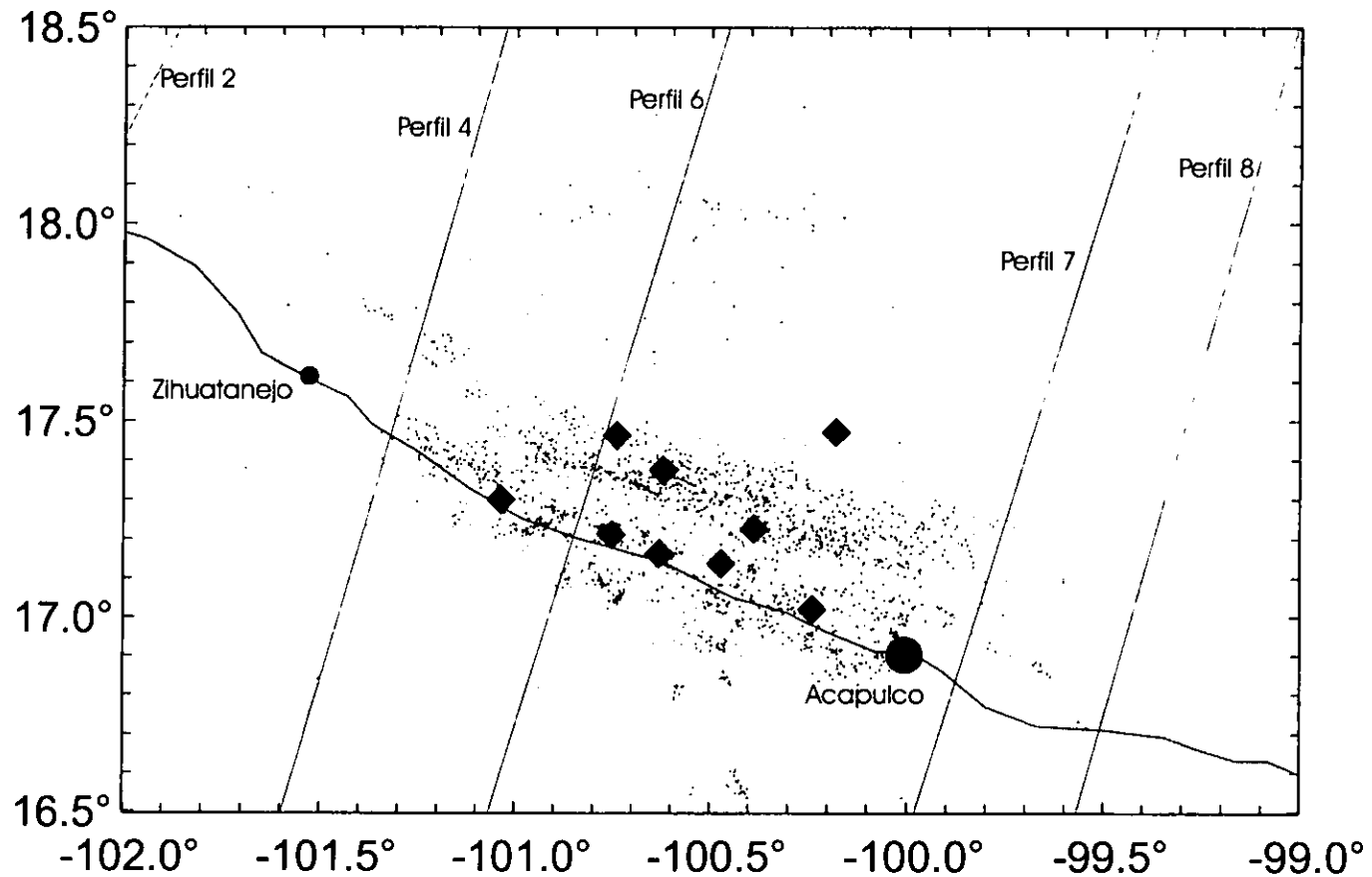


Figura 11.- Red de estaciones sismológicas en al costa de Guerrero (sistema de rombos), sismos detectados para esta zona (serie de puntos), y ubicación de perfiles para modelación gravimétrica.

IV.- Procedimiento del estudio

IV.1.- Generalidades del estudio gravimétrico

El método gravimétrico se basa en la obtención de datos en superficie sobre la variación del campo de gravedad. Así, las diferencias o distorsiones en este campo, de punto a punto, son causadas por alguna variación en la distribución de masa en la corteza terrestre. Esta característica es aprovechada, junto con la información geológica del lugar e información de otros métodos geofísicos, para interpretar el comportamiento a profundidad de la Tierra.

Debido a que la Tierra no es una esfera homogénea perfecta, la aceleración gravitacional no es constante sobre su superficie. La variación de los datos de gravedad depende de los siguientes factores: latitud, elevación, topografía de la zona en estudio, mareas terrestres, sensibilidad del gravímetro, variación regional de la densidad, y la variación vertical de la misma (efecto de isostasia). Así es que las anomalías causadas por los factores anteriores, excepto los referentes a la variación de la densidad, deben ser removidas para obtener sólo la anomalía de interés. Una vez corregidos los datos de campo (gravedad observada) por el efecto de marea y por la deriva del gravímetro a utilizar, el siguiente paso es obtener la anomalía de interés; esto se consigue al aplicar la siguiente expresión a los datos corregidos de campo:

$$AB=GO-GT+CAF-CB+CT \text{ (mGal)} \quad (1)$$

Donde AB: anomalía de Bouguer

GO: gravedad observada

GT: corrección por latitud (gravedad teórica, γ)

CAF: corrección de aire libre

CB: corrección de Bouguer

CT: corrección por terreno

Todos los factores dados en unidades de mGal.

En el caso de que en la expresión anterior no se incluya el factor CT se obtiene sólo la anomalía de Bouguer simple, en caso contrario se obtiene la anomalía de Bouguer completa.

Dado que en el geoide existen ondulaciones que se deben a atracciones horizontales no compensadas, junto con irregularidades superficiales que pueden ser rasgos muy extensos como masas continentales, sistemas montañosos y cuencas oceánicas, la gravedad teórica se calcula a partir de una figura de equilibrio de una Tierra horizontalmente homogénea, es decir una superficie equipotencial, refiriéndose a esta como elipsoide. Así, para calcular la gravedad teórica (γ) de acuerdo al sistema de referencia geodésico de 1967 (Association Internationale de Geodesie, 1993), se tiene:

$$\gamma = 978031.85(1+0.00527889\text{sen}^2(\phi)+0.000023462\text{sen}^4(\phi)) \text{ [mGal]}$$

en donde ϕ es la latitud.

El gradiente normal de la gravedad o corrección de aire libre se calcula por medio de:

$$CAF = +0.3086h \text{ [mGal]}$$

h en (m)

Y la corrección de Bouguer la calculamos con la fórmula de la placa de Bouguer:

$$CB = 2\pi G \rho h$$

donde G es la constante de gravitación universal $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ (Nm}^2\text{/kg}^2\text{)}$, ρ es la densidad de la placa (kg/m^3) y h es el espesor de la placa (m); de donde se maneja el término:

$$CB = 0.04193 \rho h \text{ (mGal)}$$

Substituyendo los términos anteriores en la expresión (1), obtenemos lo siguiente:

$$AB_T = g_0 - \gamma_0 + 0.3086h - 0.04193 \rho h + CT \quad (2)$$

donde el subíndice T identifica el término de anomalía de Bouguer Total.

Una vez obtenida la anomalía de Bouguer y de acuerdo a los objetivos propuestos, ya sean de carácter regional o local, debemos tener en cuenta lo siguiente: la componente de la anomalía de gravedad que hace una longitud de onda grande es usualmente referida como regional, en caso contrario, para longitud de onda corta, la componente es más local y a ésta se refiere uno como residual. La extracción de la residual desde la regional se puede hacer por métodos gráficos y computacionales. De estos se pueden listar los siguientes: método gráfico, ajuste polinomial, método espectral, método empírico de rejillas y segunda derivada vertical.

En este estudio no se hizo la separación de la anomalía residual de la regional debido a la distribución inhomogénea de los datos. Además, como los

objetivos del presente trabajo son enfocados al análisis del comportamiento de las placas tectónicas en la zona de subducción mencionada, entonces nos interesa más la tendencia gravimétrica regional para abarcar grandes profundidades (hasta la parte superior del Manto), por lo que las características superficiales (anomalía residual) no son de gran utilidad de acuerdo a lo que se plantea en los objetivos.

IV.2.- Recopilación de datos gravimétricos

Desde la Costa de Guerrero a la Sierra Madre del Sur, los datos gravimétricos fueron tomados con el gravímetro LaCoste & Romberg G247, con una distancia promedio de 5 km entre puntos de observación, que en su mayoría son ubicados sobre líneas de acceso. Las estaciones base con las que se trabajó son: la estación Club Internacional Acapulco (gravedad absoluta de 978515.991 mGal, ubicada en 16.78941 N y -99.79935 W), Aeropuerto de Acapulco (gravedad absoluta $G = 978516.700$ mGal, con coordenadas 16.761883 N y -99.75420 W) y Aeropuerto de Zihuatanejo (gravedad absoluta de $G = 978563.959$ mGal con coordenadas 17.6068584 N y -101.46501 W). La ubicación de los puntos en donde se tomaron los datos gravimétricos fue tomada con un equipo GARMIN 100 SRVY II GPS, utilizando el método diferencial; el cual es óptimo para obtener una buena posición y elevación de las estaciones gravimétricas. Las bases de referencia, necesarias para el manejo del GPS, se instalaron en la estación sísmica de Zihuatanejo y en el Club Internacional, en donde se ha mejorado la precisión en cuanto a la elevación y localización. Es necesario apuntar que la técnica diferencial de GPS para posicionamiento estático con el equipo GARMIN y el software PC100S2, utilizada provee una ubicación del siguiente orden; un HPE (Error

en Posición Horizontal) menor a los 5 m, y una relación del VPE (Error en Posición Vertical) de $VPE \sim 1.5HPE$. Este error es atribuido a la disposición y geometría de los satélites. Así, obtenemos un valor muy confiable de la anomalía de Bouguer Simple, dando un error promedio de 2 mGal (considerando un error máximo de la altura de 10 m).

Como ya se contaba con mas datos gravimétricos en la zona, éstos fueron proporcionados por Mena del Instituto de Geofísica, con esto se pretende abarcar más allá de la zona de Guerrero y cubrir la región cercana a la faja volcánica mexicana en la parte sur de México. Del mapa de anomalía de Bouguer simple de la República Mexicana (De La Fuente, et al. 1994) se extrajo la parte que cubre nuestra zona de interés (de 14° a 19° N y de 98° a 102° W); en la Figura 12 se muestra la sección tomada de esta carta gravimétrica. En el mapa mencionado se muestra también la cobertura de los datos con que se construyó dicho mapa, esto fue aprovechado para trazar la región que nos interesa y comparar la cobertura que se tenía anteriormente y la que ahora se tiene para esta zona; la diferencia no es mucha, pero en la Figura 13 podemos observar que se adicionaron más líneas de puntos de medición gravimétrica a lo largo de la costa de Acapulco y Zihuatanejo, mientras que al norte de Guerrero la cobertura es prácticamente la misma.

Como la cobertura de los puntos no es suficiente para construir un plano topográfico de la zona, con los valores de elevación de éstos, se recurrió para este fin a una base de datos denominada GTOPO30 (EROS, Data Center, 1996). El GTOPO30 es un modelo de elevación global digitalizado (DEM) resultado de la colaboración de un grupo internacional en el que participó el INEGI.

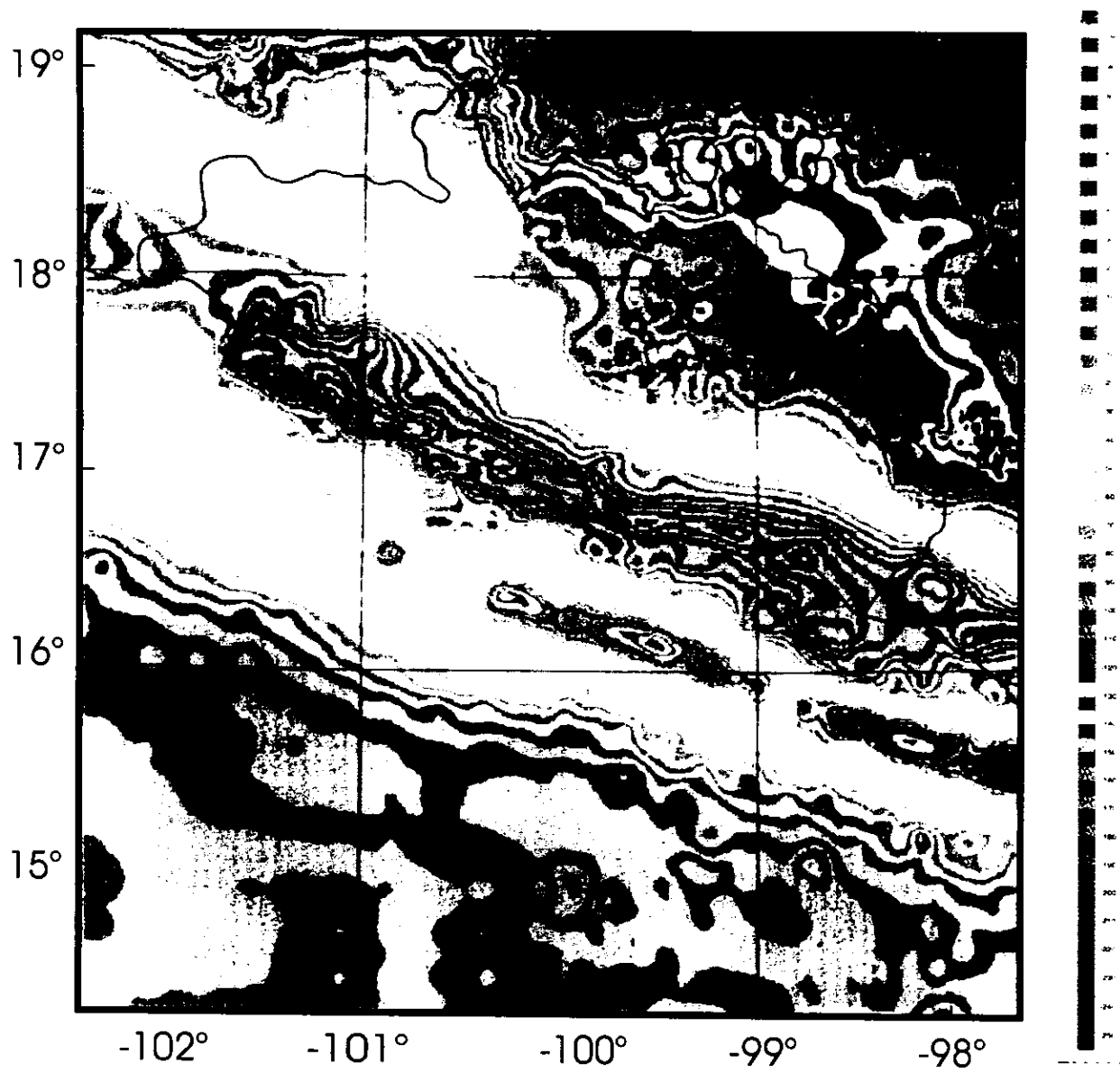


Figura 12 .- Anomalía de Bouguer simple (parte continental) y aire libre (parte marina) para el sudoeste de México escala en mGal. Sección tomada de la carta gravimétrica de la República Mexicana (Tomado de Mena et al, 1994).

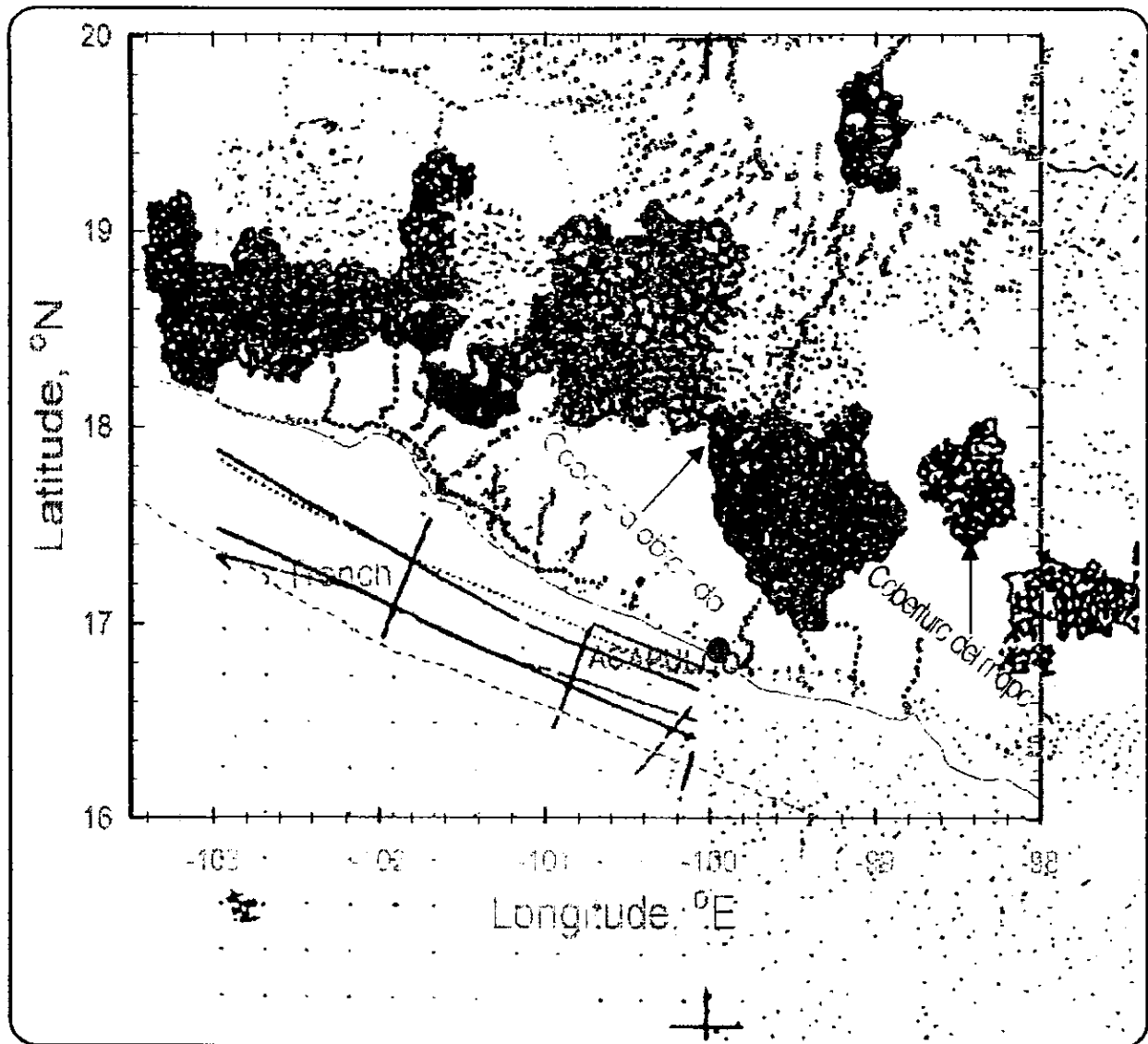


Figura 13.- Comparación entre la cobertura anterior, en el mapa de anomalía de Bouguer Simple, y la actual, en donde se adicionan más líneas de puntos de medición de la gravedad principalmente a través de la costa. La comparación es hecha sólo para la parte continental.

