

01131
15

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO DE
LA SIERRA NEVADA, MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

ROBERTO RODRÍGUEZ SANDOVAL



MÉXICO, CIUDAD UNIVERSITARIA

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

2003



Universidad Nacional
Autónoma de México



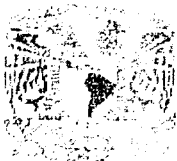
UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

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.

**TESIS
FALLA
DE
ORIGEN**



SR. ROBERTO RODRÍGUEZ SANDOVAL

Presente

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

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO DE LA SIERRA NEVADA, MÉXICO

- I INTRODUCCIÓN
- II MARCO TEÓRICO (MÉTODO GRAVIMÉTRICO)
- III GEOLOGÍA DEL ÁREA
- TRABAJO DE CAMPO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS
- 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.

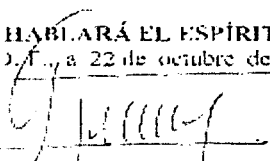
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente


"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D.F., a 22 de octubre de 2003

EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**


GERARDO FERRANDO BRAVO

*Para las personas que han estado
a través de todo este tiempo conmigo
o apoyado sin importar nada,
la más importante de todas
a quien dedico este trabajo y
todo mi esfuerzo; mi Mamá,
el que nunca ha dejado de apoyarme y
aconsejarme; mi Papá, y también a
mis hermanos Albino, Ana, Silvia cuyo
oficio ha sido ayudarme y soportarme.*

Los quiero y gracias

Roberto

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Agradecimientos.

Gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma mater y a la Facultad de Ingeniería, por brindarme todos los conocimientos y experiencias para mi formación como Ingeniero y persona.

Al Dr. Juan Manuel Espindola y Dr. Manuel Mena, por haber dirigido esta tesis, así como al Instituto de Geofísica de la UNAM por todas las facilidades al realizar este trabajo.

Al Ing. Enrique del Valle, Dr. Martín Cárdenas, Ing. Jorge Nieto, por todas sus aportaciones y recomendaciones en la realización de este proyecto.

A todos mis compañeros de la facultad con los que compartí muchas experiencias y momentos inolvidables dentro y fuera de la escuela, en especial a la brigada de los Arrecifes.

Gracias.

"No solo no hubiera sido nada sin toda la gente que estuvo a mi alrededor desde el comienzo, algunos siguen hasta hoy."

"Gracias totales"

Gustavo Cerati

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CONTENIDO

INTRODUCCIÓN	1
CAPITULO I MARCO TEORICO (METODO GRAVIMÉTRICO)	
1.- Método Gravimétrico, Antecedentes Teóricos.	5
1.1 El Geoide y El Elipsoide	5
1.2 Ley de Newton	7
1.3 Campo de Gravedad	8
1.3.1 Componentes del Campo de Gravedad	8
1.3.2 Campo Regional, Campo Residual	9
1.4 Potencial Gravitacional	11
1.5 Instrumentos para Medir la Gravedad	12
1.5.1 Balanza de Torsión de Eötvös	12
1.5.2 El Péndulo	13
1.5.3 El Gravímetro	13
1.6 Corrección de los Datos Gravimétricos	17
1.6.1 Campo de referencia de Gravedad	18
1.6.2 Corrección de Aire Libre	20
1.6.3 Corrección de Bouguer	21
1.6.4 Corrección por Terreno y por Curvatura	21
1.6.5 Corrección de Eötvös	22
1.6.6 Anomalía de Bouguer Final	22
1.7 Método de Talwani	23
1.8 Contrastes de Densidad	26
1.9 Densidad de las Rocas	26
1.9.1 Densidad Natural de las Rocas	27
CAPITULO 2 GEOLOGÍA DEL ÁREA.	
2.- Geología	29
2.1 Geología del Eje Neovolcánico	29
2.1.1 Distribución de los Volcanes	30
2.1.2 Origen del Eje Neovolcánico	31
2.2 Aspectos Geológicos del Popocatepetl	34
2.2.1 Depósitos Sedimentarios en el Popocatepetl	35
2.2.2 Composición, Estructura y texturas Internas	35
2.3 Ambiente Tectónico Sierra Nevada, México	38

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPITULO 3 TRABAJO DE CAMPO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

3.- Análisis Gravimétrico	40
3.1 Trabajo de Campo	41
3.2 Anomalía de Bouguer Completa	44
3.3 Anomalía Regional	46
3.4 Anomalías Residuales	47
3.5 Modelo de Densidades	53
CONCLUSIONES	59
REFERENCIAS	61

TRABAJADO CON
FALLA DE ORIGEN



INTRODUCCIÓN



El estudio que a continuación se presenta, está enfocado a la comprensión de las características gravimétricas y estructurales de la Sierra Nevada, en especial del volcán Popocatepetl debido al alto riesgo que representa para las comunidades cercanas y en especial para la ciudad de México. La investigación, permite aportar elementos para la ampliación de los conocimientos existentes sobre las estructuras geológicas, así como para identificar anomalías gravimétricas de la zona y así poder proponer un modelo geológico de densidades de la zona lo mas cercano a la realidad.

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), está formado por una gran cantidad de estructuras volcánicas, 14 de las cuales ha mostrado algún tipo de actividad en los últimos 5000 años, siendo el Volcán Popocatepetl, uno de los más activos en los últimos años (Medina-Martínez, 1983; Robin, 1987; Luhr y Carmichael, 1990; Rodríguez-Elizarraras, 1991; De la Cruz, 1993; Komorowsky et al., 1993; 1994; 1996 y 1997).

El volcán Popocatepetl, es el segundo volcán más alto de México (sólo después del Pico de Orizaba) con una altitud máxima de 5452 m sobre el nivel del mar, un área del edificio volcánico del orden de 500 km² y con un diámetro mayor del cráter de 900 m (CENAPRED). Se localiza en las coordenadas 19° 02' N y 98° 62' W, al sur de la Sierra Nevada, a 70 km al SE del centro de la Cd. de México y a 45 km al SW de la Cd. de Puebla, localidades en donde habita una población estimada en 20 millones de personas. Forma parte del complejo volcánico Sierra Nevada Telapón - Iztaccíhuatl - Popocatepetl, en la parte central del CVM el cual es una provincia predominantemente calcoalcalina.

La más reciente actividad explosiva se inició el 21 de diciembre de 1994, después de décadas de relativo reposo (GVN: 18, 02, 1993; 19, 12, 1994), con un evento caracterizado por explosiones consecutivas, la erupción siguió a un incremento en la sismicidad, en el dióxido de azufre y en la actividad fumarólica durante los 13 meses previos (GVN 18, 11, 1993). En los siguientes años ha venido presentando emplazamientos de domos en la cima de su cráter, asociadas con incremento en la sismicidad y actividad fumarólica. Una vez que el domo ocupa gran parte del interior del cráter se obstruyen los conductos de desfogue y se presentan nuevos eventos explosivos generando eventos balísticos y explosiones esporádicas moderadas que emiten ceniza y pómez, una vez que se desaloja o se destruye el domo, pareciera que el ciclo se vuelve a repetir. CENAPRED ha reportado formación de domos; en noviembre de 1998 (BGV 23:11), a finales de febrero de 1999, a mediados de septiembre de 1999 y el último domo reportado se formó el día 18 de mayo de 2001. La geología del CVM ha sido ampliamente estudiada por diferentes investigadores entre los que destacan Mooser (1968, 1972) Demant (1978, 1981), Nieto-Obregón et al. (1981), Pasquaré et al. (1991), Damon et al. (1993), Siebe et al. (1995), Verma (1985, 1999), Nixon et al. (1987), Ferrari et al. (1994 a,b, 1999), Márquez et al. (1999) y Morán-Zenteno et al. (1999). De igual forma, la relación del vulcanismo cuaternario y la subducción de las placas de Rivera y Cocos ha sido revisada entre otros por Urrutia-Fucugauchi y del Castillo (1977),

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Nixon (1982), Burbachal (1984) y Luhr et al. (1985) y Rosas Elguera et al. (1996). En el CVM se han realizado asimismo estudios paleomagnéticos para conocer la estratigrafía volcánica y sus implicaciones tectónicas, entre estas investigaciones están las de Urrutia-Fucugauchi (1976, 1981), Urrutia-Fucugauchi et al. (1988, 1994), Alba-Valdivia et. al. (2000), Goguitchalchvili et al. (2000) Soler-Arechaide y Urrutia-Fucugauchi (2000).

En la formación del volcán Popocatepetl, se considera la existencia de un primer volcán o volcán base llamado Nexpayantla, cuyos productos muestran una evolución progresiva que va de andesita básica hasta riodacita. Al parecer este volcán se destruyó por eventos explosivos tipo Monte Santa Helena y en la caldera remanente surgió el volcán Popocatepetl actual, formado por una serie de rocas menos evolucionadas, andesitas-dacitas y productos explosivos, flujos piroclásticos y depósitos de caída ampliamente difundidos (Carrasco-Núñez, 1985).

El volcán Popocatepetl es un estratovolcán formado por una combinación de derrames de lavas, que en su parte superior se intercalan con brechas y depósitos piroclásticos sin consolidar, tanto de caída libre como de flujos de ceniza o avalanchas incandescentes que se encuentran ampliamente dispersas alrededor del volcán. Estos depósitos dan una idea de la gran explosividad de los eventos eruptivos que han ocurrido más recientemente, siendo estos principalmente del tipo pliniana (Carrasco-Núñez, 1985).

Siebe et al. (1995) consideran que en la zona del complejo volcánico Izta-Popo, han ocurrido al menos cuatro derrumbes prehistóricos de dimensiones gigantescas que produjeron extensos depósitos de avalancha de escombros, tres de estos derrumbes están asociados al Popocatepetl y se traslapan formando al sur del volcán uno de los depósitos de avalancha más grandes del mundo (9 km³). El depósito más joven tiene una edad radiométrica de 23,000 años, que equivale a la edad del cono actual del Popocatepetl.

Antes de la erupción del 21 de diciembre de 1994 en el volcán Popocatepetl, se habían realizado algunos estudios sobre su evolución petrológica (Robin, 1984); sobre su explosividad (Carrasco-Núñez, 1985); sobre sus glaciares (Lorenzo, 1964; Delgado et al., 1986; Delgado 1993); sobre erupciones tipo Santa Helena (Robin y Boudal, 1984); sobre eventos gigantescos tipo Bezymianny (Robin y Boudal, 1987) y sobre colapsos recurrentes (Siebe et al., 1993).

Durante la crisis de 1994-1995 en el volcán Popocatepetl se realizaron una serie de estudios por parte del Sistema Nacional de Protección Civil, Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) y por la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

Los estudios cubrieron desde la historia de la actividad reciente del Popocatepetl (de la Cruz-Reyna et al., 1995), el monitoreo volcánico (Quaas et al., 1995), zonificación de peligros volcánicos (Macías et al., 1995); Información cartográfica

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



sobre riesgo volcánico (Bonifaz et al., 1995); posibles flujos de lodo (García et al., 1995); población expuesta a desastres en las proximidades del volcán Popocatepetl (Vidal et al., 1995).

En los aspectos geofísicos, se estudiaron la sismicidad del volcán Popocatepetl (Valdés et al., 1995); las características espectrales de temblores y tremores asociados a la erupción (Lermo et al., 1995) y el monitoreo de la actividad volcánica por medio de la red geodésica.

En los aspectos geológicos del volcán Popocatepetl, se estudiaron los derrumbes gigantes y depósitos de avalancha de escombros (Siebe et al., 1995) y se monitorearon los glaciares (Delgado y Brugman, 1995).

Posteriormente a la serie de estudios que se realizaron durante la crisis de 1994-1995, en el Volcán Popocatepetl se desarrollaron investigaciones muy variadas entre las que sobresalen las del monitoreo volcánico. Este monitoreo se realizó por medio de: percepción remota (Álvarez et al., 1999); sismicidad (Valdés et al., 1999); magnetometría (López-Loera et al., 1999; Cifuentes-Nava et al., 1999); sistemas de posicionamiento global, GPS, (Cabral-Cano et al., 1999) y mediciones de dióxido de azufre (Cárdenas-González et al., 1999).

En el área del volcán, se han desarrollado algunos trabajos de paleomagnetismo realizados por Carrasco-Núñez et al. (1986), en los que se indica que la actividad del Popocatepetl no pudo ser mayor de 0.73 Ma, ya que las muestras obtenidas alrededor del volcán presentan polaridad normal correlacionable con la época de Brunhes. En 1996 se instaló el primer magnetómetro fijo por parte del Instituto de Geofísica, en el cerro de Tlamacas.

Los estudios sísmicos realizados en el Popocatepetl indican que los eventos vulcanotectónicos se registran a profundidades que van de los 2.5 a los 10 km bajo el cráter (Arciniega et al., 1999) y que la mayoría de ellos se ubica a profundidades menores a los 5 km (Valdés et al., 1997).

La importancia que la geofísica, ha representado a lo largo del tiempo para proponer y resolver problemas geológicos a sido de un valor incalculable.

El siguiente trabajo presenta los resultados de los estudios gravimétricos realizados en la Sierra Nevada de México, compuesta por los volcanes: Telapón, Iztaccihuatl, Popocatepetl. Para la elaboración de este estudio fueron de gran ayuda trabajos referentes al CVM, que sirvieron de apoyo para poder proponer un modelo estructural del subsuelo, que satisficiera los valores de un perfil gravimétrico, el cual cruza toda la zona de la Sierra Nevada, cortando los tres volcanes antes mencionados y teniendo como coordenadas

98.58, 18.75

98.65, 19.25

98.79, 19.5





Dentro de los trabajos que han sido de ayuda se encuentran estudios sísmológicos y magnéticos que los cuales han servido para poder establecer los límites entre unidades geológicas, así como la profundidad del basamento.

El estudio que se presenta tiene como objetivo contribuir al conocimiento de las características gravimétricas, y su asociación con su estructura geológica, procesos magmáticos y anomalías gravimétricas relacionadas con la actividad del volcán Popocatepetl. Para ello se consideró adecuado desarrollar una investigación a partir de estudios sucesivos y paralelos, es decir, primero tener un conocimiento de las características gravimétricas regionales, para posteriormente ubicar a los edificios volcánicos en un ambiente local. Con estos conocimientos se establecieron estaciones claves para medir la gravedad. Una vez obtenida esta información, se continuó con su procesamiento para llegar a configuraciones y realizar un perfil gravimétrico, el cual tiene como objetivo plantear un modelo de densidades, el cual aporta información de las unidades geológicas existentes en esta área asociadas a los complejos volcánicos, elementos fundamentales para la comprensión del comportamiento de la actividad volcánica de la zona.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



1.-METODO GRAVIMÉTRICO, ANTECEDENTES TEORICOS

1.1 EL GEOIDE Y EL ELIPSOIDE

EL GEOIDE.

Debido a que la fuerza de gravedad varía de lugar a otro alrededor de la Tierra, las superficies equipotenciales que la rodean son suaves pero irregulares. Una superficie equipotencial de particular interés es el geoide, aquella que es descrita por el nivel del mar sin los efectos de corrientes oceánicas, clima y mareas. En cualquier punto, el geoide puede ser pensado como el nivel del agua en un canal imaginario conectado a cada final con un océano la forma del geoide está influenciada por las masas internas, éste se "abulta" sobre los excesos de masa (por ejemplo, rangos montañosos o cuerpos de alta densidad), y tiene depresiones sobre las deficiencias de masa (valles o cuerpos de baja densidad) (Blakely, 1995).

Los geodestas determinan la figura de la Tierra, es decir, el geoide, en dos pasos. Primero, reducen al geoide la gravedad observada en la superficie de la Tierra. Segundo, a partir de ésta calculan las ondulaciones de geoide, es decir, las desviaciones a partir de la superficie del elipsoide de referencia (Li y Götze, 2001).

En general, los rasgos globales o a gran escala del geoide se expresan por medio de expansión de armónicos esféricos del potencial gravitacional en un sistema de coordenadas esféricas ligado a la Tierra que hace intervenir unos coeficientes dependiendo, bajo forma integrado, de la forma y de la estructura Interna de nuestro planeta. Estos parámetros se dividen en dos categorías; los armónicos zonales J_n (de grado n y orden 0) que caracterizan variaciones de forma y de densidad promediados en longitud y los armónicos teserales C_{nm} y S_{nm} , (de grado n y orden m) que permiten también describir variaciones en longitud. Para conocer el potencial, hay que calcular los armónicos de esta representación. Prácticamente la serie es truncada a un grado (y orden) máximo n , determinado por la sensibilidad y la cobertura de las observaciones efectuadas (Balmino). De tal manera que la relación entre el grado armónico esférico n y la longitud de onda λ de ondulaciones de geoide es (Li y Götze, 2001):

$$\lambda = \frac{2\pi R}{n} \approx \frac{40000 km}{n}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El Modelo de Geoide de la Tierra 1996 (EGM96) es uno de los modelos más recientes. Está completo hasta un grado y orden de 360.



EL ELIPSOIDE.

Debido a la complejidad de las variaciones internas de densidad, es más común referenciarse a una superficie más suave y simple. Por acuerdo internacional, esta superficie equipotencial imaginaria es la superficie esferoidal que formaría una Tierra rotando y, con una densidad uniforme, además de que es la que mejor aproxima la forma terrestre. Las diferencias en altura entre este esferoide y el geoide rara vez exceden los 100 metros y generalmente caen abajo de 50 metros (Blakely, 1995) y reflejan variaciones laterales a partir del modelo de densidad uniforme.

El campo gravitacional de un elipsoide es de importancia fundamental porque es fácilmente manejable matemáticamente hablando, y las desviaciones del campo gravimétrico real y del elipsoide son relativamente pequeñas.

La gravimetría está íntimamente relacionada con estas tres superficies: geoide, elipsoide y topografía. Las correcciones y anomalías gravimétricas se han definido tradicionalmente con respecto a la elevación (altura sobre el nivel del mar). Antes del uso generalizado del GPS, la altura sobre el geoide, es decir, la elevación, era la única medición de la altura que se podía obtener con precisión por medio de la nivelación (Li y Götze, 2001). Pero, como veremos más adelante, la altura de elipsoide es la que debe usarse para hacer las correcciones a los datos gravimétricos.

