



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO REGIONAL  
DE LOS TUXTLAS VERACRUZ**

**T E S I S**  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:  
**INGENIERO GEOFÍSICO**

**P R E S E N T A:**  
**ARCADIO GARCÍA DE LA CRUZ**

**DIRECTOR DE TESIS :**  
**DR. JUAN MANUEL ESPINDOLA CASTRO**



MÉXICO, D.F.

2002



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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



SECRETARÍA NACIONAL  
DE EDUCACIÓN  
MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-684

SR. ARCADIO GARCÍA DE LA CRUZ  
Presente

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

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO REGIONAL DE LOS TUXTLAS VERACRUZ**

- I INTRODUCCIÓN
- II MÉTODO GRAVIMÉTRICO
- III INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA
- IV DESARROLLO DEL MÉTODO GEOFÍSICO
- V CONCLUSIONES  
REFERENCIAS

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 HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria D. F. a 17 de mayo de 2002

EL DIRECTOR

  
ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB\*RLLR\*gtg

R

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo excepcional.

NOMBRE: García de la Cruz  
Arcadio

FECHA: 21 - NOV - 2002

FIRMA: [Firma manuscrita]

A Dios por permitirme llegar a realizar mis estudios

A la UNAM por darme la oportunidad de estudiar una carrera en la Facultad de Ingeniería y por mi formación.

A mi padre Marciano García Payro por su enseñanza y esfuerzo que me brindo en vida.

Con todo mi respecto y cariño a mi madre Manuela Cruz García de quien recibí todo el apoyo para realizar mi carrera.

A mis familiares Maury, Luis, Lizbeth, Llerly y Guadalupe por su apoyo moral.

A mis amigos de la Facultad de Ingeniería y del Instituto de Geofísica

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco al Fis. Manuel Mena Jara por el tiempo que me dedico en la realización de esta tesis, así como al Dr. Juan Manuel Espíndola Castro por la dirección de la misma.

Se agradece el apoyo de los proyectos E108( Manuel Mena ), E104( Juan Manuel Espíndola) y PAPIIT IN11801( Juan Manuel Espíndola).

También agradezco a los Sres. Profesores Ing. Enrique del Valle Toledo, Dr. René Chávez y Dr. Andrés Tejero, por aceptar fungir como sinodales y por sus valiosas recomendaciones durante la realización de esta tesis.

Resumen

**I.-INTRODUCCIÓN**

I.1.-Introducción

**II.- MÉTODO GRAVIMÉTRICO**

II.1.Ley de la gravitación universal.

II.2.Separación de campos

II.3Método de Talwani para el calculo del efecto gravimétrico para cuerpos bidimensionales.

II.4Contrastes de densidad

II.4.1 Densidad de las rocas.

II.4.2 Densidad Natural de las Rocas

II.5.Métodos e instrumentos de medición de la gravedad

II.5.1.Péndulo

II.5.2.Balanza de torsión

II.5.3.Gravímetros

II.6.Reducciones significado e importancia

II.6.1. Factores que hacen variar la gravedad.

II.6.2. Corrección por latitud.

II.6.3. Corrección de aire libre.

II.6.4. Corrección de Bouguer.

II.6.5. Corrección por terreno.

II.6.6. Anomalía gravimétrica

II.6.7. Anomalía de Aire libre:

II.6.8. Anomalía de Bouguer:

### **III.-INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN GEOLÓGICA**

III.1.Ambiente tectónico

III.2.Geología

III.3.Geomorfología

III.4.Petrografía

III.5.Composición química

### **IV.-DESARROLLO DEL MÉTODO GEOFÍSICO**

IV.1.Análisis gravimétrico de la región de los Tuxtlas, Veracruz.

IV.1.1. Obtención y análisis de datos de campo

IV.2 Modelos matemáticos

- Conclusiones

- Referencias

## RESUMEN

---

El objetivo de este trabajo es hacer el análisis gravimétrico de la zona volcánica de los Tuxtlas Veracruz México, con la finalidad de aportar un modelo de densidades que ayude a la investigación vulcano-tectónica de la zona.

Algunos autores como Thorpe (1977) y Mooser (1957) incluyen en el Eje Neovolcánico los volcanes de Tuxtla al sur de Veracruz, sin embargo, las características químicas subsaturadas de este vulcanismo (basanitas y basaltos alcalinos) indican una relación más estrecha con las manifestaciones volcánicas de la Planicie Costera.

A su vez, algunos investigadores interpretan los volcanes de Tuxtla como resultado de un vulcanismo alcalino que se desarrolló atrás de una cadena "andesítica", como sucede en América Central o en el arco de las Pequeñas Antillas

De acuerdo a lo señalado en el párrafo anterior, la naturaleza del campo volcánico de los Tuxtlas y su ubicación con respecto a la subducción no esta del todo clara; de ahí la necesidad de estudiar la estructura profunda del área como un elemento fundamental para dilucidar las interrogantes tectónicas.

En éste trabajo se presentan modelos teóricos de la distribución de densidades bajo la superficie como una contribución al estudio del área, con este objetivo se utilizo el método gravimétrico, uno de los métodos geofísicos mas ampliamente utilizado en la evaluación de la estructura subsuperficial de las rocas.

Los resultados muestran que: la gran anomalía gravimétrica positiva en la porción meridional del Golfo de México, es producida por un cuerpo de rocas de características plutónicas totalmente cubierto por depósitos piroclásticos y derrames de lava volcánica

Queda claro que: el estudio de esta zona es de gran importancia para el conocimiento de la tectónica del Golfo de México, dada su ubicación con respecto a la subduccion de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica y de la mecánica de apertura del Golfo, además del especial interés vulcanológico que reviste lo poco claro del origen del vulcanismo reciente en la zona y de manera muy especial el volcán San Martín Tuxtla por ser uno de los catorce volcanes activos del país.



### I.1.- Introducción.

La región de los Tuxtlas se localiza sobre el meridional de la costa del golfo de México, su topografía corresponde a una forma positiva dentro de la planicie costera del Golfo de México, dando la impresión de un relieve accidentado y drenado por ríos y arroyos dispuestos radialmente. Las elevaciones más importante corresponden al volcán San Martín, con 1658mts y el Vigía de Santiago de 800mts (Fernando Ríos Macbeth 1952).

La distribución vertical del terciario en la subprovincia de los Tuxtlas, así como su comportamiento tectónico, reflejados en los datos estructurales obtenidos por estudio de geología superficial y de subsuelo, parecen indicar que las estructuras de Miltepec Chumiapan, Cuitaxoyo, y Sabanetas fueron el resultado de los esfuerzos combinados de una orogenia regional y del levantamiento provocado posiblemente por intrusiones salinas o bien por rocas ígneas plutónicas.

Un dato de interés, que refleja que aparte del plegamiento de la provincia de San Andrés hubo también levantamiento como lo indica la posición actual de los afloramientos marinos de más de 400mts s.n.m. y que aparecen como ventanas de erosión del conjunto de rocas ígneas. (López Ramos 1983).

El vulcanismo en el Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVT) ocurre por doquier en los últimos 7Ma finalizando aproximadamente 1my en la parte Oriental del área e interrumpido por un hiatus de aproximadamente 1.8my en la parte Oeste del área. Las rocas volcánicas pueden ser divididas en dos series llamadas serie antigua y serie joven; la serie volcánica antigua se encuentra en el Sureste del área, contiene a los volcanes San Martín Pajapan, Santa Martha e Yohualtapan, y se presenta en la parte Oeste del volcán San Martín Tuxtla en la base del mismo, se estima que el volumen de esta serie es de 680km<sup>3</sup> y la serie volcánica joven cubre un área de 400km<sup>2</sup>, incluye al cono compuesto del volcán San Martín Tuxtla, La zona se extiende 25km al Sur-Este y 15km al Nor-Oeste desde la montaña.

Otra diferencia entre la parte Este y la Oeste son las revelaciones petrográficas y datos de la composición de la roca. Ambas series la joven y la antigua son enteramente de basanitas y basaltos alcalinos. Las basanitas son generalmente porfiríticas con olivino y pequeñas cantidades de augita como fases de fenocristales.

Los fenocristales de olivino euhedral usualmente contienen inclusiones de espinela café oscuro y augita, tienden a ser zona compleja, otros sectores muestran formas de mariposas y anomalías de extensión, algunas rocas no contienen nefelinas, ellas son petrográficamente basanoides.

Se asume que los 120km<sup>3</sup> del vulcanismo reciente se produjo en los últimos 0.8my; esto da un intervalo de una erupción cada 666 años aproximadamente (Stephen A. and Erika Gonzales Caver 1992).

Como se puede apreciar se dispone de la geología superficial, y se desconoce la distribución interna en el área; hasta ahora no se ha podido evaluar si el máximo gravimétrico de los Tuxtlas, corresponde a efectos del basamento o bien, a la gran masa de roca ígnea extrusiva.

El trabajo se desarrollo en varias etapas:

Primera; La recolección y normalización de la información gravimétrica disponible.

Segunda; La reducción de esta información, para obtener a través de un mapa digital de alturas y profundidades el valor de la anomalía de Bouguer completa .

Tercera; La elaboración de la carta gravimétrica de anomalía de Bouguer completa.

Cuarta; La separación regional-residual de la anomalía, con el objeto de diferenciar los efectos gravimétricos producidos por las estructuras regionales, de aquellas generadas por estructuras pequeñas o bien superficiales

Quinta; La selección de cinco perfiles, que corten las anomalías mas significativas, así, como el perfil que corte el volcán San Martín, y su posterior modelado con apoyo de la geología superficial y de otros parámetros disponibles ( sismología, magnetometría etc.)

Los resultados obtenidos después de realizadas las acciones precedentes muestran que el Macizo de los Tuxtlas esta formado principalmente por una masa de alta densidad donde en el borde SW se emplaza la serie volcánica mas joven del área incluyendo el volcán San Martín; y en la porción sur del máximo de la anomalía se localiza la serie volcánica más antigua

La Geofísica es una ciencia abocada al estudio de las propiedades y fenómenos físicos de la Tierra, le corresponde el desarrollo de métodos que evalúen y cuantifiquen dichas propiedades.

Algunos de estos métodos son los llamados métodos potenciales que miden y cuantifican los campos potenciales del planeta como son el gravitacional y el magnético, el método gravimétrico pertenece a esta categoría.

El método gravimétrico, se basa en el estudio de las propiedades del campo generado a partir de la suma de dos fuerzas: la atracción gravitacional, cuyo origen son las masas rocosas y la fuerza centrífuga producida por la rotación de la tierra; la fuerza resultante de esta suma es la fuerza de gravedad y el campo generado es el campo gravimétrico de la Tierra.

El conocimiento de las dimensiones geométricas de la Tierra así como el valor de su masa permiten la elaboración de un modelo teórico del campo gravimétrico global.; a las fluctuaciones del campo con respecto a ese modelo teórico se les llaman anomalías

El campo gravimétrico varía en consecuencia por dos razones fundamentales: o bien por la variación en la latitud o bien por la inhomogeneidad de la distribución de masa

Como se señaló anteriormente la posibilidad de determinar con precisión las coordenadas geográficas nos permite contar con un valor exacto de las variaciones por cambio en la latitud quedando solamente indeterminado para dilucidar la naturaleza de las anomalías la distribución interna de la densidad.

Las anomalías pueden ser desde globales que involucran las estructuras más grandes y profundas de la tierra hasta las regionales y locales cuyo origen se encuentra en la corteza terrestre.

Estas anomalías son pequeñas en comparación con el campo total, se producen por la falta de homogeneidad en la distribución normal de la densidad en el subsuelo.

El método gravimétrico consiste precisamente en la medida de estas variaciones de gravedad y su interpretación en términos de distribuciones probables de densidad en el subsuelo, las cuales son reflejo de estructuras geológicas de interés.

## II.1.Ley de la gravitación universal.

La expresión para la fuerza de gravitación está dada por la ley de Newton en 1687. Esta ley establece que los cuerpos o las partículas de masas  $m$  y  $m_0$  cada una con dimensiones mucho muy pequeñas en comparación con su separación  $r$ , se atraen con una fuerza que es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa, la cual es medida entre el centro de las masas  $m$  a  $Q=(x', y', z')$  y una partícula  $P(x,y,z)$ . En coordenadas cartesianas

$$F = \gamma m m_0 / r^2 \dots\dots\dots 1$$

:

$$r = ( (x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2 )^{1/2}$$

donde  $F$  es la fuerza gravitacional ejercida sobre  $m_0$  por  $m$ , el vector  $r$  es dirigido desde la partícula  $m$  a la partícula  $m_0$  y  $\gamma$  es la constante de gravitación universal. Si dejamos  $m_0$  sea una partícula de prueba con magnitud unitaria entonces, dividiendo la fuerza de gravedad entre  $m_0$  obtenemos la atracción gravitacional producida por la masa  $m$  en el lugar.

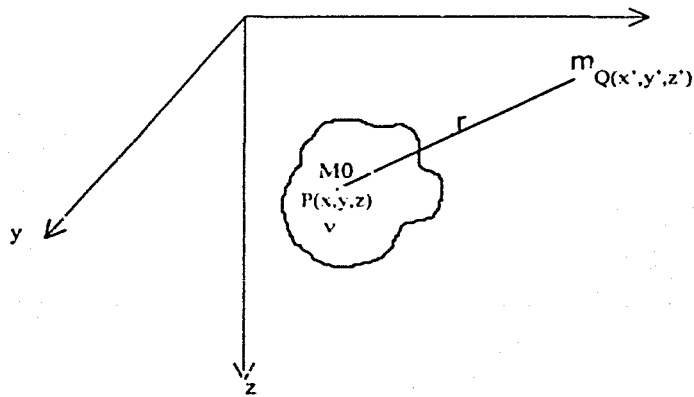


Fig. ii.1

$$g(P) = -\gamma(m/r^2)\vec{r} \dots\dots\dots 2$$

donde  $\vec{r}$  es un vector unitario de  $m$  a el punto de observación  $P$  que esta en coordenadas cartesianas

$$\vec{r} = (1/r) ( (x-x')\hat{i} + (y-y')\hat{j} + (z-z')\hat{k} )$$

el signo en la ecuación 2 es por convención,  $r$  es directo desde la fuente a el punto de observación, opuesto en sentido a la atracción gravitacional. Porque  $g$  es una fuerza dividida por masa, esta tiene unidades de aceleración y es algunas veces llamada aceleración gravitacional ecuación 2 y es un campo irrotacional

$$\nabla \cdot g = 0 \dots\dots\dots 3$$

la aceleración gravitacional es un campo conservativo y puede ser representado como el gradiente de un potencial escalar

$$g(P) = -\nabla U(P) \dots\dots\dots 4$$

donde

$$U(P) = \gamma m/r \dots\dots\dots 5$$

La distribución de masa  $m$  es una simple colección de muchas partículas de masa  $dm = \rho(x,y,z)$  es la distribución de densidades.

$$U(P) = \gamma \int_V \frac{dm}{r}$$

$$= \gamma \int_V (\rho(Q)/r) dv \dots\dots\dots 6$$

donde  $V$  es el volumen ocupado por la masa,  $P$  es el punto de observación,  $Q$  es el punto de integración y  $r$  es la distancia entre ambos puntos.

Ahora repitiendo la diferenciación de 6 respecto a  $x$  y  $z$ , añadiendo las tres componentes de atracción desde fuera de la distribución de masas:

$$G(P) = -\nabla U(P) \dots\dots\dots$$

$$= -\gamma \int_V (\rho(Q) r/r^3) dv$$

donde el potencial es armónico en todos los puntos fuera de la masa.

Ahora para obtener la atracción gravitacional tenemos de la ecuación 5 y 6 que el potencial gravitacional  $U$  y la atracción gravitacional  $g$  para un punto  $P$  del volumen de masa con densidad  $\rho$ , es:

$$U(P) = \gamma \int_V (\rho/r) dv$$

$$g(P) = -\nabla U$$

$$= -\gamma \int_V \rho (\vec{r}/r^2) dv$$

donde  $r$  es la distancia desde  $P$  a un elemento de el cuerpo  $dv$  y  $\gamma$  es la constante gravitacional.

Siendo la dirección de  $z$  hacia abajo verticalmente de acuerdo con la atracción de gravedad tenemos que:

$$g(x,y,z) = \frac{\partial U}{\partial z}$$

$$= \gamma \int_V \int_V \int_V \rho(x',y',z') ((z-z')/r^3) dx' dy' dz'$$

$$\text{donde } r = ( (x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2 )^{1/2}$$

de forma general:

$$g(x,y,z) = \int \int \int \rho(x',y',z') \psi(x-x', y-y', z-z') dx' dy' dz' \quad 8$$

donde

$$\psi(x,y,z) = -\gamma(z/(x^2+y^2+z^2)^{2/3})$$

La fuerza de gravedad sobre la Tierra es la combinación de la masa de la misma y la fuerza centrífuga causada por la rotación. El potencial total de el esferoide es la suma del potencial gravitacional  $U_g$  y el potencial rotacional  $U_r$

$$U = U_g + U_r$$

$$\text{Donde } U_r = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \lambda$$

$\omega$  es velocidad angular y  $\lambda$  es latitud

$$U_g \sum_{n=0}^{\infty} = r^{(1/n+1)} \sin(\theta, \Phi) \\ = \gamma M/r \sum_{n=0}^{\infty} (a/r)^n \sum_{m=0}^n (\alpha_n^m \cos m\Phi + \beta_n^m \sin m\theta) P_n^m(\theta) \quad 9$$

$M$  es la masa total,  $a$  es radio ecuatorial,  $\theta$  es colatitud y  $\Phi$  es longitud.  $\alpha$  y  $\beta$  describen la relativa importancia de cada masa.

Por lo tanto:

$$U = \gamma M/r - (\gamma M a^2 J_2 / 2r^3) (3 \sin^2 \lambda - 1) + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \lambda \quad 10$$

Donde  $J_2 = (2f-m)/3 = 1.082626 \cdot 10^{-3}$  coeficiente elíptica  
 $m = (\omega^2 a) / \gamma M/a^2 = 3.46775 \cdot 10^{-3}$  es el radio de la fuerza centrífuga para la fuerza de gravitación.

El geoide:

Es posible imaginarse aproximadamente, que el geoide está marcado por la superficie del mar. Si quisiéramos representar la superficie de la Tierra con una expresión matemática, el geoide sería demasiado irregular. Por esto, la aproximación geométrica utilizada para la forma de la tierra es un ELIPSOIDE DE REFERENCIA. Las diferencias entre el geoide y la superficie del elipsoide de revolución se llaman ONDULACIONES del geoide. La máxima desviación es de unos 90 metros

Para el calculo de las anomalías de gravedad en un sistema mundial único, se utiliza la "gravedad teórica", o sea el efecto del potencial gravimetrico en la superficie del elipsoide de referencia; de acuerdo ala siguiente formula:

$$Y(\Phi) = Y_{ECU} (1 + a \sin^2 \Phi + b \sin^4 \Phi) \text{ mGals} \dots\dots\dots 6$$

Donde

$$Y_{ECU} = \text{gravedad de ecuador: } 978,03185 \text{ mGal, } a=0.0053024, b=5.8 \cdot 10^{-6}$$

$Y \Phi$  = latitud de observación

La *anomalía* gravimétrica estará dada por:

$$\Delta g = g_{\text{Medida}} - Y(\Phi)$$

7

Con frecuencia se encuentran datos de anomalías obtenidas en sistemas más antiguos, por ejemplo en el sistema 1930, 1967 o 1971. A modo de ejemplo se usa la siguiente relación para transformar los valores entre 1967 y 1930

$$Y(\Phi)_{1967} = Y(\Phi)_{1930} - 17.15 + 13.6 \sin^2 \Phi \text{ (mGal)} \dots\dots\dots 8$$

La unidad de la fuerza de atracción en el sistema C.G.S. es la dina (  $g \cdot (cm / \text{seg}^2)$  ), en el sistema SI, el newton (  $kg \cdot (m/\text{seg}^2)$  ). La aceleración de  $1 \text{ cm}/\text{seg}^2 = 1 \cdot 10^{-2} \text{ m}/\text{seg}^2$  se ha denominado Gal en honor a G. Galilei, que es la aceleración que experimentan dos masas de 1 gramo cada una, separadas 1 cm atrayéndose con la fuerza de una dina.