Los datos de elevación en GTOPO30 son regularmente espaciados cada 30 arcosegundos (aproximadamente 1 km). El plano obtenido será analizado más adelante. Para información más detallada sobre la base de datos mencionada se puede consultar la página de Internet (<http://edcwww.cr.usgs.gov>).

IV.3.- Procesamiento de datos gravimétricos

Los valores obtenidos en campo fueron corregidos por el efecto de marea y por los parámetros del gravímetro utilizado; esto se hizo con el paquete GRAVPAC, versión 1.4. Para tal efecto se manejó el tiempo medio de Greenwich para las tres estaciones de referencia con los valores de gravedad absoluta anteriormente mencionados; con la gravedad observada se procedió a calcular la anomalía de Bouguer simple de acuerdo a los parámetros establecidos en la ecuación (2); así, los valores de anomalía gravimétrica fueron referidos a la Red Internacional de Estandarización de gravedad, 1971 (I.G.S.N, 71) y al Sistema geodésico de Referencia, 1967. Para calcular la anomalía de Bouguer se utilizó una densidad promedio de 2.67 g/cm^3 .

Los datos proporcionados por Mena fueron verificados y corroborados; con el fin de tener una concordancia en la unión de los datos para la zona en estudio; así se llegó a la conclusión de que los datos proporcionados estaban debidamente corregidos (estando referenciados con la misma IGSN71) y que representaban la anomalía de Bouguer simple.

Como todos los datos estaban agrupados en líneas (cubriendo la zona de interés), éstas fueron aprovechadas para efectuar la corrección por terreno.

IV.4.- Corrección por terreno de la anomalía de Bouguer

IV.4.1.- Generalidades sobre la corrección por terreno

Como nos interesa analizar el campo gravimétrico a partir de la anomalía de Bouguer Total, entonces una de las tareas a realizar fue la de adicionar la corrección por terreno a la anomalía de Bouguer simple de acuerdo a la ecuación (2).

El valor gravimétrico tomado en campo se ve afectado, como ya se señaló antes, por múltiples factores; un factor adicional es la contribución del relieve topográfico, esta contribución es mayor en zonas de amplio cambio topográfico y menor en superficies de topografía suave; esto se ejemplificará más adelante.

Existen varios métodos para establecer la corrección por el terreno, aunque en cada uno de estos se requiere conocer a detalle el relieve cerca de la estación, contando además con mapas topográficos de buena calidad. El método más comúnmente usado es el método de Hammer. El área que circunda a la estación de observación es dividida en una serie de semicírculos concéntricos (o bandas) denominados zonas Hammer; éstas son identificadas con letras, teniendo desde la A (0.4 a 2 metros de radio) hasta la M (14.7 a 21.9 kilómetros). Cada zona es dividida a su vez en compartimentos. Las zonas cercanas son de la A a la E con un radio máximo de 400 metros. Las zonas alejadas son de la F a la M cubriendo desde los 400 metros hasta los 21.9

kilómetros. El efecto gravimétrico es calculado como el efecto de una parte de un cilindro vertical que envuelve a la estación de observación (Gerrit Schol, 1997).

Todas las contribuciones son calculadas y sumadas para obtener la corrección por el terreno para una estación en particular.

Un método utilizado en campo para determinar el efecto del terreno de las zonas alejadas es por medio de un inclinómetro vertical de mano.

Otra alternativa que se maneja en este trabajo, es que a partir de una malla con valores de corrección por el terreno para zonas alejadas, (valores previamente calculados para cierta área por la integración del efecto de atracción gravitacional de las masas de la topografía), con puntos equiespaciados, efectuar una interpolación para nuestros puntos de interés que se ubiquen dentro de la malla.

La malla de donde se extrajeron los datos de corrección por el terreno fue obtenida de la base de datos Digital Topography & Terrain Corrections of Mexico (Aiken, et al. 1997) con las siguientes especificaciones: las mallas de 18 seg para la corrección por terreno, para la región de México han sido generadas de acuerdo a los 18'' digitalizados de la elevación del modelo estimado desde el original DEM de 3'' para México (Balde, 1995).

Se especifica que el efecto por el terreno en cada punto de la malla es la suma de los efectos de nueve prismas rectangulares rodeando el punto, extendiéndose hasta un máximo de cuarenta celdas, o aproximadamente 20 km. Así, de las nueve mallas hechas para México se utilizó la denominada

“tc109-15.d12”; en donde 109-15 indica que la esquina inferior izquierda de ésta empieza en (109°W, 15°N), d12 indica el tamaño de la malla cuadrada (109° a 98°W y 15° a 26°N), teniendo un espaciamiento entre celdas de “0.005°”(0.55 km); esto es muy favorable ya que la interpolación será más confiable que la hecha con celdas de varios kilómetros de tamaño, manejadas en otros estudios, por ejemplo; el espaciamiento utilizado de 1.85 km por 1.85 km para un estudio de caracterización geofísica realizado en parte de Guerrero (García, 1995).

IV.4.2.- Procedimiento de la corrección

Para efectuar la corrección por el terreno, de la ecuación (2) tenemos que

$$AB_T = AB + CT$$

Entonces, para obtener CT en el punto de observación y adicionarlo a AB se planteó el siguiente procedimiento: como esta corrección se encuentra distribuida sobre una malla, nuestros puntos de observación no corresponden exactamente a la ubicación de los puntos que forman las celdas de la malla; por lo que debemos efectuar una interpolación, y para efectuarla se aprovecharon las ventajas que ofrece el software WinSurfer, en el cual con el comando “residuals” se obtuvo la diferencia entre los valores de los puntos correspondientes a la malla contra los respectivos datos de observación gravimétrica distribuidos de manera no uniforme (ver Figura 13). Antes de efectuar dicha interpolación se editaron los archivos con los datos a corregir (AB), en donde se preparó la ubicación de cada punto a corregir con su respectivo valor de AB con el signo cambiado (-AB); esto con el fin de obtener con la ejecución del WinSurfer la diferencia

$$-AB - CT \text{ ó } -(AB + CT),$$

después de dicha operación sólo se cambia el signo de los valores obtenidos para llegar a AB_T . Como el tamaño de las celdas de la malla de CT es de $0.005^\circ \times 0.005^\circ$, por precaución se hizo una interpolación lineal con un radio de 0.004° para no interpolar a través de varias celdas, y así obtener un CT más confiable en los puntos de interés.

Una vez obtenida AB_T se efectuó la operación

$$dt = AB_T - AB$$

para todos los puntos de observación, en donde $dt = CT$. Esta operación se realizó para visualizar cómo es que CT influye en la anomalía de Bouguer Completa. En las Figuras (14a) y (14b) se muestra el rango de la contribución de CT (en algunos puntos es mayor a los 9 mGal); los puntos en donde la corrección es mayor corresponden a zonas de cambios bruscos de topografía, y los puntos de menor corrección (casi nula) se ubican en las planicies, como la costa. De acuerdo a esto podemos señalar que en las zonas montañosas como la Sierra Madre del Sur y la parte sur del MVB, la anomalía de Bouguer obtenida al aplicar CT es más representativa del efecto gravimétrico de estructuras profundas que se tienen en esta zona, lo cual nos lleva a una interpretación más adecuada sobre el comportamiento del campo gravimétrico sobre la zona de Guerrero.

IV.5.- Datos de la zona marina

IV.5.1.- Batimetría

Los datos de topografía para la parte marina se tienen contemplados en la base de datos GTOPO30, anteriormente mencionada, pero en esta sección se trata

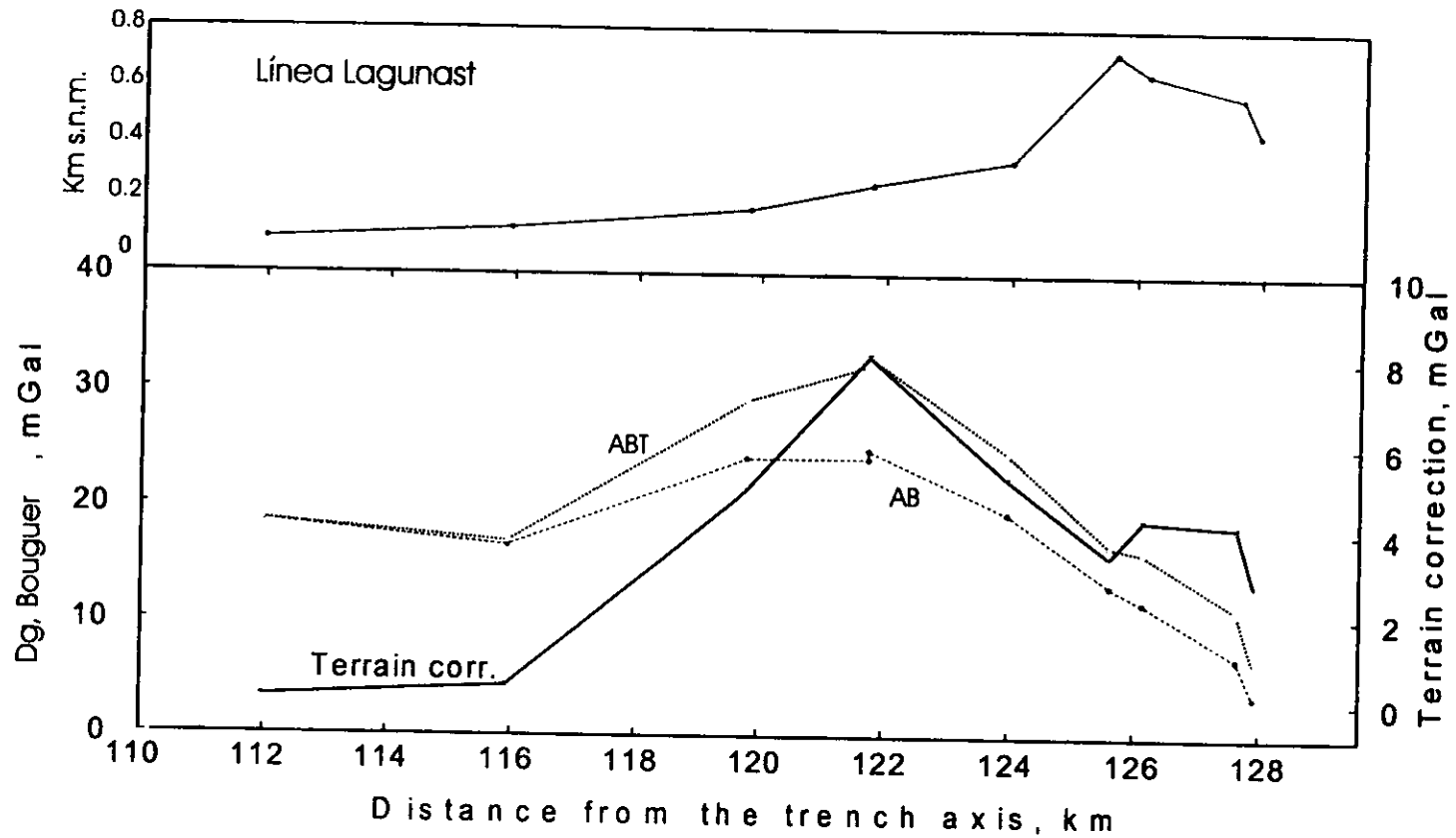


Figura 14a .- Alta contribución de la corrección por el terreno (superior a los 8 mGal). La línea de triángulos representa el rango de la corrección, la línea que une los puntos sólidos representa la anomalía de Bouguer Simple (AB) y la línea de puntos abiertos representa la anomalía de Bouguer Total. Escala de elevación es aumentada en proporción 1:10 con respecto a la horizontal.

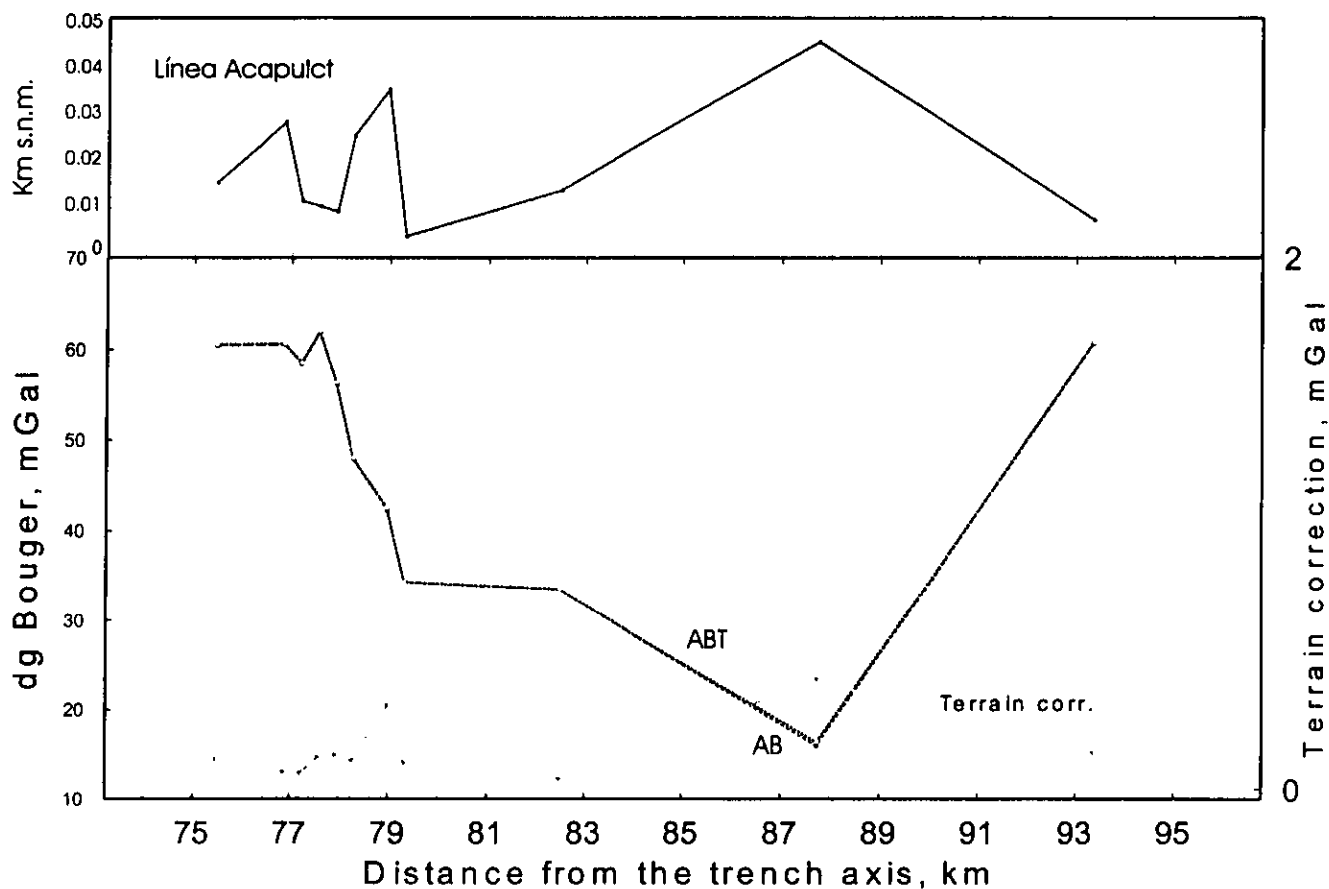


Figura 14b .- Poca contribución de la corrección por terreno ya que la magnitud de la topografía es pequeña.
 Magnitud de escala vertical dada enproporción 1:100 con respecto a la escala vertical.

de señalar que tanto estos como los datos de altimetría han sido recopilados a partir de una cobertura satelital y por las travesías hechas por los barcos (Sandwell y Smith, <http://topex.ucsd.edu>). La forma en que se obtiene la batimetría en los barcos es por medio de un ecobatímetro; el cual, con la ayuda de un sistema de sonar calcula el tiempo en que una señal viaja al fondo oceánico y regresa, determinando así la profundidad del piso marino. Lo anterior se hace cubriendo una malla pre-diseñada sobre la zona de interés.

Aunque no se tiene una cobertura total para nuestra zona de estudio, investigadores como Sandwell y Smith (<http://topex.ucsd.edu>), con el apoyo de altimetría y batimetría han determinado el comportamiento del piso oceánico para varias partes del mundo incluyendo el Pacífico Este.

IV.5.2.- Altimetría

Para la parte marina que cubre nuestra zona de estudio, los datos de altimetría compilados por Sandwell y Smith, fueron adicionados al archivo de anomalía de Bouguer Completa para poder construir el plano gravimétrico de la zona. Investigaciones anteriores señalan que los datos de Δg reducidos de la altimetría tienen una desviación estándar, con respecto a los datos Δg marinos, de alrededor de 8 mGal (Balmino, *), lo cual puede ser aceptable de acuerdo a los fines que persigue este estudio.

Podemos comentar, a grandes rasgos, que en la obtención de datos de altimetría por satélite se tiene en cuenta que la diferencia entre la altura sobre el elipsoide y la altitud sobre la superficie oceánica es aproximadamente igual a la altura del geoide

$$N = h^* - h$$

(Sandwell y Smith, <http://topex.ucsd.edu>). Con esta característica se puede llegar a obtener el valor gravimétrico para los puntos de medición, aunque el procedimiento para hacerlo es algo elaborado, puede consultarse para tal efecto la referencia anteriormente señalada.

