

01131
14



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**MODELADO GRAVIMÉTRICO DE LA
ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

P R E S E N T A:

FRANCISCO MARGARITO RODRÍGUEZ CHÁVEZ



CIUDAD UNIVERSITARIA

2003.

1 TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

PAGINACION DISCONTINUA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-538

SR. FRANCISCO MARGARITO RODRÍGUEZ CHÁVEZ
Presente

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

MODELADO GRAVIMÉTRICO DE LA ESTRUCTURA DE LA CUENCA DE MÉXICO

- I INTRODUCCIÓN**
- II LA CUENCA DE MÉXICO**
- III ANTECEDENTES Y MÉTODOS GEOFÍSICOS**
- IV MODELOS GRAVIMÉTRICOS DE LA CUENCA DE MÉXICO**
- V PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA EN LA SUBCUENCA DE CHALCO**
- VI RESULTADOS E INTERPRETACIÓN**
- VII CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

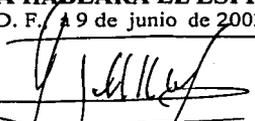
Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

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., 19 de junio de 2003
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*JAGC*gtg

2 **TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

ÍNDICE

RESUMEN

| | |
|--|-----------|
| I. INTRODUCCIÓN | 1 |
| II. LA CUENCA DE MÉXICO | 3 |
| II.1 La faja volcánica transmexicana | 3 |
| II.2 La cuenca de México | 4 |
| II.3 Área de estudio | 5 |
| II.4 Geología de la cuenca de México | 6 |
| III. ANTECEDENTES Y MÉTODOS GEOFÍSICOS | 23 |
| III.1 Antecedentes geofísicos | 23 |
| III.2 Método Gravimétrico | 25 |
| III.3 Método Magnético | 27 |
| IV. MODELOS GRAVIMÉTRICOS EN LA CUENCA | 31 |
| IV.1 Adquisición de datos | 32 |
| IV.2 Consideraciones del modelado | 33 |
| V. PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA EN CHALCO | 36 |
| V.1 La subcuenca de Chalco | 36 |
| V.2 Trabajo de Prospección | 36 |
| V.3 Procesado de los datos de campo | 41 |
| VI. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN | 43 |
| VI.1 Mapa de anomalía gravimétrica de Bouguer | 43 |
| VI.2 Modelos Gravimétricos en la ciudad de México | 47 |
| VI.3 Prospección en Chalco | 78 |
| VII. CONCLUSIONES | 90 |
| BIBLIOGRAFÍA | 93 |

RESUMEN

La estructura de la cuenca de México ha sido formada por distintos episodios tectónicos, volcánicos y sedimentarios. El registro volcano-sedimentario está relativamente poco diferenciado dada la heterogeneidad de los paquetes litológicos que lo conforman. Con el fin de investigar la geometría de estos a profundidad se hizo un análisis basado en el modelado geofísico de 13 perfiles gravimétricos ligados a información geológica y geofísica preexistente, dentro del área que ocupa la expansión urbana de la ciudad de México. Además, para reconocer estructuras cercanas a la superficie menores a 600 m de profundidad, correspondientes a la actividad geológica más reciente, se desarrolló un estudio de prospección detallado en la subcuenca de Chalco definido por 19 perfiles magnetométricos y 11 gravimétricos. Con esta información se evaluaron diferentes patrones de contraste de densidad en los modelos gravimétricos para establecer la estructura profunda de la cuenca, soportada por estudios de sísmica de reflexión y pozos profundos. Con base en estos estudios es posible diferenciar en la cuenca un bloque de baja densidad al occidente y otro de alta densidad al oriente separados por un fallamiento en dirección NNO-SSE sobre el basamento calcáreo del Cretácico que puede corresponder con la etapa de depósito de la Unidad Volcánica Inferior. En las unidades más jóvenes se identificó el emplazamiento de secuencias ígneas que funcionan como basamento a los depósitos sedimentarios y lacustres. También es posible reconocer importantes rasgos desarrollados sobre la Unidad Volcánica Superior, como el alto estructural dispuesto con dirección N40°E el cual divide a las subcuencas de Chalco-Xochimilco y que tiene presencia en la superficie mediante la estructura volcánica del Xico. El detalle magnetométrico permite apreciar la influencia del basamento sobre el que se encuentra el relleno sedimentario así como la actividad ígnea probablemente ligada al emplazamiento de la sierra del Chichinautzin o a actividad volcánica reciente.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La cuenca de México reviste especial importancia desde el punto de vista geopolítico por albergar a la capital de la República Mexicana y geológico por localizarse en la faja volcánica transmexicana. Es evidente que la desmedida expansión urbana entorno a la ciudad de México ha causado escasez de recursos naturales, asentamientos irregulares en zonas de alto riesgo, pérdida de áreas verdes e invasión de zonas de recarga para los mantos acuíferos lo que hace imperativo enriquecer el entendimiento de la dinámica y las condiciones del subsuelo de la cuenca de México en virtud de que ello vulnera la estabilidad del medio ambiente provocando situaciones de riesgo.

Existen trabajos importantes sobre la estructura de la cuenca en los primeros metros de profundidad relacionados principalmente con obras civiles. Los más relevantes, están vinculados a la solución de diversos problemas que en la mayoría de los casos ha sido necesario resolver tras una catástrofe mayúscula. Los ejemplos más significativos en ese sentido han sido las inundaciones y en 1985 los acontecimientos sísmicos.

En este trabajo se busca tener elementos para analizar la estructura del subsuelo de la cuenca tanto a profundidad como cerca de la superficie. Para ello se realizaron modelos gravimétricos en dirección N-S, E-O y SW-NE hasta casi 4.5 km de profundidad correlacionándolos con información de pozos profundos de Petróleos Mexicanos (PEMEX). También se prospectó la subcuenca de Chalco mediante los métodos gravimétrico y magnético con la finalidad de reconocer la estructura cercana a la superficie y poder aunar estos estudios a los ya existentes en el tema.

Esta tesis pretende ser un aporte a los diversos trabajos realizados previamente integrando los principales paquetes litológicos que han sido descritos en algunas ocasiones sin una síntesis, dada su complejidad y heterogeneidad litológica. Con esta finalidad se buscará proponer la posible estructura, geometría y disposición de las principales unidades litológicas del subsuelo reconociendo inicialmente los paquetes litológicos más representativos al interior del variado subsuelo de la cuenca de México.

La correlación de información geofísica preexistente así como la información actualizada mostrará los beneficios de emplear los métodos magnéticos y gravimétricos para diferenciar unidades sedimentarias, volcánicas y vulcanosedimentarias a partir de sus contrastes de densidad y susceptibilidad magnética.

Se plantea que la respuesta gravimétrica en la zona pueda marcar los contrastes de densidad entre el basamento calcáreo, los diferentes episodios volcánicos y los recientes depósitos sedimentarios. En el caso de la información magnetométrica, se espera definir los contrastes entre el basamento ígneo y los rellenos sedimentarios, así como la disposición de los derrames de lava que pudiesen existir.

Se utilizaron simultáneamente los métodos de prospección gravimétrica y magnetométrica dentro de la subcuenca de Chalco ya que en el entorno existen litologías que pueden prestar un marcado contraste en sus propiedades petrofísicas como lo son las rocas volcánicas y los sedimentos lacustres. Por esta razón se espera reconocer importantes cambios en la densidad y en el magnetismo de la zona. Lo anterior permitirá tener una propuesta de la evolución geológica, tectónica y volcánica de la cuenca de México.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAPÍTULO II

LA CUENCA DE MÉXICO.

II.1 La faja volcánica transmexicana

La faja volcánica transmexicana es un conjunto volcánico de entre 20 y 80 km de ancho que se extiende de este a oeste desde el océano Pacífico hasta el Atlántico, colindando al norte con la mesa Central. Representa una acumulación de rocas volcánicas de edad pliocuaternaria (figura 1b). Se caracteriza geomorfológicamente por valles, cuencas e importantes cambios de elevación reflejados en la alineación de estructuras volcánicas (figura 1a). Su origen está asociado a los procesos de subducción de la Placa de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana a lo largo del margen continental sur de México.

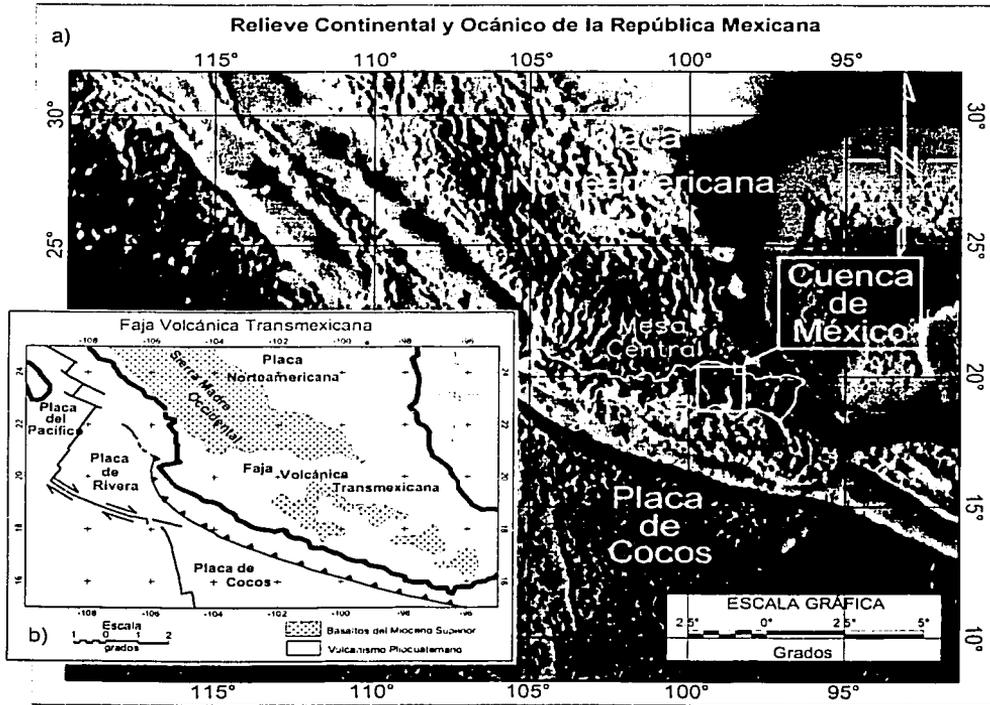


Figura 1. Relieve y límites de la faja volcánica transmexicana. a) El recuadro señala el área que ocupa la cuenca de México dentro de la faja volcánica transmexicana, modificada de NGDC y NOAA [2000]. b) Representación de la interacción de las principales placas tectónicas en la zona y del vulcanismo miocénico y pliocuatrenario, modificada de Alva-Valdivia y colaboradores [2000].

La cuenca está formada por una extensa altiplanicie lacustre rellena por material ígneo y sedimentario cuya extensión superficial, según la Comisión Hidrológica de la Cuenca del Valle de México es de 9,600 km², considerando las antiguas cuencas tributarias de las lagunas de Apan, Tecocomulco y Tochac. Esta área se encuentra dentro del cuadro que forman las coordenadas de la siguiente tabla.

| Zona | UTM | | Geográficas | |
|------|--------|---------|--------------|--------------|
| | X | Y | Latitud | Longitud |
| 14Q | 584375 | 2108056 | 19°03'53.00" | 98°11'53.00" |
| 14Q | 446693 | 2107940 | 19°03'53.00" | 99°30'24.00" |
| 14Q | 583792 | 2232116 | 20°11'09.00" | 98°11'53.00" |
| 14Q | 447061 | 2231994 | 20°11'09.00" | 99°30'24.00" |

Tabla 1. Coordenadas del cuadro que contiene a la cuenca de México [DDF, 1975]. Transformadas a UTM con el programa GPSU 4.03.2.

La forma de la cuenca asemeja a una presa asolvada hacia el sur, en cuya analogía la cortina de dicha presa sería la sierra del Chichinutzin, que al emplazarse durante el Cuaternario provocó que las antiguas corrientes fluviales que se dirigían hacia el sur se vieran interrumpidas formándose una cuenca endorreica con aporte de material proveniente de las montañas y volcanes que la rodean. Sin embargo, el considerarla estrictamente endorreica sería impreciso ya que la intervención del hombre, quien ha buscado darle salida artificial a buena parte del agua que originalmente se acumulaba en ella mediante obras hidráulicas, ha modificado en forma importante el mecanismo natural de evolución de dicha cuenca.

II.3 Área de estudio

Es posible considerar que los paquetes más representativos de la cuenca de México se localizan en el sector meridional ya que al emplazamiento de la sierra del Chichinutzin en esta zona se generó la parte más profunda de depósitos sedimentarios.

Por una parte se analizó el área comprendida, de norte a sur, desde la sierra de Guadalupe hasta la sierra del Chichinutzin y, de este a oeste, desde la sierra de las Cruces hasta la sierra de Santa Catarina proponiendo modelos gravimétricos para reconocer las condiciones de la estructura profunda del subsuelo la cuenca. Esta zona se encuentra señalada en la figura 3 con el rectángulo mayor.

Por otra parte para conocer las condiciones someras de la cuenca se prospectó gravimétrica y magnetométricamente la planicie lacustre de Chalco señalada por el recuadro pequeño de la figura 3.



Figura 3. Zonas de estudio en la cuenca de México [INEGI, 2000]. El cuadro mayor corresponde a el área de modelado gravimétrico y el cuadro pequeño enmarca la planicie lacustre prospectada gravimétrica y magnetométricamente.

II.4 Geología de la cuenca de México

Enciso-de la Vega [1992] considera que los estudios geológicos mejor documentados corresponden a los trabajos realizados por Schlaepfer, Cserna y Mooser. En el caso de los dos últimos su interés por conocer las características geológicas de la cuenca se vio incrementada posterior a los episodios destructivos relacionados con los sismos de 1985. Con la finalidad de conocer mejor las características del subsuelo de la cuenca de México se desarrollaron programas de investigación para conocer las causas que habían generado una catástrofe de esa magnitud. De esta forma se realizaron estudios de prospección sísmica y pozos de perforación profunda encargados a PEMEX, por su parte, la Comisión Federal de Electricidad (CFE) realizó sondeos sísmicos, eléctricos y otros estudios para los primeros 600 m de profundidad en la cuenca. Un aporte más fue realizado por la UNAM en el boletín del Instituto de Geología, en el que se

presentaron estudios geofísicos y geológicos para interpretar el subsuelo en sus primeros metros de profundidad [Cserna, et al., 1988]. Para 1989 Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera incorporan a sus trabajos geológicos la descripción de unidades definidas por varios autores compilando gran parte de la información existente hasta la fecha. Finalmente Enciso-de la Vega [1992] señala la necesidad de uniformizar criterios que permitan establecer las principales unidades geológicas.

El subsuelo de la cuenca de México presenta una geología compleja que involucra diversos procesos asociados con depósitos marinos, así como episodios de regresión y levantamiento de plataforma, el desarrollo de la actividad ígnea de la faja volcánica transmexicana y también la formación de una gran cuenca endorreica, que en la actualidad contiene el asentamiento de la ciudad de México.

Se puede considerar que el estudio geológico desarrollado al interior de la cuenca hasta los acontecimientos sísmicos de 1985 fue la descripción en forma aislada de las unidades y capas que la conforman sin establecer relaciones litológicas claras, por lo que existe cierta confusión en cuanto a la correlación que puede haber entre ellas. En la literatura es posible encontrar una misma unidad descrita y clasificada por diversos autores con rasgos similares pero con nombres, edades, simbología y periodos de actividad distintos [Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Schlaepfer, 1968]. Esto se debe a la heterogeneidad de los paquetes que la conforman y que esta de manifiesto en el reporte litológico de los pozos profundos de PEMEX [Pérez-Cruz, 1988].

Para tratar de reconocer las principales unidades litológicas ha sido necesario realizar estudios geológicos, geofísicos, geoquímicos y geotécnicos para determinar mediante la integración de diversas técnicas el origen y evolución de la cuenca.

Con la finalidad de plantear una idea general de la geología reportada en la cuenca, considerando una simplificación de las diversas definiciones de unidades que existen en la literatura, en esa tesis se presentan las unidades litológicas que podrían ser consideradas como las más características del subsuelo de la cuenca, concentrándose en la parte meridional de la misma en virtud de que el área de interés corresponde al sector sur de la cuenca y a la subcuenca de Chalco.

A continuación se establece una la descripción de la geología de la cuenca a partir de la división en cuatro grandes paquetes litológicos propuestos por Pérez-Cruz [1988], denominados, Unidad de Calizas Cretácicas (UCC), Unidad Volcánica Inferior (UVI), Unidad Volcánica Superior (UVS) y Unidad de Arcillas Lacustres (UAL). Siguiendo este criterio y para hacer una descripción más detallada se reconoce la división propuesta por Enciso-de la Vega [1992] quien agrupa las unidades geológicas basándose en los criterios establecidos por el Código Estratigráfico Norteamericano.

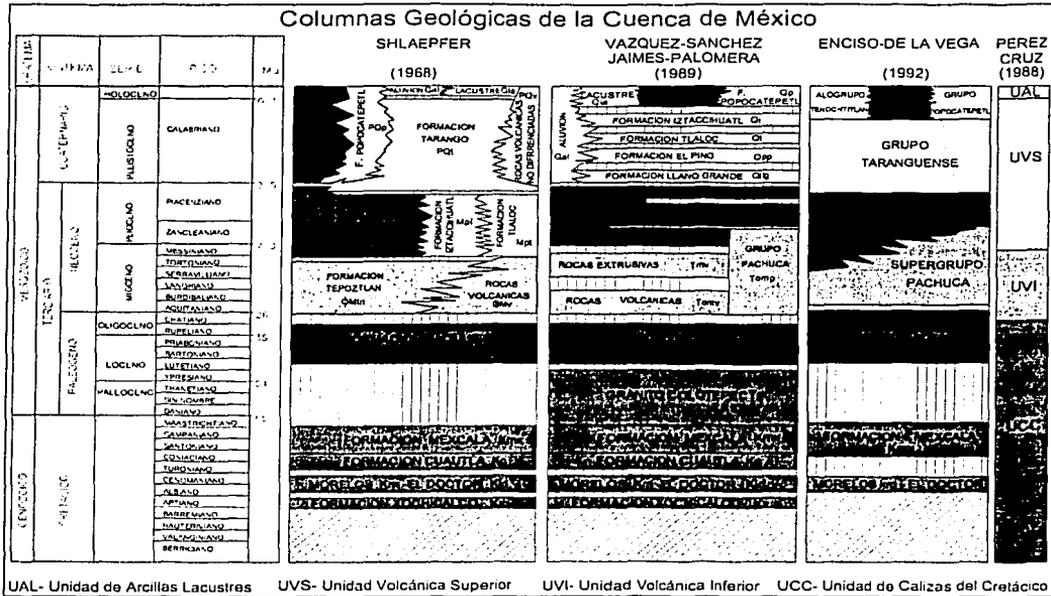


Figura 4. Columnas geológicas de la cuenca de México. Modificadas de Pérez-Cruz [1988], Schlaepfer [1968] Vázquez-Sánchez v Jaimes-Palomera [1989] v Enciso-de la Vega, [1992].

La figura 4 simplifica, a partir de las cuatro unidades propuestas por Pérez-Cruz [1988], la litología reportada tanto por Schlaepfer [1968] así como por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera [1989] atendiendo a la clasificación cronoestratigráfica de Enciso-de la Vega [1992]. De izquierda a derecha se presentan las cuatro columnas geológicas con las que en este trabajo se propone sintetizar la mencionada compleja litología de la cuenca.

Unidad de Calizas Cretácicas (UCC)

La unidad geológica más antigua al interior de la cuenca recuperada por los pozos de PEMEX es un conjunto de litologías calcáreas del Cretácico por lo que es posible considerarla como el basamento de la cuenca de México. A esta unidad Pérez-Cruz [1988] la denominó Unidad de Calizas del Cretácico (UCC) y es correlacionable con las secuencias calcáreas que afloran en las proximidades de la cuenca. Dentro de la disposición cronestratigráfica de Enciso-de Vega corresponden a las formaciones Xochicalco, Morelos, El Doctor, Cuautla y Mexcala asociadas al



periodo en el que el espacio que ocupa la cuenca de México se encontraba inmersa en un ambiente de depósitos marinos y que al paso del tiempo fue emergiendo por procesos tectónicos.

Formación Xochicalco (Kx)

Descrita por Fries en 1960 y formada en el Aptiano, se encuentra constituida por una secuencia de calizas, en capas delgadas, con lentes y nódulos de pedernal y capas de lutitas interestratificadas cerca de la base [Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989].

Formación Morelos (Km)

Igualmente propuesta por Fries como una intercalación de rocas calcáreas con dolomías y anhidritas, propias de plataforma marina. Su espesor máximo se considera del orden de los 900 m y tiende a adelgazarse en los extremos este y oeste. Aflora al sur de la sierra del Chichinautzin. En el subsuelo de la ciudad de México se registró en los pozos profundos Mixhuca 1 a 1600 m y Tulyehualco 1 a 2160 m. Sobreyace discordantemente al suroeste sobre la formación Xochicalco. Se le asigna edad del Albiano medio al Cenomaniano temprano y se encuentra cubierta mediante discordancia erosional por las formaciones Cuautla y Mexcala [Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989].

Formación El Doctor (Kid)

Según Willson y colaboradores aflora entre Apaxco y Tula en el estado de Hidalgo. Se caracteriza por facies calcáreas, constituidas por calizas mudstone en capas delgadas con nódulos y lentes de pedernal e intercalaciones locales de lutita [Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomera, 1989].

Formación Cuautla (Kc)

Formada por calcarenitas de estratificación gruesa del Cenomaniano tardío. Fue propuesta por Fries en 1960 y aflora al sur de la sierra de Tepoztlán a una altura promedio de 1500 m.s.n.m. y al norte de Zumpango a una altura de 2400 m.s.n.m. se considera que esta diferencia de altitud se debe al desplazamiento de las fallas del Terciario y Cuaternario o al peso litoestático de las rocas del Cenozoico. Se distribuye ampliamente en toda la cuenca y principalmente en la parte más al sur de ésta. Se le concede un espesor de 200-750 m. Su límite inferior es la formación Morelos y esta cubierta discordantemente por el Grupo Balsas y por rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario. Fue localizada en los pozos Mixhuca I y Tulyehualco I a 1575 y 2100 metros de

profundidad, respectivamente [Schlaepfer, C. J., 1968; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989].

Formación Mexcala (Kmx)

Esta formación aflora al sur de la sierra del Chichinautzin y al noreste de la cuenca de México, se caracteriza por presentar una secuencia Flysch [Cserna, et al., 1988] en la que hay una interestratificación gradual y rítmica de gaudacas (turbiditas), limolitas y lutitas propias de un ambiente de aguas someras depositadas durante periodo comprendido entre 88-72 Ma. Se le concede un espesor máximo de 1500 m. Se encontró en el pozo Mixhuca 1 entre el intervalo de los 1720-1850 metros de profundidad [Schlaepfer, 1968; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989].

Posterior a un largo periodo sin registro geológico aparece el Grupo Balsas el cual queda entre la Unidad de Calizas Cretácicas y la Unidad Volcánica Inferior propuesta por Pérez-Cruz [1988]. Debido a sus características se puede considerar como un grupo de transición ya que su litología así lo manifiesta.

Grupo Balsas

Aflora al noreste de Apaxco, Hidalgo, y fue registrado en los pozos Texcoco 1 por Schlaepfer [1968] y en el Roma 1 a 2680 m por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera [1989]. En este último está representado por conglomerado calcáreo, de estratificación masiva con matriz limoarcillosa cementada por calcita y óxido de fierro. Además se presenta al interior de la cuenca con interestratificación de capas de yeso y caliza lacustre cubierto por derrames de lava y tobas. Se le confiere un espesor máximo de 500 m interdigitado y cubierto por una secuencia formada por capas deleznales de arcilla, limo y arena. Su edad es del Eoceno tardío al Oligoceno temprano [Schlaepfer, 1968; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989].

Unidad Volcánica Inferior (UVI) (Supergrupo Pachuca)

Es posible considerar tentativamente que a partir de aquí inicia la Unidad Volcánica Inferior (UVI) establecida por Pérez-Cruz [1988] ya que posterior al grupo Balsas la propuesta de Enciso-de la Vega [1992] va en el sentido de englobar en el Supergrupo Pachuca a secuencias que tienen presencia en todo el Mioceno.

El Supergrupo Pachuca consiste de todas las rocas volcánicas y volcanoclásticas que yacen concordante o discordantemente sobre depósitos clásticos continentales del Terciario inferior o discordantemente sobre rocas más antiguas, y que además están cubiertas por rocas pliocénicas continentales, tanto volcánicas como clásticas. Las secuencias más representativas del Supergrupo Pachuca son el grupo Pachuca, las rocas volcánicas del Oligoceno tardío al Mioceno temprano y las rocas extrusivas del Mioceno medio y tardío

Grupo Pachuca (Tomp)

Grupo volcánico que según Segerstrom [Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989] representa la actividad ígnea desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Se localiza en la región del distrito de Pachuca lugar que le concedió nombre a este grupo y al supergrupo.

Rocas volcánicas del Oligoceno tardío al Mioceno temprano (Tomv)

Consistente en un conjunto de rocas volcánicas de composición andesítica a riolítica con algunos derrames lávicos al centro y sur de la cuenca; están conformadas por secuencias de tobas líficas, cristalinas y vítreas, brechas tobaceas y aglomerados. Tiene un espesor aproximado de 39 -1750 m y se asigna una edad de Oligoceno tardío a Mioceno temprano. Se localizó en los pozos Copilco 1, Mixhuca 1 y Roma 1. Descansa sobre el grupo Balsas encontrándose cubierto, y ocasionalmente interestratificado discordantemente por derrames lávicos de rocas volcánicas del Mioceno medio al tardío. Dentro de la cuenca está debajo de formaciones del Pliocuatnario. Su edad abarca del Oligoceno tardío al Mioceno temprano [Schlaepfer, 1968; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989].

Rocas extrusivas del Mioceno medio y tardío (Tmv)

Rocas localizadas principalmente en estructuras volcánicas. Los afloramientos se encuentran distribuidos en toda la cuenca en áreas pequeñas dado que están cubiertas por materiales volcánicos más recientes. Se localizan al sur de la cuenca en los cerros El Elefante, El Judío, los Remedios, El Peñón de los Baños, las bases de las sierras de Guadalupe y de las Cruces, el Cerro Patlachique y en algunos afloramientos al norte de Texcoco. En el sector septentrional de la cuenca es posible encontrarlos en la base de la sierra de Tepotzotlán. Son fundamentalmente tobas, brechas volcánicas y lavas de composición andesítica o dacítica. Fueron registradas en los pozos Texcoco 1 entre los 814 y los 920 m, en el Copilco 1 entre los 1180 y 1580 m, en el Roma 1 entre 60 a 663 m, en el Mixhuca 1 entre 880 y 1190 m así como en el Tulyehualco 1 a los 930 y 1740 m [Schlaepfer, 1968; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989].

Unidad Volcánica Superior (UVS)

Este paquete litológico abarca un gran periodo de actividad ígnea que va del Plioceno al Cuaternario y solo está diferenciado, en su límite superior, por la capa de relleno sedimentario reciente, correspondiente a la Unidad de Arcillas Lacustres. Esta diferenciación no es suficiente en un contexto geológico ya que existen otras fases de actividad ígnea caracterizada por la etapa de aparición de la faja volcánica transmexicana. Por esta razón se realizará la separación de esta unidad siguiendo la propuesta de Enciso de la Vega [1992] quien sugiere que la actividad ígnea inicial este definida por el grupo Anáhuac (Mioceno-Plioceno), por su parte, la etapa intermedia pertenezca al grupo Taranguence (Pleistoceno) y como etapa final se establezcan los grupos cuaternarios Chichinutzin y Popocatépetl.

Grupo Anáhuac

Inicia con actividad que va de finales del Mioceno y abarca gran parte del Pleistoceno. Corresponde a rocas lávicas y piroclásticas que estratigráficamente yacen sobre las rocas del Supergrupo Pachuca y que son cronológicamente anteriores al grupo Taranguence. Se encuentra conformado por depósitos del Plioceno temprano, la formación Otomí, la formación las Cruces y depósitos piroclásticos aluviales del Plioceno.

Depósitos volcánicos del Plioceno temprano (TPT)

Depósitos conformados por secuencias de piroclastos no consolidados asociados con tobas de flujo piroclástico así como intercalaciones de flujos lávicos. Su composición varía de andesítica a dacítica. Afiora en los flancos de las sierras de las Cruces, Zempoala y Río Frío, presentándose geomorfológicamente como cerros aislados. En la cuenca estos depósitos coronan las sierras de Guadalupe y Tepozotlán, descansando, mediante una discordancia erosional, sobre rocas del Oligoceno-Mioceno. Las sobreyacen por unidades volcánicas del Plioceno tardío y Cuaternario. Además pueden aparecer interdigitadas con depósitos de piroclastos y clastos del Plioceno. Se les asigna un espesor de 650 m aproximadamente y fueron localizadas en los pozos Roma I y Copilco I entre los 315-648 y 550-1150 m de profundidad respectivamente.

Depósitos volcánicos del Plioceno tardío (TPT)

Secuencia de depósitos piroclásticos presentes en forma de flujos lobulados que comparados con otros son los más extendidos en la cuenca. Presenta varias secuencias volcánicas en las que predominan principalmente flujos piroclásticos de ceniza. Está cubierta discordantemente por la

formación Las Cruces del Plioceno tardío y cubre discordantemente a las rocas del Plioceno temprano. Son productos volcánicos emitidos durante la parte más temprana del Plioceno tardío. Aflora al oeste de la cuenca en lo que se conoce como la sierra de Monte Alto donde se piensa que su origen fue un estratovolcán cuyos flujos se emplazaron en una región alargada de 15 km. Se le asigna un espesor máximo de 1300 m con una edad del Plioceno tardío.

Formación Las Cruces (Tipo)

Al suroeste de la cuenca aflora en algunas zonas de Contreras, el desierto de los Leones, la Marquesa, Naucalpan y Cuajimilpa. Se encuentra depositada, mediante discordancia erosional, sobre rocas extrusivas del Mioceno medio al tardío y rocas volcánicas del Plioceno temprano. Está cubierta por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario y por derrames lávicos y piroclásticos de las formaciones Chichinautzin y El Pino. Son rocas volcánicas que constituyen estratovolcanes y depósitos piroclásticos de pómez pliniana formando las sierras de las Cruces y Monte Alto. Presenta lavas en forma de domos de andesíticos.