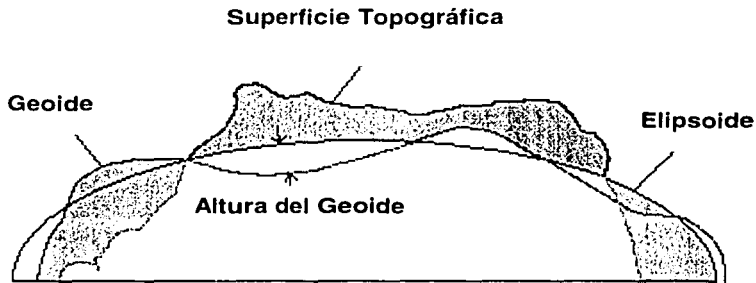


Figura 1. Imagen que muestra el elipsoide, geoide y la superficie topográfica. Modificada de Li y Götze(2001)

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



1.2 LEY DE NEWTON

La teoría de la prospección gravimétrica se ha desarrollado directamente de la ley de Newton que expresa la atracción mutua entre dos partículas en función de sus masas y de su separación. Esta ley establece que dos partículas de masa m_1 y m_2 , de dimensiones muy pequeñas comparadas con la separación r de los centros de masa, se atraen mutuamente con la fuerza

$$F = \gamma \frac{m_1 m_2}{r^2}$$

donde γ , la constante gravitatoria universal, depende del sistema de medidas empleado.

La ley del movimiento de Newton vista desde la forma vectorial la analizamos de la siguiente forma. Todos sabemos que las ecuaciones del movimiento de una partícula material en un sistema de coordenadas cartesiano tridimensional tiene la forma vectorial

$$m\ddot{x} = \bar{k}$$

donde m es la masa, \bar{k} la fuerza y \ddot{x} representa el vector aceleración. El vector de posición x viene dado por sus tres coordenadas $\bar{x} = (X, Y, Z)$ o bien $\bar{x} = (X_1, X_2, X_3)$

En la terminología de la mecánica clásica un sistema inercial es aquel sistema de referencia en el que se verifican las ecuaciones de Newton.

La aceleración de la gravedad a de una masa m_2 debida a la atracción de una masa m_1 se puede obtener dividiendo la fuerza de atracción F por la masa m_2

$$a = \frac{F}{m_2} = \gamma \frac{m_1}{r^2}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La aceleración por ser la fuerza que actúa sobre una unidad de masa nos da la medida del campo gravitatorio actuando en cualquier punto. La fuerza se obtiene simplemente multiplicando la aceleración por la masa sobre la que el



campo actúa. La aceleración, será la misma para cualquier masa situada en el mismo punto del campo. En el sistema CGS la aceleración se mide en centímetros por segundo al cuadrado (cm/seg^2). Entre los geofísicos esta unidad se denomina *gal* (en honor de Galileo). Puesto que la aceleración gravitatoria en la superficie terrestre es de $980 \text{ cm}/\text{seg}^2$ o 980 gales y como las anomalías de una diez millonésima de este valor tienen a veces importancia científica o económica, la unidad práctica utilizada en Geofísica para la aceleración de la gravedad es el miligal, o milésima de gal.

1.3 Campo de gravedad

El significado del campo de gravedad externo de la Tierra puede describirse comprensivamente como sigue:

- a) El campo de gravedad es el sistema físico de referencia por excelencia para ubicar las observaciones de la geodesia física.
- b) Conocida la distribución de los valores de gravedad en la superficie de la Tierra, y en combinación con otras mediciones geodésicas, se puede determinar la forma de esta superficie.
- c) La superficie de referencia más importante para las mediciones de altura, el *geoide*, es la superficie oceánica idealizada, una superficie de nivel del campo de gravedad.
- d) El análisis del campo de gravedad externo proporciona información sobre la estructura y características del interior de la Tierra. Al proporcionar los correspondientes parámetros del campo de gravedad.

1.3.1 Componentes del campo de gravedad

Un cuerpo que gira con la Tierra experimenta las fuerzas gravitacionales de la Tierra y de otros cuerpos celestes, así como la fuerza centrífuga debida a la rotación terrestre. La fuerza resultante es la fuerza de gravedad. Es una función de la posición, pero también experimenta variaciones temporales.

La unidad de aceleración en el sistema CGS (Sistema Métrico Internacional de Unidades), Markowitz (1973), es m/s^2 . La aceleración gravedad se puede medir con una precisión de 10^{-7} hasta $10^{-8} \text{ m}/\text{s}^2$; la desviación del campo de gravedad terrestre de una Tierra normal en general, es menor que $2 \times 10^{-3} \text{ m}/\text{s}^2$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



1.3.2 CAMPO REGIONAL, CAMPO RESIDUAL

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)

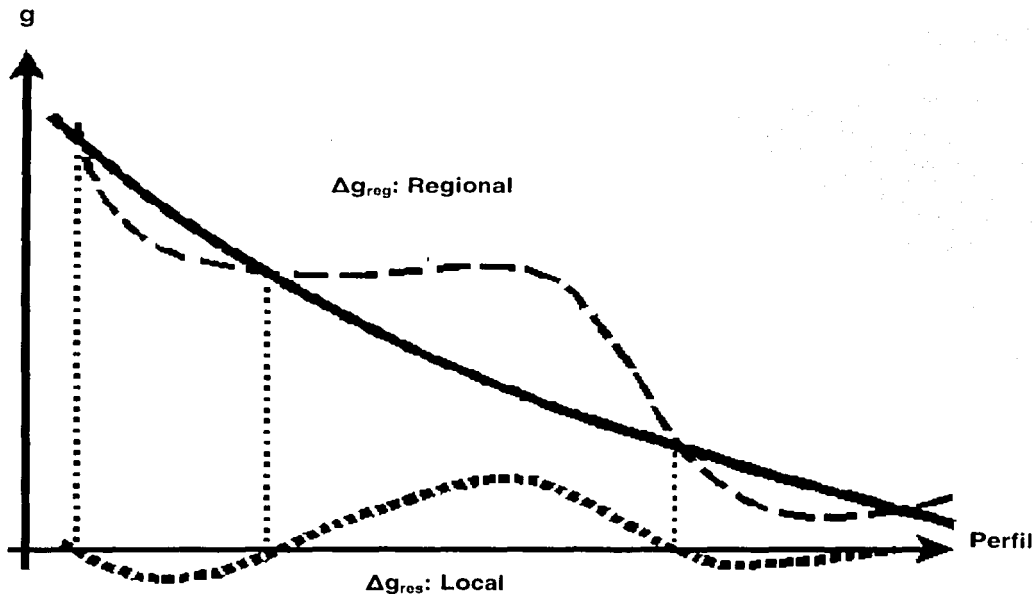


Figura 2. se aprecia la separación de campos, donde Δg es el campo de gravedad, Δg_{reg} , representa el campo regional y Δg_{res} , representa el campo residual



El regional contiene únicamente los rasgos mayores asociados a grandes longitudes de onda o sea que representa los efectos de la 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 la masas más someras.

Para la separación de los campos residual-regional en este trabajo se utilizó el método de doble serie de Fourier que tiene la siguiente expresión:

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

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:

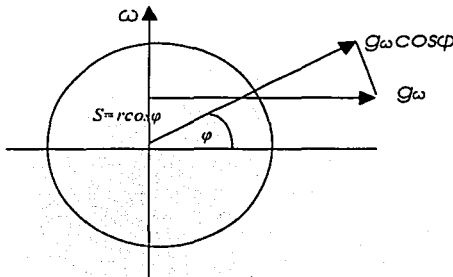
1 coeficiente	Plano horizontal.
9 coeficientes	Plano armónico de primer orden
25 coeficientes	Plano armónico de segundo orden
49 coeficientes	Plano armónico de tercer orden
81 coeficientes	Plano armónico de cuarto orden.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



1.4 POTENCIAL GRAVITACIONAL

Cuando la intensidad de un campo gravitatorio, magnético o eléctrico depende únicamente de la posición, se puede hacer uso del concepto de potencial, introducido aquí porque a veces facilita el cálculo de la fuerza del campo. Como potencial en un punto de un campo gravitatorio se define la energía gravitatoria que se requiere para mover una unidad de masa desde un punto arbitrario de referencia (generalmente en el infinito) hasta el punto anterior. Si la unidad de masa procede del infinito se puede demostrar que la energía necesaria para llevarle a una posición final, a una distancia r de la masa atrayente m_1 es m_1/r . Éste será el potencial asociado a la masa m y a la distancia r .



$$g_{\omega} = \omega^2 r \cos \varphi$$

r = distancia del centro de la esfera al punto

φ = latitud

$a = 6378.139 \text{ km.}$

$J_2 = 1.08270 \times 10^{-3}$

$$U = -\frac{GM}{r} + \frac{GMa^2 J_2}{2r^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \varphi$$

Aplicación de la ley de Newton a masas con grandes dimensiones

La teoría antes desarrollada es únicamente aplicable en el caso de que la masa atrayente tenga dimensiones infinitesimales comparadas con la distancia a la que se mide la atracción. Cuando las dimensiones son grandes hay que aplicar la teoría. El procedimiento es dividir la masa en muchas partículas pequeñas, cada una de dimensiones infinitesimales, y sumar los efectos de cada una de estas porciones. Puesto que la distancia de cada elemento al punto donde se mide la atracción varía, es necesario hacer un cálculo independiente para cada elemento constituyente de la masa.

Los campos gravitacionales son conservativos, esto es que el trabajo realizado en mover una masa en un campo gravitacional es independiente de la trayectoria entre los puntos y depende solamente en los puntos finales o posición finales. Si la masa regresa a su posición original, la energía expendeda es considerada cero, indiferente a la trayectoria seguida. Otra forma de expresar esto es diciendo que



la suma de la energía cinética y la energía potencial, es constante en un sistema cerrado.

La fuerza gravitacional es un vector cuya dirección esta lo largo de una línea que une los centros de dos masas. La fuerza dada del aumento de un campo conservativo puede obtenerse de una función potencial escalar $U(x, y, z)$, llamada potencial tridimensional o Newtoniano, encontrando su gradiente.

1.5 INSTRUMENTOS PARA MEDIR LA GRAVEDAD

En la prospección por gravedad a lo largo del tiempo se han utilizado tres tipos de instrumentos: la balanza de torsión, el péndulo y el gravímetro. El primero de éstos, ideado en un principio con fines geodésicos hacia comienzos del pasado siglo, fue ampliamente utilizado hasta 1935, aproximadamente. El péndulo tuvo un uso limitado para la exploración petrolífera hacia 1930, y el gravímetro, que ha desplazado a ambos, viene siendo utilizado casi exclusivamente desde entonces.

Durante un largo período el desarrollo y los perfeccionamientos en los instrumentos para medir la gravedad progresaron con una rapidez espectacular, progreso que continuó hasta 1947-1950, aproximadamente, cuando ya se había logrado una precisión suficiente para satisfacer todas las exigencias normales de la labor exploratoria.

Las anomalías buscadas en la prospección, tales como las ocasionadas por domos salinos o crestas enterradas, tiene picos de valores que rara vez son mayores de 1 ó 2 milligales, superpuestos a una aceleración normal gravitacional de cerca de un millón de milligales

En la actualidad la precisión de los gravímetros se ha mejorado bastante, ya que las medidas que han sido tomadas en la estación base (Instituto de Geofísica de la UNAM) tienen un rango de error de 3 μ Gal. Lo que permite obtener una buena calidad en el registro de los datos.

1.5.1 La balanza de torsión de Eötvös

La balanza de torsión de Eötvös fue un instrumento también utilizado para medir gradientes y curvaturas. Para que este instrumento fuera útil en prospección, debía acusar distorsiones muy ligeras en las superficies equipotenciales terrestres causadas por estructuras internas de dimensiones no lejanas del kilómetro. Las exigencias de precisión con que se habían proyectado y construido este aparato raramente habían sido rebasadas por cualquier otro instrumento de medidas en el campo.



1.5.2 El péndulo

El péndulo físico, una barra rígida que puede oscilar en torno de un punto de suspensión cercano a uno de sus extremos, ha sido desde hace mucho el instrumento clásico para medir el valor absoluto de la gravedad. El péndulo reversible de Kater fue el prototipo de varios instrumentos ideados especialmente para medir la gravedad con una precisión cercana a la de una parte por millón. Los aparatos de este tipo requieren unas condiciones controladas tan cuidadosamente que no pueden ser utilizados para efectuar medidas en el terreno.

1.5.3 El gravímetro

El gravímetro o medidor de gravedad, mide directamente pequeñas variaciones en la componente vertical de la gravedad. Este instrumento puede determinar diferencias de 0.1 milligales, y aun menores y para que pudiera ser utilizado en prospección se ha requerido una gran ingeniosidad en su construcción para lograr esta sensibilidad. Aunque existen muchas variaciones en los diferentes gravímetros construidos, fundamentalmente se pueden todos ellos reducir a dos tipos principales: los estables y los inestables.

El gravímetro estable tiene un elemento de respuesta (como, por ejemplo un muelle) que tiene un desplazamiento de su posición de equilibrio que es proporcional o aproximadamente proporcional al cambio en el valor de la gravedad desde el valor de equilibrio. Puesto que estos desplazamientos son siempre extremadamente pequeños, deben amplificarse por medios ópticos mecánicos o eléctricos. Los gravímetros inestables se construyen de tal manera que cualquier cambio en la gravedad desde su valor de equilibrio desencadena la actuación de otras fuerzas que aumentan el desplazamiento, que causarían solamente, el cambio de gravedad.

Gravímetro de tipo estable.

Todos los gravímetros estables tienen un solo elemento para contrarrestar, la fuerza de gravedad con otra fuerza medible mediante un desplazamiento lineal, angular o eléctrico, que puede amplificarse y leerse directamente. Cualquier cambio en la gravedad se acusa para el cambio correspondiente en este desplazamiento. Si se trata de un simple muelle, el cambio se refleja en la modificación de su longitud. La fórmula usual de la fuerza de recuperación de un muelle en tensión es

$$F = k(l - l_0) = mg$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

en la que l es la longitud del muelle, l_0 su longitud original antes de que, se suspendiera de él un peso, y k la constante del muelle. Puesto que la masa m es



constante, cualquier cambio en g debe originar un cambio proporcionado por su elongación.

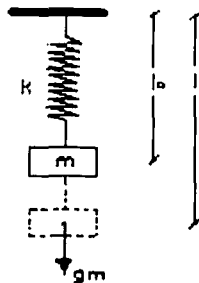


Fig 3. Elongación de un resorte vertical con una masa suspendida por efecto de la gravedad

Gravímetro de tipo inestable

Gravímetros basados en el principio del sismógrafo de LaCoste. Desde hace tiempo se conoce que cualquier sismógrafo de período largo puede ser utilizado como un gravímetro sensible con ligeras modificaciones. En 1934, L. J. B. LaCoste, Jr., publicó un trabajo sobre un nuevo sismógrafo vertical de largo período, en el cual se han basado un gran número de gravímetros que difieren entre sí únicamente por detalles de construcción. Entre ellos están los de LaCoste-Romberg, Frost, Magnolia, y North American. Hoy, en realidad, más de la mitad de los equipos gravimétricos actúan con instrumentos basados en este principio.

El peso situado en un extremo del brazo es contrarrestado por el muelle principal. Cualquier pequeño movimiento del peso debido a variaciones en la gravedad moverá el brazo ligeramente; el ángulo entre el muelle Y y el brazo se modificará de tal manera que el momento que el muelle ejerce sobre el brazo variará en el mismo sentido que el momento debido a la variación de la gravedad. Esto proporciona la inestabilidad necesaria para amplificar las pequeñas variaciones de la gravedad. En la práctica el movimiento se anula mediante un tornillo regulable que desplaza el punto en el que está apoyado el muelle principal. La magnitud del giro que hay que dar a este tornillo para restaurar el brazo a la posición inicial es una medida del cambio en la fuerza de gravedad.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Una innovación importante en el aparato de LaCoste-Romberg es la introducción en él del muelle de «longitud cero». Así, el desplazamiento del muelle de la posición de equilibrio, originado por el peso del brazo cuando «está en posición cero», es contrarrestado por la tensión en sentido opuesto que actúa sobre el muelle cuando éste está actuando. Solamente con esta disposición, la elongación del muelle ocasionada por un incremento en gravedad es proporcional a este incremento; además, la reflexión es simétrica respecto a la posición de equilibrio, es decir, la lectura positiva por un incremento de gravedad es igual, numéricamente, que la lectura negativa debida a un decremento de gravedad de la misma magnitud.

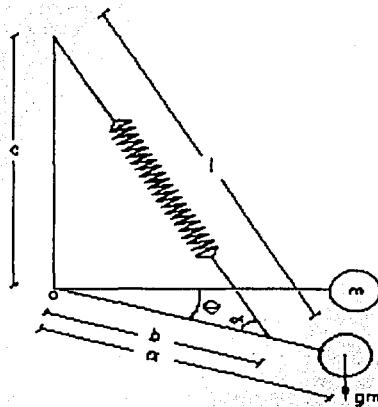


Fig 4. Esquema del principio del muelle de longitud cero utilizado en la construcción de gravímetros.

De acuerdo con el concepto de muelle de longitud cero, la tensión ejercida sobre el muelle no es perfecta, se introduce una corrección l_0 de forma que la tensión es $k(l - l_0)$. Como en cualquier posición el muelle está en equilibrio, tomando momentos con respecto al origen 0, se tiene:

$$mga \cos\theta = K(l - l_0)b \sin\theta$$

y usando la ley de los senos:

$$mga \cos\theta = K(l - l_0)b(c / l) \cos\theta$$

despejando el valor de g se obtiene:

$$g = \frac{K \quad c \quad b \quad l - l_0}{m \quad a \quad l}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



para un incremento en g:

$$g + \delta g = \frac{K}{m} \frac{bc}{a} \left(\frac{l + \delta l - l_0}{l + \delta l} \right)$$

la sensibilidad del gravímetro esta dada por:

$$\frac{\delta l}{\delta g} = \frac{m}{K} \frac{bc}{a} \frac{l^2}{l_0}$$

Gravímetro de Medición Absoluta.

Las observaciones de la aceleración de la gravedad g en la superficie prevén de importantes datos geofísicos para el estudio en la superficie de la distribución de las densidades en el interior de la Tierra, localizando variaciones laterales de densidad, propiciadas por la compensación dinámica de cadenas montañosas, etc. La resolución requerida para resolver variaciones gravimétricas es del orden de 20 μGal (1 Gal=1cm s⁻²). El promedio de cambios en g de varias deformaciones en la corteza es del orden de 1 μGal por año, es por eso que se requiere una gran precisión en la medición de la gravedad.