Sandwell y Smith señalan que la combinación de los datos de altimetría satelital y de los cruceros marítimos, se tiene una primera vista global de toda la base oceánica con una resolución de longitud de onda de 20-30 km. Mencionan que no es una cobertura de alta precisión pero que puede ser utilizada para fines regionales, como lo es nuestro caso.

IV.6.- Anomalía de Bouguer Total

Como referencia para el análisis del comportamiento de la anomalía de Bouguer, previamente se hace una revisión de los rasgos topográficos que se tienen en la región de interés.

IV.6.1.- Relieve topográfico

Para analizar el relieve topográfico, se realizó un plano que es mostrado en la Figura 15, en donde se puede apreciar claramente el amplio rango del relieve tanto de amplitud como de profundidad. Lógicamente, la zona más profunda se localiza a lo largo de la Trinchera, registrando profundidades cercanas a los 5,000m; hacia el sudoeste de esta zona se observa que el relieve del piso oceánico es suave. En la Figura 16 se visualiza muy fácilmente que casi no se

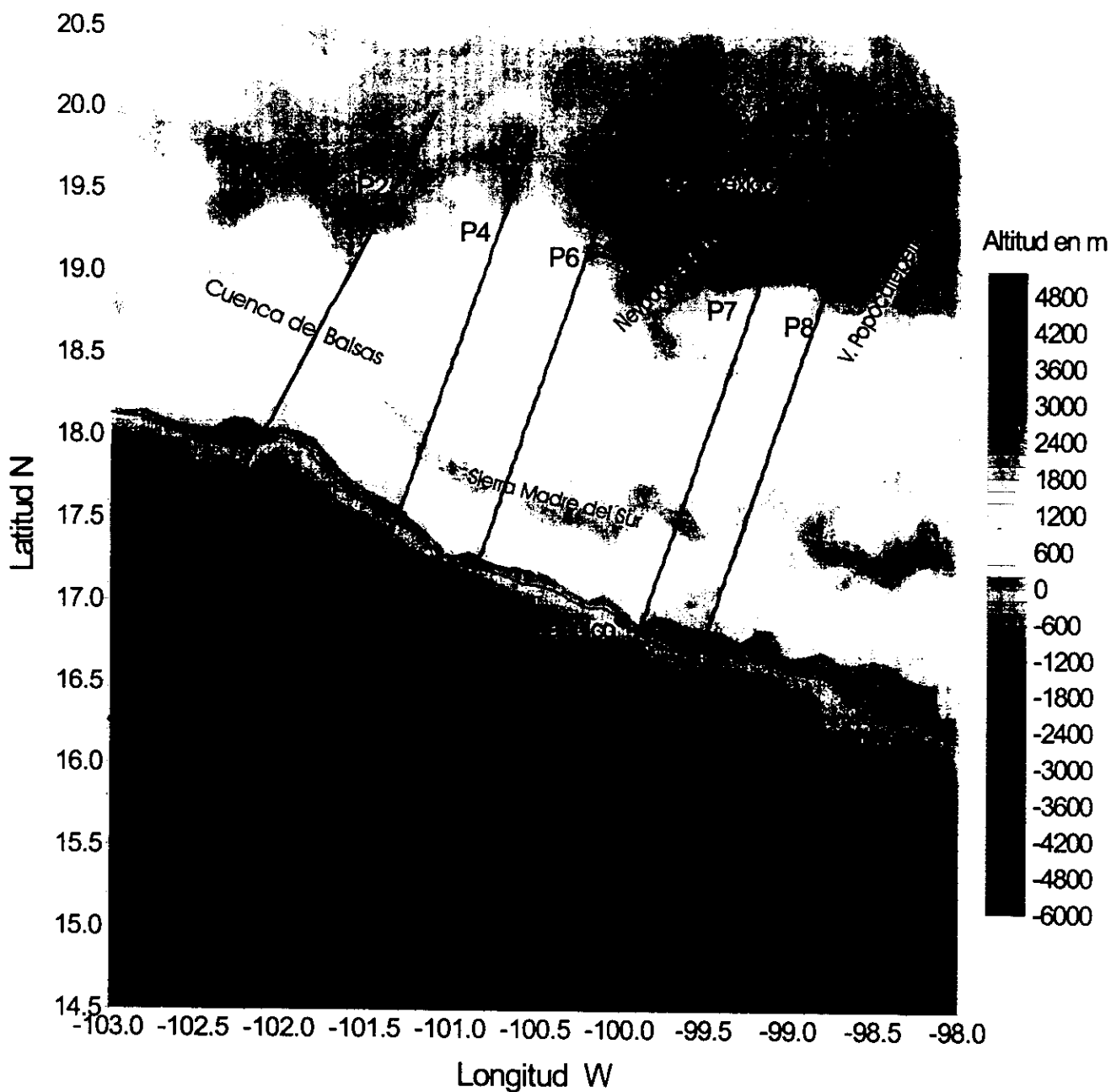


Figura 15: Plano topográfico del SW de México; intervalo de nivel cada 200 m.
 Nótese la fácil identificación de la Trinchera de Mesoamérica.
 Se muestran los perfiles gravimétricos a modelar, los cuales pasan transversalmente a la Trinchera.

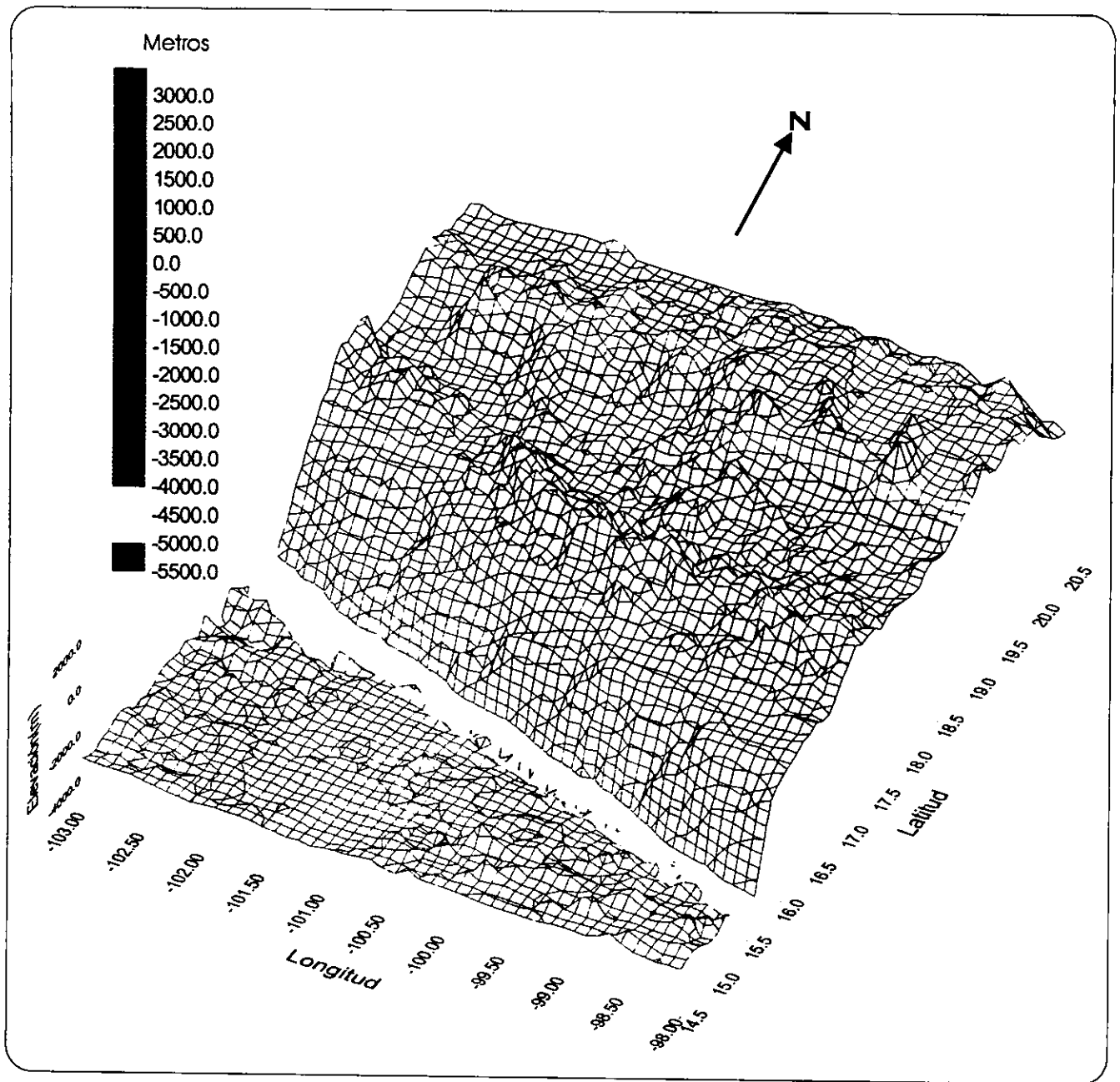


Figura 16 .- Superficie topográfica para el sudoeste de México. La zona más profunda pertenece a la trinchera y la zona más elevada es la Faja Volcánica. Elevación en metros. Figura girada 332° vista en proyección ortográfica.

tiene plataforma continental ya que a partir de la costa se registra un cambio abrupto de la topografía debido a la existencia de la Trinchera de Meso América (MAT). En la parte continental los rasgos más importantes que se pueden señalar son la Sierra Madre del Sur, con alturas máximas de ~2500 m.s.n.m. En la parte noroeste se tiene una zona de entre 0 y 600 m de altura, correspondiente a la Cuenca del Balsas que desemboca en el Pacífico. En la parte norte se aprecia claramente la zona correspondiente a la Faja Volcánica, en donde se tienen elevaciones promedio de cerca de los 4,000 m.s.n.m.

IV.6.2.- Análisis cualitativo del campo gravimétrico

En la parte marina, como se puede observar en la carta de anomalía de Bouguer simple (Figura 12) y en la Figura 17a (Anomalía de Bouguer Completa para la parte continental), no se tienen cambios bruscos en la anomalía gravimétrica, ya que ésta varía de 0 a 40 mGal; este señalamiento puede observarse mejor en la Figura 17b. La pequeña variación gravimétrica más allá de la Trinchera no permite visualizar características importantes como lo es la Zona de Fractura de O’Gorman, sólo en el extremo sudoeste de la Trinchera se observa un cambio de la anomalía de positiva a negativa, precisamente en la intersección de la Zona de Fractura de Orozco con la Trinchera (102° W, ver Fig.8).

En la Trinchera de Meso América se observa una zona muy bien definida tanto por el rasgo topográfico (Fig.15) como por la anomalía gravimétrica, en esta zona se tienen variaciones desde -10 mGal, en el contorno de la misma, hasta -120 ó -130 mGal en la parte central de la zona, en donde se tiene el contacto entre la placa de Cocos y la placa de Norteamérica. Cubriendo la

línea de costa se tiene una franja de alta anomalía; en la Figura 17a se observan claramente cambios muy importantes; en el extremo oriente de esta franja se tiene una zona en donde se alcanzan los 110 mGal, pero a partir de ésta la anomalía disminuye hasta los 50 o 40 mGal en 99°W . Desde esta longitud hasta 101°W se tienen pocos cambios en la anomalía; precisamente en la delimitación de estas longitudes se encuentra la zona denominada “Brecha sísmica de Guerrero (Gap de Guerrero)” (Kostoglodov et al. 1996) señalada en la Figura 8. Terminando esta zona hacia el poniente se observa un nuevo aumento en la anomalía gravimétrica alcanzando los 100mGal, el cual se desvanece pasando 101.5°W . En el extremo poniente de esta zona la anomalía gravimétrica vuelve a aumentar aunque en menor proporción que en las zonas anteriores. Al observar las zonas de alta anomalía (Fig. 17 a) con las correspondientes zonas sísmicas señaladas en la Figura 8, podemos señalar que ambas tienen cierta relación, pudiendo representar las zonas en donde se registra la mayor actividad de deslizamiento entre la placa de Cocos y la de Norteamérica.

Al pasar la zona de alta anomalía, el efecto gravimétrico disminuye paulatinamente; así, cubriendo la franja delimitada entre $18.5^{\circ}\text{-}19^{\circ}\text{N}$ hasta $16.5^{\circ}\text{-}17^{\circ}\text{N}$, la anomalía oscila entre 50 y -50 mGal. En el extremo poniente de esta franja se tiene una región en donde la variación es más suave, esto se observa en las inmediaciones de la cuenca del Balsas que según Woollard y Monges (1956) está cubierta por rocas volcánicas. Al norte de la franja señalada la anomalía gravimétrica sigue disminuyendo lentamente; en la zona de variación del campo gravimétrico de -50 mGal a -100 mGal se ubica la zona de falla Oaxaca que limita los bloques Michoacán – Guerrero (Figura 4) (Johnson et al. 1989).

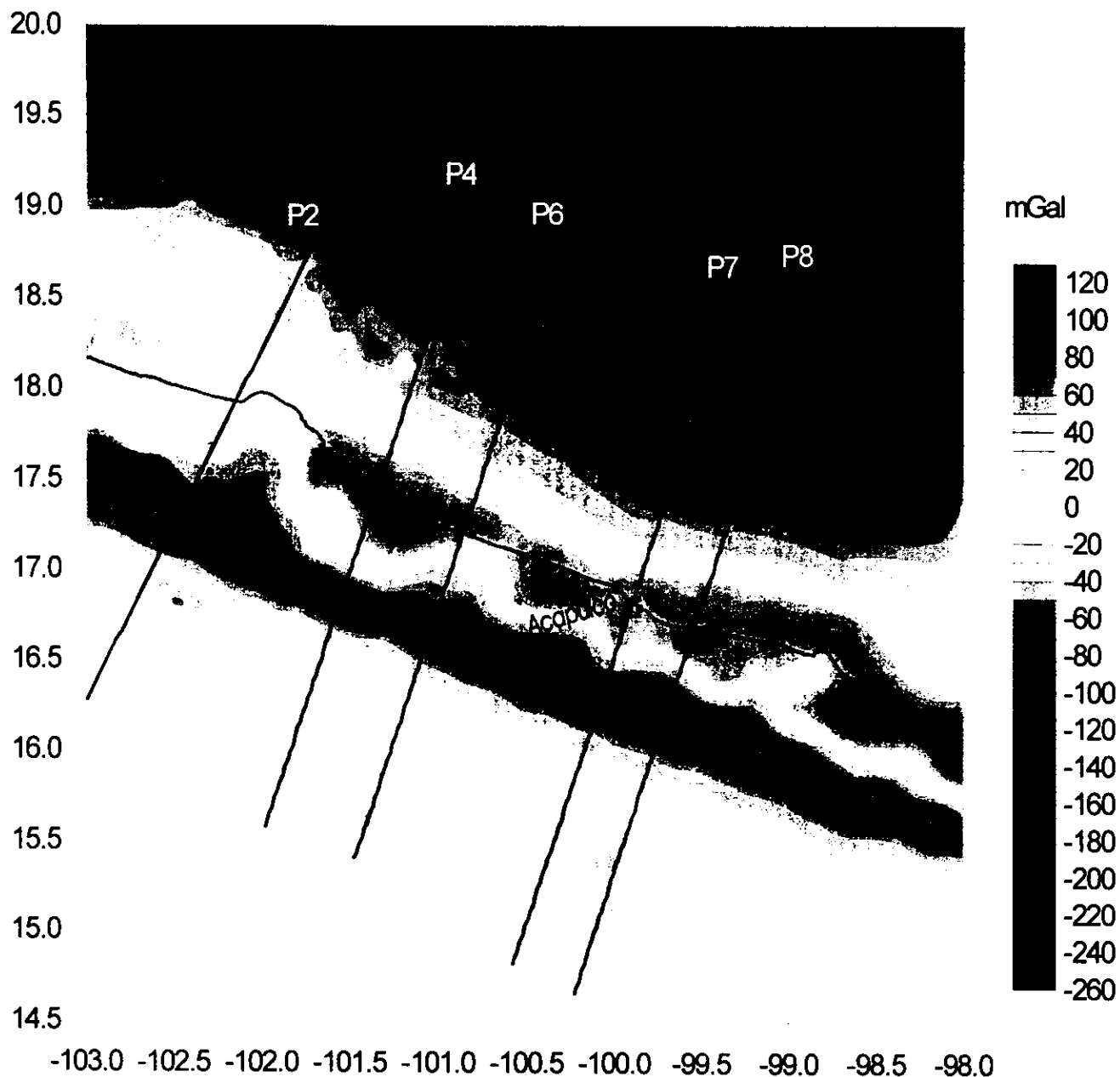


Figura 17a .- Plano de anomalía de Bouguer Completa para la parte continental y aire libre para la zona marina. Intervalo cada 10 mGal. Nótese que el mínimo gravimétrico se tiene en la Faja Volcánica Mexicana, y que el máximo se manifiesta a lo largo de la costa, en donde se ubican las zonas sísmicamente activas. Se muestra la ubicación de los perfiles a modelar.