Esta formación, ubicada al oriente de la ciudad, es el conjunto tres estratovolcanes alineados NNW-SSE que al depositarse dividieron a las cuencas de México y del Río Lerma. El más antiguo está al norte y el más reciente al sur por lo que se deduce que el vulcanismo migró en esa dirección. Se encontró en el pozo Copilco 1 de los 25-510 m de profundidad. Su espesor máximo, estimado en 990 m, se localiza en el cerro San Miguel y su edad es del Plioceno tardío.

Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno (Tipo)

Secuencia formada por depósitos no diferenciados asociados con actividad piroclástica y fluvial del Plioceno que incluye gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica. En el sur de la cuenca los depósitos están cubiertos discordantemente por aluvión del Cuaternario y acumulados en fosas tectónicas (graben de Chalco). En este sector están conformados por depósitos de tobas, brechas volcánicas y aglomerados, con horizontes de conglomerados, arenas y arcillas. Rellenan amplios valles surcados en rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno.

La secuencia tiene un espesor de 400 m pero es posible que se incremente, dentro de las fosas tectónicas antes mencionadas, hasta un máximo de 750 m en el centro de las mismas tendiendo a adelgazarse hacia los bordes.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Grupo Taranguence

Rocas posteriores al grupo Anáhuac [Enciso-de la Vega, 1992] con un rango cronológico que incluye prácticamente todo el Cuaternario, abarcando desde los 2.5 Ma hasta el intervalo de 0.6-0.8 Ma correspondientes a la edad isotópica de la Formación Iztaccíhuatl está conformado por las formaciones Tarango, Llano Grande, el Pino, Tiáloc e Iztacíhuatl.

Formación Tarango (PQt)

Fue definida por Bryan Kirk [Schlaepfer, 1968] como un conjunto litológico compuesto por tobas, aglomerados, grava volcánica de origen fluvial y capas delgadas de pómez depositadas en la base de las montañas que limitan la cuenca de México hacia el occidente (sierras de las Cruces y Monte Alto). Su espesor oscila entre 200-300 m y está cubierto por lavas recientes de la formación Chichinautzin.

Formación Llano Grande (Qlg)

Está constituida fundamentalmente por secuencias eruptivas de composición andesítica a riolítica del Pleistoceno temprano. Se encuentra dispuesta en capas delgadas de lapilli pumfítico y líticos de caída y flujos de ceniza, entre otros. Conforman la base noroccidental de la sierra Nevada subyaciendo discordantemente a las formaciones Telapón e Iztaccíhuatl así como a derrames lávicos y descansando sobre rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno.

Formación el Pino (Qpp)

Agrupa rocas volcánicas principalmente máficas que forman los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla, Gordo y otros aislados, así como los campos volcánicos Tezontepec-Otumba. Geomorfológicamente se presenta en conos cineríticos terminales de volcanes escudo y amplias coladas lávicas, principalmente en bloques. En los centros eruptivos llega a alcanzar un espesor máximo de 750 m acuñándose hacia las periferias. Son secuencias de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillitos líticos y escoria tamaño lapilli. Se atribuye una actividad volcánica de tipo estrombliano. Se le asigna una edad entre 0.9-0.7 Ma.

Formación Tiáloc (Qt)

Aflorando solo en la sierra de Río Frío está constituida por coladas de lava, tefra de flujos piroclásticos, pómez y líticos de composición andesítica, latítica y dacítica [Schlaepfer, 1968;

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989]. Cobre discordantemente rocas volcánicas del Mioceno medio-tardío y del Plioceno temprano así como las formaciones El Pino y Llano Grande. Esta sobreyacida aparentemente con discordancia por las formaciones Chichinautzin e Iztaccíhuatl. Alcanza un espesor máximo al centro de la sierra de 1800 m y se acuña a sus alrededores. Se le asigna una edad de entre 0.6 y 0.7 Ma.

Formación Iztaccíhuatl (Q1)

Schlaepfer [1968] considera que son secuencias principalmente efusivas cuya composición varía de andesítica basáltica a andesítica. Aunque su espesor es desconocido, en el volcán del mismo nombre se puede identificar de aproximadamente de 2500 m. Está fechada entre 0.6 y 0.08 Ma.

Grupos Volcánicos Recientes

La etapa final de la Unidad Volcánica Superior está representada por la litología depositada recientemente que corresponde a la etapa de formación de la cuenca. A ella pertenecen los grupos Popocatépetl y Chichinautzin.

Grupo Popocatépetl (Qp)

Caracterizado por la formación del mismo nombre, consiste de rocas provenientes del Popocatépetl que cubren la formación Iztaccíhuatl y que probablemente se interdigitan tanto con las rocas del grupo Chichinautzin así como con depósitos clásticos de origen fluvial. Presenta cuatro principales secuencias eruptivas la inicial está constituida de sucesiones piroclásticas de eventos plinianos; la segunda secuencia es netamente efusiva representada por andesitas básicas y ácidas con olivino, piroxenos y dacitas; la tercera es de efusiones andesíticas y flujos piroclásticos; y la última, aun activa, fue efusiva al principio y posteriormente explosiva con sucesiones piroclásticas. Se considera que tiene una edad del Pleistoceno tardío-Holoceno.

Grupo Chichinautzin (Qc)

Enciso de la Vega [1992] considera prudente definir a este grupo como un campo volcánico basáltico compuesto por domos, conos volcánicos y apilamientos subhorizontales de derrames de lava, en virtud de que los reportes litológicos asocian a la sierra del Chichinautzin a volcanismo monogenético estromboliano con abundancia de lavas extensas de características vesiculares, masivas o jaladas de composición andesítica-basáltica y andesítica. Este grupo está distribuido ampliamente en la cuenca, principalmente al sur y noreste. Cuenta con espesor variable, sin

embargo puede considerarse que alcanza un máximo de 1800 m. Su cima es, generalmente, una superficie de erosión que forma un campo monogenético constituido por más de 100 conos volcánicos, depósitos cineríticos y derrames de lava. Las rocas de este grupo se interdigitan con rocas del grupo Popocatepetl y el alogrupo Tenochtitlán. Cubre discordantemente casi todas las unidades Cretácicas y del Terciario y en algunos sitios cubre discordantemente a la formación El Pino. Ha sido encontrado en pozos de extracción de agua, pozos exploratorios y sondeos geofísicos. Se considera con una actividad de entre el Pleistoceno tardío y el Holoceno.

Unidad de Arcillas Lacustres (UAL)

Contemporánea al emplazamiento de la Sierra del Chichinautzin y a la evolución volcánica del Popocatepetl, esta unidad acumuló los aportes ígneos y sedimentarios de los edificios que la circundaban. Pérez-Cruz [1988] definió esta secuencia como la Unidad de Arcillas Lacustres (UAL) y Enciso de la Vega [1992] propone caracterizarla como Alogrupo Tenochtitlán.

Alogrupo Tenochtitlán

Según la propuesta de Enciso de la Vega [1992] este alogrupo, que va del Pleistoceno superior al Holoceno, debe contener todas las unidades cuaternarias posteriores al grupo Tarangue utilizadas con por diversos autores para reconstruir la estratigrafía de la planicie y los bordes de la cuenca de México. Estas unidades sobreyacen concordante o discordantemente a rocas pertenecientes al grupo antes mencionado. De las diversas litologías expuestas interesan los depósitos aluviales y lacustres.

Depósitos aluviales (Qal)

Material poco consolidado compuesto por fragmentos de grava, arena, limo y arcilla. Se encuentra extensamente distribuido hacia el sur de la cuenca como acumulación de grandes espesores de aluvión. Su origen se atribuye al bloqueo del desagüe, causado por el emplazamiento de derrames lávicos o al fallamiento normal del cuaternario que favoreció los cambios en la velocidad y dirección de los cauces fluviales.

En los pozos profundos se encontró en forma de conglomerados y brechas con intercalaciones de arcillas, tobas y derrames lávicos (basálticos y andesíticos) en la siguiente correspondencia de profundidades: Roma 1 entre 74-330 m, Mixhuca 1 entre 167-520 m, Tulyehualco 1 entre 300-550 m y Texcoco entre 80-480 m. Dicho material se puede localizar en llanuras aluviales al norte y sur de la cuenca rellenando amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del

Plioceno (Tppc), así como en depresiones tectónicas como la del graben de Chalco. Se le confiere una edad de Pleistoceno tardío así como espesores mínimos de 210 m en las minas de Pachuca y máximos de 500 m, en el centro de depresiones, tendiendo a adelgazarse hacia las márgenes de la llanura.

Depósitos lacustres (Qla)

Estos depósitos corresponden a sedimentos clásticos y productos piroclásticos depositados en ambiente lacustre, asociados con la actividad volcánica del Popocatepetl y la sierra del Chichinautzin, acumulados por la obstrucción definitiva del desagüe de la cuenca de México. Forman una gran altiplanicie lacustre con una altura promedio de 2230 msnm [INEGI, 1997b]. Dicha altiplanicie va desde Pachuca hasta Chalco y desde Texcoco hasta el cerro de Chapultepec. Los pozos exploratorios de PEMEX, Mixhuca 1, Tulyehualco 1 y Roma 1 registraron la base de esta unidad a 167, 300 y 74 m de profundidad, respectivamente. Su espesor más significativo se presenta al centro de la ciudad de México, Texcoco y Chalco disminuyendo hacia las márgenes de las planicies. Esto hace que el grosor de la capa varíe entre los 30 y 300 m. Esta unidad se interdigita con la formación Chichinautzin al sur de la cuenca y con depósitos aluviales en la sierra de Santa Catarina. Se le confiere un rango de edades entre 4,800-46,000 años.

La figura 5 presenta la distribución de la geología de acuerdo a los autores referidos [Schlaepfer, 1968; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Mooser, 1975 y Cserna et al. 1988]. Al centro destaca la extensa área que ocupa la planicie lacustre arcillosa (Qal). Esta cubre secuencias volcánicas y sedimentarias previas, algunas de ellas afloran dentro de este relleno sedimentario en forma de pequeñas elevaciones como el cerro de Chapultepec (Tpv), el Peñón de los Baños (Tmv), el Peñón del Marqués (Qpp), el Xico (Qc) y el Elefante (Tmv). Los depósitos piroclásticos y de aluvión (Qal) rodean el borde lacustre. En esta secuencia se presentan, de igual forma, estructuras emplazadas en su interior correspondientes la formación El Pino (cerro de la Estrella, sierra de Santa Catarina y los volcanes El Pino y Chimaluachi), al centro del mapa. Existen también afloramientos de rocas volcánicas extrusivas del Mioceno medio (Tmv) dentro de la capa de depósitos lacustres (Qal) en la Sierra de Guadalupe. Al suroeste y al occidente se presentan las formaciones Tarango (PQt) y las Cruces (Tpc), respectivamente, extendiéndose en forma alargada de norte a sur. Al interior de la sierra de las Cruces hay afloramientos aislados de los depósitos volcánicos del Plioceno temprano (Tpv) que aparecen de la misma forma al norte en la Sierra de Guadalupe y al oriente en la Formación Tláloc (Qt). En el sector meridional del mapa se localiza al grupo Chichinautzin (Qc) con gran presencia de ese a oeste.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Carta Geológica del sector sur de la Cuenca de México

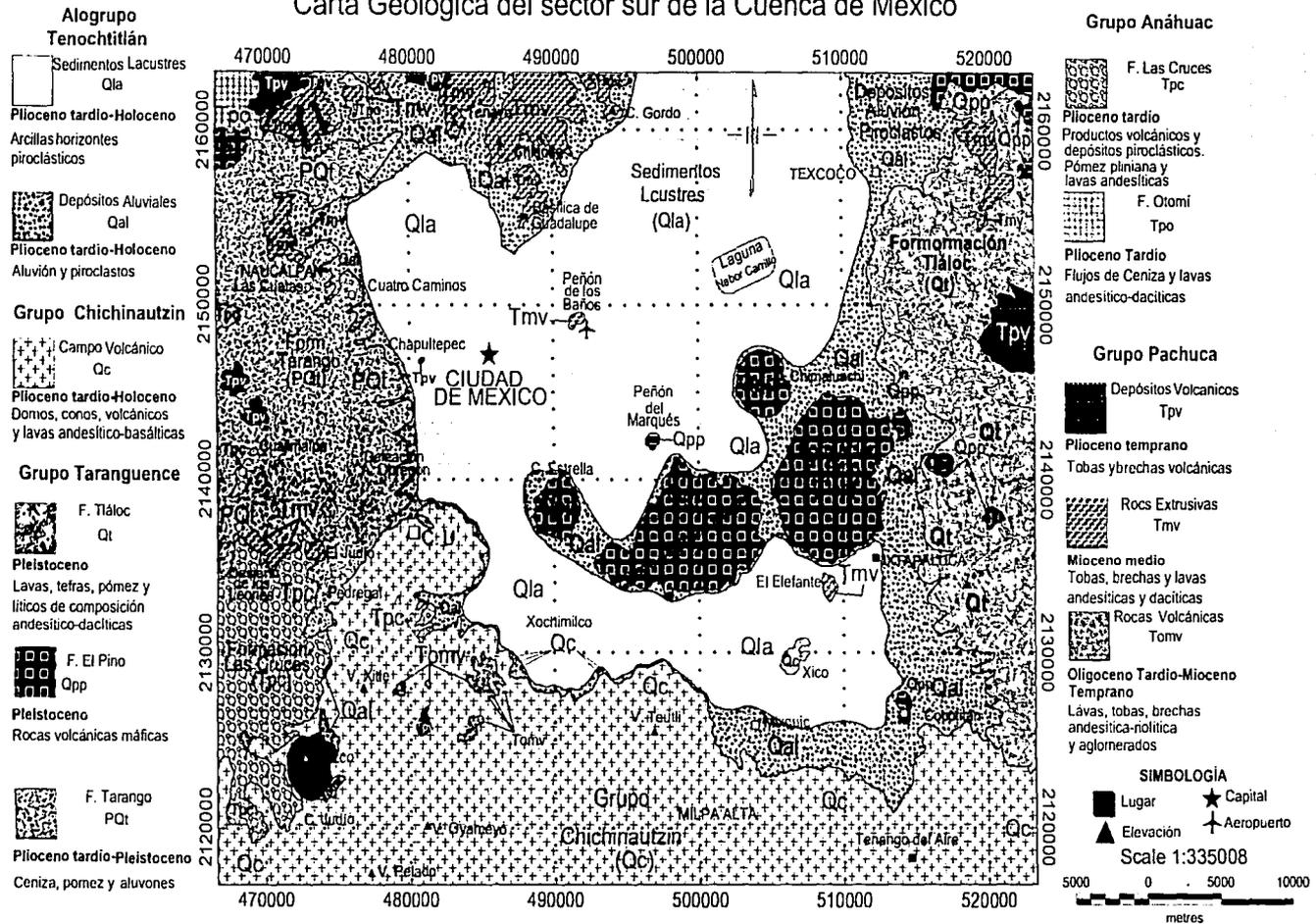


Figura 5. Mapa geológico del sur de cuenca de México. Modificado de Schlaepfer [1968], Vázquez-Sánchez y Jaimés-Palomera [1989], Mooser [1975] y Cserna et al. [1988].

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Geología estructural de la Cuenca de México

A pesar de que el relleno sedimentario cubre la mayor parte de las estructuras al interior de la cuenca, algunos autores han propuesto e inferido algunos eventos tectónicos que involucran plegamientos, fallamientos y fracturamientos.

Plegues del Maestrichtiano-Eoceno temprano.

Los rasgos tectónicos más antiguos (75-58 Ma) reportados dentro de la cuenca corresponden a plegamientos producidos en rocas cretácicas. Dichos plegues son simétricos recostados al oriente y poniente, con ejes sinuosos generalmente orientados NNE. Estos plegues se consideran del orden de 2 o 3 km de extensión, no obstante se cree que el anticlinal Ticumán tiene más de 40 Km de longitud. Sus orígenes se atribuyen a fuerzas compresivas de dirección E-NE y O-SE que podrían corresponder con la Orogenia Laramide.

Fallas del Eoceno-Oligoceno temprano

Según Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera [1989], hay algunos desplazamientos reportados por Fries al sur del estado de Morelos en forma de fallamiento normal derecho, con rumbo noreste. Uno de ellos, en Jojutla, provoca la terminación abrupta de los plegues de rocas cretácicas, por lo que se cree han bajado de 600 a 800 m al lado noreste. Con características similares, al suroeste de Yautepec, aparece un fallamiento con desplazamiento vertical del orden de 1500 m que sigue por debajo de rocas terciarias y que en su extremo noroeste se ramifica en varias fallas divergentes. Al interior de la cuenca de México Pérez Cruz [1988] reconoce una falla normal con bloque hundido hacia el oeste interpretada mediante estudios sísmicos; su rumbo es de N15°W con una extensión de por lo menos 15 km y un desplazamiento vertical del orden de 1500 m. Se considera originada por esfuerzos compresivos en dirección S85°W ligados con la paleosubducción de la placa oceánica Farallón, por debajo de la placa continental Norteamericana lo que generó esfuerzos de Tensión en dirección N5°W; además se cree que tiene asociación con las fallas Jojutla-Cañon de Lobos [Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989].

Fallas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano

Este sistema de fallas normales corta al grupo Balsas, que aflora en Morelos, por lo que se cree que debe ser posterior al Terciario medio coincidiendo con la orogenia de este periodo.

Fallas del plio-cuaternario

Serie de fallas normales de edad pliocuaternaria con longitud promedio de 4 km y desplazamientos de centímetros a cientos de metros, con echados de 60°-80° y buzamientos no definidos. Algunos sistemas de fallas forman pequeñas estructuras de graben con rumbo preferente este-oeste. Tienen presencia en la parte más al norte de la cuenca, en las sierras del Guadalupe y Tepoztlán así como en el cerro Chimalhuacán. Además se reportan al suroeste de Cuajimalpa, dislocando la formación las Cruces, al suroeste de Cuajimalpa e igualmente en las Formaciones El Pino y Tláloc (figura 6).

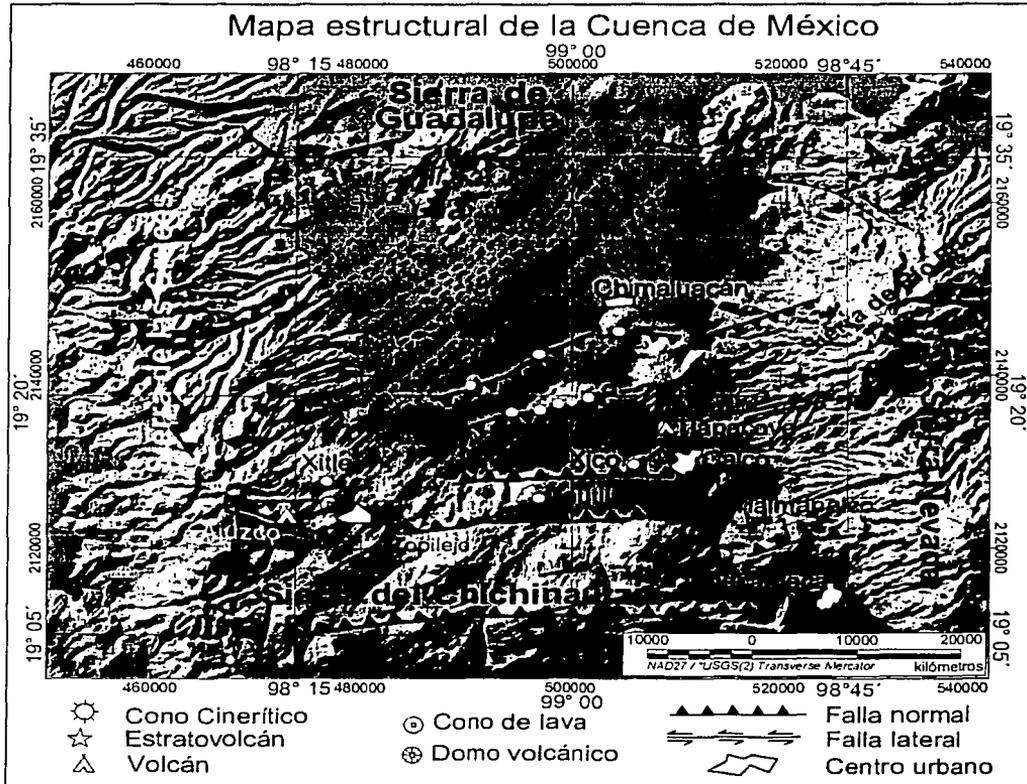


Figura 6. Geología estructural de la cuenca de México. Modificada de Cserna et al. [1988] y Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera [1989].

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Se infiere la presencia de otras fallas normales sepultadas con base en alineamientos de conos cineríticos monogenéticos. En la figura 6 se representa con línea discontinua la distribución de ese tipo de fallamiento en los casos en los que se cree que está cubierto por el relleno sedimentario.

En la formación el Pino las alineaciones se dan a través de las estructuras volcánicas de la sierra de Santa Catarina y el volcán el Pino. También entre los cerros de la Estrella, Peñón del Marqués y Chimalchuacán con la falla Contreras.

Dentro del grupo Chichinautzin esta relación se identifica entre la zona sur de Topilejo, rasgos de efusiones fisurales, conos cineríticos y el cono de escoria del cerro Téhtli. Asimismo entre los conos-anillos de toba y conos de escoria al sur de Tlalmanalco. Además, los numerosos conos de téfra y lava de la Sierra del Chichinautzin se alinean regionalmente con la falla normal Tenango [Bloomfield, 1975].

La dirección de desplazamiento de estas fallas sepultadas se hizo correlacionando la geología superficial y tomando en cuenta el bajo gravimétrico orientado este-oeste a lo largo de la planicie de Chalco. Esto implica la existencia de un importante relleno propuesto como una estructura denominada graben de Chalco cuya activada se considera postoligocénica [Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989].

Cserna et al. [1988] establece la posibilidad de inferir la presencia de otras fallas sepultadas a partir de la actividad sísmica que Mota-Sánchez considera tiende a concentrarse en las zonas de fallamiento normal sepultado y que ocasionalmente corresponde con sistemas de fallas aflorantes. Con ese principio se asocia una falla sepultada en dirección este-oeste probablemente relacionada con el hidromagmatismo que originó el cono-anillo de toba el Xico. [Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989]

El sistema de fallas pliocuaternario ha sido ampliamente documentado en la región centro meridional reportándose fallamientos normales con rumbo este-oeste, por unos dos kilómetros de longitud, que cortan rocas cretácicas y fallas normales del Oligoceno tardío-Mioceno temprano [Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989]. En el Valle de Puebla y Tlaxcala las fallas normales tienen un rumbo oeste-este a lo largo de una distancia de 10-25 km alineadas regionalmente al poniente con la sierra de Río Frío, Llano Grande e Iztaccuatl, y al oriente del estratovolcán La Malinche.

La falla Tenango, en el Estado de México, es una falla normal que corta rocas volcánicas del Mioceno tardío, tiene desplazamiento al norte y arreglo escalonado lo que indica zonas de

transferencia a lo largo de una longitud aproximada de 15 km; hacia el este de ella se alinean numerosos conos cineríticos de la formación Chichinautzin y el volcán Meridional de la sierra Zempoala, al poniente se alinea el estratovolcán del cuaternario, Nevado de Toluca y al sur se encuentran varias fallas normales de este mismo tipo [Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989].

CAPÍTULO III

ANTECEDENTES Y MÉTODOS GEOFÍSICOS

III. 1 Antecedentes Geofísicos

Uno de los primeros estudios geofísicos relacionados con la cuenca de México fue el presentado en el mapa de anomalías gravimétricas de Servicios Geofísicos en 1953, el cual, a pesar de que carece de una estación de amarre adecuada, fue una referencia importante para tener información directa en estudios posteriores.

Después de 1985 se desarrolló el estudio de la Comisión Federal de Electricidad [Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988] del que destaca la diferenciación del subsuelo hasta aproximadamente 500 m de profundidad. En dicho estudio se utilizó refracción sísmica en zonas urbanas de la ciudad de México, Chalco y Xochimilco con lo que fue posible asociar cambios significativos entre las capas más superficiales y los eventos preexistentes al depósito de sedimentos lacustres. Adicionalmente se realizaron estudios de cross-hole y análisis de vibraciones. En ese proyecto se emplearon también sondeos geoelectrónicos tanto regionales, en dirección NS y EO, así como locales en La Villa, CU, Periférico Poniente y Los Reyes La Paz. La resistividad de las capas más superficiales del subsuelo fue determinada con base en los sondeos de CFE y conjuntamente con en el mapa de zonificación propuesto por el Subcomité de Normas para la Ciudad de México sirvió para elaborar la siguiente tabla que permite separar en tres zonas la cuenca de México.

| Zona | Material | Resistividad (ohm/m) |
|-----------------|---|----------------------|
| Lago (III) | Depósitos recientes de origen lacustre con alto contenido de sales | 0.2-1.0 |
| | Depósitos lacustres recientes de alta compresibilidad | 1-5 |
| | Depósitos lacustres antiguos y/o depósitos aluviales | 4-15 |
| Transición (II) | Capas o lentes de arena y/o depósitos tobáceos pobremente compactados | 12-18 |
| | Depósitos tobáceos compactados | 25-40 |
| Lomas (I) | Brechas basálticas y/o materiales piroclásticos | 30-60 |
| | Basaltos fracturados | 45-100 |
| | Roca firme | 100-3000 |

Tabla 2. Diferenciación de zonas en la cuenca de México [Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988].

Por su parte, Petróleos Mexicanos desarrolló un estudio sísmico de reflexión que constó de un total de 26 líneas de medición con longitudes variables entre 2-28 km. Además se realizaron

perforaciones profundas en cuatro pozos, de sondeo estratigráfico, a más de 2000 m de profundidad. Con esto fue posible establecer, mediante un análisis sismo-estratigráfico, cuatro unidades litológicas fundamentales y su distribución al interior de la cuenca de México [Pérez-Cruz, 1988]. Del análisis de secuencias sísmicas se establecieron siete discordancias principales denominadas Horizontes I, II, III, IV, V, VI y VII que representan el límite superior o cima de la secuencia sísmica (figura 7).

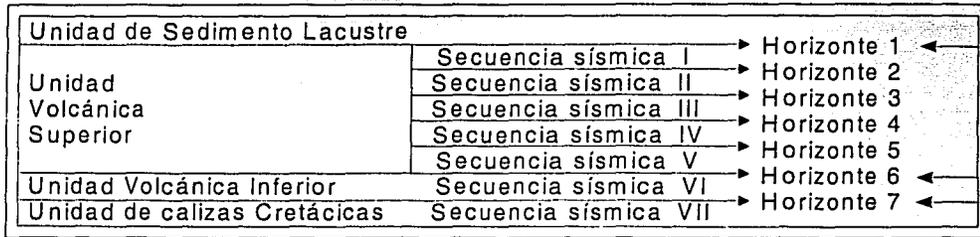


Figura 7. Representación de las principales unidades litológicas de la cuenca de México definidas por secuencias sismoestratigráficas [Pérez-Cruz, 1988].

En la figura 8 aparece la localización de estos pozos así como las unidades litológicas principales dentro de ellos; además se agrega el pozo Texcoco 1, previamente perforado con apoyo de la Secretaria de Hacienda y Crédito Público [Pérez-Cruz, 1988].

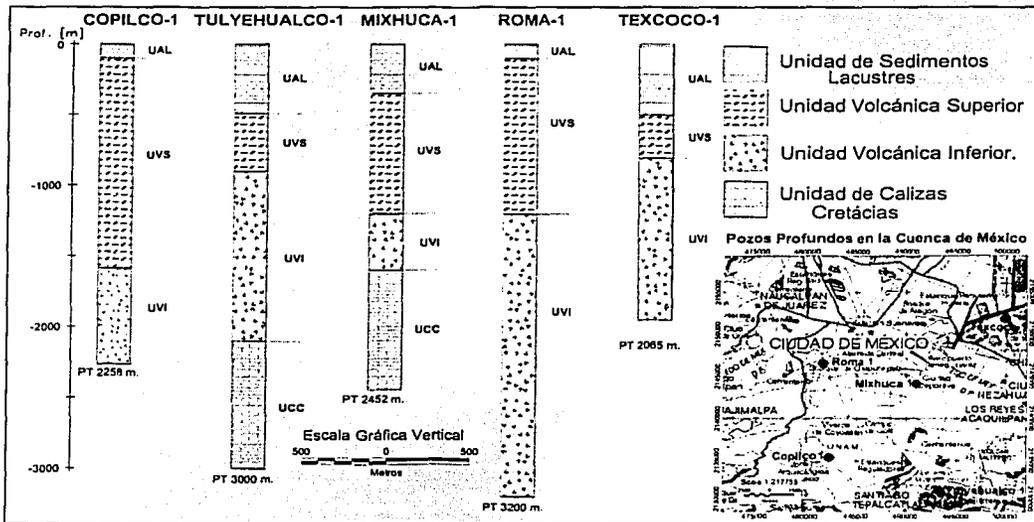


Figura 8. Unidades litológicas de la cuenca de México asociadas a los pozos profundos [Pérez-Cruz, 1988].

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

III.2 Método Gravimétrico

El método gravimétrico se basa en interpretar las condiciones del subsuelo a partir de la medición de la gravedad, que es la atracción gravitatoria medida en puntos específicos de la tierra. Con base en la comparación de los valores de gravedad observada con los de la gravedad teórica es posible obtener anomalías que permiten analizar los efectos que manifiestan cambios litológicos de interés. Cabe mencionar que las mediciones de gravedad en campo se ven influenciadas por la deriva instrumental del gravímetro, el efecto conocido como marea, aspectos litostáticos, la topografía local y regional, etc.

Por las características de este método se establece que en términos generales la forma de las anomalías dará el efecto sumado de fuentes profundas y someras. Por ello, se busca reconocer diferencias en las densidades de las rocas del subsuelo para establecer las fuentes que predominan a cierta profundidad. Por tal razón se utilizó este método tanto para establecer modelos profundos de la cuenca de México así como para reconocer estructuras someras en la subcuenca de Chalco.

Modelado gravimétrico

El modelado gravimétrico se fundamenta en proponer las condiciones del subsuelo buscando que la respuesta gravimétrica del modelo ajuste con los datos obtenidos de la anomalía. En este trabajo se empleó el programa Gravimetric and Magnetometric Modeling Software (GM-SYS V. 4.6) para definir la estructura profunda de la cuenca. Con este programa se buscó calcular la posible geometría y disposición de la litología del subsuelo de forma que se asemeje más a la realidad. Cabe mencionar que los modelos no son únicos ya que diferentes arreglos dan una respuesta similar.

El procedimiento usado para calcular la respuesta de los modelos se fundamenta en los métodos de Talwani y Heirtzler [1964] y Talwani et al. [1959] utilizando los algoritmos descritos por Ganó y Bevis [Northwest Geophysical Associates, Inc., 1999].