El Gal es una unidad muy grande comparada con las magnitudes usadas en geofísica, por lo que comúnmente se usa el miligal que es la milésima parte de un Gal ( mg ), es decir:

$$1 \text{ mg} = 0.001 \text{ Gal} = 0.001 \text{ cm}/\text{seg}^2$$

Desde 1971 debemos usar SI-unidades para calcular las magnitudes gravimétricas :

$$1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

$$1 \text{ mGal/m} = 10^{-5} \text{ s}^{-2}$$

$$1 \text{ u.g.} = 0.1 \text{ mGal (unidades gravimétricas)}$$

## II.2.Separación de campos

El campo de gravedad se compone de una parte regional, normalmente causada por estructuras profundas o muy grandes, y una parte local, causada por estructuras pequeñas y/o superficiales. La definición de regional y residual(local), como la definición de profundo y superficial, depende claramente del tamaño del área de investigación. Antes de hacer una interpretación es muchas veces necesario separar el campo regional y el campo residual(local) para analizar más fácilmente las anomalías locales encubiertas por las anomalías regionales (H.- J. Götze y S. Schmidt 2000)

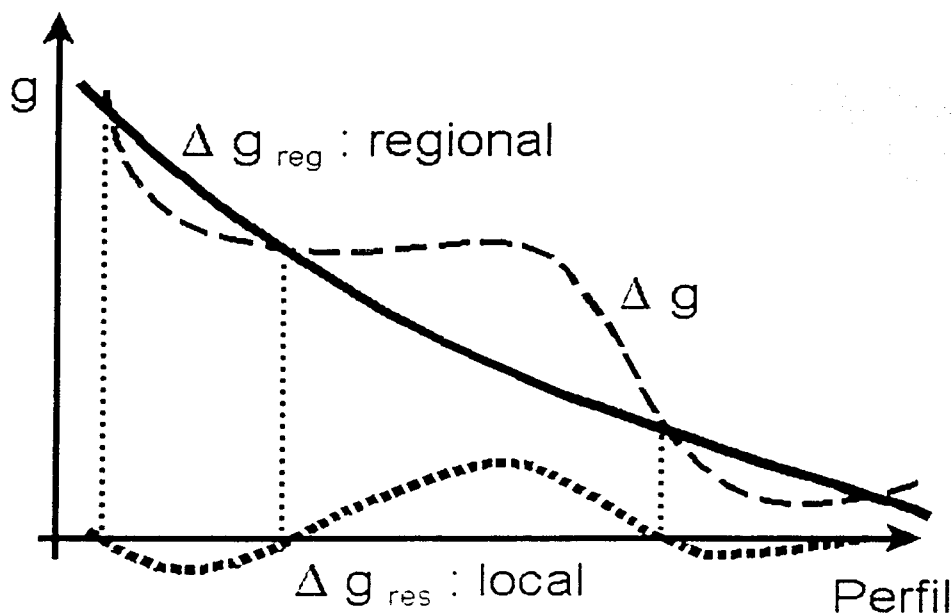


Figura II.1 se aprecia la separación de campos, donde  $\Delta g$  es el campo de gravedad,  $\Delta g_{reg}$ , representa el campo regional y  $\Delta g_{res}$ , representa el campo residual



El regional contiene únicamente los rasgos mayores asociados a grandes longitudes de onda o sea que representa los efectos de las masas profundas y lejanas generalmente del basamento, mientras el residual realiza las anomalías locales (de corta longitud de onda) por lo tanto representa los efectos de las masas más someras.

Para la separación residual regional se utilizó el método de doble serie de Fourier que tiene la siguiente expresión:

$$Z = F(x,y) = \sum \sum \lambda_{mn} (c_{mn} \cos m\pi x / L + b_{mn} \sin m\pi x / L + d_{mn} \cos n\pi y / H + e_{mn} \sin n\pi y / H)$$

Donde  $F(x,y)$  = aproximación de FOURIER en el punto  $x,y$

$m$  = Índice del grado de los términos en la dirección  $x$

$n$  = Índice del grado de los términos en dirección  $xy$

$M$  y  $N$  = máximo grado de los términos en cada dirección

$a, b, c, d$  = coeficientes de la serie

$L$  = mitad de la distancia de muestreo en la dirección  $x$

$\lambda_{mn} = 1/4$  si  $m=n=0$

$\lambda_{mn} = 1/2$  si  $m=0$  y  $n>0$  ó  $m>0$  y  $n=0$ .

$\lambda_{mn} = 1$  si  $m>0$  y  $n>0$

dependiendo del número de coeficientes se obtiene:

1 coeficiente	Plano horizontal.
9 coeficientes	Plano armónico de primer orden
25 coeficientes	Plano armónico de segundo orden
49 coeficientes	Plano armónico de tercer orden
81 coeficientes	Plano armónico de cuarto orden.

### II.3.Método de Talwani para el calculo del efecto gravimétrico para cuerpos bidimensionales.

Este método se utiliza para determinar las componentes de la atracción debido a cuerpos bidimensionales de forma arbitraria a polígonos de  $n$  lados, el programa GM.SYS está basado en este método.

Se considera un polígono ABCDEF de  $n$  lados donde P es el punto donde se evalúa la atracción debido por este cuerpo.

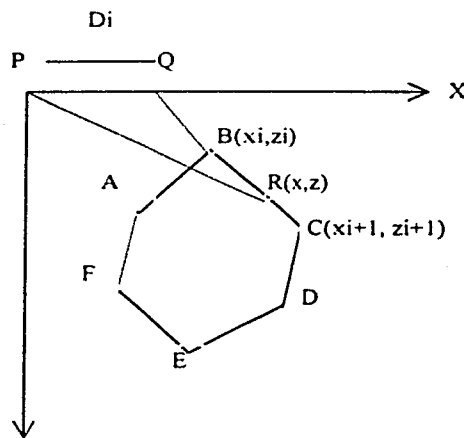


Fig.II.2- Elementos geométricos involucrados en la atracción gravitacional de un Polígono de  $n$  lados.

Tomamos a P como el origen de un sistema de coordenadas  $(x,z)$ , considerando a  $z$  como positivo hacia abajo y a  $x$  como positivo con un ángulo de  $\theta$  medido desde el eje  $x$ .

La ecuación que define la componente vertical de la atracción debido a un cuerpo bidimensional es: ( Hubbert 1948)

$$g_v = 2f_p \int z d\theta$$

igualmente la ecuación que define la componente horizontal es:

$$gh = 2f\rho \int x d\theta$$

donde:

$f$  : es la constante de gravitación universal

$\rho$  : es la densidad de volumen del cuerpo

Evaluando estas dos integrales  $z d\theta$  y  $x d\theta$  para el polígono anterior. Primeramente calculamos la contribución de  $x d\theta$  para el lado BC del polígono, prolongamos CB hacia el eje x en un punto Q con un ángulo  $\phi_i$ . Si la distancia ( PQ =  $a_i$  ) entonces:

$$z = x \tan \theta$$

Para un punto arbitrario R sobre BC tenemos:

$$z = (x - a_i) \tan \phi_i$$

igualando las dos ecuaciones anteriores:

$$z = (a_i \tan \theta \tan \phi_i) / (\tan \phi_i - \tan \theta)$$

sustituyendo esta expresión en las integrales de línea:

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{a_i \tan \phi_i - \tan \theta} = Z_i$$

$$\int_{BC} x d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{a_i \tan \phi_i - \tan \theta} = X_i$$

La componente vertical ( V ) y la componente horizontal ( H ) de la atracción gravitacional debida a un polígono respectivamente será:

$$V = 2f\rho \sum_{i=1}^n Z_i$$

$$H = 2f\rho \sum_{i=1}^n X_i$$

Ahora consideraremos las soluciones de las integrales involucradas en las expresiones de  $Z_i$  y  $X_i$ .

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[ \theta_i - \theta_{i+1} + \tan \phi_i \log e \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right]$$

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[ \tan \phi_i (\theta_{i+1} - \theta_i) \log e \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right]$$

Donde:

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{Z_i}{X_i}$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{Z_{i+1} - Z_i}{X_{i+1} - X_i}$$

$$\theta_{i+1} = \tan^{-1} \frac{z_{i+1}}{x_{i+1}}$$

$$a_i = x_{i+1} + z_{i+1} \frac{x_{i+1} - x_i}{z_i - z_{i+1}}$$

Note que  $\theta_i$ ,  $\theta_{i+1}$ ,  $\phi_i$  y  $a_i$  pueden ser expresados en términos de  $x_i$  y  $z_i$  de tal forma que se pueden obtener expresiones para las componentes V y H en términos de  $x_i$  y  $z_i$ . Esta es una ventaja pues es más sencillo definir el contorno de un polígono con las coordenadas correspondientes a sus vértices. Estas son las coordenadas  $x_i$  y  $z_i$  utilizadas en el cálculo, también es necesario especificar la densidad del cuerpo y la posición de los puntos respecto a los cuales se ha calculado la atracción.

## II.4. Contrastes de densidad

Las anomalías gravimétricas regionales y locales son el resultado de la distribución inhomogénea de la densidad de las rocas de la corteza. La diferencia de densidades es un factor importante en la aplicación del método gravimétrico. Se denomina densidad ( $\rho$ ) de cualquier sustancia homogénea, a la relación entre la masa  $m$ , de la sustancia y el volumen  $v$ . ( DOBRIN, M.B. 1975):

$$\rho = m / v$$

La variación de la gravedad observada, depende de: la altura de la estación, la posición geográfica de la misma y los cambios laterales en la densidad de los materiales del subsuelo, en la vecindad del punto de medición; en condiciones ideales, podría esperarse que hasta cierta distancia, los materiales tuvieran una misma densidad, por lo que al efecto sería constante. Pero si en la zona existen masas de diferente densidad, se producirá una variación punto a punto de la gravedad, que estará definida por un exceso o deficiencia de masas, a esta diferencia se le denomina: contraste de densidad.

Si es negativo, existe un déficit de masa y por tanto en la gravedad. Si es positivo, se tiene exceso de masa y por tanto en la gravedad.

### II.4.1. Densidad de las rocas.

Las anomalías de la gravedad existen sólo en el caso de que las rocas componentes de la región a investigar, se diferencien por su densidad y los límites de las rocas de distinta densidad no sean horizontales.

La diferencia de densidad de las rocas es la premisa fundamental de la utilización con éxito del método gravimétrico para las investigaciones geológicas.

La densidad de las rocas depende de su composición química y mineralógica, de su porosidad y humedad, consecuencia tanto de las condiciones de su formación primitiva, como de las alteraciones que sufra con posterioridad

Las unidades de densidad son  $\text{kgm}^{-3}$  y la más usada es  $\text{gcm}^{-3}$ . Cada roca, consiste de tres fases: sólida ( la matriz mineralógica ), fluido y gaseoso ( relleno de poros ).

## II.4.2.Densidad Natural de las Rocas

La densidad natural de las rocas varia desde 1.20 a 3.50 gcm-3. Los principales factores que afectan a la densidad de las rocas son, la composición mineralógica de la roca ( la composición química y los principales minerales formadores de esta), la estructura y la textura de la roca y por ultimo el grado de diagénesis y metamorfismo. La edad y la posición geológica también son una influencia considerable en la densidad de la roca.

Las rocas ígneas se caracterizan por tener una porosidad pequeña. La densidad de estas rocas depende de la composición química y mineralógica exclusivamente, ya que contienen una alta proporción de cuarzo y feldespatos alcalinos lo que disminuye su densidad.

Las rocas metamórficas también son de baja porosidad. La densidad de estas rocas se encuentran en un rango de 2.40 a 3.40 gcm-3 , dependiendo del grado de metamorfismo y diagénesis.

Las rocas sedimentarias contienen relativamente un pequeño numero de minerales, además de tener una alta porosidad lo cual permite una gran concentración en el contenido de fluidos ( grado de saturación de los poros ), siendo la porosidad un factor importante en la densidad de las rocas sedimentarias. Debido al gran espesor de la formación sedimentaria la roca es compactada ( incrementándose la densidad con la profundidad ( la densidad de los sedimentos se incrementa en algunos casos de 0.10 a 0.60 gcm-3 por cada km de profundidad )).

Los sedimentos superiores varían su densidad en un rango de 1.4 a 1.9 gcm-3, en tanto que los sedimentos compactados tienen una variación de 2.65 a 3.0 gcm-3.

Cuadro 1.- Densidades típicas de las rocas más comunes de la corteza		
Roca	Densidad (gcm <sup>-3</sup> )	
	Real	Aparente
Basalto	2.20-2.85	2.04-3.08
Granito	2.31-2.99	2.30-2.99
Dolomita	1.91-2.93	1.91-2.93
Limolita	2.23-2.82	1.21-2.92
Arenisca	1.32-2.71	1.43-2.93
Shale	0.97-2.72	1.38-2.86
Tuff	1.05-2.87	1.33-2.85
Gneiss	2.56-3.15	2.49-3.36
Mármol	2.56-2.88	2.49-3.20
Cuarzita	2.59-2.85	2.27-4.07
Schist	1.91-3.06	2.47-3.20
Serpentina	2.43-2.80	2.40-3.00
Slate	2.76-2.90	2.60-2.68

Tabla II.1, Densidades más comunes de la corteza( Touloukian Y.S. and Ho, editors,1981)

Los datos sobre la densidad de las rocas de las región en estudio, son muy importantes para realizar trabajos de gravimetría, ya que esto permite valorar y confirmar el orden de la magnitud de las anomalías.



## II.5. Métodos e instrumentos de medición de la gravedad

En la prospección gravimétrica se han utilizado tres tipos de instrumentos:(Griem-K.S. 2000)

Péndulo

Balanza de torsión

Gravímetro

### II.5.1.Péndulo

La medición de gravedad por medio de un péndulo (péndulo de reversión) es un método absoluto. Para el péndulo físico se tiene:

$T = 2\pi \sqrt{\frac{I_c}{m \times g \times h}}$  , donde

$I_c$  = momento de inercia del eje de rotación  $c$

$m$  = masa total del péndulo

$h$  = distancia desde el centro de gravedad al centro de rotación.

$g$  = aceleración de gravedad.

Con todos los demás parámetros conocidos se puede deducir la aceleración de gravedad.

### Experimento de caída

Por el experimento de caída se recibe valores absolutos de la aceleración de gravedad. Para un intervalo de tiempo  $T$  y el intervalo de altura, por lo cual pasa un cuerpo durante el intervalo de tiempo  $T$ :  $x = x_0 + u \times T + \frac{1}{2} \times g \times T^2$ , donde

$u$  = velocidad inicial en el nivel  $x_0$

$g$  = aceleración de gravedad

Con configuraciones adecuadas de este experimento de caída se logra determinaciones de los parámetros  $x$ ,  $x_0$ ,  $u$  y  $T$  suficientemente exactas para el cálculo de la aceleración de gravedad.

## II.5.2.La balanza de torsión

La balanza de torsión mide gradientes y curvaturas en lugar de aceleraciones gravitatorias.

Balanzas de distintas configuraciones son:

La balanza de CAVENDISH

La balanza de torsión estándar de EÖTVÖS

La variante de la balanza de torsión estándar

La balanza de barra inclinada

Por ejemplo la balanza de EÖTVÖS:

La balanza de EÖTVÖS está equipada con dos pesos iguales situados a distintas alturas y unidos solidariamente. Este conjunto está suspendido de un hilo de torsión de tal manera que la construcción puede girar libremente en torno del hilo en el plano horizontal. En su disposición más común el soporte es una barra ligera. Una de las masas reposa en uno de los extremos de la barra, la otra masa suspende del otro extremo de la barra. La barra gira solamente cuando actúa una fuerza diferencial horizontal en ella o es decir cuando el campo gravitatorio terrestre de las proximidades del instrumento está distorsionado de tal manera que las componentes horizontales en los extremos de la barra difieren.

En un campo gravitatorio que pudiera representarse por superficies equipotenciales planas y paralelas no habría ninguna rotación de la balanza puesto que las componentes horizontales actuando en los dos extremos de la balanza serían iguales. Una deformación de las superficies equipotenciales como puede originarse por la atracción de una masa enterrada haría girar la balanza con una magnitud de rotación, que depende de la magnitud de la fuerza horizontal no compensada y de la rigidez del hilo de torsión.

El par de fuerzas opuestas ejercido por el hilo de torsión es proporcional al ángulo de rotación medido con respecto a su posición no torsionada. Las masas de la balanza de torsión se desplazan paralelamente a la superficie terrestre y mediante un movimiento giratorio desde una zona de potencial gravitatorio alto hacia una zona de potencial gravitatorio más bajo.

La variante de la balanza de torsión estándar de EÖTVÖS empleada en trabajos de campo se constituye de dos barras paralelas de unos 40cm de largo con dos pesos sujetos en los dos extremos de cada una de las barras. Los dos pesos superiores están apoyados en una de las barras, los dos pesos inferiores suspenden a unos 60 a 70cm por debajo de la otra barra. Cada peso tiene una masa de 25g.

Las rotaciones pequeñas causadas por el efecto de una fuerza diferencial horizontal se amplifican por medio de un sistema óptico.

En una estación de observación se debe tomar por lo menos seis lecturas: se orienta el par de barras en tres direcciones separadas entre sí  $120^\circ$  y se realiza por lo menos una lectura para cada barra en cada una de las tres distintas direcciones. Estas lecturas posibilitan la determinación del gradiente de gravedad y la curvatura.

En áreas favorables la balanza de torsión puede alcanzar una precisión semejante a aquella de gravímetros modernos. No obstante hoy día la balanza de torsión no está más en uso por la cantidad de lecturas necesarias para una estación de observación y por el tiempo gastado en estas lecturas.

### **II.5.3.Gravímetros**

El gravímetro mide las variaciones en la componente vertical de la gravedad de un punto a otro. El peso o fuerza de la atracción gravitacional sobre una masa constante varía con cualquier variación en el campo gravitacional, de tal manera que el gravímetro resulta ser un instrumento medidor de peso extremadamente sensible, comúnmente los gravímetros consisten de un resorte, del que esta suspendida una masa. El peso es igual al producto de la masa (  $m$  ) que es una constante por la aceleración gravitatoria (  $g$  ).( DOBRIN, M.B 1975)

Así las determinaciones de la gravedad relativa consisten en pesar el mismo objeto con una gran precisión en las diferentes estaciones, estos valores de gravedad obtenidos están referidos a una estación base.

Para la investigación gravimétrica en problemas geológicos, es necesario detectar diferencias en la aceleración gravitatoria del orden de miligales.

Existen muchas variaciones en la construcción de los diferentes tipos de gravímetros, pero fundamentalmente y de acuerdo a los medios de que se valen para medir los pequeños cambios en la longitud de un resorte, los gravímetros se pueden reducir a dos tipos principales: estables e inestables.

Los primeros poseen un elemento sensible el cual esta sujeto a un desplazamiento de la posición de equilibrio que es directamente proporcional al cambio en el valor de la gravedad.

Debido a que los desplazamientos son extremadamente pequeños, deben amplificarse por medios ópticos, eléctricos o mecánico, para poder ser leídos directamente. Usualmente los instrumentos de tipo estable dan lecturas que varían linealmente con la gravedad en un rango muy amplio.

Los segundos instrumentos están diseñados de tal manera, que cualquier variación de la gravedad desde su posición de equilibrio, propicia la actuación de otras fuerzas que aumentan el desplazamiento que causaría solamente el cambio  $g$ .