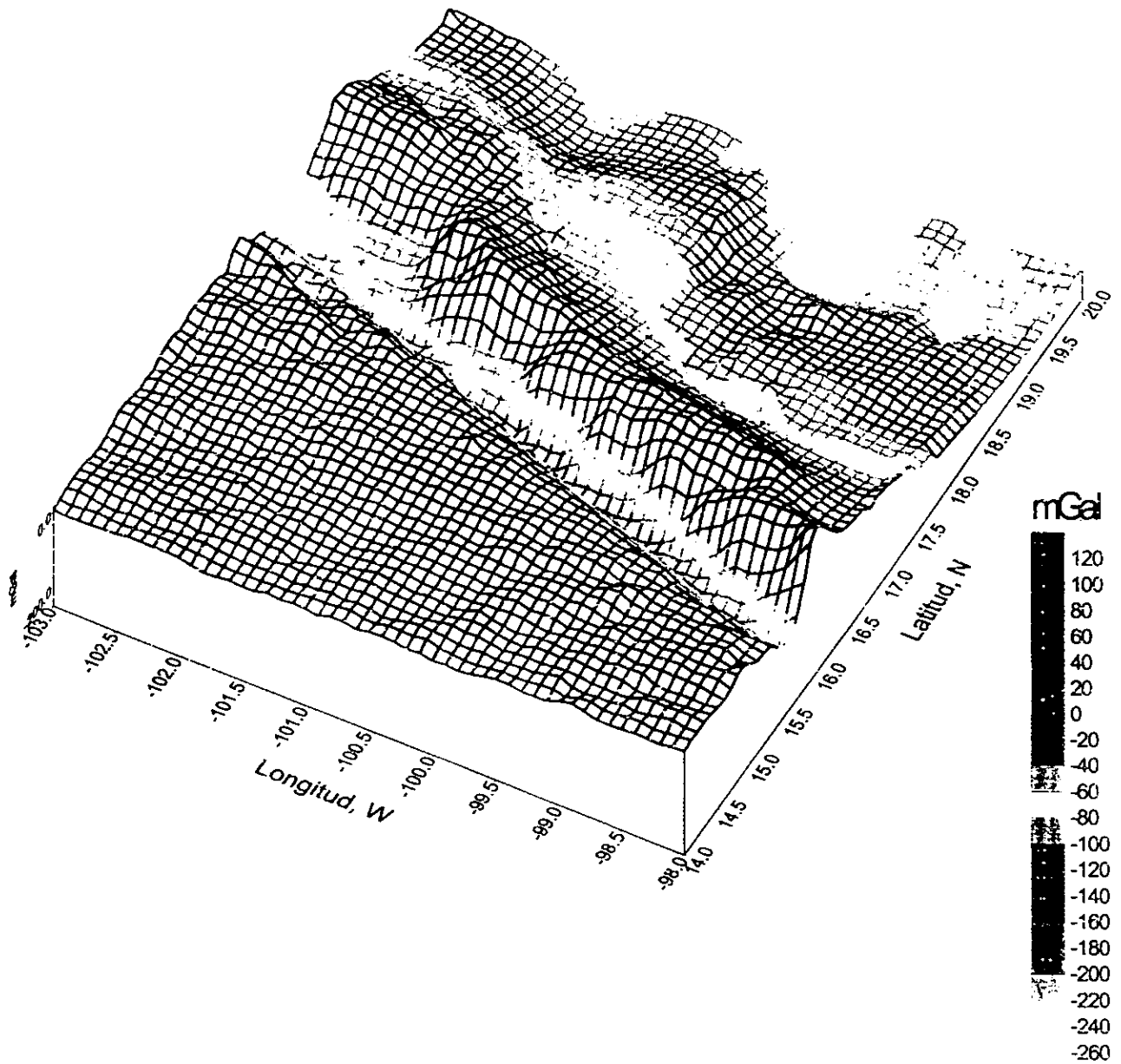


Figura (17b).- Superficie de anomalía de Bouguer completa para el continente y aire libre para el mar. Proyección ortográfica, figura rotada 332° para mejor visibilidad.

Entre 98° y 100° W la disminución del campo sigue gradualmente hasta 18.5° N, en donde precisamente empieza el efecto relacionado al MVB. En el extremo oriente de esta región, la anomalía tiene un valor mínimo (-220 mGal) cubriendo la Sierra Nevada, entre 98° - 99° W y 19° - 20° N, situándose en el extremo inferior de esta zona los volcanes Popocatepetl e Ixtazihuatl (ver Fig.4). Al poniente de esta zona la anomalía se mantiene en un valor muy bajo que se extiende en una zona más amplia que la del oriente; por 19° N de esta zona al alcanzar los -200 mGal se observa la influencia clara del efecto gravimétrico provocado por el cuerpo del Nevado de Toluca.

Las zonas de anomalía gravimétrica con valores máximo y mínimo respectivamente, que se han analizado, apoyan varias de las sugerencias propuestas por Woollard y Monges (1956) con base en la hipótesis de Gunn (1937) con respecto a las condiciones requeridas para marcar una relación entre la Trinchera de Meso América y la manifestación tectónica que se observa hacia el continente.

IV.6.3.- Diseño de Perfiles

De acuerdo al análisis del campo gravimétrico y de la disposición de los datos de campo, se propusieron diez perfiles que cubrieran desde varios kilómetros al sur de la Trinchera pasando perpendicularmente por esta para finalizar en el límite norte hasta donde se tiene información gravimétrica, que por fortuna se alcanza a cubrir la parte sur del Cinturón Volcánico. Esta propuesta se hizo con el fin de cubrir el área hasta donde supuestamente tiene influencia la zona

de subducción, y así poder interpretar de forma regional el comportamiento estructural de sobre dicha zona.

El diseño de los perfiles se hizo con la precaución de que estos no invadieran zonas entre sí, para lo cual se dispusieron franjas de los puntos que serían proyectados para cada perfil, contando con diferente ancho y longitud de cada una de estas. A continuación se muestran las características de los perfiles que se exponen en la Figura 18, de los cuales sólo se modelaron cinco por razones que se dan más adelante.

Perfil	Lat. inicial (°N)	long. inicial (°W)	Lat. final (°N)	Long. final (°W)	Ancho a cada lado (Km)	Longitud (Km)
1	16.40	103.20	20.00	101.50	3.00	370.97
2	16.25	103.00	20.00	101.10	30.00	469.93
3	16.20	102.60	20.00	100.90	10.00	455.9
4	15.60	101.85	20.00	100.60	20.00	503.98
5	15.40	101.65	20.00	100.30	10.00	531.01
6	15.40	101.40	20.00	100.00	15.00	529.95
7	14.80	100.50	20.00	98.90	20.00	600.15
8	14.60	100.10	20.00	98.70	20.00	569.62
9	14.60	99.80	19.60	98.30	15.00	574.18
10	14.50	99.40	19.40	98.00	20.00	525.04

Tabla 1: Coordenadas y características de los perfiles propuestos.

Los perfiles 2, 4, 6, 7 y 8 son los que se procesaron.

Con referencia en la Figura 18, posteriormente a ésta, se muestran los gráficos de los perfiles anteriormente listados (de la Fig. 18.1 a la 18.10); en estos se observa tanto el comportamiento topográfico así como la anomalía completa de Bouguer por donde pasa cada perfil. En estos gráficos la curva con el nombre "dg" representa la interpolación de la anomalía completa de Bouguer obtenida del plano mostrado en la Figura 17 a, "AB_T" representa la serie de puntos de campo en donde se obtuvo la anomalía de Bouguer Total, estos puntos son proyectados a cada perfil correspondiente cubriendo la anchura señalada en la Tabla 1; la curva topográfica fue obtenida del plano topográfico construido.

Como en la parte continental se tiene mayor control de los datos gravimétricos, marcados con puntos en los perfiles, entonces se optó utilizar directamente éstos en unión con los de interpolación para la parte marina; de esta manera se seleccionaron los perfiles que preferentemente contienen un número mayor de puntos para la parte continental, eliminando así los perfiles 1, 3, 9 y 10. El perfil 5 aunque tiene una densidad mayor de puntos que los anteriores, no fue procesado debido a que tiene una tendencia, tanto topográfica como gravimétrica, similar a la del perfil 4, aunque lo cual quiera decir que el comportamiento del subsuelo deba ser el mismo en las regiones por donde pasan estos dos perfiles pero se optó por utilizar sólo el perfil 4 para tener una visión más general relacionada con los otros perfiles. De esta forma, los perfiles procesados para modelación de la estructura de la zona de interés fueron: 2, 4, 6, 7 y 8; cinco perfiles que son analizados más adelante.

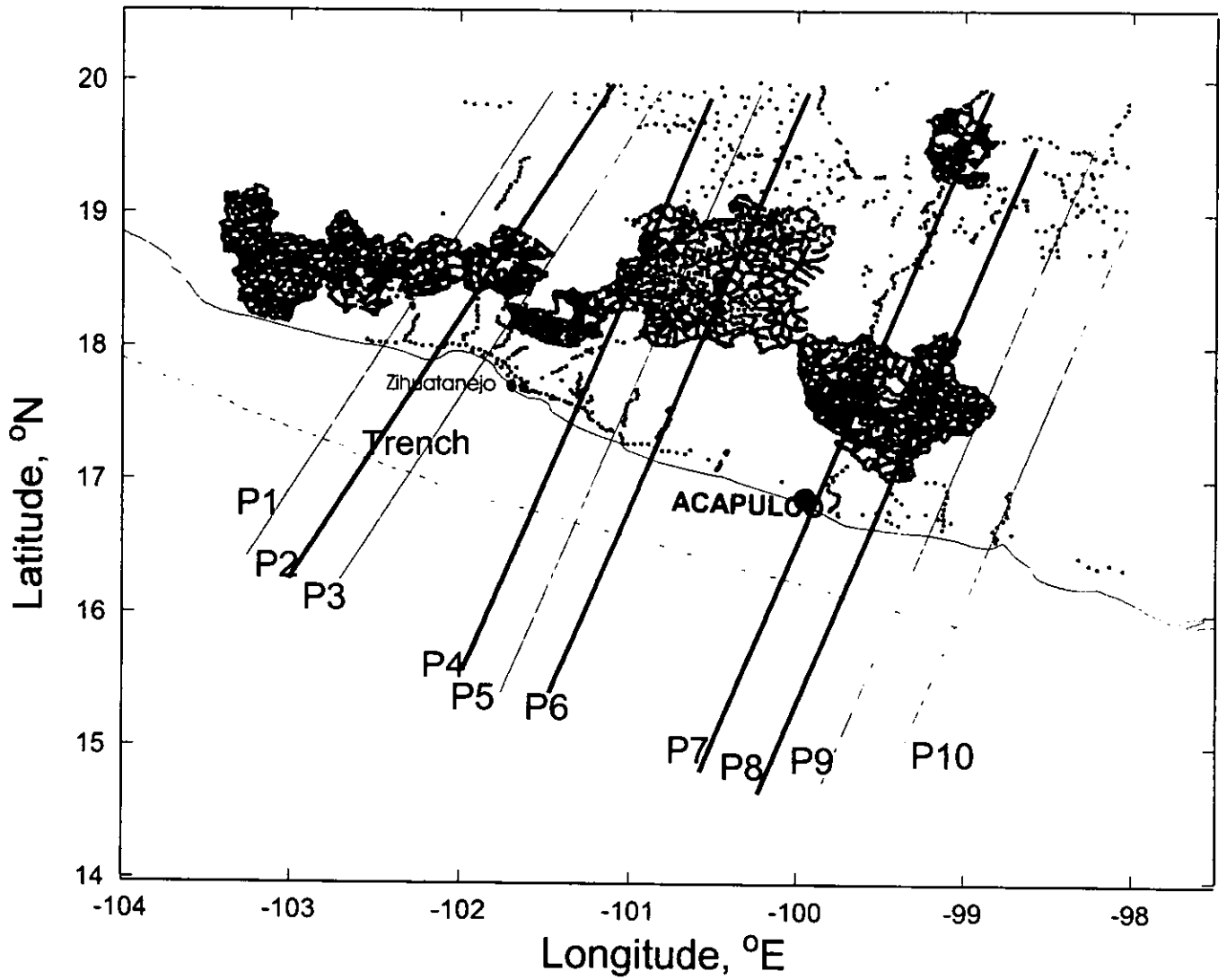


Figura 18.- Distribución de datos gravimétricos para el continente.
Perfiles gravimétricos propuestos

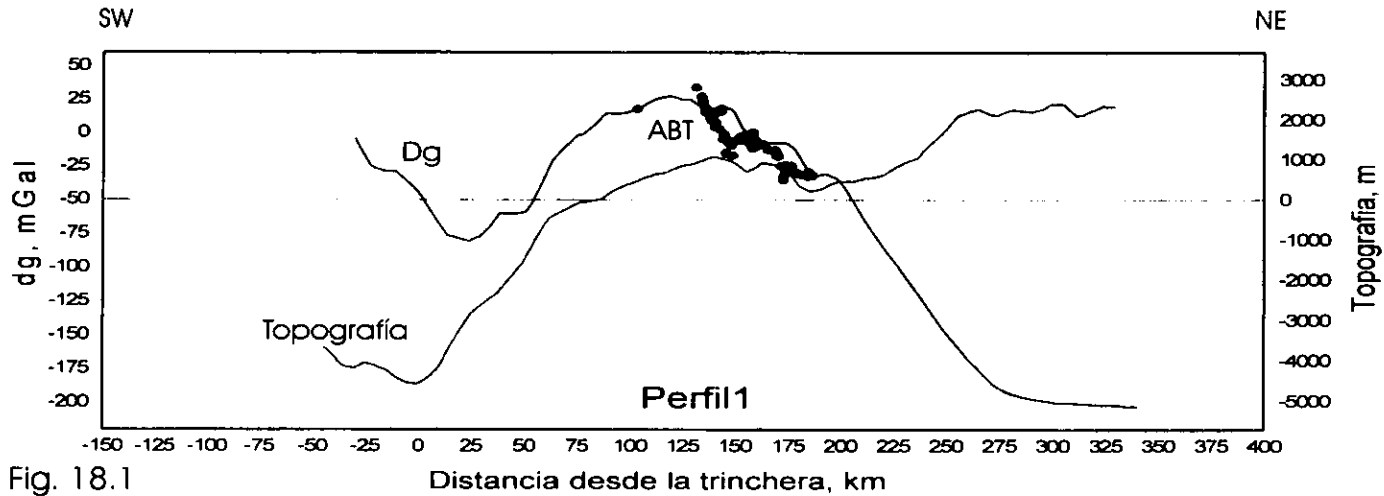


Fig. 18.1

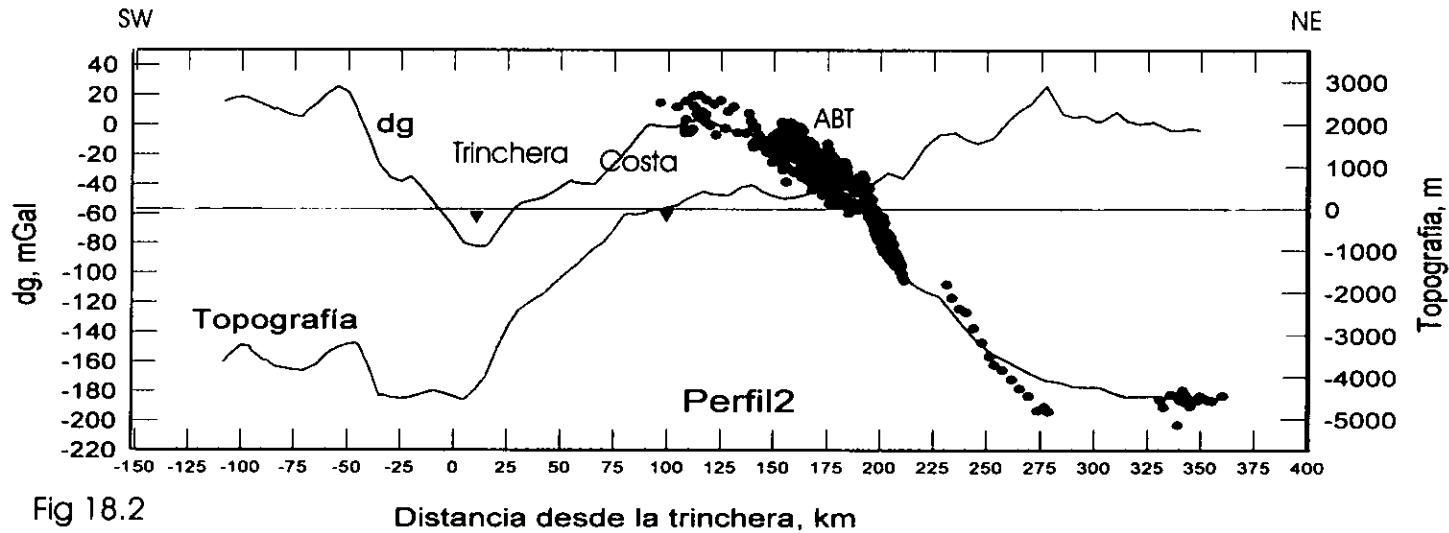


Fig 18.2

Figuras 18.1 y 18.2.- Mostrando los perfiles 1 y 2 respectivamente. Dg representa la interpolación de la anomalía de Bouguer Total para el continente y aire libre para el mar; ABT representa la anomalía de Bouguer Total para puntos obtenidos en continente. De la Fig. 18.1 a la 18.10 la escala de topografía está exagerada con respecto a la horizontal.