Las determinaciones absolutas de g son esenciales en innumerables mediciones gravimétricas, es por lo que investigadores como Preston-Tomas et al, Faller, Sakura y Cook, iniciaron trabajos para obtener una resolución en las mediciones de 10⁻⁶. Los gravímetros absolutos actuales emplean un interferómetro láser que miden la trayectoria de caída libre de un elemento óptico en un sistema totalmente controlado. Las mediciones de longitud y tiempo están controladas por referencias atómicas las cuales proveen gran precisión y estabilidad.

Tres generaciones de gravímetros absolutos han sido desarrollados en el Joint Institute for Laboratory Astrophysics (JILA), estas mejoras en los gravímetros han significado un avance de exactitud del rango de 3 μGal a 5 μGal .

Las ultimas mejoras han traído como resultado el sistema FG5, el cual tiene como principal mejora una exactitud de 1 μGal , los primeros dos instrumentos FG5 fueron usados en febrero de 1993.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

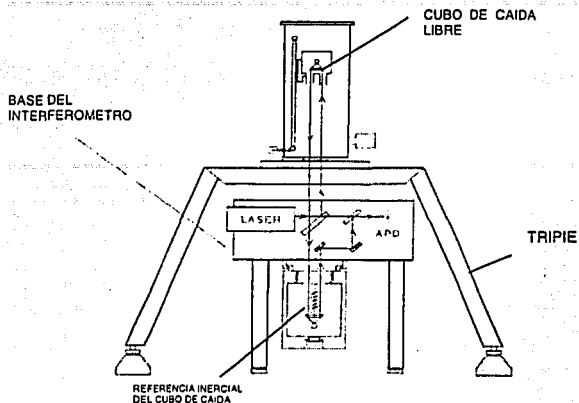


Fig. 5. Esquema del gravímetro de medición absoluta FG5 SYSTEM

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

1.6 CORRECCION DE LOS DATOS GRAVIMETRICOS

Aunque las correcciones, que nos llevan a la anomalía de Bouguer están bien establecidas, la razón para realizarlas no es bien entendida. Una causa de esta equivocación común es que el concepto ha sido pobremente presentado en muchos de los textos básicos de geofísica. Esta observación fue realizada por T. R. Lafher, una gran figura en la exploración después de los años 30's, en 1991.

Chapin D. A. (1996) comenta lo siguiente a este respecto: "Creó que la mayor razón para estos errores es la utilización del término rutinario reducción gravimétrica. Esta frase implica que el valor de la gravedad es de alguna manera movido o reducido a una ubicación que es diferente de donde fue realizada dicha medición. Esto no es correcto, los valores de la estación nunca son movidos de sus puntos de observación", sino que razón tendrían de existir métodos de continuación analítica.

Todo lo anteriormente dicho realmente se reduce a:

$$\text{Anomalía de Bouguer} = \text{gravedad observada} - \text{modelo de la Tierra}$$

Pero esta simple fórmula no es tan fácil de manejar como parece a primera vista. El término gravedad observada representa un valor gravimétrico medido en cualquier punto sobre la superficie de la Tierra. Este valor, por consiguiente, no proviene únicamente de un instrumento de medición. La medición ha sido sometida a varias correcciones relacionadas con la topografía (v.g., correcciones



de deriva y mareas, ligadas a una estación base) y otras relacionadas a la instrumentación (acoplamiento cruzado, unidades de conteo a mGals, etc.). Estas correcciones no serán discutidas aquí. Se asumirá que todo fue desarrollado correctamente y que se conoce el valor de la gravedad absoluta que se lleva hasta el punto de observación.

Gravedad Absoluta significa la aceleración vertical exacta debida a la gravedad. Esta puede ser medida de muchas diferentes maneras y es otra área que no nos concierne a nosotros. Asumiremos que los datos son de buena calidad. La aceleración gravitacional de la Tierra es muy a menudo aproximada a 9.8 m/s^2 o $980\,000 \text{ mGal}$. Las anomalías en el rango de una parte por millón (o un mGal) en el campo de la Tierra, son muy a menudo significativas en exploración. Esto es equivalente, en dificultad, a que uno mismo se pesara para determinar si a perdido un botón del ojal de su camisa.

La finalidad de las correcciones gravimétricas es eliminar de los datos gravimétricos observados cualquier componente que pudiera estar presente si estuviéramos tratando con un modelo de la Tierra simple y homogéneo (el "modelo ideal de la Tierra" en la fórmula Internacional de la gravedad). Si realizamos esto correctamente, entonces cualquier remanente sería lo anómalo y tal vez de interés local en exploración. Laffer recapituló esto de la siguiente manera: "es nuestro intento, que la anomalía de Bouguer esté libre de todos los efectos no-geológicos que son componentes inevitables de todas las mediciones básicas".

1.6.1 CAMPO DE REFERENCIA DE GRAVEDAD (GRF)

La gran contribución al modelo de la Tierra proviene del GRF (por sus siglas en inglés de Gravity Reference Field), el cual es un modelo matemático del campo gravimétrico global de la Tierra a nivel mundial. Esta fórmula es denominada también la gravedad teórica. En su forma diferencial, ésta se conoce como la corrección por latitud. Ambos de estos términos son algún tanto inexactos debido a que no describen por completo la historia detrás del modelo. La versión más reciente de esta fórmula, calculada en 1987, es:

$$g = \frac{978032.68(1 + 0.00193185138639 \text{sen}^2 \Phi)}{(1 - 0.00669437999013 \text{sen}^2 \Phi)^{0.5}}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Donde Φ es la latitud en grados. Existen muchas variaciones y versiones anteriores, menos precisas. Para propósitos de prospección, cualquier versión posterior a la de 1967 es usualmente adecuada.

Esta fórmula toma en cuenta tres grandes fenómenos que afectan las mediciones gravimétricas: (1) que la Tierra gira con diferentes velocidades angulares a diferentes latitudes, y estas producen diferentes aceleraciones exteriores



(resultando en una lectura gravimétrica diferente que aquella producida por un cuerpo que no está girando) ; (2) la forma elipsoidal de la Tierra (algunas ubicaciones serían diferentes si se utilizara un modelo esférico); y (3) las comas elipsoidales contienen roca. A causa de estos efectos, las mediciones gravimétricas pueden variar considerablemente. Los valores van desde 978 000 mGal en el ecuador hasta 983 000 mGal en los polos.

Obviamente la fórmula para el GRF implica algunas suposiciones claves que simplifican el modelo y que incluyen: (1) la Tierra es homogénea en la distribución lateral de densidad; (2) el punto de observación es estático (no movimiento con respecto a la Tierra); y (3) la observación es realizada al nivel del mar. La primera suposición es, obviamente, errónea en el sentido local. Realmente, está heterogeneidad local es lo que queremos aprovechar cuando analizamos una área geológica. En un sentido, estamos solucionando el defecto de esta suposición. Los argumentos de la segunda y tercera son los que tenemos que compensar haciendo la corrección de Eötvös (para estudios marinos y aéreos) y a las correcciones por elevación.

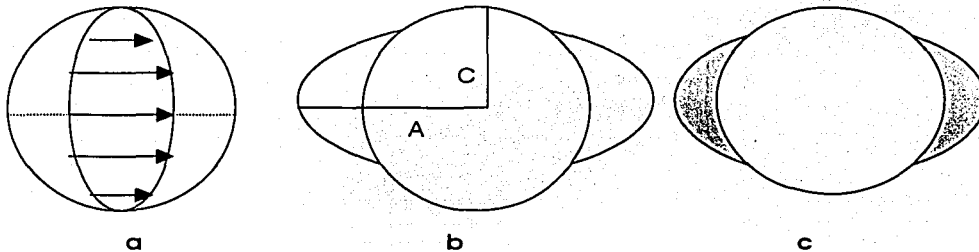


Fig. 6 : Componentes del campo de referencia de gravedad (GRF). (a) El momento de inercia angular depende de la latitud, lo cual significa que éste difiere de acuerdo en el punto que se encuentre, es mayor en el Ecuador que en los Polos. Aquí, por consiguiente, la aceleración exterior es mayor. (b) la forma elipsoidal de la Tierra significa que no todos los puntos sobre la superficie tienen la misma distancia desde el centro de masa (A = radio elipsoidal en el ecuador y C = radio elipsoidal en los polos). Los polos están más cerca del centro de masa y, por consiguiente, la aceleración gravitacional es mucho mayor en estos. (c) necesita ser explicada la distribución desigual de masas, debido a la forma elipsoidal cuando se compara con una esfera.

Hemos llegado ya al principal motivo de las correcciones gravimétricas: Estas intentan compensar las suposiciones incorrectas hechas en el modelo original de la Tierra. Es casi un círculo vicioso que algunas correcciones se realicen para rectificar errores cometidos en correcciones anteriores.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



1.6.2 CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE

Cuando se realiza este ajuste (casi siempre para estudios en los continentes), explica el hecho de que la medición no fue realizada al nivel del mar. El modelo de la Tierra asume una gravedad teórica al nivel del mar que está basada sobre la muy familiar ley de inverso del cuadrado de Newton.

$$g = GM / R^2$$

donde g es la aceleración debida a la gravedad, G es la constante universal de la gravedad, M es la masa de la Tierra, y R es la distancia entre el punto de observación y el centro de la Tierra. No obstante que esta fórmula asume que la Tierra es una esfera y no un elipsoide, nosotros la consideramos para la forma real de la Tierra para calcular el gradiente de gravedad de aire libre, la derivada de g con respecto a h , la cual es expresada de la siguiente manera:

$$\frac{dg}{dh} = \frac{2gh}{R} - \frac{3gh^2}{R^2}$$

En la práctica, ésta corrección es usualmente realizada con un término lineal, 0.3086 mGal/m. Esta corrección depende sobre todo de la latitud ya que R varía debido a la forma del elipsoide y g (el GRF) es diferente en cada latitud. El valor de -0.3086 se basa en un radio de la Tierra determinado incorrectamente y en la fórmula de gravedad de 1930 calculada a una latitud de 45°.

Una mejor aproximación, más válida, debería ser una fórmula como la proporcionada por Robbins (1981). Esta aproximación toma en consideración las amplias variaciones en la forma de la Tierra y el GRF. Esto más adelante proporcionará ventajas de correcciones de aire libre más fuertes a elevaciones mayores.

La corrección de aire libre por sí misma incluye un supuesto que necesita ser corregido, es decir que no hay nada (excepto aire) entre el punto de observación y el nivel del mar. Esto, obviamente, no es verdad; la diferencia es más que un simple cambio en la elevación desde donde el dicho modelo dice que el punto debe estar y donde este realmente está. Esto trae el siguiente paso lógico en el proceso de las correcciones gravimétricas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



1.6.3 CORRECCIÓN DE BOUGUER

De una manera muy simple, el propósito de este paso es reemplazar el aire en la corrección previa por roca. La fórmula de la corrección de Bouguer es:

$$B = -0.04193 \rho h$$

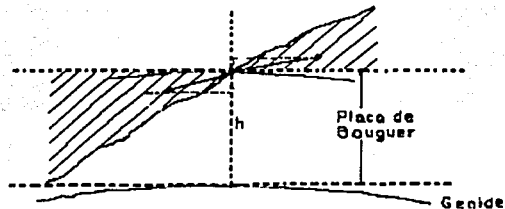
Donde ρ es la densidad (en g/cm^3) y h es la elevación en metros.

Son hechas dos grandes suposiciones, una que podemos llenar la diferencia de elevación con una simple placa infinita, y otra que el "relleno" tiene una distribución de masa razonable (densidad). La literatura contiene numerosas técnicas para calcular el efecto gravimétrico de una placa de densidad razonable. Si la estimación es errónea, podremos sobre corregir o sub corregir los datos y de este modo acentuar la topografía. Esto no siempre es así; ya que esto depende de como los datos son utilizados subsecuentemente en la interpretación (por ejemplo, si se utiliza una densidad equivocada para la corrección de Bouguer, este error se puede corregir subsecuentemente y removerlo durante la interpretación de los modelos).

1.6.4 CORRECCIÓN DE TERRENO Y CORRECCIÓN POR CURVATURA

La ampliamente utilizada corrección de terreno y la raramente utilizada corrección por curvatura son, simplemente, intentos para hacer la suposición de la placa infinita más realista. La corrección de terreno, no sorprendentemente, intenta una estimación para la topografía local de las protuberancias y los hoyos sobre la cima de la placa infinita. Puesto que estos efectos están cercanos al punto de observación y las anomalías varían al cuadrado de la distancia hasta sus fuentes, estas correcciones pueden ser importantes en áreas de alto relieve.

La corrección por curvatura esencialmente comba la placa para ajustarla a la forma de la Tierra de una forma más razonable. Los efectos particulares de esta corrección, desde la placa hasta una distancia considerable desde el punto de observación tienen valores generalmente pequeños.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig 7. Influencia de la topografía con respecto a la corrección de Bouguer, para la medida de la gravedad en un punto situado a una altura h .



1.6.5 CORRECCION DE EOTVOS

El modelo de la Tierra, utilizado en las correcciones previas, supone que el punto de observación es fijo en un punto particular sobre la Tierra, de tal modo que gira con ésta. No obstante, esta suposición no se cumple en operaciones marinas y aéreas debido a que la plataforma de observación tendrá una velocidad angular diferente que aquella establecida por el modelo de la Tierra para una latitud particular. Esto produce grandes errores solamente si la plataforma de observación tiene un componente de velocidad en la dirección este-oeste. Si la plataforma se está moviendo en una dirección norte-sur, ésta se estará moviendo junto con la rotación de la Tierra (no obstante esto también puede producir una pequeña aceleración hacia afuera no contemplada por el modelo de la Tierra).

La corrección de Eötvös es:

$$E = 7.508 V \cos \Phi \sin \Phi + V^2/R$$

Donde V es la velocidad de la plataforma en nudos, Φ la latitud en grados, y E es la orientación de la plataforma en arados desde el norte, y R es el radio de la Tierra (en metros) en esa latitud.

1.6.6 ANOMALIA DE BOUGUER FINAL

En esencia, todo lo anterior introduce realmente un pequeño cambio en la interpretación de la fórmula original, o sea:

Anomalía de Bouguer = gravedad observada - modelo de la Tierra corregido

Como se ha visto, ningún intento fue realizado para "mover" el punto de observación a cualquier otra Ubicación. Todos los cambios fueron realizados para corregir las suposiciones incorrectas hechas en las correcciones iniciales. En otras palabras, se ha intentado forzar los cálculos para ajustarlos a las (condiciones locales del punto de observación, en vez del otro camino contrario. Los valores de la anomalía deben ser significativamente diferentes si son observados en un datum diferente, como está sobreentendido en mucha de la literatura en lo referente a las "reducciones" gravimétricas.

En ese caso, tendremos que atenuar o desatenuar los valores observados apropiadamente. Esto nunca se realiza en cualquiera de las correcciones anteriores. Este proceso simplemente substraer de nuestras observaciones un modelo de la Tierra corregido para obtener una anomalía local. Esta anomalía local se asocia a una superficie con elevaciones variables sobre la cual fue realizada la medición. Para "reducir ésta a un datum común" requeriríamos un proceso totalmente diferente, diferencialmente llevando los datos a un datum completamente plano (las continuaciones diferenciales pueden ser realizadas pero, generalmente estas incluyen un procesamiento complicado). Existen

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



algunas excepciones para lo anterior y que necesitan ser mencionadas entre paréntesis. Primero, la comúnmente llamada corrección de Bouguer 3-D es simplemente un modelo tridimensional de la topografía; de este modo, no se hace la suposición de una placa y las correcciones de terreno / curvatura no tienen que ser realizadas por separado ya que son parte integral del proceso. Segundo, la gravedad aérea y marina son, por diseño, observadas con un datum constante y, consecuentemente, estos estudios son corregidos e interpretados de una forma diferente.

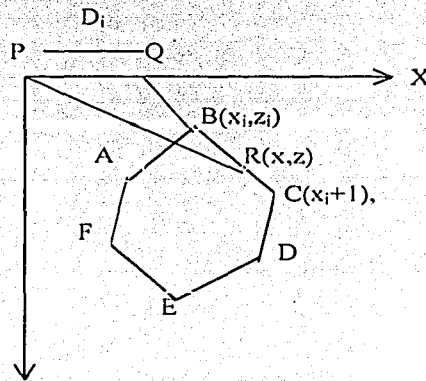
Después de todo lo anteriormente realizado cabría preguntarse ¿qué es la anomalía de Bouguer? Como una respuesta debiéramos pensar acerca de ésta como el residual que queda después de un proceso de eliminación que ha removido todos los componentes posibles incluidos en el modelo de la Tierra. Idealmente cualquier cosa que sobra será el resultado de las heterogeneidades de las densidades debidas a la geología local.

Para modelar el software que usamos GM-SYS, esta basado en el uso del Método de Talwani, el cual tiene como base lo siguiente teoría.

1.7 METODO DE TALWANI

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 debida por este cuerpo.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig 8. - Elementos geométricos involucrados en la atracción gravitacional de un Polígono de n lados.



Tomando 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 θ medido desde P hasta Q en el eje X .

La ecuación que define la componente vertical de la atracción debida a un cuerpo bidimensional es (Hubert 1948)

$$g_v = 2fpz d\theta$$

igualmente la ecuación que define la componente horizontal es

$$g_h = 2fp x d\theta$$

donde

f : constante de gravitación universal

ρ : densidad del cuerpo

Evaluando estas dos ecuaciones $z d\theta$ y $x d\theta$ para el polígono anterior, primero calculamos la contribución de $x d\theta$ para el lado BC del polígono, después prolongamos CB hacia el eje X en un punto Q con un Angulo ϕ_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

$$Z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta}$$

sustituyendo la expresión anterior en las integrales de línea tenemos:

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

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



$$\int_{HC} X d\theta = \int_{\theta}^{\theta'} \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{a_i \tan \phi_i - \tan \theta} = X_i$$

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 considerando las soluciones de las integrales involucradas en las expresiones de Z_i y X_i

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

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

Donde:

$$\theta_i = \tan^{-1} \frac{z_i}{x_i}$$

$$\int_{-l}^l \frac{dy}{r} = \tan^{-1} \frac{(z_i - l) - z_i}{(x_i - l) - x_i}$$

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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

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

Note que θ_i , θ_{i+1} , ϕ_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.

1.8 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 (ρ) de cualquier sustancia homogénea, a la relación entre la masa m , de la sustancia y el volumen v .

$$\rho = \frac{dm}{dv}$$

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.