El principio de este tipo de gravímetros se basa en que la fuerza de gravedad se mantiene en equilibrio inestable con la fuerza de restauración por una tercera fuerza que aumenta el efecto de cualquier cambio de  $g$ .

Generalmente los gravímetros inestables dan lecturas que varían en un rango más limitado que los estables y su respuesta no es lineal.

Estos instrumentos presentan grandes ventajas en relación con otros instrumentos de medición, tienen una aproximación en la medición de las variaciones de  $g$  de hasta 0.05 mgal, o menos, y la facilidad de su manejo.

#### Ejemplo: Gravímetro de HARTLEY

El gravímetro de HARTLEY consiste de un peso suspendido de un resorte. Por variaciones en la aceleración gravitatoria de un lugar al otro el resorte principal se mueve y puede ser vuelto a su posición de referencia por medio de un movimiento compensatorio de un resorte auxiliar o de regulación manejable por un tornillo micrométrico. El giro del tornillo micrométrico se lee en un dial, que da una medida de la desviación del valor de la gravedad con respecto a su valor de referencia. Por la posición del espejo en el extremo de la barra, su desplazamiento es mayor que el desplazamiento del resorte principal y como el recorrido del haz luminoso es grande, se puede realizar medidas de precisión cercanas al miligal. (Griem-K.S. 2000)

## II.6.REDUCCIONES : SIGNIFICADO E IMPORTANCIA

### II.6.1.Factores que hacen variar la gravedad.

Debido a que la Tierra no es una esfera homogénea perfecta, la aceleración gravitacional tampoco es constante sobre la superficie de la tierra.

La densidad de la distribución heterogénea de los materiales de la Corteza Terrestre, producen variaciones locales en la gravedad que, aunque de pequeña magnitud en densidad, son de suma importancia en la investigación. Sin embargo, existen otros factores que hacen variar la gravedad, los cuales afectan a todos los sitios de la superficie terrestre, de manera general e independientemente de las distribuciones locales de los materiales en el subsuelo.

Las variaciones en la gravedad están asociadas con la distribución irregular de las masas que conforman la corteza, que a su vez están en función de las diferentes etapas de deposición de sedimentos y a la deformación de las unidades, además influye el tipo de metamorfismo que presenten los materiales y las diferentes edades geológicas de estos. Lo anterior influye esencialmente en la densidad y por ende en los valores de la gravedad.

La gravedad está en función de la posición geográfica sobre la superficie terrestre, este factor es la latitud.

La variación en la gravedad desde el ecuador hacia las regiones polares es aproximadamente de 5Gal, o 0.5% de un valor promedio de  $g$  (980 Gal) y el efecto por elevación puede ser tan grande de 0.1 Gal, o 0.01% de  $g$ .

Esto es debido a la forma física que tiene la tierra, teniendo un radio máximo en el ecuador y mínimo en los polos, por consecuencia se tiene un valor mínimo de la gravedad en el ecuador (978000 miligals) y máximo en los polos (983000 miligals).

El valor de la gravedad también varía con el tiempo y es un efecto conocido como variación diurna, luni-solar o de mareas. Ocasionada debido a que la atracción gravitatoria que el sol y la luna ejercen sobre la tierra, causan mareas, no sólo marinas sino también en el cuerpo sólido de esta, estos efectos dependen de la posición astronómica de ambos astros.

Este efecto se elimina parcialmente con las técnicas de campo. Se tienen variaciones también, con respecto al tiempo de lectura en una misma estación y cuyo origen es básicamente instrumental, es decir, para diversos tiempos de observación se tendrán lecturas ligeramente diferentes. Estos efectos son conocidos como deriva instrumental.

La topografía accidentada produce efectos sobre las observaciones. Cuando el punto de medición se encuentra cerca de una montaña o depresión, los efectos gravitacionales se verán afectados por estos factores.

Si se consideran las elevaciones como excesos de masa sobre un esferoide uniforme e igualmente a las depresiones como deficiencias de masa, la diferencia en peso de las columnas de material entre los sistemas montañosos y las cuencas oceánicas daría origen a diferentes presiones que tendrían que ser soportadas por las rocas del interior de la Tierra.

Estas consideraciones dan origen al concepto de Isostasia. La Isostasia supone que las grandes masas y las depresiones oceánicas, corresponden a irregularidades en la distribución de densidades en el interior de la Tierra.

Estas variaciones de  $g$  que son importantes en gravimetría son pequeñas en comparación con la magnitud de  $g$  y también en comparación con los efectos de latitud y elevación. Afortunadamente nosotros podemos remover, con buena exactitud muchos efectos o factores que no son interesantes para estudios de gravimetría.

El resultado final de las mediciones gravimétricas son las diferencias de gravedad entre un punto de referencia arbitrario y una serie de estaciones en campo. Para usar estos datos como posibles indicaciones de las condiciones del subsuelo, estas diferencias de gravedad deben ser corregidas por varias influencias importantes sobre los valores medidos.

Todos los valores de gravedad normal en cada estación obtenidos a partir del modelo teórico de la Tierra deben ser corregidos para llevar este a cada punto de observación.

Las correcciones para los datos observados son:

### **II.6.2. Corrección por latitud.**

La fórmula gravimétrica que expresa la variación de la gravedad con la latitud, se determina cuando el esferoide a su vez es determinado por mediciones gravimétricas.

La fórmula más usada para el cálculo de la gravedad teórica, es la llamada fórmula internacional de 1967, que asume que la tierra es un elipsoide de revolución girando sobre un eje de simetría con una velocidad constante y a nivel del mar.

$$Y_{\phi} = 978,031.846( 1 + 0.005,278,895 \text{ sen}^2 \phi + 0.000,023,462 \text{ sen}^4 \phi ) \text{ mGal}$$

Donde  $Y_\phi$  es la gravedad absoluta en un punto de latitud  $\phi$ . Esta formula corresponde al esferoide con un radio ecuatorial  $R_{ec} = 6278388$  m; un radio polar  $R_p = 6356909$  m.

### II.6.3. Corrección de aire libre.

La reducción de aire libre consiste en ajustar el valor normal de la fuerza de gravedad al punto de observación, suponiendo que entre dicho punto y el nivel del mar no hay masas atrayentes.

Así como la gravedad varía inversamente al cuadrado de la distancia, la gravedad varía con la elevación, es decir un punto situado a una determinada elevación mayor con respecto al nivel del mar está más alejado del centro de la tierra y entonces tiene una aceleración gravitacional más pequeña que un punto situado a una elevación menor.

La variación de  $g$  con la elevación esta dada por la ecuación:

$$\gamma_\phi = Y_0 ( 1 - (2h/R) + (3h^2/R^2).....)$$

$$Y_\phi = Y_0 ( 1 - (2h/R) ) = g_0 - (2g_0h / R )$$

con lo que la corrección por aire libre  $g_a$  será:

$$g_a = 2g_0 h / R = 2g_m h / R$$

Si  $g_m$  es la gravedad media de la tierra con un valor de  $980 \times 10^3$  mgal y  $R_0$  el radio medio de la tierra con un valor de  $6378.3 \times 10^3$  m, la ecuación para la corrección de aire libre más general será:

$$g_a = 0.3086 h \text{ (mgal)}$$





## II.6.6. Anomalia gravimétrica

Al analizar las mediciones gravimétricas generalmente los valores totales de  $g$  no representan interés, sino únicamente los valores anómalos de la atracción de gravedad  $\Delta g$ , que se obtienen restando de las magnitudes observadas de  $g$  los valores normales de la atracción de gravedad  $Y(\Phi)$  en los puntos de observación.

$$\Delta g = g_{\text{Medida}} - Y(\Phi)$$

La anomalia gravimétrica es la diferencia entre el valor medido de  $g$  en algún punto y el valor teórico corregido  $Y(\Phi)$ , usualmente el definido por la fórmula internacional para algún punto.

Podemos definir dos tipos de anomalías gravimétrica de acuerdo a las correcciones que se les apliquen a los datos.

## II.6.7. Anomalia de Aire libre:

Esta anomalia se obtiene corrigiendo la magnitud  $Y(\Phi)_0$  mediante la reducción de aire libre, con lo que se obtiene el valor normal de la atracción de gravedad en el punto de observación a la altura  $h$ :

$$Y(\Phi) = Y(\Phi)_0 - 0.3086h$$

La anomalia de la atracción de gravedad luego de hacer la corrección por la altura es:

$$\Delta g_A = g - Y(\Phi)_0 + 0.3086h$$

a este valor se le denomina anomalia de aire libre, donde  $h$  es en metros, y  $\Delta g_A$ ,  $g$  y  $Y(\Phi)_0$  en miligales.

Al deducir la fórmula se han despreciado la acción de las masas situadas entre el punto de observación y el nivel del mar.

### II.6.8. Anomalía de Bouguer:

Dado que la atracción de la capa intermedia aumenta el valor de la fuerza de gravedad observada, esta atracción se resta del valor de la anomalía de gravedad. La suma de las correcciones de aire libre y por la capa intermedia las estima la reducción de Bouguer, de esta última la anomalía de la atracción de gravedad esta dada por:

$$\Delta g_B = g - \gamma_{(\phi)_0} + (0.3086 - 0.0419\rho)h$$

Al calcular las anomalías en la reducción de Bouguer es de suma importancia la densidad de la capa intermedia, así al elaborar los mapas gravimétricos, como valor único de la densidad de la capa intermedia se ha adoptado la magnitud de 2.67 g/cm<sup>3</sup>.

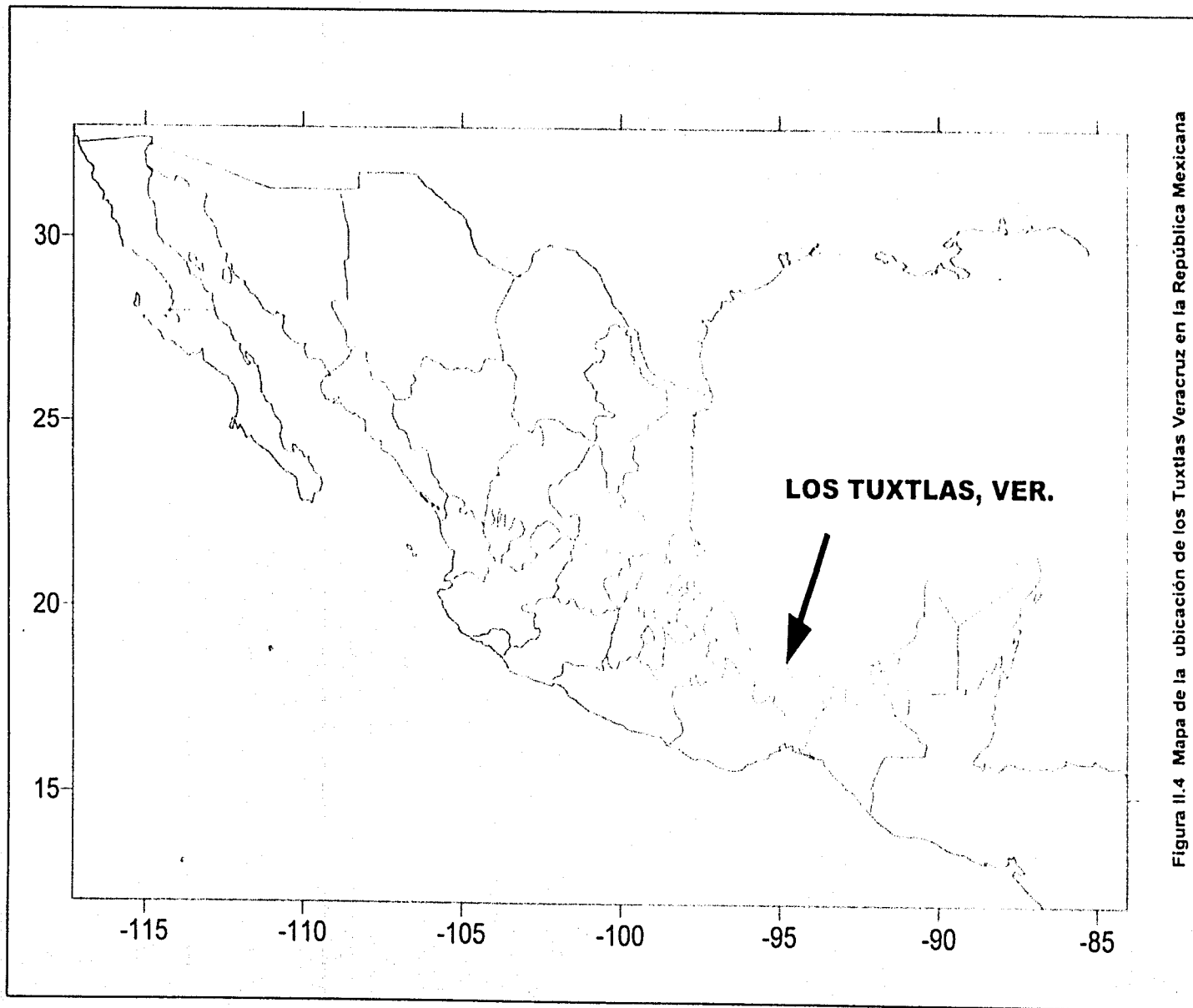


Figura II.4 Mapa de la ubicación de los Tuxtlas Veracruz en la República Mexicana

#### III.1.AMBIENTE TECTÓNICO

##### Tectónica y geología histórica

Al continuación citamos uno de los artículos más completos sobre esta área, realizado por López Ramos (1983).

La distribución vertical del terciario en la subprovincia de los Tuxtlas, así como su comportamiento tectónico, reflejados en los datos estructurales obtenidos por estudio de geología superficial y de subsuelo, parecen indicar que las estructuras de Miltepec Chumiapan, Cuitaxoyo, y Sabanetas fueron el resultado de los esfuerzos combinados de una orogenia regional y del levantamiento provocado posiblemente por intrusiones salinas o bien por rocas ígneas plutónicas.

Hasta ahora no se ha podido evaluar si el máximo gravimétrico de San Andrés Tuxtla, corresponde a efectos del basamento o bien, a la gran masa de roca ígnea extrusiva que debe tener cuando menos 800mts de espesor en algunas partes.

Los ejes estructurales de los anticlinales, tanto del oligoceno como del mioceno, tienen rumbos NE-SW, muy diferentes a los de la sierra Juárez, aunque similares a gran parte de las estructuras del Istmo de Tehuantepec. Un dato de interés, que refleja que aparte del plegamiento de la provincia de San Andrés hubo también levantamiento como lo indica la posición actual de los afloramientos marinos de más de 400mts s.n.m. y que aparecen como ventanas de erosión del conjunto de rocas ígneas. No se tiene mucha evidencia de lo sucedido antes del terciario, que debe haberse depositado sobre una topografía cretácico jurásica muy erosionada, según se muestra en los pozos de la región de Chinameca, al Oeste de Coatzacoalcos.

La geología histórica terciaria no debe ser muy diferente a la cuenca de Veracruz, o sea, que como consecuencia de la formación de la sierra madre oriental durante el cretácico superior, hacia principios del terciario, un gran volumen de clásticos, producto de la erosión de las partes emergidas, contribuyeron al relleno de las depresiones que empezaron a formar el Golfo de México.

Aparentemente la secuencia Paleoceno-Eoceno y parte del Oligoceno se depositaron sin interrupciones apreciables, sin embargo a fines del Oligoceno y principios del Mioceno se inicio la actividad volcánica en la provincia de San Andrés depositándose gran cantidad de este material simultáneamente en rocas marinas y canteras. Debe haber habido porciones levantadas como lo muestra el pozo Cobarrubias n°1 donde se reduce notablemente la sección del Mioceno Encanto hasta la Filisolas.

Por otra parte, según Zoltan de Cserna(1984), la costa del golfo y la plataforma continental adyacente al Sur de la latitud 20° 30'N hasta el macizo volcánico de los Tuxtles Veracruz tienen una trayectoria netamente oblicua a la de las estructuras de la Cordillera Ordoñez (Mexican Ridges Foldbelt).

La presencia de cuatro estructuras plegadas mayores en este tramo de la plataforma continental permite inferir que esta última ha estado sujeta a condiciones tectónicas de compresión en dirección NE-SW, que originaron estos pliegues. Tomando en cuenta que la plataforma continental y sus pliegues se localizan a profundidades considerablemente menores que los pliegues de la Cordillera de Ordoñez, esta relación no sólo permite concluir que el componente activo de este campo de esfuerzos procedió desde el surponiente hacia el nororiente, sino también que la deformación que originó los pliegues de la plataforma es posterior a la que produjo las estructuras de la cordillera. En este contexto, la plataforma continental junto con sus estructuras plegadas parece constituir una cobija que está avanzando hacia el nororiente, truncando a las estructuras de la cordillera Ordoñez en forma oblicua. Sobre el borde de la plataforma continental, o quizá en la parte más alta del talud continental, es donde el autor infiere la traza frontal de esta cabalgadura la cual, a su vez, constituye el margen Nororiental de la placa listoférica de México en esta región, separándola de la placa del Golfo de México, por la presencia de una cuña tectónica formada por la cordillera de Ordoñez.

### III.2.GEOLOGÍA

Stephen A. and Erika Gonzales Caver (1992) publican un estudio geológico de los Tuxtles Veracruz, el cual citamos a continuación.

El CVT es un área montañosa con una longitud de 80km comprendiendo seis montañas mayores desde el volcán San Martín Pajapan con una elevación de 1160mts en el sureste, y el volcán Santa Martha y el Yohualtapan, ambas partes de la sierra de Santa Martha con elevaciones arriba de 1460mts, el volcán San Martín Tuxtla con una altura de 1650mts y dos montañas aisladas con elevaciones de 900mts., estas son el Pico de Aguila y el del Cerro Vigía.

La laguna de Catemaco está cerca de la mayor de las cordilleras y del Cerro Pico de Aguila, este último presenta relieve en forma de drenaje, al norte fue bloqueado por el crecimiento de las montañas volcánicas. El clima de la región es tropical con una precipitación pluvial de 1800mm/año; las pendientes del norte adyacente al golfo de México reciben más de 4000mm/año. esto da como resultado una fuerte erosión.

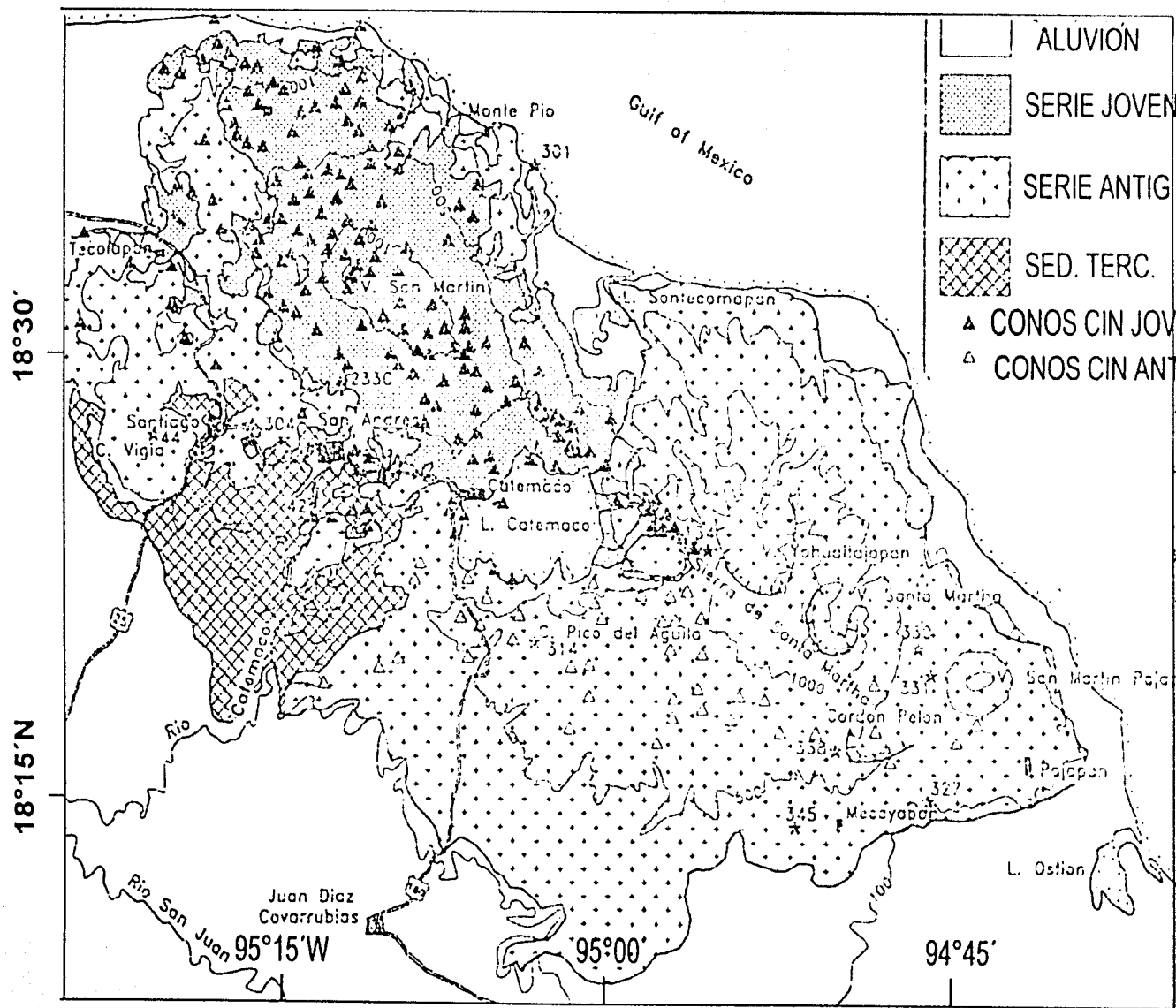


Figura III.1 Mapa Geológico de los Tuxtlas Veracruz (Stephen A. and Erika Gonzales Caver 1992)

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

Las rocas volcánicas cubren aproximadamente 2200km cuadrados y tienen un volumen total de 800km cúbicos.

Las rocas volcánicas pueden ser divididas en dos series llamadas serie antigua y serie joven ,esta ultima está presente en la parte Oeste del área a lo largo del Noroeste del volcán San Martín y se extiende al Este de la laguna de Catemaco, las dos series se caracterizan por su alta erosión natural, la serie antigua presenta erosión en todas partes del área y una erosión uniforme entre la serie joven y la antigua, esto es en la parte Oeste del área donde ambas son expuestas.

El sitio contrasta en tiempos y eventos volcánicos, se dató a nueve muestras con K-Ar; Las rocas antiguas son de lava basonitoide y se localizan sobre el golfo al Sureste de la villa de Monte Pio.

Esta muestra da un mínimo de edad de  $6.9_{-0.8}$ Ma (Mioceno tardío). En contraste Ríos-MacBeth (1952) y, Williams y Heizer (1965) interpretan la abundancia de piroclastos y fragmentos volcánicos en la formación del deposito Laja, con un afloramiento en la porción Suroeste del área como indicación del vulcanismo en la región de los Tuxtlas durante el Oligoceno.

La revisión paleontológica de estos sedimentos por Akers (1979)y Kohl (1980), da como resultado que "el principio del vulcanismo" fue en el Mioceno medio

Las muestras más recientes fueron tomadas al Sur de la base del volcán San Martín Tuxtla y tiene una estimación de  $0.8_{+0.1}$  Ma para la primer etapa de actividad de la formación del cono de San Martín y el comienzo de la serie volcánica joven.

### **Serie volcánica antigua**

La serie volcánica antigua se localiza en el Sureste del área, contiene a los volcanes San Martín Pajapan, Santa Martha e Yohualtajapan, y se presenta en la parte Oeste del volcán San Martín Tuxtla en la base del mismo, se estima que el volumen de esta serie es de 680km cúbicos.

El volcán San Martín Pajapan es una composición de conos, con un diámetro de base de 10km cubierto por vegetación, consiste de lava basáltica con tefra, usualmente cubierta por sólidos lateríticos arriba de 0.5mts de espesor, Williams y Heiser(1965) consideran esta estructura del Holoceno.

Un fluido de lava de basalto andesítico sobre el flanco Oeste de la estructura tiene una edad de  $1.5_{+0.2}$ Ma. se creó que San Martín Pajapan cesó su actividad hace 1.5Ma.

Las dos montañas mayores de la sierra de Santa Martha son, el volcán Santa Martha y el volcán Yohaultapan, están situados en una depresión y presentan hidrotermalismo. Las depresiones de cada una de las montañas tienen medidas de 3 y 3.5km de diámetro respectivamente en dirección Este-Oeste.

Se creó que estas depresiones son calderas erosionadas formadas como resultado del alargamiento de antiguos cráteres. La lava fluyó desde estos dos centros, esta se extiende a 28km al sur, y al Suroeste donde los límites están cubiertos por aluvión; residuos piroclásticos de ambas estructuras según Aguilera- Gomez (1988) reportan que por el método K-Ar data entre 3.3 y 1.6Ma, en rocas de la sierra de Santa Martha que da 1.4<sub>-</sub>+0.2Ma. Se obtuvo un dato de 1.0<sub>-</sub>+0.1Ma. en lava benmoreita (roca con más silicio en el CVT) del flanco Oeste de Yohualtapan.

Se estimo que la actividad en la sierra de Santa Martha comenzó hace 3.3Ma. y finalizo aproximadamente 1Ma.

Al Sureste de Santa Martha hay una cordillera conocida como Cordón Pelón, formada por erosión, sus márgenes están cubiertos por lavas de Santa Martha, los datos K-Ar de la mugarita de la cordillera da 2.4<sub>-</sub>+0.3Ma.

Al Sureste de Yohualtapan está el cerro Pico de Aguila, es uno de lo mas altos, su lava se extiende a 15km al sur y al Sureste. Al Norte el fluido de lava llega a la Laguna de Catemaco. Esta lava muestra alteración hidrotermal y está cubierta por sólidos. No se tienen datos de su formación pero se creó que es contemporánea a la actividad de la sierra de Santa Martha.

Al lado de la mayor erupción en el Este de CVT, cuyas partículas erosionaron la sierra formando conos cilindricos; que son identificables en la pendiente sur de la sierra de Santa Martha, estos conos muestran un alto grado de degradación erosional y pendiente suave.

En el Oeste del CVT aflora la serie volcánica antigua, ocurre como erosión remanente expuesta en un área elíptica alrededor del volcán San Martín Tuxtla a lo largo de la línea de costa, al norte las rocas viejas delinean una topografía muy marcada constituida por una pequeña montaña en el área Oeste de la Laguna Sotecomapan. Las anteriores dataciones del CVT reportan 6.9<sub>-</sub>+0.8Ma, estas, tomadas de una lava basanitoide expuesta en el risco marino a los 5km Sureste del Monte Pío.

En el lado Oeste del volcán San Martín aflora la serie antigua, del Sur de Punta Puntilla a Cerro Vigía, al Sur la serie volcánica antigua aflora en el escarpado risco al Este de Santiago y está expuesta en el risco extendiéndose desde Texcaltitan al límite de San Andrés. La lava fluye exponiéndose en el risco con un espesor de 80mts y muestra coyuntura columnar. Una lava basanita de Texcaltitan da una edad según K-Ar de 2.6<sub>-</sub>+0.3Ma.



Al sur de San Andrés, la antigua serie aflora como erosión outliers, rodeado por sedimento del terciario. Una de esos outliers se conoce como cerro Miltepec tiene un espesor de 60cm una coyuntura columnar de basalto alcalino con una edad de  $3.1 \pm 0.3$ Ma obtenida por el método K-Ar.

En el Oeste del CVT se encuentra una estructura elevada de 870mts. Y tiene un diámetro aproximado de 7.5km. contiene alta cantidad de basalto porfirítico fenocristales de plagioclasas y augita. Un basalto de la cima del cerro Vigía da una edad K-Ar de  $2.2 \pm 0.2$ Ma y es probablemente la edad de las anteriores erupciones de la cima.

### **Serie volcánica joven**

La serie volcánica joven cubre un área de 400km cuadrados, incluye al cono compuesto del volcán San Martín Tuxtla. El mismo San Martín es un edificio volcánico grande, el cual con sus erupciones recientes ha cambiado la morfología de este sitio, la cual presenta más de 250 cráteres.

Estos cráteres son producidos por conos de cenizas y maars distribuidos a lo largo de una zona en dirección N55°W directo al volcán San Martín. La zona se extiende 25km al Sur-Este y 15km al Nor-Oeste desde la montaña.

Muchos grupos de conos de cenizas dentro de la zona se muestran en líneas paralelas a la tendencia regional, estos grupos ocurren en el flanco Sureste de San Martín. El alineamiento N55°W es cercanamente paralelo a las principales estructuras volcánicas: San Martín Pajapan, Sierra de Santa Martha y San Martín Tuxtla, cuya orientación es de N60°W. El alineamiento de estructuras volcánicas sugiere que la principal razón es la compresión por esfuerzos orientados entre N30°E y N35°E.

Esto es claro en la distribución de las lavas antiguas en el área, que rodean y se encuentran por debajo del cono actual del San Martín. Asumiendo que la serie antigua está por debajo de la elevación promedio de 4km., estimamos el volumen de la serie joven en 120km cúbicos aproximadamente.

Una de las lavas antiguas de la serie volcánica joven fue colectada de la base de San Martín en el Norte de San Andrés; está basanita da una edad de  $0.8 \pm 0.1$ Ma. *Aguilera-Gómez (1988) obtuvieron datos de la misma serie de  $0.80 \pm 0.4$ ,  $0.38 \pm 0.02$ ,  $0.3 \pm 0.2$  y  $0.21 \pm 0.01$ Ma.*

Se estimó que la edad del inicio de la actividad de la serie joven es de aproximadamente 0.8Ma. los datos recientes obtenidos de la serie volcánica antigua en las inmediaciones del área alrededor de San Martín es de  $2.6_{+0.3}$ Ma. Similarmente Aguilera-Gómez (1988) obtuvieron datos de  $3.4_{+0.2}$ Ma. y  $3.76_{+0.18}$ Ma en la roca que rodea a San Martín. Estos datos sugieren que hubo un periodo de reposo entre serie antigua y serie joven en el Oeste del CVT de aproximadamente 1.8Ma.

En la cima del volcán San Andrés se tiene un cráter de aproximadamente un kilómetro de diámetro; dentro del cráter hay dos conos de cenizas pequeños, según Moziño(1870), estos se formaron durante la pasada erupción histórica en 1793. Del manuscrito original de Monziño se obtuvo una copia, la original se encuentra en el Archivo de Indias en Sevilla España, contiene dibujos que muestran la erupción de 1793, y muestra claramente la erupción ocurrida desde el cono de ceniza dentro del cráter en la cima del San Martín.

Se observa que los conos de ceniza están rodeados de lava reciente que fluye sobre una brecha en el cráter al Norte y forma dos lóbulos que se extienden a 3.5km aproximadamente hacia abajo en la pendiente Norte del volcán

La cima del San Martín aparenta tener más de un cráter en su estructura, los conos de cenizas están por doquier, especialmente se localizan en mayor proporción en la zona Noroeste en dirección a la cima, tiende a seguir el sentido de la salida de numerosas erupciones de la serie joven.

Las erupciones de estos conos de cenizas tienen en sus flancos un volumen del rango de 0.01 a 0.5km<sup>3</sup> cúbicos.

El cono tiene cráteres bien conservados y pendientes escarpadas angulosas, se exhibe presión en las cordilleras, y una topografía abrupta.

Esta característica se da como resultado de la erosión producida por el mal tiempo, así como el cubrimiento de cenizas producidas por erupciones anteriores. El fluido de lava joven tiene algunos 100 años.

Un extenso flujo de lava fue arrojado de una serie de conos de cenizas a lo largo de la cordillera hacia el Sureste del cráter San Martín. La lava de esta erupción fluye hacia abajo en la pendiente Noreste de la cordillera a una distancia de aproximadamente 10 kilómetros de donde esta se origina. Dos flujos de lavas del mismo cono, tienen extensión al Sur y Suroeste. El primer lóbulo Sur fluye encima del borde del Maar del cráter localizado en Laguna Encantada. Friedlaender y Sonder (1923) especularon que el lóbulo Norte fue un flujo durante una erupción en 1664.

En las recopilaciones históricas concerniente a 1664 no existe, pero basado en la apariencia joven de estos flujos concurrimos con ellos y sugerimos que el lóbulo Sur tuvo erupción en ése tiempo.

El área entera entre la cima de San Martín y la Laguna Catemaco es considerada una zona de intensa actividad volcánica reciente. Los conos de cenizas en esta región tienen bien presentados sus cráteres y escarpados, casi inmodificables pendientes, los fluidos de lava son fácilmente distinguidos en el campo. Se obtuvo una edad en base a radiocarbón de 3270\_+250ybp. de un pedazo de madera que estaba debajo de una capa de ceniza proveniente del Cerro Mono Blanco expuesto en la zona arqueológica Matacapán. Mono Blanco es uno de los grandes conos en el Oeste de CVT y estas erupciones aparentemente afectaron la población de los Olmecas que habitaban esta zona en ese tiempo. (R. Santley, 1992).

La lava reciente y la relación de conos de cenizas en esta área ocurre cerca del pueblo de Catemaco, cerca de las costa del lago. La erupción edificó dos conos de ceniza, Cerro Puntigudo y Cerro Nixtamalapan; y produjo dos Maars ahora son lagos, Laguna Cocodrilos, Laguna Nixtamalapan. Además un fluido de lava va de la base del Cerro Puntigudo y fluye al Sur en la Laguna Catemaco.

Por medio de radiocarbón se dató un pedazo de madera colectada debajo de la ceniza del Puntigudo la cual tiene una edad de 183\_+195ybp (Reinhard y Nelson en Stephen A. and Erika Gonzales Caver, 1992). Esta erupción pudo afectar probablemente a los antiguos habitantes de la región. Fue examinada una roca la que parecía provenir de una estructura de pirámide, se halló bajo la cenizas del Puntigudo en un hoyo de letrina al norte de la ciudad de Catemaco.

### III.3.Geomorfología

Los datos de la geomorfología del área fue tomado de la publicación hecha por Fernando Rios Macbeth(1952) y es la siguiente.

La provincia se encuentra situada hacia el extremo Sureste de la cuenca de Veracruz y su topografía corresponde a una forma positiva dentro de la planicie costera del Golfo de México, dando la impresión de un relieve accidentado y drenado por ríos y arroyos dispuestos radialmente. Las elevaciones más importante corresponden al volcán San Martín, con 1658mts y el Vigía de Santiago de 800mts.

El levantamiento de la región de los Tuxtla fue probablemente motivado por la intrusión de un gran lacolito y de una intensa actividad volcánica, la cual ha tenido manifestaciones muy recientes la última erupción del volcán de San Andrés se realizó en 1793.

El macizo de San Andrés Tuxtla se encuentra situado en el extremo Sureste de la cuenca de Veracruz como un importante accidente en la extensa llanura costera señalando la separación con la Cuenca Salina de Istmo.

El Dr. P.K. Staehelin(en Fernando Rios Macbeth,1952), considera al macizo de San Andrés Tuxtla como un alto estructural de diorita, con extrusiones superpuestas de rocas más recientes andesíticas y basálticas.

De una manera general puede decirse que la región de los Tuxtlas está casi totalmente cubierta por depósitos piroclásticos y derrames de lava en la cual esporádicamente aparecen ventanas de sedimentos marinos del terciario, ventanas que corresponden a formas estructurales con caracteres de levantamientos dómicos

La erosión diferencial ha modelado una topografía accidentada originando formas acantiladas en los sedimentos de la formación Filisola debido a su alto contenido de arena y arenisca calcáreas en contraste con las pendientes de las formaciones subyacentes, Concepción Superior e Inferior, en las que predominan las arcillas.

Por otra parte la intensa actividad volcánica registrada durante el Plio-Pleistoceno y reciente fue el factor más importante que determinó la accidentada topografía de la región de los Tuxtlas.

Las primeras manifestaciones de esta actividad, parecen corresponder a los numerosos "tapones basálticos" que se localizan en los alrededores de San Andrés y Santiago Tuxtla.(Cerros Miltepec, Cintepec, Salinas Iguanas, Vigía de Santiago...) los cuales exhiben forma erosionadas. También podrían ser de esta época las corrientes de basalto que forman mesetas de paredes acantiladas, las que muestran frentes de estructuras columnar.

Un segundo periodo está representado por emisiones de magma básicos con mucho mayor grado de fluidez, los que produjeron las corrientes de basalto de estructura acordonada que vinieron a rellenar los cauces de los ríos tales como el río grande de San Andrés, Río Santiago, río Tejalate. Etc..

Los volcanes de tipo cinerítico y de forma jóvenes que se encuentran al NE de San Andrés Tuxtla y en la región de Catemaco sugieren otra fase del vulcanismo, probablemente posterior a las dos mencionadas, y quizá ya de edad reciente, pues la topografía general de esta región corresponde a un ciclo de juventud. Por otra parte, en los ríos San Andrés y Tecolapan se han observado depósitos de arena y ceniza volcánica en cima de las corrientes de basalto de estructura cordada.

Durante esta época de gran actividad eruptiva se debió haber formado la Laguna de Catemaco, la cual constituye una cuenca cerrada por los numerosos volcanes que la circundan. Actualmente se desagua por el río grande de San Andrés.

La barrera de volcanes que se sitúa al norte de la Laguna de Catemaco, separa ésta de la Laguna Sontecomapan, la cual se comunica con el mar. Una gran parte de los cráteres de estos volcanes dieron lugar a la formación de lagos cráter, entre los que se anotan la Laguna Encantada, la Laguna Verde de Catemaco, de Yobatalajapan, del Mogo, Amaxtlan y otras.

### III.4.PETROGRAFÍA

Del artículo de Stephen A. and Erika Gonzales Caver (1992) se obtuvo los siguientes datos petrográficos:

Las basanitas son generalmente porfiríticas con olivino y pequeñas cantidades de augita como fases de fenocristales. Los fenocristales de olivino euhedral usualmente contienen inclusiones de espinela café oscuro y augita, tienden a ser zona compleja, otros sectores muestran formas de mariposas y anomalías de extensión, algunas rocas no contienen nefelinas, ellas son petrográficamente basanoides.

Una nefelita presenta basonita del lugar, contiene nefelita en una muestra de campo. El basalto alcalino tiene también porfiro con olivino como la fase dominante de fenocristal; la augita generalmente ocurre en altas proporciones en basaltos alcalinos, que en las basanitas y plagioclasas, en estas solo ocurre raramente como una fase de fenocristal. La hawalitas se muestra similar mineralógicamente y en texturas del basalto alcalino, aunque la plagioclasa es mas abundante en la hawaliitas.

La maguearita y benmoreitas tienen plagioclasas como la dominante fase fenocristal y tiene fácil distinción en el campo de las rocas mas básicas. Otros fenocristales minerales son de olivinos y augitas en las maguearitas, augitas, ortopiroxeno y algunas veces horblenda en la bonmoreitas. Los fenocristales de plagioclasas tienen zona complejas oscilatoria y márgenes rotos, similar a los fenocristales de plagioclasas que comúnmente ocurren en rocas calco alcalinas, como ellos muestran el complejo sector de zona y extensión anómala que son típica de la augita en rocas alcalina.

Algunas rocas se clasifican como basaltos andesíticos usando los esquemas de clasificación química que contienen sectores zonas augita, similar a la mugaritas y benmoreitas. estas rocas también tiene altas proporciones de ambas, fenocristales de plagioclasas y augitas, y estos se presentan en cúmulos.