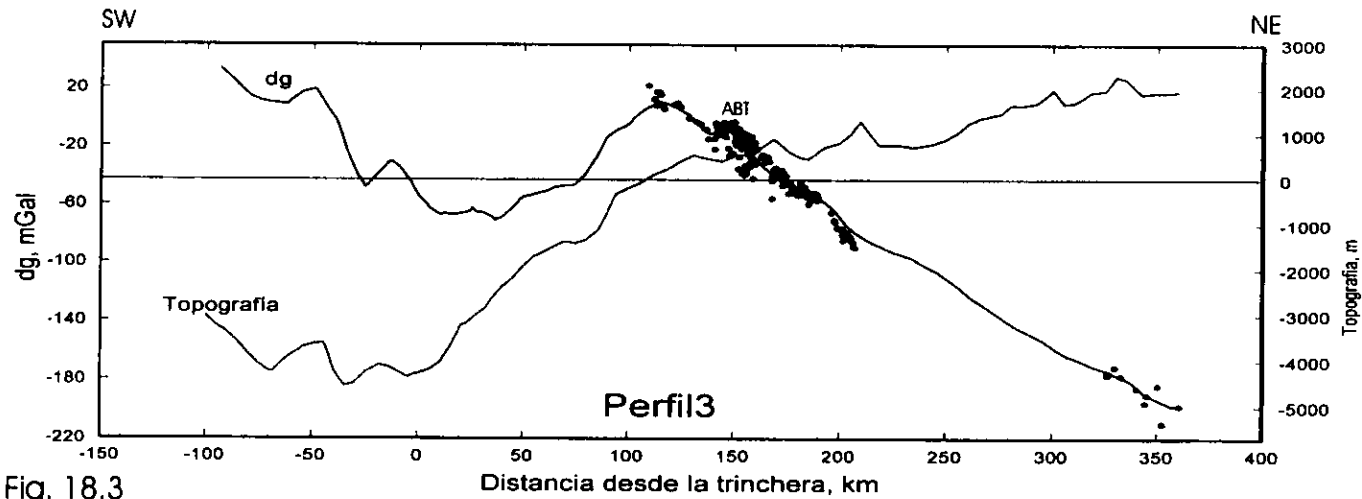


Fig. 18.3

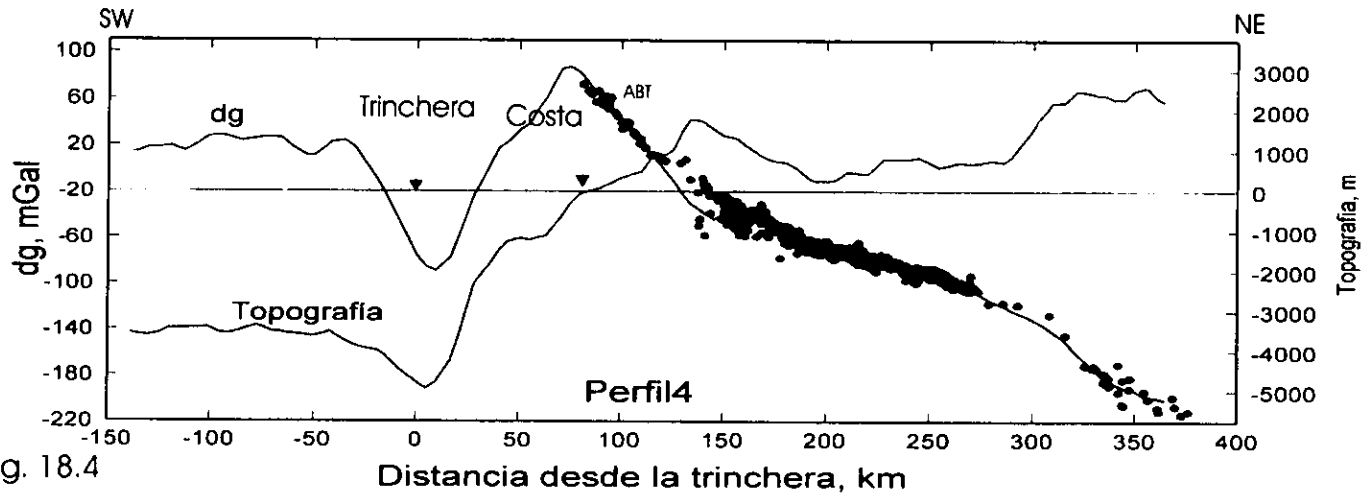


Fig. 18.4

Figuras (18.3) y (18.4).- Mostrando los perfiles 3 y 4 respectivamente. Dg representa la interpolación de la anomalía de Bouguer completa para el continente y aire libre para el mar; ABT representa la anomalía de Bouguer Total para puntos obtenidos en continente

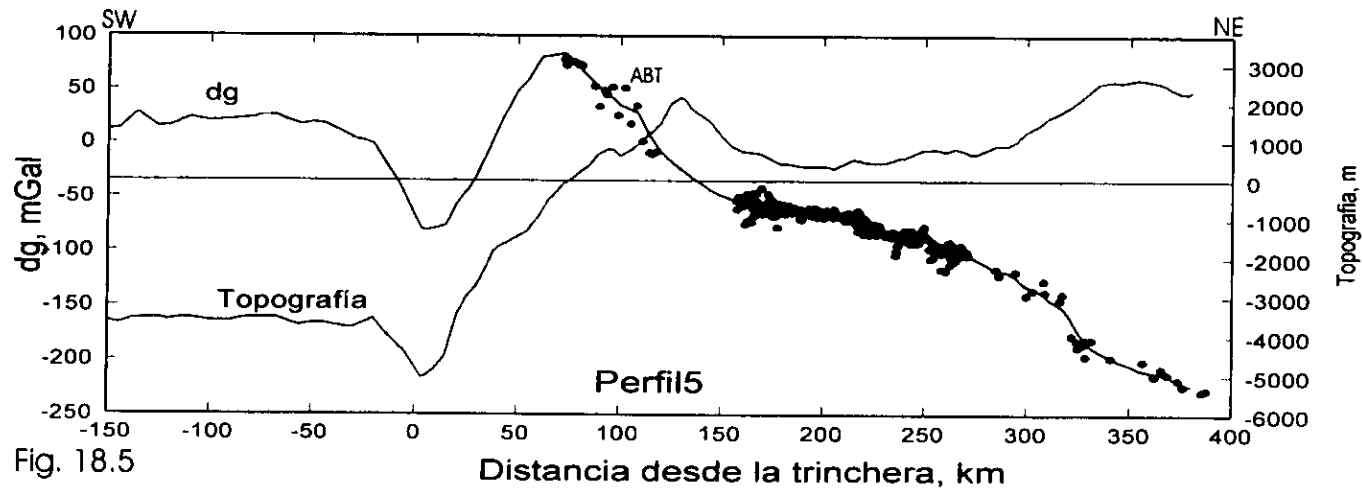


Fig. 18.5

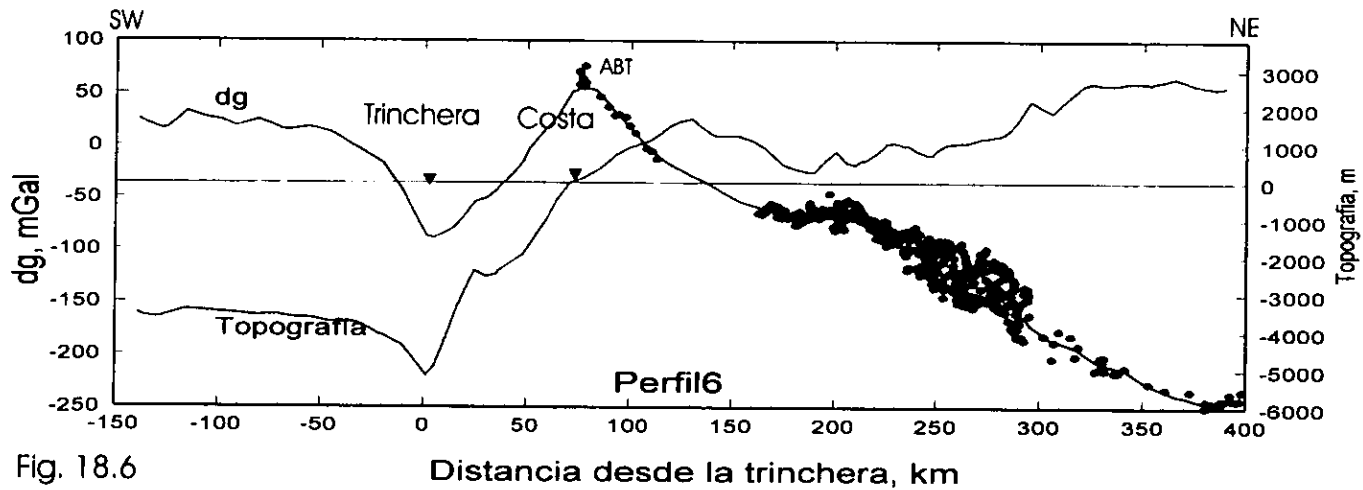


Fig. 18.6

Figuras 18.5 y 18.6.- Mostrando los perfiles 5 y 6 respectivamente. Dg representa la interpolación de la anomalía de Bouguer completa para el continente y aire libre para el mar; ABT representa la anomalía de Bouguer Total para puntos obtenidos en continente.

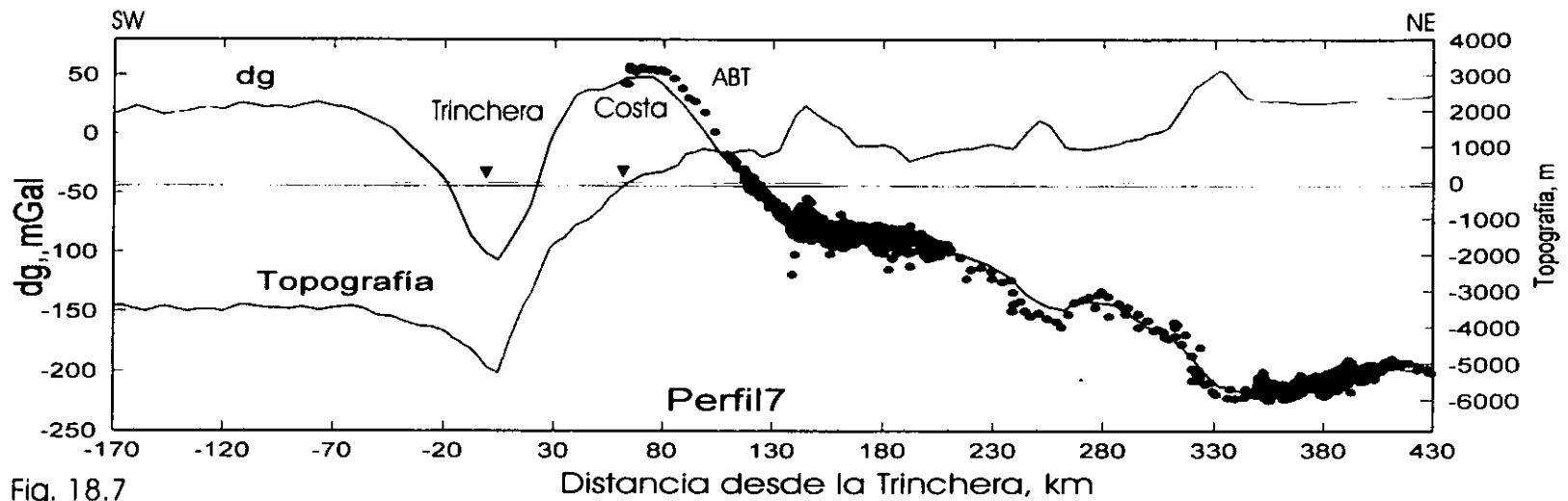


Fig. 18.7

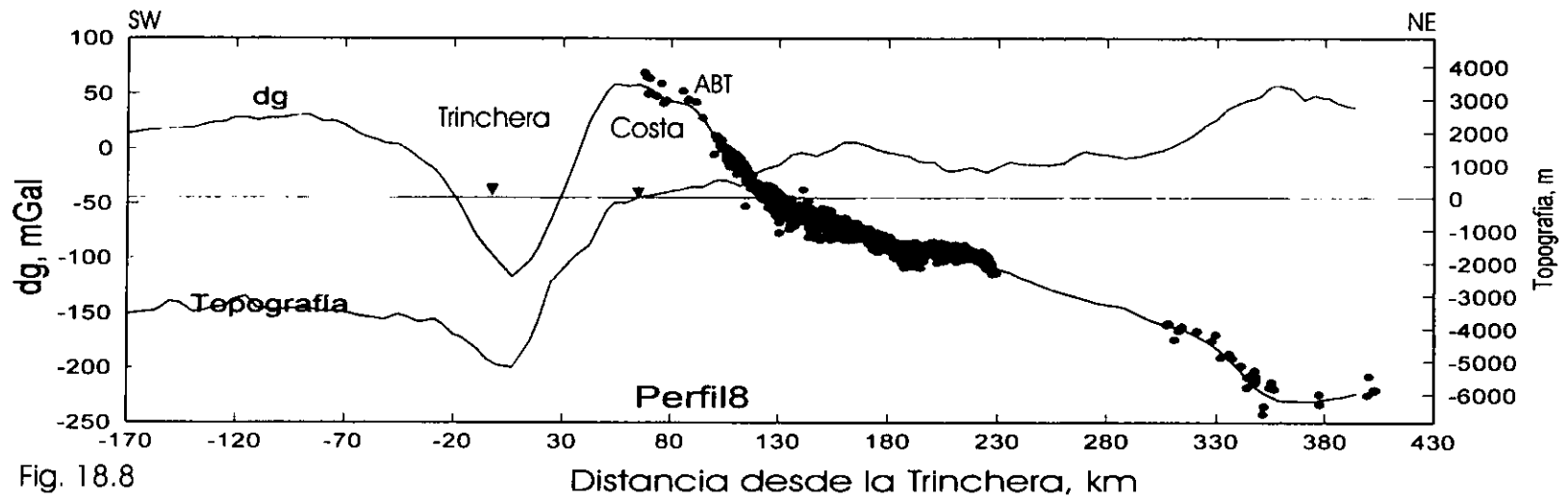


Fig. 18.8

Figuras 18.7 y 18.8.- Mostrando los perfiles 7 y 8 respectivamente. Dg representa la interpolación de la anomalía de Bouguer completa para el continente y aire libre para el mar; ABT representa la anomalía de Bouguer Total para puntos obtenidos en continente

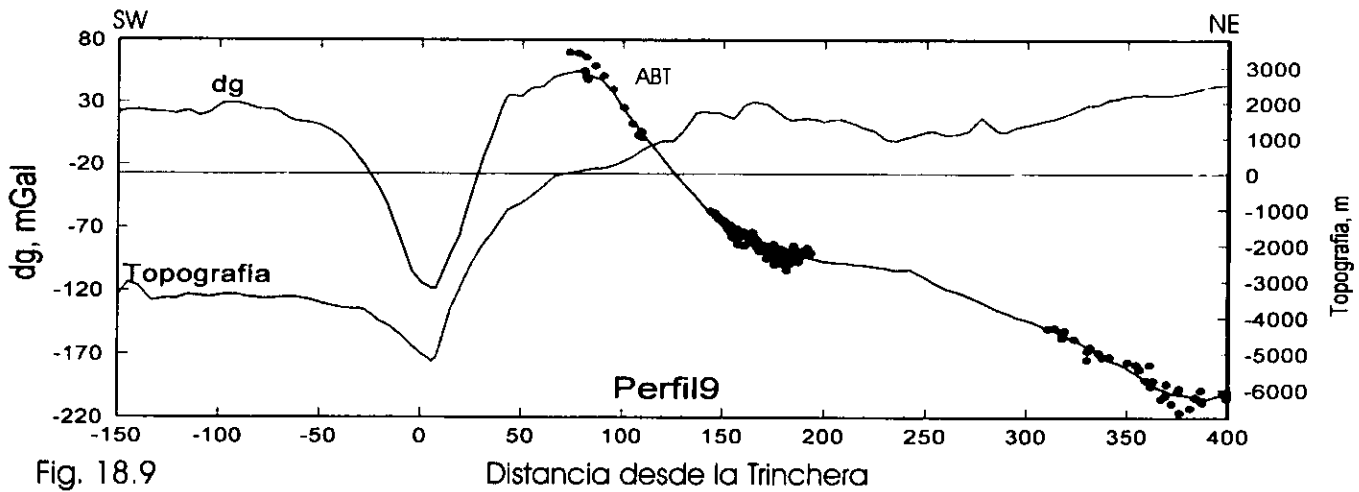


Fig. 18.9

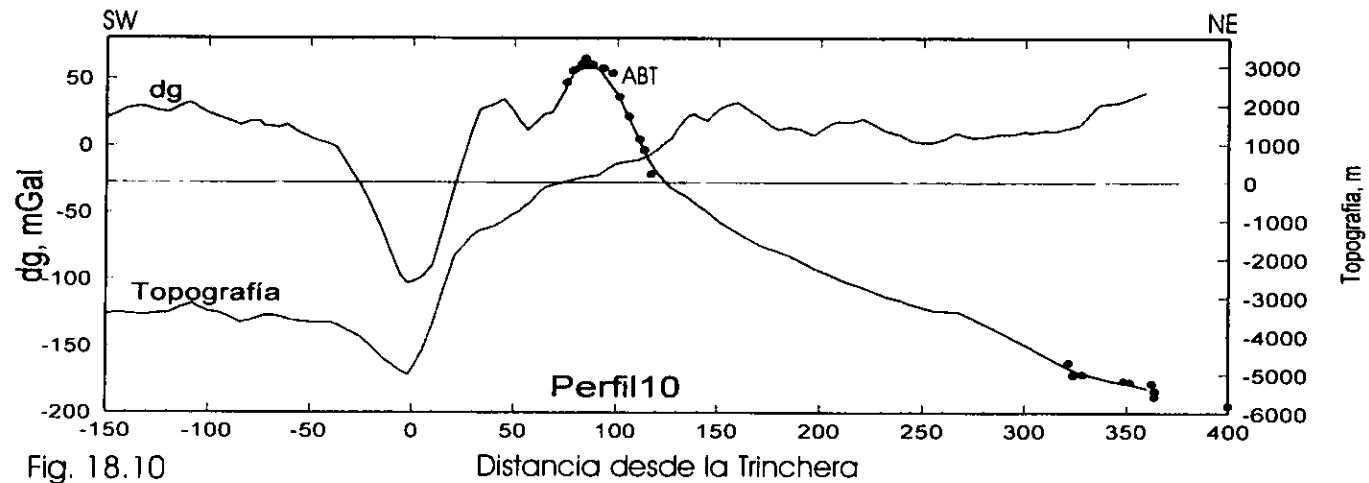


Fig. 18.10

Figuras 18.9 y 18.10.- Mostrando los perfiles 9 y 10 respectivamente. Dg representa la interpolación de la anomalía de Bouguer completa para el continente y aire libre para el mar; ABT representa la anomalía de Bouguer Total para puntos obtenidos en continente

V.- Modelado bidimensional de la estructura de subducción en Guerrero

V.1.- Generalidades

El modelado bidimensional gravimétrico es muy útil ya que con el apoyo de los datos de hipocentria que se tienen en la zona de Guerrero podemos estimar la estructura y profundidad aproximada de los diferentes cuerpos que constituyen tanto a la litosfera como a la astenosfera; esto permite enfatizar los diferentes criterios sismotectónicos referentes al sudoeste de México. Una de las características de los perfiles a modelar es su gran longitud, ya que con ésta se abarca una gran zona; con la gran longitud se pretende un mejor control en cuanto al ajuste de las estructuras mayores para aproximar el efecto provocado por nuestros modelos a la curva de anomalía gravimétrica observada.

Para la modelación fue empleado el programa GM2D para PC, en sistema MS-DOS basado en el algoritmo de Talwani et al.(1959). Aunque este programa facilita el proceso de modelación, permitiendo hacer ajustes con cierta flexibilidad, existen otros programas más interactivos, también basados en el mismo algoritmo, como es el caso del Xgrav (2.5D) (Roecker, 1997) que es muy versátil e interactivo (programa desarrollado en lenguaje C en SUN SPARCstation) aunque tiene algunas deficiencias. Otro programa consultado es el Geolink para Windows (Geosystem, 1998), el cual es uno de los mejores programas desarrollados hasta el momento, ya que está diseñado para modelación en 2.5D no sólo para gravimetría sino para diversas herramientas utilizadas en geofísica.

V.2.- Conformación de los modelos

Como el área de estudio cubre la zona de subducción de Acapulco (zona principal del estudio), analizar a ésta por sí sola y con pocas herramientas no sería factible, por lo que se tomaron en cuenta las zonas de falla señaladas anteriormente, parte de la zona de la faja volcánica en la Mesa Central, así como otros rasgos sobresalientes señalados en el plano gravimétrico. Para la modelación de los perfiles finales se tomó en cuenta toda la aportación de los estudios mencionados en capítulos anteriores, principalmente los señalados en la sección III.2.