1.9 DENSIDAD DE LAS ROCAS.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

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

1.9.1 DENSIDAD NATURAL DE LAS ROCAS

La densidad natural de las rocas varía 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 último 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 número 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} .

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Cuadro 1. Densidades típicas de las rocas más comunes de la Corteza Terrestre

Roca	Densidad (gr cm ⁻³)	
	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 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.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



2.1 GEOLOGÍA DEL EJE NEOVOLCANICO

La zona volcánica de la parte central de México, conocida como Eje Neovolcánico o Transmexicano, constituye uno de los rasgos más característicos de la geología de México por su orientación con respecto a la Fosa de Acapulco, la cual marca la zona de subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, mecanismo que origina los magmas andesíticos de dicho Eje Neovolcánico.

Esta distribución, muy original entre todas las zonas de subducción alrededor del Pacífico, explica sin duda la gran abundancia de modelos propuestos para aclarar este vulcanismo transcontinental calci-alkalino. Sin embargo, muchos de estos modelos son únicamente interpretaciones que, en la mayoría de los casos, no se basan en estudios de campo; o bien son muy locales y que extrapolan utilizando los datos bibliográficos más antiguos, sin evaluación crítica de los mismos.

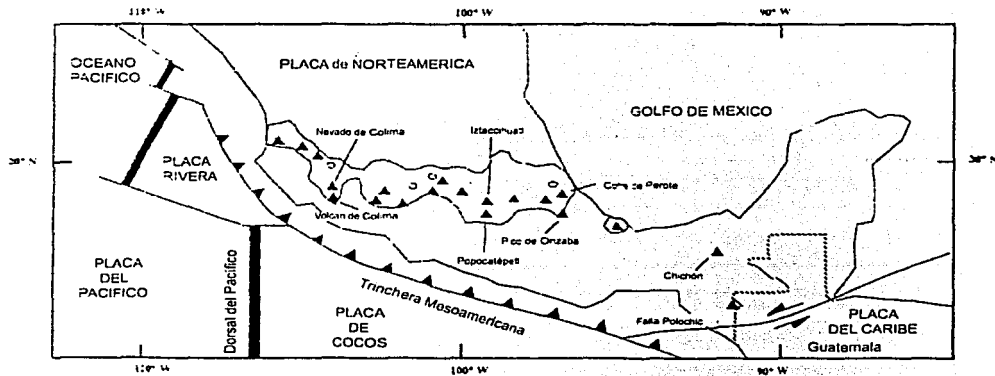


Fig 9. Muestra el ambiente tectónico del eje Neovolcánico

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



2.1.1 DISTRIBUCIÓN DE LOS VOLCANES

Si se establece la distinción entre las rocas oligo-miocénicas que pertenecen a la secuencia erosiva de la Sierra Madre Occidental y el vulcanismo reciente que corresponde al Eje Neovolcánico propiamente dicho, éste ya no puede definirse como un eje E-W, idea ya admitida por Humboldt (1808).

Mooser distingue en el Eje Neovolcánico dos partes, una occidental al oeste de Chapala y la otra al oriente; en tanto que Demant y colegas (1976), lo dividen en cinco partes principales, definidas por sus orientaciones y características vulcanológicas peculiares, que son:

1) - La fosa tectónica de Tepic-Chapala, caracterizada por su orientación NW-SE, y la presencia de cuatro volcanes principales: San Juan, Sangangüey, Ceboruco y Tequila. Con estos volcanes están asociados numerosos conos cineríticos alineados según las fracturas regionales NW-SE.

2) - La fosa tectónica de Colima se extiende en dirección N-S; el macizo volcánico principal está constituido por el Nevado de Colima y el Volcán de Colima.

3) - En Michoacán, donde más abundan los volcanes cuaternarios en México, la distribución de los conos permite inferir la existencia de líneas de fracturas NE-SW. Esta región se extiende al norte hasta el Bajío, y está limitada al este por el anticlinorio de Tzitzio y las fallas San Miguel de Allende Taxco.

4) - Al oriente de estas fallas se ubican los grandes valles de Toluca, México y Puebla, caracterizados por la presencia de cuatro de los siete estratovolcanes principales del Eje, separados por amplias zonas lacustres. La Sierra Chichinautzin, que se extiende desde Toluca hasta el pie de la Sierra Nevada, está formada por una serie de pequeños volcanes con orientación NE-SW.

5) - Finalmente, más allá de Puebla, el Eje Neovolcánico termina con su parte más oriental, de rumbo N-S, limitada al este por la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote.

En resumen, el Eje Neovolcánico no se puede definir como una zona volcánica continua, sino como un conjunto de diferentes áreas volcánicas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



2.1.2 ORIGEN DEL EJE NEOVOLCANICO

Uno de los elementos geológicos más importantes que hay que tomar en cuenta para formular una hipótesis que explique el origen del Eje Neovolcánico es que la costa sur actual de México no puede constituir el límite meridional de la Placa Norteamericana, sino que representa una zona truncada tectónicamente. Trabajos geofísicos recientes apoyan estas reacciones demostrando que el Complejo Xocapa, considerado como del Paleozoico por algunos investigadores, y como de Mesozoico por otros, se encuentra limitado al sur por una falla importante. El material de la corteza continental no puede desaparecer por subducción por su densidad; tiene que existir entonces en alguna parte, lo que ya no se observa al sur de México.

Se sabe que en Guatemala el sistema de fallas Polochic-Motagua constituye el límite entre las Placas Norteamericana y del Caribe. Algunos estudios hechos a finales de los años setenta demostraron que este sistema de fracturas se sigue hasta la Fosa de Acapulco, cortando el suroeste del Estado de Chiapas. Se enfatiza que estas fallas marcan además un límite muy importante entre dos regiones geológicas distintas; en efecto, el macizo paleozoico de Chiapas no se observa más al sur, mientras que en la zona Este, el Terciario es marino en México y de tipo maciza continental (equivalente del Grupo Balsas) en Guatemala. Los trabajos geofísicos sobre el temblor de febrero de 1976 en Guatemala demostraron el carácter sinistral de estas fracturas, lo que implica un movimiento relativo entre la Placa Norteamericana y la Placa del Caribe no obstante, algunos investigadores no están de acuerdo con la amplitud de este desplazamiento, ya que se llegan a considerar hasta 800 km, mientras que otros tan sólo admiten 120-130 km.

Dos hechos geológicos permiten suponer un desplazamiento importante del orden de los 800-1000 km. El primero es la desaparición del Batolito de Chiapas al sur del sistema de fallas; el otro es la similitud que existe entre la historia mesozoica y terciaria de la parte meridional de México y septentrional de América Central. Según estudios realizados en los años sesentas, se pueden distinguir en América Central:

1. un basamento metamórfico
2. una secuencia sedimentaria de tipo plataforma jurásica-cretácica,
3. una secuencia sedimentaria y volcánica metamorfoseado con ofiolitas en algunas partes
4. una potente secuencia ignimbrítica terciaria que descansa sobre conglomerados rojos.

Así, se tienen los equivalentes del basamento del sur de México, de las secuencias (autóctona y alóctona) mesozoicas del Grupo Balsas y de las Ignimbritas de la Sierra Madre Occidental, cuya acumulación se prolongó hasta el Plioceno. Para



poner en concordancia los afloramientos, de América Central con los de México, se necesitaría trasladar la costa pacífica actual de Guatemala hasta Zihuatanejo, o Playa Azul, en México.

Como este movimiento interviene directamente en la formación de la Fosa de Acazulco y por lo tanto, en la génesis de las lavas del Eje Neovolcánico, es necesario detallar las relaciones entre la Placa Norteamericana y la Placa del Caribe.

Al discutir la interpretación referente al origen del Eje Neovolcánico, se ha visto que este vulcanismo no se puede explicar por la formación de una fosa tectónica continental, de una geosutura entre dos bloques cratónicos, o por la presencia de un foco caliente (*hot spot*).

La Placa de Cocos que se hunde de una manera oblicua en México es muy joven y, por lo tanto, poco gruesa y más caliente que la parte que forma la zona de subducción de América Central. Sin embargo, no parece posible explicar la diferencia en orientación del Eje Neovolcánico y de la cordillera volcánica de América Central únicamente por las diferentes características del piso oceánico que desaparece.

En efecto, la disposición de los volcanes en México parece recalcar la influencia de los esfuerzos tectónicos sufridos en la parte sur de la Placa Norteamericana, como consecuencia del movimiento relativo entre ésta y la Placa del Caribe. Así, los estrato-volcanes están orientados perpendicularmente a la dirección de los esfuerzos máximos, mientras que los pequeños volcanes se alinean más bien sobre las fallas de tensión.

Las diferencias que se manifiestan entre la parte central y oriental del Eje Neovolcánico y su parte occidental, donde parecen magmas alcalinos, demuestran el establecimiento en esta última región de un nuevo contexto geodinámico relacionado, con el acercamiento de la Placa Norteamericana con la Cordillera del Pacífico Oriental, y el fin de la Placa de Rivera.

Se presentó un marco geológico general para poder tener una idea de la estructura profunda que puede presentarse en el análisis gravimétrico de la zona, a continuación se expone la geología local representada en la figura 10, para asociar las estructuras tanto pequeñas como superficiales que se reflejan en los datos gravimétricos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



SECCIÓN GEOLOGICA A - A

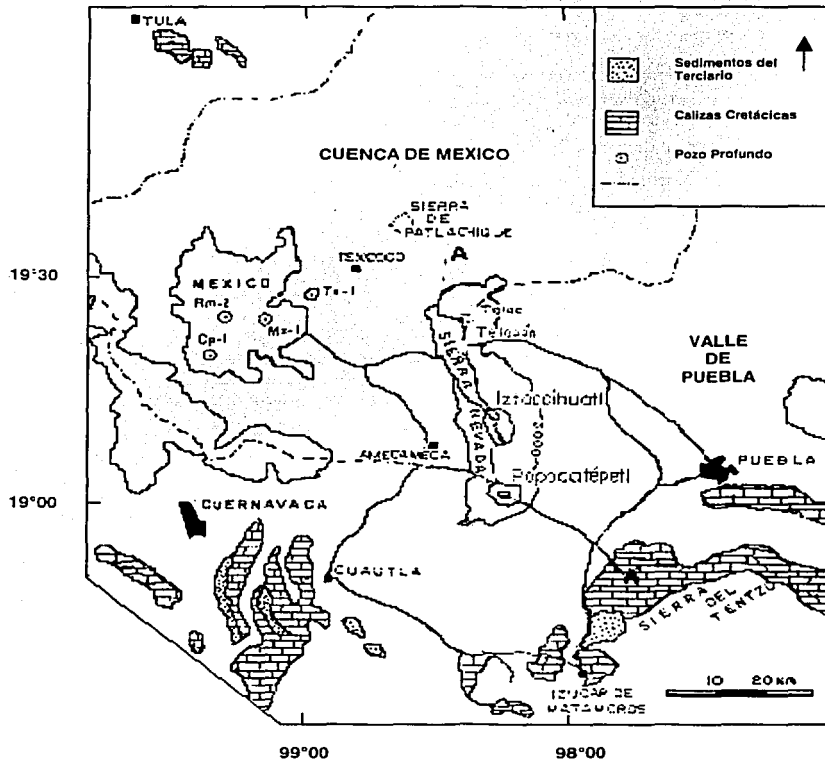
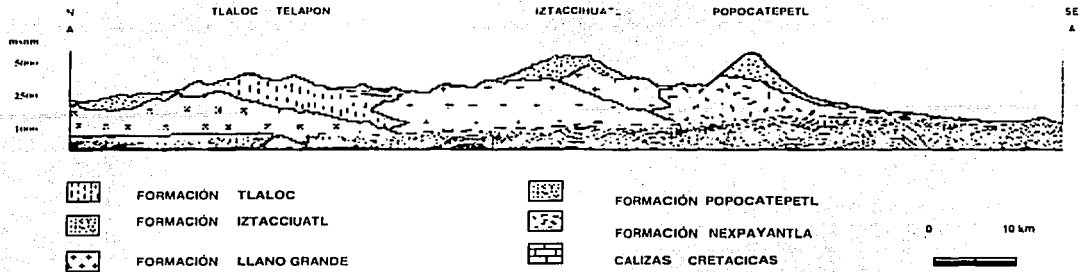


Figura 10. Arriba sección geológica transversal A-A de la Sierra Nevada que expone las principales estructuras volcánicas de la sierra. Abajo mapa esquemático que muestra las Calizas Cretácicas y Sedimentos del terciario que afloran en las cercanías de la Cuena de México y Valle de Puebla. (García T. 2002)

TESIS CON FALLA DE ORIGEN



2.2 ASPECTOS GEOLÓGICOS DEL POPOCATEPETL

Al menos cuatro derrumbes prehistóricos de dimensiones gigantes en los flancos del complejo volcánico Iztaccíhuatl-Popocatepetl produjeron extensos depósitos de avalanchas de escombros. Estos depósitos se caracterizan por formar una típica topografía de montículos. El depósito más pequeño aparentemente se originó en la parte sur del Iztaccíhuatl y cubre un área de aproximadamente 50 km² hacia el sureste. Los tres depósitos más grandes se traslapan formando un extenso abanico que cubre un área de 600 km² al sur del actual Popocatepetl. Se estima que el depósito más grande viajó a más de 70 km de distancia horizontal del volcán y tiene un volumen mínimo de 9 km³, lo cual lo coloca entre los más grandes del mundo. El más joven de los depósitos tiene una edad aproximadamente 23, 000 años. Esta edad equivale a la edad del actual cono del Popocatepetl. La presencia y características de depósitos piroclásticos de flujo y caída que sobreyacen directamente a este depósito indican que este derrumbe gigante estuvo asociado a una erupción de gran magnitud que cambió por completo el escenario de la región en un radio de más de 50 km. La gran altura del actual cono del Popocatepetl es prueba de su madurez. Probablemente ya alcanzó en términos geológicos la etapa de culminación de su existencia. Debido a la función de sostén que ejerce el Iztaccíhuatl sobre el flanco norte, el próximo derrumbe gigante probablemente ocurrirá nuevamente hacia el Sur en el futuro geológico del volcán. Por esta razón es necesario monitorear geodésicamente los flancos del volcán y en especial el flanco sur para poder detectar cualquier deformación del terreno que pudiese indicar un posible derrumbe en el futuro.

En términos generales se puede decir que son las erupciones pequeñas en las que se producen flujos de lava y cenizas de caída que se acumulan alrededor del cráter las que contribuyen al paulatino crecimiento del edificio volcánico. Contrastan con las pequeñas erupciones, las erupciones paroxísmicas en las cuales se libera una gran energía durante un lapso de tiempo muy corto. En este tipo de erupciones el edificio volcánico sufre cambios dramáticos en su fisonomía y queda frecuentemente reducido en tamaño dejando un gran cráter en su lugar.

Ocurren varios tipos de erupciones paroxísmicas. Las del tipo llamado Bezymianny o Santa Elena figuran entre las más destructivas. Se caracterizan por culminar en un gigantesco derrumbe del edificio volcánico y el emplazamiento de una avalancha de escombros que viaja a grandes velocidades destruyendo todo cuanto encuentra a su paso. Como resultado, el edificio volcánico ya solo es una ruina de lo que era antes y un nuevo ciclo de paulatino crecimiento puede volver a iniciarse. Este círculo de lento crecimiento y rápida destrucción puede repetirse en varias ocasiones hasta que el sistema magmático se agota. El volcán se extingue finalmente y sus vestigios son removidos por el intemperismo y la erosión.



2.2.1 DEPOSITOS SEDIMENTARIOS EN EL POPOCATEPETL

Los primeros estudiosos que reportan este tipo de depósito en el Popocatepetl son Robin y Boudal (1984; 1987). En dos artículos que se refieren casi exclusivamente a la última erucción del tipo Santa Elena en el Popocatepetl mencionan que existe un depósito que cubre amplias partes de la ladera sur del volcán. Este depósito presenta la característica superficial conformada por montículos y tiene todos los demás atributos de este tipo de depósitos como lo son la estructura de tipo rompecabezas de los bloques que lo conforman, amplias zonas alteradas hidrotermalmente, etc. Estos autores jamás lograron obtener material orgánico que permitiese fechar el depósito, sin embargo estiman su edad entre 30 000 y 50 000 años. Estos autores calcularon una superficie para este depósito de 300 km² y un volumen de 27.7 km³. El alcance máximo horizontal del depósito es de L = 30 km. Estiman una altura del volcán sobre la base del terreno de H = 3, 500 m en el momento previo al derrumbe lo que les da un coeficiente de fricción de H/L = 0.116. Este valor es compatible con valores reportados para depósitos de avalancha en otros volcanes del mundo. Y se llega a la conclusión que por su gran extensión este depósito en el Popocatepetl debería de ser catalogado como "gigante".

A partir de 1993 se iniciaron estudios en el Popocatepetl con el fin de reconstruir su historia eruptiva. Llama la atención la gran dimensión del depósito de avalancha. Sin embargo las investigaciones han revelado muchos nuevos datos que obligan a reevaluar los resultados obtenidos por Robin y Boudal (1987). En síntesis podemos se puede adelantar que el depósito no alcanzó una distancia máxima horizontal de 30 km, sino de al menos 75 km hacia el sur. Además no se trata de un depósito, sino de al menos cuatro, por lo que se puede hablar de un abanico gigante de depósitos de avalancha. Esto significa concretamente que el actual cono del Popocatepetl no es el primer cono que existe en ese lugar, sino que han existido varios conos previamente.