La acumulación de plagioclasas y/o augitas puede tener el efecto químico de división de concentraciones de alcali con solo un cambio menor de SiO<sub>2</sub>. Estas rocas pueden ser maguearitas y benmoreitas que contienen acumulación de plagioclasas y de agitas.

Este punto es la salida del atolladero del uso de un esquema de clasificación basado solamente en la composición química sin considerar los caracteres petrográficos.

Otras rocas se clasifican químicamente como basalto calco alcalino y basalto andesítico, muestran alto grado de porfiríticos no contienen suficientes cantidades de augita y plagioclasas para explicar el bajo contenido de alcali. En general la augita en rocas no muestran un sector de la zona expuesto por augita en la roca alcalina y esto puede ser verdaderas rocas calco alcalinas.

En este grupo la plagioclasa se muestra oscilando en las zonas entre el límite pasando el margen que es predominante fase fenocristal. El olivino ocurre como fenocristal euhedral en el basalto andesítico calco alcalino y en bajas porciones en la andesitas.

### III.5.COMPOSICIÓN QUÍMICA

Fredlaender and Sonder (1923), Pilchler y Weyl (1976) las rocas fundidas contenidas en CVT contrastan marcadamente con las del CVM hacia el oeste. El CVT contiene rocas más básicas que el CVM también en general es más alcalina considerablemente.

Además no hay rocas con SiO<sub>2</sub> en concentraciones grandes que 59wt % que sea originaria de CVT. Analizando muestras de la serie volcánica joven, esta consiste de basanitas y basalto alcalino con una simple hawailita.

Las basanitas en la serie volcánica antigua son restringidas al Oeste del área e inmediatamente rodea al volcán San Martín. Si la basanita ocurre en el Este del área, estas son enterradas bajo la cubierta de muchas rocas diferentes. El área Este de la serie volcánica antigua consiste de basaltos alcalinos, hawailites, mugeritas y benmoreitas como también rocas que afloran en el campo calco alcalino.

Todas las muestras desde San Martín Pajapan al Sureste, en el fin del campo son basalto andesítico calco alcalino. El volcán Santa Martha arroja una amplia variedad de lava con composiciones variadas desde medio alcalino hasta hawailitas.

Una muestra de Santa Martha da como resultado que es un basalto andesítico calco alcalino. Yhuatajapan es más diverso químicamente con rocas basálticas alcalinas terminando con hawailites, mugeritas y benmoreitas.

Otra composición que se traza en el campo calco alcalino son benmoreitas que tienen cúmulos de piroxeno y plagioclasas. Muestras del cerro Pico de Aguila muestran desde basaltos alcalinos hasta hawailitas y mugeritas; sin embargo las muestras recolectadas de la base de la estructura cerca de las orillas de la laguna de Catemaco son basalto andesítico calco alcalino, una muestra del cerro Vigía

tiene extremadamente porfiríticos y esto tiene una clasificación química sospechosa. Esta muestra tiene baja alcalinidad calco alcalinidad petroquímicamente muestra ser basalto alcalino.

Ambas series la antigua y la joven son enteramente de basanitas y basaltos alcalinos con erupciones entre 6.9Ma y en el presente. El basalto alcalino y otras diferentes rocas alcalinas, incluyen también trazas en el campo calco alcalino, pero son probablemente cúmulos, las erupciones en el Este del campo datan entre 3.1 y 1Ma. El basalto calco alcalino andesítico y andesita son también restringidos en el Este del área con una edad entre 3 y 1Ma

## IV.-DESARROLLO DEL MÉTODO GEOFÍSICO

### IV.1.Análisis gravimétrico de la región de los Tuxtlas, Veracruz.

#### IV.1.Obtención y análisis de datos de campo

El levantamiento gravimétrico consiste en la medición de los valores de la atracción de gravedad en distintos puntos del área a investigar para obtener la distribución de las anomalías de la atracción de gravedad y a partir de ella poder inferir la distribución interna de densidades, (Mirónov,1977).

Respecto a los objetivos principales planteados para este estudio, el levantamiento en éste caso regional permite obtener un cuadro general del campo gravitatorio en un extenso territorio, obtener las características más generales del campo y su relación con las estructuras geológicas regionales, así como la división tectónica de las zonas, contornear distintos elementos estructurales y estudiar la estructura profunda de la corteza terrestre.

Aunque la mayor parte de los datos gravimétricos se tomaron de la base de datos para la elaboración de la carta gravimétrica del país, algunas estaciones fueron reocupadas para normalizar la información antigua a la red nacional a través de la utilización de la Estación Base Gravimétrica de 1er orden mundial, C.U. ( 99.390, 19.1422) con una altura de 2290 m.s.n.m. y un valor absoluto de gravedad de 977927.465 mgls.

#### DISTRIBUCION DE ESTACIONES GRAVIMETRICAS

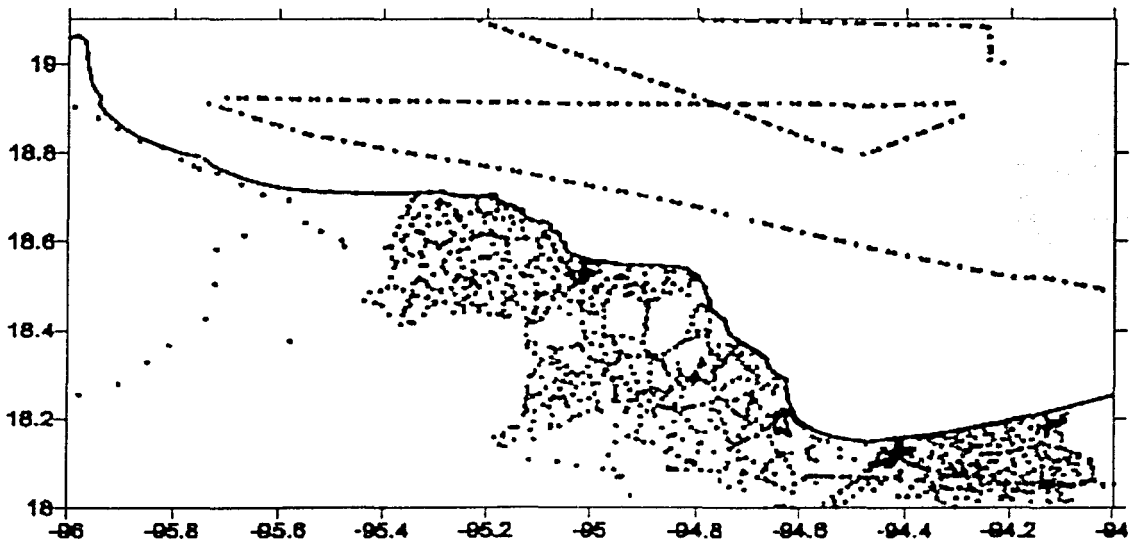


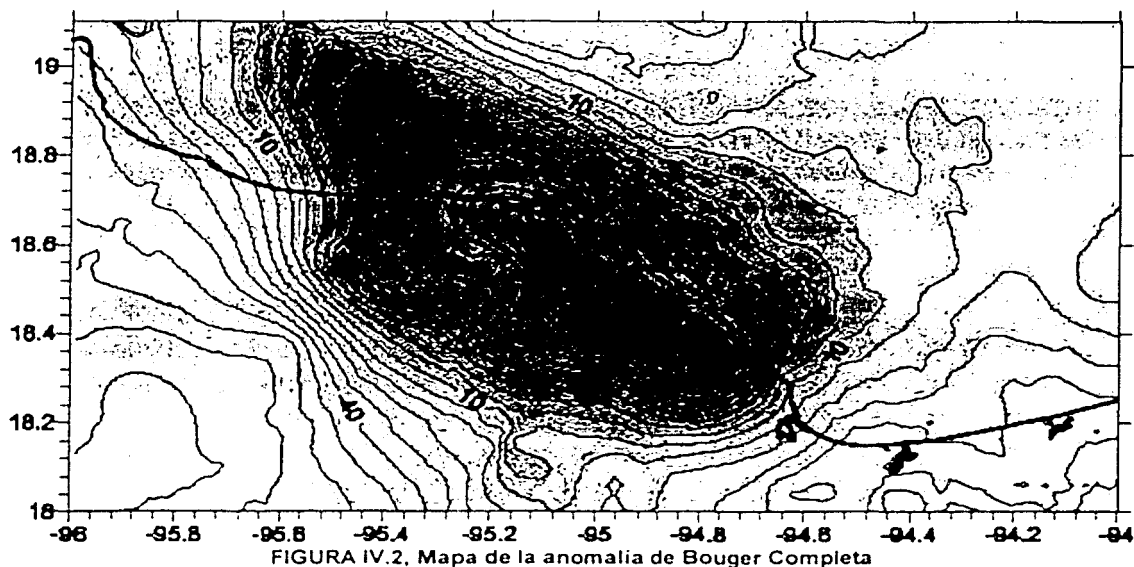
FIGURA IV.1 Distribución de estaciones



La figura IV.1 muestra la localización de los puntos, cada punto color naranja marca una estación gravimétrica tomada tanto en el golfo de México como en tierra.

En el mar las observaciones se realizaron en trayectos paralelos a la costa dentro del proyecto CICAR; mientras tanto en tierra dado lo abrupto de la zona, se establecieron las estaciones gravimétricas aprovechando las carreteras y las brechas tratando de cubrir con una densidad de estaciones lo mas homogénea posible la mayor parte de las estructuras geológicas reportadas; de hecho la distribución de las estaciones cubre la totalidad del área que se penso que abarcaría el macizo.

### ANOMALIA DE BOUGUER COMPLETA EN TIERRA Y DE AIRE LIBRE EN EL MAR



La figura IV.2 muestra el mapa de la anomalía de Bouguer completa en tierra y aire libre en el mar

En ella se puede observar una gran anomalía de forma elipsoidal con el eje mayor del orden de 100km. con dirección NW-SE y el eje menor de aproximadamente 60 km. Superpuesta a ésta, aparecen anomalías de longitud de onda menor asociadas al máximo gravimétrico así como marcadas irregularidades en la porción SW de la anomalía principal. En las figuras IV.4 y IV.5 se mostraran los mapas de las anomalías resultantes de la separación regional-residual en función de la longitud de onda. Para la separación del residual y el regional se utilizó el método de doble serie de Fourier utilizando para el regional coeficiente 9 y residual coeficiente 25.

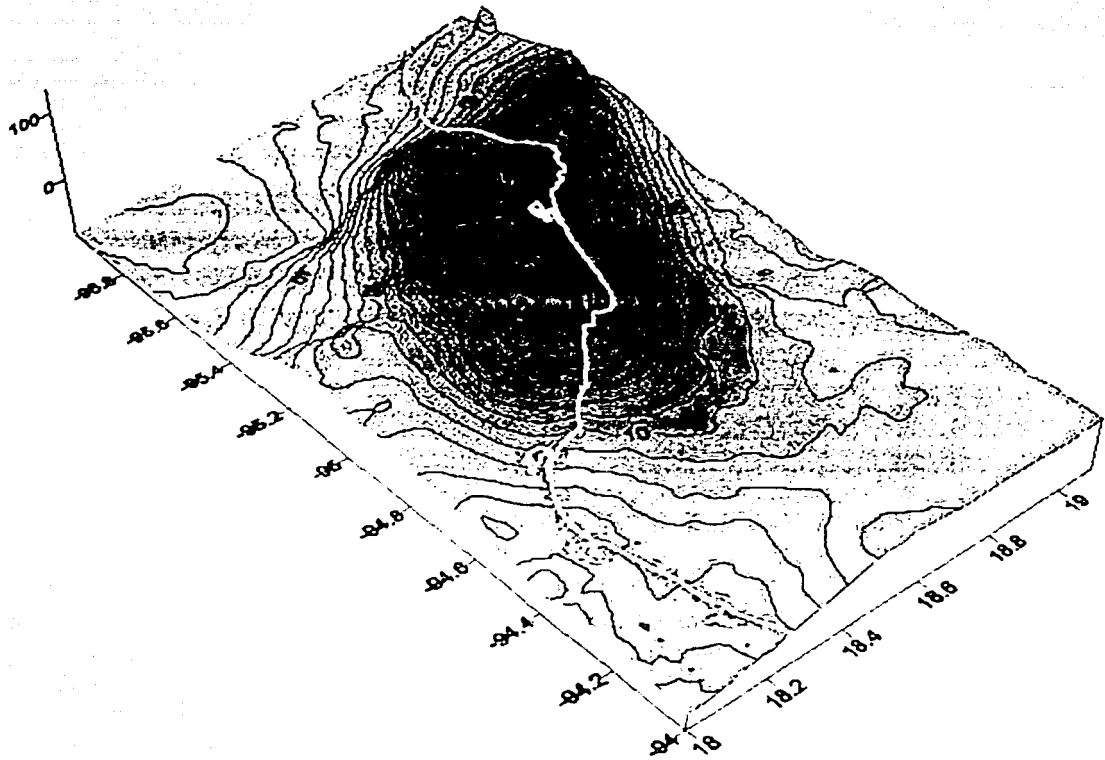
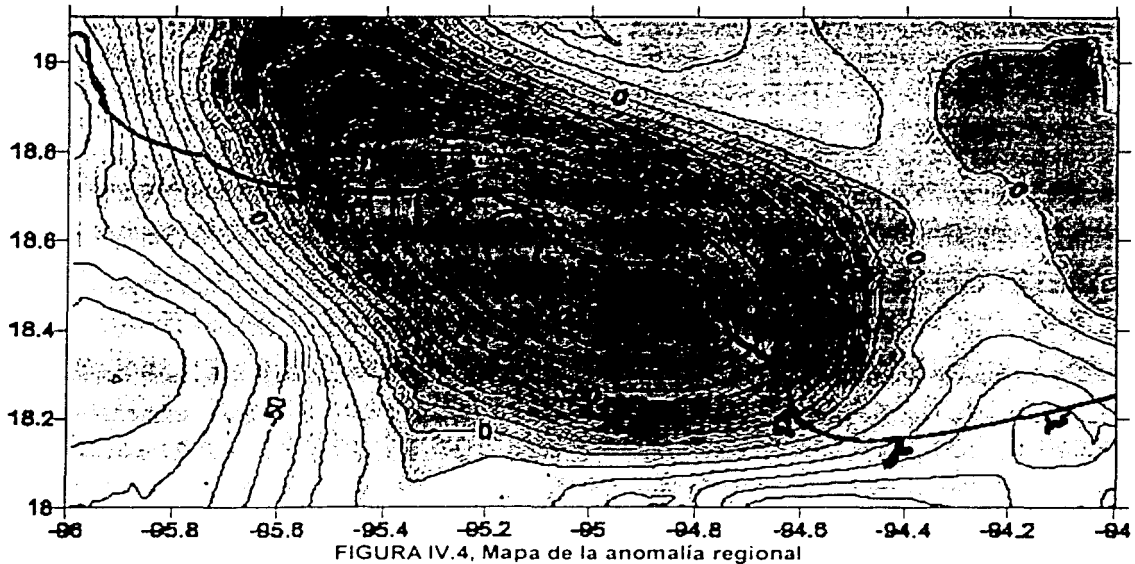


FIGURA IV.3 ,Mapa de la anomalía de Bouguer completa 3D

La figura IV.3 muestra la anomalía de Bouguer completa en tierra y de aire libre en el mar en tres dimensiones; que sugiere una estructura geológica que tiende a tener una forma elíptica; y visto de otra forma se observa el efecto gravitatorio producido por un exceso de masa en el interior de la superficie en la zona de estudio.

El intervalo de curvas es de 10 miligales, con un mínimo de -80 miligales y un máximo de 120 miligales, el eje de la cima de la anomalía tiene una dirección NW-SW, se localiza tanto en tierra como en el mar.

## MAPA DE ANOMALIA REGIONAL



En la figura IV.4 se muestra el mapa la anomalía regional del área de estudio, es decir aquellas anomalías de larga longitud de onda y baja frecuencia; la magnitud y regularidad de esta anomalía señala sin duda que el exceso de masa necesario para producirla requiere del establecimiento de un cuerpo de gran densidad. La naturaleza de este cuerpo ha sido ya señalado en el rubro de la geología del área en la cual se hace mención a la posible existencia de un lacolito

## MAPA DE ANOMALIA RESIDUAL

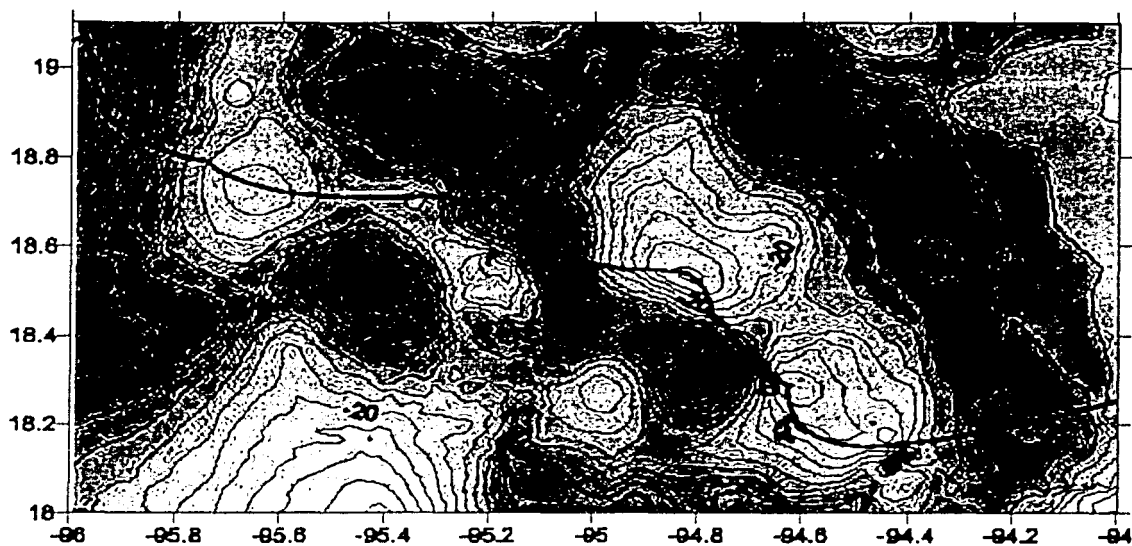


FIGURA IV.5, Mapa de la anomalía residual

La figura IV.5 muestra la distribución de las anomalías residuales; debido a que en el plano de anomalías de Bouguer completa no se pueden ver claramente el efecto gravimétrico de las estructuras superficiales o de longitud de onda pequeña; se elimina el efecto regional para obtener los residuales.

El procedimiento es tan subjetivo y empírico que Nettleton cita a un geólogo que dijo que el efecto regional es lo que se quita con el fin de lo que queda parezca estructura; contrariamente a esta opinión un tanto poética en éste caso se utilizó un algoritmo para la separación regional-residual basado en el método de la doble serie de Fourier

Por lo tanto en esta figura se encuentra la configuración de las altas frecuencias de la anomalía producidas por las estructuras menores que afloran o bien se encuentran a poca profundidad.

Los valores altos de anomalía aparecen de color rojo y con azul la de menor gravedad, al correlacionarse con la geología del área, nos indicará estructuras volcánicas, valles o de otros tipos reportadas en la zona de estudio y que se sean de interés.

La conjunción de la información geológica y la gravimétrica reducirá en gran parte la incertidumbre en la interpretación de la segunda hasta obtener un resultado útil para el estudio de la zona.

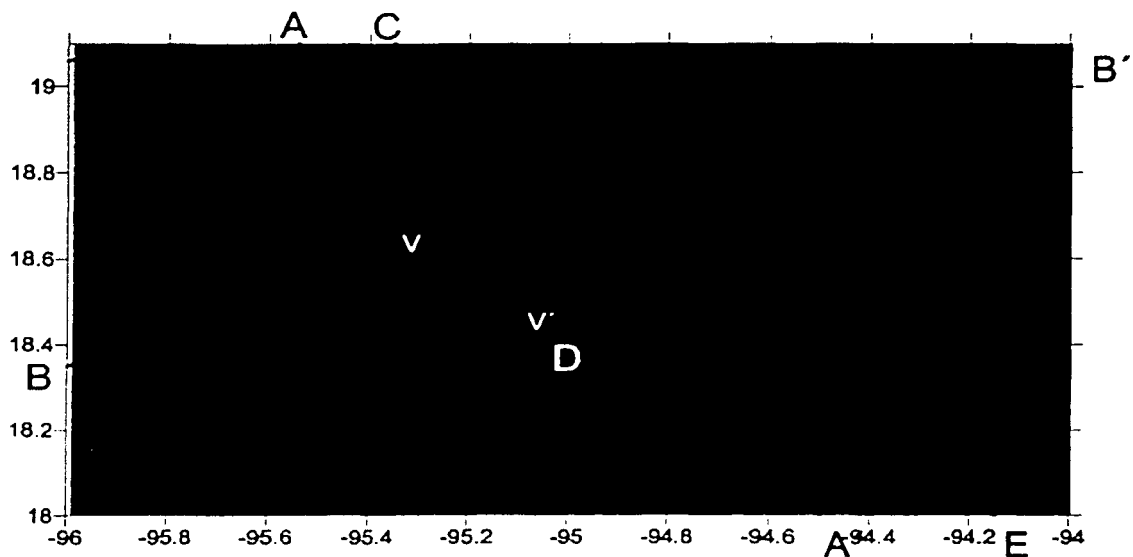


FIGURA IV.6, Mapa de perfiles

Con el objeto de llegar a una interpretación cuantitativa de las anomalías gravimétricas se seleccionaron 5 perfiles, que cortan las anomalías más significativas..

En la figura IV.6 se muestra la traza de los cinco perfiles analizados; es importante hacer notar que en la parte marítima de los perfiles se pasó de la anomalía de aire libre a la de Bouguer para trabajar con el mismo tipo de anomalías tanto en la porción marina como en la terrestre.

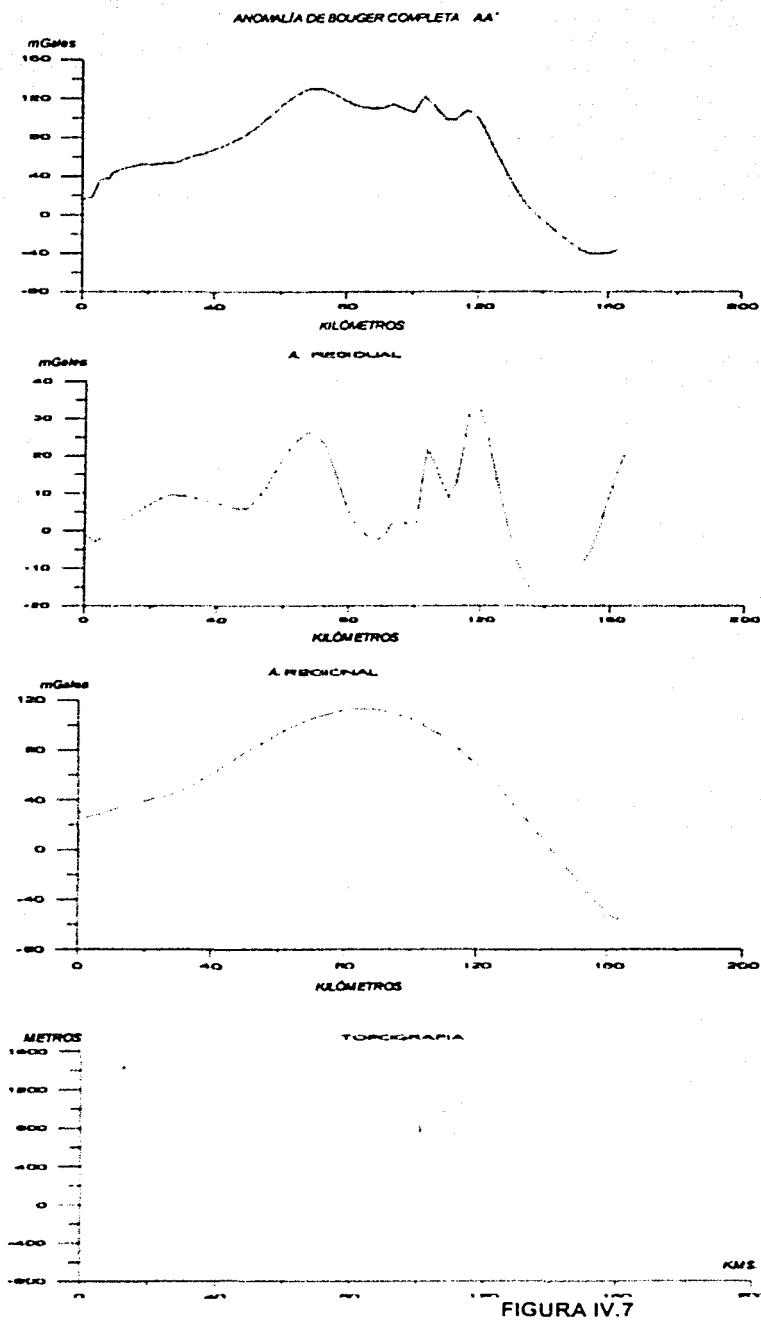


FIGURA IV.7

Muestra la anomalía completa de Bouguer, anomalía Residual, anomalía Regional y la Topografía de la sección AA'.

El perfil AA' en la figura IV.7 tiene una dirección NW-SE, coincidente con la dirección del máximo gravimétrico, y una longitud de más de 160 kilómetros; partiendo de las coordenadas  $95.54^\circ$  de longitud **w** y  $19.1^\circ$  de latitud **norte** mar adentro hasta un punto en tierra con coordenadas  $94.54^\circ$  de longitud **w** y  $18^\circ$  de latitud **norte**, el perfil muestra que en la anomalía completa de Bouguer se tiene un mínimo gravimétrico de  $-40$  miligales y un máximo de  $120$  miligales, la curva es amorfa y tiene algunos picos, entre los  $100\text{kms}$  y  $120\text{kms}$  partiendo del origen del perfil, lo demás tiende a ser suavizado; en contraste de la gráfica regional que es una curva suave en su totalidad, con un mínimo gravimétrico de  $-35$  miligales y un máximo de  $120$  miligales.

La gráfica de la anomalía residual es más accidentada, marca algunos picos pronunciados en la parte comprendida entre los  $100$  y  $120$  kilómetros del perfil, sus valores gravimétricos van de un mínimo de  $-5$  miligales hasta un máximo de  $35$  miligales, comparada con la gráfica de la topografía es relativamente similar, esta tiene un relieve muy accidentado comprendido entre  $100$  y  $120$  kilómetros coincidiendo con la gráfica del residual y tiene su altura máxima ahí mismo, la cual es de  $1600$  metros y una altitud mínima de  $-400$  metros esto es hacia la parte que se localiza dentro del mar.

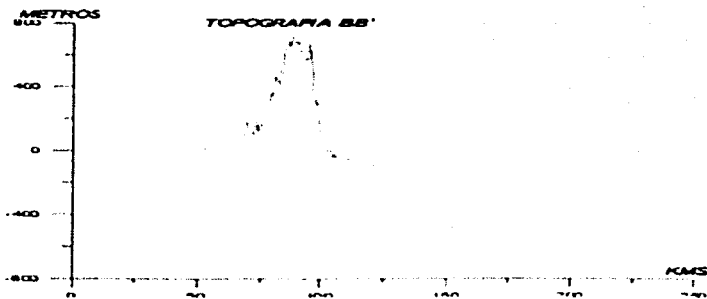
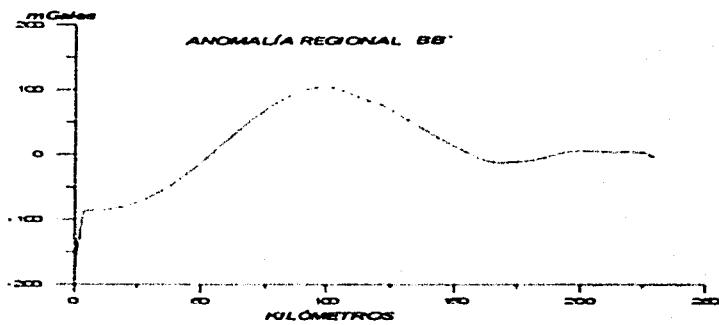
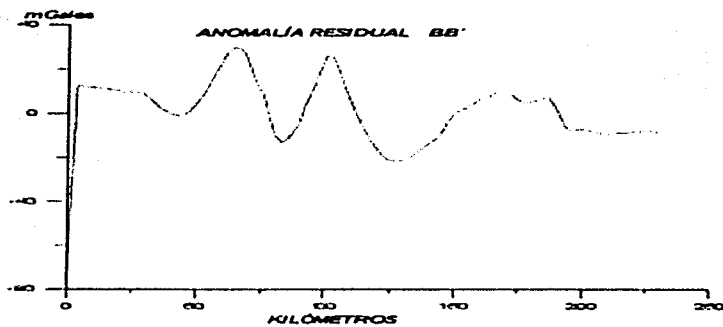
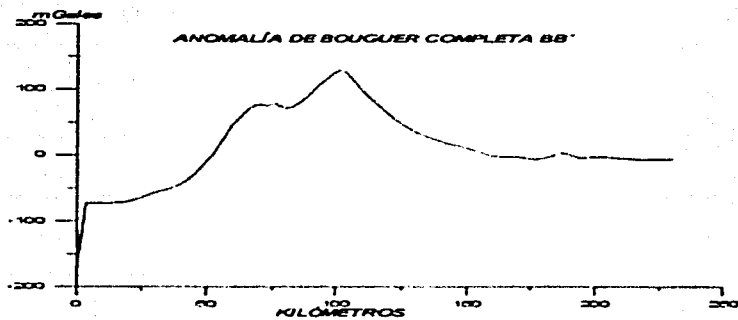


FIGURA IV.8

Muestra la anomalía completa de Bouguer, anomalía Residual, anomalía Regional y la Topografía de la sección BB'.



En la figura IV.8, se muestra el perfil BB', con una dirección SW partiendo de un punto en tierra con coordenadas  $96^\circ$  de longitud **w** y,  $18.35^\circ$  de latitud **norte**, hacia el mar y finalizando en otro punto con coordenadas  $94^\circ$  de longitud **w** y,  $19.02^\circ$  de latitud **norte**, cortando a lo que podría ser el ancho de la masa rocosa del perfil anterior, tiene una longitud de 250 kilómetros; en la gráfica de la anomalía completa de Bouguer se aprecia una curva que contiene un máximo de 110 miligales, en un pico ubicado a los 115 kilómetros de la gráfica y un mínimo de  $-160$  miligales ubicado en el origen de la gráfica. En la gráfica regional se tiene una forma parecida a la anterior pero la curva es más suave, también en ella se contiene el máximo en el mismo punto el cual es de 100 miligales y un mínimo en el origen de  $-160$  miligales,

La gráfica de la anomalía residual tiene una curva que contiene más picos entre los 40 y 100 kilómetros del perfil, los cuales alcanza un máximo gravimétrico de 34 miligales, caso contrario con la gráfica de la topografía la cual muestra un relieve con una montaña la cual abarca de los 70 hasta los 140 kilómetros de la gráfica y tiene una altura de casi 800 metros y, en la parte donde ubicamos el mar se localiza la parte más baja topográficamente esta es de  $-600$  metros.

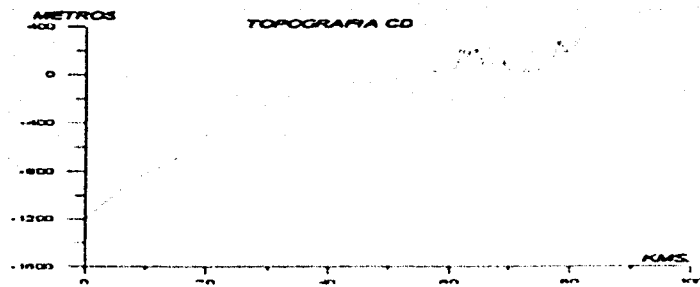
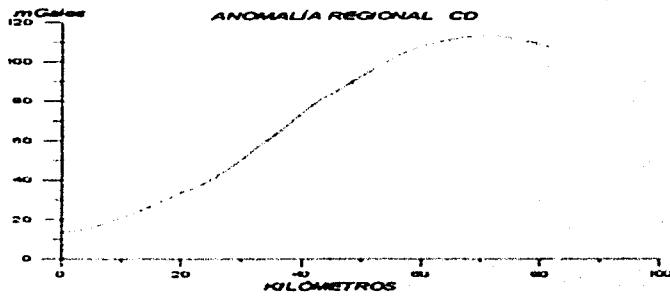
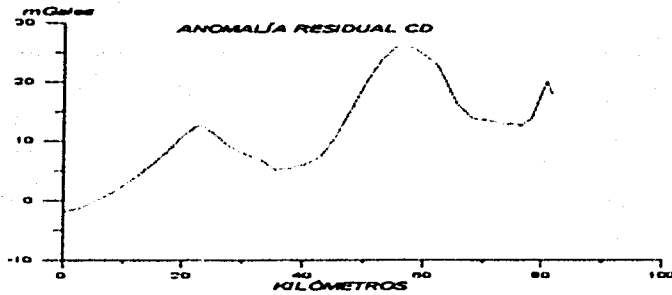
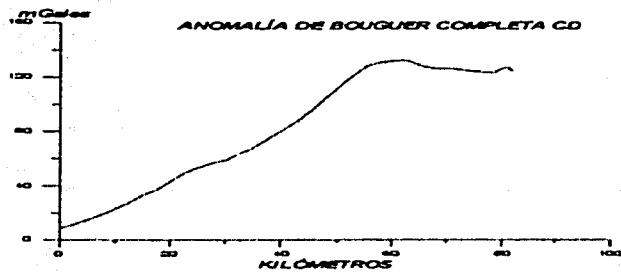


FIGURA IV.9

Muestra la anomalía completa de Bouguer, anomalía Residual, anomalía Regional y la Topografía de la sección CD'.

En la figura IV.9 se muestra el perfil CD, éste parte del mar en un punto con coordenadas  $95.35^\circ$  de longitud  $w$  y  $19.1^\circ$  de latitud norte hacia el centro de la masa rocosa,  $95^\circ$  de longitud  $w$  y  $18.44^\circ$  de latitud norte, con una dirección SE, tiene una longitud de 100 kilómetros aproximadamente; en la gráfica de la anomalía de Bouguer total se observa una curva ascendente alcanzando su máximo gravimétrico a una distancia de 60km partiendo del origen del perfil, éste máximo es de 125 miligales y tiene su mínimo en el origen del perfil, éste es de 10 miligales.

Al observar la gráfica de la anomalía regional, esta tiene cierta similitud con la gráfica de Bouguer, la curva es más suave pero el máximo gravimétrico se localiza en la mismo sitio a los 60 kilómetros y el cual es de 120 miligales; el mínimo gravimétrico en la gráfica se localiza en el origen éste tiene un valor de 15 miligales aproximadamente.

Además, en la gráfica regional correspondiente al mismo perfil CD se observa una curva que muestra un mínimo de  $-3$  miligales en el mar, también se observan tres picos, el primero tiene un máximo relativo de 15 miligales y se ubica a 20 kilómetros del origen del perfil, el segundo con un máximo absoluto de 25 miligales ubicado a los 60 kilómetros del origen de la gráfica, el último pico se localiza al final del perfil y tiene un máximo relativo de 15miligales.

En contraste, la gráfica de topografía nos muestra un relieve ascendente semi-suave con una pendiente un tanto mayor de  $45^\circ$ , éste va de una altura mínima de  $-1200$  metros en la zona del mar y asciende hasta el nivel del mar; y hacia el final del perfil nos muestra una zona un tanto accidentada que abarca del kilómetro 60 al 100 del perfil, esta tiene una altura promedio de 350 metros, esta parte se ubica en tierra y es una zona con volcanes.

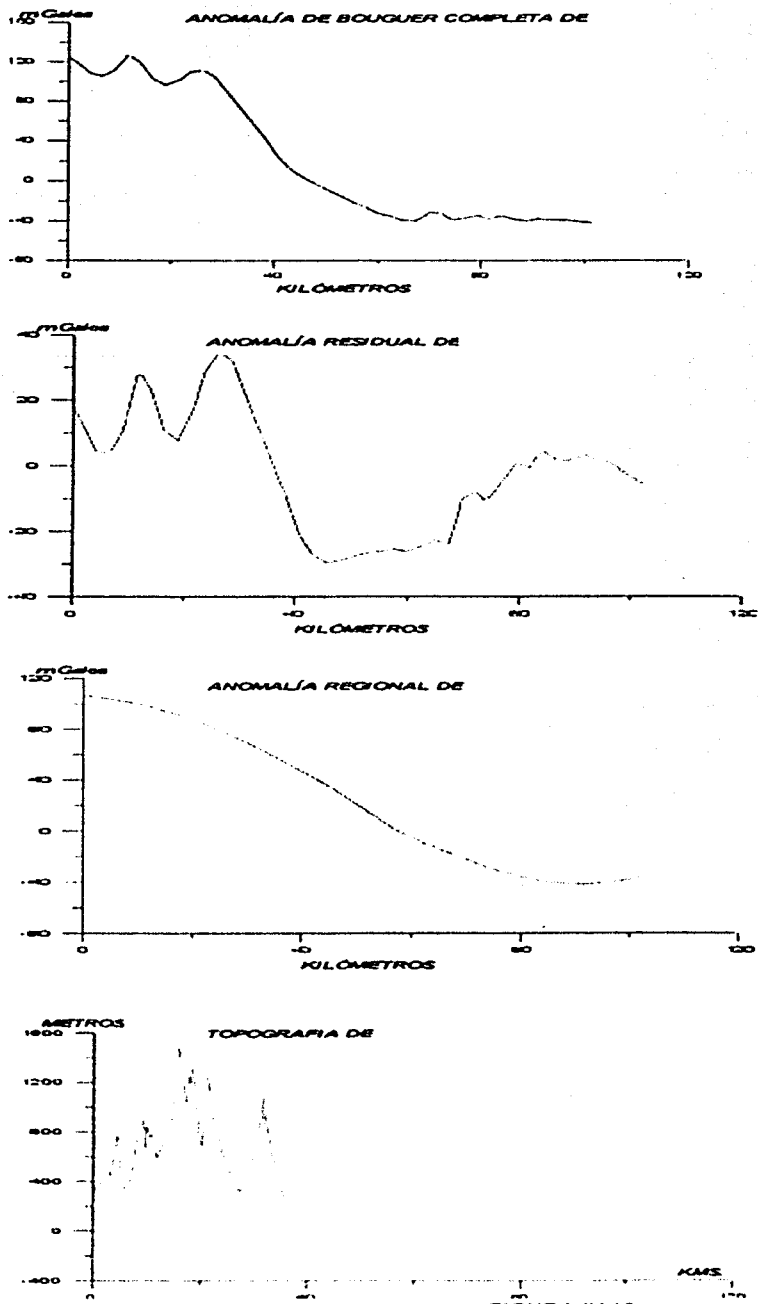


FIGURA IV.10

Muestra la anomalía completa de Bouguer, anomalía Residual, anomalía Regional y la Topografía de la sección DE'.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

El perfil DE en la figura IV.10, tiene una dirección SE con una longitud de 100 kilómetros, abarca gran parte de la masa rocosa en tierra; parte del punto final del anterior perfil ,  $95^\circ$  de longitud  $w$  y  $18.44^\circ$  de latitud norte y finaliza en el punto  $94.15^\circ$  de longitud  $w$  y  $18^\circ$  de latitud norte.