Un estudio muy importante en este caso es el realizado por Kostoglodov et al (1996) sobre la zona de subducción de Guerrero (Costa Grande, 100° - 101.8° N); los modelos gravimétricos obtenidos por este y otros investigadores, aunque son referidos a una zona en particular, fueron tomados como base para el modelado inicial del presente estudio. Se tomó de base a este estudio porque en él se toman en cuenta los diversos estudios, que también han sido señalados en el presente, coincidiendo en gran parte de los resultados. Para el modelado también nos basamos, al igual que Kostoglodov et al (1996), en los resultados de la inversión tomográfica de ondas en 2D de Domínguez (1994). La geometría seleccionada (para las inmediaciones de la Trincheras) también fue a partir de Domínguez (1994), las densidades iniciales de la placa (el bloque que subduce bajo el continente) son de resultados de modelos gravimétricos previos sobre la zona de subducción Mexicana (p.e. Couch y Woodcock, 1981; Valdés, 1993). Para referencia de las densidades también se consultó el estudio de Grow y Bowin (1975), quienes analizan, a

partir de modelos gravimétricos, la Trinchera de Chile y los Andes; obtienen un aumento continuo de la densidad conforme aumenta la profundidad del Manto, a la vez que señalan una variación de la densidad de la placa que desciende. Todo su estudio es basado también en parámetros termales y petrológicos para cambios de fase, principalmente de basalto a eclogita. De estos modelos propuestos se obtuvo una referencia para manejar densidades referentes a la corteza continental superior e inferior, en concordancia con estudios gravimétricos para la zona de Guerrero.

En total se utilizaron doce cuerpos para casi todos nuestros modelos propuestos, que representan de forma simple la estructura de la zona de subducción de Guerrero, estos cuerpos son enumerados en la tabla numero 2, indicando la representación de cada uno de ellos.

Cuerpo No.	Contraste de densidad, $\Delta\rho$ (g/cm ³) con respecto al Manto	Densidad ρ (g/cm ³)	Estructura que representa
1	0.02	3.32	Litosfera inferior
2	0.00	3.30	Manto superior(astenosfera)
3	-0.40	2.90	Corteza continental inferior
4	-0.50	2.80	Corteza continental superior
5	-2.27	1.03	Agua marina
6	-0.80	2.50	Corteza oceánica superior
7	-0.40	2.90	Corteza oceánica inferior
8	-1.25	2.05	Sedimentos
9	-1.00	2.30	Cuerpo de acreción
10	-0.12	3.18	Parte del Manto con fusión parcial (Melt)
11	0.00	3.3	Parte del Manto Superior (astenosfera) sobre la placa en subducción
12	-1.3	2.0	Cuerpo Perteneciente a la Mesa Central

Tabla 2.- Lista de cuerpos de los modelos propuestos.

El cuerpo 9 enumerado en la Tabla 2 (cuerpo de acreción) se considera que representa el cuerpo de sedimento consolidado (del Terciario y Cuaternario) depositado desde la Trinchera hasta la costa (Couch y Woodcock, 1981). El cuerpo 10 representa la influencia de una zona termal proveniente de la Dorsal Pacífico Este (EPR) (Goss, 1998), aunque no se sabe con certeza hasta dónde se extiende esta zona, en este estudio se tomó como un instrumento que ayudara al mejor ajuste del efecto provocado por nuestros modelos al efecto real observado.

Un aspecto muy importante que se tomó en cuenta para eliminar los efectos de los bordes del modelo es que éstos fueron extendidos a casi 600 km a ambos lados de la Trinchera.

Como ya se ha señalado, la inclinación de la placa en subducción en la Trinchera se ha estado estudiando con el método sísmico a partir de una red sísmica local (Suárez et al. 1990), empleando mecanismos focales y estudios gravimétricos (Kostoglodov et al. 1996). Así, de alguna forma este factor está controlado en la vecindad de esta zona, lo cual no sucede en las inmediaciones del MVB, en donde se tiene poco control en cuanto a la inclinación del slab, considerando que este aún se manifiesta en esta región. Por esta razón la inclinación de la losa (placa o "slab") en las inmediaciones de la Faja Volcánica ha sido propuesta tomando en cuenta el equilibrio isostático estudiado por varios autores (Wollard y Monges, 1956; entre otros), considerando estudios de residual isostático que se han hecho en las proximidades del MVB, así como de la posición de los estratovolcanes.

Desde la Figura 19 a la 23 se muestran los modelos obtenidos para los perfiles 2, 4, 6, 7 y 8 respectivamente; las características de cada uno de estos modelos son discutidas en la siguiente sección.

V1.- Resultados y discusión

Perfil 2

Analizando la Figura 19 vemos que el modelo del perfil 2 está constituido por varios cuerpos que empezando de la parte inferior tenemos: el cuerpo 2 (astenosfera) con una densidad $\rho = 3.3 \text{ g/cm}^3$ teniendo su límite superior, para el lado oceánico, a una profundidad cercana a los 35 km (desde -150 hasta unos -15 km desde la Trinchera) aumentando ésta al avanzar hacia el continente (alcanzando casi los 90 km de profundidad a una distancia superior a los 400 km desde la Trinchera); en la parte izquierda de este cuerpo, a partir de los -100 km y alejándose de la Trinchera se tiene un cuerpo de $\rho = 3.18 \text{ g/cm}^3$ a una profundidad de entre 45 y 70 km que presumiblemente pertenece a la parte del Manto en estado de fusión parcial debido a la cercanía de la Dorsal Este del Pacífico (Goss, 1998). Inmediatamente arriba del cuerpo que representa la astenosfera se tiene el cuerpo 1 representando a la litosfera inferior con $\rho = 3.32 \text{ g/cm}^3$ y espesor, aproximadamente constante (de cerca de 20 km), teniendo su límite superior en la parte oceánica a poco menos de 15 km de profundidad pero aumentando a casi 35 km por los 115 km desde la Trinchera, llegando a casi 65 km de profundidad a los 400 km de distancia. Por encima de este cuerpo se encuentra representada la corteza oceánica inferior (cuerpo 7) con una densidad $\rho = 2.9 \text{ g/cm}^3$ y un espesor que apenas sobrepasa los 5 km. Estos últimos cuerpos pudieran representar a la placa de Cocos que subduce con un pequeño ángulo (entre 5° y 7°) bajo la placa de Norteamérica, representada esta última por los cuerpos 3 (corteza continental inferior) y 4 (corteza continental superior); a casi 85 km desde la Trinchera el

cuerpo que subduce obtiene una inclinación cercana a los 20° hasta casi 115 km de distancia para tomar una posición casi horizontal manteniéndose hasta los 200 km desde la Trinchera, a partir de donde tiende a aumentar paulatinamente su inclinación. Pasando los 260 km desde la Trinchera aparece un cuerpo también con densidad de 3.3 g/cm^3 (presumiblemente parte de la astenosfera) que se encuentra entre la corteza continental inferior (cuerpo 3) y parte de la corteza oceánica superior, siendo ésta última introducida en la parte superior del Manto como continuación de la placa en subducción.

En el extremo izquierdo del cuerpo 4 se tiene un pequeño cuerpo de densidad 2.3 g/cm^3 que pudiera representar al prisma de acreción (sedimento consolidado) extendiéndose desde el eje de la Trinchera hasta la costa. Como parte del piso oceánico, se tiene una capa de sedimento (terrágeno fresco) no consolidado (cuerpo 8), con una densidad $\rho = 2.05 \text{ g/cm}^3$, que finaliza en el extremo derecho en la cercanía de la costa, su comportamiento se determina por la topografía observada en la Figura 18.2; la distancia comprendida desde este nivel topográfico hasta el nivel del mar se tiene representado el tirante de agua (1.03 g/cm^3).

Con respecto a los cuerpos que representan a la corteza continental, se ve que el cuerpo con densidad 2.8 g/cm^3 disminuye de espesor a casi 150 km de distancia desde la Trinchera, esto puede coincidir (observando la Figura 15) con la posible anti - raíz (Woollard y Monges, 1956) por la presencia de la cuenca del Balsas por donde pasa el perfil 2, después de la cual este perfil se introduce en el MVB; esta apreciación puede observarse también en la topografía señalada en la Figura 18.2. De acuerdo a esto último podemos

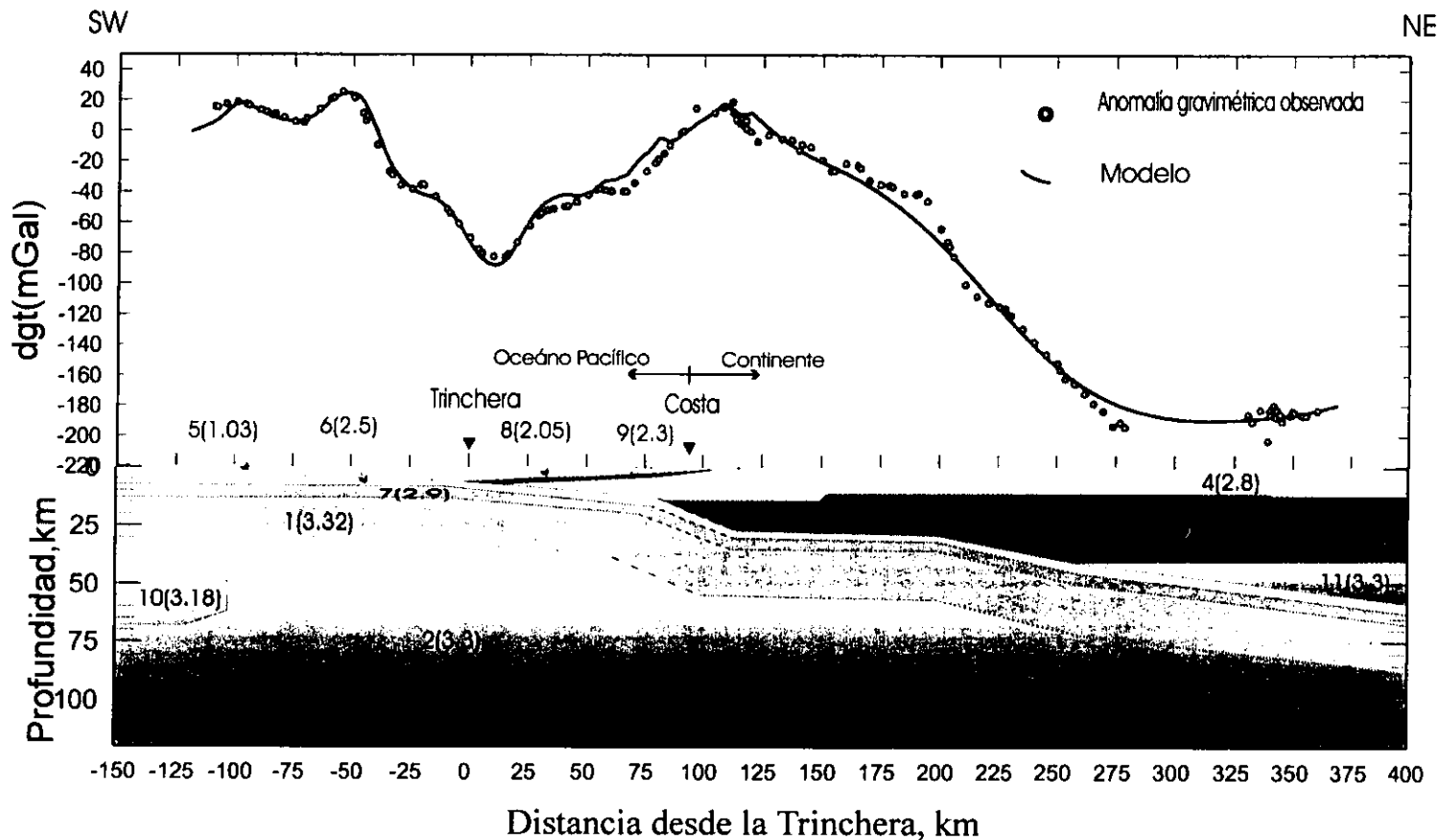


Figura 19.- Modelo gravimétrico del perfil 2.

Los cuerpos están enumerados con la primera cifra, mientras que el número entre paréntesis es su densidad en g/cm³.
 Obsérvese el comportamiento de subducción de la placa de Cocos bajo el continente.

relacionar el aumento de espesor de la corteza continental, en el extremo NE, Figura. 19, con la presencia de la Faja Volcánica (MVB).

Perfil 4

Analizando el modelo del perfil 4 (Figura 20) observamos que este contiene los cuerpos que se obtuvieron en el modelo del perfil 2 con aproximadamente las mismas dimensiones para cada cuerpo respectivo, sólo que se tienen algunas modificaciones para algunos de estos. En primer término se tiene que el cuerpo de acreción (con $\rho = 2.3 \text{ g/cm}^3$) tiene una menor longitud con respecto al correspondiente del perfil 2, debido a que la proximidad de la costa a la Trinchera es de casi 80 km en el perfil 4 mientras que en el perfil 2 sobrepasa los 90 km. El espesor de sedimentos se observa que tiene una proporción semejante entre los perfiles mencionados.

Lo interesante en el perfil 4 es que se muestra la distribución y profundidad de algunos sismos detectados por la red sísmica en Guerrero (Figura 11), lo que nos da una consideración más fiable sobre la inclinación de los cuerpos que representan a la placa en subducción en nuestro modelo con respecto a la alineación de la zona Wadati – Benioff (zona sismogénica). A partir de la Trinchera se observa un ángulo de inclinación de aproximadamente 6° en los cuerpos 1, 7 y 6, y precisamente en la zona sismogénica la inclinación aumenta a casi 20° , manteniéndose hasta sobrepasar los 100 km de distancia desde la Trinchera, a partir de donde se mantiene en posición subhorizontal hasta casi los 340 km de distancia. Desde esta última se obtiene una pequeña inclinación, correspondiendo esta zona en la parte superior a la Faja Volcánica Mexicana (MVB) (Figuras 15 y 18.4).

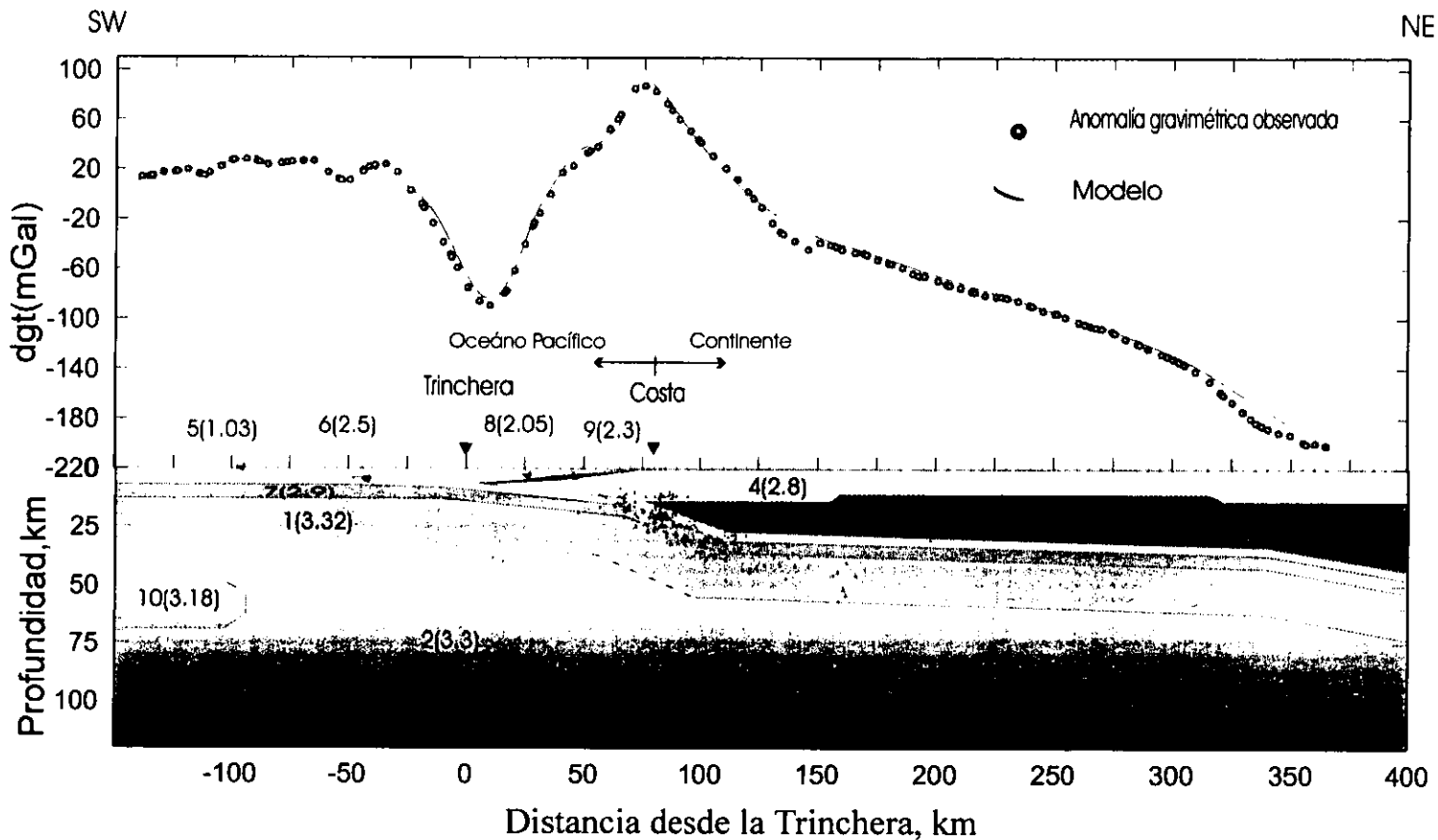


Figura 20.- Modelo gravimétrico del perfil 4.

Los cuerpos están enumerados con la primera cifra, mientras que el número entre paréntesis es su densidad en g/cm^3 .

Los pequeños triángulos representan la ubicación de algunos sismos.

Observese que la mayor inclinación de la placa en subducción se da a partir de la costa.

Una observación muy importante es que en el extremo derecho de los perfiles 2 y 4, el cuerpo 11 que se representa en el primero ya no se tiene en el segundo perfil, lo que nos lleva a señalar que el comportamiento de los modelos es diferente en inclinación en este extremo; esto puede que sea explicado tomando en cuenta que el perfil 2 (observando sus coordenadas inicial y final) pasa de la placa de Cocos al bloque Michoacán (Oaxaca), para pasar al bloque Guerrero y terminar en el límite de este con la placa de Norteamérica, precisamente en la zona de falla que los delimita (Figura 4) (Johnson et al. 1989). Es posible que al pasar por distintos bloques y por la posiblemente diferente estructura cortical en ambas regiones, los modelos de la placa en subducción obtenidos en los perfiles 2 y 4 presenten diferente inclinación en la parte terminal noreste de estos perfiles.