2.2.2 COMPOSICION, ESTRUCTURA Y TEXTURA INTERNAS

La estructura y textura internas de los diferentes depósitos es muy similar a la de los depósitos de este tipo descritos por la literatura en otros volcanes del mundo. Los depósitos por lo general son masivos con contactos inferiores bien definidos. Consisten de fragmentos de roca del antiguo edificio volcánico, incluyendo bloques de lava dacítica y andesítica, porciones de depósitos piroclásticos, y áreas alteradas hidrotermalmente. Las últimas son fáciles de reconocer por su coloración rojiza y amarillenta. Los bloques que componen el depósito son más grandes en las porciones del depósito próximas al volcán, mientras que en las porciones distales son más pequeños. Cerca del volcán se pueden observar bloques coherentes de varias decenas de metros de diámetro, mientras que en las áreas distales predominan fragmentos del tamaño de la grava. Los grandes bloques en las partes proximas muestran la típica estructura de 'rompecabezas'. Esto significa, que aunque los bloques muestran cuarteaduras y fracturamiento, los diferentes componentes aún se pueden ensamblar visualmente e identificar

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



como miembros de un gran bloque. Este tipo de estructura se produce por fragmentación durante el transporte y da prueba de que los bloques fueron transportados de manera coherente y no fueron dispersados totalmente como ocurriría en un flujo turbulento. A mayor distancia del volcán los bloques son cada vez más pequeños debido a la continua fragmentación y la estructura de 'rompecabezas' cada vez más difícil de reconocer por el mayor desmembramiento de los componentes. Lo mismo ocurre con la expresión superficial del depósito. La mayoría de los montículos (en inglés 'hummocks') tiene núcleos que consisten de un gran bloque y ocurren cerca del volcán. Es ahí donde también son de mayor tamaño y el espesor del depósito es mayor y alcanza en algunos casos hasta 300 m. A mayor distancia del volcán los montículos son cada vez más pequeños y en la parte distal desaparecen casi por completo. Estas observaciones son consistentes con observaciones hechas en otros depósitos de este tipo e indican que el material al inicio del derrumbe fue transportado en forma de desliz. Después de la aceleración inicial se comportó más bien como un flujo laminar capaz de sobremontar barreras topográficas pequeñas y fluir alrededor de barreras más grandes.

Un volcán puede sufrir un derrumbe parcial de su cono con o sin una erupción que acompañe al evento. El último derrumbe del Popocatepetl estuvo asociado a la erupción más violenta que se ha podido identificar en la historia eruptiva del volcán. Prueba de ello son los depósitos que sobreyacen al depósito de avalancha.

Estos afloramientos muestran la secuencia de eventos eruptivos relacionados a las erupciones del tipo Santa Elena que dieron origen a los depósitos de avalancha de escombros. En forma similar a la erupción del Santa Elena, el desprendimiento del flanco sur causó una despresurización súbita del sistema magmático. Se generó un flujo turbulento o "blast" que produjo un depósito de varios metros de espesor a más de 10 km de distancia del cráter. El depósito consta de una alternancia de capas de gravas, arena y bloques de color rojizo a gris. Los fragmentos son angulares y las capas se caracterizan por tener estratificación cruzada y otras estructuras que indican emplazamiento por un flujo horizontal, turbulento y de poca densidad.

Una revisión de la literatura nos permite catalogar este "blast" como uno de los depósitos más grandes de su tipo detectados hasta la fecha alrededor del orbe. El "blast" fue seguido por el emplazamiento de un depósito de pómez de caída. Este depósito es el más grande de su tipo detectado hasta la fecha en el volcán. Consta de fragmentos angulares de una pómez de color beige a blanco con fenocristales de biotita y alcanza espesores de varios metros. Por su distribución y dimensiones es sin lugar a duda el producto de la caída de fragmentos provenientes de una columna de tipo Pliniana que debe haber alcanzado alturas estratosféricas. La erupción terminó con el emplazamiento de flujos de ceniza de color café claro que se produjeron cuando la columna Pliniana ya no se pudo sostener más y colapsó por gravedad. Estos flujos alcanzaron distancias de más de 30 km del volcán. La erupción que produjo esta secuencia de depósitos fue de magnitudes enormes y produjo cambios drásticos en el paisaje. Destruyó



completamente la vegetación en un radio de decenas de kilómetros y modificó completamente la red hidrográfica de la zona. Durante los años que siguieron, la red hidrográfica se volvió a reconstruir y se produjeron lahares (flujos de arena, grava y agua) e inundaciones que retrabajaron los depósitos primarios y formaron nuevos depósitos. Estos depósitos cubren las partes distales del abanico de avalanchas.

Se mencionó anteriormente, que Robin y Boudal (1987) estimaron la edad de la avalancha más joven, que es la que ellos describen y actualmente forma el paisaje de montículos al sur del volcán, entre 30 000 y 50 000 años. Como la edad de la última avalancha de escombros implícitamente nos indica también la edad del presente cono del Popocatepetl. Dentro del depósito de avalancha deberían abundar vestigios de material orgánico provenientes de la vegetación que cubría las laderas del volcán en el momento que se inició el derrumbe gigante. En efecto, es posible encontrar moldes de troncos y ramas de árboles en muchos afloramientos. Sin embargo, la gran mayoría de estos moldes están huecos debido a que la materia orgánica original ha sido destruida. En algunas ocasiones el material orgánico fue reemplazado por minerales arcillosos. Por esta razón jamás se ha encontrado material fechable por el método de radiocarbono 14 directamente dentro del depósito de avalancha. Sin embargo se logró encontrar madera fechable dentro de un paleosuelo que se encuentra directamente debajo del depósito de avalancha en un afloramiento localizado 3 Km. al este de Tepexco sobre la carretera federal que comunica los poblados de Cuautla e Izúcar de Matamoros. Su análisis dio una edad de $23,445 \pm 210$ años.

Además se logró obtener material carbonizado de los flujos de ceniza que se produjeron al final de la misma erupción que produjo el depósito de avalancha de escombros y que por lo tanto deben de ser de edad contemporánea. El análisis de este material produjo una edad de $22,875 \pm 915/-820$ confirmando la sospecha. Estos resultados indican que la edad del depósito de avalancha de escombros y por lo consiguiente del actual cono del Popocatepetl debe estar en el rango delimitado por los dos fechamientos, esto es entre 22,000 y 23,655 años. Esto también significa que el sistema magmático del Popocatepetl ha producido entre 6 y 9 km^3 de material eruptivo durante los últimos 23 000 años, lo que equivale a una tasa de producción anual de 273 a 391 m^3 de magma. Hay que recordar que estas cifras están basadas en estimaciones muy conservadoras.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



2.3 AMBIENTE TECTONICO SIERRA NEVADA MEXICO

El cinturón volcánico mexicano constituye una franja Pliocuaternaria de 1200 Km. de largo que se extiende desde San Blas Nayarit, en el Pacífico, hasta Jalisco Veracruz, en el límite del altiplano oriente, constituido por rocas de tipo andesítico y en menor proporción por rocas de tipo basáltico. Esta zona volcánica de orientación E-W es uno de los elementos estructurales mayores de la geología de México, su actividad volcánica inicia en el Oligo - Mioceno y se prolongó hasta el cuaternario atribuyendo su origen a la subducción de la Placa de Cocos y de Rivera bajo la Placa de Norte América a lo largo de la trinchera mesoamericana.

La dirección oblicua relativa a la trinchera de la faja volcánica transmexicana se debe principalmente a la forma de la subducción de las placas de Rivera y de Cocos bajo Norteamérica en el sur de México.

Dado que la generación de magma se da en la base de la litosfera, en el caso de la subducción de la Placa de Cocos bajo de la de Norte América el contorno de la Placa subyacente entre los 80 - 100 km de profundidad se correlaciona bien con el frente de la faja neovolcánica transmexicana indicando una relación directa del frente volcánico con la subducción.

El inicio de la actividad volcánica del cinturón ha sido descrita por varios autores, para la parte oeste, Gastil et al. (1979) estima una edad de 4.5 millones de años, en la parte central, el vulcanismo inicio hace treinta millones de años de acuerdo con Mooser (1974) y en la parte este del cinturón la iniciación del vulcanismo es de hace veinte millones de años según Cantagrel y Robin (1979).

Bajo el eje probablemente se encuentran rocas metamórficas del Precámbrico y el Pateozolico y cuerpos intrusivos del Mesozoico (graníticas y graneodioríticas). También afloran rocas sedimentarias del Cretácico en algunas áreas.

El altiplano centro-oriental de eje que constituye la zona de análisis del presente trabajo se inicia con el sistema de fallas Taxco - Querétaro al oriente del cual, se ubican los grande valles de Toluca, México y Puebla caracterizados por la presencia de 4 de los 7 estrato volcanes del Eje, separados por amplias zonas lacustres. La sierra Chichinautzín que se extiende desde Toluca hasta el pie de la Sierra Nevada esta formada por una serie de pequeños volcanes monogeneticos con una orientación predominantemente NE-SW. Finalmente más allá de Puebla, el eje neovolcánico termina con su parte más oriental de rumbo sur limitada al este por la cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote. La Sierra Nevada esta formada por un conjunto de estrato volcanes siendo de norte a sur, el Tlaloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. El volcán Telapón presenta una estratigrafía compleja y dentro de ella la denominada "Secuencia Piroclastica Tlaloc". Esta secuencia se considera del Pleistoceno por su interestratificación con depósitos de escoria de esa edad. Sin embargo, la edad del aparato principal podría ser del Plioceno, por lo que se considera el volcán más antiguo de la Sierra Nevada. Le sigue el volcán Telapón del cual no existen fechamientos pero sus depósitos



cubren a los del volcán Tlaloc. El volcán Iztaccihuatl presenta una serie de fechamientos que varían entre 0.08 ± 0.02 y 0.9 ± 0.07 millones de años, los que permiten ubicarlo dentro del Pleistoceno. Y por último, el volcán más joven de toda la cadena es el volcán activo Popocatepetl.

Por el sur de la meseta central se encuentra acotada por la cuenca de Morelos Guerrero y la de Oaxaca.

Si comparamos los depósitos de avalancha en el Popocatepetl con otros depósitos que se describen en la literatura se puede resaltar lo siguiente: Los depósitos de avalancha del Volcán Popocatepetl se pueden catalogar entre los más grandes del mundo y son comparables en sus dimensiones a los depósitos observados en el Monte Shasta, California Socompa, Chile y el complejo volcánico de Colima. Con estos últimos guardan especial similitud. En Colima también se pensaba inicialmente que sólo había un único depósito y al paso de los años se descubrieron cada vez más. Ahora se piensa que existen ahí al menos cinco depósitos diferentes. Pero hay más similitudes aún. Los volcanes de Colima, al igual que el Iztaccihuatl y el Popocatepetl, se encuentran alineados de Norte a Sur a lo largo de una cadena volcánica cuyo volcán más activo y más joven se encuentra en el extremo meridional. Los depósitos en Colima también forman un abanico de similares dimensiones que cubre amplias extensiones hacia el sur del complejo volcánico. El repetido colapso con generación de derrumbes hacia el sur se debe en ambos casos a que la gran masa del volcán más antiguo que se encuentra hacia el norte sirve como sostén impidiendo la desestabilización de los flancos septentrionales. Esta observación tiene valor predictivo pues es muy probable que el próximo derrumbe gigante ocurra en ambos lugares, el Volcán de Colima así como el Popocatepetl, hacia el Sur nuevamente. En el caso del Popocatepetl es posible que el promontorio formado por la pared de Nexpayantla, localizado en el Noroeste del actual cono, dé mayor estabilidad a ese flanco causando un debilitamiento mayor y consiguiente derrumbe gigante hacia el Sureste.

En resumen se puede afirmar que el actual Popocatepetl no es el primer volcán que se encuentra localizado en ese lugar. Los anteriores volcanes que existieron ahí tuvieron un largo período de crecimiento que culminó con una erupción del tipo Santa Elena que produjo un derrumbe gigante y el emplazamiento de un depósito de avalancha de escombros hace aproximadamente 23,000 años. Esta erupción produjo además varios depósitos piroclásticos de los cuales resalta un depósito de pómez de caída que representa un excelente marcador estratigráfico en toda la zona. El actual cono del Popocatepetl se reconstruyó a partir de esa erupción, rellenó paulatinamente el gran cráter en forma de herradura y se encuentra ahora probablemente en la etapa final de su crecimiento. Trabajos futuros deberían estar encaminados a determinar las edades de los demás depósitos de avalancha con el fin de conocer el lapso de repetición de este fenómeno. Además es necesario delimitar con mayor exactitud la superficie y volúmenes de los diferentes depósitos para tener un mejor conocimiento de la tasa de producción magmática.



CAPITULO 3. TRABAJO DE CAMPO Y ANÁLISIS DE RESULTADOS



3. ANALISIS GEOFÍSICO, POR MEDIO DE GRAVIMETRIA

El término gravimetría designa las técnicas de medición directa de la gravedad, así como los métodos de corrección que concuerden a cantidades residuales (anomalías) propias para interpretación. En gravimetría, medimos la componente vertical g_z del campo gravimétrico.

La gravedad g depende de la distribución de las masas dentro de la Tierra, de la rotación y de la deformación dinámica de la misma, así como de la posición de los cuerpos del sistema Solar con respecto a la tierra (sobre todo de la Luna y el Sol). La información obtenida a partir del análisis del campo gravimétrico sobre la distribución de las densidades en el interior de nuestro planeta constituye la base del método gravimétrico en numerosas aplicaciones geofísicas, geodésicas y oceanográficas.

El método gravimétrico se basa en la medición en la superficie de pequeñas variaciones del campo gravitacional. Las pequeñas diferencias o distorsiones en este campo de punto a punto sobre la superficie de terrestre son causadas por cualquier variación lateral en la distribución de las masas en el Interior de la Tierra. Por lo tanto, si movimientos geológicos involucran a rocas de diferente densidad, la irregularidad resultante en la distribución de las masas provocara una variación de la aceleración de la gravedad en el área. Las variaciones medidas se interpretan en términos de probables distribuciones de material en el subsuelo, que son la base para inferir las posibles condiciones geológicas existentes (Nettleton, 1976).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



3.1. TRABAJO DE CAMPO

El alto nivel de riesgo que presenta el volcán Popocatépetl contrastaba con la casi nula información geofísica con la que se contaba para el estudio de su estructura interna. Durante los últimos años los requerimientos de un monitoreo intensivo sobre los efectos premonitores de corto plazo dieron como resultado, entre otros, el establecimiento de una red sismológica y de un sistema de vigilancia sobre las deformaciones geométricas del volcán. La aparente calma en la actividad del volcán en los últimos años permitió pasar a la siguiente etapa en la cual se realizaron estudios generales de las anomalías de los campos potenciales (Gravimetría y Magnetometría) que permiten modelar la estructura interna del volcán y del ámbito regional en el que se ubica para contar con un marco general al cual asociar las distintas fases de la actividad sismológica y la geología superficial.

El presente trabajo contempla el levantamiento local y de semidetalle de gravedad en y alrededor del volcán Popocatépetl que abarque las relaciones estructurales de éste y la cordillera Telapón - Iztaccihuatl - Popocatépetl (Sierra Nevada Mexicana).

El primer paso consistió en la recuperación de los valores de las estaciones establecidas por la comisión del Valle de México (Moedano, 1956).

Esta red de estaciones complementada con la red establecida por la compañía OYO cubre la totalidad del Distrito Federal; para las porciones: norte, sur y oriental del área se incorporaron las bases de los polígonos de varias prospectos de PEMEX, incluidos en la parte del altiplano central de la carta gravimétrica de la república mexicana.

Como se aprecia toda esta información proviene de diferentes fuentes y se encuentra sustentada en diferentes bases primarias de gravedad; por lo tanto la primera etapa del trabajo fue unificar todas las estaciones gravimétricas disponibles normalizándolas a partir de la estación gravimétrica de primer orden mundial, situada en el sótano del Instituto de Geofísica de la UNAM (N 99.390, W9.1422) con una altura 2290 m.s.n.m. y un valor absoluto de gravedad de 977927.465 mGal.

Posteriormente se intentó densificar la red de estaciones alrededor del volcán Popocatépetl y del área de estudio, utilizando el gravímetro Lacoste Romberg No. 44, estableciendo el control vertical y horizontal mediante la utilización de instrumentación de GPS (Global Posicional System), tomando para el control de las alturas en la parte sur los valores de cota de la línea de nivelación BE de bancos de nivel preestablecidos por la Secretaría de la Defensa Nacional y en los cuales el Instituto de Geofísica, ya había medido previamente la gravedad (Mena M., 1975).

En la Parte media y Norte el control se logró partir de dos bancos de nivel, el primero en el Paso de Cortes, el otro en Alzomoni y finalmente el punto de triangulación en la Catedral de Tlaxcala.