En la gráfica de la anomalía de Bouguer total existe una curva descendente que contiene tres picos en el principio, del origen del perfil a el kilómetro 40, después de este punto la gráfica desciende de forma abrupta y observamos picos algunos de menor tamaño al final de esta; el primer pico tiene un máximo gravimétrico de 125 miligales al igual que el segundo pico, el tercer pico tiene un máximo relativo de 110 miligales y hacia la parte baja de la curva se tiene un mínimo promedio de -40 miligales.

En la gráfica de la anomalía regional se ve una curva suavizada de forma descendente, su máximo es de 110 miligales, después del kilómetro 40 del perfil se tiene una pendiente pronunciada hasta el kilómetro 80 donde alcanza su mínimo de -40 miligales aproximadamente y tiende a subir en la parte final de la gráfica.

La gráfica del residual es un tanto accidentada, ya que contiene varios picos; en la parte inicial del perfil del origen al kilómetro 40 se localiza tres picos, al igual que en la gráfica de anomalía de Bouguer, el primer pico tiene un máximo relativo de 15 miligales, el segundo pico tiene un máximo relativo de 30 miligales y el tercer pico en esta zona tiene el máximo absoluto de la gráfica, este es de 35 miligales; luego de este tramo encontramos un mínimo que abarca del kilómetro 40 al 70, el valor gravimétrico es de -15 en promedio.

Esta zona localizada del origen del perfil al kilómetro 40, es un área montañosa según nos indica la topografía, estos tumultos alcanzan los 1600 metros de alto, según la gráfica nos indica que en el tramo del kilómetro 40 al 70, se localiza algo que parece ser un llano seguido por otras montañas hacia el final del perfil, con una altura menor a los 100 metros.

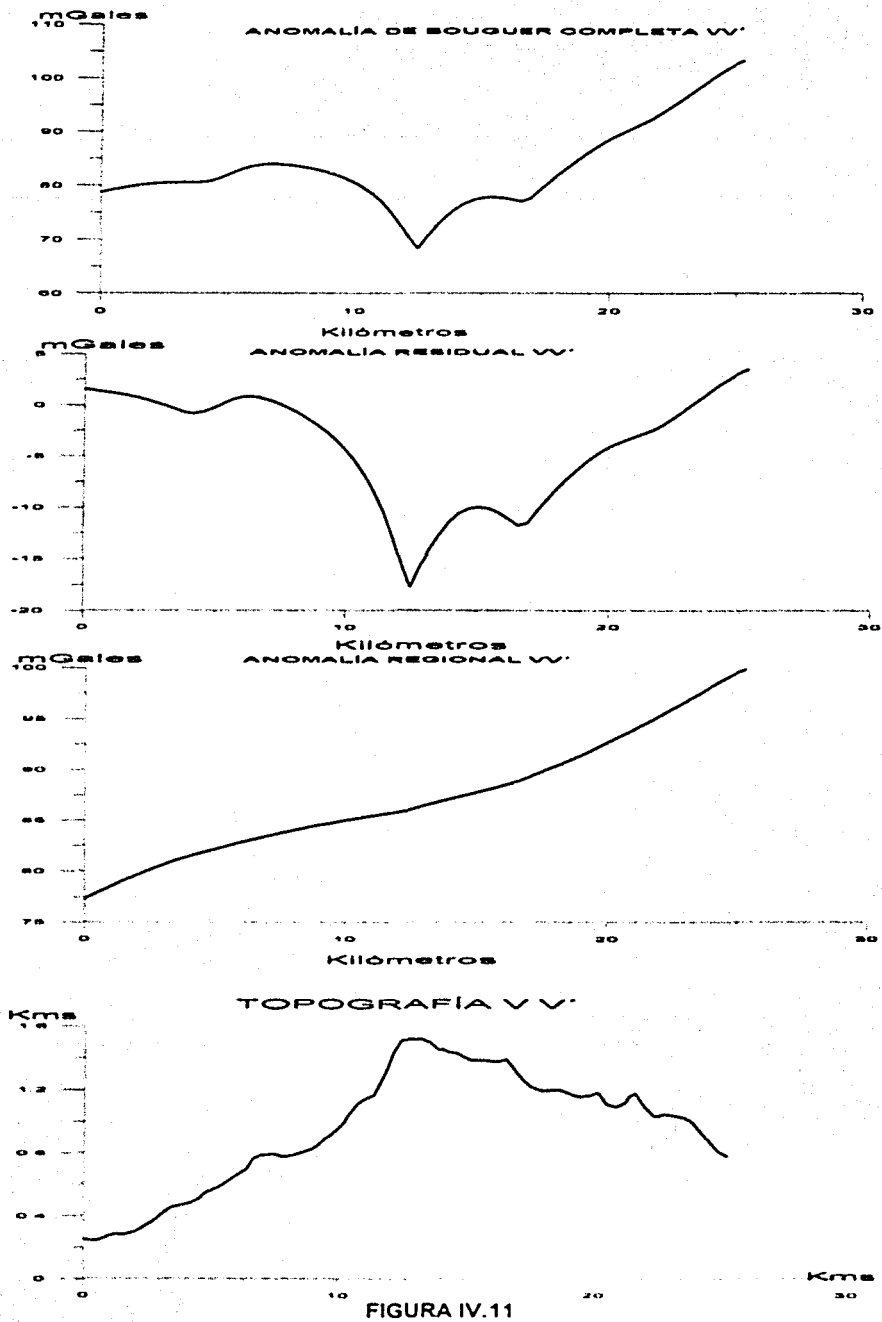


FIGURA IV.11

Muestra la anomalía completa de Bouguer, anomalía Residual, anomalía Regional y la Topografía de la sección V V', la cual contiene al volcán San Martín.

La figura IV.11 muestra el perfil que contiene al volcán San Martín, éste trazo tiene una dirección SE-NW, esta sección parte del punto con coordenadas  $95.3^\circ$  de longitud W y,  $18.63^\circ$  de latitud N y finaliza en el punto con coordenadas de  $95.103^\circ$  de longitud W y,  $18.5^\circ$  de latitud N, tiene una longitud de más de 25 kilómetros.

En la gráfica de anomalía de Bouguer total se aprecia una curva un tanto accidentada, comenzamos con un máximo relativo de 85 miligales, la curva después cae a un mínimo absoluto de 65 miligales en el kilómetro 12 de la gráfica, aquí es justamente la ubicación del cráter del volcán, luego la curva asciende hasta alcanzar un máximo de 105 miligales.

La curva de la gráfica del residual, empieza con un leve descenso somero de 4 miligales a -2 miligales para luego ascender ligeramente a 2 miligales, la curva desciende hasta -17 miligales en el punto donde ubicamos el cráter del volcán, luego tiene un ascenso ligero hasta -10 miligales para caer a -13 miligales, y tener después un ascenso hasta alcanzar su máximo en 5 miligales.

Por su parte la curva de la gráfica del regional, se muestra suave y ascendente, casi en forma diagonal teniendo su mínimo en el inicio de 77 miligales y su máximo en el final de la curva en 100 miligales.

La gráfica de la topografía muestra el contorno del cono volcánico partiendo de la base, la cual tiene una altura de 0.2 kilómetros hasta la cima donde ubicamos al cráter del volcán con una altura de casi 16 kilómetros. Del lado derecho de la gráfica tenemos un descenso hasta 0.8 kilómetros ya en la parte final de esta.

Después de realizar las correcciones topográficas, de Bouguer, y de obtener las anomalías residual y regional; se realizaron los modelos de acuerdo al trazo anticipado de secciones que nos proporcionen información para interpretar esta zona.

## IV.2. Modelos matemáticos

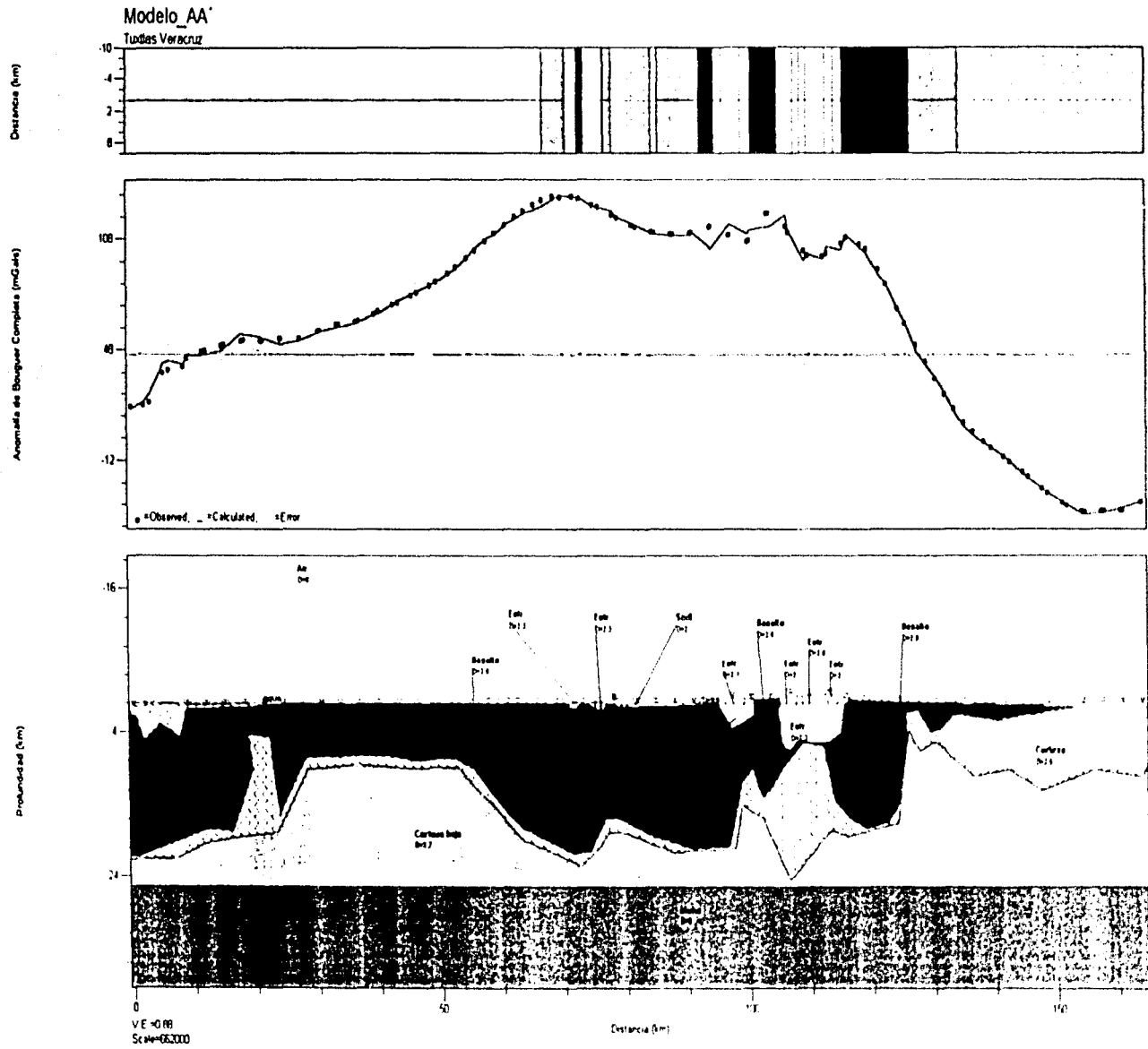


Figura IV.12, muestra el modelo gravimétrico del perfil AA'.



La primer sección es AA', la cual tiene una dirección NW-SE, y una longitud de 160 Kilómetros aproximadamente, de acuerdo a la longitud del intrusivo visto en el mapa de anomalía regional figura C; donde se muestra las proporciones y medidas aproximadas de la anomalía dentro y fuera del mar.

La sección crusa por las siguientes estructuras volcánicas: cerro del Borrego, Cerro del Vigía, Cerro San Martín y principalmente la sierra de Santa Martha; también se toma parte de la Laguna Santecomopan a la cual se le asignó una densidad de  $2\text{g/cm}^3$ , debido a que es un promedio del agua y los sedimentos que hay en ella; para la parte del modelo que se localiza en el mar, se consideró una densidad de  $1\text{g/cm}^3$ .

Para interpretar las anomalías gravimétricas fue necesario estimar las densidades de las rocas más frecuentes en el área de estudio antes de interpretar la estructura por completo.

A la parte más profunda del basamento a una profundidad de 27Km por debajo de la discontinuidad de Mohorovich (Moore G,W Y Del Castillo L.G. 1974) se le asignó una densidad de  $3\text{g/cm}^3$ , sobre esta a una profundidad que va de los 6Km a los 27Km se localiza la unidad que denominaremos Corteza Baja con una densidad de  $2.7\text{g/cm}^3$ ; esta subyace bajo lo que hemos denominado Corteza con una densidad de  $2.5\text{g/cm}^3$  según nuestro modelo gravimétrico; dentro de esta unidad se aloja una masa de densidad  $2.9\text{g/cm}^3$ , y una profundidad que va de 0.1Km. a los 20Km. para facilidad la hemos nombrado intrusivo

El intrusivo es la causa principal de los altos valores de anomalía gravimétrica en esta zona, alcanzando un máximo de 125mgales; según nuestro modelo este cuerpo tiene un grosor de 20 kilómetros aproximadamente en la parte ubicada en el mar, y se adelgaza hacia la costa tomando nuevamente un grosor mayor de más de 20 kilómetros en la parte central del modelo, observándose en la superficie una serie de pequeñas anomalías relativamente negativas que corresponden a una cadena volcánica; en la parte final del modelo el intrusivo adelgaza de tal forma que desaparece.

La cadena volcánica señalada anteriormente, de acuerdo a la curva topográfica de la figura F1, tiene una altura de 1600 metros entre los 90 y 120 Km. de la sección, coincidiendo con la Sierra de Santa Martha.

Los valores de densidad asignados en el modelo para dichas estructuras volcánicas se encuentran entre los  $2.0\text{g/cm}^3$  y los  $2.4\text{g/cm}^3$ , se definieron también densidades promedio de acuerdo a lo que parecen ser piroclastos; a los derrames de lavas se les dio una densidad que va de los  $2.7\text{g/cm}^3$  a los  $2.9\text{g/cm}^3$ . El paquete que se utilizó para la representación de los modelos gravimétrico lleva por nombre GMSYS y el error en este modelo fue inferior a 2%



## Sección BB'

Esta sección tiene una dirección SW-NE, con una longitud de 220 Km., corta transversalmente al intrusivo con el objeto de mostrar las características estructurales del mismo en el posible ancho del intrusivo, así como sus características y valores gravimétricos.

De nuevo la secuencia es la siguiente, en la parte profunda del basamento debajo de la discontinuidad de Mohorovich tenemos una densidad de  $3 \text{ g/cm}^3$  y una profundidad de 27Km, sobre esta se encuentra la unidad Corteza Baja con una densidad de  $2.7 \text{ g/cm}^3$  y una profundidad entre 27Km que hacia la parte del mar alcanza una profundidad de 1 Kilómetro aproximadamente; mientras la unidad de roca que hemos llamado Corteza tiene una densidad de  $2.5 \text{ g/cm}^3$ , y una profundidad de 24 Km y podría aflorar en la parte izquierda; por su parte el intrusivo con densidad de  $2.9 \text{ g/cm}^3$ , tiene un ancho de 140Km aproximadamente y la parte más profunda tiene un valor de 20Km. aproximadamente y la parte más somera en el kilómetro 70 del modelo aflora.

Las estructuras que esta sección abarca son las siguientes: Cerro Órganos, Cerro Azul y Cerro del Vigía; éstas estructuras tienen valores de densidad que van de los  $2.0 \text{ g/cm}^3$  a los  $2.4 \text{ g/cm}^3$ , esto es debido a las posibles fracturas o fallas que hay en la zona; así también, se representa lavas en la superficie que tienen valores de densidad de entre  $2.7 \text{ g/cm}^3$  y  $2.8 \text{ g/cm}^3$ .

En la figura F2 observamos que la anomalía tiene 140mgales como máximo, esta gravedad alta se localiza en el kilómetro 100 del modelo coincidiendo con la parte más gruesa del intrusivo en esta sección. En la superficie existe una topografía accidentada en el intervalo del kilómetro 50 al 100. que es debido diversas estructuras volcánicas. En esta área el intrusivo tiene su mayor potencia estructural llega a tener un grosor de más de 20 kilómetros y se adelgaza hacia las costas, por ello hacia la parte final del modelo, o sea, a la derecha vemos que una parte delgada del intrusivo termina en el mar, tiene un grosor de 2Km aproximadamente, el intrusivo se acuña de tal manera que la parte de mayor tamaño está casi en el mar con dirección SE. Este modelo tiene un error menor al 2%.



## Sección CD

Esta sección parte de un punto en el mar con dirección SE y una longitud de 80Km., hasta las inmediaciones de la sierra Santa Martha donde se localiza un alto gravimétrico .

Aquí se observa una vez mas la secuencia de las unidades rocosas, la unidad bajo la discontinuidad de Mohorovich tiene una densidad de  $g/cm^3$  y una profundidad de 27Km., sobre éste tenemos la unidad que hemos asignado Corteza Baja con una densidad de  $2.7g/cm^3$ , se puede apreciar que el grosor de esta unidad de roca es casi uniforme, está entre los 18Km y los 27Km., la unidad a la cual se le asigno el nombre de Corteza se encuentra en un rango de profundidad aproximado de 18Km y 4Km, con una densidad de  $2.5 g/cm^3$ ., está siendo invadido en la parte superior por el intrusivo, éste tiene una densidad de  $2.9g/cm^3$  y una profundidad de 18Km., en la parte izquierda, mar adentro, y 0.01Km.en la parte de la costa, casi aflora .

En la parte superficial de la sección se observa que la mayoría es mar con densidad de  $1g/cm^3$ , bajo esta se localiza una parte del intrusivo con un grosor de 20 kilómetro de potencia; luego aparenta adelgazar tomando un grosor inferior a 10 kilómetros; según la figura F3 la gravimetría alcanza 140mgales en la parte ubicada en el kilómetro 50 del modelo, esto es debido a que el grosor del intrusivo en éste punto es de 10 kilómetros y genera esta anomalía, coincidiendo en la superficie con la parte más accidentada topográficamente, debido a las lavas emanada por el vulcanismo en la sierra Santa Martha. Dichas estructuras volcánicas y derrame de lavas tienen una densidad de entre  $2.7g/cm^3$  y  $2.9g/cm^3$ . El modelo tiene un error inferior a 2%.