Perfil 6

El modelo obtenido en este perfil (Figura 21) es más parecido al del perfil 4, observando que la zona sismogénica tiene una inclinación más o menos parecida a la obtenida en los modelos 4 y 6 para esa zona en específico. El cuerpo 10, extremo SW, se reduce un poco en cuanto a su espesor, mientras que el cuerpo de acreción aumenta su espesor principalmente en su lado cercano a la Trinchera.

El ángulo de inclinación que se obtuvo para la zona de subducción en la Trinchera es superior 5° hasta cerca de la línea de costa, para después ya en la zona sismogénica alcanzar una inclinación mayor a los 20° ; desde cerca de los 125 km de distancia hasta casi los 300 km desde la Trinchera, el cuerpo en subducción presenta una posición casi horizontal, para nuevamente manifestar

una inclinación superior a los 15° . En esta última parte, al observar la Figuras 15 y 18.6 se tiene la parte correspondiente a la faja volcánica, lo cual puede manifestarse en el aumento de inclinación de los cuerpos que representan a la placa en subducción. En estas condiciones se tiene nuevamente la presencia del cuerpo 11 sobre el extremo derecho de los cuerpos anteriormente mencionados.

Es necesario comentar que este perfil pasa aproximadamente por el mismo sitio de un perfil compilado por Kostoglodov et al (1996) con una extensión que va desde -80 km a 200 km con referencia a la Trinchera (perfil denominado Eden). Estos autores, manejando densidades un poco diferentes para la corteza continental superior y para la corteza oceánica, obtienen una configuración fiable en cuanto a la inclinación de la placa que se introduce bajo el continente; para tal fin se apoyan en una cuidadosa ubicación hipocentral de los sismos registrados para esa zona, obteniendo así que la zona sismogénica casi coincide con la dirección de la interface entre la litosfera inferior y los cuerpos sobrepuestos a esta; como podemos observar en nuestro perfil 6, se tiene algo semejante precisamente en donde la placa tiene su mayor inclinación. Cabe señalar que la posición de los sismos sólo fue sobrepuesta en los perfiles 4 y 6 (por su posición señalada en la Figura 11) con el objeto de observar el comportamiento de la zona sismogénica con el comportamiento de los cuerpos obtenidos para la cercanía de la Trinchera.

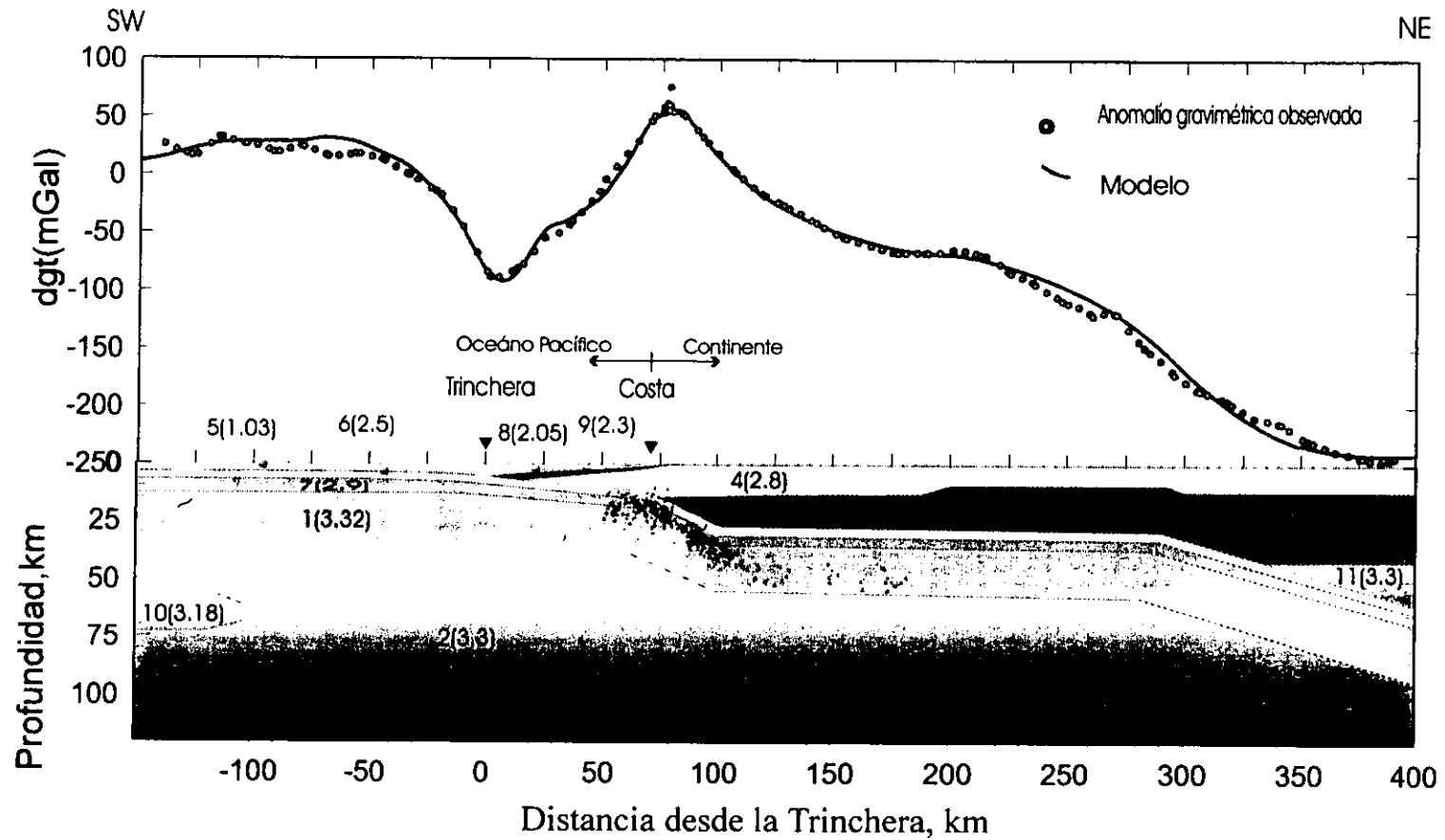


Figura 21.- Modelo gravimétrico del perfil 6.

Los cuerpos están enumerados con la primera cifra, mientras que el número entre paréntesis es su densidad en g/cm³.

Los triángulos representan la ubicación de algunos sismos. Aprecie la alineación de la ubicación de los sismos con la primera inclinación fuerte de la placa en subducción.

• Perfil 7

Este perfil es un poco más extenso que los anteriores, como se ve en la Figura 22 abarca mas de 600 km, pasando por zonas interesantes como la Línea de Humbolt, introduciéndose en la faja volcánica por la Sierra Chichinautzin y, casi en su extremo noreste, pasa al oriente de la Ciudad de México.

En el modelo correspondiente a este perfil se obtiene que la posible influencia de la parte del Manto en fusión, proveniente de la Dorsal Este del Pacífico, es poca, teniéndose la presencia de este cuerpo sólo en la parte terminal sudeste del perfil, estando hasta casi -150 km desde la Trinchera. Se obtiene también que el cuerpo de acreción se ve disminuido y casi en menor proporción con respecto a la capa de sedimento que lo cubre.

El ángulo de subducción en la Trinchera es semejante al de los otros modelos (entre 5° y 7°) y a más de 85 km de distancia, la inclinación aumenta superando los 20°, para mantenerse así hasta 125 km; desde esta última distancia se presenta una posición casi horizontal de la placa en subducción hasta llegar a 240 km desde la Trinchera.

A partir de los 240 km se infirió una inclinación que resulta ser comparable a la que se obtiene en la segunda deflexión de la placa en subducción.

Aunque no se conoce a ciencia cierta el comportamiento de la placa que subduce bajo el continente a estas últimas distancias mencionadas, se consideró como un factor importante a la posible compensación isostática correspondiente a la faja volcánica para esta parte (Fig. 15); además, tomando en cuenta lo que se señala en la sección II.2 sobre la mayor manifestación

volcánica en la parte sudeste de la Faja Volcánica, se considera que al darse dicha manifestación, el producto del material magmático puede provenir de zonas como la señalada anteriormente, precisamente donde se infiere que la placa de Cocos se introduce con una mayor inclinación en la parte superior del Manto.

Relacionando la Figura 18.7 con la Figura 22, vemos que la primera elevación topográfica correspondiente a la Sierra Madre del Sur, podría influir en el engrosamiento de la corteza continental superior desde los 100 km hasta casi 175 km de distancia, después de la cual se obtiene una disminución en su espesor que podría relacionarse con la depresión entre la Sierra Madre del Sur y la Faja Volcánica. Pasando esta última a casi 300 km de distancia, se obtiene un nuevo cuerpo en la parte superior derecha del modelo, con una densidad de $\rho = 2 \text{ g/cm}^3$, representando con este al material volcánico y a los sedimentos característicos de la Mesa Central (Lang et al. 1996; Wollard y Monges, 1956); el cuerpo en cuestión alcanza cerca de 5 km de profundidad en su extremo derecho, y en su otro extremo va disminuyendo hasta desaparecer casi en el borde de la Cuenca de México limitado al sur por la Sierra del Chichinautzin.

Con respecto al espesor obtenido de las capas en el extremo derecho, diremos que para la corteza continental superior se abarcó hasta casi 13 km de profundidad en nuestro modelo, mientras que para la inferior se abarcó de los 13 km hasta los 42 km de profundidad; si recordamos las profundidades que se mencionan en la parte final del apartado III.1 con respecto al cambio de velocidad de las ondas de corte (Shapiro et al. 1997), podríamos mencionar que estas profundidades son parecidas a las obtenidas en este modelo para la

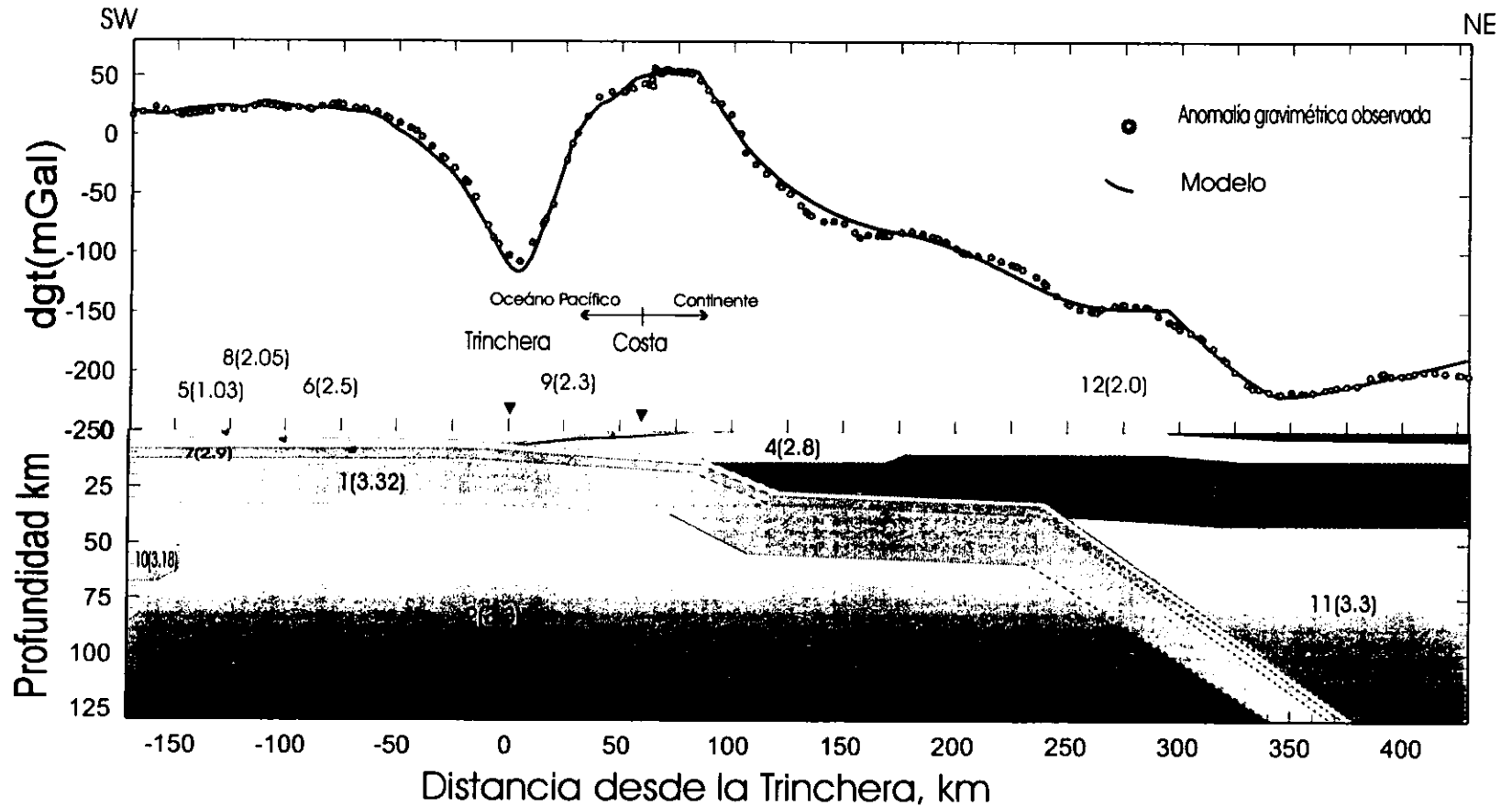


Figura 22.- Modelo gravimétrico del perfil 7.

El número entre paréntesis representa la densidad en g/cm³ de cada cuerpo.

Observe la inclinación final obtenida para la placa en subducción, al introducirse en la parte superior del manto; ubicándose este fenómeno en las inmediaciones de la Faja Volcánica Mexicana.

parte correspondiente a la Faja Volcánica. Es necesario aclarar que esto no quiere decir que la estructura obtenida en nuestro modelo sea fielmente representativa de la estructura cortical real, ya que es necesario realizar un análisis isostático a fondo, pero con esto se tiene una idea sobre el posible comportamiento a profundidad de esta estructura correspondiente al sudoeste de México atendiendo a la influencia de parte de la placa que se sumerge bajo el continente.

- **Perfil 8**

Este Perfil ha resultado tener características similares al perfil 7 (Figura 23). Aunado a esto podemos señalar que el cuerpo, con densidad $\rho = 3.18 \text{ g/cm}^3$, que aparece en el lado izquierdo del modelo 7, prácticamente ya no influye de forma determinante en la anomalía provocada por el modelo, debido a que la Dorsal se encuentra más alejada. Así, también podemos decir que el cuerpo de acreción se presenta con menor espesor que el cuerpo de sedimento.

En la Figura 18.8 se puede apreciar que para la parte correspondiente a la Sierra Madre del Sur, la topografía se ve sustancialmente disminuida en relación con la de la Figura 18.7, por lo que no se define claramente la depresión que une a esta con la Faja Volcánica; sin embargo, en nuestro modelo obtenemos un cambio en el espesor entre la corteza continental superior y la inferior, aunque esta última se ve favorecida con la presencia del cuerpo con densidad $\rho = 3.3 \text{ g/cm}^3$ en el extremo derecho, a una profundidad cercana a 40 km, compensando así la parte correspondiente a la Faja Volcánica.

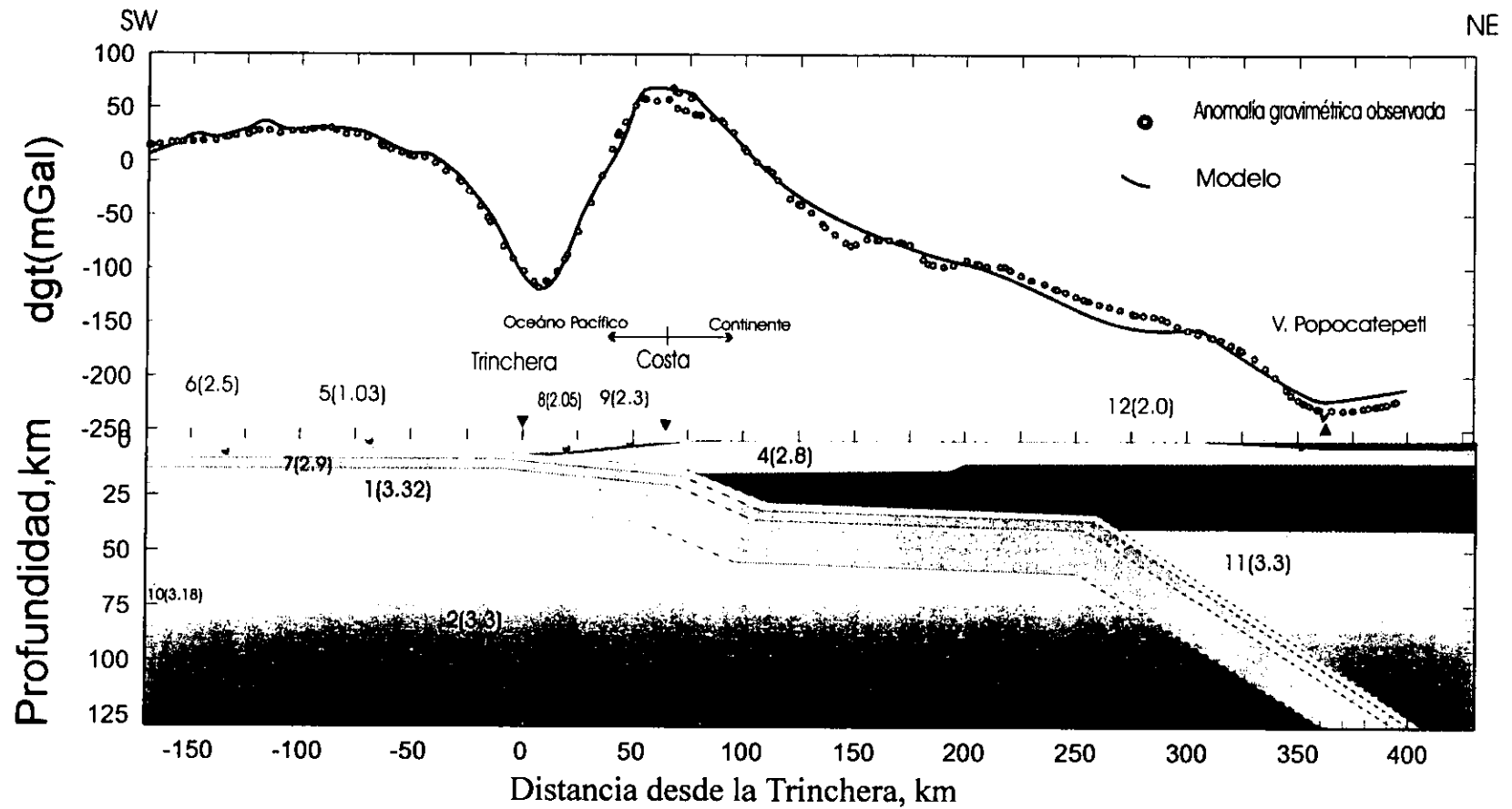


Figura 23.- Modelo gravimétrico del perfil 8.