El principio del método de Talwani establece que la respuesta de cualquier cuerpo bidimensional puede ser aproximada utilizando un polígono y haciendo que el número de lados de este mismo sea lo suficientemente grande para acercarlo a la forma del cuerpo. La expresión analítica puede ser obtenida de las componentes vertical y horizontal de la atracción gravitatoria causada por el polígono en cualquier punto deseado, en virtud de que Hubbert [1948] mostró que la componente vertical de la atracción gravimétrica debida a un cuerpo bidimensional, en el origen, es igual a:

$$2G\rho\int z d\theta$$

En esta expresión la integral de línea se toma a lo largo de la periferia, considerando que G es la constante universal de la gravedad, ρ es la densidad volumétrica del cuerpo, z es la componente vertical desde un punto P en la en el origen y θ es el ángulo que forma la horizontal con la línea que une al punto P a otro en la periferia del polígono (figura 9a). A su vez, la correspondiente expresión de la componente horizontal de la atracción gravitatoria se obtiene con: $2G\rho \int x d\theta$, [Talwani et. al., 1959].

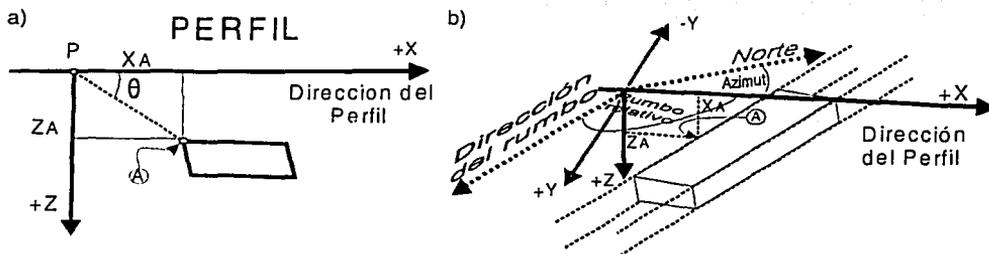


Figura 9. Representación de la disposición de un prismas poligonal para el modelado. a) Geometría para calcular el efecto del prisma en el punto P. b) Posición del prisma respecto a la línea de perfil.

Condiciones del Modelado

Las condiciones iniciales del modelado asumen que el semiespacio inferior de la tierra tiene topografía pero no posee curvatura y consideran que dicho semiespacio se encuentra dentro de un entorno que corresponde con el estrato de Bouguer. Se establecen modelos bidimensionales representados como varios prismas tabulares perpendiculares u oblicuos a la dirección del perfil, calculando el efecto que tendrían en superficie mediante un procesamiento digital con el principio matemático del método analítico de aproximación a partir de polígonos de n -lados [Talwani, et al., 1959; Hubbert, 1948].

Como se muestra en la figura 9b cada prisma poligonal se extiende al infinito en la dirección del rumbo del cuerpo ($\pm Y$) a menos que se desee truncarlo para aminorar el efecto de la capa, en cuyo caso el modelo será de 2^{da} dimensiones.

Se considera que los contrastes de densidad entre las capas se generan fundamentalmente en sentido vertical. Con la finalidad de evitar efectos de bordes, los extremos de los estratos, formados por los polígonos, son alargados 30 km tanto en la dirección del perfil como en sentido contrario ($\pm X$). Para homogenizar el estrato que corresponde al basamento se le confiere una profundidad de 50 Km.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

El programa GM-SYS utiliza el algoritmo de inversión propuesto por Marquardt [Marquardt, 1963] para linealizar e invertir el cálculo de la señal gravimétrica [NGA, 1999].

III.3 Método Magnético

El método magnético se aplica para definir estructuras que presentan cambios importantes en sus propiedades magnéticas, en especial en la susceptibilidad magnética presente en las rocas. Esta propiedad permite reconocer eventos geológicos que se relacionan a procesos de enriquecimiento de materiales ferromagnéticos o al emplazamiento de litología rica en estos materiales.

La prospección magnética desarrollada con un magnetómetro de precesión protónica permite conocer la magnitud del campo magnético total. Como en la técnica gravimétrica, en ese caso también se busca localizar cambios importantes pero en los valores del campo magnético para asociarlos mediante criterios aceptables a rasgos de interés en el subsuelo. Sin embargo, hay que tener en cuenta que existen algunos factores que causan perturbaciones en la medición de los parámetros magnéticos, tales como, líneas de alta tensión, objetos metálicos, señales u ondas electromagnéticas dispersas en el ambiente, generadores de electricidad, corrientes magnetotélúricas, corrientes de ionización en la atmósfera, abundancia de minerales ferromagnéticos en la litología, etc.

En este trabajo se busca tener elementos que permitan definir los rasgos más significativos perceptibles mediante la prospección de perfiles alejados de la influencia de ruido ambiental cercanos al volcán del Xico, en Chalco.

El procesamiento de la información magnética se realizó a partir del análisis de dispersión que se describe a continuación.

Análisis de dispersión de una señal magnética.

La figura 10a representa la forma de una señal magnética dependiendo de la lejanía con la superficie y de la geometría de la fuente que la genera. La señal se atenúa a medida que la fuente se aleja de la superficie tendiendo a aplanarse por el incremento volumétrico de esta misma ya que el contraste de susceptibilidad no es tan fuerte. En la figura 10b se observa cómo la respuesta magnética es suave cuando la señal es generada por dos fuentes de baja frecuencia y abrupta en el caso en que es generada por cinco fuentes de alta frecuencia.



Figura 10. Respuesta magnética del subsuelo asociada a fuentes de características distintas. a) Atenuación de la señal debido a la profundidad y al aumento volumétrico de las fuentes. b) Efecto sobrepuesto de dos señales, una de alta frecuencia (línea continua) y otra de baja frecuencia (línea punteada).

Cuando se tienen fuentes asociadas a alta frecuencia la repetibilidad de la medición es poco probable en virtud de que la señal cambia drásticamente, sucediendo de manera inversa cuando la señal es estable.

Al graficar el valor de la señal magnética de un perfil, o conjunto de mediciones, contra este mismo valor defasado en un número n de mediciones, se puede apreciar que tan parecidos son los datos entre sí. De esta forma es posible tener un criterio basado en diagramas de dispersión, que permite establecer el comportamiento del campo magnético y por ende de las fuentes que lo generan.

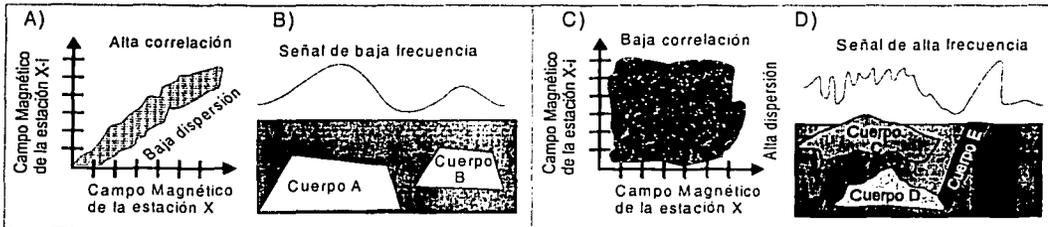


Figura 11. Diagramas de dispersión de una señal magnética. a) Baja dispersión correspondientes a alta correlación de los datos. b) La línea continua representa la respuesta de los cuerpos homogéneos de grandes dimensiones A y B localizados a profundidad. a) Alta dispersión correspondiente a baja correlación entre datos. d) La línea representa la respuesta de las fuentes C, D, y E con distinta geometría y localizadas a distintas profundidades.

En un diagrama de dispersión en el que los datos tienden a distribuirse en línea recta (figura 11a) es posible considerar que hay cambios poco significativos entre las mediciones de cada estación, por lo que es admisible establecer que la señal corresponde a la respuesta de fuentes de baja frecuencia. Ello implicaría que los cuerpos que generan dicha señal son homogéneos y están alejados de la superficie como en el caso de los cuerpos A y B (figura 11b) en donde se considera que estos tienen valores de susceptibilidad muy parecidos. Cabe mencionar que repetibilidad de las mediciones dependerá también de la cercanía entre las estaciones.

En el caso en el que la señal tiene incrementos abruptos, el diagrama de dispersión tenderá a mostrar nula alineación de los datos. Por lo tanto se considera que al tener una señal en la que predominan fuentes superficiales y heterogéneas (figura 11d) cuyos valores de susceptibilidad son diferentes, el diagrama presentará alta dispersión.

Estos diagramas permitirán reconocer si la señal interpretada tiene un intervalo de muestreo adecuado (según los objetivos de la prospección), si las fuentes son superficiales o profundas, de igual forma si existe influencia externa cercana, si la variación del campo es por un efecto diurno, o bien si la zona analizada está influenciada por fuentes de diversos tipos o si es un campo homogéneo. De acuerdo con estos criterios es posible considerar que el procedimiento basado en diagramas de dispersión es una forma cualitativa de discriminar las características del subsuelo.

Gradiente horizontal

Un método utilizado tanto en la prospección como en el procesamiento magnético es el basado en el análisis de gradiente. En términos del procesamiento, es posible graficar el gradiente horizontal para evidenciar cambios abruptos y delimitar anomalías mediante la relación de incremento de la señal magnética, entre una y otra estación (figura 12). Esta relación de cambio se asigna al punto medio entre las estaciones para reconocer el orden de la variación entre lecturas.

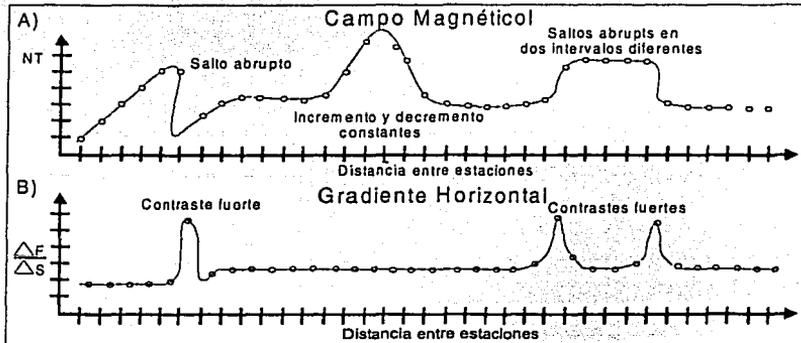


Figura 12. Correspondencia de la señal magnética respecto al gradiente horizontal. a) Campo Magnético Total con tres anomalías: la primera con un salto abrupto, la segunda con un incremento gradual y la en forma de cajón, B) Gradiente horizontal respectivo marcando tres cambios abruptos y delimitando dos anomalías.

Cuando la respuesta magnética se incrementa o disminuye de forma constante el gradiente de la señal permanecerá uniforme. Esta uniformidad tenderá a alojarse cerca de valores bajos en el caso en el que el intervalo de muestreo se abierto, o bien, en el caso de que la separación entre mediciones sea cerrado la uniformidad de la gráfica se estabilizará en valores ligeramente altos. En

el caso en el que un valor se repite entre una estación o no hay incrementos significativos el gradiente tiende a ser nulo.

En este tipo de análisis resultará de significativa importancia percibir incrementos considerablemente altos, indicativo de cambios en las propiedades magnéticas del subsuelo, lo que permitirá delimitar las fronteras de las fuentes cuando es posible reconocer periodos de cierta estabilidad.

CAPÍTULO IV

MODELOS GRAVIMÉTRICOS EN LA CUENCA

En la figura 13 se muestra la ubicación de los 13 perfiles gravimétricos digitizados del mapa de anomalía de Bouguer [Yamashita Architects & Engineers, 1996] empleados para realizar el modelado profundo de la cuenca de México. La tabla 3 contiene las coordenadas del recuadro que forman estos perfiles.



Figura 13. Localización de los perfiles gravimétricos en la Cuenca de México. Rasgos topográficos y urbanos de la cuenca; Modificado del condensado topográfico digital "México" [INEGI, 2000].

| Longitud | Latitud |
|----------|----------|
| X | Y |
| 473950 | 2131150 |
| 499950 | 2131150 |
| 499950 | 21557150 |
| 473950 | 21557150 |

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla 3. Coordenadas UTM del recuadro que forman los perfiles gravimétricos digitizados dentro de la cuenca de México.

Para la elaboración de los modelos se correlacionó información sísmica [Pérez-Cruz, 1988; Benhumea-León y Vásquez Contreras, 1988], geológica [Enciso-de la Vega, 1992; Vásquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Mooser, 1975; Mooser 1990; Mooser et al., 1986] y de pozos profundos [Pérez-Cruz, 1988] de la cuenca de México a manera de apoyo.

IV.1 Adquisición de datos

Digitización de la anomalía de Bouguer

Los datos se digitizaron con un kilómetro de separación a lo largo de líneas rectas cuyos trazos cortan las principales estructuras volcánicas al interior de la cuenca de México. Se formaron 7 perfiles paralelos con dirección E-O, 5 perfiles paralelos N-S y un perfil con dirección $SO68^{\circ}NE$ (figura 14).

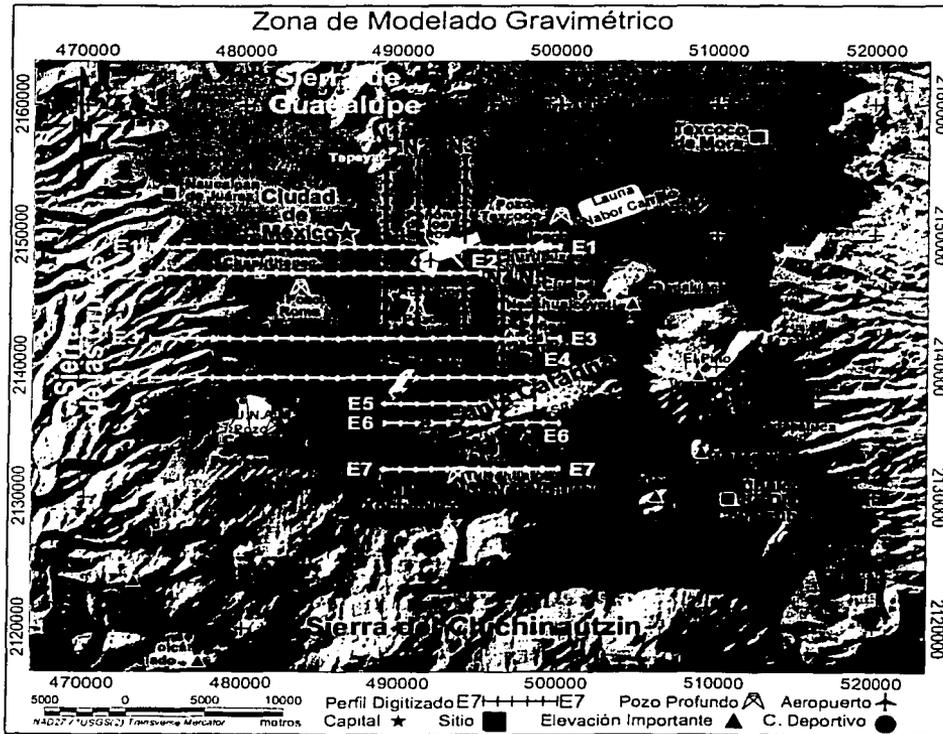


Figura 14. Ubicación de los perfiles empleados para el modelado gravimétrico. Los 7 perfiles en dirección E-O están señalados con la letra E. Los 5 perfiles en dirección N-S se denotan con N y el perfil sobre la sierra de Santa Catarina se señala como SO-NE.

Digitización de la información sísmica.

Para restringir la geometría de los modelos gravimétricos se consideró, entre otras cosas, la información sísmica obtenida de la digitización de los horizontes sísmicos I, VI y VII del estudio sismológico de reflexión del subsuelo de la ciudad de México de Pérez-Cruz [1988]. Para que existiera una correspondencia directa entre la información sísmica y la gravimétrica se empleó el mismo intervalo de digitización.

Los horizontes sísmicos se asocian, según el análisis hecho por el propio autor, con secuencias sísmicas definidas por eventos de reflexión, relativamente conformes, asociados a estratos genéticamente relacionados y acotados en su cima y en su base por reflexiones que corresponden a discordancias litológicas [Pérez-Cruz, 1988].

Los perfiles sísmicos que se obtuvieron presentan propiedades características y sintetizan en forma general cuatro unidades del subsuelo de la ciudad de México cuyos contrastes de densidad son significativos dado su origen.

IV.2 Condiciones del modelado

Para modelar los datos digitizados de la anomalía de Bouguer [Yamashita Architects & Engineers, 1996] se obtuvo la elevación de las estaciones de la carta topográfica del INEGI, E-14-A39 [INEGI, 1997b].

Es necesario tener información previa de las condiciones del subsuelo que sirva como parámetro de restricción para proponer modelos que se asemejen a la realidad geológica. El trabajo de PEMEX [Pérez-Cruz, 1988] conformó una de las restricciones para el modelado en esta tesis, al considerar que las capas más profundas se extienden lateralmente con un valor de densidad constante.

Las condiciones de frontera quedaron establecidas a profundidad por los contrastes de densidad entre las capas con base en los valores obtenidos cualitativamente de los registros sísmicos y de densidad así como cuantitativamente del reporte litológico de densidad de los pozos profundos de PEMEX. Adicionalmente se consideró la información de los primeros 500 m de profundidad provista por CFE [Benhumea-León y Vázquez-Contreras A., 1988] lo que permitió fijar en los extremos de la cuenca dichas fronteras.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

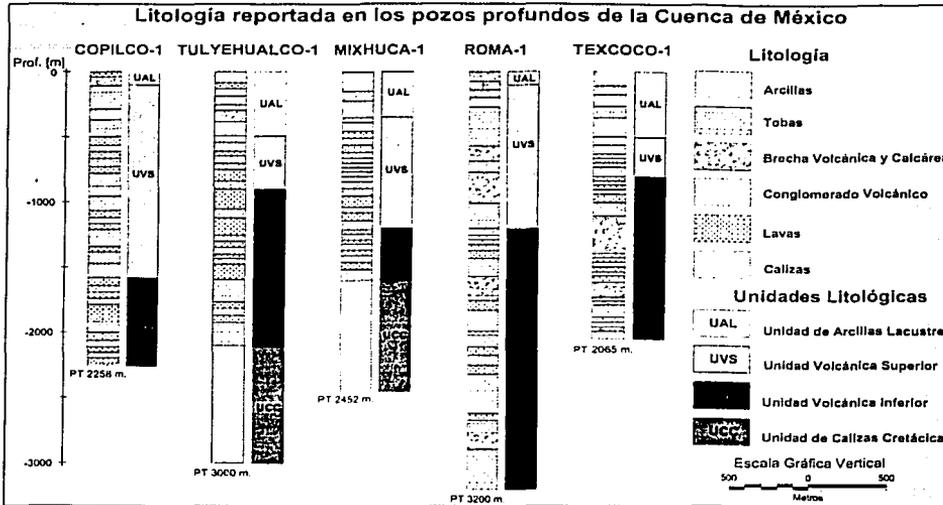


Figura 15. Columnas geológicas a partir del reporte litológico de los pozos profundos en la Cuenca de México. Modificadas de Pérez Cruz, [1988]

Como se aprecia en la figura 15 la litología de la cuenca de México representa una compleja secuencia de eventos asociados a procesos tectónicos y volcánicos por lo que es complicado sintetizar su composición en capas homogéneas y de características similares. Por esta razón se tomó en cuenta la propuesta de Enciso-de la Vega [1992] basada en el Código de Estratigrafía Internacional, la cual pretende sintetizar las diversas descripciones que existen en la literatura. Esta síntesis se puede relacionar con la existencia de cuatro capas principales (UCC, UVI, UVS y UAL) delimitadas por las secuencias sísmicas I, VI y VII de acuerdo a lo establecido por Pérez-Cruz [1988].

Para conocer el valor de la densidad de las unidades se procedió a obtener el promedio de densidad de la litología que conforma cada unidad. Los valores obtenidos fueron de 1.55 g/cm^3 para la Unidad de Arcillas Lacustres (UAL), 2.13 g/cm^3 para la Unidad Volcánica Superior (UVS), 2.475 g/cm^3 Unidad Volcánica Inferior (UVI) y 2.7 g/cm^3 para la Unidad de Calizas Cretácicas (UCC). Con esa información fue posible asignar densidades características a las propuestas de modelado.

La Unidad Volcánica Inferior representa un problema adicional ya que a pesar de que su densidad promedio es de 2.475 g/cm^3 al examinar el registro litológico en los pozos se aprecia que puede existir abundancia de material basáltico en ella, por ello su densidad promedio puede ser de 2.66 g/cm^3 .

Esa situación hace necesario tomar en cuenta esos dos valores durante el proceso de modelado en la UVI. Por esa razón se considera en primer instancia el valor de 2.4 g/cm^3 para calcular un modelo que contemple que la densidad se incrementa con la profundidad.

Por otra parte se establece una segunda propuesta donde se considera que predominan, en la Unidad Volcánica Inferior, las brechas calcáreas y material basáltico de alta densidad, asignándole por lo tanto un valor de 2.7 g/cm^3 a esta unidad. La finalidad de proceder de esta forma es mostrar un contraste de densidad negativo entre las últimas dos capas (UCC y UVI), ya que según la litología reportada para la Unidad Volcánica Inferior en ella puede haber predominio en el volumen de material ígneo y de brechas calcáreas.

A continuación se expone la tabla 4 que contiene los valores de densidad utilizados para cada litología propuesta en los modelos gravimétricos

| Paquete | Nombre en los modelos | Litología propuesta | Densidad (g/cm^3) |
|--|---|---|------------------------------|
| Formación Tarango y Sierra de las Cruces | Club Chapultepec, Lomas de Tecamachalco, Bosques las lomas y Sierra Las cruces. | Tobas, gravas y arenas. | 1.7 |
| Volcánicas no diferenciadas | Peñón del Marqués C. Estrella S. Sta. Catarina V. Tecuautzi V. Yuhualixqui V. Xaltepec | Actividad ígnea extrusiva. | 1.6 |
| Sierra de Guadalupe | Parque N. Tepeyac | Actividad ígnea riolítica | 2.2 |
| | Peñón de los Baños | Estructura ígnea | 2.3 |
| | C. Chapultepec | Lahares | 2.2 |
| Sedimentos lacustres | Sedimentos lacustres | Depósitos de grava arena limo y arcillas | 1.5 |
| Unidad Volcánica Superior | Unidad Volcánica Superior | Horizontes tobáceos algunos derrames lávicos | 2 |
| Unidad Volcánica Inferior | Unidad Volcánica Inferior | Tobas, brechas volcánicas, basaltos y brechas calcáreas | 2.4 ó 2.7 |
| Basamento Calcáreo | Basamento Calcáreo | Depósitos marinos y conglomerado calcáreo | 2.6 |

Tabla 4. Densidad de la litología utilizada en los modelos gravimétricos.

CAPÍTULO V

PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA Y MAGNÉTICA EN CHALCO

V.1 La subcuenca de Chalco

Esta subcuenca es una llanura ubicada al sureste de la cuenca de México y alberga, al igual que la subcuenca de Xochimilco, los últimos resquicios de lo que en tiempos pasados se consideró como una laguna de grandes dimensiones que se interconectaba con el centro de la ciudad de México y Texcoco. Se encuentra limitada al norte por la sierra de Santa Catarina, al este por la sierra Nevada, al sur por la sierra del Chichinautzin y al oeste se une con la subcuenca de Xochimilco.

El impresionante crecimiento urbano de la ciudad de México hace difícil prospectar áreas de interés en la cuenca de México, es por eso que la subcuenca de Chalco presenta un atractivo laboratorio con el que es posible entender la mecánica de dicha cuenca a una escala menor y con el beneficio de que en esta el desarrollo urbano, aunque significativo, no es tan grande como en la ciudad de México. Por esta razón se pretendió definir la forma en la que está dispuesto el relleno de sedimentos lacustres en relación con la actividad ígnea preexistente, dentro de la subcuenca de Chalco, mediante la relación entre contrastes de densidad y susceptibilidad de los cuerpos sepultados por dicho relleno sedimentario. Por tanto, se consideró importante el estudiar la zona aledaña a la estructura volcánica de el Xico y con ello proponer la posible coexistencia entre las estructuras volcánicas cercanas.

El factor ruido ambiental dentro de la información geofísica es un problema adicional a la ya de por sí compleja forma de interpretar el subsuelo mediante métodos de inspección indirectos. Así pues, a pesar de que Chalco es un municipio desarrollado con estrecha relación a la Ciudad de México, es posible aun encontrar sitios aislados con bajo impacto antrópico.

V.2 Trabajo de prospección

En la segunda mitad del 2001 se prospectó, con el apoyo del Instituto de Geofísica, UNAM, gravimétrica y magnetométricamente la subcuenca de Chalco para conocer la respuesta del subsuelo a poca profundidad con la finalidad de determinar cambios de susceptibilidad magnética y de densidad, presentes entre el contacto del relleno sedimentario y el basamento ígneo.

Adquisición de datos magnéticos

La prospección magnética se realizó durante el periodo comprendido entre el 27 de junio al 9 de agosto de 2001. Los datos se colectaron dentro el área mostrada en la figura 16 utilizando un equipo magnetométrico de precesión protónica Geometrics 856.



Figura 16. Ubicación de las líneas magnéticas (LM) en las subcuencas de Chalco. Las líneas más gruesas representan los perfiles de medición.

El levantamiento se realizó siguiendo las 17 líneas magnéticas (LM) representadas en la figura 16 utilizando un intervalo de muestreo a cada 100 m en líneas de extensión mayor a 1 km. En zonas aledañas a estructuras volcánicas se empleó una separación de 50 m entre estaciones. En promedio se tomaron seis lecturas para cada estación en sitios parcialmente alejados del desarrollo urbano y de 12 a 25 lecturas en zonas con significativa actividad antrópica.

Para reconocer valores contrastantes de la señal magnética generados por ruido ambiental asociado a fuentes tales como autos, líneas de corriente eléctrica, construcciones, líneas de drenaje, etc., se tomó una línea en las inmediaciones del centro de Tlahuac, con la finalidad de

tener un criterio apropiado para la medición de las líneas subsecuentes. La tabla 5 sintetiza la información de ubicación y orientación de las líneas de prospección magnética.

| Línea | Distancia entre estaciones (m) | Dirección |
|-------|--------------------------------|-------------------------------|
| LM-2 | 100 | 80°NO |
| LM-3 | 50 | Periferia del Xico y Xico II |
| LM-4 | 50 | 45°NO |
| LM-5 | 50 | 40°SW |
| LM-6 | 50 | E-O |
| LM-7 | 50 | N-S |
| LM-8 | 50 | E-O |
| LM-9 | 50 | E-O |
| LM-10 | 50 | Periferia del cráter del Xico |
| LM-11 | 100 | 50°NE |
| LM-12 | 100 | 40°NO |
| LM-13 | 100 | 5°NE |
| LM-14 | 100 | 30°SO |
| LM-15 | 100 | 30°NO |
| LM-16 | 100 | 45°NO |
| LM-17 | 100 | 45°NO |
| LM-18 | 100 | 5°NE |

Tabla 5. Intervalo de muestreo y dirección de las líneas de prospección magnética .

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

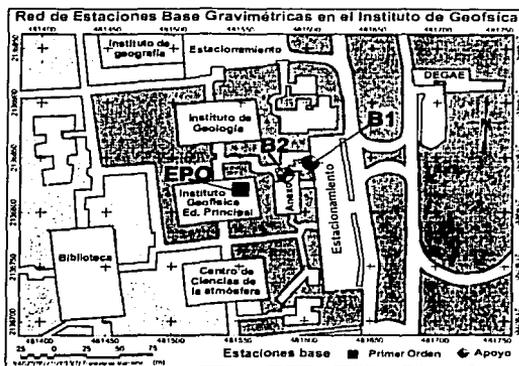


Figura 18. Estaciones gravimétricas base en el Instituto de Geofísica. EPO (estación de primer orden) localizada en el sótano del Igeof. EB1 (estación base de apoyo 1) en el estacionamiento y EB2 (estación base de apoyo 2) en la planta baja del edificio anexo.

Con las lecturas de las estaciones base fue posible referir las mediciones de gravedad al dato de control de la EPO para estimar la deriva instrumental del gravímetro y las variaciones de gravedad por el efecto de marea.

Cabe mencionar que en algunos casos no fue posible acceder a los sitios donde se tomaron las líneas magnéticas (LM-4, LM-5, LM-12, LM-13, LM-15 y LM-18), sin embargo, las líneas G7 y G6 se extendieron en ambas direcciones según su orientación. En el caso de la línea G2, dispuesta sobre la carretera Tláhuac-Chalco, se reforzó con la línea LG-2A tomada 10 m al sur para evitar las perturbaciones ocasionadas por el tránsito local.

Posicionamiento en campo

Para definir la ubicación de las estaciones de medición durante la campaña de prospección gravimétrica y magnetométrica se utilizó el sistema de posicionamiento global. La posición de las primeras estaciones magnéticas se obtuvo con un GPS Trimble Scout Master y para el resto de las mediciones se utilizó un GPS Garmin modelo GX 12.

Dado que las posiciones que se adquirieron se encontraban en coordenadas geográficas en el sistema WGS84, fue necesario emplear el software GPSU 4.03.2 [Murphy, 2001] para transformarlas a UTM del sistema NAD 27 para México. Adicionalmente durante el levantamiento gravimétrico se tomaron datos de elevación con un altímetro digital Brunton modelo Serpa.

V.3 Procesado de los datos de campo

Depuración de la información magnética

Para depurar los datos magnéticos se obtuvo el valor promedio del grupo de mediciones en cada estación estimando la diferencia de cada dato respecto a dicho promedio. De esta forma se editaron las mediciones cuyo valor difería en más de 20 gammas del resto.

Tomando en cuenta que la primer línea fue medida para conocer las perturbaciones causadas por la actividad antrópica fue posible establecer que los rangos de variabilidad que podría tener el instrumento cerca de fuentes potenciales de ruido superaría el intervalo de los 39000-43000 gammas. Lo anterior permitió tener un criterio de medición en las futuras líneas de prospección además de que con este rango fue posible discriminar valores considerados como ruido ambiental.

Con esta consideración es fue posible establecer que un valor promedio representativo en la zona de estudio es de 41693 gammas y que la anomalía puede oscilar entre los 40000-42600 gamas.