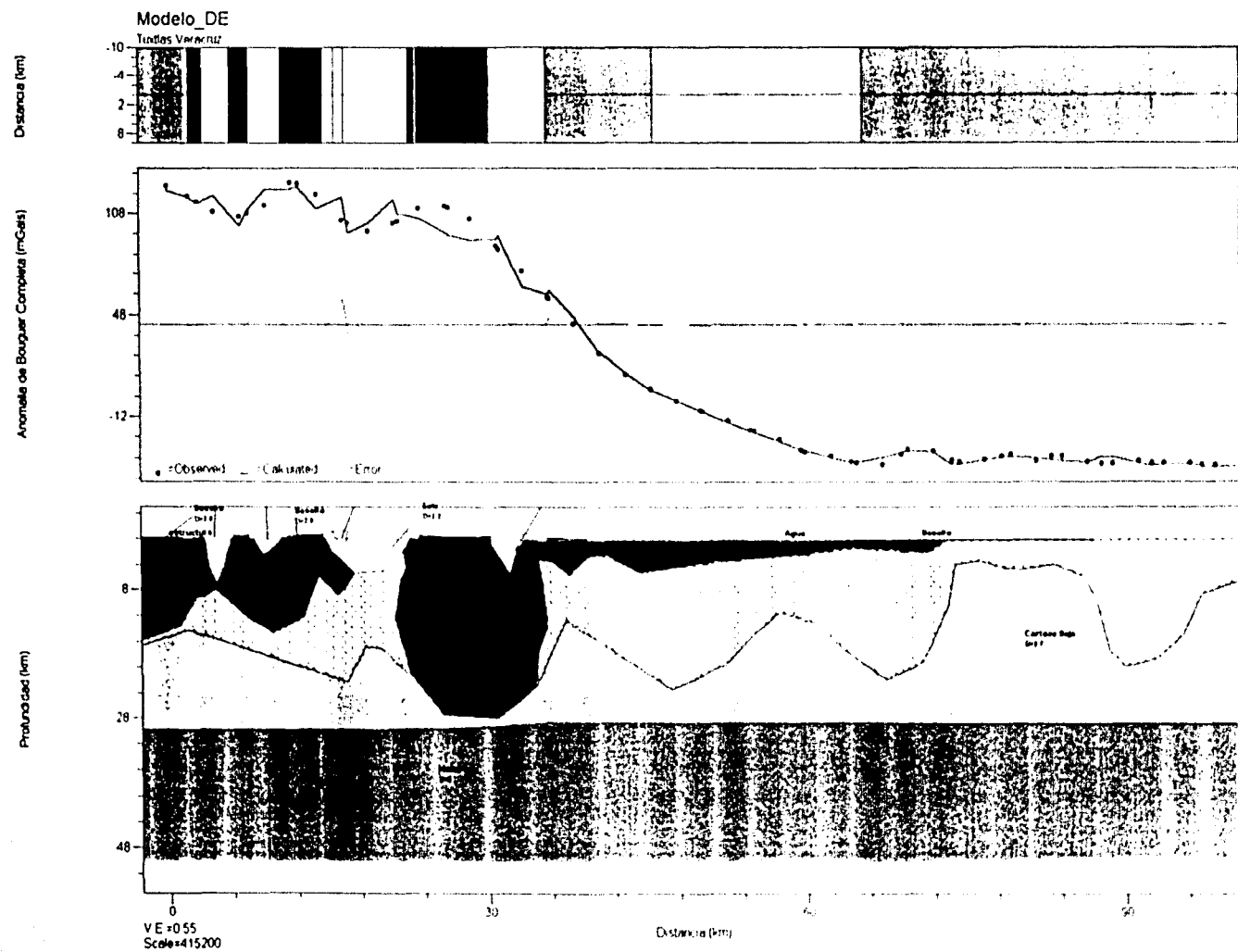


Figura IV.15. muestra el modelo gravimétrico del perfil DE.

## Sección DE

La sección tiene una dirección SE partiendo exactamente del final de la anterior sección, con una longitud de 100Km. aproximadamente.

Esta sección abarca gran parte de la Sierra de Santa Martha la cual consta de diversas estructuras volcánicas, el Cerro Santa Martha y una pequeña porción del mar, del kilómetro 45 al 60 en la sección.

Las unidades rocosas se encuentran de la siguiente forma: en la parte más profunda del basamento bajo la discontinuidad de Mohorovich se tiene una densidad de  $3\text{g/cm}^3$  y una profundidad de 28Km, sobre esta se localiza la Corteza Baja con densidad de  $2.7\text{g/cm}^3$ , es irregular, parte de los 28 Kilómetros de profundidad como máximo y en su parte más somera alcanza una profundidad de 2Km. Sobre esta encontramos la Corteza, con una densidad de  $2.5\text{g/cm}^3$  y una profundidad que va de los 20Kilómetros hasta 0.1kilómetro en la parte derecha del modelo, también es amorfa y es invadida por el intrusivo en la parte superior, éste tiene como ya se menciona anteriormente una densidad de  $2.9\text{g/cm}^3$  y profundidades que varían de 28 Kilómetros a 0.1kilómetro cerca de la superficie.

Las estructuras volcánicas en la superficie tienen una densidad de entre  $2.0\text{g/cm}^3$  y  $2.4\text{g/cm}^3$ , son parte de la Sierra de Santa Martha, también se muestran derrames de lava producto del vulcanismo que hubo aquí, éstas lavas tienen valores de densidad de entre  $2.6\text{g/cm}^3$  y  $2.9\text{g/cm}^3$  en promedio.

En la figura F4 podemos ver que la gravedad mas alta tiene 125mgales y en el modelo la ubicamos entre el kilómetro 20 y el 30. Esta anomalía es generada por una gran porción del intrusivo, que tiene un grosor superior a los 22 kilómetros aproximadamente, después el intrusivo disminuye de grosor hasta desaparecer en la parte derecha del modelo, en el kilómetro 80. En la superficie observamos que la topografía es accidentada debido las estructuras volcánicas, ésta área abarca desde el origen del modelo hasta el kilómetro 40, que es la Sierra de Santa Martha, esto ultimo ocasionó un error en el modelo gravimétrico; según el programa GMSYS éste fue de 3%.

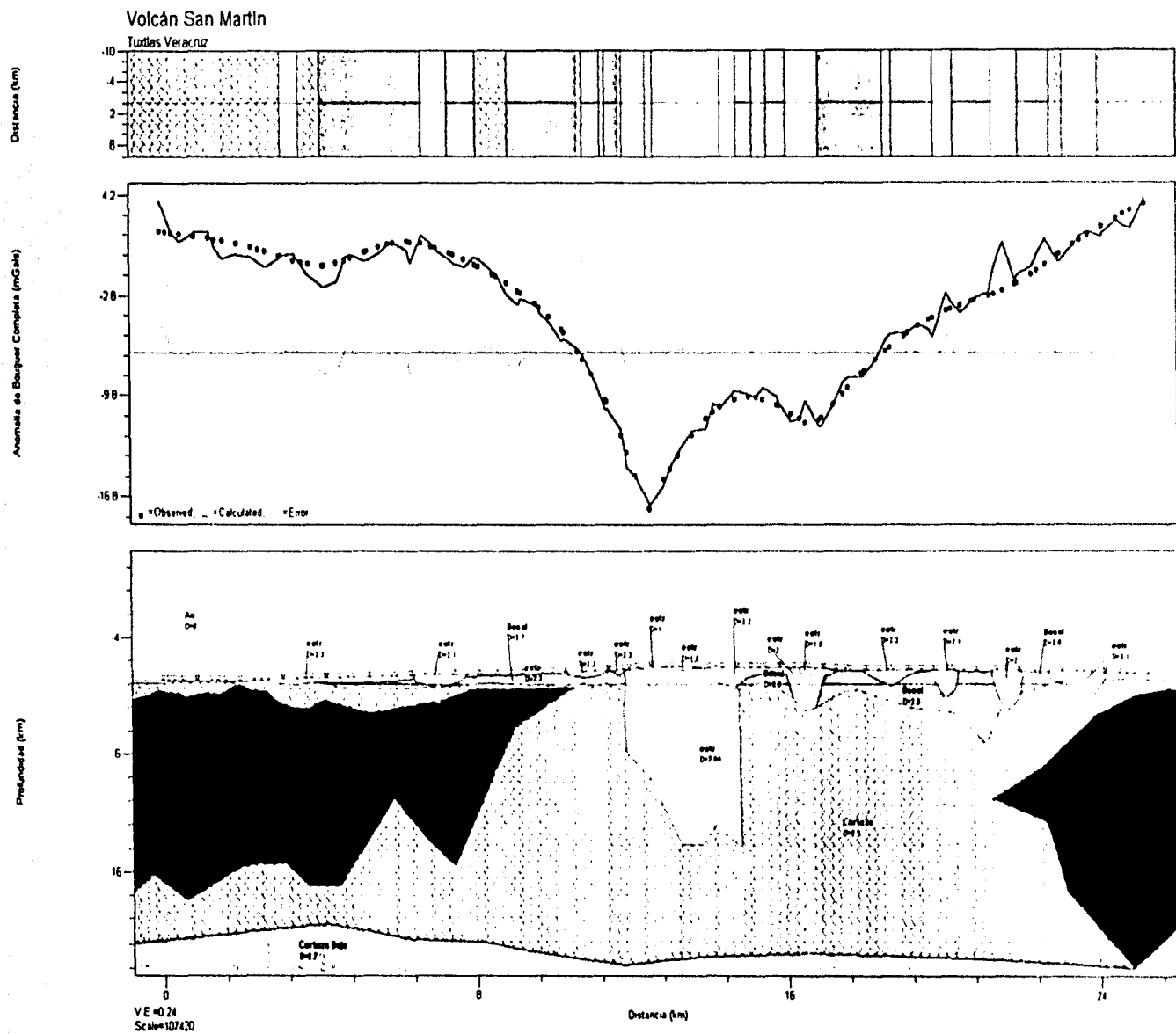


Figura IV.16. muestra el modelo gravimétrico del perfil 'VV', donde se ubica el volcán San Martín.



## Sección Volcán San Martín

Se realizó una sección más sobre la región, esta sección contiene una de las más importantes y significativa estructuras del área, el volcán San Martín, la sección se ubica en la parte oeste del intrusivo; alrededor de esta estructura volcánica se encuentran muchas más estructuras, aun en la cima del volcán se encuentran dos conos dentro del cráter principal, la sección tiene una longitud de 25Km aproximadamente, y una dirección NW-SE.

Al analizar el mapa de anomalías de Bouguer completa para la zona cercana al volcán se encontró una relación muy fuerte de la topografía con la anomalía, por lo que se pensó que la densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  adoptada para la totalidad del área era inadecuada para la pequeña porción en la que se encuentra enclavada la zona de influencia del volcán San Martín por lo que se recurrió a la teoría de Nettleton, la cual propone variar el valor promedio de la densidad de la corteza para el cálculo de la anomalía hasta lograr una diferenciación total entre la forma de la anomalía y la de la topografía.

Se aplicó el método calculando la anomalía de Bouguer para las densidades de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ ,  $2.40 \text{ g/cm}^3$ , y  $2.20 \text{ g/cm}^3$ , el resultado sin embargo mostró una variación mínima entre las diferentes densidades por lo que se decidió seguir utilizando la primera densidad para ser congruente con el resto de los modelos.

Bajo la premisa anterior se construyó un modelo de densidades, con la siguiente secuencia, en la parte más profunda del basamento se ubica la llamada Corteza Baja con una densidad de  $2.7 \text{ g/cm}^3$ , presenta una profundidad de 19 kilómetros; sobre ésta se encuentra la unidad Corteza con una densidad de  $2.5 \text{ g/cm}^3$ , la unidad rocosa es invadida por el macizo rocoso llamado Intrusivo con una densidad de  $2.9 \text{ g/cm}^3$ ; en la superficie se localizan varias estructuras volcánicas que tienen valores de densidades de entre  $2.04 \text{ g/cm}^3$  a  $2.4 \text{ g/cm}^3$ , así como también derrames de lavas con densidades de  $2.6 \text{ g/cm}^3$  a  $2.9 \text{ g/cm}^3$ .

En el kilómetro 12 de la sección se localiza el área en discusión, el volcán San Martín, aquí se propusieron valores de densidades muy bajas, tanto para la estructura volcánica como para la cima del volcán; las causas probables de éstas densidades bajas podrían ser las siguientes: el fracturamiento, o bien la roca posee una gran porosidad o existe depósitos de cenizas volcánicas no consolidadas o una combinación de todos estos factores.

Estas características de las rocas fueron contempladas en el cálculo del modelo del volcán San Martín, que dio como resultado un esquema en el que el intrusivo que rodea al volcán tiene un grosor de 10 kilómetros en la parte izquierda del volcán y 19 kilómetros en la parte derecha del mismo. La cámara del volcán se encuentra en un área a una profundidad de más 10 kilómetros y tiene una densidad promedio de  $2.04 \text{ g/cm}^3$ , mientras tanto en la cima de éste, la densidad promedio es menor debido a las causas explicadas en el párrafo anterior; en la superficie se aprecian varios volcanes y derrames de lavas que al parecer tienen están relacionados con el volcán San Martín. El error del modelo fue menor de 2%.

## -CONCLUSIONES

Desafortunadamente no se cuenta con datos estratigráficos de pozos dentro o cercanos a la zona, por lo que los modelos fueron elaborados, en la parte superficial, en base a los estudios geológicos reportados e infiriendo un perfil de densidades que además de satisfacer la anomalía fuera congruente con las estructuras características del Golfo de México, señalada anteriormente en el capítulo de geología.

Un exceso de masa en la zona con una longitud de más de 150 kilómetros de longitud y con una dirección preponderadamente SE, es la causa de la anomalía gravimétrica positiva en el área.

Esta estructura cuyas características hacen suponer que se trata de un lacolito, aparenta ser de un grosor mayor en la parte que se localiza en el mar que la que se encuentra dentro del continente; en los modelos AA' y BB', se aprecia que bajo la playa hay un grosor de más de 20 kilómetros, de bajo del cerro del Vigía y la Laguna de Santecomapan aumenta a 25 kilómetros, siendo este según los modelos gravimétricos la mayor potencia del intrusivo. Debajo del área de la sierra de Santa Martha es de 10 kilómetros de grosor en promedio, unos kilómetros más adelante aumenta de nuevo a 23 kilómetros, y hacia el SE el intrusivo desaparece.

Una de las características que se observó al realizar este trabajo fue la relación de las dos series volcánicas en el área: una, la serie de volcanes más antigua se ubica sobre el intrusivo en la parte SE del mismo coincidiendo con su eje longitudinal. Otra que, el vulcanismo relativamente nuevo en la zona, se localiza sobre el borde oeste del intrusivo, el alineamiento de las estructuras volcánicas que conforman esta serie sugiere la existencia de una posible fisura en el borde SE del intrusivo, desafortunadamente la tectónica del lugar es muy confusa en esa parte.

La sierra de Santa Martha se localiza en la superficie, coincidiendo al parecer con la parte media del intrusivo, aquí existen varios volcanes siendo el principal el volcán Santa Martha, éste sitio está compuesto en su mayoría de derrames de lava, la sierra abarca 25 kilómetros de longitud a lo largo en dirección SE, NW y 15 kilómetros de ancho en dirección NE, SW.

Bajo la sierra Santa Martha el intrusivo pierde potencia al grado de ser casi nula en el sitio donde se ubica el volcán

A la serie de volcanes relativamente recientes pertenece el volcán San Martín es una de las estructuras más importantes de los Tuxtlas. El volcán San Martín es la estructura más relevante de la morfología del área. Este volcán muestra dos grandes flujos de lava; y presenta una anomalía con gravedad baja en comparación de su alrededor, la causa de esta anomalía baja podría ser la inexistencia del intrusivo en la base del volcán, combinada con la porosidad existente en la cima, aunado al fracturamiento existente en el volcán.

Como resultado tenemos una densidad efectiva baja en la zona donde se localiza el volcán.

Aunque no se llegaron a determinar las características internas de los principales volcanes antes citados, se logro ubicarlos en el contexto general del área y se logro así mismo acotar, la zona alterada por la intrusión volcánica.

Como conclusión general se propone un modelo de estructura para la región de los Tuxtlas Veracruz que es consistente con los datos gravimétricos y las densidades observadas en ambientes volcánicos. Desgraciadamente como se muestra en la figura "A" la distribución de las estaciones no es homogénea y la existencia de solamente cuatro líneas observadas en el mar introducen una gran ambigüedad en los resultados para esta parte de los perfiles; a pesar del bajo número de observaciones se decidió extender los perfiles por dos razones fundamentales: primero, la necesidad de controlar el efecto de borde en la interpretación de los perfiles que incluían una porción marina y segundo: a pesar de que se introducía una zona de ambigüedad, se decidió incluirla para redondear la hipótesis de una estructura que pudiera ser comprobada o refutada a la luz de nuevas investigaciones.

## -Referencias

Akers W.H.1979, Planktonic foraminifera and calcareous nanoplankton biostratigraphy of Neogene of Mexico, part I. Middle Pliocene. Tulane Studies Geol Paleon 15: 1-32

Aguilera-Gomez L.1988 Petrología de las rocas ígneas del área de los Tuxtlas Veracruz. Professional Thesis, Instituto Politécnico Nacional, México D.F., México, pp 1-58.

Blakely , R.J. and R.W. Simpson, 1986, Locating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. Geophysics, 51, p. 1494-1498.

Cas RAF. Wright JV 1987 Volcanic successions modern and ancient. Allen y Unwin , London ,pp1-528

De Cserna Z, 1984,Margen Continental de Colisión activo en la Parte Suroccidental del Golfo de México,: Instituto de Geofísica. Revista V.5 NÚM. 2,pág 256.

De la Fuente M.,C.L.V Aittken y M. Mena (1994)" Cartas gravimétricas de la República Mexicana" U.N.A.M. Instituto de Geofísica.

Dobrin, M.B. (1969): Introducción a la Prospección Geofísica. - Ediciones Omega (Barcelona).

Dobrin, M B.,1975, introducción a la Prospección Geofísica, edición Omega, págs . 195-291

Dobrin, M.B. & SAVIT, C.H. (1988): Introduction to Geophysical Prospecting. - 4<sup>th</sup> ed., 867p; McGraw-Hill.

Friendlaender I, Sonder RA 1923 Uber das Vulkangebiet von San Martín Tuxtlas in Mexico. Zeitschrift fur Vulkannologie VII:162-187

Fernando Rios M.1952. Estudio Geológico de la Región de los Tuxtlas, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, págs.325-376.

Garland, G D, 1979. Introduction to Geophysics, ed. Philadelphia, 494p.

Garland, G D, 1976,The Earth's Shape y Gravity, págs. 171-175.

Griem-K.S 2000,Universidad de Münster (Alemania),sgriem@plata.uda.clu

Götze H.- J. y Schmidt S.,2000, Procesamiento y Modelado de Campos Potenciales, UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES, <http://userpage.fu-berlin.de/~sschmidt/BsAs2000/index.htm>

Hubbert, M.K.1948, Line-integral Method of Computing Gravity, Geophysics, Vol. 13 pp. 215-225.

López R, E. 1983, Geología de México Tomo III, 3ª edición. Págs. 302 –303.

Mirónov, V.S. 1977, Curso de Prospección Gravimétrica, Barcelona, 525p

Moore GW, del Castillo L 1974 Tectonic evolution of the southern Gulf of Mexico. Geol Soc Am Bull 85:607-618

Mooser,F., Meyer-Abich, H, and McBirney,A., 1957 catalogue of Active Volcanoes of the World, part 6, Central America.

Nelson SA, Gonzales C E, Kyser TK 1991 Constraints on the origin of late Mioceno to Recent alkaline and calc- alkaline magma from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. Geol Soc Am Abst Prog 23:A333

Nettelon, L L, 1975,Prospección de Métodos geofísicos, N.Y. Mc Graw Hill , 464p

Parasnis D.S, 1971,Geofísica Minera, Madrid,págs.227-276.

Pichler H, Weyl R 1976 Quaternary alkaline volcanic rocks in eastern Mexico and Central America. Munster Forsch Geol Palant 38/39: 159-178

Ramírez, J E, Luis Guillermo D S.,1957, Nociones de Prospección Geofísica ,Universidad Nacional de Bogota,págs.6-90.

Stephen A. and Gonzales C. E, 1992, Geology and K-Ar dating of Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico, págs. 86-91.

Telford W.M, L.P. Geldart, R.E. Sheriff, D.A. Keys,1976 , Applied Geophysics, Cambridge University, págs. 7-57.

Touloukian Y.S. and Ho, editors,1981, Physical Properties of Rocks and Minerals, McGraw-Hill Book Company, pag. 34.

Thorpe R. S., 1977, Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, págs. T19-T26.

Williams H, Heizer RF 1965 Sources of rocks used in Olmec monuments. Contrib Univ. Calif. Arch. Res. Facility 1:1-39