El número entre paréntesis representa la densidad en g/cm³ de cada cuerpo.

Observese la inclinación final obtenida para la placa en subducción, al introducirse en la parte superior del manto; ubicándose este fenómeno en las inmediaciones de la Faja Volcánica Mexicana

ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA

Con respecto a los ángulos de inclinación de la placa se observa que son parecidos a los obtenidos en el anterior modelo, aunque la última deflexión de la placa, en los modelos 7 y 8 se ve más brusca. En la última deflexión de la losa observamos, con la ubicación del volcán Popocatepetl, que en la parte correspondiente a la faja volcánica, este slab se encuentra a una profundidad superior a 100 km (a casi 360 km desde la Trinchera), manteniendo con esto la compensación isostática para el eje neovolcánico para esta región; con este resultado también se apoya el argumento sobre la aportación del material para suministrar de magma a los aparatos volcánicos de esta parte (Verma, 1985, Lang et al. 1996; Dewey y Suárez, 1991).

De lo anotado sobre los modelos analizados podemos señalar que el espesor obtenido para la litosfera oceánica (compuesta de los cuerpos con densidad 3.32 g/cm^3 , 2.9 g/cm^3 y 2.5 g/cm^3 , respectivamente) de casi 35 km de espesor, puede ser comparable al resultado de aplicar la ecuación de conductividad térmica, con la que podemos obtener aproximadamente el espesor del modelo térmico de la litosfera oceánica (Parker et al, 1973):

$$L_0 \approx \alpha \sqrt{A_0}$$

donde L_0 es el espesor de la litosfera, α es una constante de proporcionalidad y A_0 es la edad de la litosfera en millones de años.

Para un valor de 10 para la constante, si aceptamos una edad de la litosfera de aproximadamente 12 m.a. (Klitgord et al. 1982), tenemos

$$L_0 \approx 10 \sqrt{12 \text{ m.a.}} \approx 35 \text{ km,}$$

valor congruente al obtenido en nuestros modelos. Para mas detalles sobre las ecuaciones del modelo térmico se puede consultar Turcotte y Shubert (1973) ó Fowler (1990) (mencionados por Parker et al. 1973).

Los ángulos obtenidos en las primeras dos inclinaciones de la placa, al introducirse bajo el continente, son comparables a los obtenidos en otros estudios realizados en la zona (por ejemplo, Kostoglodov et al. 1996), obteniendo para la primera inclinación un ángulo menor a 10° y para la segunda un ángulo no mayor a 30° . En esta zona se puede constatar que la ubicación de los sismos, en los perfiles 4 y 6, marca una alineación similar a la obtenida para la inclinación del slab; obteniendo además que la posición de estos sismos no es precisamente entre la interface de la placa en subducción y en el continente, sino que la mayoría se ubica debajo de esta interface (en la zona de intraplaca); esta posición es razonable si argumentamos que la ocurrencia de los sismos está ligada al comportamiento del gradiente térmico, pues se sabe que estos ocurren regularmente en zonas donde no se exceda una temperatura sobre los 700°C (Gorvatov y Kostoglodov, 1997), y apoyándonos en el modelo termal de Turcotte y Shubert (1971), en la zona de contacto de las placas se pueden superar fácilmente los 1000°C .

Con las aseveraciones anteriores podemos argumentar que la zona cercana a la Trinchera está en cierta medida bien definida, concordando en los modelos obtenidos con los de los estudios de investigación anteriormente señalados; sin embargo, cerca de la Faja Volcánica se tiene cierta incertidumbre sobre el comportamiento real de la losa, aunque se tiene la idea que a esa distancia desde la Trinchera tiende a sumergirse en la parte superior del Manto; a pesar de esto, los resultados señalados (apoyando las sugerencias de Lang et al. 1996) pueden servir como apoyo para estudiar con más detalle lo concerniente al comportamiento estructural de las capas superiores de la Tierra, abarcando el área que comprende el cinturón volcánico y área circundante al sudoeste de México.

Cabe mencionar que estudios que incluyen el análisis regional, como es este caso, se ha notado la existencia de gradientes gravitacionales, en ocasiones muy marcados, en otras apenas perceptibles, estas características se visualizan en áreas con topografía elevada o baja, respectivamente; con esto se puede sugerir que hay una correspondencia de dichos gradientes con la topografía, refiriéndose a este fenómeno con la isostasia; el cual puede visualizarse en cada uno de los modelos de los perfiles analizados en el presente escrito.

Con lo planteado en este estudio se exponen las siguientes contribuciones del mismo, así como algunas sugerencias para continuar o ampliar el análisis de la estructura cortical en la Costa de Guerrero:

- 1.- Para la parte continental de la región en estudio se obtiene la anomalía completa de Bouguer, de gran utilidad para estudiar el comportamiento estructural somero o de gran profundidad en el subsuelo.
- 2.- De estudios anteriores de gravimetría (Anomalía de Bouguer Simple) (p.e. Kostoglodov et al, 1996) se han ampliado los perfiles gravimétricos (que cruzan la Trinchera) y se ha comprobado la estructura simple del subsuelo, propuesta con la ayuda de estudios de sismotectónica a lo largo de la Costa de Guerrero.
- 3.- Se han adicionado más perfiles gravimétricos (de anomalía de Bouguer Completa para el Continente) cubriendo desde más allá de la Trinchera hasta el MVB, en donde la configuración de los modelos propuestos ha resultado de tal forma que para la Trinchera se tiene un control de la configuración estructural apoyada con la distribución hipocentral de varios

sismos; además, para cada perfil se ha tomado en cuenta el posible efecto topográfico (aunque sea de forma cualitativa), resultando que

4.- Las grandes estructuras, como la Sierra Madre del Sur no manifiesta su efecto de raíz debido a que posiblemente está soportada por el sistema de subducción (cercana) que se da entre la placa de Cocos bajo el Continente. En cambio, en la parte correspondiente al MVB el efecto de raíz se ve bastante pronunciado (ver Figuras 18.2, 18.4, 18.6, 18.7 y 18.8 en relación con las Figuras 19, 20, 21, 22 y 23, respectivamente), lo cual se puede comprobar con el consiguiente aumento del espesor de la corteza Continental en el extremo NE de los perfiles, ubicando así a una mayor profundidad la presencia de la Discontinuidad de Mohorovic.

Se puede destacar que para profundizar esta investigación es recomendable obtener un mapa del Moho para que aunado a un mapa de anomalía residual pueda hacerse un análisis de cada anomalía, tanto regional como residual, las cuales son de mucha utilidad tanto en estudios someros como profundos.

VII.- conclusiones

Con el desarrollo del trabajo de investigación propuesto y del análisis de los resultados obtenidos en este, se ha logrado lo siguiente:

- 1.- Se pudieron recopilar y corregir (por efecto de terreno) todos los datos gravimétricos disponibles para la zona de Guerrero y área circundante, con lo cual no se contaba.
- 2.- Con los datos gravimétricos ya corregidos se pudo realizar un plano de anomalía completa de Bouguer para la parte continental y aire libre para la parte marina, para el sudoeste de México (Figura 17 a).
- 3.- Con apoyo en el plano topográfico y en base al plano de anomalía completa de Bouguer, se analizó cualitativamente el campo gravimétrico para la zona de Guerrero y área adyacente, obteniendo que las grandes estructuras topográficas influyen de manera sustancial en la anomalía gravimétrica obtenida. Así, se puede visualizar con facilidad el efecto gravimétrico provocado por la zona de subducción de Acapulco, el área cubierta por la Cuenca del Balsas, y el efecto provocado por la Faja Volcánica en su parte sur.
- 4.- Apoyándonos en estudios de sismotectónica y de gravimetría para la zona de Guerrero (con escasos estudios disponibles de análisis isostático), y con referencia en diversos estudios sobre otras zonas de subducción, se pudo obtener un modelo estructural que corresponde a la anomalía regional, en donde se representa de forma simple el comportamiento entre las placas, desde mas allá de la zona de subducción hasta la Faja Volcánica; en esta representación se puede observar que la placa de Cocos empieza a subducir

con un pequeño ángulo, después del cual varía relativamente su inclinación hasta sumergirse en la parte superior del Manto.

Tomando en cuenta que el comportamiento estructural obtenido en este estudio no es definitivo, se sugiere estudiar más a detalle la estructura correspondiente a la Faja Volcánica, para que pueda determinarse mejor la relación de la actividad del MVB en su lado sur con la placa que se sumerge bajo el continente Americano. Ya que en el presente estudio se muestra un modelo estructural en forma simple, abarcando hasta el Manto superior, se sugiere que en estudios posteriores se trate de obtener un modelo estructural más completo, atendiendo a los cambios petrológicos que sufren los materiales de los cuales están formadas las diferentes capas de la Tierra, por lo menos hasta la astenosfera; esto debido a que esos cambios son regidos por parámetros como el gradiente de presión y el de temperatura que existen a grandes profundidades y en las interfases de los cuerpos que se deslizan entre sí. Cabe mencionar que estudios de este tipo ya se han realizado para zonas de subducción como la de Chile (Grow y Bowin, 1975).

BIBLIOGRAFÍA

- Aguayo C. Y Marin C., Bol. Soc. Geol. Mex. XLVIII, p. 1-22, 1987.
- Aiken L.V. Carlos, Mamadou Balde, Xueming Xu, and Mohammed G. Abdel - Salam, Mauricio F. De la Fuente, Manuel Mena.
Integrated studies of Mexico with gravity, magnetic, and GIS database.
Dec. 1997, The Leading Edge pp. 1779 - 1785.
- Association Internationale de Geodesie
Bureau Gravimetrique International.
Bull. D' Information No. 73. Dec. 1993.
- Bandy W. L., Mortera C. A. - Gutierrez and J. Urrutia – Fucugauchi.
Gravity field of the southern Colima graben, Mexico.
Geofisica Internacional(1993), vol. 32, No. 4, pg. 561-567.
- Cocco M., Pacheco J., S. K. Singh S. K. and Courboux F.
The Zihuatanejo, Mexico, earthquake of 1994 December 10(Mw=6.6):
Source characteristics and tectonics implications.
Geophysics. J. Int. (1997) 131,135-145.
- Couch Richard and Woodcock Stephen
Gravity and structure of the Continental Margins of Southwestern Mexico
and Northwestern Guatemala.
Journal of Geophysical Research, vol. 86, No. B3, pg. 1829 - 1840, 1981.
- Courboux Françoise, Shri K. Singh, Javier F. Pacheco and Charles J.
Ammon
The 1995 Colima - Jalisco, Mexico, earthquake (Mw 8): A study of the
rupture process.
Geophysical Research Letters, vol.24 No. 9, pag.1019-1022, May. , 1997.
- De La Fuente Duch Mauricio F., Mena J. Manuel Y Aiken V. Carlos L.
Cartas Gravimétricas de la República Mexicana
Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geofísica, 1994.
Instituto de Geología.
- Dewey James W., Suárez Gerardo
Seismotectonics of Middle America.
The Geology of North America.
Decade Map vol. 1, 1991.
- Eberle Michael A., Forsyth Donald W., and Parmentier E. M.
Constraints on a bouyant model for the formation of the axial topographic
high on the East Pacific Rise.

- Journal of Geophysical Research, vol. 103, No. B6, pp. 12, 291-12, 307, June 10, 1998.
- EROS Data Center (EDC); Staff at the U. S. Geological Survey's GTOPO30. Global Arc Second Elevation Data Set.
<http://edcwww.cr.usgs.gov/landdaac/gtopo30/gtopo30.html>
 - García Pérez Frank
Caracterización Geofísica de la región Tierra Caliente y áreas colindantes, Estados de Guerrero, México y Morelos.
Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, 1995.
 - Geosystem
Geolynk(TM); Integrated Geophysical software. Manual user, 1998
Milán – Italy.
 - Gerrit Scol, Febrero 1997.
Land gravity operations manual
EDCON: www.wdcon.com.
 - Gorvatov A., Kostoglodov Vladimir
Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab: general empirical relation and its application.
Tectonophysics 277(1997) 165-187.
 - Goss Levi Barbara
Search and Discovery.
New measurements Constrain Models of Mantle Up welling along a Mid ocean Ridge.
July, 1998. Physics Today.
 - Grow Jhon A., Bowin Carl O.
Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile Trench due to the descending lithosphere.
Journal of Geophysical research (1975), vol. 80, No. 11.
 - Grupo de Sismología de la UNAM
El sismo de Septiembre de 1985 en Michoacán: Distribución de réplicas e historia de ruptura.
Geophys. Res. Lett; 13, 573 - 576, 1986.
 - Johnson C. A. and C. G. A. Harrison
Tectonics and Volcanism in Central Mexico: A Landsat Thematic Mapper Perspective.
Ote Sens, environ 2: 273-286(1989).
 - Jordin Alexander
Magnetotelluric measurements in southern Mexico
Jordin@uni-muenster, (no publicado).

- Klitgord Kim D., Mammerickx Jacqueline
East Pacific Rise: Magnetic anomaly and Bathymetric framework.
Journal of Geophysical Research, vol. 87, no. B8, pg. 6725-6750, august 10 1982.
- Kostoglodov V., W. Bandy, J. Domínguez and M. Mena
Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico.
Geophysical Research Letters, vol. 23, No.23, pp. 3385-3388, 1996.
- Lang Harold R., Barros José A., Cabral- Cano Enrique, Greenville Druper, Christopher G. A. Harrison, Pamela E. Jansma and Christopher A. Johnson
Terrain deletion in northern Guerrero State.
Geofísica Internacional (1996), vol.35, Num.4 pp. 349-359.
- Melbourne T., Carmichael I., DeMets C., Hudnut K, Sanchez O., Stock J., Suarez G., Webb F.
The geodetic signature of the M8.0 oct.9, 1995, Jalisco subduction earthquake.
Geophysical Research Letters, vol. 24, No. 6, pg. 715-718,1997.
- Mena M., M. De La Fuente, D Morán, J. M. Espíndola, F. Nuñez- Cornú y F. Medina.
Anomalías gravimétricas y espesor de la corteza en la región de Oaxaca, México.
Geofísica Internacional(1995), vol. 34, no.1 pp.79-91.
- Mikumo Takeshi, Miyatake Takeshi, and Santoyo Miguel A.
Dynamic rupture of asperities and stress change during a sequence of large interplate earthquake in the Mexican Subduction zone.
Bull. Of the Seismological Society of America, vol. 88, No. 3, pp. 686-702, June 1998.
- Parker, R.L. and Oldenberg D. W. 1973
Thermal models of mid – ocean ridges
Nature Phys. Sci. 242, 137 – 9.
- Roecker Steve.
Xgrav manual; Version 97.0430
Roecker@harold.geo.rpi.edu
- Sager W. W.
Mariana Arc structure inferred from gravity and seismic data.
Journal of Geophysical Research, vol. 85, N. B10, pg. 5382-5388, 1980.
- Sandwell David T. and Smith Walter H. F.
Exploring the ocean basins with satellite altimeter data.
http://topex.ucsd.edu/marine_grav/explore_grav.html
- Shapiro N. M., Campillo M., A. Paul, S. K. Singh, D. Jongmans and F. J. Sánchez- Sesma

Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico.

Geophys. J. Int. (1997) 128, 151-166.

- Sheriff Robert E.
Geophysical Methods.
Ed. Prentice Hall, 1989.
- Suárez, G; T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David.
Geometry of subduction and depth of the seismic zone in the Guerrero gap, Mexico. Nature, 345, 336-338, 1990.
- Talwani, M., J. L. Worzel and M. Landisman, 1959
Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. J. G. R., 64, 49-59.
- Urrutia-Fucugauchi J. & Molina, 1992.
Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane-1. Colima graben and Southern Sierra Madre Occidental, western Mexico.
Geof. Int; vol. 31, No. 4, pp. 493-507.
- Valdés- Gonzalez C. and Novelo Casanova D. A.
The western Guerrero, Mexico, seismogenic zone from the microseismicity associated to the 1979 Petatlan and 1985 Zihuatanejo earthquakes.
Tectonophysics 287(1998) 271-277.
- Verma, S. P.
Mexican Volcanic Belt, Part 1,
Geofísica Internacional, 24, 1: 7-18, 1985.
- Woollard George P. y J. Monges Caldera
Gravedad, Geología regional y Estructura cortical en México.
Anales del Instituto de Geofísica, UNAM, 1956, vol. II.

Agradecimientos

Quiero agradecer a M. Mena y a C. Aiken por facilitarme la base de datos para la corrección por terreno, muy especialmente a Mena por proporcionarme también datos gravimétricos del sudoeste de México y por sus valiosas observaciones sobre la interpretación gravimétrica. No menos importante es el reconocimiento que hago a V. Kostoglodov por proporcionarme el material necesario para desarrollar el presente estudio, y por facilitarme el software para el procesamiento y compilación de los datos para los fines cubiertos; sus asesorías y ayuda incondicional me fueron más que provechosas, ya que sin estas me hubiera sido difícil alcanzar los objetivos planteados. Agradezco a W. Bandy por facilitarme material didáctico.

Agradezco a todos aquellos profesores que participan activamente en la formación de los nuevos ingenieros entregando parte de su vida. También debo agradecer a los sinodales que con sus particulares puntos de vista se mejoró la calidad y contenido del presente escrito.

A la Facultad de Ingeniería, muy en especial al Ing. Ricardo Castrejón por su dedicación y entrega para apoyar a los alumnos principalmente de Ingeniería Geofísica. Al Instituto de Geofísica por facilitarme todo lo necesario para el desarrollo y buen término de ésta tesis.

A la Universidad Nacional Autónoma de México: Eternamente agradecido.

Por haberme cobijado y enriquecerme de conocimientos, por lo que me siento orgulloso de formar parte de ella.