En esta parte del trabajo el éxito fue relativo ya que el incremento de la actividad del volcán solamente permitió el establecimiento de estaciones en las laderas del mismo; la dificultad señalada obligó a pensar en la observación de estaciones que pudieran ser la base de un perfil gravimétrico que cortara transversalmente tanto al Popocatépetl como a los demás volcanes de la Sierra Nevada. Las estaciones mas altas en el cuerpo del volcán llegan a los 4900 metros s.n.m en la porción sur y a los 4900 en parte norte; en total el área contiene 10735 estaciones (Fig. 11) con una distribución inhomogénea dada por las condiciones del terreno. Al conjunto de las observaciones se les aplico las correcciones físicas e instrumentales y se incorporaron a las estaciones preexistentes

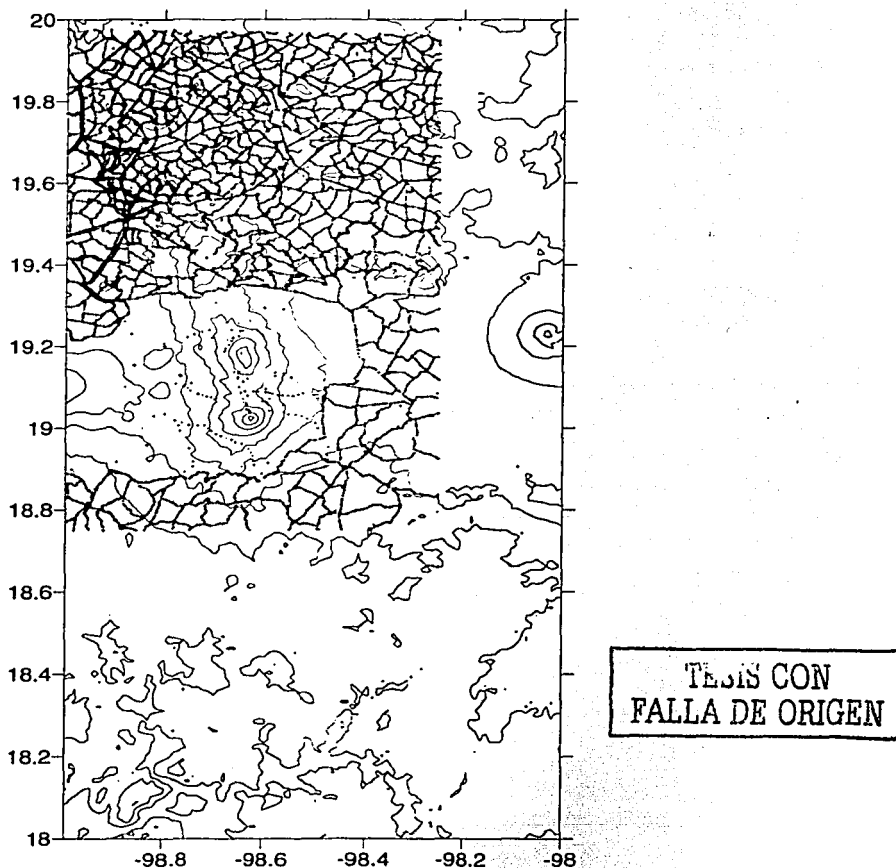
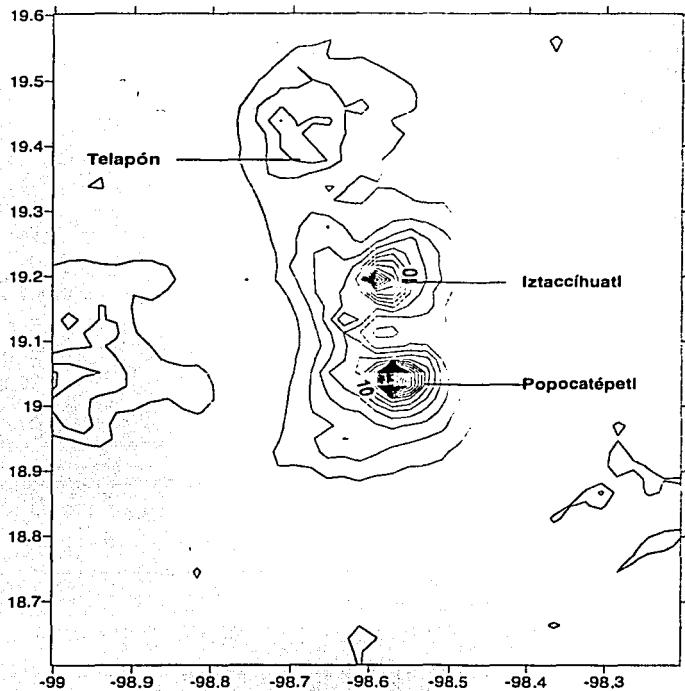


Fig. 11 Mapa de distribución de estaciones en el área de estudio



Por otro lado la cadena volcánica en estudio presenta una topografía extraordinariamente accidentada conteniendo algunas de las elevaciones más grandes de la república, solo superada por la cadena pico de Orizaba-Cofre de Perote. Por esta razón el efecto topográfico sobre las observaciones resulta de tal magnitud que es capaz de igualar e incluso superar el tamaño de la anomalía que nos interesa analizar, por esta causa partiendo del mapa digital del INEGI escala 1:50000 y de la topografía 1:250000 digitalizada para la cima del Popocatepetl, se calculo el efecto gravitacional de las masas topográficas obteniéndose el mapa de corrección topográfica para el área. (Fig. 12)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig.12 Mapa de Corrección por Terreno.

Con esta información se elaboró un primer mapa de anomalía de Bouguer de la zona y finalmente se seleccionó un perfil dividido en dos partes tal que incluyera las tres cimas más importantes de la Sierra



3.2 ANOMALIA DE BOUGUER COMPLETA

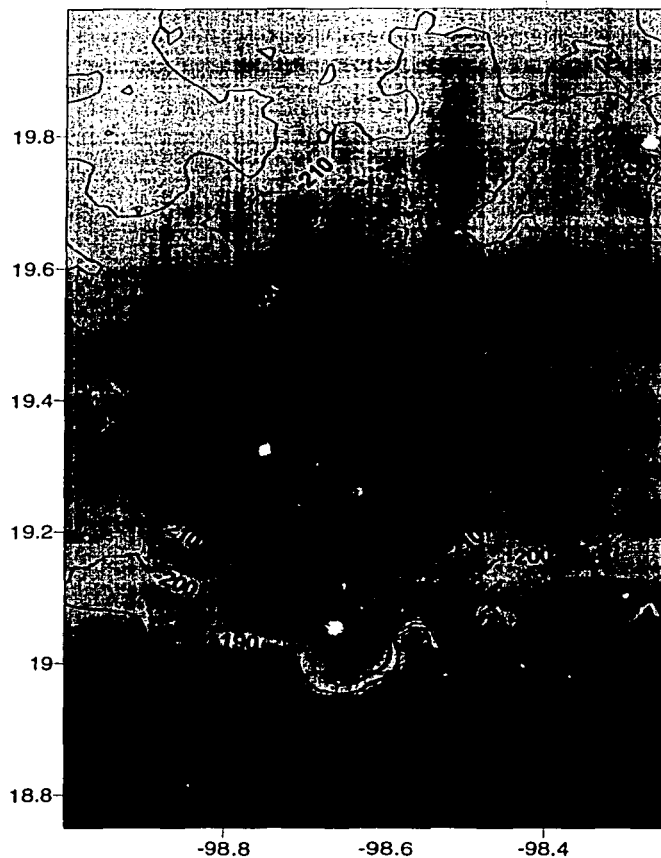


Fig. 13 Mapa de Anomalía de Bouguer Completa

La figura 13 muestra el mapa de anomalía de Bouguer completa del área de estudio.

El intervalo de las curvas es de 10 mGal con un mínimo de -230 mGal y un máximo de -150 mGal.

Las zonas volcánicas continentales se caracterizan por anomalías gravimétricas negativas; el área analizada en el presente trabajo no es la excepción, y en el mapa de anomalía de Bouguer es posible observar que en un ambiente de



valores negativos sobresalen las anomalías asociadas a las estructuras que conforman la Sierra Nevada, en un alineamiento de máximos y mínimos relativos con una clara tendencia norte-sur. Es importante hacer notar que entre las anomalías geográficamente asociados a los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl existe un máximo relativo que las diferencia, lo mismo ocurre entre el Iztaccihuatl y el Telapón donde incluso este máximo es mas pronunciado. Esta separación de las anomalías sugiere que los cuerpos que las producen están perfectamente diferenciados al menos en su estructura más superficial. Normales a las anomalías anteriores en la parte sur del mapa se observa un tren de anomalías con tendencia este oeste que buzan hacia la parte central del mapa con un gradiente de 82 mGal/km. De acuerdo con la carta gravimétrica de la Republica Mexicana este tren de anomalías comienza a la altura del nevado de Toluca y continúa hacia el Este probablemente hasta el pico de Orizaba. La magnitud del gradiente antes señalado implica que la estructura que lo produce podría tener dimensiones corticales.

Otra característica que cabe resaltar es el alineamiento de las anomalías en la parte norte del mapa con una dirección SW-NE, asociada a un sistema de fallas que van desde el Nevado de Toluca hasta las estivaciones de la Sierra Madre Oriental (Demant, 1978).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



3.3 ANOMALIAS REGIONALES

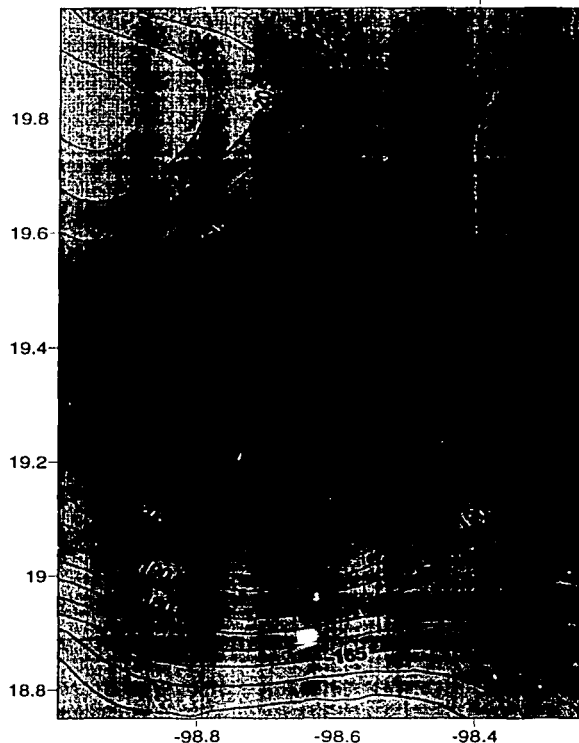


Fig. 14 Mapa de la Anomalía Regional.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El mapa de anomalía completa de Bouguer contiene el efecto gravimétrico de todas las fuentes. La separación regional-residual de la anomalía se realiza con el objeto de diferenciar los efectos gravimétricos producidos por las estructuras regionales, de aquellas generadas por estructuras pequeñas o bien superficiales

El proceso de separación de campos lo realizamos por medio del método de doble serie de Fourier, en donde obtuvimos resultados para diferentes coeficientes (9, 25, 45), tomando como mejor ajuste los valores obtenidos para 9 coeficientes.

La Figura 14 se muestra el mapa de la anomalía regional de la zona de estudio. En el Mapa se logra distinguir una gran anomalía de forma elipsoidal con eje norte sur, los gradientes son muy acentuados y de pendiente suave, remarcando con ello el posible origen cortical de la fuente.



3.4 ANOMALIA RESIDUAL

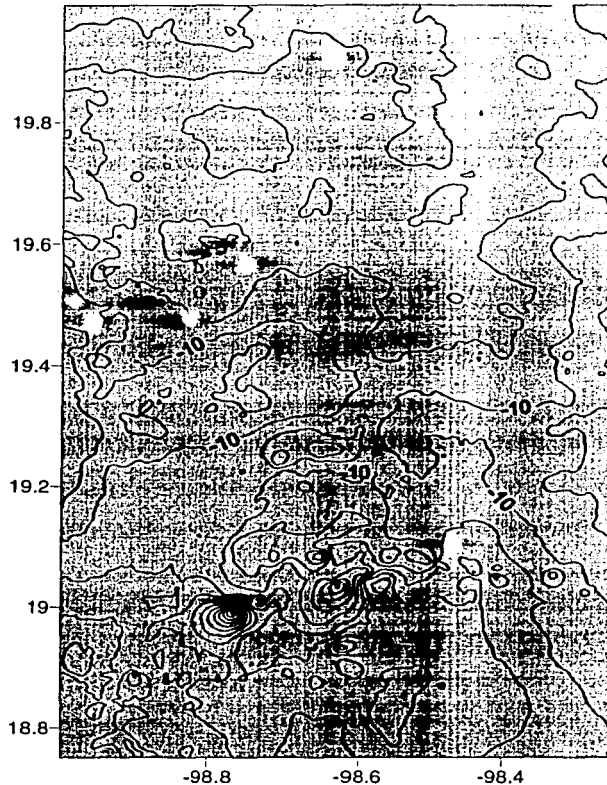


Fig. 15 Mapa de Anomalia Residual

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La figura 15 muestra la distribución de las anomalías residuales, como se señaló con anterioridad en este mapa es posible observar el efecto gravimétrico producido por las estructuras superficiales o de longitud de onda pequeña.

El procedimiento es tan subjetivo y empírico que Nettleton cita a un geólogo que dijo que el efecto residual es lo que se quita con el fin de lo que queda parezca estructura, contrariamente a esta opinión un tanto poética en este caso se utilizó un algoritmo para la separación regional-residual basado en el método de doble serie de Fourier antes mencionado. En el mapa se logran distinguir las anomalías producidas por los edificios volcánicos, del Popocatepetl y del Iztaccihuatl en un alineamiento semejante al que muestran en el plano de anomalía total; en cambio la anomalía que correspondería al Telapón se encuentra difusa en un alineamiento NE-SW, es de notar que la separación entre el Iztaccihuatl y Telapón



que ya se señaló en lo referente al plano total resulta mas marcada lo cual sugiere el emplazamiento de un cuerpo masivo superficial e independiente.

El siguiente paso fue establecer a partir de los mapas gravimétricos obtenidos un perfil Norte-Sur a través de los volcanes: Popocatépetl, Iztaccíhuatl y Telapón.

El perfil analizado en el trabajo parte de las coordenadas 98.58 W, 18.75N hasta un punto de quiebre a los 98.65 W, 19.25 N donde se flexiona hacia el NW terminado en 98.79 W y 19.5 N (Fig. 16).

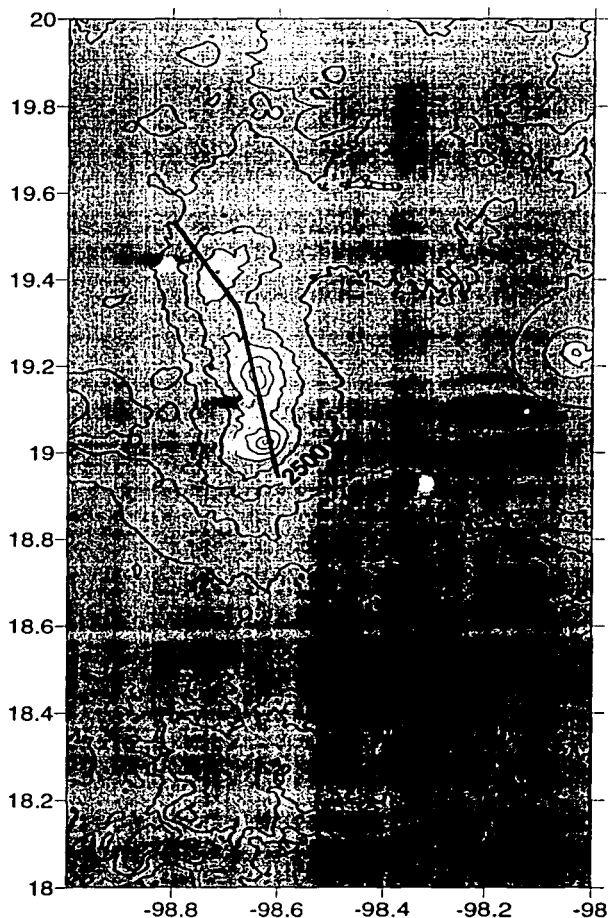
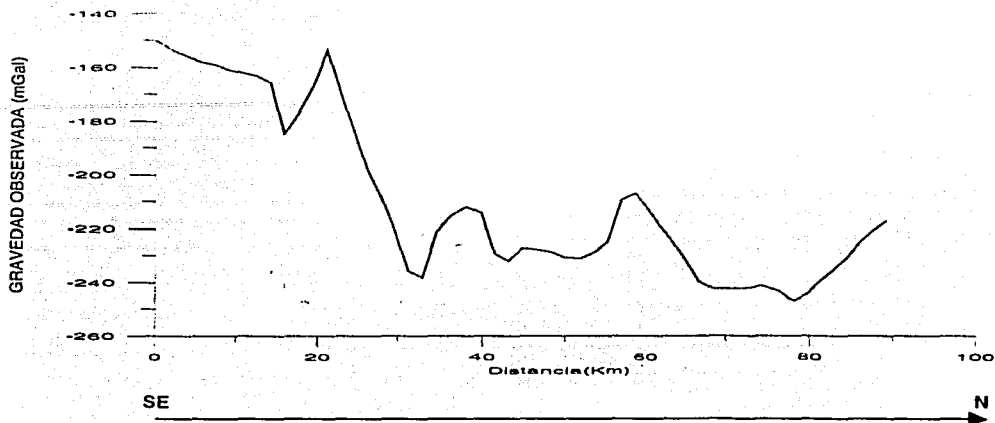


Fig.16 Mapa que muestra la topografía de la zona. La línea roja muestra la dirección del perfil utilizado en el estudio. Las curvas de nivel se encuentran a cada 500 m.



Anomalía de Bouguer



Anomalía Regional

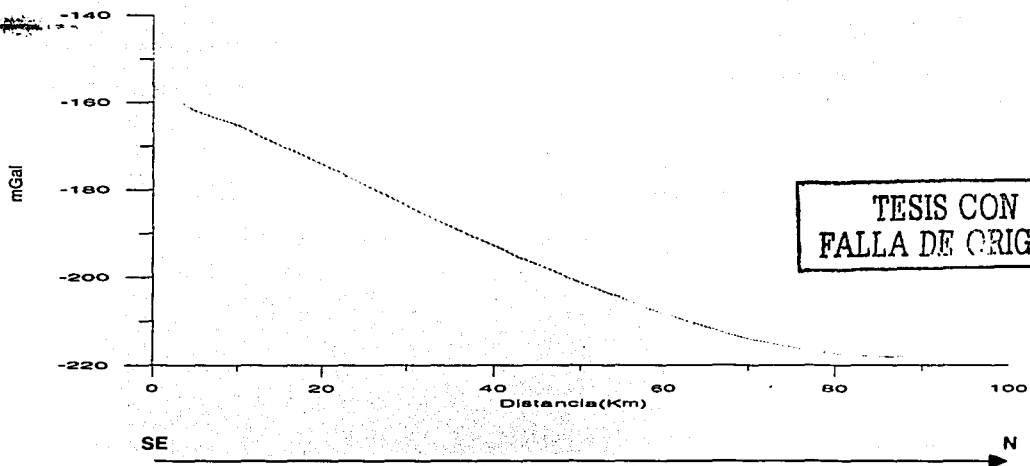
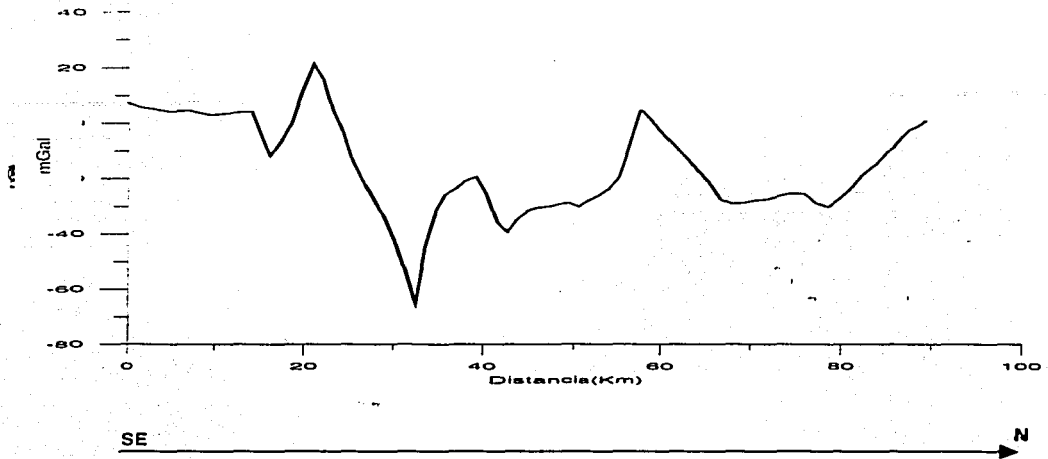


Fig.17 Perfiles de las anomalías gravimétricas, curva 1 representa la Anomalía de Bouguer, la curva 2 representa la Anomalía Regional



Anomalía Residual



Topografía

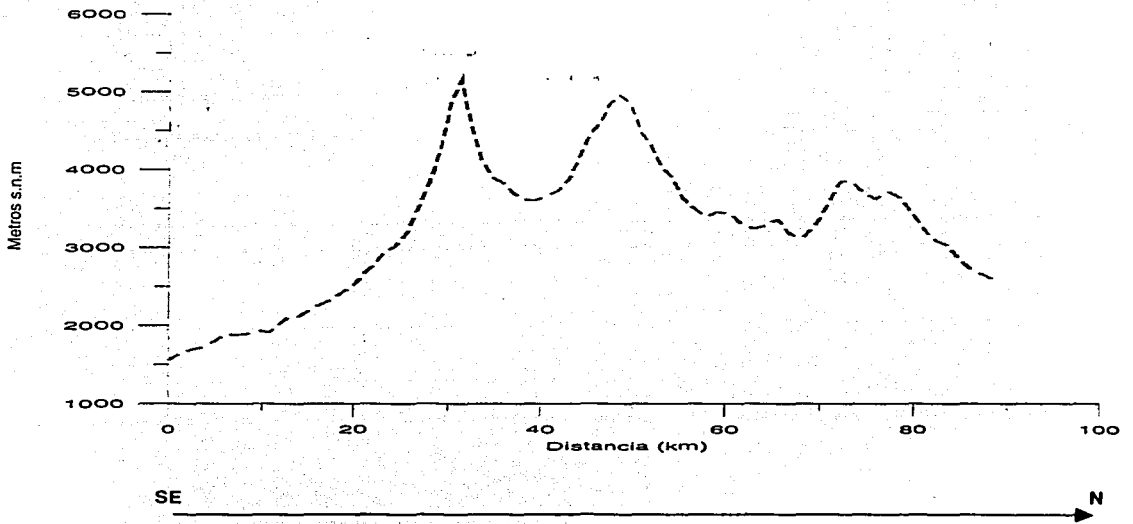


Fig.18 Perfiles, la curva 3 muestra a la Anomalía Residual, la curva 4 representa el perfil topográfico



El perfil tiene una dirección NW-SE, con una longitud de 89.16 Km partiendo de las coordenadas 98.58 W, 18.75 N, hasta el punto de coordenadas 98.79 W, 19.5 N.

La curva 1 muestra la anomalía de Bouguer completa, en donde el máximo gravimétrico que se presenta es de -150 mGal y se encuentra en el origen del perfil, la grafica es amorfa y presenta algunos picos entre el kilómetro 15 y 80.

Los mínimos gravimétricos que se observan en la grafica están asociados a las estructuras volcánicas que producen tanto el Popocatepetl como el Iztaccihuatl, los cuales se encuentran entre el kilómetro 26 y 33 el primero, y cuyo cráter se localiza a una distancia de 30.75 km a partir del cero del perfil, y el segundo entre el kilómetro 45 y 50.

El mínimo gravimétrico más grande que se presenta en la curva es de -252 mGal, y se encuentra en el intervalo que va del kilómetro 63 al 78 a partir del origen del perfil y esta asociado al volcán Telapón, cuyo cráter se encuentra en el kilómetro 71.

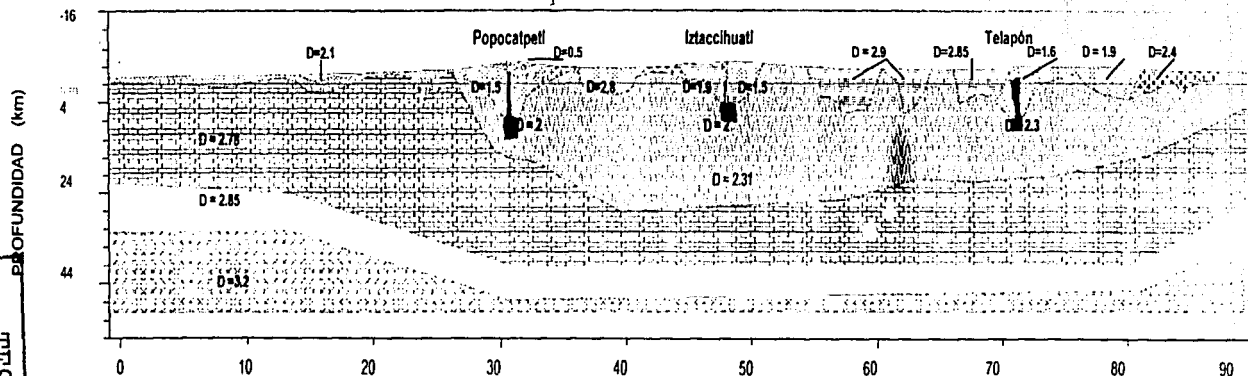
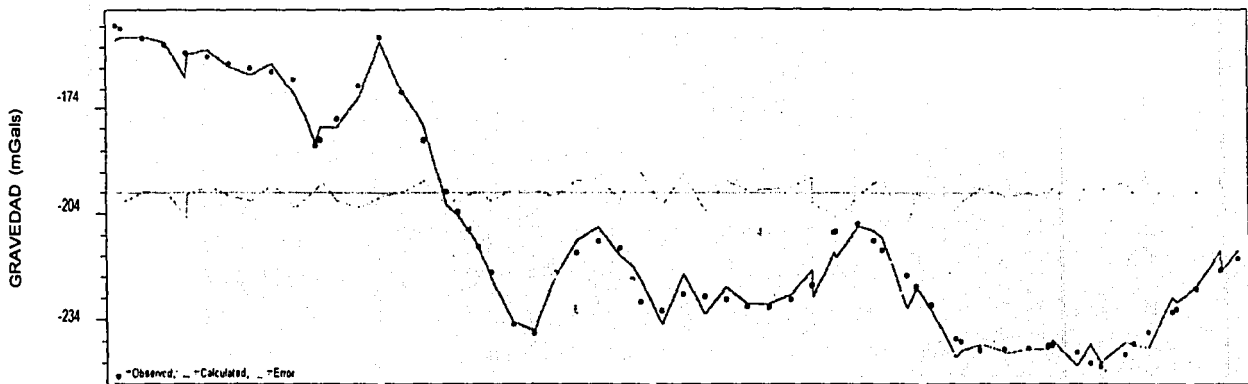
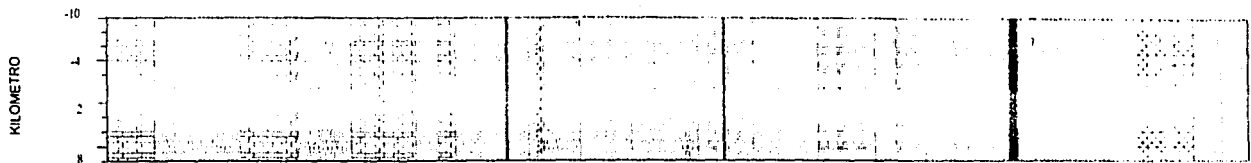
En la curva 2 se observa la anomalía regional, esta se presenta como una curva suave con un mínimo a una distancia de 89.79 km, del origen de la curva. El máximo gravimétrico es de -157 mGal, que se encuentra en el punto de origen del perfil. Como ya se ha descrito anteriormente la curva nos representa las bajas frecuencias que son producidas por las estructuras mas profundas.

La grafica de la anomalía residual (perfil 3) es mas accidentada, se observan algunos picos significativos en la parte comprendida entre los 10 y 80 km del perfil, sus valores gravimétricos van de un mínimo de -67 mGal que se encuentra a una distancia de 30.70 km, a partir del origen, el cual coincide con el cráter del volcán Popocatepetl, que se encuentra a la misma distancia, hasta un máximo de 22 mGal en el kilómetro 24.50, asociado a la Barranca Cohutlatenco que se localiza a las faldas del volcán Popocatepetl. Haciendo una comparación con la grafica de topografía es relativamente similar, teniendo las anomalías gravimétricas bien definidas en las áreas de los volcanes, lo cual nos permite tener un mejor panorama para modelar las estructuras geológicas localizadas en el área de estudio.

Como se había descrito en el párrafo anterior, la topografía (curva 4) tiene una gran afinidad con la anomalía residual, esta tiene un relieve accidentado, debido a la presencia de los volcanes, el volcán Popocatepetl, se localiza entre los kilómetros 25 y 35, el Iztaccihuatl entre el 45 y 53, y el Telapón que se encuentra entre el kilómetro 67 y 75. A excepción de estos tres aparatos volcánicos podemos decir que la topografía en las áreas circundantes a la de estudio, es relativamente suave.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

PERFIL "SIERRA NEVADA, MÉXICO"



TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

52

SE

DISTANCIA (Km)

NW



3.5 MODELO GRAVIMÉTRICO DE DENSIDADES

El perfil seleccionado para modelar, está dividido en dos secciones ambas tienen una dirección SE-NW, con una longitud de 89.16 km, partiendo de las coordenadas 98.58 W, 18.75 N, hasta el punto de coordenadas 98.79 W, 19.5 N.

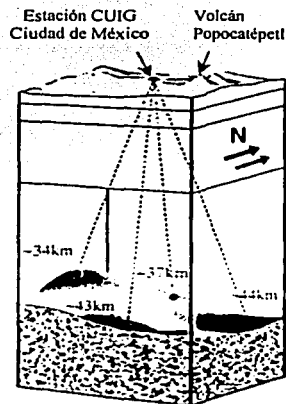
El modelo cruza por las estructuras de los volcanes que conforman la Sierra Nevada (Popocatepetl, Iztaccihuatl, Telapón).

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

En cuanto al modelado de la parte más profunda, es decir el basamento, fue imprescindible el apoyo de trabajos que han sido realizados previamente en la provincia del Cinturón Volcánico Mexicano, los estudios que ayudaron para proponer el modelo de corteza profunda son estudios geofísicos-sismológicos (Fuentes Vargas, 1997, Rodríguez-Sesma, et. al., 1997, Atienza et. al., 1998), para la elaboración del modelo en las estructuras medias y superficiales el soporte fue en los trabajos gravimétricos (Mena y Espíndola, 2000), y para las estructuras superficiales fue de gran ayuda los trabajos tanto geológicos (Demant, 1978, García T., 2002), como magnéticos (López L., 2002).

Para la estructura más profunda que llamaremos Basamento, el modelado está sustentado en los trabajos sísmicos de modelos de velocidades (Fuentes V., 1997), en donde proponen profundidades para la interfase manto-corteza, y estos resultados de los modelos sísmicos de velocidades fueron correlacionados con la curva de densidades de C. Drake.

El modelo que propone, Cruz Atienza et. al. (1998) sustentado en un estudio sísmológico de funciones receptoras para el basamento de la Cuenca de México, muestra que la discontinuidad de Mohorovich está a una profundidad que va de los 34-45 km de profundidad.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig.19 Diagrama muestra las diferentes profundidades en las que se encuentra la interfase Manto-Corteza (Moho) para el área. (Cruz A. 1998).

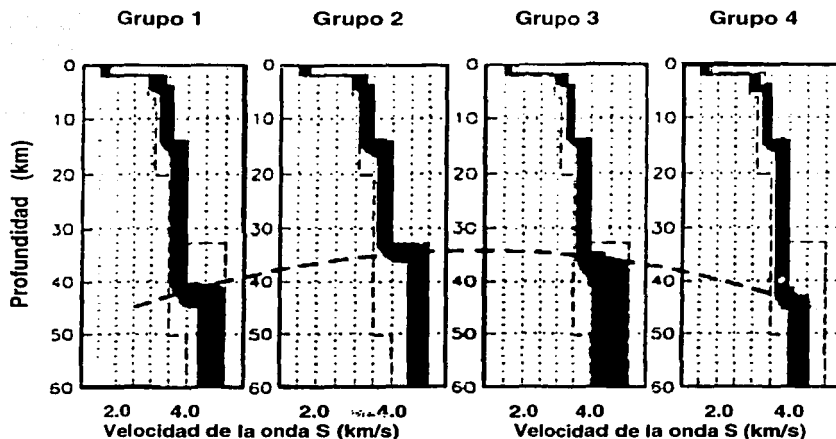
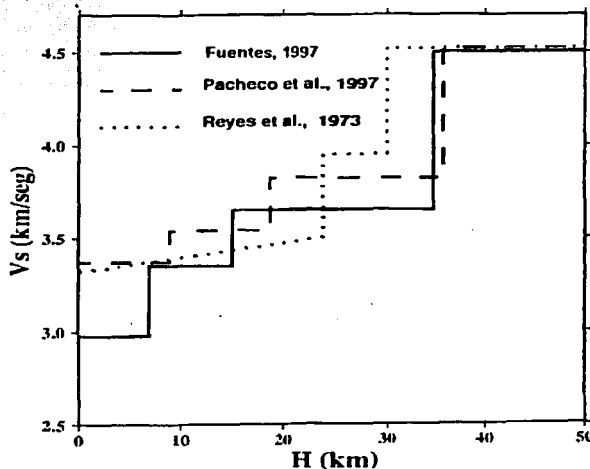


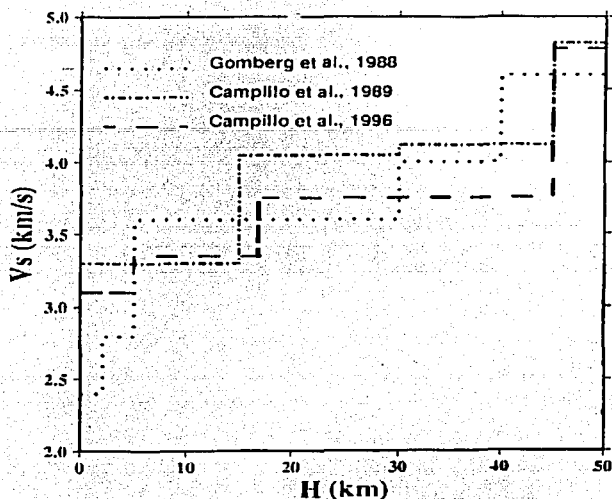
Fig.20 Muestra los modelos finales de inversión, la línea segmentada señala la profundidad calculada del Moho. (Cruz A. 1998)

Al igual que el trabajo anterior, en el estudio realizado por Fuentes Vargas (1997) que es comparado y correlacionado con estudios realizados previamente en la zona, propone que la profundidad del Basamento se encuentra aproximadamente a una distancia de 37 km, muy parecida a los resultados obtenidos en el modelo del estudio realizado por Pacheco (1997), Reyes encuentra esta profundidad a 36 km.



TESIS CON FALLA DE ORIGEN

Fig.21 Comparación de modelos de velocidades. Fuentes (1997)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig. 22 Modelos Sísmicos de velocidades presentados en el trabajo de Fuentes (1997)

Gomberg (1988) y Campillo (1989), encuentran la discontinuidad a una profundidad de 47 km, y Campillo en otro trabajo realizado posteriormente vuelve a encontrar la discontinuidad a menor profundidad, 41 km.

De acuerdo con trabajos anteriores, en nuestro estudio a la estructura más profunda (Basamento) se le asignó una profundidad de 32 km en el origen y aumenta a partir del kilómetro 13 hasta una profundidad máxima de 47 km que empieza en el kilómetro 30 y continúa así hasta el kilómetro 81 en donde disminuye hasta una profundidad de 33 km al final del perfil, estas profundidades marcan la discontinuidad de Mohorovich, a esta unidad se le asignó una densidad de 3.2 g/cm³. En esta unidad se presenta una estructura de origen cortical, que es representada por una gran falla, esta se puede observar entre el kilómetro 13 y 32 del perfil, estructura muy importante en el estudio.

Después de esta unidad a una profundidad que va de los 21 hasta 40 km, se localiza la estructura denominada Corteza Baja, en donde la densidad asignada es de 2.85 g/cm³, en esta estructura también se presenta la misma estructura geológica de la unidad anterior, es decir la gran falla la cual se encuentra a las mismas distancias, esta subyace bajo la otra unidad que hemos denominado Corteza Superior, a la cual se le asignó una densidad de 2.75 g/cm³. La última de las estructuras principales es la que se denominó Calizas a la cual se le asignó la densidad de 2.3 g/cm³. **La divergencia entre capas más que constituir una diferencia litológica en realidad se trata de un gradiente de densidad que se incrementa hacia abajo.**



Dentro de la unidad denominada calizas en la parte superficial del modelo encontramos masas cuyo origen básicamente ha sido el vulcanismo que se ha presentado en la zona.

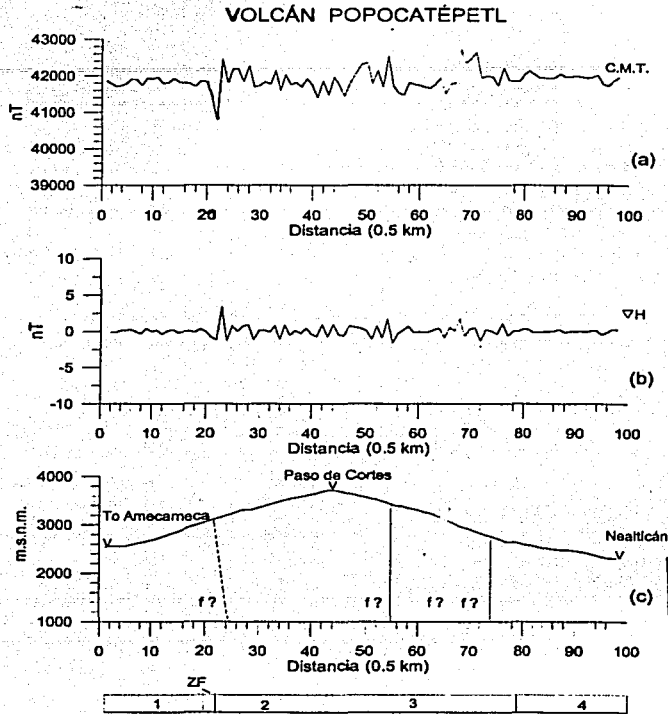
En la parte superficial del modelo encontramos las siguientes estructuras: en los primeros kilómetros del perfil, es decir la parte sur no se presenta ninguna estructura, solo existe en la superficie una capa ignimbrítica, a partir del kilómetro 14.1 y hasta el 19.4 se observa que existe una estructura de origen ígneo producida por vulcanismo muy antiguo e independiente del que se presenta en la Sierra Nevada, a esta estructura se le asignó una densidad de 2.1 g/cm^3 .