Reducción de los datos gravimétricos

Para calcular el valor de gravedad en las estaciones auxiliares, ubicadas en el Instituto de Geofísica (figura 18) se realizó una secuencia de amarre considerando como dato de referencia fundamental, el valor de 977927.071 mGal (Tabla 5), que corresponde a la estación de control de primer orden (EPO) del Igeof, UNAM.

| ESTACION | TIPO | UBICACIÓN | COORDENADAS | | ELEVACIÓN (msnm) | VALOR DE LA GRAVEDAD (mGal) |
|-----------|----------|----------------------------|-------------|---------|---------------------|-----------------------------------|
| | | | X | Y | | |
| CU Igeof. | EPO | Sótano del SSN | 481552 | 2136822 | 2264 | 977927.071 |
| B1 | Auxiliar | Estacionamiento Igeof. | 481579 | 2136826 | 2268 | 977926.438 |
| B2 | Auxiliar | P.B. Edificio Anexo Igeof. | 481594 | 2136834 | 2267 | 977926.587 |

Tabla 6. Valores de gravedad para las estaciones base de apoyo obtenidos a partir del dato de la estación de control de primer orden.

Con la ayuda del programa Gravitymeter Data Reduction versión 2.0 desarrollado por Robert E. West [West, 1991] se redujeron los datos de cada perfil para conocer la gravedad observada, la deriva en cada jornada y el valor de la anomalía de Bouguer. Para ello se aplicó la formula internacional basada en el geoido de 1984 para el cálculo de la Gravedad Teórica.

Para obtener el valor de la anomalía de Bouguer se calculó el factor de corrección de aire libre empleado los siguientes términos:

1. 0.3086
2. $[0.30877 - 0.00045 \cdot \text{Sen}^2(L)] - 0.000000072 \cdot h$

Se utilizó como constante de Bouguer el valor 0.04191 y se asumió que la densidad del estrato de Bouguer es 2.67 gm/cm^3 .

Una vez obtenida la anomalía de Bouguer se realizó el mapa de anomalías para conocer la respuesta gravimétrica de la subcuenca de Chalco.

CAPÍTULO VI

RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

VI.1 Mapa de anomalía gravimétrica

Con los datos gravimétrico digitizados [Yamashita Architects & Engineers, 1996] y georreferidos respecto la carta topográfica de la ciudad de México 1:5000 [INEGI, 1997b] se replanteó el mapa de anomalía de Bouguer para la cuenca de México. La figura 19 permite contrastar algunos rasgos topográficos con las anomalías en esa zona.

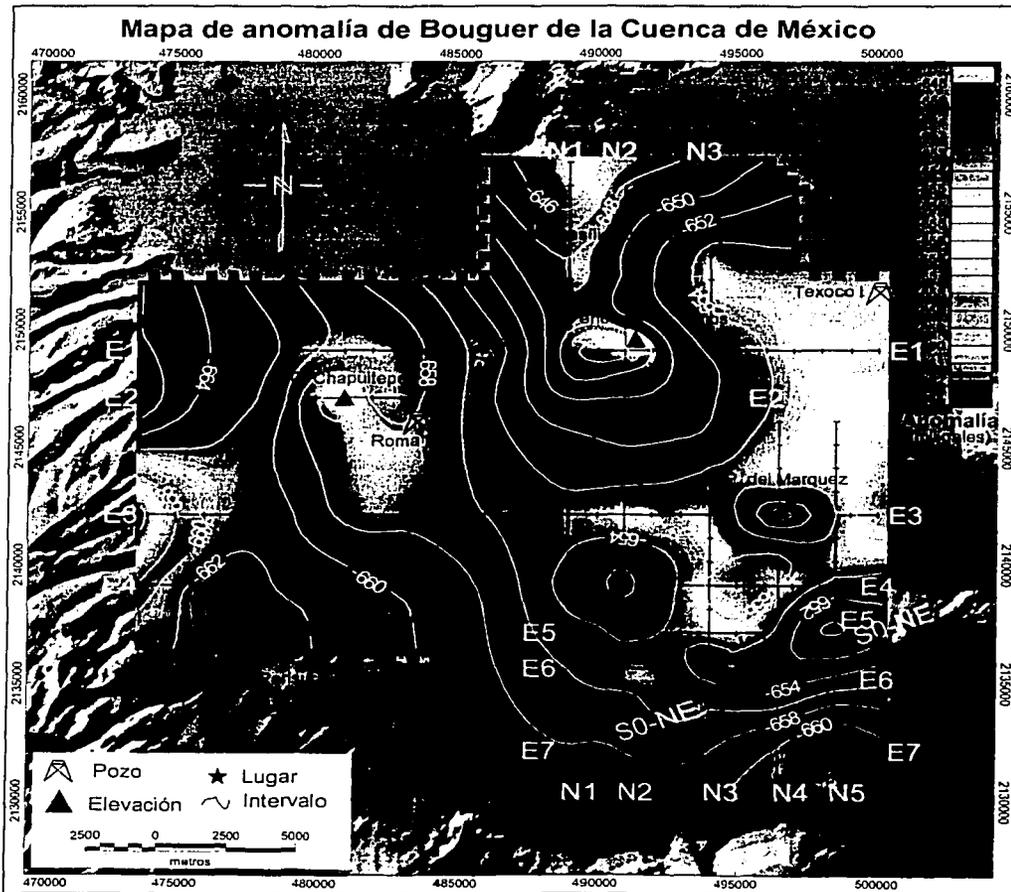


Figura 19. Mapa de anomalía de Bouguer de la cuenca de México superpuesto al modelo digital de elevaciones de la zona [INEGI, 1996 a]. Los perfiles digitizados se señalan con las letras N, E y SO-NE.

Descripción de anomalías

Se puede apreciar en el mapa de anomalías (figura 19) el comportamiento gravimétrico de la cuenca de México en el área urbana delimitada por los perfiles. Con base en dicho mapa se puede dividir fácilmente a la cuenca en dos porciones importantes, una de altos gravimétricos (mayores a -654 miligales) y otra de bajos gravimétricos (menores a -658 miligales).

Los valores intermedios, que oscilan entre los -657 y -655 miligales se encuentran dispuestos como una gran plataforma ubicada fundamentalmente hacia el noreste pero con influencia tanto al norte como en la parte central.

Los altos gravimétricos más significativos (-650 y -646 miligales) se distribuyen en el norte de la zona estudiada, desde el sur de la sierra de Guadalupe hasta un sector cercano al centro de la ciudad de México, en forma alargada y definiendo un alto estructural ensanchado con un incremento importante sobre el Peñón de los Baños. Esta tendencia de valores altos corresponde con algunos cerros y volcanes de la parte suroriental de la ciudad tales como el cerro de la Estrella, el Peñón del Marqués y la sierra de Guadalupe. En el caso del cerro de la Estrella y el Peñón del Marqués, la parte de su estructura que aflora en superficie es más pequeña que la extensión de la anomalía correspondiente observada en el mapa de la figura 19.

La anomalía correspondiente a la sierra de Santa Catarina, dirigida en la misma dirección del emplazamiento de esta, se ajusta en su totalidad con el área en la que afloran los volcanes que la conforman.

Los bajos gravimétricos (menores a -658 miligales) corresponden con la alineación que tiene la sierra de las Cruces (Formación Tarango y Formación las Cruces) que corre de norte a sur en la parte occidental de la ciudad, así como con los derrames del Xitle sobre los cuales se encuentra CU. Estos bajos también se distribuyen hacia el sureste sobre Xochimilco y al sur de la sierra de Santa Catarina. En el cerro de Chapultepec hay una ligera anomalía positiva alojada entre la zona de bajos gravimétricos al igual que en la zona de Santa Fe. El hecho de que disminuya la gravedad al occidente de la ciudad hace suponer que existe un escalón o fosa en dirección NO-SE. Ahora bien, considerando que la actividad volcánica en la sierra de las Cruces tiende a ser de tipo ácida, es posible que este bajo se deba a la suma de los efectos de la baja densidad de la litología más superficial y la presencia de la fosa.

En la figura 20 se muestra una perspectiva en 3D de la superficie generada por la anomalía gravimétrica de Bouguer asociada a la topografía de la cuenca de México.

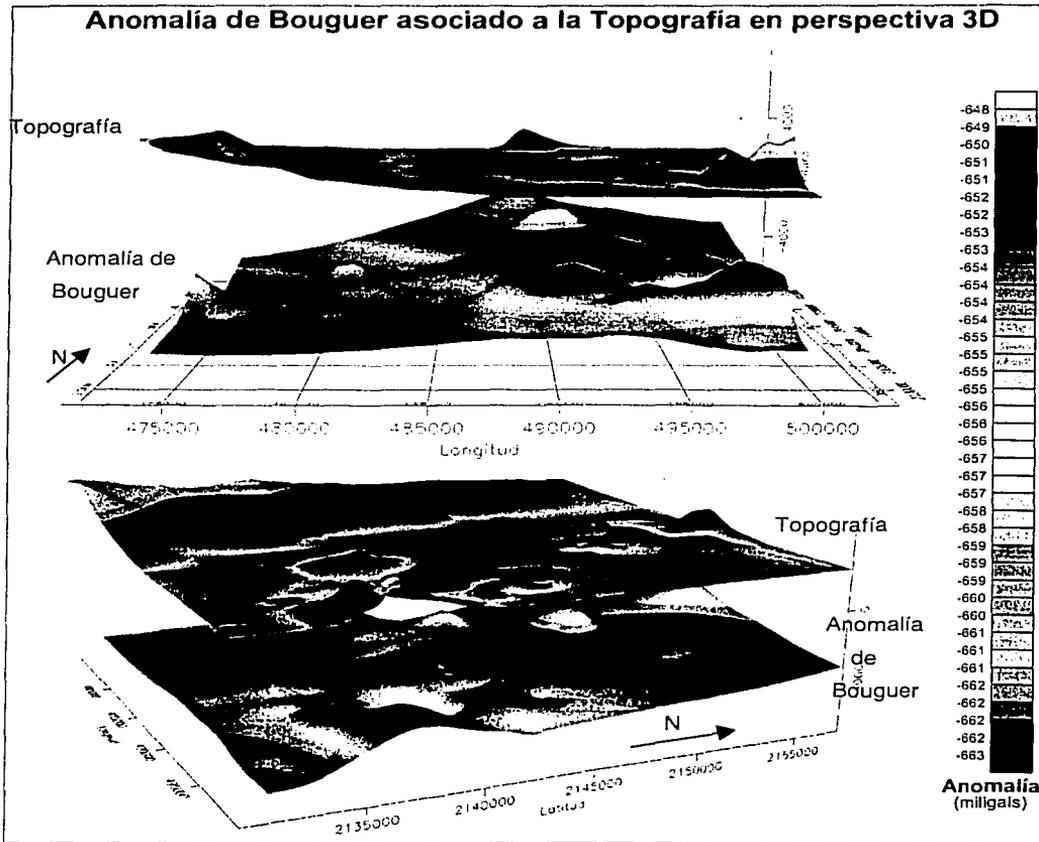


Figura 20. Mapa gravimétrico 3D de la cuenca de México asociado a rasgos topográficos sobrepuestos

En base a la discontinuidad marcada en el horizonte sismoestratigráfico VII propuesto por Pérez-Cruz [1988], es posible considerar que el efecto gravimétrico positivo (mayor a los -559 mGal) es la suma del efecto de un boque calcáreo, a gran profundidad en el sector noreste y que se extiende hacia el sur junto con las unidades volcánicas posteriores a las calizas cretácicas. Por ello la unidad que forma el basamento de la cuenca es reconocible en este sector como una plataforma que coincide con la franja centrada en los -656 milgales y que paulatinamente se va degradando hacia los bajos gravimétricos mediante una estructura que hace disminuir la densidad.

En el sur el efecto gravimétrico negativo aparece gradualmente en la cuenca de Xochimilco aún cuando debajo se encuentra el bloque calcáreo reportado en el pozo Túlyehualco 1 [Pérez-Cruz, 1988], esto hace suponer que los efectos relevantes en cuanto a los altos gravimétricos corresponden a actividad ígnea posterior a las calizas. Además, en el sector occidental de la cuenca se aprecia un importante decremento en la anomalía gravimétrica y solo se manifiestan altos locales como el del cerro de Chapultepec y el generado hacia Santa Fe.

VI. 2 Modelos gravimétricos de la cuenca de México

A continuación se presentan los resultados obtenidos del modelado gravimétrico de la cuenca de México a partir de los datos digitizados de Yamashita Architects & Engineers [1996].

Los modelos se realizaron con dos propuestas distintas considerando como capas principales las propuestas por Perez-Cruz [1988] denominadas, Unidad de Calizas Cretácicas, Unidad Volcánica Inferior, Unidad Volcánica Superior y Unidad de Arcillas Lacustres. En estos se muestran los datos de anomalía de Bouguer aproximados por la línea continua generada por la respuesta del modelo planteado. Además cada modelo muestra una perspectiva en planta de la distribución de las capas a la profundidad señalada por la línea de corte horizontal en el modelo.

Cabe recordar que la diferencia en los dos modelos realizados para cada perfil es que en la primer propuesta (A) se considera que la densidad incrementa en todas las capas en función de la profundidad. En el segundo caso (B) se modifica la densidad de la unidad volcánica inferior a 2.7 g/cm^3 , siendo esta mayor a la de la Unidad de Calizas del Cretácico.

Modelos gravimétricos en dirección norte-sur

De los cinco perfiles digitizado en dirección N-S los tres primeros (N1, N2 y N3) son de mayor extensión que los dos últimos. En los dos primeros, Perfil N1 y Perfil N2, se observa un salto en la Unidad de Calizas Cretácicas que corresponde a la falla normal con dirección NNO-SSE reportada en el horizonte sismoestratigráfico VII por Pérez-Cruz [1988]. Ello provoca que la Unidad Volcánica Inferior tenga un espesor considerablemente inferior en su parte izquierda con relación a su parte derecha, después del fallamiento. En los tres perfiles restantes (N3, N4 y N5) no sucede esto por encontrarse sobre el bloque superior de la Unidad de Calizas Cretácicas.

Modelos del Perfil N1

El Perfil N1 inicia en el parque nacional Tepayac, en la sierra de Guadalupe, y se extiende hasta el canal de Cuernavaca pasando por el costado oeste del cerro de la Estrella. Su extensión es de 26 km por lo que consta de 27 datos de gravedad.

En los dos modelos propuestos (figura 21 y 22) se presenta fallamiento normal en la Unidad de Calizas Cretácicas localizado entre 11-12 km de distancia horizontal con inclinación hacia el sur.

Modelo N1-A.

En la unidad calcárea del modelo realizado con la primer consideración (figura 21) hay un montículo al centro de su sector norte y en su parte sur tienen una forma ligeramente sinuosa.

La Unidad Volcánica Inferior muestra un alto de 500 m aproximadamente entre los 3 y los 9 kilómetros que se corta abruptamente hacia el sur. Después de este punto su contacto con la Unidad Volcánica Superior tiende a subir, pero se forma una depresión debajo del cerro de la estrella. Esta última unidad es de espesor heterogéneo con altos importantes entre los 7-10 km, por la presencia del Peñón de los Baños y de 17-23 km en el cerro de la Estrella.

En la unidad sedimentaria se forma una depresión ente la estructura profunda del Peñón de los Baños y la sierra de Guadalupe. Su espesor decrece hacia el acúñamiento con el cerro de la Estrella, pero al pasar este obstáculo la unidad sedimentaria incrementa su espesor nuevamente.

Este modelo se realizó con un error de 0.024 %.

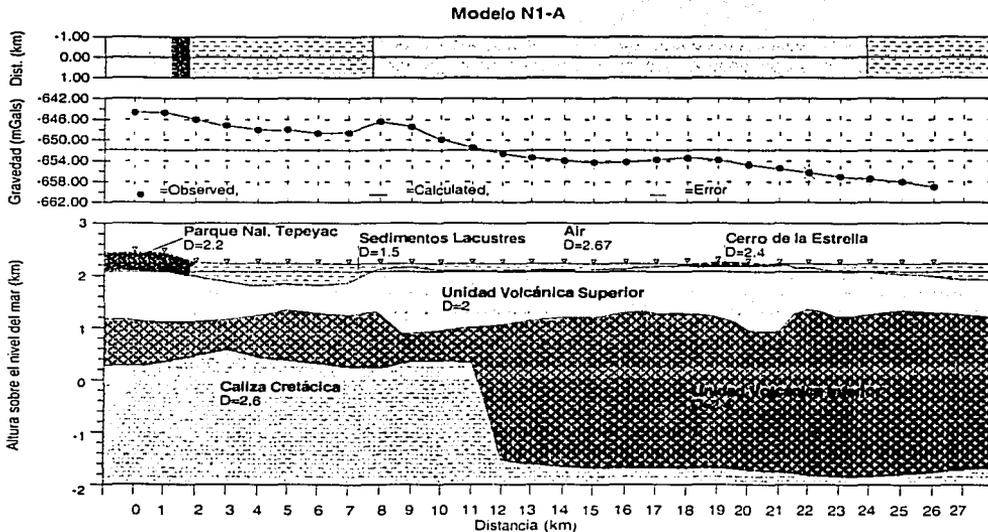


Figura 21. Modelo N1-A. Inicia en el Parque Nacional Tepeyac y finaliza en el Canal de Cuernavaca. Los puntos representan la gravedad observada. La línea continua es la curva de aproximación calculada y las líneas horizontales superpuestas representan el error de aproximación gráfico.

Modelo N1-B.

El modelo hecho con la segunda propuesta (figura 22) presenta en el sector norte de la unidad de calizas un montículo a la 2 Km, sin embargo, después de la falla es muy homogénea.

El contacto entre las Unidades Volcánicas Superior e Inferior es en forma de una depresión de cuatro kilómetros debajo del cerro de la Estrella.

El espesor de la unidad volcánica superior es muy variable debido a que presenta un contacto irregular en el cerro Tepeyac seguido de una depresión en la unidad sedimentaria, así como un importante alto entre los 6-13 km y un montículo amplio debajo del cerro de la Estrella,

La unidad lacustre presenta una geometría ondulada que se acuña por la presencia de las estructuras volcánicas del Tepeyac, al norte, Peñón de los Baños, cerca del centro, y el cerro de la Estrella, un poco más al sur. El error en este modelo fue de 0.03 %.

Modelo N1-B

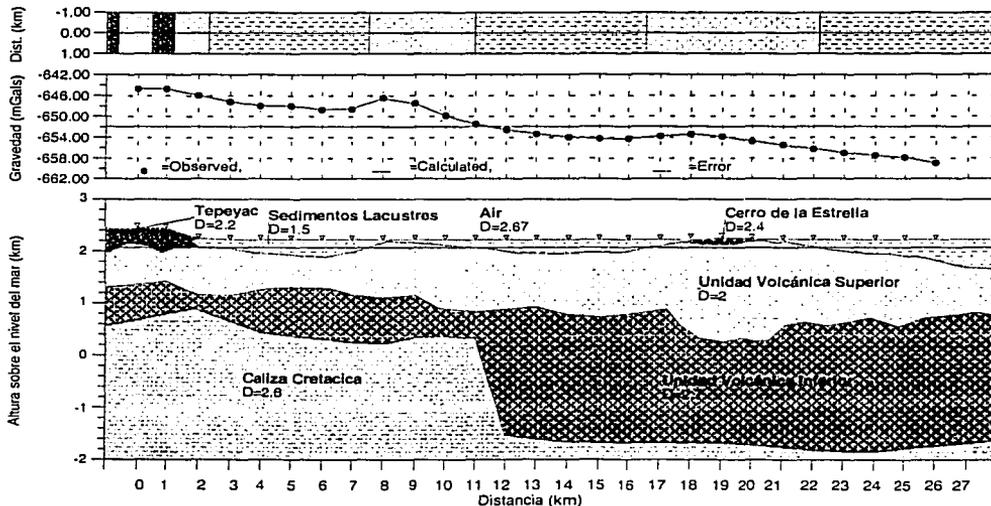


Figura 22. Modelo N1-B. Dirección N-S. Modelo de densidad decreciente con la profundidad, en las últimas dos capas. Inicia en el Parque Nacional Tepeyac y finaliza en el Canal de Cuernavaca.

Debajo del Tepeyac hay un arreglo geométrico muy lineal en estos los modelos N1-A y N1B que puede ser atribuible a algún patrón de fallamiento o fracturamiento al norte de la ciudad. Esto concuerda con algunos fallamientos documentados en la sierra de Guadalupe Mooser [1990], Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera [1989], Cserna et al., [1988] y Lugo Hubp, [1996].

Por otra parte la estructura que sobresale en la UVS entre las distancias horizontales 6 y 13 es claramente relacionable con la Estructura que soporta en profundidad al Peñón de los Baños. Además la geometría cónica del cerro de la estrella da la impresión de continuar uniformemente y con poca pendiente en profundidad con la Unidad Volcánica Superior. Estas dos últimas características se correlacionan con el modelado de los perfiles E1 (en el caso del Peñón de los Baños) y E4 (para el cerro de la Estrella) mismos que serán detallados posteriormente.

Modelos del Perfil N2

Este perfil tiene una extensión de 25 Km desde la colonia Nueva Atzacolco, en la delegación Gustavo A. Madero, hasta el parque ecológico Xochimilco. Pasa sobre el Peñón de los Baños, el pozo profundo Mixhuca 1 y por el cerro de la Estrella. En ambos modelos la unida de calizas tiene una presencia muy significativa y es muy similar ya que se corta por la presencia de la falla normal, hasta el intervalo comprendido de 18-20 KM.

Modelo N2-A

En la primer propuesta de modelado, mostrada en la figura 23, la Unidad Volcánica Inferior es de espesor constante sobre el bloque de las calizas. Después del fallamiento en la unidad calcárea su grosor se incrementa hasta alcanzar los 3200 m de espesor.

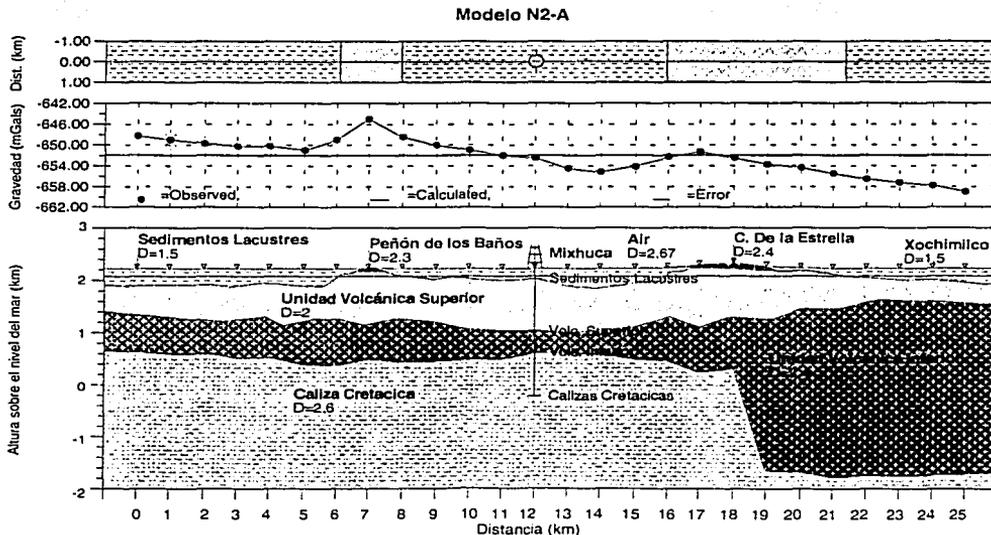


Figura 23. Perfil N2-A. Dirección N-S. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en la colonia Nueva Atzacolco y finaliza en el Parque Ecológico Xochimilco.

Los extremos de la Unidad Volcánica Superior tienden a adelgazarse sin llegar a cerrarse y al centro su espesor se incrementa al correlacionarse con el pozo Mixhuca, 1 localizado casi exactamente sobre el dato ubicado en el kilómetro 12.

La Unidad de Sedimentos Lacustres muestra en su contacto inferior una topografía irregular con valles que alcanzan una profundidad máxima de 350 m y flanquean las estructuras volcánicas del Peñón de los Baños y el cerro de la Estrella. Estas estructuras volcánicas presentan una geometría cónica, la primera de ellas de dimensión reducida comparada con la estructura que la soporta y la segunda con una influencia más extensa en su base. El error es de 0.02%.

Modelo N2-B

La figura 24 muestra la geometría de este modelo en el que la Unidad Volcánica Inferior tiene en promedio 500 y 1800 m de espesor sobre la parte alta de las calizas y después de la falla, respectivamente.

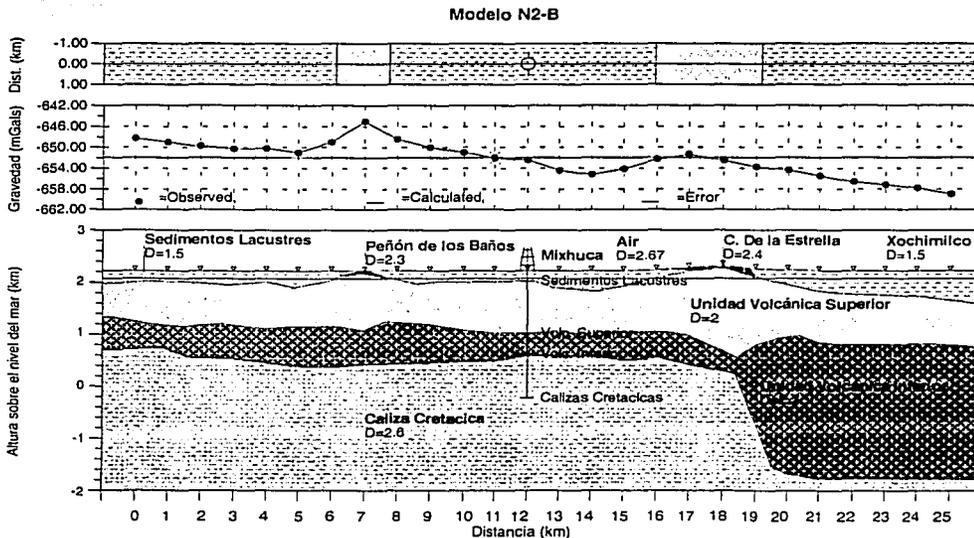


Figura 24. Perfil N2-B. Dirección N-S. Modelo de densidad decreciente con la profundidad, en las últimas dos capas. Inicia en la colonia Nueva Atzacoalco y finaliza en el parque ecológico Xochimilco.

En el contacto entre las unidades volcánicas inferior y superior se forman depresiones debajo del Peñón de los Baños y del cerro de la Estrella. El espesor de la Unidad Volcánica Superior es casi constante excepto al contacto con las unidades volcánicas que aforan en la superficie.

Los sedimentos muestran una clara tendencia a incrementar su profundidad hacia el sur donde llegan hasta casi los 500 m. El Peñón de los Baños aflora en forma de un cono de poca dimensión. El cerro de la Estrella se presenta como una unidad un tanto abrupta y de geometría mas lineal pero de espesor bajo. El error en el calculo de la aproximación fue de 0.028 %.

Modelos del Perfil N3

El Perfil N3 inicia en la colonia valle de Aragón 1ª sección (límites de los municipios de Ecatepec y Nezahualcoyotl), pasa por el costado occidental del volcán Yuhualixqui y termina en la colonia Villa Centroamericana y del Caribe (inmediaciones de las delegaciones Tláhuac y Xochimilco).

Como el pozo Mixhuca 1 se encuentra 3 km al oeste del perfil y dado que es muy probable que dicho pozo se encuentra muy cerca del desnivel de las calizas no hay una muy buena correlación con él en los dos modelos siguientes. Su longitud es de 25 km y el pozo Tulyehualco 1 se localiza a escasos metros de su parte final. Además se puede apreciar que en la unidad de calizas no está presente el fallamiento normal por lo que esta unidad se presenta en forma muy homogénea.

Modelo N3-A.

Al buscar una correlación aceptable con los pozos profundos la Unidad Volcánica Inferior se presenta ensanchada ligeramente en sus extremos y adelgazada su centro (figura 25).

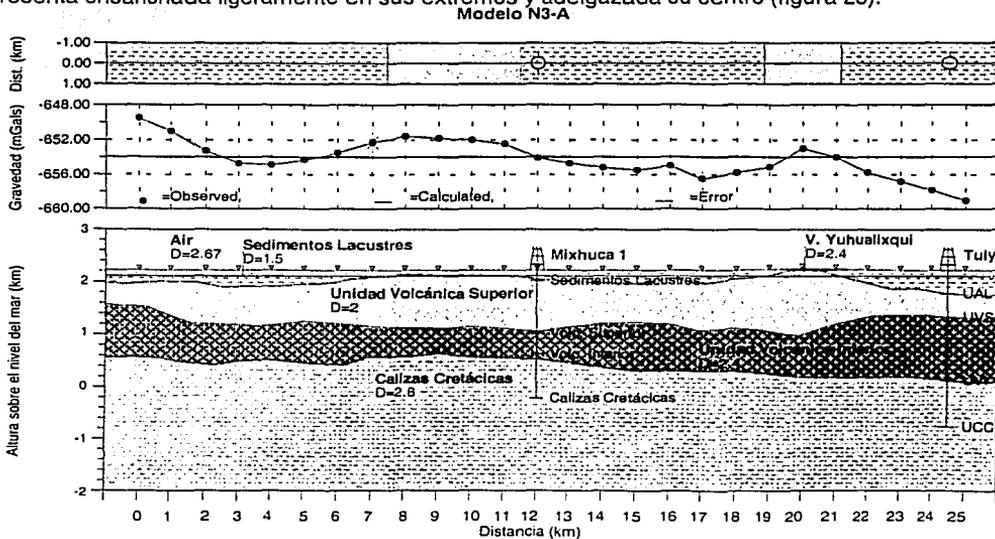


Figura 25. Modelo N3-A. Dirección N-S. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en valle de Aragón y finaliza en la villa Centroamericana y del Caribe.

En el caso de la UVS sucede lo opuesto ya que al centro se ensancha considerablemente respecto a sus bordes. Este engrosamiento de la UVS se da tanto en la correlación con el pozo Mixhuca 1 y debajo del volcán Yuhualixqui en donde tiende a aflorar hacia la superficie.

Los sedimentos lacustres alcanzan un espesor de hasta 300 m pero al centro de modelo se adelgazan hasta acuñarse en el volcán Yuhualixqui, una vez que pasan esta estructura su espesor asciende hasta los 400 m. El error en este modelo es de 0.01%.

Modelo N3-B.

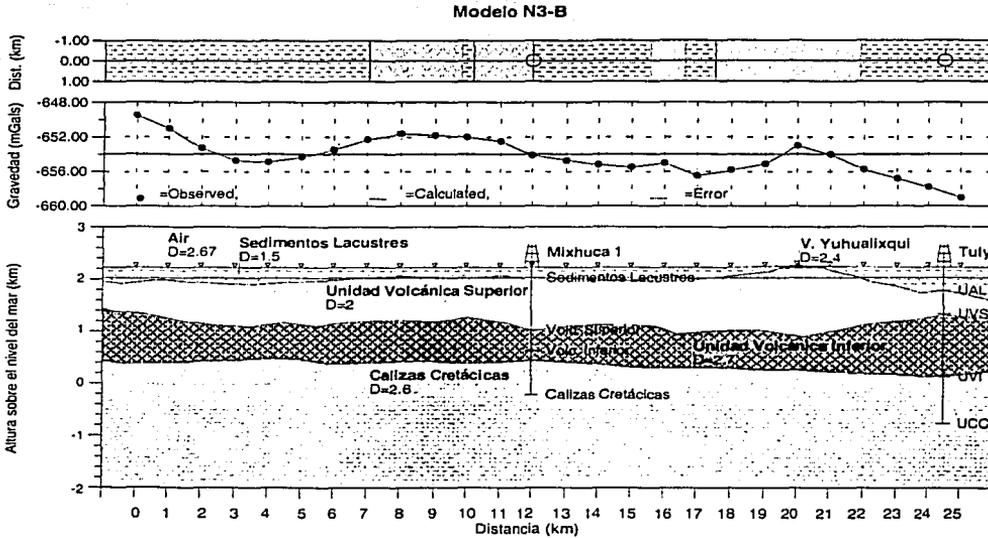


Figura 26. Modelo N3-B. Dirección N-S. Modelo de densidad, decreciente con la profundidad, en las últimas dos capas. Inicia en Valle de Aragón y finaliza en la Villa Centroamericana y del Caribe.

La Unidad Volcánica Inferior es de grosor variable con un incremento en la correlación con el pozo Tulyehualco 1 en donde aumenta hasta 1200 m aproximadamente, pero en promedio se le puede asignar un espesor de 900 m.

La Unidad Volcánica Superior se ensancha en su parte central y principalmente bajo el volcán Yuhualixqui del que parece formar una base cónica truncada. Su espesor disminuye hacia el norte con tendencia ligeramente hacia la superficie y al sur también se adelgaza inclinándose después del pozo Tulyehualco 1.

La unidad sedimentaria presenta una profundidad que disminuye ligeramente en el centro al acuñarse por la presencia del volcán Yuhualixqui y termina incrementándose hacia el sur por correlación con el pozo Tulyehualco 1 alcanzando 500 m. El error en este modelo es de 0.013 (figura 26).

Modelos del Perfil N4

Este es un perfil más corto que los anteriores ya que tiene una longitud de 15 Km. Parte de la colonia Agua Azul en Cd. Nezahualcoyotl pasa sobre el Peñón de Marqués y a un costado del volcán Xaltepec y finaliza en el parque Tláhuac (línderos de las Delegaciones Tláhuac y Xochimilco).

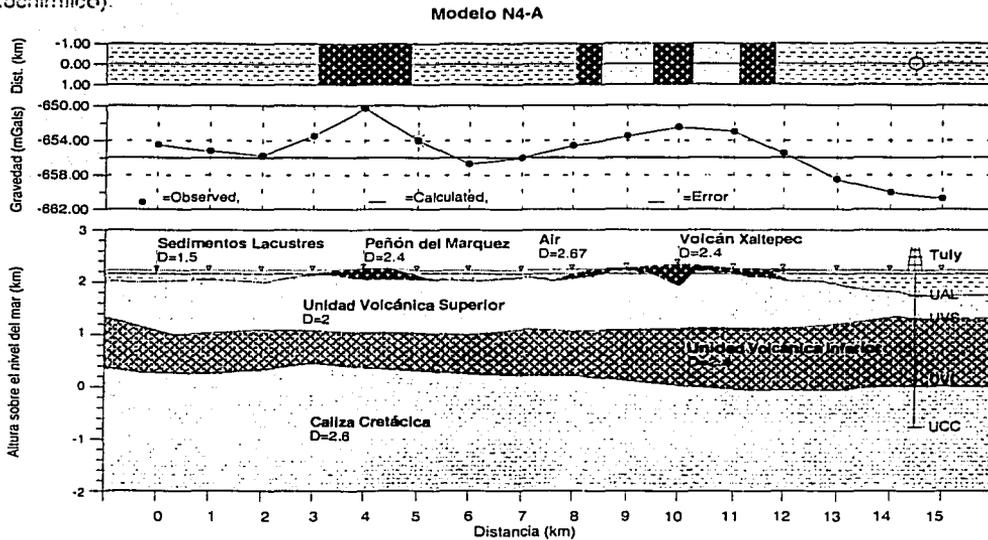


Figura 27. Modelo N4-A. Dirección N-S. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en Cd. Nezahualcoyotl y finaliza en el parque Tláhuac.

Los dos modelos siguientes tienen características similares y no están afectados por el fallamiento en las calizas que muestran topografía suave. El pozo Tulyehualco 1 se encuentra a 3 Km al oeste del kilómetro 14.5 del perfil.

Modelo N4-A.

La Unidad Volcánica Inferior es de espesor casi constante con un incremento ligero al correlacionarse con el pozo Tulyehualco 1. En su contacto con la Unidad Volcánica Superior se presentan ligeros cambios topográficos que se aplanan totalmente después del pozo Tulyehualco

1. El espesor promedio de la UVS es de unos 900 m tendiendo ligeramente, a disminuir hacia sus extremos, sobretodo hacia el sur; y a aumentar en el contacto con el Peñón del Marqués y el volcán Xaltepec.

Los sedimentos lacustres encuentran un espesor máximo 450 m hacia el sur y dan la apariencia de interdigitarse con el Volcán Xaltepec. (Figura 27)

La forma del emplazamiento del Peñón del Marqués es de un cono truncado con lados muy poco inclinados. En el caso del volcán Xaltepec pasa algo similar pero se marca una geometría singular en el contacto con la Unidad Volcánica Superior. El error en este modelo fue de 0.024 %.

Modelo N4-B.

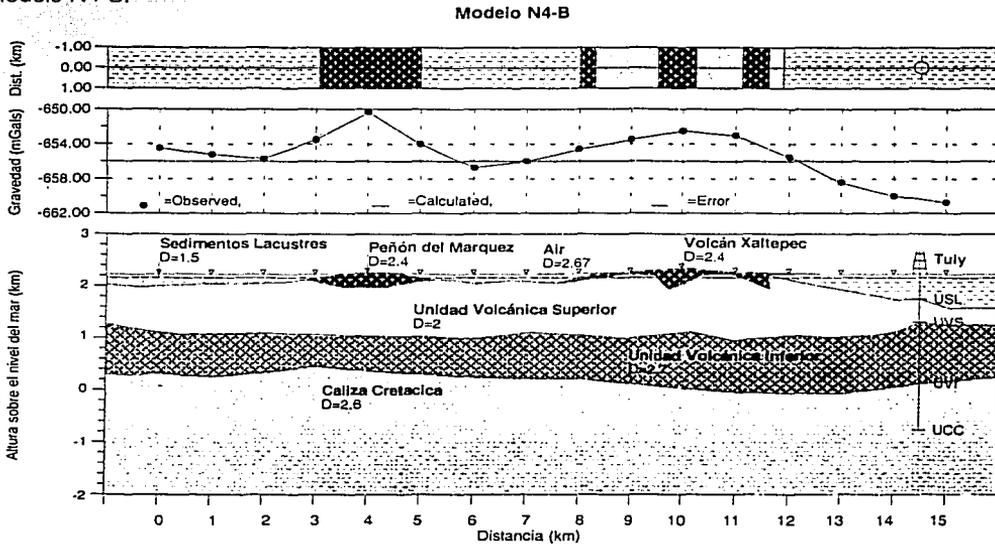


Figura 28. Modelo N4-B. Dirección N-S. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad en las últimas dos capas. Inicia en Cd. Nezahualcoyotl y finaliza en el parque Tláhuac.

Modelo análogo al anterior excepto por que en el contacto entre la Unidad Volcánica Inferior y la Unidad de Calizas Cretácicas es muy suave y aplanado, y porque en el contacto con la base del volcán Xaltepec se marcan más las estructuras con geometría lineal y abrupta que pueden considerarse como fracturamiento. Los sedimentos forman valles de unos 200 m tanto al norte como entre los volcanes, sin embargo el espesor llega a ser de hasta 600 m después de pasar el volcán Xaltepec (figura 28).

Modelos del Perfil N5

Este perfil al igual que anterior tiene 16 datos. Inicia en la colonia Benito Juárez municipio de Nezahualcoyotl, atraviesa el cerro Tecuautzi y culmina en la colonia El Triángulo de la delegación Tláhuac. En ambos perfiles la unidad de calizas es muy homogénea con ligeras ondulaciones y se correlaciona sin problemas con el pozo Tulyehualco 1, a pesar de encontrarse 5 Km al occidente del kilómetro 14.5.

Modelo N5-A.

En la figura 29 se muestra el modelo N5-A en el que la Unidad Volcánica Inferior tiene un espesor considerablemente variable ya que al formarse un alto, que tiende a subir en dirección del cerro Tecuautzi, alcanza los 1600 m y además a los costados de esta estructura, presenta 800 y 1100 m a la izquierda y derecha, respectivamente.

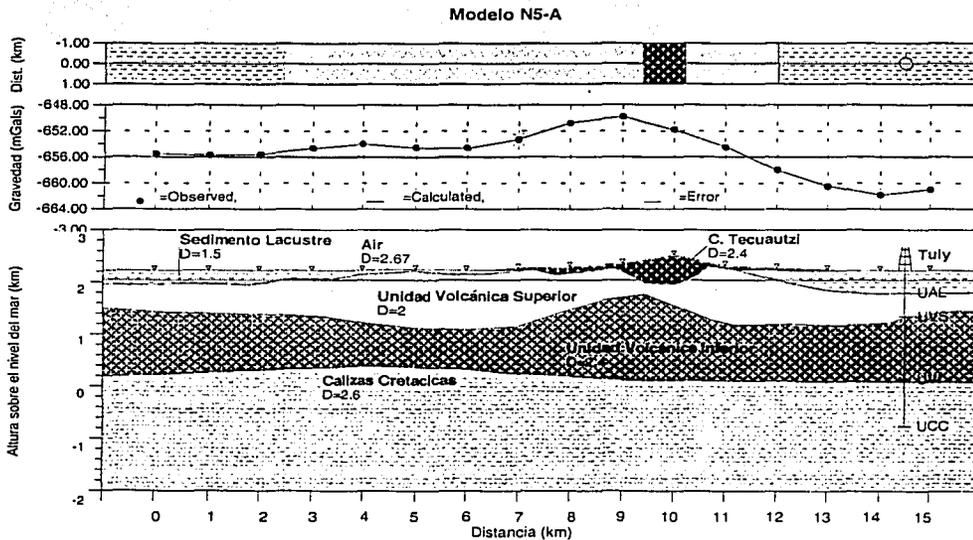


Figura 29. Perfil N5-A. Dirección N-S. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en Cd. Nezahualcoyotl y finaliza en Sn. Pedro Tláhuac. Tuly sinilca Pozo Tulyehualco 1

Por lo anterior la Unidad Volcánica Superior tiene un grosor poco homogéneo, es decir, en sus sectores laterales el ancho de la capa es de aproximadamente 400 m tendiendo a incrementarse hacia el centro y formando una base cónica truncada en el cerro Tecuautzi, además disminuye su espesor al centro de este cerro por la influencia de la unidad que le subyace.

La unidad sedimentaria llega a alcanzar casi 300 m de profundidad en sus partes laterales pero se acuña en las cercanías del cerro Tecuautzi quedando ligeramente atrapada por la influencia de los derrames de esta última y por la Unidad Volcánica Superior que la soporta.

El cerro Tecuautzi tiene geometría cónica en el centro y una importante distribución horizontal de poca pendiente en superficie. Descansa ligeramente sobre la unidad sedimentaria. Su contacto con la unidad volcánica superior es mediante depresiones que dan la impresión de albergar la estructura principal de esta unidad. El error en este modelo fue de 0.039 %.

Modelo N5-B.

En el modelo N5-B (figura 30) se considera que cambia la densidad de la UVS de 2.4 a 2.7 gr /cm³ lo que produce que esta capa se conserve con un grosor constante de un kilómetro, excepto en la relación con el pozo Tulyehualco 1 en donde al forzar que la capa se ajuste al pozo se genera un montículo de unos 150 m de altura entre ésta capa y la que la suprayace.

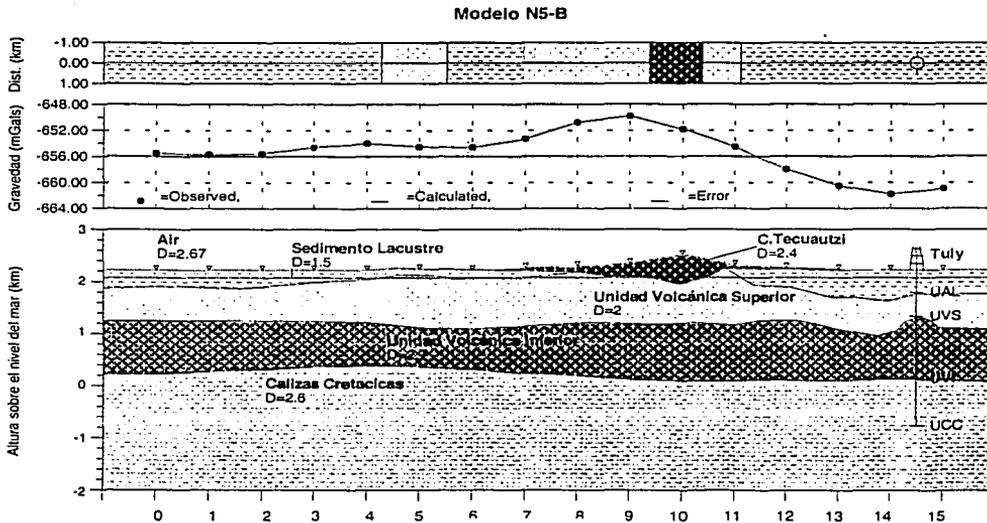


Figura 30. Modelo N5-B. Dirección N-S. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad, en las últimas dos capas. Inicia en Cd. Nezahualcoyotl y finaliza Sn. Pedro Tiáhuac.

La Unidad Volcánica Superior en su parte norte es de espesor uniforme (aproximadamente 600 m) tendiendo a ensancharse ligeramente hacia la base del cerro Tecuautzi y a adelgazarse en forma constante en su sector sur.

La unidad sedimentaria presenta al norte una profundidad de 200 m que va acunándose hasta el contacto con el cerro Tecuautzi, quedando inclusive debajo de este, situación que se repite en su porción sur. Al asociar los sedimentos con el pozo Tulyehualco 1 estos alcanzan una profundidad de poco más de 400 m.

El cerro Tecuautzi está soportado por la unidad volcánica superior en su parte central, en donde exhibe un espesor es de 500 m y una geometría de tipo rombo acostado en la que sus extremos laterales se extienden horizontalmente con un espesor poco considerable y descansan sobre la unidad sedimentaria. Su error es de 0.028.

La forma del emplazamiento del cerro Tecuautzi hace suponer que el derrame pudo haber sido contemporáneo a la deposición de la unidad sedimentaria cuestión que podría afirmar la idea de que la sierra de Santa Catarina es de génesis muy reciente, señalada por Lugo Hubp et al., [1994].

Modelos gravimétricos dirección este-oeste

Los modelos que se describen a continuación tienen un basamento calcáreo afectado por fallamiento normal dirigido NNO-SSE con inclinación hacia el oeste y correlacionado con el horizonte sismoestratigráfico VII [Pérez-Cruz, 1988]; el desnivel es del orden de los 2 kilómetros con ligeros cambios de pendiente. Por la presencia de esta falla, el espesor de la Unidad Volcánica Inferior, en términos generales, es menor encima en el bloque de techo y sustancialmente mayor sobre el bloque de piso.

Los cuatro primeros perfiles (E1, E2, E3 y E4) cruzan el Distrito Federal casi en su totalidad, y los tres restantes (E5, E6 y E7) se concentran en el sector suroccidental.

La Unidad Volcánica Superior es lateralmente homogénea y en algunos casos tiende hacia la superficie, principalmente en la parte occidental.

Adicionalmente en los modelos correspondientes a los perfiles E2, E3 y E7 se incorpora la información de los tendidos sísmicos realizados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) [Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988].

Modelos del Perfil E1

Este Perfil cuenta con 27 datos gravimétricos que conforman una línea de 26 km, que parte del campo de golf club Chapultepec (límite del D. F. con el municipio de Naucalpan) y finaliza en el Lago Churubusco "El tesorito" (cerca de la delimitación de los municipios de Texcoco y Nezahualcoyotl).

En su trayecto pasa por el costado norte del cerro de Chapultepec, sobre el Peñón de los Baños y el lado norte del actual aeropuerto internacional "Benito Juárez".

En estos modelos se asocian los pozos Roma1 y Texcoco 1 ubicados 3 km al sur del kilómetro 9.5 del perfil, el primero y 2.5 kilómetros al norte del final del perfil, el segundo, respectivamente. La presencia de la falla normal en la unidad de calizas se encuentra al centro del perfil con un salto del orden de 1600 m.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Modelo E1-A.

Este modelo (figura 31) presenta en la unidad calcárea cretácica topografía aplanada en su mitad occidental, además de una ligera depresión en la zona de Xochimilco en su parte oriental, sobre el bloque de techo.

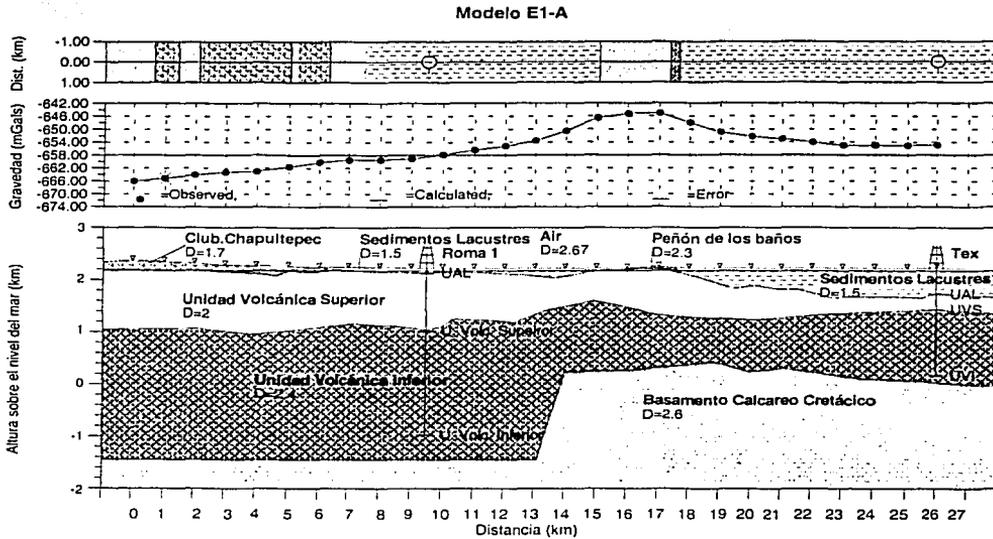


Figura 31 Modelo E1-A. Dirección E-O. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en el Campo de golf "club Chapultepec" y finaliza en Texcoco El pozo Texcoco 1 esta señalado como Tex.

La Unidad Volcánica Inferior muestra, con la capa que la sobreyace, un relieve homogéneo que tiene en la parte central ligeros altos y tiende a subir sutilmente hacia la superficie en su porción este.

La Unidad Volcánica Superior en sus porciones central y oeste tiende hacia la superficie, alcanzando en esta última 1200 m de espesor. En el lado oeste soporta lo que podría considerarse como las formaciones Tarango y las cruces, señaladas con el bloque Club Chapultepec, así como, muy cerca de su centro al Peñón de los Baños donde se observa una clara asociación con la forma del emplazamiento de esta estructura.

La unidad sedimentaria se incrementa de oeste a este teniendo la pendiente más importante en la sector oriente en donde al encontrarse con el pozo Texcoco alcanza una profundidad de casi 500 m.

Modelo E1-B.

Sobre las calizas cretácicas se observa un leve montículo debajo del señalamiento del pozo Roma 1, además tiene un importante declive debajo del pozo Texcoco 1 (Tex), lo que provoca que la Unidad Volcánica Inferior incremente su espesor en su parte este, debido en parte también, a que su límite superior tiende a subir ligeramente. En la Unidad Volcánica Superior ocurre lo contrario ya que ésta se acuña hacia el este generando inclusive que tienda a salir a la superficie (figura 32).

Modelo E1-B

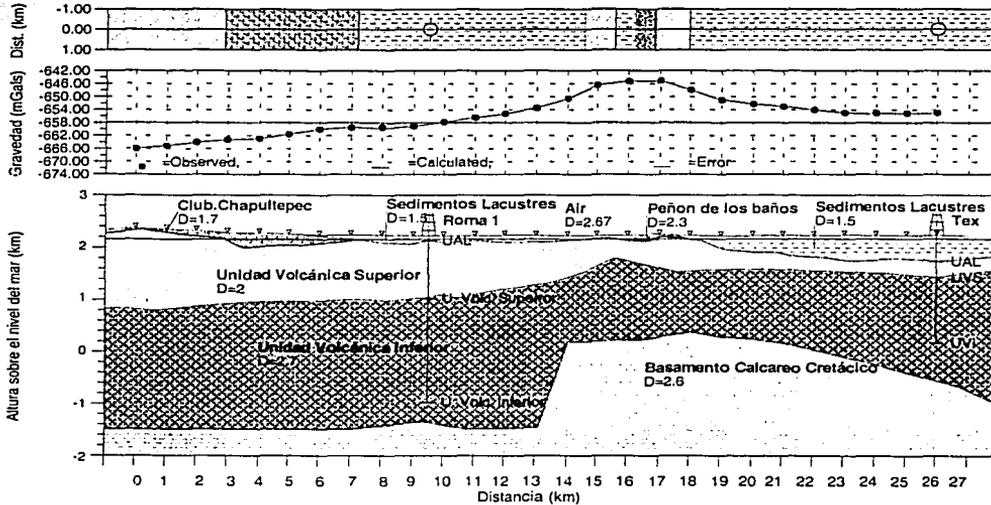


Figura 32 Perfil E1-B. Dirección E-O. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad, de las últimas dos capas. Inicia en el Campo de golf Club Chapultepec y finaliza en Texcoco. El pozo Texcoco 1 está señalado como Tex.

En la parte occidental de las unidades antes mencionadas, los grosores de las capas son considerables, y en el caso de la UVS hay nuevamente una preferencia por salir hacia la superficie reduciendo el espesor del cuerpo que le sobyace, mismo que podría considerarse como parte de las Formaciones Tarango y las Cruces.

La Unidad de Sedimentos Lacustres, al centro, alcanza una profundidad máxima de 150 m acuñándose en los bloques del Club Chapultepec y el Peñón de los Baños, sin embargo después de esta última estructura los sedimentos alcanzan un espesor de hasta 500 m (figura 32).

El hecho de que la UVS tienda hacia la superficie formando la base del Peñón de los Baños permite reconocer que hay una estrecha relación genética entre esta estructura interna y la que aflora. Además es posible apreciar que la UVI también tiende a subir debajo del Peñón de los Baños, cuestión que puede corresponder con las rocas cartografiadas como Tmv (rocas extrusivas

del mioceno tardío) por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera [1989] asignadas a esta unidad. Por tanto, a pesar de que este incremento gravimétrico manifestado en ambos modelos (E1-A y E1-B), no aflora en la superficie, es factible considerar que forma parte de algún periodo de actividad extrusiva que formó al peñón.

Modelos del Perfil E2

El perfil inicia en la colonia Lomas de Tecamachalco, sección Fuentes (Municipio de Naucalpan); atraviesa el cerro El Chapulín y finaliza en la colonia Maravillas (Municipio de Nezahualcoyotl). Tiene una extensión de 21 km. Se encuentra al norte de los pozos Roma 1 y Mixhuca 1 a uno y tres kilómetros, respectivamente. El fallamiento con echado al oeste en la unidad de calizas queda entre los kilómetros 14 y 15. Para el modelado en este perfil se considero además la información de los tendidos sísmicos T30 y T27 de CFE señalándolos en las figuras con simbología de pozos. En ellos el nombre de la litología asociada se acorto de la siguiente forma: Ar-arcillas, Tob-tobas y Gr-gravas.

Modelo E2-A.

La ilustración del modelo E2-A (figura 33) presenta el fallamiento normal en las calizas ligeramente desplazado hacia el occidente. En dicho modelo se puede apreciar que la Unidad Volcánica Inferior es bastante gruesa en su sector occidental, casi de 2800 m con un incremento dirigido al cerro de Chapultepec ente los kilómetros 5-8.

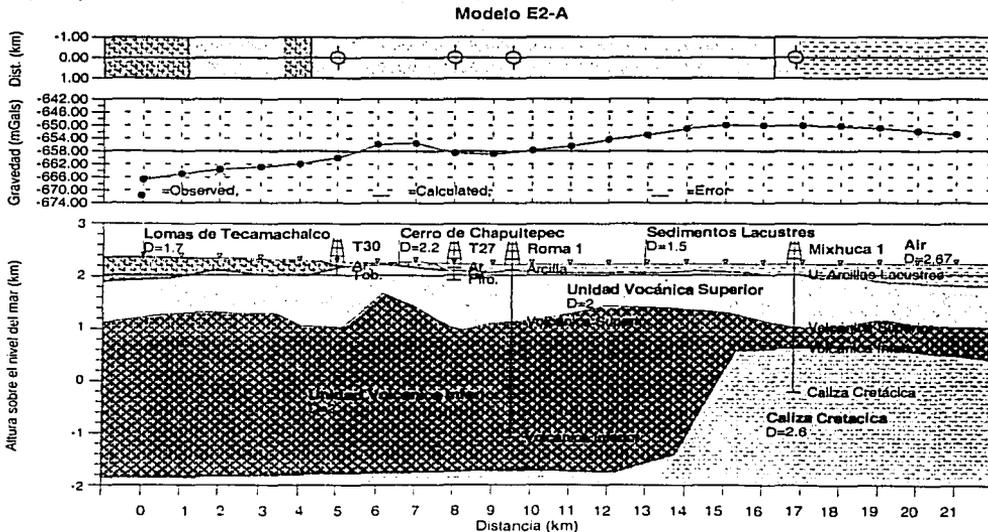


Figura 33 Modelo E2-A. Dirección E-O. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en Lomas de Tecamachalco y finaliza en Cd. Nezahualcoyotl.

Después del fallamiento mencionado disminuye su espesor hasta casi 300 m en el porción derecha. La Unidad Volcánica Superior es una capa ondulada de 800 m de espesor con cambios abruptos debajo del cerro de Chapultepec. Los sedimentos lacustres tienen profundidad muy homogénea con incrementos al oriente alcanzando un máximo de 230 m. En este modelo la relación con los pozos profundos fue muy clara.

Modelo E2-B.

El pozo Mixhuca 1 se asocia en forma regular en el contacto de las calizas, pero no hay una correspondencia precisa en el contacto de la Unidad Volcánica Superior y en la Unidad de Sedimentos Lacustres, lo que genera en estos puntos pequeños valles.

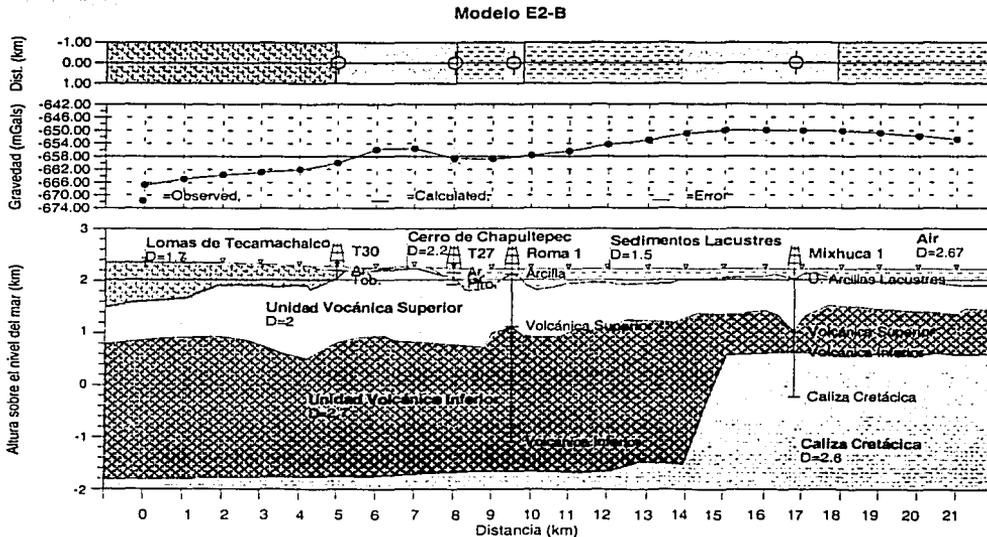


Figura 34 Modelo E2-B. Dirección E-O. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad, en las dos últimas capas. Inicia en Lomas de Tecamachalco y finaliza en Cd. Nezahualcoyotl.

Es notoria una topografía abrupta en el contacto superior de la Unidad Volcánica Inferior, aunque con estructuras que no tienen más de 200 m de diferencia en profundidad, la tendencia de este contacto es a ascender ligeramente de oeste a este, además de encontrarse ensanchado en su lado izquierdo y muy adelgazado en su parte derecha.

La Unidad Volcánica Superior tiene una topografía, en su contacto superior, más suave, sin embargo resalta su tendencia hacia la superficie tanto en el cerro de Chapultepec, en donde aflora con una cubierta de menor densidad como en los montículos formados a la altura del pozo Roma 1 así como a los costados del Pozo Mixhuca 1.

La unidad de las Lomas, aquí denominada "Lomas de Tecamachalco" aflora en el sector occidental e incrementa su grosor en su parte más al oeste llegando a ser de 200 m.

La Unidad de Sedimentos Lacustres alcanza una profundidad máxima de 200m en los costados del pozo Roma1 y su relieve en profundidad es ligeramente irregular (Figura 32).

Como existe un alto en la Unidad Volcánica Inferior a la altura del cerro de Chapultepec, pero que no llega a superficie, se considera que hay cierta relación entre estos bloques. Esta característica permite suponer que la base del mencionado cerro está aún más profunda y cubierta por los depósitos volcánicos del Plioceno temprano (Tpv) dentro de la Unidad Volcánica Superior definidos por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palamera [1989]. Esta situación confirmaría la proposición de algunos autores respecto a la antigüedad del cerro de Chapultepec e inclusive le asignaría un basamento más antiguo. Sin embargo al aminorarse este efecto en el modelo E2-B no es muy concluyente hacer esta afirmación.