Si guiendo en la superficie, una de las estructuras mas en el trabajo empieza en el kilómetro 25 donde tiene origen la estructura del edificio del Popocatepetl, el cual sabemos es un estrato volcán por lo cual modelamos por capas de diferente densidad y composición lítica, la primera empieza en el kilómetro 25 y se extiende hasta el 28.5, con un densidad 1.65 g/cm^3 , cabe mencionar que para la parte superior del cono volcánico no contamos con estaciones gravimétricas debido al riesgo que presenta la adquisición de datos en esta zona, por lo que se decidió realizar una interpolación de los datos gravimétricos y apoyados con los trabajos magnéticos (López L., 2002) y geológicos (Siebe C. et. al, 1995) se pudo realizar una buena modelación de esta parte; del kilómetro 28.5 al 29.52, se manifiesta la siguiente capa con una densidad propuesta de 1.7 g/cm^3 , la capa subsecuente empieza en el kilómetro 29.52 y termina en el 30.6, en donde se observa una capa de muy baja densidad y es donde la geología nos marca que se presenta pómez, y sedimento volcánico con una gran cantidad de porosidad por lo consiguiente aire, además en esta parte ya están presentes los glaciares permanentes del volcán, a esta capa se le asignó una densidad de 0.5 g/cm^3 , el fin de esta capa da origen al cráter del volcán con una profundidad de 200 hasta 300 m en donde la densidad es considerada como cero, también en esta posición esta presente la chimenea del volcán, que pudimos modelar gracias a la ayuda de perfiles de localizaciones hipocentrales de los sismos que se presentan en el interior del volcán y que son proporcionados por el CENAPRED, en donde se observa que el conducto del material magmático es de dimensiones no muy grandes aproximadamente de 200 m, de igual forma basándonos en los mismos datos pudimos proponer una profundidad para el tope de la cámara magmática el cual se encuentra a una profundidad de 6 km, y la parte inferior de la cámara está a una profundidad de 10 km, con un diámetro propuesto de 1.3 km, las capas del volcán que se observan en la parte norte tienen la misma composición y densidades que las de la parte sur, es decir las mismas que se describieron con anterioridad, y que llegan hasta el kilómetro 35 lugar en donde la estructura del volcán Popocatepetl tiene fin.

La siguiente característica gravimétrica importante que se observa, es la que genera una masa que se ubica entre los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl, y que comienza en el kilómetro 36.3 y se extiende hasta el kilómetro 41.7, se le asignó el nombre de Anomalía de Paso de Cortés, la cual también está documentada en el trabajo Magnetométrico de López Loera (2002) y pudiera asociarse con el remanente a profundidad de una estructura volcánica destruida



por un evento tipo San Vicente, como lo propone Robin (1984). Esta estructura presenta una profundidad máxima de 2.35 km, y la densidad propuesta es de 2.8 g/cm³.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Fig. 23 Sección magnética del trabajo de López Loera 2002, Amecameca-Paso de Cortés-Nealticán, se ubica al S del volcán Iztaccihuatl y al N del volcán Popocatépetl, tiene una dirección general E-W. Se muestra en las gráficas: (a) la intensidad de campo magnético total, en (b) el gradiente magnético horizontal y en (c) el perfil topográfico y la interpretación de zonas de debilidad con base en (a) y en (c). En la parte inferior se presenta el esquema geológico. 1: Depósitos de aluvión, zf: Zona de falla, 2: Rocas andesíticas de vulcanismo. (López L. 2002).

Continuando hacia el norte del perfil en el kilómetro 44 el inicio de la estructura del Iztaccihuatl, volcán predecesor del Popocatépetl, en esta estructura se observa la primera unidad de material volcánico la cual tiene fin hasta el comienzo del cráter y presenta una profundidad máxima de 47.6 km, esta unidad tiene una densidad de 1.9 g/cm³, como se menciona anteriormente el fin de esta unidad marca el comienzo del cráter el cual se encuentra posicionado en el kilómetro 47.85 y se extiende hasta el 48.26, las dimensiones del conducto principal del volcán son similares a las del volcán Popocatépetl, aunque no se cuenta con la misma información (sismología) para el modelado interno del



conducto (chimenea) y de la cámara del volcán, nos apoyamos en trabajos geológicos (García F., 2002) y gravimétricos (Mena M.2000), con lo que fue posible obtener un buen modelo de la estructura interna del volcán, la chimenea tiene una profundidad de 4 km, en donde esta ubicada la parte superior de la cámara que posee un diámetro de 1.2 km, y su profundidad máxima se encuentra a los 8 kilómetros y su densidad es de 2 g/cm^3 . En la parte norte del volcán, se presenta una unidad de material ígneo el cual tiene un espesor de 6 km y una densidad propuesta de 1.5 g/cm^3 , debajo de esta unidad y hasta el tope superior de la cámara se manifiesta otra unidad a la cual se asignó una densidad de 2.1 g/cm^3 .

Continuando hacia el norte, existe una serie de cuerpos ígneos importantes los que producen anomalías muy notorias y en donde se observa que presentan cierto fracturamiento, se encontró que principalmente se trata de dos domos o que también pudieran ser remanentes de volcanes antiguos (García Tenorio, 2002), a estas estructuras se les propuso una densidad de 2.9 g/cm^3 . Tienen una profundidad máxima promedio de 6.5 km, y se extienden desde el kilómetro 54.5 hasta el 64.4.

A partir del kilómetro 66 se puede observar que comienza el edificio volcánico del Telapón, es cual está constituido por varias unidades, la primera tiene origen en el mismo kilómetro 66 y se extiende hasta el 70, su profundidad es de 2.5 km, y la densidad propuesta para este cuerpo es de 2.85 g/cm^3 , debajo de este se encuentra otra unidad la cual es de menor dimensión y su densidad es de 2.6 g/cm^3 y su profundidad máxima llega hasta el tope de la cámara. Las dimensiones de la chimenea del volcán son similares a las de los volcanes anteriores y llega a una profundidad de 6 km, con un diámetro de 290 metros y una densidad de 2.2 g/cm^3 . La cámara magmática del volcán tiene un diámetro de 1.6 km y su profundidad máxima es de 9.5 km, al igual que la chimenea su densidad propuesta es de 2.2 g/cm^3 . Por encima del conducto se encuentra una unidad de sedimento volcánico el cual llega hasta el kilómetro 73.8 y posee una densidad de 1.6 g/cm^3 , debajo de esta unidad existe otra que su profundidad máxima llega hasta el límite superior de la cámara y se extiende hasta el kilómetro 76.15, su densidad es de 2.1 g/cm^3 .

Empezando en el kilómetro 76.15 se observa un cuerpo originado por el vulcanismo de la zona sus dimensiones son grandes al igual que el efecto gravimétrico que produce, se extienden hasta el kilómetro 81.2 y su profundidad máxima llega a ser de 3.15 km, la densidad propuesta para este cuerpo es de 1.9 g/cm^3 . Continuando hacia el norte y final del perfil, se encuentra el último cuerpo del modelo el cual se trata de un domo, el que empieza en el kilómetro 82.4 y termina en el 87.53, tiene una profundidad máxima de 1.75 km, y su densidad propuesta es de 2.5 g/cm^3 . Ambos cuerpos están documentados en los trabajos de López Ramos (1983) y García Tenorio (2002).



CONCLUSIONES



El método gravimétrico permitió observar algunas de las características estructurales ocultas de los volcanes de la Sierra Nevada (p.ej. fallas y/o fracturas), así como la distribución y extensión de sus productos. La gravimetría en los complejos volcánicos permitió identificar claramente cuerpos intrusivos o volcánicos enterrados, debido al contraste de densidad que presentan con las rocas encajonantes. En estructuras volcánicas la gravimetría permite identificar la distribución de los productos volcánicos, ya que los contrastes en la gravedad que presentan los diferentes materiales como, derrames de lava, cenizas, escorias, depósitos piroclásticos y avalanchas de escombros volcánicos son muy diferentes entre sí, generando anomalías de diferente intensidad, lo que permite su identificación en las configuraciones del campo gravimétrico.

Afortunadamente se cuenta con un buen número de datos gravimétricos y geológicos de la zona, por lo que el modelo de densidades que se plantea en el trabajo es una buena propuesta, en las unidades profundas fue necesario el apoyo en estudios sísmicos que se han realizado para el Cinturón Volcánico Mexicano, en donde se proponen varios modelos de velocidades para la estructura cortical de la República Mexicana, así como para la Meseta Central del país aproximada a partir de un estudio de funciones receptoras.

Los logros y conclusiones más importantes a las que se llegaron son las siguientes:

- a) Se recopilaron y analizaron datos que se tenían disponibles para la zona central del país, más en específico la Sierra Nevada. Con estos se elaboró un modelo de densidades para el análisis más a detalle de la zona.
- b) La estructura interna de la sierra Nevada consta de cuatro unidades principales, cada una bien diferenciada por su contraste de densidad.
- c) Es importante hacer notar que entre las anomalías geográficamente asociadas a los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl existe un máximo relativo que las diferencia, lo mismo ocurre entre el Iztaccihuatl y el Telapón donde incluso éste máximo es más pronunciado. Esta separación de las anomalías sugiere que los cuerpos que las producen están perfectamente diferenciados al menos en su estructura más superficial.
- d) Normal a las anomalías de los volcanes se presenta un tren de anomalías con tendencia E-W que buzan hacia el norte con un gradiente de 82 mGal/km, la magnitud del gradiente implica que la estructura que lo produce podría tener dimensiones corticales. En el análisis gravimétrico se representa como una gran falla que corta a todas las unidades y se considera como el límite o barrera del vulcanismo en la zona.



- e) La anomalía que se presenta entre los volcanes Popocatepetl, e Iztaccihuatl, es producido por un cuerpo ígneo (domo), producto del mismo vulcanismo y parece que es parte de un conducto que pertenece al Iztaccihuatl, denominado Anomalía del paso de Cortes, el cual está corroborado por el estudio magnetométrico de López Loera(2002).
- f) Otras estructuras importantes, son las que se presentan entre el Iztaccihuatl y el Telapón, representadas por anomalías y asociadas a domos formados por el vulcanismo de la zona.

Los resultados aquí presentados son iniciales y se deberá continuar con la investigación, realizando estudios geológicos-geofísicos para confirmar la existencia de las estructuras volcánicas propuestas y reflejadas en el comportamiento gravimétrico.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



REFERENCIAS



Alva -Valdivia, L. M., A. Goguitchaichvili, L. Ferrari, J. Urrutia -Fucugauchi, 2000.

Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy. *Earth Pl. Sp.*, 52.7, 467-478.

Balmino, G Champ de pesanteur terrestre et géoïde, principes progres et connaissance actuelle, Tutorial #2, Bureau Gravimétrique International.

Blakely, R. J., 1995. Potential Theory in Gravity & Magnetic Applications. *Cambridge University Press*, 441 pp.

Burbach, G. V., C., Frohlinch, W. D. Pennington, T. Matumoto, 1984. Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate. *J. Geophys. Res.*, 89, 7719-7735.

Cabral-Cano, E., T. Dixon, F. Correa-Mora, 1999. Mediciones de deformación mediante el uso de sistemas de posicionamiento global (GPS). *Simposio Internacional "Volcán Popocatepetl"*. Resumen, p. 5.

Cárdenas-González, L., N. Piedad-Sánchez, H. Delgado, 1999. Mediciones de las emisiones de SO₂ del en el volcán Popocatepetl. *Simposio Internacional "Volcán Popocatepetl"* Cd. de México 22-24 marzo. Resumen, p. 7.

Carrasco-Núñez, G. 1985. Estudio Geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis, *Fac. Ing. UNAM* 132 pp.

Carrasco-Núñez, G., L. Silva-Mora, H. Delgado-Granados y J. Urrutia-Fucugauchi, 1986. Geología y Paleomagnetismo del Popocatepetl. *Serie de Inv., Inst. Geof., UNAM*, # 33.

Cifuentes-Nava, G., E. Hernández, E. Cabral-Cano, F. Correa-Mora, R. Chávez-Segura, A. L. Martín del Pozzo, J. Urrutia-Fucugauchi. 1999.

Análisis preliminar de la serie de tiempo geomagnética en el volcán Popocatepetl. *Simposio Internacional "Volcán Popocatepetl"* Cd. de México 22-24 marzo. Resumen p. 9.

Chapin, David A., Theory of the Bouguer gravity anomaly: a tutorial, the Leading Edge, mayo 1996

Castillo L. y Urrutia-Fucugauchi J., 1977. Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Cruz Atienza V.M., Iglesias Mendoza A., Pacheco J.F., Shapiro N. M., Singh S.K. 2000. Crustal Structure Below the Valley of México Estimated from receiver Functions. Comunicación Personal.

De La Cruz-Reyna, S., J. L. Quezada, C. Peña, O. Zepeda y T. Sánchez, 1995. Historia de la Actividad Reciente del Popocatepetl (1354-1995). *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 3-22.

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

Delgado-Granados H., 1993. Late Cenozoic tectonics of shore western México and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, 34, 543-560.

Delgado, H. Y M. Brugman, 1995. Monitoreo de los Glaciares del Volcán Popocatepetl *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 221-241.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *UNAM, Inst. Geología, Rev.*, 2, 172-187.

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

Ferrari, L., V.H. Garduño, G. Pasquare and A. Tibaldi, 1994. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofis. Inter.* 33,1, 91-105.

Ferrari, L., M. López-Martínez, G. Aguirre-Díaz y G. Carrasco-Núñez, 1999. Space-time patterns of cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, 4, 303-306.

Goguitchaichvili, A., L. M. Alva-Valdivia, J. Urrutia-Fucugauchi, J. Morales and L.Ferrari, 2000. Absolute paleointensity results from Trans-Mexican Volcanic Belt: Implications for late Niocene geomagnetic field strength, *Geophys. J. Int.*, 143, 977-984.

García Tenorio Felipe, "Estratigrafía y petrografía del complejo volcánico iztaccihuatl", Tesis, 2002

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>

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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

Li, Xiong, y Götze, Hans-Jürgen, *Ellipsoid, Geoid, Gravity, Geodesy, and Geophysics a Tutorial*. Geophysics, 66, 166C-1668, 2001.

López-Loera, H., J. Urrutia-Fucugauchi, L. Alva-Valdía, O. Delgado-Rodríguez & Frank García-Pérez, 1999. Variaciones vulcanomagnéticas asociadas al Complejo Volcánico Popocatepetl-Iztaccíhuatl. *Simpósio Internacional "Volcán Popocatepetl"*. Resumen, p. 22.

López-Loera, H. y J. Urrutia-Fucugauchi, 1999. Estudio de las anomalías magnéticas y su relación con las estructuras geológicas y actividad eruptiva de los complejos volcánicos activos de México, Popocatepetl y Colima. Primer Simposio de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM p 107-108 resumen.

López R, E. 1983, Geología de México Tomo III, 3ª edición.

Macías, J. L., G. Carrasco y C. Siebe, 1995. Zonificación de peligros Volcánicos del Popocatepetl. *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995*. CENAPRED, 79-91.

Márquez, A., S. P. Verma, F. Anguila, R. Oyarzun, J. L. Brandle, 1999. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin; extension at front of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 93, 125-150.

Mena M., M.F. de la Fuente, J.M. Espindola, N. Segovia y C. Aiken, 2000, Análisis gravimétrico del Altiplano Central de México y estructura de la Zona Volcánica de la Sierra Nevada.

Mooser, F., 1972. The Mexican Volcanic Belt; Structure and tectonics. *Geof. Int.*, 12, 55-70.

Morán-Zenteno, D. J., G. Tolson, R. G. Martínez-Serrano, B. Martiny, P. Schaaf, G. Silva-Romo, C. Macías-Romo, L. Alva-Aldave, M. S. Hernández-Bernal, G. N. Solís-Pichardo, 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition of the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. South Am. Earth Sc.*, 12, 513-535.

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

Nixon, G. T., 1988. Petrology of the Younger Andesites and Dacites of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: I. Disequilibrium phenocryst assemblages as indicators of magma chamber processes. *J. Petrology*, 29, 213-264.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Nixon, G. T., A. Demant, R. L. Armstrong and J. E. Harakal, 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofis. Int.*, 26, 109-158.

Pasquare, Ferrari, L., V.H. Garduño, and A. Tibaldi, 1994. Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofis. Inter.* 33, 1. 91-105.

Quass, R., R. González, E. Guevara, E. Ramos y S. De La Cruz-Reyna, 1995. Monitoreo Volcánico: Instrumentación y Métodos de Vigilancia. . *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 25-76.

Robin, C. y Boudal, 1984, Le volcan Popocatepetl (Mexique); Structure evolution petrologique et risques, *Bull. Volcanol*, no.47.

Rosas-Elguera, J., L. Ferrari, V. H. Garduño-Monroy and J. Urrutia-Fucugauchi, 1996

Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western México. *Geology*, 24, 921-924.

Siebe C., M. Abrams y J. L. Macías, 1995. Derrumbes Gigantes. Depósito de Avalancha de escombros y Edad del Actual Cono del Volcán Popocatepetl. . *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 195-220.

Soler-Arechalde, A. M., J. Urrutia-Fucugauchi, 2000. Paleomagnetism of the Acambay graben, central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 318, 235-248.

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

Urrutia-Fucugauchi J. y L. Del Castillo, 1977. Un modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Boi. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.

Urrutia-Fucugauchi J., I. Hernández y H. López-Loera, 1998. Estudio Aeromagnético de la estructura del Volcán Popocatepetl. *Unión Geofísica Mexicana*, Puerto Vallarta, México. Resumen.

Valdés C., G. González, A. Arciniega, M. Guzmán, E. Nava, C. Gutiérrez, M. Santoyo, 1995. Sismicidad del Volcán Popocatepetl a Partir del 21 de Diciembre de 1994 al 30 de marzo de 1995. . *Volcán Popocatepetl. Estudios realizados durante la crisis de 1994-1995. CENAPRED*, 129-138.

Valdés C., G. González y A. Arciniega, 1997. El Popocatepetl, un volcán sísmicamente activo *Ing. Civil*, 334, 33-38.

Verma, S. P., 1985. Mexican Volcanic Belt, Part I. *Geofis. Inter.*, 24, 7-19.