Modelos del Perfil E3

El perfil cuenta con 26 datos gravimétricos dispuestos desde la colonia Presidentes en la delegación Álvaro Obregón, atravesando el Peñón de Marqués hasta en la Unidad habitacional Solidaridad (límites de la delegación Iztapalapa y el municipio de Nezahualcoyotl).

Se consideran parcialmente los pozos Roma 1 y Mixhuca 1 a pesar de que se encuentran un tanto alejados. La unidad de calizas en ambos modelos se asemeja a la presentada en los modelos anteriores y el fallamiento está en el kilómetro 17. Además, para definir mejor los primeros 400 m de profundidad se asocian los tendidos sísmicos T37 y T14 realizados por CFE y señalados con simbología de pozos.

Modelo E3-A.

La Unidad Volcánica Inferior en su contacto con la Unidad Volcánica Superior tiene una pendiente que inicia al occidente a los 420 m de profundidad y culmina al este a los 2250 m de profundidad.

Tiene dos valles hacia en su sector izquierdo, uno de ellos asociado al pozo Roma 1 y otros dos en su parte derecha, después del pozo Mixhuca 1.

Modelo E3-A

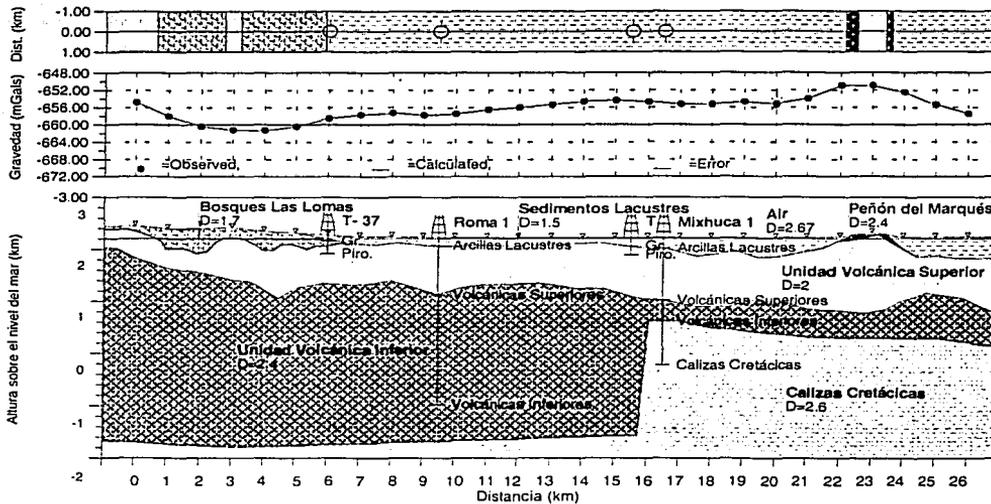


Figura 35 Modelo E3-A. Dirección E-O. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en Bosques "Las Lomas" y finaliza en la Unidad habitacional Solidaridad.

La Unidad Volcánica Superior cuenta con un espesor que tiende a acunarse hacia el oeste en donde tiende hacia la superficie al inicio del perfil.

El bloque denominado "Bosques Las Lomas" descansa sobre la Unidad Volcánica Inferior en forma muy irregular. El Peñón del Marques forma una geometría cónica que desciende uniformemente, en profundidad, con un montículo generado desde la Unidad Volcánica Inferior.

La unidad sedimentaria esta acunada al oeste por la presencia de la estructura del bloque denominado "Bosques Las Lomas" y que corresponde con la sierra de las Cruces. Este acunamiento se muestra al oriente del contacto con el Peñón del Marques y se incrementa alcanzando una profundidad de 300 m después de dicha estructuran (figura 35).

Modelo E3-B.

La topografía de las calizas es muy suave, presentando solo una pequeña depresión entre los 23-25 km de distancia horizontal.

Como en los modelos anteriores, la UVI tiene un gran espesor al oeste alcanzando aproximadamente los 2800 m y tendiendo a incrementarse en esta dirección. En la dirección opuesta su grosor disminuye en promedio a 700 m.

Modelo E3-B

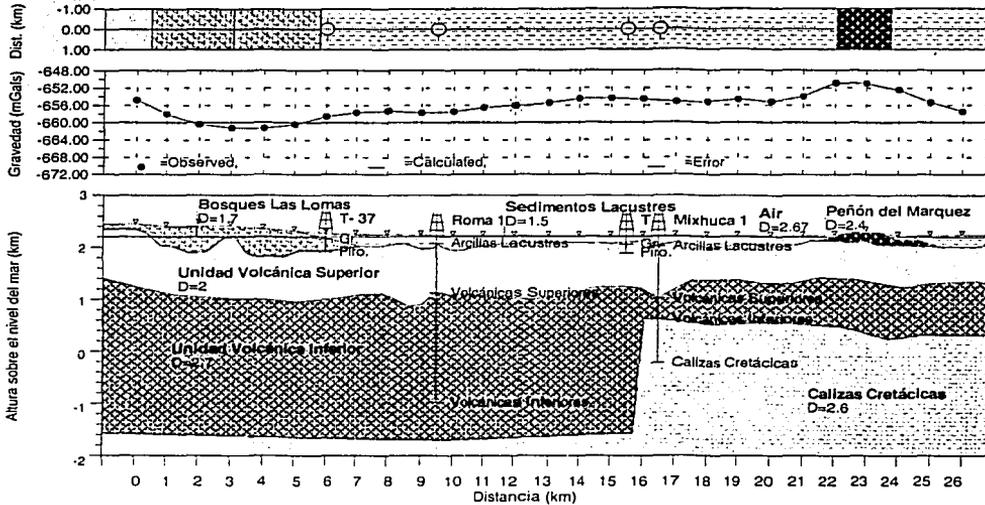


Figura 36 Modelo E3-B. Dirección E-O. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad, de las últimas dos capas. Inicia en Bosques "Las Lomas" y finaliza en la Unidad habitacional Solidaridad.

La correlación con el pozo Mixhuca 1, localizado 2.5 km al sur del punto 17, es regular ya que en el contacto con este estrato obliga a que se forme una depresión de un kilómetro de longitud.

La Unidad Volcánica Superior es una capa de ancho regular de un kilómetro excepto en los valles generados en las cercanías de los pozos y en los tres altos formados en el contacto con la capa denominada "Bosques Las Lomas".

La profundidad de la Unidad de Sedimentos Lacustres es un poco variable ya que en el contacto con la Unidad Volcánica Inferior presenta algunas cuencas en donde alcanza los 300 m, mientras que en el borde oeste de la cuenca se acuña por la presencia del bloque señalado como "Bosques las Lomas" y hacia el oriente por el Peñón del Marqués (figura 36). Este último descansa sobre la unidad volcánica superior mediante un contacto irregular y tiene forma cónica con una base de 3.5 km de longitud, laderas de pendiente poco pronunciada y se encuentra cubierto casi en su totalidad por el relleno sedimentario

La irregularidad entre el bloque Bosques Las Lomas localizado en la sierra de las Cruces y la Unidad Volcánica Superior puede reconocerse como un sistema de fallas o escalonamientos en donde se encuentra emplazado este bloque que posee baja densidad por su origen volcánico dacítico y de sedimentos arenosos. Estos patrones de fallamiento han sido reportados por algunos autores [Mooser, 1975; Mooser, 1990; Cserna et. al., 1988; etc.] lo que permite dar sustento a estas afirmaciones

Modelos del Perfil E4

Línea que inicia en la colonia Olivar de los Padres de la delegación Álvaro Obregón, pasa por el cerro de la Estrella y termina en la colonia Lomas de Zaragoza de la delegación Iztapalapa; tiene una longitud de 25 km y su referente litoestratigráfico más cercano es el pozo Copilco 1, localizado 4 km al sur, a la altura del kilómetro 7.5 del perfil.

Modelo E4-A.

En este modelo de densidad creciente con la profundidad, mostrado en la figura 37, se refleja que el espesor (2500 m) de la Unidad Volcánica Inferior manifestado en su porción izquierda se cierra en forma considerable sobre el bloque superior de la unidad de calizas, después de la falla normal.

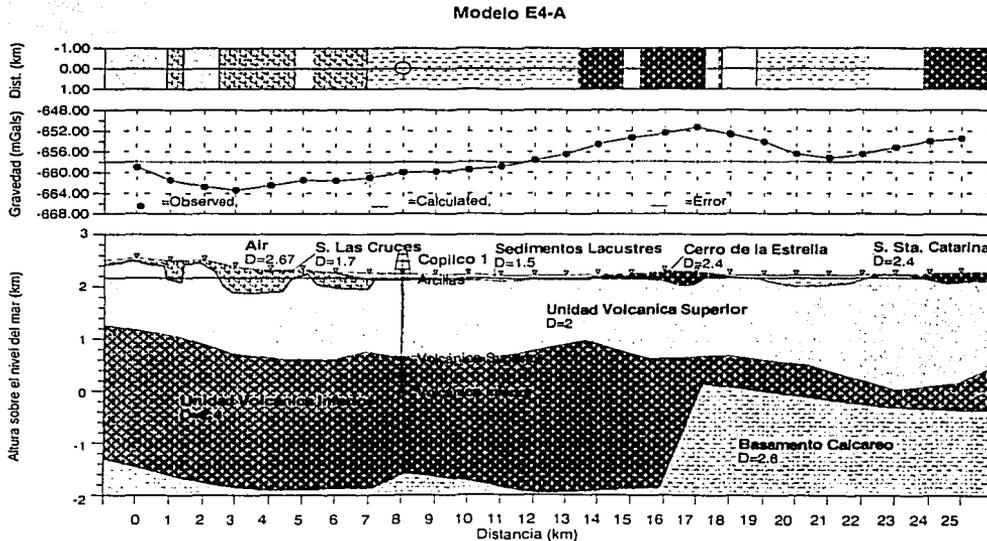


Figura 37 Modelo E4-A. Dirección E-O. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en Olivar de los Padres y finaliza en Lomas de Zaragoza.

Su contacto con la Unidad Volcánica Superior presenta una ligera pendiente hacia el oriente. En el centro y al occidente se aprecia un horizonte ondulado con una correlación aceptable con el Pozo Copilco1.

La Unidad Volcánica Superior tiene un espesor de 1.5 km en promedio con contactos irregulares y abruptos en la base de la sierra de las Cruces. El contacto de esta unidad con la sierra de Santa Catarina y el cerro de la Estrella es mediante ligeras depresiones de máximo 100 m de profundidad.

El relleno sedimentario es poco profundidad (60 m) y alcanzando un máximo de 250 m entre el cerro de la Estrella y la sierra de Santa Catarina.

Modelo E4-B.

En el modelo E4-B de la figura 38 es posible apreciar que las calizas en su bloque de techo muestran una ligera inclinación hacia el oriente manifestando un pequeño montículo al centro, así como un ligero incremento en su parte occidental.

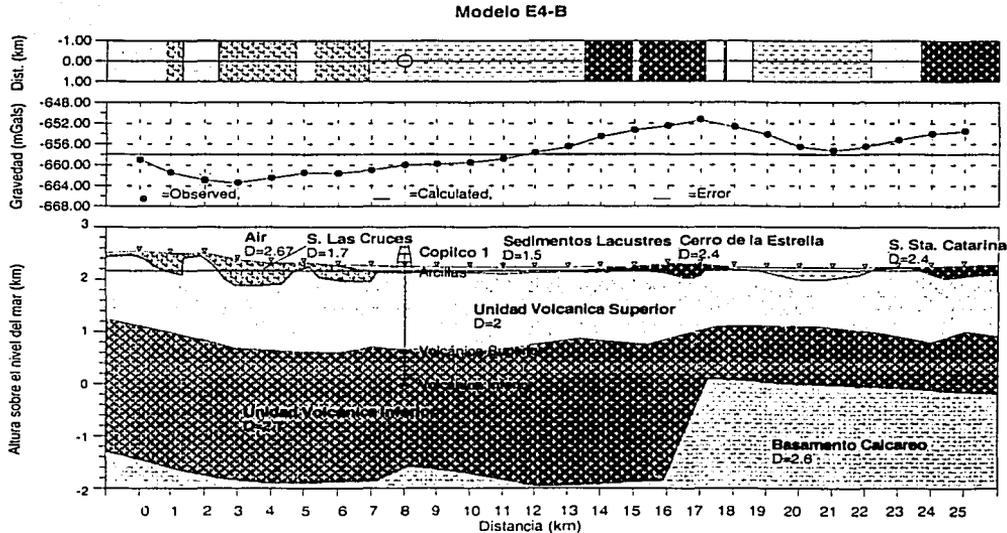


Figura 38 Perfil E4-A. Dirección E-O. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en Olivar de los Padres y finaliza en Lomas de Zaragoza.

El contacto entre las dos unidades volcánicas es un tanto regular y se correlaciona muy bien con el pozo Copilco 1. La Unidad Volcánica Superior subyace a la sierra de las Cruces mediante

geometrías abruptas que tienden hacia la superficie, al cerro de la Estrella con una tenue depresión casi al centro de esta estructura y a la sierra de Santa Catarina con un ligero hundimiento.

Los sedimentos superficiales ven reducido su espesor por la presencia de estas estructuras volcánicas pero forman una depresión entre el cerro de la estrella y la sierra de Santa Catarina.

Congruente con los modelos del perfil E3, en estos modelos nuevamente existe una geometría lineal y abrupta entre la Unidad Volcánica Superior y la sierra de las Cruces por lo que podría considerarse que el emplazamiento de esta última se dio por un fallamiento que afecto a la Unidad Volcánica Superior acompañado de un relleno de baja densidad sobre estructuras sinuosas y con ciertos colapsos tectónicos reflejados en las depresiones de las unidades inferiores (UVI y UVS).

Modelos del Perfil E5

Este perfil (fiura 39) posee una longitud de 10 km e inicia al este en colonia Estrella Culhuacán (límite de las delegación Iztapalapa-Coyoacán) finalizando a un costado del cerro Tecuautzi en la sierra de Santa Catarina.

En la Unidad de Calizas del Cretácico tiene un salto de 2000 m entre los 1.5 y 3 km de distancia horizontal. En la UCC se muestra una reducción en el ángulo de inclinación de la falla a 45°. La unidad sedimentaria forma una capa muy delgada de casi 30 m por la proximidad entre las estructuras volcánicas superficiales.

La correlación con el pozo Tulyehualco 1 es buena solo para los contactos de las unidades calcárea, volcánica inferior y volcánica superior por estar a profundidad en virtud de que la localización de dicho pozo está 5 Km al sur.

Modelo E5-A.

El contacto entre las unidades volcánica superior e inferior es mediante un horizonte ligeramente ondulado formando una depresión a la altura del kilómetro 7 en donde el espesor de la Unidad Volcánica Superior alcanza un máximo de 1350 m ya que en sus extremos oriental y occidental tiene un grosor promedio de 450 m.

Esta última unidad subyace a las estructuras volcánicas de el cerro de la Estrella y el cerro Tecuautzi mediante un contacto horizontal bastante homogéneo. En este modelo el error fue de 0.009%.

Modelo E5-A

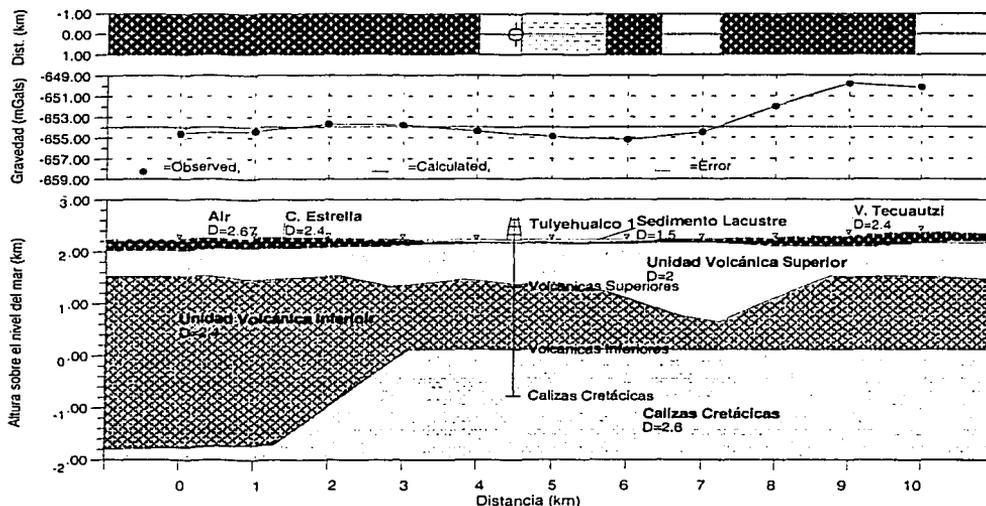


Figura 39 Modelo E5-A. Dirección E-O. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en Sn. Francisco Culhuacán y finaliza al Norte de la sierra de Santa Catarina.

Modelo E5-B.

Modelo E5-B

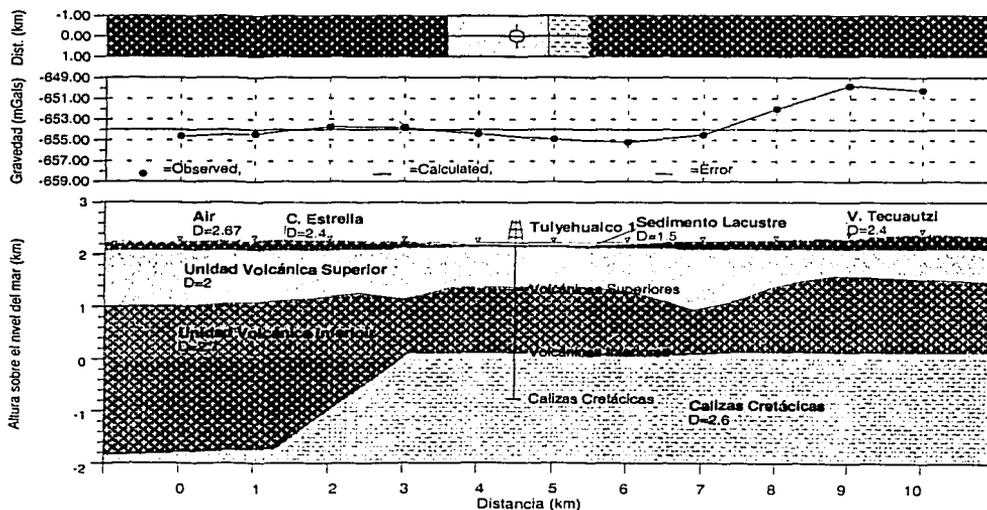


Figura 40 Modelo E5-B. Dirección E-O. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad, de las últimas dos capas. Inicia en Sn. Francisco Culhuacán y finaliza al Norte de la sierra de Santa Catarina.

Este modelo esquematizado en la figura 40 define en la Unidad Volcánica Inferior un horizonte superior irregular con un par de depresiones a los costados del pozo Tulyehualco 1. La depresión localizada al este alcanza una profundidad de 600 m. En forma análoga el espesor es bastante regular en la Unidad Volcánica Superior excepto por las depresiones antes mencionadas. Su límite superior lo conforman las unidades volcánicas del cerro de la Estrella y el cerro Tecuautzi mismos que tienen una forma cónica con pendiente suave. El error en este caso es de 0.013%.

La reducción en el ángulo del plano de falla, de 60° a 45° , en la unidad de calizas puede deberse a que en esta parte el perfil no corta perpendicularmente a la falla la cual tiende a reacomodar su posición dirigiéndose más al sureste por lo que su alineación es oblicua al perfil.

Modelos del Perfil E6

El perfil E6 es de 11 km y como el anterior, está localizado al sureste de la Ciudad de México en las proximidades de la sierra de Santa Catarina, la línea gravimétrica inicia en la Unidad CTM Culhuacán y finaliza en dicha sierra. La relación con los modelos del perfil E5 permite observar un desplazamiento hacia el este en la presencia del fallamiento de la unidad calcárea.

Modelo E6-A hecho.

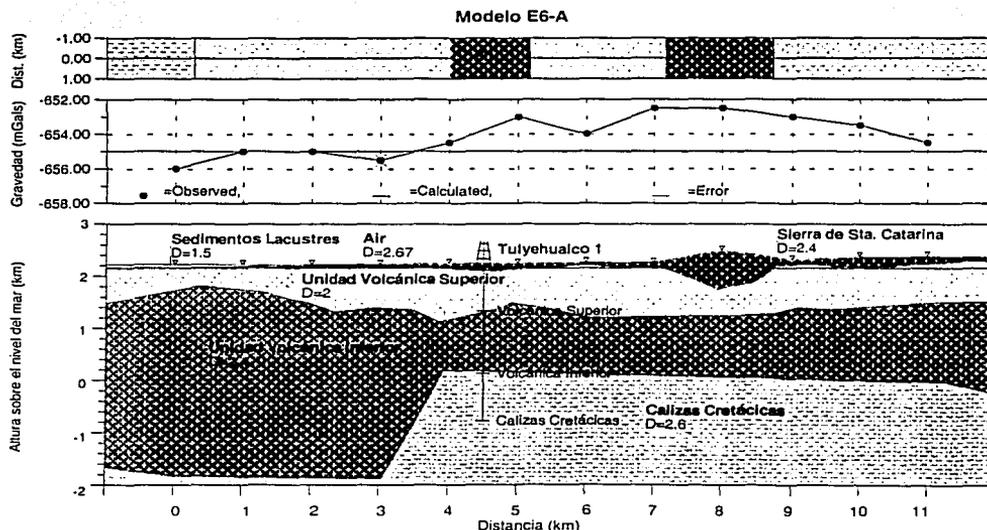


Figura 41. Modelo E6-A. Dirección E-O. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en La Unidad CTM Culhuacán y finaliza en la sierra de Santa Catarina.

El contacto entre las unidades volcánicas es mediante topografía suave pero con altos y valles en forma de una pequeña cordillera de máximo 200 m de diferencia entre altos y bajos.

La Unidad Volcánica Superior está soportando a la sierra de Santa Catarina cuyo emplazamiento es de poca profundidad, pero de una gran extensión horizontal.

El rasgo que más resalta en este contacto es la depresión formada entre las distancias 7-9 km y que alcanza una profundidad de casi 200 m. El calculo de este modelo fue con un error de 0.005 % (figura 39).

Modelo E6-B.

La Unidad Volcánica Inferior tiene espesor cambiante por la presencia de valles y altos en el contacto con la Unidad Volcánica Superior.

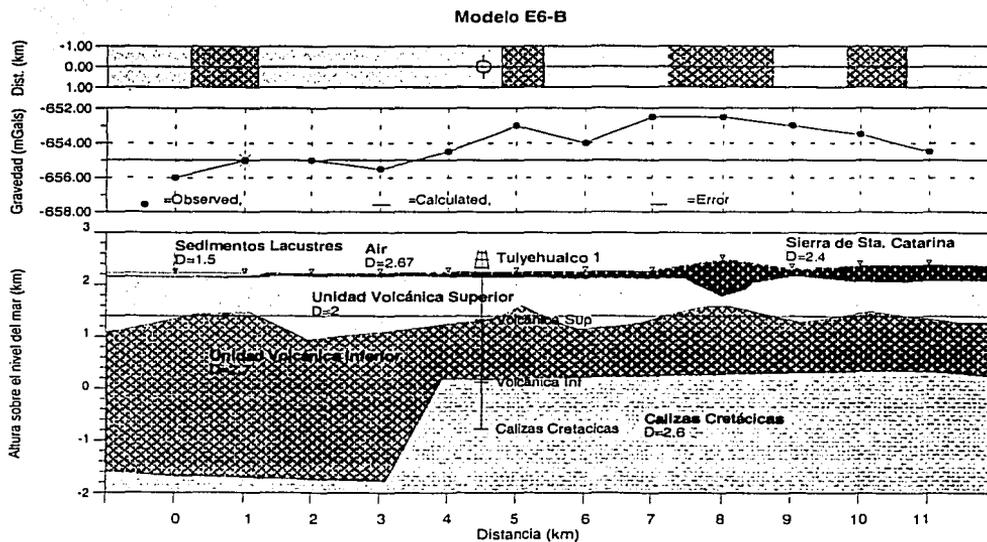


Figura 42. Modelo E6-B. Dirección E-O. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad, de la última capa. Inicia en La Unidad CTM Culhuacán y finaliza en la sierra de Santa Catarina.

De izquierda a derecha se muestra primero un montículo de tres km de largo, después del pozo Tulyehualco1 hay un pequeño alto de 400 m de altura con una longitud de aproximadamente un kilómetro, le sigue un valle y un montículo de aproximadamente 2 km de ancho; después un pequeño valle y un alto de 1.5 km de longitud.

La sierra de Santa Catarina tiene presencia como una capa ígnea de gran extensión longitudinal, en casi todo el perfil pero con mínima influencia en profundidad, siendo mayor debajo del volcán Xaltepec. Este modelo ilustrado en la figura 42 posee un error de 0.008%.

La cadena de valles y montículos entre las unidades volcánicas localizada a más de 500 m de profundidad y delimitada en los modelos E6-A y E6-B ocasionalmente coincide con algunos de los volcanes presentes en superficie como el volcán Yuhualixqui y el volcán Xaltepec, cuestión que permite abrir la posibilidad de que exista una relación entre dos periodos de actividad ígnea, sin embargo no es posible proponer terminantemente este hecho dado que no hay una clara conexión entre las estructuras en superficie. Además, no hay registro de la señal sísmica [Pérez-Cruz, 1988] en esta zona por lo que no es posible definir claramente esta situación.

Lo que si ha sido señalado en la literatura [Lugo-Hubp et al., 1994; Mooser F., 1990; Cserna et al, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989] es la presencia de una posible falla sobre la cual se emplazó la sierra de Santa Catarina. Esta característica es posible interpretarla, en estos dos modelos, por la geometría lineal claramente definida entre los bloques denominados sierra de Santa Catarina y Unidad Volcánica Superior en la que se delinea una estructura tipo fosa que afecta a la última.

Modelos del Perfil E7

Este perfil no tiene ningún rasgo topográfico en superficie por localizarse sobre la subcuenca de Xochimilco; esta situación hace posible apreciar la influencia de las unidades litológicas en forma más simple.

Su longitud es de 11 km a partir del Canal de Cuernanco hasta la colonia San Francisco, Tlaltenco de la delegación Tláhuac; cruza al pozo Tulyehualco 1 a los 4.8 km y se asocia a la información sísmica de CFE con el tendido T-10 señalado en los modelos E7-A y E7-B con simbología de pozos.

Modelo E7-A.

El fallamiento normal en las calizas tiene un ángulo de 65°; en el bloque de techo el relieve es ligeramente sinuoso con inclinación hacia la profundidad, en su sector izquierdo la topografía es aplanada.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La Unidad Volcánica Inferior, como en los modelos anteriores, conserva un espesor importante en su parte izquierda a causa del fallamiento normal; al centro la capa reduce su grosor, pero al este se vuelve a incrementar.

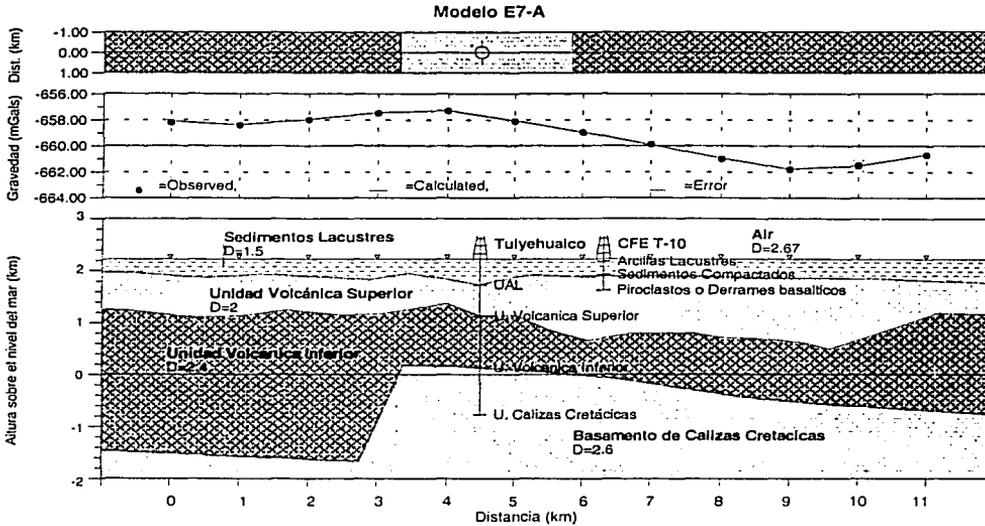


Figura 43. Modelo E7-A. Dirección E-O. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en La Unidad CTM Culhuacán y finaliza en la sierra de Santa Catarina.

La unidad Volcánica Superior muestra una amplia depresión entre los 6 y los 10 km, en donde llega a tener un espesor de 1200 m y en sus extremos es de un grosor homogéneo (figura. 43). El contacto entre la unidad de sedimentos y la UVS es muy suave, solo se forma una pequeña depresión en la correlación con el pozo Tulyehualco-1. Adicionalmente, se asoció este contacto considerando la secuencia sísmica de tendido T-10 de la CFE representada por el pozo señalado como CFE T-10. Error de 0.026%.

Modelo E7-B.

La unidad de calizas muestra, en la figura 44, la falla normal a una distancia horizontal de entre 1.5 y 3 km, por lo que es clara su disminución del ángulo a 45°. Esta unidad tiende a adelgazarse ligeramente hacia el oriente.

La Unidad Volcánica Inferior es de espesor ondulado pero constante, excepto por la parte localizada en el sector derecho de la falla.

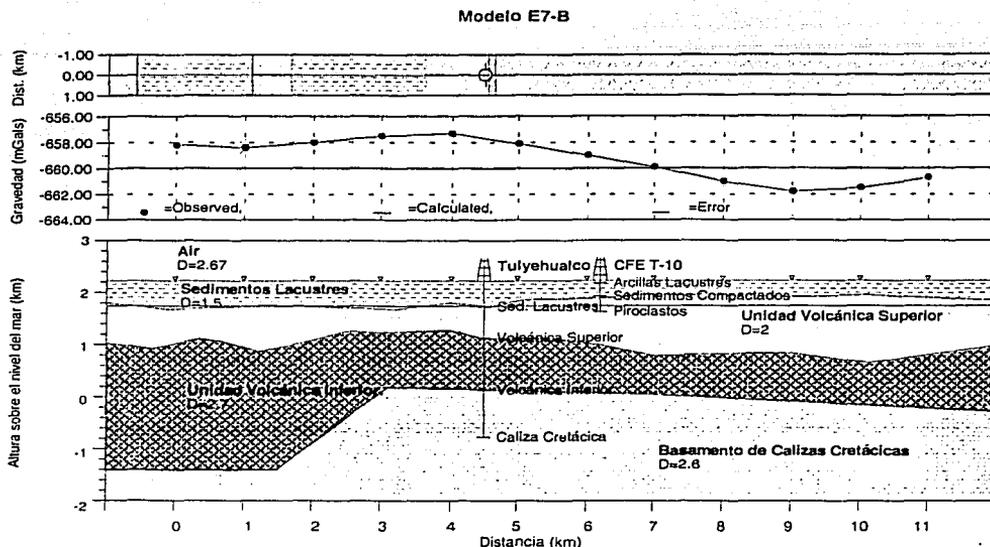


Figura 44. Modelo E7-B. Dirección E-O. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad, de las últimas dos capas. Inicia en La Unidad CTM Culhuacán y finaliza en la sierra de Santa Catarina.

El contacto entre las unidades volcánicas superior e inferior es suave y con dos valles muy extendidos lateralmente que flanquean una estructura central de poca elevación. La Unidad Volcánica Superior es de espesor variable ya que en el sector occidental presenta un ancho de 700 m seguido, en la parte central, por un espesor de casi 500 m correlacionado con el pozo Tulyehualco 1 y en su sector oriental su grosor se incrementa considerablemente alcanzando poco más de 1 km.

Su contacto es muy regular con la unidad sedimentaria. Esta última posee una profundidad de 500 m al occidente reduciéndose uniformemente al oriente pasando el pozo Tulyehualco 1, donde su profundidad es de poco más de 200 m. Error de 0.013%.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Modelos en dirección SO-NE

Modelos del Perfil diagonal en dirección

Este perfil se encuentra a lo largo de la sierra de Santa Catarina y dado que es corto en longitud no se atiende en gran medida las capas profundas. Sigue la dirección de la sierra de Santa Catarina iniciando en la colonia lomas de San Lorenzo y concluyendo en el cerro Tecuautzi con 8 estaciones espaciadas en promedio 1.1 km.

Modelo SONE-A.

En la asociación con el pozo Tulyehualco I las cuatro capas exponen un paralelismo homogéneo en el que muestran un leve montículo un kilómetro antes del pozo. Los cambios mas significativos se dan debajo de las elevaciones más pronunciadas de la sierra de Santa Catarina, en donde la Unidad volcánica inferior se ensancha alcanzando un espesor de 1200 m. Sobre esta unidad descansa la sierra de Santa Catarina y la unidad sedimentaria que se acuña al contacto con estos cuerpos. El error es del 0.003 %. (figura 45)

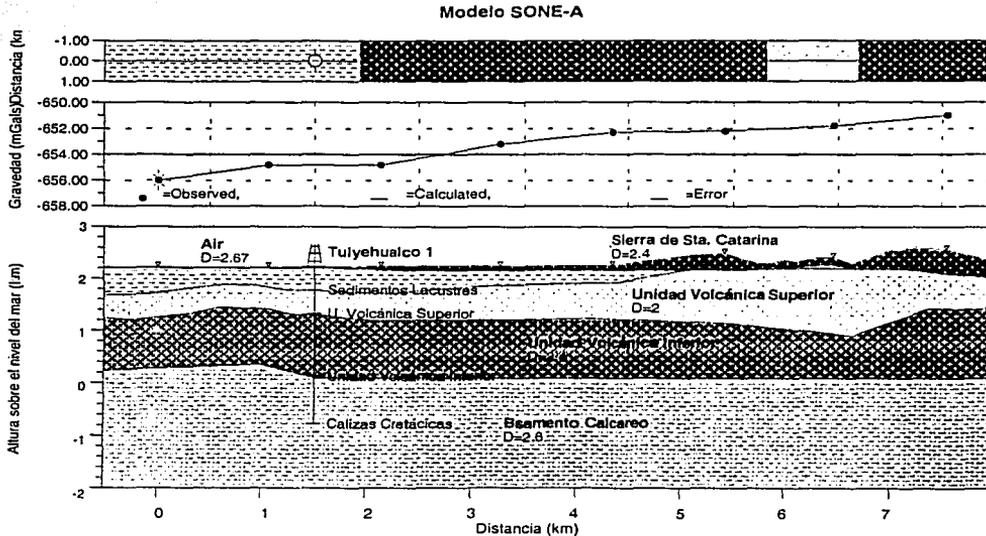


Figura 45. Modelo SONE-B. Dirección SO-NE. Modelo de densidad creciente con la profundidad. Inicia en San Lorenzo Tezonco y finaliza en el cerro Tecuautzi.

Modelo SONE-B.

En la figura 46 se observa que la Unidad Volcánica Inferior es de espesor uniforme (1000 m) pero con una depresión en el límite superior de unos 150 m bajo el centro de la sierra de Santa Catarina. La unidad Volcánica Superior en su porción ese tiene un montículo que forma la base de la sierra de Santa Catarina. La Unidad Sedimentaria descansa en el sector oeste sobre la Unidad Volcánica Inferior, sin embargo se acuña por la presencia de ésta y el emplazamiento de la sierra de Santa Catarina, misma que incluso la cubre.

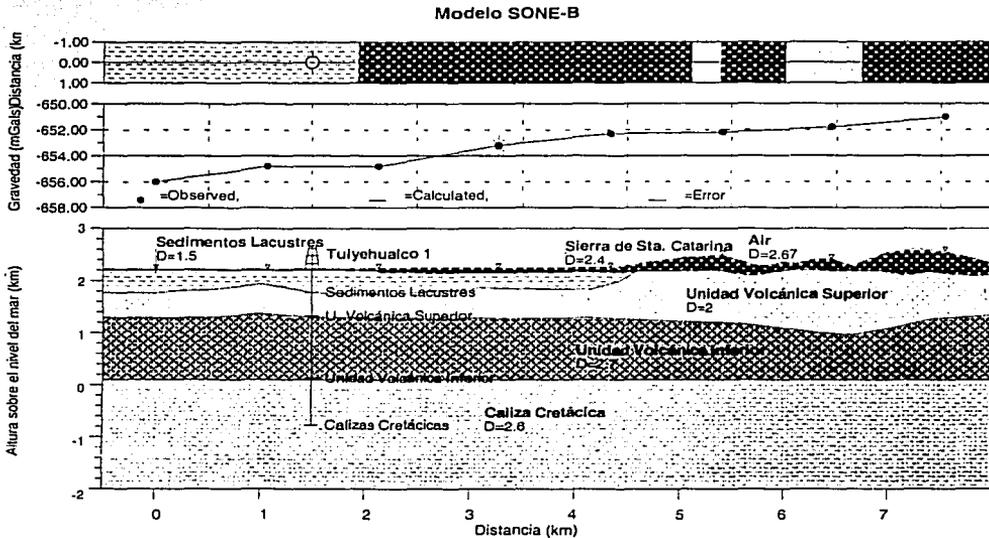


Figura 46 Modelo SONE-B. Dirección SO-NE. Modelo de densidad decreciente, con la profundidad, de las últimas dos capas. Inicia en San Lorenzo Tezonco y finaliza en el cerro Tecuautzi.

Estos últimos dos modelos proponen una relación directa de la sierra de Santa Catarina con la Unidad Volcánica Superior basada en la idea de que el emplazamiento de la primera fue posiblemente causado por la reactivación o continuación de cierta actividad ígnea preexistente. Además se observa la coexistencia temporal de esta sierra con los depósitos de la unidad sedimentaria. Esto coincide con la idea de que esta sierra fue formada muy recientemente sin embargo la base puede ser de mayor antigüedad.

VI.3 Prospección en Chalco

Gravimetría en Chalco

El mapa de anomalías de Bouguer (figura 47) es el resultado del trabajo de prospección gravimétrica en la subcuenca de Chalco. En él es posible verificar un alto estructural reportado por Servicios Geofísicos [1953] que se alinea en dirección N40°E entre las estructuras volcánicas del Xico y el Tlapacoya.

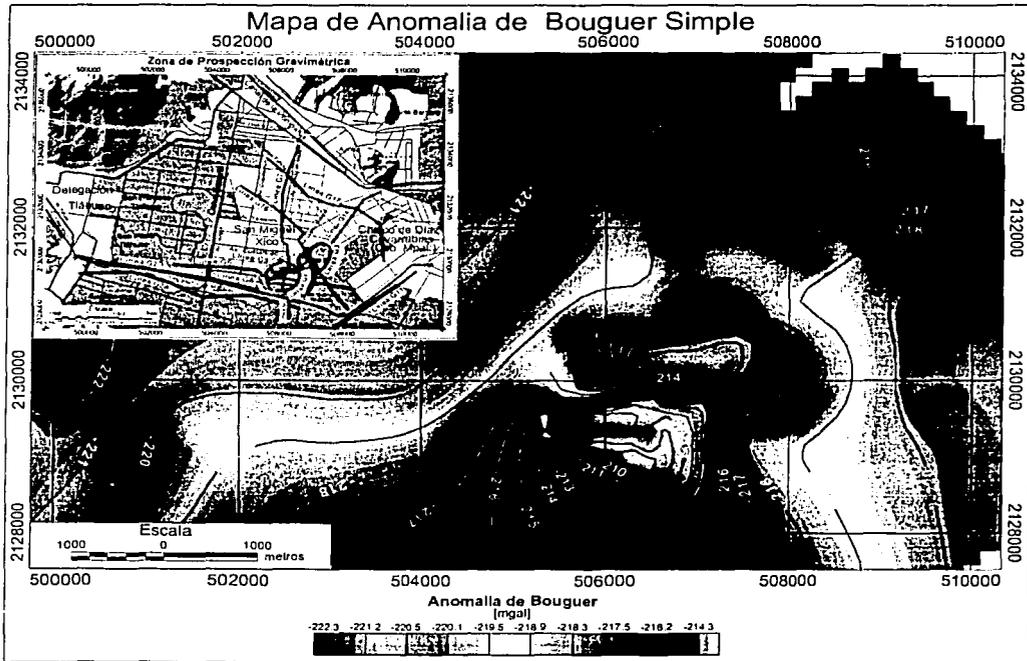


Figura 47. Mapa de anomalía de Bouguer de la subcuenca de Chalco. Intervalo de contorno a cada milgal. Las líneas de medición gravimétrica se observan en el recuadro superior izquierdo.

La alineación de máximos gravimétricos está dispuesta como una cordillera que divide a la subcuenca de Chalco en dos sectores de bajos gravimétricos. La disminución de valores se presenta paulatinamente hacia el sureste y es más abrupta al noroeste.

Al interior de esta cordillera se encuentra el volcán Xico con máximos de -210 milgales, manifestando su geometría circular característica definida por estos valores máximos. La línea de

contacto entre el relleno sedimentario y la estructura que aflora en superficie del Xico, concuerda con la forma de la anomalía excepto en la parte noroeste del volcán donde se interrumpe a causa de un bajo gravimétrico. La estructura contigua al volcán el Xico presenta altos gravimétricos que geoméricamente se asimilan a la disposición de los derrames de lava que ahí afloran.

En la parte central de la alineación de los altos gravimétricos, se observa un decremento de los valores de la anomalía de Bouguer y en dirección al volcán Tiapacoya los valores tienden a crecer. La respuesta gravimétrica del Tiapacoya se asocia con una litología de brechas volcánicas y algunas lavas andesítico-dacíticas que Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera [1989] han denotado como Tmv (Mioceno tardío). De acuerdo a esta definición, es posible inferir que los valores entre 216 y -219 millgales observados en el mapa de Bouguer corresponden a la actividad ígnea más reciente de la Unidad Volcánica Inferior.

Entre Tláhuac y el Xico la estructura gravimétrica decrece en forma homogénea y tiende a presentar a la subcuenca de Chalco estrechamente ligada a la de Xocimilco mediante bajos gravimétricos que son correlacionables con la información de Yamashita Architects & Engineers [1996]. Se puede apreciar también, que la interacción entre las subcuencas de Chalco y Xochimilco tiende a ser más profunda hacia el este, sin embargo, existe la hipótesis contraria basada en modelos gravimétricos [Urrutia-Fucugauchi, et al., 1994]. Aun con ello es factible que exista una diferencia en la profundidad en los sectores este y oeste de la subcuenca explicable en términos del origen del alto estructural dirigido SW-NE.

Finalmente, de acuerdo a los resultados observados en el mapa de anomalías se puede decir que el alto estructural se encuentra conformado por la actividad ígnea de la Unidad Volcánica Superior [Campos-Enríquez, et al. 1997] y la Unidad Volcánica Inferior, coronados por vulcanismo reciente.

Magnetometría en Chalco

El mapa de campo magnético total que se presenta en la figura 48 es el resultado de la campaña de prospección magnética en la subcuenca de Chalco. Dicho mapa refleja la intensa actividad ígnea al sur de la cuenca de México en la zona de interacción de las subcuencas de Chalco y Xochimilco. En él se denota la presencia de valores magnéticos elevados así como bajos magnéticos inferiores al valor promedio del campo total en la zona (41692 gammas).

Es posible considerar que este mapa refleja el comportamiento anómalo en la zona, en virtud de que la variación diurna no tuvo cambios considerables durante las jornadas de medición. En los casos más extremos alcanzó el valor de 20 gammas mientras que el incremento en las mediciones

de los perfiles se encuentra entre los 40000-42600 gammas. Cabe mencionar que el mostrar un mapa de anomalías magnéticas solo diferiría en el valor del campo magnético y no en la forma y amplitud de la señal.

A partir de la figura 48 se puede inferir que los altos magnéticos se concentran en la actividad ígnea más reciente, es decir en el volcán el Xico, la sierra del Chichinautzin y el volcán el Pino.

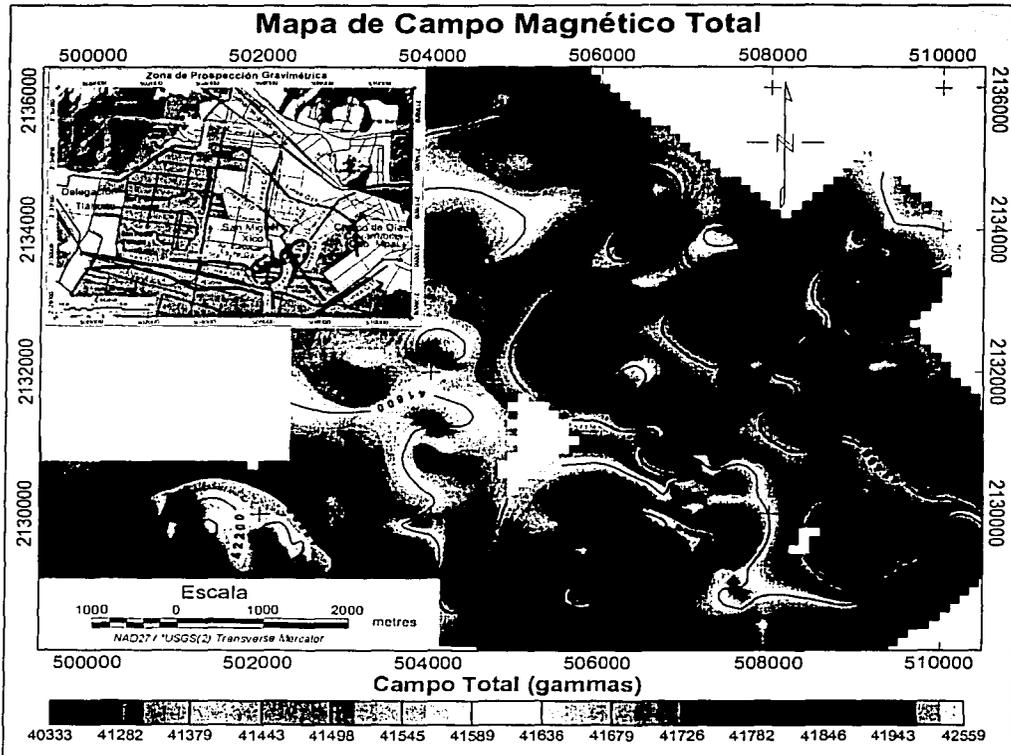


Figura 48. Mapa de campo magnético total de la subcuenca de Chalco. Intervalo de contorno a cada 200 gammas. El recuadro de la esquina superior izquierda señala las líneas de medición magnética realizadas

Como en el caso del mapa de anomalía de Bouguer, los valores altos definen la estructura circular del volcán Xico (41800 gammas). Entre la estructura cónica del Xico y el derrame de lavas contiguo se incrementa la anomalía a más de 42200 gammas en la dirección de este contacto (NW-SE). Los bajos magnéticos (41200 gammas) tienden a distribirse al centro y este del área de estudio.

zonas en las que se puede considerar hay una actividad ígnea antigua predominantemente vulcanosedimentaria; además, esta distribución también atiende a la disposición del relleno de sedimentos lacustres en la subcuenca en cuestión. Otros valores bajos se localizan al suroeste tanto del Xico como del Tlapacoya. Adicionalmente se presentan fuentes monopolares que pueden estar relacionadas a actividad ígnea muy local y sepultada por los rellenos sedimentarios.

La comparación entre los métodos gravimétrico y magnetométrico hace posible visualizar el comportamiento que tiene el subsuelo para establecer algunos razonamientos que permiten interpretar el desarrollo de la subcuenca en los primeros metros de profundidad.

Con la asociación de la información obtenida en campo, es posible apreciar que la línea sobre la carretera Tláhuac-Chalco (LM2) que se correlaciona con la líneas gravimétricas LG2 y LG2A, tiene fuertes variaciones en los valores de campo magnético total, sin embargo en el caso de los perfiles gravimétricos únicamente se encuentran incrementos cerca de la presencia del volcán el Xico. Por ello es posible considerar que posterior a la creación del alto estructural que formó la base del volcán el Xico y el Tlapacoya hubo una serie de depósitos vulcanosedimentarios.

También se pueden relacionar los altos magnéticos en esta zona de prospección al emplazamiento de la sierra de Chichinautzin ya que sus derrames lávicos se pueden asociar a incrementos magnéticos fuertes debidos a la abundancia de minerales magnéticos en esta litología.

Los volcanes sobre el alto estructural (SW-NE) corresponden a orígenes distintos y la respuesta magnética marca una diferencia sustancial en la forma de las anomalía magnéticas del Xico y el Tlapacoya (El Elefante).

La geometría del basamento de la subcuenca de Chalco (Unidad Volcánica Superior) definida con sísmica [Benhumea-León y Vázquez-Contreras, 1988] corresponde con la definida por el método gravimétrico, sin embargo, la respuesta magnética no guarda una clara relación con estas, lo que hace pensar que los altos magnéticos al sur del área de estudio pueden deberse a concentraciones locales de material ígneo de derrames basálticos no aflorantes o a la presencia de pequeños conos adventicios (producto de fracturamiento de las unidades preexistentes) en sectores cercanos a la sierra del Chichinautzin.

Entre el Tlapacoya y el Xico se observan pequeñas anomalías en el mapa de Bouguer que corresponden con el área de bajos magnéticos. Estas se pueden deber a litología antigua de composición fundamentalmente ácida un tanto erosionada.

Diagramas de dispersión

A continuación se muestran los valores de campo magnético total asociados a los perfiles que permiten examinar algunos aspectos relevantes del trabajo de prospección magnética realizado en la subcuenca de Chalco. En las ilustraciones siguientes se relaciona cada perfil magnético a su correspondiente gráfica de gradiente horizontal y a su diagrama de dispersión, lo que permite el reconocimiento del orden de magnitud de las fuentes magnéticas del subsuelo, así como la posibilidad de limitar la distribución de algunas de ellas mediante cambios importantes entre anomalías más o menos consistentes u homogéneas.

En general los datos magnéticos presentan alta dispersión que es aceptable en virtud de que el área de estudio se encuentra íntimamente ligada a diversos procesos de actividad ígnea, no obstante, se puede visualizar ciertas diferencias en el comportamiento de la señal que permiten interpretar las características de las fuentes marcadas por anomalías. Es posible designar como bandas de respuesta, a un determinado intervalo de valores mediante las cuales se identifican ciertas fuentes. A su vez las bandas de respuesta homogénea se reconocen en la gráfica de campo total como un rango de valores en el que los datos muestran cambios poco significativos. Su relación con los diagramas de dispersión está acotada por este mismo rango pero en los ejes "x" e "y" alineándose con la recta de tendencia.

Con base en la idea anterior, es posible considerar a los datos no alineados como fuentes de fuertes contrastes claramente asociadas a bloques cercanos a la superficie o bien a discontinuidades laterales entre las capas, en ambos casos de influencia muy marcada.

Todos los diagramas de dispersión tienen una recta de tendencia con pendiente menor a uno que nunca pasa por el origen o la intersección de los ejes x-x_i. Ello nos habla de que los datos se tomaron en un área con importantes fuentes ígneas cercanas a la superficie o inclusive aflorantes, lo que concuerda con las gráficas de gradiente horizontal ya que en general varían constantemente sin describir patrones que permitan diferenciar aceptablemente las fuentes. Solo en algunos casos se estabilizan y es posible marcar incrementos aislados lo que permite diferenciar la presencia de ciertas fuentes. El factor de correlación R², de los diagramas de dispersión indica que tan esparcidos están los datos en la gráfica.

De los 17 perfiles magnéticos obtenidos durante el trabajo de prospección en la subcuenca de Chalco se presentan tres de ellos, ya que sobre estos también fue posible tomar casi en forma paralela los datos gravimétricos que cruzan al alto estructural reportado en la literatura [Servicios Geofísicos, 1953; Chávez et al., 1994; Urrutia-Fucugauchi, et al., 1994; Campos-Enríquez et al., 1997]. Además, dichos perfiles fueron considerados por tener un número suficiente de datos para

el análisis de dispersión. A continuación se presentan las características de estos tres perfiles magnetométricos asociados a su respuesta gravimétrica.

Línea 2

En la línea magnética LM-2, prospectada sobre la carretera Tiáhuac-Chalco (figura 49-a), se obtuvieron 69 estaciones de medición. La gráfica de campo magnético total (figura 49-b) muestra cuatro rasgos que es posible separar en los grupos 1, 2, 3 y 4 apoyándose en la gráfica de gradiente horizontal (figura 49-c) que marca límites claramente definidos por saltos muy fuertes en la señal. Hacia el este, en las inmediaciones del volcán el Xico, a pesar de la presencia de esta estructura volcánica la señal magnética es relativamente constante.

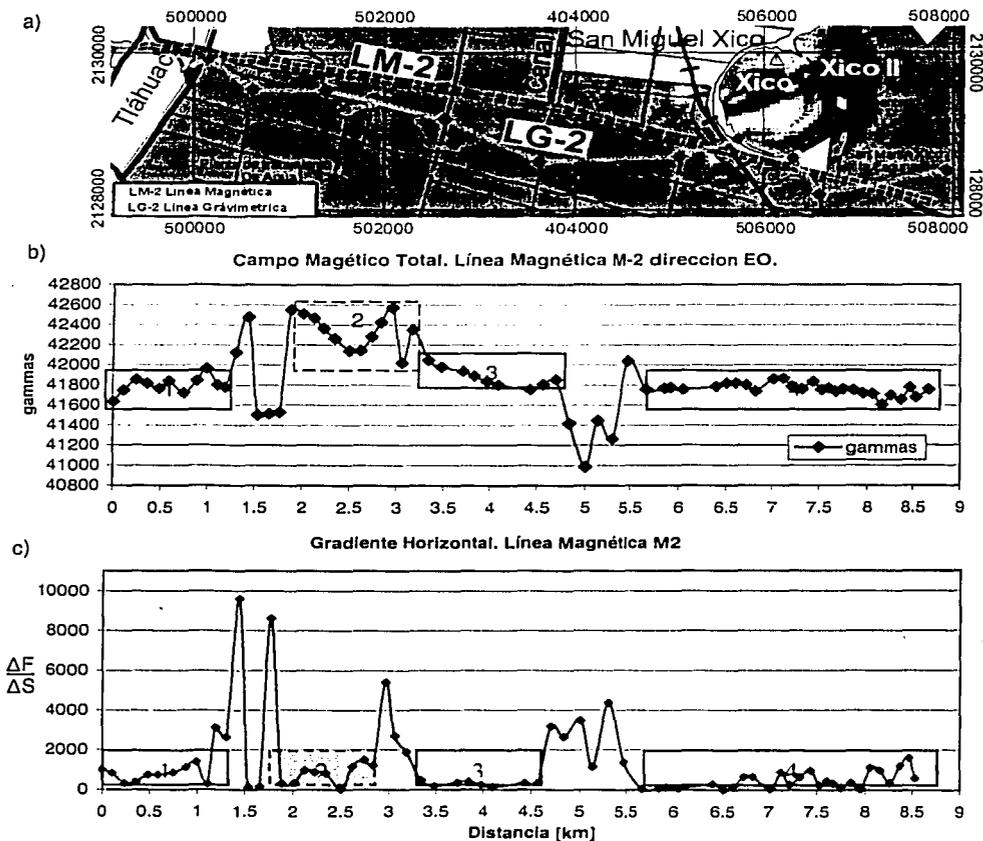


Figura 49. Línea de prospección 2. a) Localización de las líneas de medición LM-2 y LG-2. b) Gráfica de campo magnético total. c) Gráfica gradiente horizontal.

Si se comparan las respuestas gravimétrica y magnetométrica (figura 50 a y b), en esta zona, se observa que la gravimetría define un alto estructural que en la señal magnética se puede separar de acuerdo a algunas anomalías. Es posible que si el alto estructural se encuentra escalonado en forma de un semigraben, con saltos hacia el oeste, los cambios abruptos de la señal magnética entre los grupos sean producto de la discontinuidad lateral entre las capas volcánicas o vulcanosedimentarias del subsuelo, por un posible patrón de fallamiento en la dirección del alto estructural [Urrutia-Fucugauchi et al., 1994].

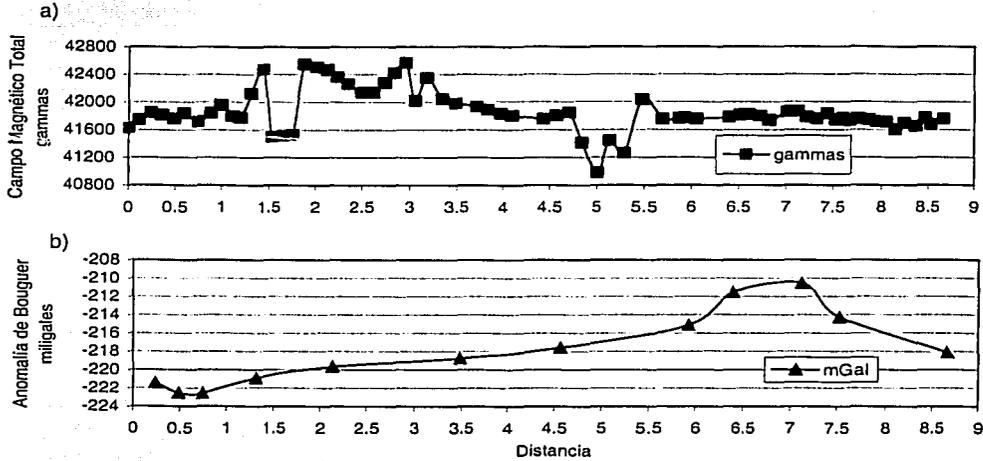


Figura 50. Línea de prospección 2. a) Gráfica de campo magnético total. c) Gráfica de anomalía de Bouguer.

Este perfil a pesar de mostrar importantes cambios en la gráfica de campo total, es el que presenta más baja dispersión, lo que hace posible considerar que refleja parte de la estructura a profundidad así como fuentes superficiales asociadas a los datos más dispersos.

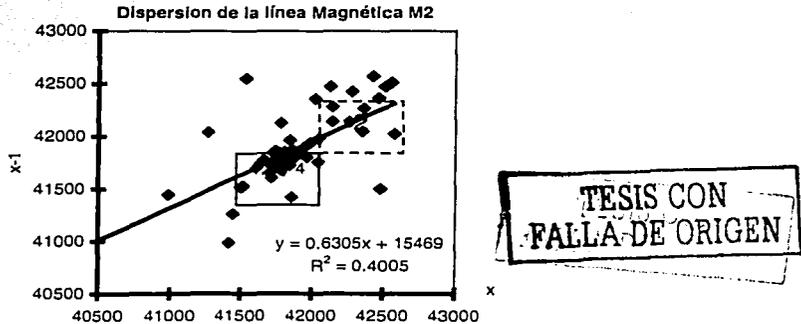


Figura 51 Diagrama de dispersión magnética de la línea LM-2. Los recuadros en líneas continuas y punteadas marcan la distribución de los grupos de datos que pueden asociarse a correlación alta.

El conjunto de datos, señalado como grupo 2, puede apreciarse cerca de la línea de tendencia en el diagrama de dispersión mediante el cuadro formado por líneas punteadas (figura 51). Ya que presenta parcial dispersión, se puede considerar que es una fuente homogénea muy superficial correspondiente a derrames basálticos provenientes de la sierra del Chichinautzin cubiertos por el relleno sedimentario.

Línea 16

Las líneas LM y LG-16 corren casi en forma paralela en dirección NO-SE desde la colonia María Isabel dentro de la zona urbana de San Miguel Xico hasta la carretera Tláhuac-Chalco (figura 51).

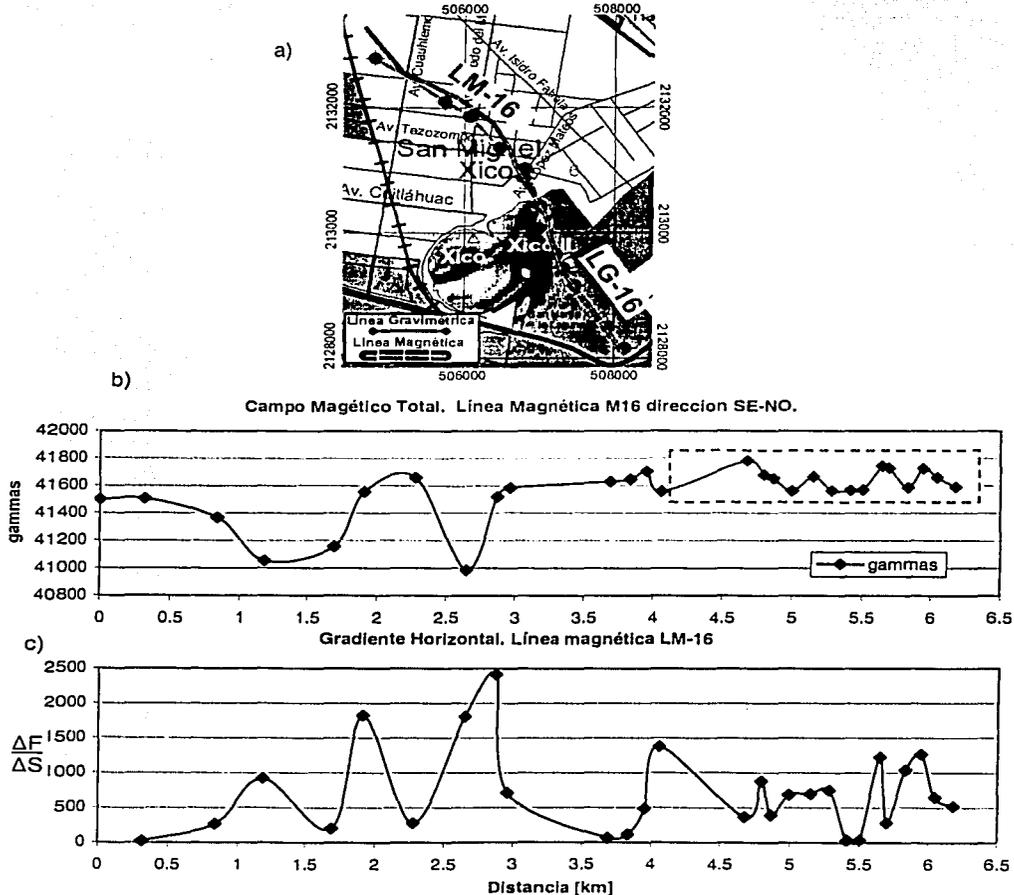


Figura 52. Línea de prospección 16. a) Localización de las líneas de medición LM-16 y LG-16. b) Gráfica de campo magnético total. c) Gráfica gradiente horizontal.

La gráfica de campo magnético total muestra que al noreste el comportamiento de la señal es cambiante pero de cierta forma suave hasta la mitad del perfil, y hacia el sureste el comportamiento se concentra en un rango de valores más cerrados (41550-41750 gammas). En este caso resulta prácticamente imposible separar rangos de anomalías apoyándonos en la gráfica de gradiente horizontal (figuras 52 b y c).

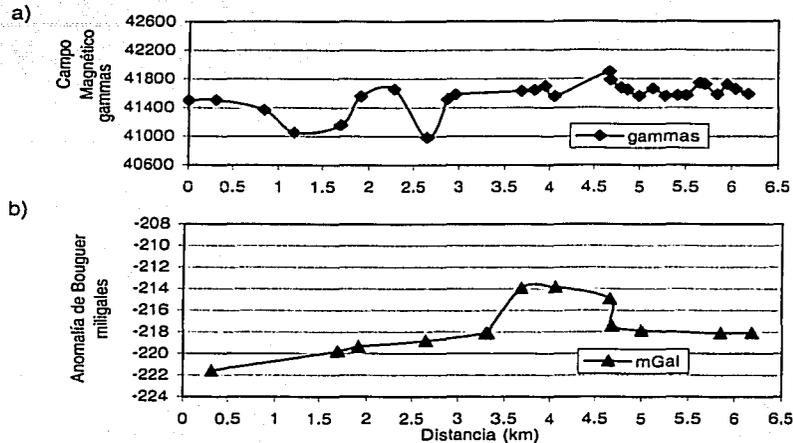
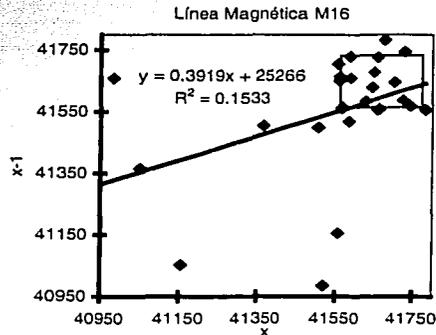


Figura 53. Línea de prospección 16. a) Gráfica de campo magnético total. c) Gráfica de anomalía de Bouguer.

No obstante al comparar la gráfica de campo total con la correspondiente de anomalía de Bouguer (figura 53 a y b) se aprecia que es posible definir ciertos rasgos de las anomalías en ambos casos. De la misma forma que en la línea M-2, en este perfil hay cambios abruptos en la señal marcados por bajos magnéticos después del alto estructural gravimétrico (flanco oeste) lo que puede deberse a fuertes cambios laterales entre capas vulcanosedimentarias.



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Figura 54 Diagrama de dispersión magnética de la línea LM-16. El recuadro en línea continua marca la distribución del grupo de datos que puede asociarse a cierta correlación.

Por otra parte, considerando que al centro de la línea de medición aun hay influencia de la estructura del Xico II (figura 54-a), se puede apreciar en la gráfica de campo total que desde ahí hasta la carretera Tláhuac-Chalco las anomalías son fundamentalmente superficiales. Esta situación se pone de manifiesto en el diagrama de dispersión mediante datos un tanto diseminados ubicados cerca de la línea de tendencia y señalados por el recuadro en las figuras 52-b y 54.

Línea 17

El perfil magnético LM-17 está distribuido casi en forma paralela sobre la alineación de medición LG-17. Esos perfiles inician en la colonia Nueva Ampliación Santa Catarina zona urbana de San Miguel Xico y finalizan en la carretera Tláhuac-Chalco cerca del centro de este último municipio (figura 55).

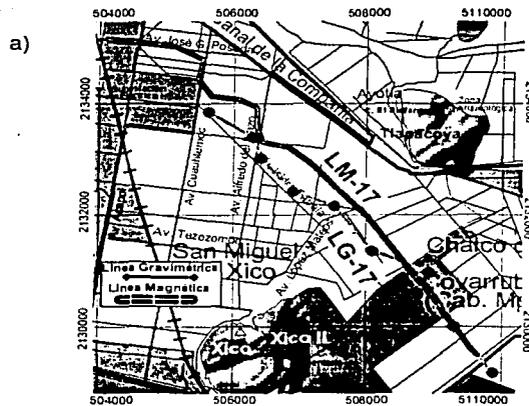


Figura 55 Localización de las líneas de prospección LM-17 y LG-17.

El perfil de campo magnético total muestra una gran variación marcada en la gráfica de gradiente horizontal. No obstante, en esta última se pueden identificar dos grupos de mediciones relativamente homogéneos. El primero congrega los siete primeros datos (al noroeste) que varían dentro del rango de 41350-41600 gammas (grupo 1). El segundo grupo al final del perfil, reúne datos más homogéneo entre 41400-41500 gammas, marcado por el recuadro de línea continua. De esta forma se aprecia, que dejando un poco de lado el último dato del perfil, los lugares menos homogéneos corresponden a la zona de influencia del alto estructural que decrece como se aprecia en las figuras 56 a y b.

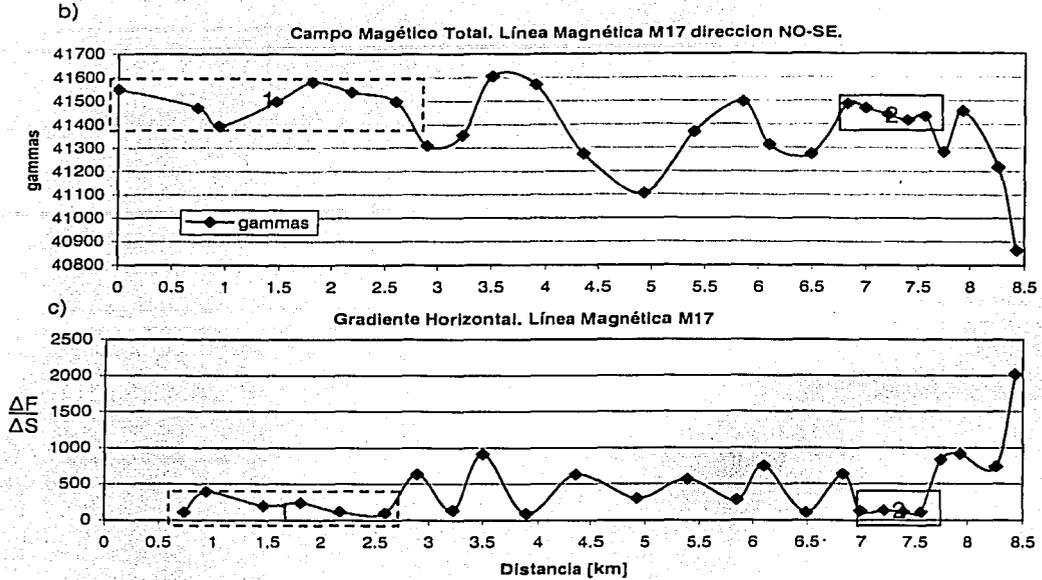


Figura 56 Línea de prospección 17. a) Gráfica de campo magnético total. b) Gráfica gradiente horizontal.

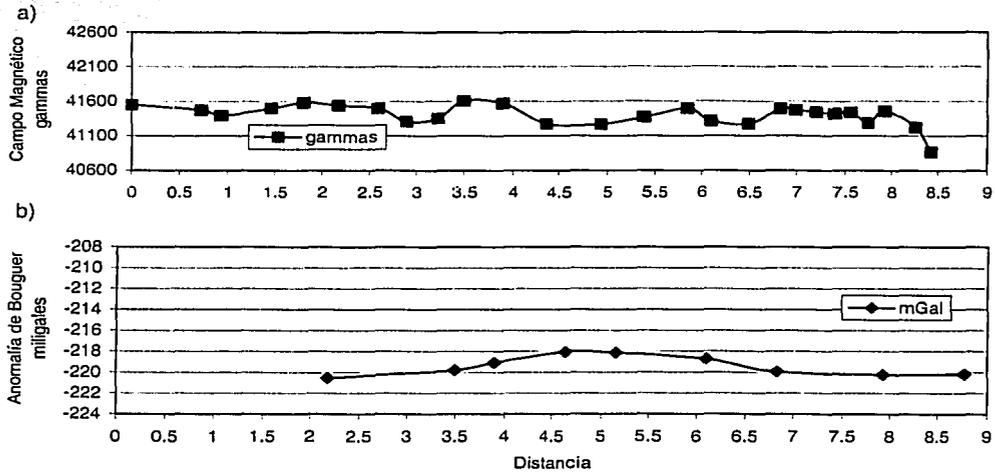


Figura 57. Línea de prospección 17. a) Gráfica de campo magnético total. c) Gráfica de anomalía de Bouguer.

El sector de la subcuenca donde se midió este perfil está caracterizado por fuentes de valores magnéticos bajos y fuentes monopolares. Como es posible apreciar en las figuras 57 a y b, al

centro del alto estructural se aloja un bajo magnético que está limitado en sus flancos por valores altos. Esto cambia la relación que presentan los perfiles magnéticos y gravimétricos de las líneas de medición anteriores ya que en ellas predominan los altos magnéticos coronando la estructura SW-NE, lo cual hace posible considerar que la disminución magnética sobre la zona de influencia del alto estructural puede deberse a periodos de fuerte erosión o bien a cambios en el patrón de fallamiento o fracturamiento.

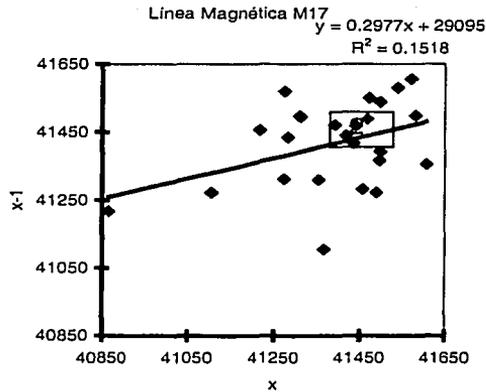


Figura 58. Diagrama de dispersión magnética de la línea LM-17. El recuadro en línea continua marca la distribución del grupo de datos que puede asociarse a fuentes someras regularmente correlacionadas

La gráfica de dispersión muestra la poca correlación que existe en este perfil a causa de su gran variabilidad. Como se observa en la gráfica de la figura 58 el grupo de valores que más se acerca a la línea recta de aproximación es el correspondiente al grupo 2. Por ello es posible considerar que las fuentes monopulares son fundamentalmente someras y pueden ser causadas por concentraciones ígneas.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CONCLUSIONES

Con el análisis propuesto en ese trabajo, apoyado en diversas técnicas geofísicas y evidencias geológicas, fue posible definir ciertos rasgos característicos de la cuenca de México tanto a profundidad como cerca de la superficie.

En primer instancia el análisis de la estructura gravimétrica profunda apoyada con información sísmica preexistente hizo posible reconocer la disposición de las capas más significativas al interior de la cuenca. Los modelos gravimétricos de la cuenca de México obtenidos de dicho análisis permiten establecer el comportamiento de la actividad tectónica y volcánica en las unidades litológicas más profundas reportadas en la literatura. Una característica, correlacionada con la información del horizonte sismoestratigráfico VII de PEMEX y que permitió hacer un ajuste adecuado con la información de los 5 pozos profundos, es el fallamiento sobre la Unidad de Calizas Cretácicas en la que debieron haber actuado esfuerzos distensivos este-oeste. Este fallamiento normal, o colapso importante, está dirigido NNW-SSE y su escalón es del orden de entre los 1500-2000 m, hacia el oeste. En los siete perfiles modelados en dirección este-oeste se aprecia cómo este fallamiento migra hacia el oeste.

La unidad volcánica inferior, cuyo origen se relaciona a la sierra Madre occidental, se encuentra afectada por la precedencia de la falla antes mencionada y contiene estructuras volcánicas poco significativas en superficie, salvo algunos picos desarrollados en su línea de contacto con la Unidad Volcánica Superior. Estos picos, aun cuando no afloran en la superficie, marcan la base de ciertas estructuras volcánicas. El espesor promedio de esta unidad cambia en forma significativa de 2500 m antes fallamiento en las calizas a 900 m después del mismo.

Los perfiles gravimétricos permiten observar que la actividad volcánica sepultada más representativa de la cuenca se marca en la Unidad Volcánica Superior; en ella las estructuras volcánicas tienden hacia la superficie, como en el caso de la sierra de las Cruces. A pesar de que dicha UVS no aflora claramente, ocasionalmente alcanza la superficie al ser coronada por actividad ígnea más reciente, como en los casos de la sierra de Santa Catarina, el cerro de la Estrella y el volcán el Xico. Las estructuras volcánicas de la UVS se encuentran sepultadas por procesos volcánicos, sedimentarios y vulcano-sedimentarios de esta unidad. Cabe la posibilidad de que la unidad esté afectada por periodos de nuevo fallamiento o fracturamiento correspondiente a épocas más recientes (pre-Chichinautzin) como lo evidencian la respuesta de los modelos gravimétricos correspondientes a las estructuras debajo de las sierras de las Cruces, Guadalupe y Santa Catarina.

La Unidad de Sedimentos Lacustres posee cierta uniformidad por contener material sedimentario areno-arcilloso correspondiente a ceniza volcánica, arcillas y corrientes fluviales. El espesor de esta unidad crece gradualmente hacia la sierra del Chichinautzín alcanzando su máximo espesor en las inmediaciones de las subcuencas de Chalco-Xochimilco.

Los depósitos ígneos de baja densidad (1.7 g/cm^3) modelados al occidente de la ciudad de México, sobre la sierra de las Cruces, condicionan la interpretación a que en estos sectores los productos volcánicos emplazados correspondan tanto a materiales de composiciones dacíticas así como a depósitos conglomeráticos y tobáceos. En el caso de la actividad volcánica más reciente, asignada a la sierra de Santa Catarina, el Peñón del Marqués y al cerro de la Estrella sucede lo opuesto ya que en estos casos la densidad utilizada fue de 2.4 g/cm^3 lo que implica que su composición tiende a ser más andesítica.

Mediante la combinación de las técnicas gravimétrica y magnetométrica apoyadas en información previa, fue posible afinar el conocimiento a poca profundidad de un sector representativo de la cuenca de México (la subcuenca de Chalco). En específico se hizo viable definir la forma en que interactúa el basamento ígneo de la subcuenca con el relleno sedimentario y los procesos volcánicos más recientes que lo acompañan.

Con base en el mapa de anomalías gravimétricas de Chalco fue posible confirmar el alto estructural dirigido $N40^\circ E$ que tiende a dividir las subcuencas de Xochimilco y Chalco. En la zona donde se localiza dicha estructura se observa que tiende a presentar una disposición alargada solo correlacionable con altos magnetométricos en el volcán el Xico. También es posible establecer que la cordillera o alto estructural descansa sobre la Unidad Volcánica Superior y que las estructuras volcánicas del Tlapacoya y la base del Xico pertenecen a la actividad geológica fechada del primero. Como sabemos que el Xico representa una estructura volcánica freatomámatica, se puede considerar que su emplazamiento se debe a la reactivación de los procesos ígneos en la zona, al momento del emplazamiento de la sierra del Chichinautzín.

Mediante el trabajo de prospección magnética fue posible reconocer la influencia que tiene la sierra del Chichinautzín debajo del relleno sedimentario, así como la presencia de unidades volcánicas locales que es posible proponer como diques o pequeños conos sepultados por el relleno sedimentario. Es válido hacer esta afirmación en virtud de que los valores magnéticos bajos se distribuyen tanto al norte como al este de la zona de estudio y sobre estos existen fuentes monopolares que manifiestan incrementos locales considerables. Un aspecto que eventualmente podría condicionar la acumulación de litología enriquecida en minerales con alta susceptibilidad magnética en zonas muy locales, son las fosas de relleno volcánico, episodios ígneos desgastados

por corrientes fluviales (dejando únicamente fuentes aisladas) o bien simplemente emplazamientos ígneos fisurales.

Dichas fuentes monopolares y los valores contrastantes de la señal magnética son imputables a periodos de fallamiento que generan drásticos contrastes laterales entre capas homogéneas. Los diagramas de dispersión evidencian estos efectos mediante datos distribuidos aleatoriamente.

La comparación entre los datos magnéticos y gravimétricos sobre el alto estructural evidencia que entre las estructuras ígneas del Xico y el Elefante (Tiapacoya) el valor del campo magnético y gravimétrico disminuye. Esto es parcialmente perceptible en las líneas LM-17 y LG-17 en donde ambas respuestas decrecen en forma importante.

Del análisis de dispersión realizado entre las líneas 2, 6 y 17 que cruzaron el alto estructural es posible suponer que se debe a una estructura afallada en la dirección 40°NE y con escalones principalmente hacia el oeste. Esta geometría definiría a un semigraben que en conjunto con las estructuras tipo graben, descritas en la literatura, formarían el sector noroeste de la cuenca de Chalco.

BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, J., Huerta, C., Mendoza, L., Reyes, A., 1993, Modelado de la respuesta sísmica en el subsuelo de la ciudad de México, con registros a profundidad, *Geofísica Internacional*, 32(1), 131-152.
- Alva-Valdivia, L., Goguitchaichvili, A., Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Zamorano, O., 2000, Paleomagnetic data from the Trans-Mexican Volcanic Belt: implications for tectonics and volcanic stratigraphy, *Earth Planet Space*, 52, 467-478.
- Arellano, A. R. V., 1948, La composición de las rocas volcánicas en la parte sur de la cuenca de Méjico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XIII, pp 81-82
- Bellia S., Cusimano G., Gonzáles M. T., Rodríguez C. R., Giunta G., 1992, El Valle de México, Consideraciones preliminares sobre los riesgos geológicos y análisis hidrogeológico de la cuenca de Chalco, Serie Scienza 3 Cuaderni Instituto Italo-Latino Americano, Roma.
- Benhumea-León, M., Vázquez-Contreras A., 1988, Estudios geofísicos del Valle de México, Comisión Federal de Electricidad, México. 60 pp.
- Blakely, R. J., 1995, Potential theory in gravity & magnetic applications, Cambridge University Press, New York, 441p.
- Caballero, M., Ortega-Guerrero, B., 1998, Lake levels since about 40,000 years ago at lake cico, near Mexico city, *Quaternary Research*, 50, 69-79.
- Campos-Enríquez, J. J., Campos-Enríquez, J. O., Urrutia-Fucugauchi, J., 1991, Variación secular reciente y cartas de los elementos del campo geomagnético en México, *Geofísica Internacional*, Vol. 30, No. 2, pp.107-116.
- Campos-Enríquez, J. O., Delgado-Rodríguez, O, Chavez-Segura, Gómez-Contreras, P., Flores-Márquez, E.L., Birch, F. S., 1997, The subsurface structure of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data, *Geophysics*, Vol. 62, No. 1, p 23-35.
- Chávez R. E., Campos J. O., Gómez-Cabrera P. T., Delgado O., Urrutia Fucugauchi, 1994, Gravity and MT studies over the Xochimilco-Chalco sub-basins, México, *Society of Exploration Geophysicists, Annual Meeting Proceedings*
- Cserna, Zoltan de; Fuente-Duch, Mauricio de la; Palacios-Nieto, Triay; Leonardo, Mitre-Salazar, Luis Miguel; Mota-Palomino, Reynaldo, 1988, Estructura Geológica, Gravimetría Sísmicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México, Instituto de Geología, UNAM, México, Boletín 104, 71p.
- DDF, 1975, Memorias de las obras del sistema de drenaje profundo del distrito federal, *Departamento del Distrito Federal*, Talleres gráficos de la nación, México, 126 pp.
- Enciso-de la Vega, S., 1992, Propuesta de nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México, *Revista del Instituto de Geología*, V. 10, N.1, p 26-36.
- Ferrari, L., Garduño V.H., Pasqueré, G., Tibaldi A., 1994, Volcanic and Tectonic evolution on central Mexico: Oligocene to present, *Geofísica Internacional* Vol. 33, No. 1 pp 91-105

- Geosoft, 2001, Oasis montaj Quick Start™ Tutorials, Geosoft Inc., Ontario Canadá. Escrito por : Chris Musselman, Nancy Whitehead, and Karla McDona.
- Gárfias-Valentín R, Chapin-Theodore C. 1949, Geología de México Editorial Jus, México.
- González Moran T., 1992, Estudio Hidrogeofísico de la subcuencas de Chalco; evaluación de impacto ambiental del basurero de Santa Catarina. Tesis Doctoral, UNAM, Mexico.
- Hubbert, M. K., 1948, A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses: *Geophysics*, 13, 215-225.
- INEGI, 1996 a, Sombreado del Modelo digital de elevaciones E1402 Esc. 1:250, 000.
- INEGI, 1996 b, Sombreado del Modelo digital de elevaciones F1411 Esc. 1:250, 000.
- INEGI, 2001, Carta Geológica, Chalco, E-14-B31, Esc. 1:50, 000.
- INEGI, 1997a, Carta Topográfica, Ameca de Juarez, E-14-B41, Esc. 1:50, 000.
- INEGI, 1997b, Carta Topográfica, Ciudad de México, E-14-A39, Esc. 1:50, 000.
- INEGI, 1998 a, Carta Topográfica, Chalco, E-14-B31, Esc. 1:50, 000.
- INEGI, 1998 b, Carta Topográfica, Milpa Alta, E-14-A49, Esc. 1:50, 000.
- INEGI, 2000, Condensado Estatal Topográfico en formato Digital, México, Esc. 1:400, 000.
- LaFer, T. R., 1991, Standardization in gravity reduction, *Geophysics*, Vol 56, No. 8 pp 1117-1178.
- López-Ramos, E., 1981, Geología de México, Tomo III, Trillas, México.
- Lugo-Hubp, J., 1984, Geomorfología del sur de la Cuenca de México, Instituto de Geografía, Serie Varía, T 1, No 9, UNAM, México.
- Lugo-Hubp, J., Perez-Vega, A., Rojas-Salas, M., Formación de grietas en la margen del antiguo lago al oriente de la cuenca de México, *Geofísica Internacional*, Vol. 30, No. 2, pp 87-95.
- Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Perez-Vega A., Zamorano-Orozco, J, 1994, Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, *Revista mexicana de ciencias geológicas*, Vol. 11, No. 1 p 43-52.
- Lugo-Hubp, J., Cordero-Estrada, M, Zamorano-Orozco, J., 1995, Relieve, litología y riesgos en la zona urbana de la delegación Álvaro Obregón, Distrito Federal, México, *Revista mexicana de ciencias geológicas*, Vol. 12, No. 1, p 52-67.
- Lugo-Hubp, J., Salinas-Montes, Araceli, 1996, Geomorfología de la Sierra de Guadalupe, *Revista mexicana de ciencias geológicas*, Vol. 13, No. 2, p 240-251.
- Marqardt, D.W., 1963, An algorithm for leastsquares estimation of non-linear parameters: *J.SIAM*, v.11:431-441.
- Marsal, R. J., Mazari, M., 1969, El subsuelo de la ciudad de México, *Facultad de Ingeniería*, UNAM, México.

- Mirónov, V. S., 1977, Curso de Prospección Gravimétrica, Ed. Reverté S.A., España.
- Molina Berbeyser R., 1957, Hundimiento de la Cuenca de México y su relación con los estudios de mecánica de suelos, geoquímicos, geofísicos y geológicos de las aguas del subsuelo de la Cuenca del Valle de México, *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, Tomo XX, No.2.
- Molina-Garza, R., Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data, *J. Geodynamics*, Vol. 17, No. 4, pp 181-201.
- Montiel-Rosado, J. A., 1989, Interpretación geológica de la línea L2/13 del levantamiento sísmico de reflexión en la ciudad de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 50 (1-2), 71-80
- Mooser F., 1975, Historia geológica de la Cuenca de México en: Memoria de las Obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal. México DDF.V. 1 p7-38.
- Mooser F., 1990, Estratigrafía y estructura del Valle de México en: El subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo, (Ovando-Selley E. Y Gonzáles – Valenas, F. Ed), Soc. Mex. Mec. Suelos, p 29-36.
- Mooser F., Montiel A., 1990 a, El relleno post-Chichinautzín del valle de México y su relación con la intensidad sísmica, en: Simposio sobre tópicos geológicos de la cuenca del valle de México, Sociedad mexicana de Mecaniza de suelos, México, D. F., p 55-60.
- Mooser, F., Tamez, E., Santoyo, E., Gutiérrez, C., Holguín, E., 1986, Características geológicas y geotectónicas del Valle de México, Serie: 100 kilómetros de Metro, No. 1, CONVITUR-DDF. México.
- Mora-Alvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, Sh., Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? -A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study. *Geofísica Internacional* Vol. 30, No. 2 pp 61-70
- Morán Zenteno Dante, 1984, Geología de la República Mexicana, UNAM-INEGI, México
- Murphy, A., 2001, GPS Utility Version 4.03.2 Utility Proram interfase GPS PC
- Musset, Alan E., y Khan, Aftab M., 2000, Looking into the earth. An introduction to geological geophysics, Cambridge University Press, UK.
- NGDC & NOAA, 2000, Relief Globe Slides Topography/Bathymetry in Mercator Projection, National Geophysical Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration, Boulder, Colorado, USA.
- NGA, 1999, Grav/Mag Modeling Software GM-SYS™ User's Guide For Version 4.6, Revision 1.00, Agosto 18, Northwest Geophysical Associates Inc., Oregon, USA.
- Ortega-Guerrero, Beatriz, 1992, Paleomagnetismo, manetoestratigrafía y paleoecología del cuaternario tardío en el lago de Chalco, Cuenca de México, Tesis de Doctorado en geofísica, UNAM, México

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

- Pablo-Galán, L., Pablo, J., Chávez García M., 2002, Clay mineralogy and diagenesis of Recent-Pleistocene volcanogenetic sedimentary sequence of the Mexican Basin, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 19, No. 1, p. 38-49
- Pérez-Cruz, G. A., 1988, Estudio sísmológico de reflexión del subsuelo de la Ciudad de México, Tesis de Maestría en Ingeniería, UNAM, México, 83 pp.
- Roji-García A; Roji-García J, 1998, Por las carreteras de México 1998, Esc. 1:1 000 000, GUÍA ROJI, S.A. de C.V., México, D.F.
- Servicios Geofísicos, S.A. , 1953, Informe sobre el trabajo gravimétrico efectuado en el Valle de México, Instituto Nacional de Investigación Científica de México.
- Schlaepfer, C. J., 1968, Hoja México 14Q(5), con resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y estados de México y Morelos, Carta Geológica de México:1:100 000, UNAM, Instituto de Geología.
- SMMS, 1990 a, Simposio sobre tópicos geológicos de la cuenca del valle de México, Sociedad mexicana de Mecánica de suelos, Mexico, D. F., pp77
- SMMS, 1990 b, El subsuelo de la cuenca del valle de México y su relación con la ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo, Eds.: Efraín Ovando Shelley, Francisco González Valencia, Sociedad mexicana de mecánica de suelos, México, pp 228.
- Talwani, M., and Heirtzler, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by twodimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A., Ed., Computers in the mineral industries, Part 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences, 9, 464-480.
- Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for twodimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *Journal of Geophysical Research*, 64(1), 49-59.
- Tapia Varela, G., López-Blanco, J., Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100,000, *Revista mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 19, No. 1, p. 50-56.
- Telford, W. M., Geldart, L.P., Sheriff, R. E., and Keys, D.A., 1986, Applied Geophysics, Cambridge University Press.
- Urrutia-Fucugauchi J., Lozano-García S., Ortega-Guerrero B., Caballero-Miranda M., Hansen R., Böhnell H., Negendank J. F. W., 1994, Palaeomagnetic and palaeoenvironmental studies in the southern basin of Mexico - I Volcanosedimentary sequence and basin structure of Chialco Lake, *Geofísica Internacional*, 33(3), pp. 421-430.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo Garcia Luis, 1977, Un modelo del eje volcánico mexicano, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, No.1, 18-28.
- Urrutia-Fucugauchi, J. 1995, Palaeomagnetic constraints on spatial/temporal volcanic activity in the Santa Catarina-Chalco region, southeastern basin of Mexico. *Geofísica Internacional*, 34(1), 55-66
- Urrutia Fucugauchi, J., Flores-Ruiz, J., Bandy, W., and Mortera-Gutiérrez, C., 1999, Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: gravity models revised, *Geofis. Int.*, 38(4), 205-216.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

- Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la cuenca de México, *Geofísica Internacional*, Vol. 28, No 2, 133-190.
- West, R. E., 1991, Gravity Meter Reduction Reference Manual Version 2.0, Tucson Arizona, USA.
- Woollard, G. P., Monges-Caldera, J., Kozlosky J. A., 1966, Una red de bases modernas para control de gravedad en las américas central y del sur, *Geofísica Internacional*, Vol. 6, No. 2, pp 39-69.
- Woollard, G. P., Monges-Caldera, J., Rose, J. C., Kozlosky J. A., 1966, Catálogo de estaciones gravimétricas en América Latina, , *Geofísica Internacional*, V. 6, No. 3 y 4.
- Xiong, Li., and Hans-Jurgen, Gotze, 2001, Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics, *Geophysics*, 66(6), 1660-1668.
- Yamashita Architects & Engineers, Oyo Corporation, 1996, Estudios del Subsuelo en el Valle de México, Cuadernos de Investigación Científica, No. 34, Junio, *CENAPRED*, México.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN