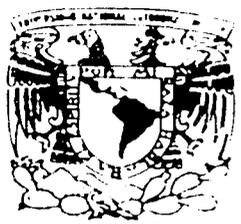


16



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIVISION DE INGENIERIA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PERFIL GRAVIMETRICO PERPENDICULAR AL GRABEN DE CITALA EN JALISCO Y SU IMPLICACION TECTONICA EN LA EVOLUCION DE LA ZONA DE RIFT COLIMA-ZACOALCO

T E S I S  
PARA OBTENER EL TITULO DE:  
INGENIERO GEOFISICO  
P R E S E N T A :  
KEREN MENDOZA CERVANTES



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA  
DIRECCION  
60-I-1008

**SRITA. KEREN MENDOZA CERVANTES**  
Presente

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

**PERFIL GRAVIMETRICO PERPENDICULAR AL GRABEN DE CITALA EN JALISCO Y  
SU IMPLICACION TECTONICA EN LA EVOLUCION DE LA ZONA DE RIFT  
COLINA-ZACOALCO**

- I INTRODUCCION
- II ANTECEDENTES GEOLOGICOS Y TECTONICOS
- III METODOLOGIA
- IV REDUCCION DE LOS DATOS DE GRAVEDAD
- V MODELO GRAVIMETRICO EN 2D
- VI INTERPRETACION Y DISCUSION
- VII CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFIA

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

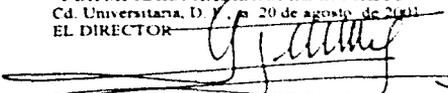
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"

Cd. Universitaria, D. F. a 20 de agosto de 2001

EL DIRECTOR

  
ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

*¿Has considerado inteligentemente los anchos espacios de la Tierra?*

*Dedicatorias*

***Diós.***

***A Tí, por permitirme ser y conocerle.***

*Abraham, Eva y Kesia.*

*A Willies por su amor, apoyo, paciencia y por su insaciable y contagiosa curiosidad. Por enseñarme tanto de la vida y alentarme en todos mis sueños. Por la alegría que me da con el brillo de sus ojos.*

*A Mimos por su amor incomparable, su dedicación e ilusiones, por haberme regalado su vida, por tomarme de la mano siempre que lo necesito y por su corazón incansable.*

*A mi Swetie por su compañía y ayuda desde el primer día de mi vida, por compartir conmigo todo cuanto ama; por todas las noches de desvelo. Por ser mi ejemplo y guía.*

*Paco.*

*A Pecos, por su sonrisa, su mirada, por el sentido que las palabras tomaron desde que existe en mí, por detener el tiempo para tomar mi mano.*

*A mi familia, por los fragmentos de tiempo con los que cada uno ha contribuido para formar mis recuerdos.*

*A Carmen y Christopher, por regalarme en vida el conocimiento de la verdad.*

*A Bernardo, por el recuerdo más alegre que alberga mi corazón, por regalarme un nombre: Metz.*

*A Tni Josefín, por ser la ilusión más grande de mi vida, por su pequeña alegría que me enseña muchos secretos de la vida.*

*A Abdiel y Gy-ne, por compartir su imaginación conmigo, por su amor, por la magia de sus miradas y risas.*

*A mis niños; Elihu, Jehiel, Carlitos, Yeshua, Abisai, Atzin, Iraidy, Ximena, Benjamin, Valeria, Sebastian, Yair, Bricia y Aldo, por enseñarme a caminar tomada de sus pequeñas manos.*

*A mis amigos; Agria, Ale, Anes, Brika, Carla, Pequeño, Cleflux, Edgar, Elsy, Cejasso, Hika, Julian, Galera, Tn, Tacney, Aztec, y Wanna, por su sinceridad, por su alegría, por todos los momentos juntos que quedaran en mi corazón.*

*A los enafinos; Alex, Amanda, Jeronimo, John y Ana, Maria Elena, Mireya, Nady y Valeria; por la espontaneidad de su cariño y por cambiar mi vida en tan poco tiempo.*

*A Carlos M. G. y Jaime U. J., por su ejemplo, dedicacion, por todas sus enseñanzas y por depositar su confianza en mi.*

## AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por la oportunidad de pertenecer a su institución.

Al Instituto de Geofísica, y al personal del Departamento de Paleomagnetismo por brindarme los recursos para la realización de este trabajo.

Al Dr. Carlos Mortera, Dr. Jaime Urrutia y Dr. William Bandy, por su asesoría, ayuda y apoyo en la elaboración de esta tesis.

Al Dr. Osvaldo Sánchez Zamora y Dr. René Chávez Segura, por el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo.

Al Dr. Luis Alva Valdivia y Dr. Manuel Mena, por su ayuda e interés en esta tesis.

A Selene S., Guillermo P. y Juan C. Cruz por su valiosa ayuda y amistad.

Al Dr. Emiliano Campos Madrigal por su ayuda y enseñanzas.

# INDICE

	<b>Página</b>
<b>RESUMEN</b>	<b>1</b>
<b>I. INTRODUCCION</b>	<b>2</b>
<b>II. ANTECEDENTES GEOLOGICOS Y TECTONICOS</b>	<b>7</b>
II.1. Ubicación del área de estudio	7
II.2. Geología Regional	7
II.3. Tectónica Regional	13
<b>III. METODOLOGIA</b>	<b>16</b>
<b>IV. REDUCCION DE LOS DATOS DE GRAVEDAD</b>	<b>19</b>
IV.1. Adquisición de los datos en campo	19
IV.2. Reducción de los datos	22
<b>V. MODELO GRAVIMETRICO EN 2D</b>	<b>32</b>
V.1. Modelo 1 de extensión	35
V.2. Modelo 2 de extensión	37
<b>VI. INTERPRETACION Y DISCUSIONES</b>	<b>39</b>
<b>VII. CONCLUSIONES</b>	<b>42</b>
<b>BIBLIOGRAFIA</b>	<b>43</b>

## RESUMEN

En los últimos 20 años, los estudios relacionados con estructuras de graben en el margen occidental de México han aportado datos y modelos tectónicos para entender el proceso de rift continental asociado a la subducción de una zona dorsal oceánica activa, de escalones formados recientemente o a la reorganización de puntos triples de unión entre placas oceánicas cercanos a la trinchera. Tres sistemas de grabenes (Chapala, Colima y Tepic-Zacoalco) conforman los límites del Bloque de Jalisco en la parte continental del margen occidental de México. Estos tres sistemas se intersectan en un punto cercano al extremo occidental del Lago de Chapala. La incertidumbre es si existe actividad en alguna de las dos estructuras que conforman al Sistema de Chapala, que alberga al graben de Citla y al graben de Chapala, y en cuál de estos grabenes se ubica el actual punto de triple unión de los sistemas de rifts de Jalisco. Para ayudar a resolver esta incertidumbre, esta tesis reporta por primera vez un perfil gravimétrico perpendicular a la estructura en la parte central del Graben de Citla con el propósito de determinar la geometría del graben, el grosor del relleno sedimentario en la cuenca y además examinar si este graben es una estructura desarrollada por la extensión de un rift. Las mediciones gravimétricas en el perfil fueron reducidas para obtener la Anomalía Completa de Bouguer. Con base en los procesos de rift, que inducen fallamiento de tipo normal y adelgazamiento de la corteza como respuesta a esfuerzos extensionales, se calcularon los valores gravimétricos de dos modelos en 2D que fueron comparados con los valores observados a lo largo del perfil en Citla. Los resultados de la comparación indican que la estructura del graben: (1) requiere de una cuenca sedimentaria formada en dos episodios, (2) es simétrica, y (3) está fracturada por fallas normales en ambos márgenes. Además este estudio propone la posibilidad de que la corteza del graben en Citla puede estar adelgazada por el calentamiento que es inducido a la misma debido al proceso de rift. En particular, el bajo en la anomalía del perfil indica que el graben tiene una extensión mínima de 11 km. Los modelos sugieren dos etapas de extensión en las que se originaron dos cuencas cuyo relleno sedimentario pudiera alcanzar un espesor total de 700 m. El adelgazamiento de la corteza en la parte central del graben, en uno de los modelos propuestos, infiere que la actividad de un posible rift ha tenido una mayor duración en comparación con la estructura que no presenta adelgazamiento propuesta como modelo alternativo.

## I. INTRODUCCIÓN

Desde el Mioceno una gran cantidad de procesos tectónicos han tenido lugar en el margen occidental de México y en la porción continental correspondiente. Uno de los procesos más importantes, durante este periodo, fue la reorganización de las placas Pacífico, Norteamericana, Rivera y Cocos que dio como resultado la configuración actual de la zona (Figura 1). En la parte continental, estos procesos de reorganización entre placas están asociados a la tectónica del Bloque de Jalisco [Rosas-Elguera et al., 1996] que se localiza en el margen occidental de la Placa Norteamericana, limitado al norte por el rift de Tepic-Zacoalco, al este por el rift de Colima y al suroeste por la Trinchera Mesoamericana [Lurh et al., 1985; Allan, 1986]. Los rifts de Tepic-Zacoalco y Colima intersectan a un tercer rift en el área del Lago de Chapala, esta zona es conocida como el punto de triple unión de los sistemas de rifts de Jalisco que está conformado por los grabenes de Zacoalco, Sayula y Chapala-Citla.

Los procesos de rifting inducen fallamiento de tipo normal y adelgazamiento de la corteza como respuesta a esfuerzos extensionales (Figura 2). Estos procesos forman cuencas sedimentarias en la superficie de la corteza. Bandy et al. [2000] señala que existen dos corrientes principales de pensamiento para explicar el origen de los sistemas de rifts que delimitan al Bloque de Jalisco. La primera propuesta es que su origen está relacionado tanto a movimientos relativos entre las placas como a deformaciones de las mismas que se subductan, este proceso pudo haberse iniciado hace más de 7 Ma [Bandy et al., 2000]. La segunda propuesta atribuye el origen de rifts a una reubicación de la Dorsal del Pacífico Este (DPE).

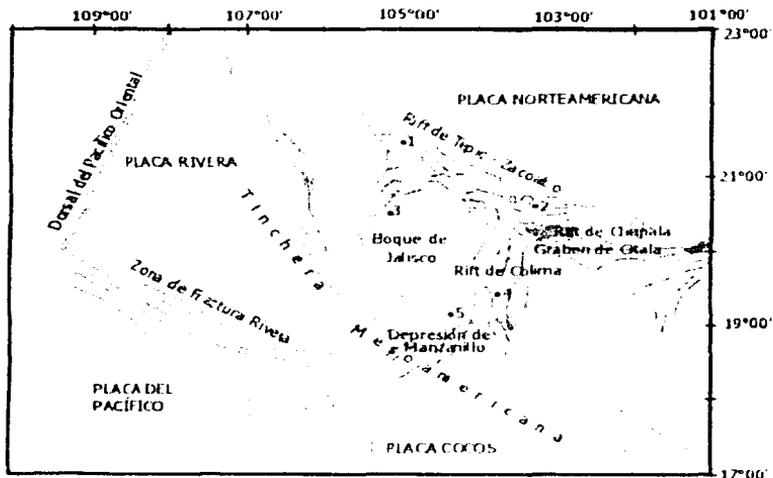


Figura 1. Placas tectónicas de la zona occidente de México. Los números en la figura corresponden a las ciudades de: (1) Tepic, (2) Guadalajara, (3) Puerto Vallarta, (4) Colima y (5) Manzanillo.

Un registro de los eventos extensionales en la zona del punto de triple unión de Tepic-Zacoalco Chapala y Colima está en las cuencas rellenas de sedimentos [Michaud et al., 2000]. El empleo sistemático de mediciones gravimétricas a través de los grabenes de los rifts permite en primera instancia, obtener la geometría preliminar de la estructura con base en el contraste entre las densidades del relleno sedimentario y los alrededores cuyo origen es principalmente volcánico.

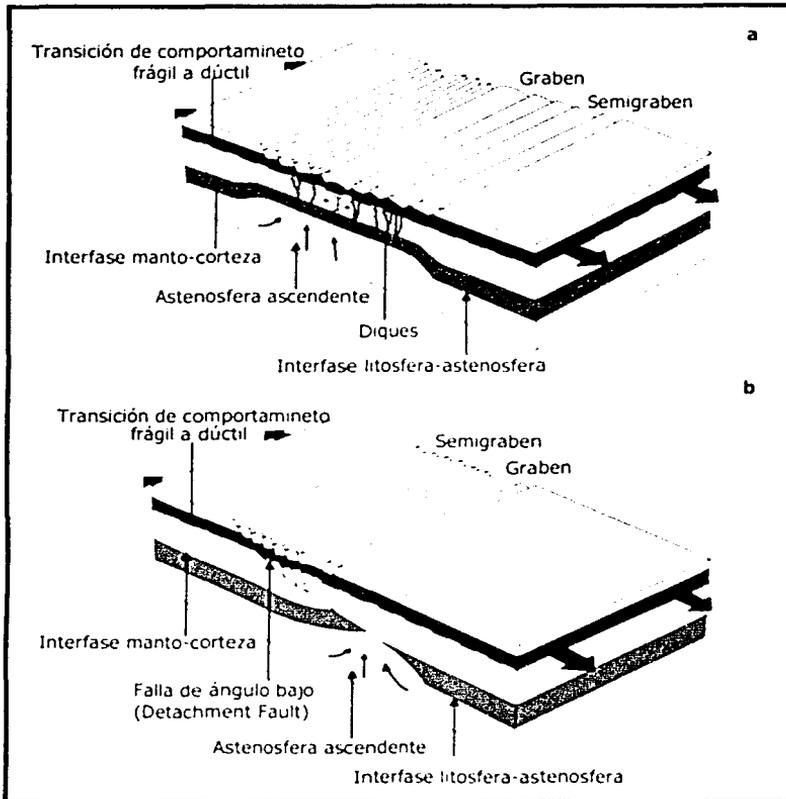


Figura 2. Modelos de extensión. El régimen de extensión pura se muestra en la parte superior de la figura [Twiss y Moores, 1992]. El régimen de extensión simple se muestra en la parte inferior [Wernicke, 1985]. Ambos regimenes inducen la formación de grabenes con fallamiento de tipo normal en la corteza. Además, el régimen simple muestra fallamiento de ángulo bajo (detachment fault) en toda a la litosfera.

La gran mayoría de los estudios basados en datos gravimétricos de la zona se han enfocado en particular a las estructuras de los grabenes de Chapala, Tepic-Zacoalco y Colima [Allan, 1985; Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Bandy et al., 1993; Bandy et al., 1995; Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora et al., 1998; Bandy et al., 1999; Urrutia-Fucugauchi et al., 1999, Bandy et al., 2000]. Para complementar los estudios dentro del área de la triple unión, en esta tesis se reporta por primera vez un perfil gravimétrico perpendicular a la estructura del graben de Citlala (Figura 3) con el propósito de determinar la geometría de la cuenca, estimar el grosor del relleno sedimentario de la misma y observar si el origen de este graben puede ser explicado en términos de un proceso de rifting.

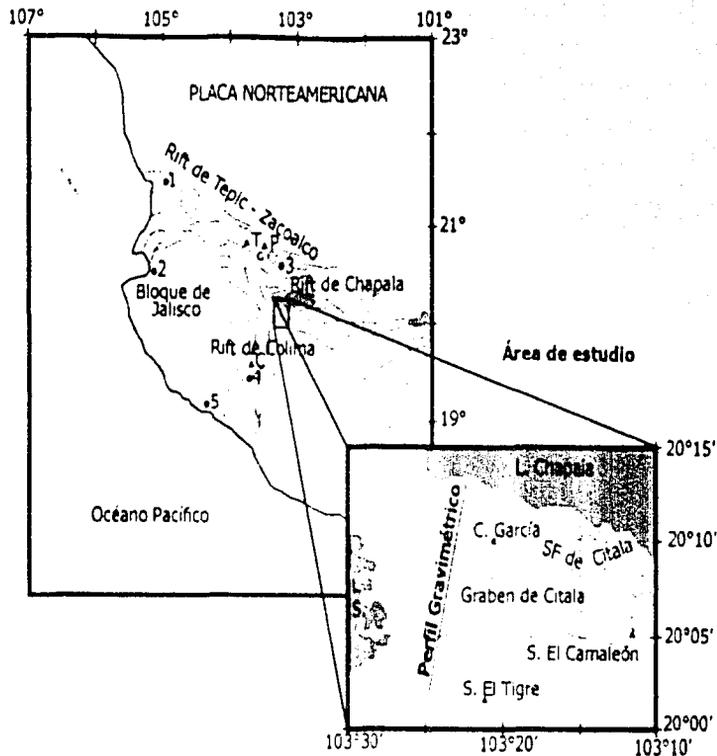


Figura 3. Mapa de Localización. Los números en la figura superior indican ciudades: (1) Tepic, (2) Puerto Vallarta, (3) Guadalajara, (4) Colima y (5) Manzanillo. Las letras son volcanes: (P) Primavera, (T) Tequila y (C) Colima. El recuadro inferior muestra el perfil gravimétrico de este estudio.

## II. ANTECEDENTES GEOLOGICOS Y TECTONICOS

### II.1. Ubicación del área de estudio.

En el área de la triple unión de los sistemas de rifts de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala se han reconocido cuatro cuencas tectónicas principales, la de Zacoalco que alberga al graben del mismo nombre en su parte oriental, la de Colima en la que se encuentra el graben de Sayula en su porción norte, la de Chapala en la que se reconoce el graben de Chapala y el graben de Citala, al sur del Lago de Chapala.

El área de estudio a través del graben de Citala se encuentra localizada en la parte oriental del punto de triple unión de los sistemas de rifts de Jalisco (Figura 3). Las mediciones gravimétricas que se realizaron en el graben de Citala delimitan un perfil con orientación N6°E que comienza al suroeste del Lago de Chapala (20.219° N, 103.374°W) y corre hasta el flanco noroeste de la Sierra El Tigre (20.034°N, 103.395°W).

### II.2. Geología Regional.

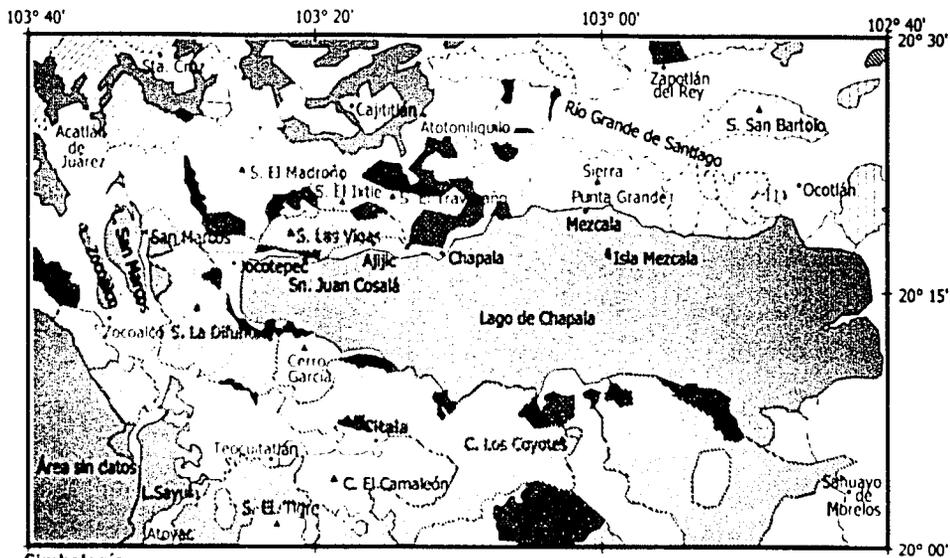
La geología de la región (Figura 4) ha sido estudiada extensivamente [Delgado-Granados y Urrutia-Fucugauchi, 1986; Delgado-Granados, 1992; Garduño-Monroy et al., 1993; Delgado-Granados et al., 1994; López-Ramos, 1995; Rosas-Elguera et al., 1997; Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora, 1998; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998; Ferran et al., 2000; Michaud et al., 2000]. Delgado-Granados [1992] propone que la geología dominante durante el Neógeno fue principalmente de tipo volcánico. La actividad volcánica más antigua de esta zona está fechada entre 12 y 8.8 Ma [Garduño-Monroy et al., 1993] y se encuentra asociada a la reorganización entre los límites de las placas Rivera, Cocos y Norteamericana, así como al proceso de rifting que tuvo comienzo a finales del Mioceno en respuesta a la subducción de las placas de Rivera y Cocos bajo la Norteamericana [Bandy et al., 2000]. Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi [1998] indican que también se encuentran secuencias vulcano-sedimentarias como resultado de los esfuerzos extensionales del Plioceno. Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora [1998] señalan que las rocas más recientes de la zona están representadas por proclastos del Cuaternario y tobas volcánicas de las áreas urbanas de Guadalajara y La Primavera, así como por depósitos sedimentarios que se encuentran rellenando las depresiones tectónicas formadas por el proceso de rifting.

Delgado-Granados [1992] divide los eventos volcánicos del área de Chapala en dos etapas

entre los 10.1 Ma y los 0.65 Ma. La primera etapa abarcó entre 10.1 y 4.4 Ma, en la que se originaron las rocas de los grupos de Chapala, Tizapán, Travesaño, y las Vulcanitas Indiferenciadas del Mioceno-Plioceno (VIMP). Las rocas de esta etapa presentan afinidades tanto cal-alcalinas como alcalinas. Posterior a esta etapa se registro un hiato en la actividad volcánica entre los 4.2 y los 2.7 Ma como posible consecuencia del inicio de los procesos de rifting en la zona. Durante la segunda etapa de vulcanismo, aproximadamente entre 2.7 a 0.65 Ma se formaron las rocas volcánicas de los grupos Santa Cruz, Acatlán, y Grande. Los principales tipos de roca que componen estos grupos son andesitas, riolitas y dacitas. En el mapa geológico de la Figura 4 se muestra la distribución de las unidades volcánicas y sedimentarias en la zona de Chapala, Jalisco. La secuencia geológica (Figura 5) de estas unidades en la región de triple unión en el Lago de Chapala se conforma de las siguientes rocas:

VIMP (6.3 – 4.5 Ma): Basaltos y andesitas afallados de las épocas Mioceno y Plioceno. Esta unidad es la de mayor presencia al sur del Lago de Chapala y al oeste del mismo conforman la Sierra La Difunta. Estas rocas fueron extruidas por diversos tipos de volcanes monogenéticos durante un periodo continuo de actividad y se cree que su espesor puede alcanzar hasta 1500 m.

Grupo Tizapán (10.1 - 4.4 Ma): Los basaltos que forman parte de este grupo fueron descritos en primera instancia por Palmer [1926] y posteriormente redefinidos por Delgado-Granados [1992]. Como parte de este grupo también se incluyen andesitas de la misma edad. Los afloramientos de esta unidad se encuentran al sur de los poblados de Tizapán y Citla. Su extrusión se atribuye a volcanes de tipo escudo, conos cónicicos, domos de lava y derrames fisurales.



**Simbología**

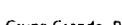
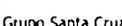
- |                                                                                                 |                                                                                                                           |                                                                                                              |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|  VIMP          |  Grupo Travesaño                         |  Grupo Acatlán              |
|  Grupo Turapán |  Grupo Grande, Palo Verde y Zacoalco     |  Sedimentos consolidados    |
|  Grupo Chapala |  Grupo Santa Cruz, La Zapotera y Sahuayo |  Sedimentos no consolidados |

Figura 4. Mapa Geológico del área de Chapala. La litología de la zona esta basada en Delgado [1992].

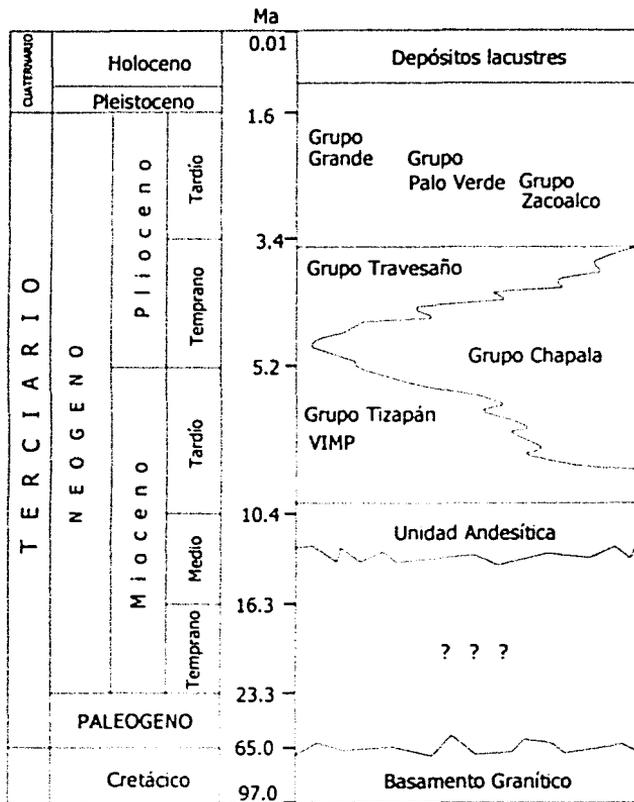


Figura 5. Columna geológica del área de Chapala, Jalisco. Modificada de Delgado [1992].

Grupo Chapala (6.2 – 3.5 Ma): Es una sucesión de rocas cuya composición va de basaltos a

andesitas. Rosas-Elguera et al., [1997] fechó algunas muestras de este grupo con edades entre 5.3 y 4.3 Ma. Los sitios de estas muestras se ubican a una distancia aproximada de 30 km del área de estudio. Las rocas de este grupo son concordantes con el Grupo Tizapán y con las VIMP; probablemente fueron extruidas por grandes centros volcánicos.

Sobre los eventos andesíticos se encuentran sucesiones vulcano-sedimentarias nombradas Formación Chapala por Downs [1958]. Esta formación consiste de una sucesión alternada de sedimentos lacustres con ceniza volcánica y piedra pómez. Los sedimentos están constituidos por conglomerados con fragmentos de andesita, cuarzoareniscas, y lutitas con diatomeas. Delgado-Granados [1992] propone que las secuencias vulcano-sedimentarias de la Formación Chapala están dentro del Grupo Chapala.

Grupo Travesaño (4.3 – 4.2 Ma): Este grupo se localiza principalmente al norte del Lago de Chapala, está integrado por basaltos y andesitas cuya composición es afín a las rocas del Grupo Tizapán. Su origen es derivado de la actividad de volcanes tipo escudo y domos de lava; algunas de estas lavas presentan una estructura almohadillada lo que sugiere que en el tiempo en que fueron extruidas existía un medio subacuático en la zona. Este grupo suprayace e intrusióna al Grupo Chapala.

Grupo Grande, Palo Verde y Zacoalco (2.7 – 1.4 Ma): Las rocas de estos grupos se conforman de andesitas y basaltos cuyas composiciones se asemejan a las unidades de los Grupos Tizapán y Travesaño. Fueron extruidas por volcanes de tipo escudo y domos de lava, cuya actividad fue del Plioceno Tardío al Pleistoceno Temprano [Delgado-Granados, 1992]. Las unidades volcánicas de estos grupos cubren a los grupos Tizapán, Travesaño y Chapala. El Grupo Grande se formó de 2.7 a 1.4 Ma. El Grupo Palo Verde se distribuye al oeste de la Laguna de Chapala, su actividad abarcó entre 2.3 y 1.4 Ma. El Grupo Zacoalco se localiza al suroeste del Lago de Chapala y ha sido fechado con edades entre 2.3 y 1.7 Ma.

Grupo Sahuayo, La Zapotera y Santa Cruz (1.9 – 0.65 Ma): La actividad volcánica que dio origen a estas unidades es similar a la que formó las rocas de los Grupos Grande, Palo Verde y Zacoalco. Las unidades de estos grupos están compuestas de andesitas y basaltos. El Grupo Sahuayo se desarrolló aproximadamente entre los 1.9 y 1.3 Ma. La actividad del Grupo La Zapotera abarcó entre los 1.8 y 1.4 Ma, se correlaciona con las rocas de los Grupos Santa Cruz y Acatlán así como con las rocas de la cadena volcánica al sur de Guadalajara [Lühr y Lazaar, 1985]. Del Pleistoceno Medio al Temprano (1.4 – 0.65 Ma) se puede ubicar al Grupo Santa Cruz como producto de vulcanismo unimodal de tipo basáltico a andesítico.

Grupo Acatlán (1.07 – 0.65 Ma): Lo constituyen lavas de composición dacítica y riolítica así como piroclastos extruidos por domos de lava y flujos de lava asociados a fisuras tectónicas. Este grupo coexistió con el Grupo Santa Cruz.

Dentro del área de estudio afloran cinco de estos grupos geológicos. Como se observa en la Figura 4 al sur del Lago de Chapala, donde comienza el perfil gravimétrico, se encuentra el Grupo Chapala que aflora en esta porción y al norte del área de estudio. Siguiendo en dirección sur, el perfil atraviesa el Cerro García, (volcán de tipo escudo) que alcanza una elevación de 1930 m s.n.m. y forma parte de los grupos Grande, Palo Verde y Zacoalco. Está constituido por flujos de lava de composición andesítica y augitas con espesores hasta 1000 m [Delgado-Granados, 1992]. Inmediato a este cerro afloran las VIMP conformadas por andesitas que subyacen a las unidades anteriores. Al centro del perfil se localizan los sedimentos que representan a la unidad más joven en el área con espesores de aproximadamente 500 a 1000 m [Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora, 1998]. Adyacente a estos sedimentos se encuentra una unidad volcánica que se atribuye al volcán de tipo escudo El Camaleón, perteneciente al Grupo Tizapán. La sección final del perfil termina con unidades volcánicas de los Grupos Grande, Palo Verde y Zacoalco que conforman la Sierra El Tigre y la reaparición de las VIMP.

### II.3. Tectónica Regional.

La geología y el vulcanismo en la región del Bloque de Jalisco y sus alrededores han sido influenciados por los movimientos tectónicos de las placas de Rivera, Cocos y Pacífico respecto a la Norteamericana desde el Mioceno Tardío [Bandy et al., 1995]. Los rasgos más importantes en la región son la presencia de parte del Eje Neovolcánico, la Sierra Madre Occidental y el punto de triple unión de los sistemas de rifts que definen las fronteras norte y oriental del Bloque de Jalisco (Figura 1).

Inicialmente Luhr et al. [1985] propuso que el punto de triple unión de los sistemas de rifts estaba formado por los grabenes de Colima, Zacoalco y Chapala, uniéndose a 50 km al SSW de la ciudad de Guadalajara, pero otros autores sugieren que el actual punto de triple unión está conformado por los grabenes de Colima, Zacoalco y Citla [Garduño-Monroy et al., 1993; Delgado-Granados et al., 1994; Ferran et al., 1994; Michaud et al., 2000]. Esto con base en la planicie que se forma en la zona de la triple unión debido a que el nivel topográfico de las cuencas antes mencionadas coincide a una elevación promedio de 1350 m s.n.m. Michaud et al. [2000] apoya esta propuesta observando que el desarrollo de las secuencias sedimentarias en dichas cuencas es similar.

Dentro de las principales hipótesis de la historia tectónica del área, Allan [1986] y Luhr et al. [1985] proponen que el Bloque de Jalisco se aparta de la porción general de México desde el Plioceno como respuesta a la reubicación de la Dorsal del Pacífico Este (DPE). Bandy et al. [2000] considera que la morfología de la zona así como los esfuerzos presentes se deben a la subducción oblicua de las Placas de Rivera y Cocos respecto a la Norteamericana, induciendo un movimiento del Bloque de Jalisco (BJ) hacia el NW. Ferran y Rosas-Elguera [2000] infieren que los eventos en las fronteras del BJ se deben a esfuerzos por deformación intraplaca y a la reactivación de la actividad tectónica entre la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico.

Existen tres principales patrones tectónicos en la región occidental de México (Figura 3). Fallas con orientaciones NE-SW que fueron inducidas por la subducción de la Placa de Rivera bajo la Norteamericana. Fallamiento lateral derecho, con orientación NW-SE que fue inducido por la subducción oblicua de la Placa de Rivera y el patrón de fallas extensionales con orientaciones N-S que fue originado por la subducción oblicua de la Placa de Cocos bajo la Norteamericana. El vulcanismo de tipo alcalino relacionado a este último patrón tectónico puede deberse a la interacción de un pequeño escalón formado por la subducción de la Placa de Rivera y la de Cocos [Bandy et al., 2000].

El graben de Chapala está definido por un patrón de fallas con orientaciones E-W. Está limitada al norte por una serie de fallas inclinadas hacia el sur incluyendo la falla de Ixtlán que corre a lo largo de la línea que delimita al graben y que se extiende hacia el oriente. La parte sur del graben está delimitada por la falla de Pajacuarán que también se extiende hacia el este hasta converger con la de Ixtlán. La estructura tiene una longitud estimada de 140 km [Delgado-Granados, 1992] y mide aproximadamente 10 km de ancho en su parte más angosta y de 25–30 km en la más ancha [Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998]. Además los bloques afallados e inclinados en el margen sur conforman la frontera norte del Graben de Citla.

Estudios de Garduño-Monroy et al. [1993] señalan que el único sistema de fallas activo en la porción oriental de Chapala es Pajacuarán, ya que el fallamiento provocado por el mismo afecta a las unidades más recientes de la zona, también indican que este sistema forma una alineación que se extiende hasta alcanzar las fallas que conforman la frontera sur del graben de Citla.

El Graben de Citla se localiza en el margen SW del rift de Chapala (Figura 6) esta estructura se desarrolló durante el Mioceno Tardío y continuó su actividad hasta el Pleistoceno. El graben es una estructura de 30 km de largo con dirección E-W, 7 km de ancho en la parte este y 18 km al oeste [Delgado-Granados y Urrutia-Fucugauchi, 1986]. Se encuentra limitado por el sistema de fallas de Citla cuya orientación es NW80° que corre a lo largo de 8 km. Delgado-Granados [1992] ha interpretado que este sistema es una continuación del Sistema de Fallas de la Lima. En la frontera norte, un horst conforma el límite entre este graben y el de Chapala. En este límite se asienta el Cerro de García, volcán tipo escudo cuya edad es de 1.7 Ma aproximadamente. En su extremo occidental intersecta a los Grabenes de Tepic-Zacoalco y Sayula. Al suroeste, el graben se encuentra limitado por el volcán El Camaleón y al oriente por el Sistema de Fallas de Las Cebollas. En esta misma dirección se une con el Graben de Chapala en la vecindad de la población de Tizapán El Alto, Jalisco [Delgado-Granados y Urrutia-Fucugauchi, 1986].

Arroyo y Urrutia-Fucugauchi [1985] propusieron que la penetración de las fallas en la frontera norte del graben de Citla es de 5 km. Se ha estimado que el fondo de este graben está cubierto por una gruesa capa de sedimentos con un espesor aproximadamente de 1000 m [Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora, 1998].



### III. METODOLOGIA

El método gravimétrico en 2D es utilizado en esta tesis para estudiar la geometría del graben de Citala. Para modelar los datos adquiridos en campo, es necesario estimar las anomalías gravimétricas generadas por las variaciones de densidad del subsuelo con base en una serie de correcciones, ya que la magnitud de la gravedad sobre la superficie de la tierra se encuentra afectada por su ubicación en latitud, la elevación, la topografía de los alrededores, la marea y las variaciones de densidad del entorno.

Los gravímetros utilizados para obtener mediciones relativas en prospección geofísica dependen de una masa soportada por un resorte que responde a la atracción del campo gravitacional de la tierra. La masa dentro del gravímetro se encuentra en una posición de equilibrio o posición cero, cuando se traslada el gravímetro a una estación, la masa cambia de la posición de equilibrio por el efecto de la gravedad en ese lugar [Musset y Khan, 2000]. Como el resorte de cada gravímetro es único, las lecturas de campo se calibran con una tabla determinada para cada gravímetro en específico para obtener el valor de la gravedad observada ( $g_{obs}$ ) en la estación en mgal.

Como los valores de la gravedad observada en campo se ubican sobre la superficie de la tierra es necesario conocer el valor teórico de la gravedad (Figura 7) en ese punto para poder comparar estos valores y obtener la anomalía en ese lugar. El valor teórico de la gravedad se calcula mediante la fórmula internacional de la gravedad. En esta tesis se empleó la fórmula IGF84 (Internacional Gravity Formula, 1984).

$$g_T = 978032.67714 \left( \frac{1 + 0.00193185138639 \text{sen}^2(\theta)}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \text{sen}^2(\theta)}} \right) \text{ mgal}$$

donde:  $g_T$  es la gravedad teórica y,  $\theta$  es la latitud.

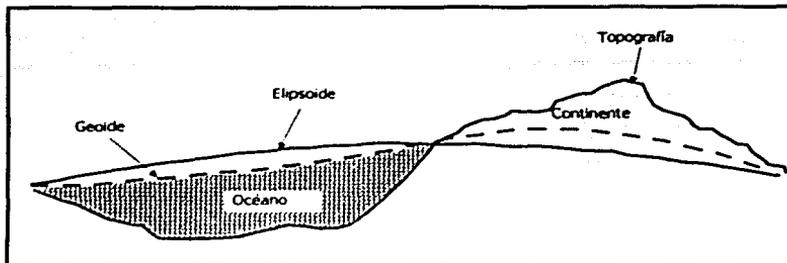


Figura 7. Formas del elipsoide, geode y relieve topográfico [Xiong y Gotze, 2001]

Para estimar la Anomalia Simple de Bouguer (ASB), se compensa al valor de  $g_T$  por los efectos causados por la altura entre la estación de medición y el elipsoide ( $dg_{FA}$ ) y por la densidad del estrato de Bouguer ( $dg_B$ ). Para obtener el valor de la Anomalia Completa de Bouguer (ACB), se compara el valor de la ASB corregido por los efectos de la topografía ( $dg_{Top}$ ) con el valor de la gravedad observada sobre la superficie terrestre.

$$ACB = g_{obs} - ASB + dg_{Top}$$

Las correcciones que se realizaron en este estudio son:

#### Deriva y Marea.

Esta corrección se aplica a las lecturas del gravímetro. Debido a las propiedades elásticas del resorte, las lecturas se ven afectadas por pequeñas diferencias en su valor. La vanación por deriva del aparato se calcula tomando una lectura inicial en la estación base en la que el valor de la  $g$  es conocido y regresando a ella al final de la jornada. La diferencia entre el valor de la lectura inicial y la final es la deriva del aparato. La deriva se asume lineal en tiempo por lo que el valor de la misma para cada estación se obtiene con una aproximación por mínimos cuadrados a todas las lecturas del día [West, 1991]. Los efectos por mareas también son corregidos ya que causan una variación en  $g$  hasta de 0.3 mgal en una jornada diurna de trabajo [Musset y Khan, 2000].

### Corrección de Aire Libre

Esta corrección toma en cuenta el efecto de la altura de la estación (respecto al elipsoide) sobre la medición de  $g$ , es decir el decremento que presenta la medición de la gravedad conforme aumenta esta altura [Telford et al., 1986]. En esta corrección se considera que el valor de  $g$  en promedio es de 980, 000 mgal y el valor del radio de la tierra en el ecuador es 6731 km.

$$dg_{FA} = -\frac{2g}{R_{eq}} = -0.3085 \text{ mgal/m}$$

### Corrección de Bouguer

Como la corrección de aire libre no toma en cuenta el material existente entre las estaciones del perfil y el elipsoide es necesario aplicar la corrección de Bouguer, en la que se consideran los efectos de un estrato de extensión horizontal infinita con grosor y densidad constantes [Telford et al., 1986] así se tiene:

$$dg_B = \frac{dg_B}{dR_{eq}} = 0.04188\sigma \text{ mgal/m}$$

donde:  $\sigma$  es la densidad del estrato. Si se asume que la densidad promedio del estrato es de 2.67 g/cm<sup>3</sup> se tiene;

$$dg_B = -0.112 \text{ mgal/m}$$

### Corrección de Terreno

Los efectos de gravedad producidos por las irregularidades del terreno en la vecindad de la estación también deben de ser corregidos. La presencia de una cuenca o una montaña disminuyen el valor de  $g$  por lo que la corrección de terreno es sumada al valor de la Anomalía Simple de Bouguer en cada estación para compensar este efecto [Telford et al., 1986]. En este trabajo se empleó un mapa de correcciones topográficas del área de Chapala, Jalisco elaborado por Carlos Aiken de la Universidad de Texas, Dallas.

## IV. REDUCCION DE LOS DATOS DE GRAVEDAD

### IV.1. Adquisición de datos en campo

Las obtención de datos gravimétricos se realizó a lo largo de un perfil perpendicular al graben de Citala, Jalisco. Las mediciones fueron tomadas los días 29 y 30 de diciembre de 1998 utilizando un gravímetro LaCoste & Romberg modelo G-247, propiedad del Instituto de Geofísica, UNAM. Un total de 48 mediciones conforman el conjunto de datos que se tomaron esos días de los cuales se utilizaron 24 para la realización de este trabajo. Cinco de estas mediciones se emplearon para establecer dos estaciones base y 19 pertenecen al perfil de trabajo en la zona de Citala. El perfil corre perpendicularmente al margen suroeste del Lago de Chapala desde el poblado San Cristóbal Zapotlán hasta las cercanías del flanco NW del cerro Los Amoles y su longitud total es de 20.651 Km, con un espaciamiento entre estaciones de 1.08 km en promedio (Figura 8).

La Tabla 1 muestra los valores y ubicación de las estaciones base adoptadas para este trabajo. Los valores gravimétricos de las estaciones base fueron obtenidos con referencia al valor absoluto de la gravedad de 978581.46 mgal para Manzanillo (EA1) y 978543.23  $\pm$  0.23 (EA2) mgal para Tecomán [Bandy et al., 1993]. La estación base EB1 se encuentra en las inmediaciones del poblado La Mesa y El Fresno al SW de Ciudad Guzmán, Jalisco. La estación base EB2 está localizada dentro del pueblo San Miguel del Zapote, Jalisco.

Estación Base	Latitud N°	Longitud W°	Gravedad mgal
EB1	19.6235	103.5242	978140.7
EB2	20.1323	103.5336	978212.6

Tabla 1. Gravedad absoluta de las estaciones base en Jalisco.

Las mediciones del perfil obtenidas el día 29 de diciembre fueron corregidas empleando la estación base EB1, y las lecturas del día 30 de diciembre correspondientes a este perfil se corrigieron empleando EB2 como estación base. El levantamiento en ambos días comenzó en la estación base correspondiente y terminó en la misma formando un circuito (Figura 9) para poder hacer las correcciones por deriva en tiempo del gravímetro.

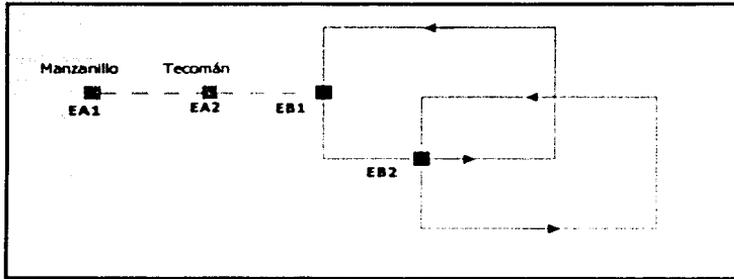


Figura 9. Circuito de mediciones gravimétricas del perfil de Citla. EA## y EB## son estaciones de amarre y base correspondientemente.

Para obtener las coordenadas de localización de cada estación se empleó un receptor de GPS (Global Positioning System). Las estaciones se ubicaron en tres mapas topográficos a escala 1:50,000 del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI) de México; F13D85 [INEGI, 1996] para la zona de Zacoalco de Torres, E13B15 [INEGI, 1998] para el área de Sayula y E13B25 [INEGI, 1993] para la región colindante a Ciudad Guzmán. De estos mapas se obtuvo la elevación de los puntos empleada para las correcciones gravimétricas de las mediciones realizadas a lo largo del perfil de Citla.

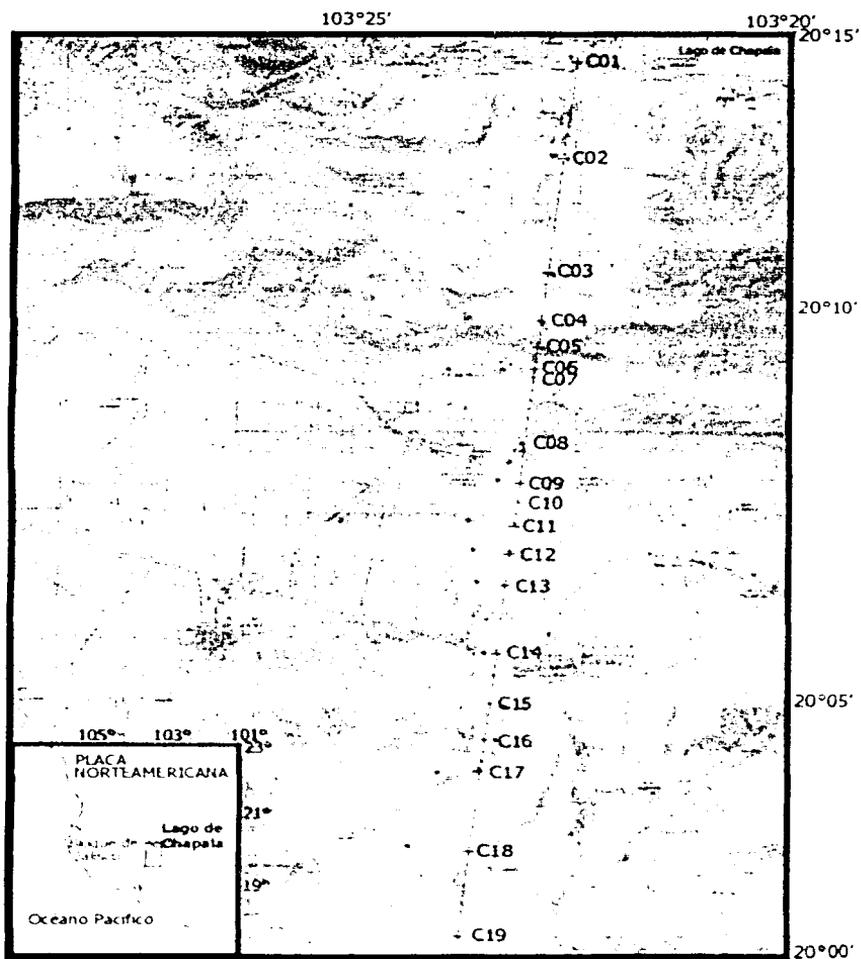


Figura 8. Mapa topográfico del área de estudio en Citla, Jalisco. Las cruces son las localidades de las estaciones del perfil ajustadas. Los círculos sólidos son las localidades de las mediciones. Escaneado de mapa topográfico del INEGI, F13D85.

## **IV.2. Reducción de los datos.**

La reducción de los datos obtenidos en campo se realizó con el programa GDR (Gravity Meter Data Reduction) versión 2.0 desarrollado por Robert E. West en Tucson, Arizona [1991]. La Tabla 2 resume la ubicación, la elevación y los valores de las lecturas obtenidas en campo a través del perfil de Citala con el gravímetro LaCoste & Romberg G-247.

El proceso de reducción que lleva a cabo GDR comienza con el cálculo que el efecto de las mareas tiene sobre las mediciones de campo. Este efecto puede ser considerado lineal cuando el circuito empleado para realizar las mediciones se completa en un tiempo no mayor a dos horas. Una vez que se corrigen las lecturas por el efecto de la marea, GDR calcula la deriva en tiempo del gravímetro a lo largo de una jornada de trabajo. GDR asume que la deriva de los gravímetros por causa de las variaciones en las propiedades elásticas del resorte es lineal en el tiempo y corrige este efecto empleando el valor conocido de la gravedad en la estación base, las lecturas del gravímetro y el tiempo en que fueron tomadas las lecturas, haciendo una aproximación por mínimos cuadrados en cada estación.

Estación	Latitud N°	Longitud W°	Elevación m s.n.m	Lectura gravímetro G- 247
C01	20.219	103.374	1546	1702.59
C02	20.199	103.378	1682	1682.37
C03	20.174	103.377	1867	1642.84
C04	20.163	103.380	1898	1633.81
C05	20.158	103.379	1777	1656.79
C06	20.153	103.387	1603	1693.08
C07	20.153	103.397	1422	1721.84
C08	20.138	103.383	1377	1728.27
C09	20.13	103.388	1346	1730.4
C10	20.125	103.400	1343	1729.78
C11	20.121	103.393	1345	1729.62
C12	20.115	103.392	1348	1729.52
C13	20.107	103.392	1352	1730.24
C14	20.093	103.390	1365	1731.28
C15	20.082	103.386	1463	1712.35
C16	20.075	103.388	1519	1702.73
C17	20.068	103.399	1615	1686.83
C18	20.053	103.403	1688	1676.27
C19	20.033	103.395	1784	1656.83

Tabla 2. Lecturas de campo para el perfil de Gtala.

En la Figura 10 se muestra la deriva del gravímetro G- 247 para el día 29 de diciembre de 1998. Durante esta jornada de trabajo se tomaron lecturas con el gravímetro en 11 estaciones incluyendo la estación base y se empleó el valor de EB1 para realizar las correcciones a la deriva de 0.002 mgal/h.

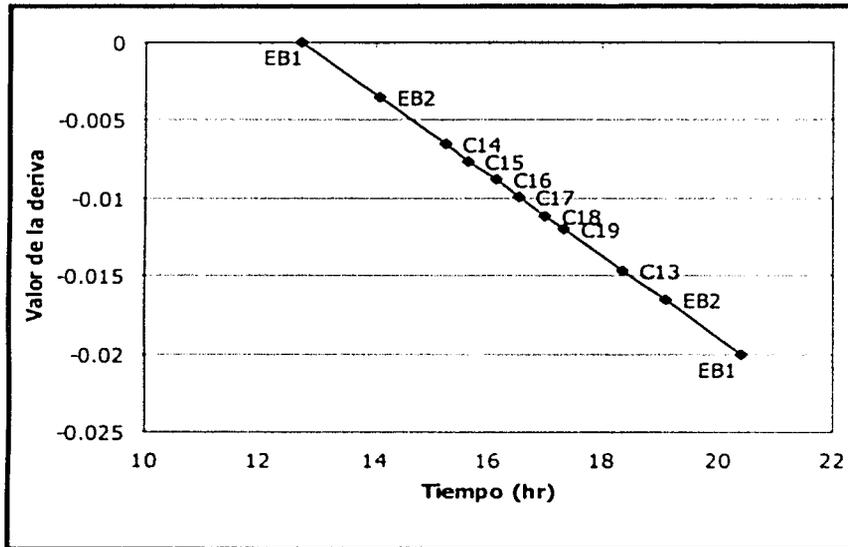


Figura 10. Deriva en tiempo del gravímetro G- 247 para el día 29 de diciembre, 1998. C## son las estaciones donde se realizaron las mediciones a lo largo del perfil.

La figura 11 muestra la deriva en tiempo de 0.06 mgal/h para el día 30 de diciembre de 1998. La estación base EB2 fue empleada para formar el circuito de ese día, que se conformó de 12 estaciones.

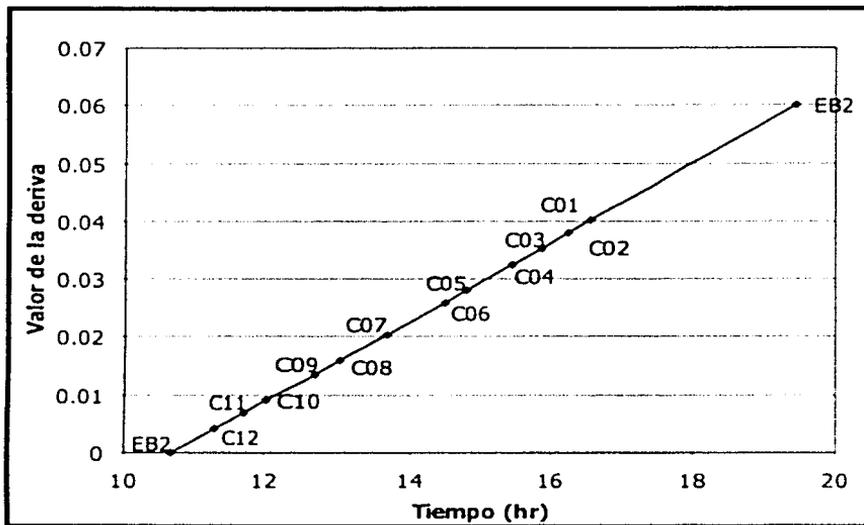


Figura 11. Deriva en tiempo del gravímetro G- 247 para el día 30 de diciembre, 1998. C # son las estaciones donde se realizaron las mediciones a lo largo del perfil. Para la realización de esta gráfica no se consideraron las correcciones por marea.

Para conocer el valor de  $g_{obs}$  a partir de las lecturas del gravímetro corregidas por deriva, se calcula la diferencia entre el valor de la lectura de la estación base con la de cada punto del perfil y se suma esta diferencia al valor de  $g_{obs}$  de la estación base. Para obtener el valor de la gravedad en mgal se emplean los factores de conversión, determinados en función de la respuesta del resorte a diferentes rangos de  $g$ , para el gravímetro G-247 (Tabla 3).

Rango de la lectura	Valor en mgal	Factor para el intervalo
1000	1047.14	1.04772
1100	1151.91	1.04786
1200	1256.70	1.04800
1300	1361.50	1.04815
1400	1466.31	1.04830
1500	1571.14	1.04845
<b>1600</b>	<b>1675.99</b>	<b>1.04864</b>
<b>1700</b>	<b>1780.85</b>	<b>1.04884</b>
1800	1885.74	1.04902
1900	1990.64	1.04921
2000	2095.56	1.04941

Tabla 3. Factores de conversión de lecturas a mgal del gravímetro G-247.

La Tabla 4 lista los valores de  $g_{\text{obs}}$  convertidos a mgal y corregidos por deriva y marea de las 19 estaciones del perfil de Citla.

Una vez que se obtuvo  $g_{\text{obs}}$ , se calcularon los efectos por elevación ( $dg_{\text{e}}$ ) y de Bouguer ( $dg_{\text{b}}$ ) para cada estación del perfil. Los resultados calculados son presentados en la Tabla 5. Al aplicar las correcciones de Aire Libre y de Bouguer se obtiene el valor de la Anomalía Simple de Bouguer.

Estación	$g_{obs}$ mgal
C01	978176.046
C02	978154.839
C03	978113.388
C04	978103.924
C05	978128.042
C06	978166.109
C07	978196.311
C08	978203.090
C09	978205.344
C10	978204.723
C11	978204.569
C12	978204.478
C13	978205.105
C14	978206.135
C15	978186.275
C16	978176.185
C17	978159.515
C18	978148.452
C19	978128.076

Tabla 4. Valores de la gravedad observada ( $g_{obs}$ ) para las estaciones del perfil de Citla.

Estación	Anomalía Simple Bouguer mgal
C01	-168.880
C02	-162.209
C03	-165.829
C04	-168.579
C05	-177.780
C06	-163.753
C07	-169.172
C08	-170.307
C09	-173.682
C10	-174.595
C11	-174.147
C12	-173.321
C13	-171.451
C14	-167.039
C15	-166.978
C16	-165.641
C17	-163.077
C18	-158.893
C19	-159.274

Tabla 5. Correcciones de Aire Libre y Bouguer para el perfil de Citla.

La Anomalía Completa de Bouguer es obtenida al aplicar la corrección de terreno a la Anomalía Simple de Bouguer en cada estación. En esta tesis se empleó un mapa de correcciones de terreno para el área de Chapala, Jalisco elaborado por Carlos Aiken. La Figura 12 muestra la topografía de área de Citla en 3D. Se puede observar que la zona de estudio está constituida por una planicie al centro con una elevación promedio de 1350 m s.n.m. En el extremo norte el Cerro Garcia alcanza una elevación de 1930 m s.n.m.; y en la parte sur la Sierra el Tigre tiene aproximadamente una elevación de 2000 m s.n.m. Los valores de la corrección por terreno obtenidos con base en el mapa de la Figura 13 están enlistados en la Tabla 6.

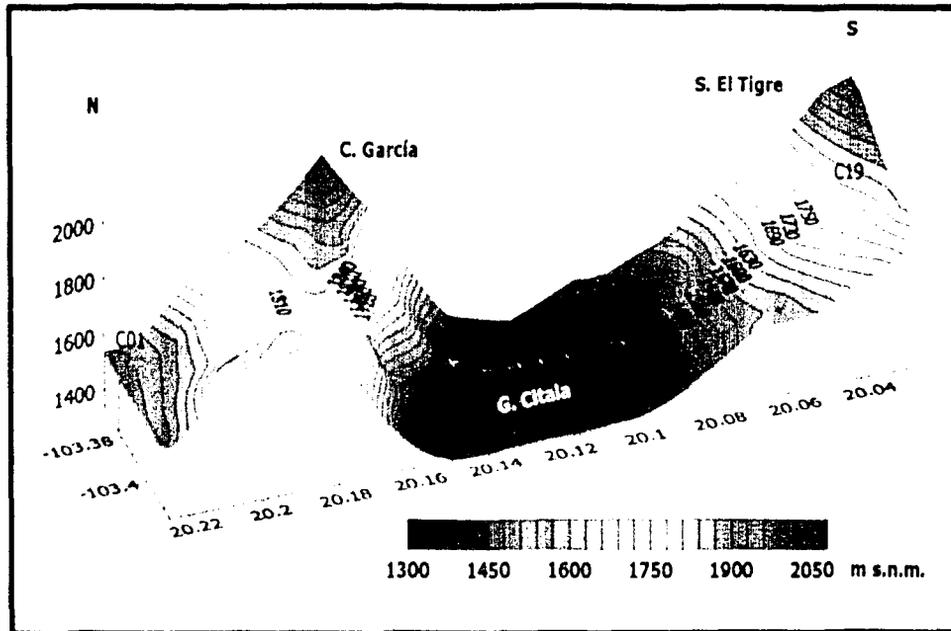


Figura 12. Mapa topográfico del área de Citla. Las cruces son los puntos del perfil utilizados en este estudio. Digitizada de Carta Topográfica F13D85 del INEGI.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

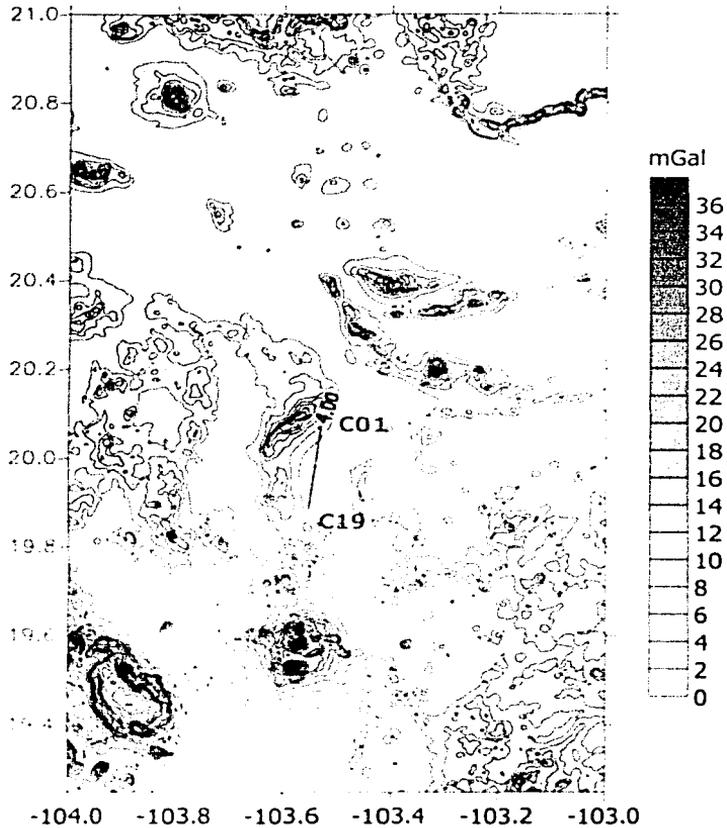


Figura 13. Mapa de correcciones topográficas del área de Chapala, Jalisco. Los intervalos de contorno son a cada 2 mgal. La línea gruesa representa al perfil en Citla.

Estación	Corrección Terreno	A. Boguer Completa mgal
C01	2.082	-166.798
C02	3.199	-159.010
C03	1.810	-164.019
C04	1.060	-167.518
C05	0.916	-167.040
C06	0.682	-163.071
C07	0.578	-168.593
C08	0.615	-169.692
C09	0.609	-173.073
C10	0.487	-174.108
C11	0.605	-173.542
C12	0.747	-172.574
C13	0.932	-170.519
C14	1.088	-165.950
C15	0.909	-166.069
C16	0.942	-164.698
C17	1.925	-161.152
C18	1.142	-157.751
C19	1.064	-158.210

Tabla 6. Corrección de terreno y Anomalía Completa de Bouguer.

## V. Modelo Gravimétrico en 2D

Con base en la Anomalía Completa de Bouguer del perfil de Citla se calcularon dos modelos cuyos valores gravimétricos ajustan aceptablemente con los valores de la anomalía observada. Estos modelos se realizaron con el programa Grav2D (Two Dimensional Gravity Modeling for Macintosh Computers, versión 2.0) desarrollado por Hursten [1988]. El programa Grav2D utiliza el algoritmo de Talwani [1959] para calcular el efecto de la distribución geométrica de densidades de los modelos propuestos. Este programa asume que la densidad del entorno es  $2.67 \text{ g/cm}^3$  y que las estructuras del subsuelo se conforman de capas cuya densidad es homogénea lateralmente. La Tabla 7 contiene los datos de la Anomalía Completa de Bouguer para la comparación entre los valores observados y los calculados para ambos modelos.

El fundamento de ambos modelos, utilizado en la comparación, está basado en los conceptos estructurales para el desarrollo de una zona de rift (Figura 2) y de su cuenca sedimentaria en cualquiera de los regímenes extensionales de deformación simple o pura [Twiss y Moore, 1992].

Un problema al que se enfrenta el modelado gravimétrico es la no unicidad de los modelos propuestos. Un aspecto importante es que el modelado gravimétrico depende de las diferencias o contrastes de densidades propuestos; así pues, si no es posible determinar de manera directa las densidades de las unidades de roca del lugar de estudio se pueden asumir densidades basándose en tablas que contienen promedios de las densidades de diferentes tipos de roca. Debido a que la no unicidad del modelado gravimétrico es una limitante importante, se deben considerar otros estudios geológicos y geofísicos para producir modelos geológicamente posibles.

Estación	Distancia km	ACB	ACB	ACB
		Observada mgal	calculada modelo 1 mgal	calculada modelo 2 mgal
C01	0.000	13.2	15.1	15.4
C02'	2.279	21.0	19.6	19.4
C03'	5.090	16.0	17.1	16.3
C04'	6.211	12.5	13.4	12.3
C05'	6.843	13.0	12.5	11.5
C07'	7.533	11.0	12.1	11.4
C08'	9.124	10.3	9.7	9.5
C09'	10.047	6.9	7.0	6.5
C10'	10.740	5.9	6.3	5.8
C11'	11.074	6.5	6.2	5.8
C12'	11.687	7.4	6.6	6.5
C13'	12.464	9.5	9.0	9.4
C14'	14.044	14.0	13.2	14.2
C15'	15.305	13.9	13.8	14.4
C16'	16.105	15.3	15.0	15.3
C17'	16.956	18.8	19.4	19.2
C18'	18.724	22.2	19.7	18.5
C19	20.660	21.8	19.4	17.6

Tabla 7. Valores observados y calculados de la Anomalía Completa de Bouguer. Los valores C##' fueron ajustados a la proyección del perfil utilizado para el modelado. La distancia es medida relativamente a la posición de la estación C01.

De acuerdo con estudios geológicos de Delgado-Granados [1992], la zona del perfil de Citla es principalmente volcánica, la presencia de andesitas de distintas edades y de composiciones similares es predominante en el área, aunque también se encuentran secuencias sedimentarias correspondientes al proceso de rifting [Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998]. Con base en la columna geológica de la Figura 5 y concordando con el modelo propuesto Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora [1998] podría considerarse un basamento granítico a una profundidad aproximada de 4 km para iniciar el cálculo de la gravedad de los modelos. La Tabla 8 muestra las densidades empleadas para los modelos propuestos en referencia a lo establecido por Telford et al. [1986].

Tipo de Roca	Rango g/cm <sup>3</sup>	Promedio g/cm <sup>3</sup>
Aluvión	1.96 – 2.00 (húmedo)	1.98
	1.50 – 1.60 (seco)	1.54
Sedimentos consolidados	2.00 – 2.20	2.10
Andesitas	2.40 – 2.80	2.61
Granito	2.50 – 2.81	2.64
Basalto	2.70 – 3.30	2.99

Tabla 8. Densidades de diferentes tipos de rocas empleadas en los modelos del graben de Citla.

## V.1. Modelo 1 de extensión.

La Figura 14 muestra el primer modelo propuesto para el perfil de Citlala. Este modelo es el resultado de un proceso de extensión en el que no se observa adelgazamiento de las unidades de rocas que lo conforman. El bajo en la anomalía que se observa de los 5 a los 16.5 km está asociado a la presencia de la estructura del Graben de Citlala. En la parte central del perfil, entre los 9 y los 13 km la parte superior de la cuenca se encuentra rellena con sedimentos consolidados de una densidad ( $\rho$ ) aproximada de 2.20 g/cm<sup>3</sup>. La parte expuesta en superficie de esta cuenca está rellena con sedimentos no consolidados con una densidad de 1.98 g/cm<sup>3</sup> que se encuentran rodeados y cubiertos por material volcánico andesítico. El espesor estimado de estos sedimentos, con base en el modelo, es de 700 m aproximadamente. La anchura de la cuenca de Citlala de acuerdo con este modelo es de 11.04 km, la superficie expuesta de los sedimentos que rellenan esta depresión es de casi 2 km quedando cubierta el resto por los eventos volcánicos del Cerro de García al norte, y el Cerro El Camaleón y la Sierra El Tigre hacia el sur. En una posible primera etapa de sedimentación el relleno alcanzó un espesor de 400 m y en un segundo periodo extensivo se agregaron 300 m más de sedimentos.

En la sección norte del modelo se observa parte de los sedimentos pertenecientes a la estructura del Graben de Chapala con densidad de 1.98 g/cm<sup>3</sup>. El alto de la anomalía en la parte norte del perfil (a los 2 km) se debe posiblemente al emplazamiento de un conducto magmático del volcán tipo escudo Cerro de García con una densidad de 2.80 g/cm<sup>3</sup>. Hacia el sur del graben aflora parte de una unidad andesítica a la cual se asignó una densidad de 2.60 g/cm<sup>3</sup>. En el extremo sur del modelo, en la Sierra El Tigre, aparece un evento volcánico cuya densidad estimada es 2.66 g/cm<sup>3</sup>.

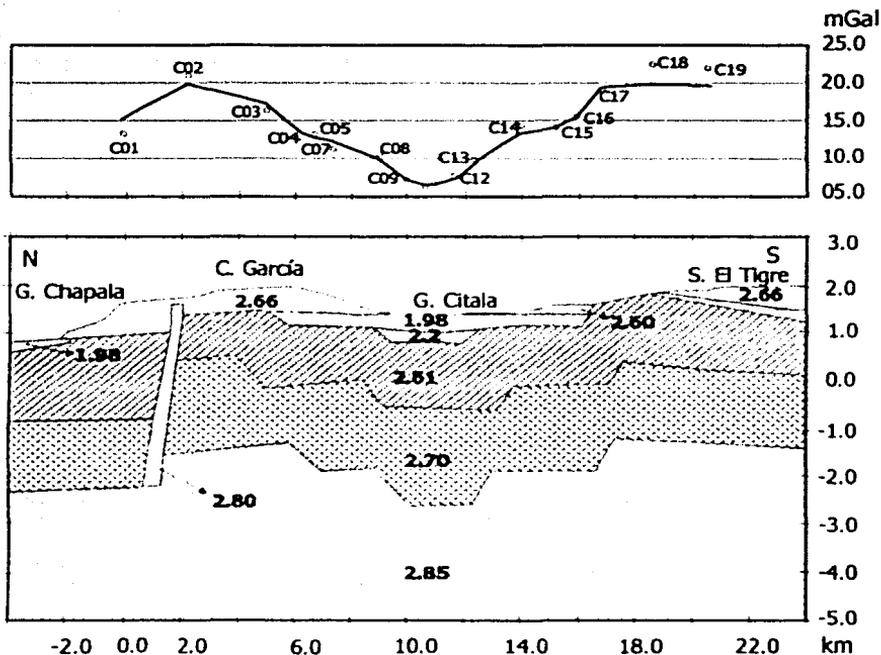


Figura 14. Modelo 1 de extensión del graben de Citla. En el recuadro superior el círculo pequeño es la gravedad observada y la línea es la gravedad calculada. En el recuadro inferior los números en negritas son densidades en  $g/cm^3$ .

El espesor de la unidad con densidad de  $2.61 \text{ gr/cm}^3$  es de 1.2 km en promedio y posiblemente representa a las VIMP. La unidad inmediata debajo de esta representa otro evento volcánico con densidad de  $2.7 \text{ g/cm}^3$ . De acuerdo con el modelo, se observa que el basamento se encuentra a 5 km de profundidad aproximadamente. La densidad del basamento se estimó de  $2.85 \text{ g/cm}^3$ . En este primer modelo todas las unidades volcánicas, excepto el Cerro García y la Sierra El Tigre, están afectadas por fallas normales a ambos lados de la cuenca.

## V.2. Modelo 2 de extensión.

La Figura 15 muestra el segundo modelo de extensión asociado al proceso de rifting para el graben de Citala. En este modelo la parte superior del basamento está deflexionada posiblemente como resultado del calentamiento de la corteza debido al proceso de rifting. Para realizar este modelo fueron consideradas las mismas unidades y densidades que se utilizaron para el modelo anterior.

En él se observa que la longitud expuesta de los sedimentos es de 3.2 km, y la longitud total de la cuenca es de 11.1 km. Este modelo sugiere que la primer etapa extensiva abrió una cuenca inicial de 3.2 km. El espesor total de los sedimentos que rellenan la depresión es de aproximadamente 720 m. En este modelo las fallas se esbozan tan solo en las unidades que suprayacen al basamento cuya densidad es de 2.85 gr/ cm<sup>3</sup>.

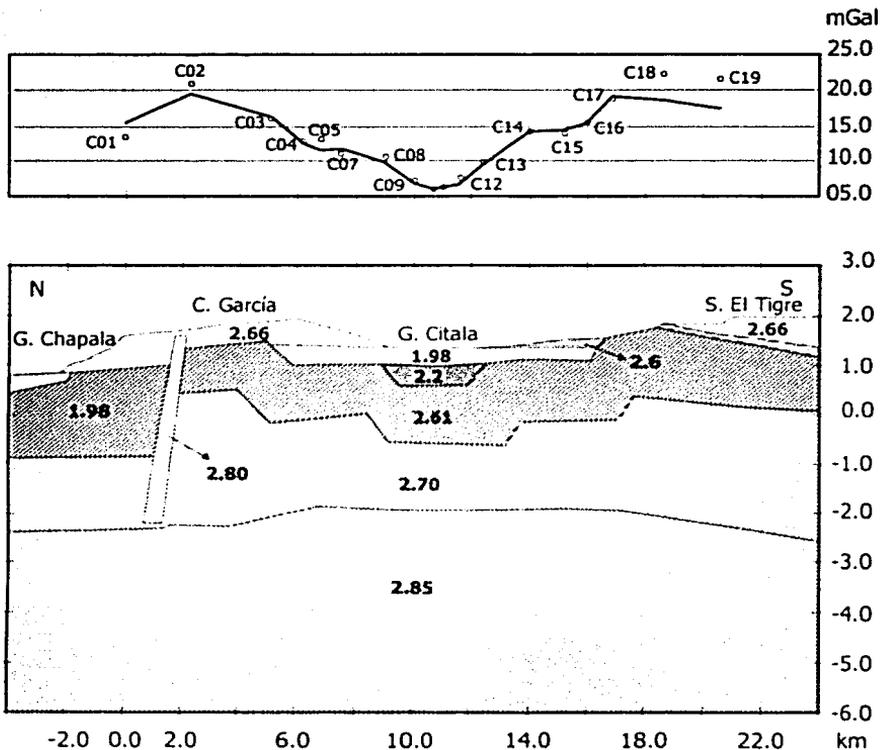


Figura 15. Modelo 2 de extensión por Rift del graben de Citla. En el recuadro superior el círculo pequeño es la gravedad observada y la línea es la gravedad calculada. En el recuadro inferior los números en negritas son densidades en  $\text{g/cm}^3$ .

## VI. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

La propuesta de la existencia de una estructura de graben en el área de Citala fue soportada en primera instancia por Delgado-Granados y Urrutia-Fucugauchi [1986], quienes señalaban que dicho graben estaba comunicado a través de planicies de sedimentos con los grabenes de Tepic-Zacoalco y Colima. Posteriormente Delgado-Granados [1992] puntualizó que el Graben de Chapala no formaba parte del actual punto de triple unión de los sistemas de rifts de Jalisco como fue propuesto inicialmente por Luhr et al., [1985], si no que la triple unión estaba conformada por los grabenes de Tepic- Zacoalco, Colima y Citala [Garduño-Monroy et al., 1993; Delgado-Granados et al., 1994; Ferran et al., 1994; Michaud et al., 2000]. La evidencia de que la cuenca de Citala forme parte del actual punto de unión no es contundente, sin embargo las características propuestas para la cuenca de Citala en este estudio muestran similitudes con las particularidades de las depresiones formadas por los rifts de Colima y Tepic- Zacoalco lo que puede servir como apoyo a las propuestas que soportan estos modelos.

La anomalía observada del perfil en Citala presenta un valor mínimo de 5.9 mgal en su parte central. Hacia ambos lados del perfil, el valor de esta anomalía crece de forma escalonada hasta alcanzar un máximo de 22.2 mgal en la parte norte y 21 mgal en el extremo sur. Para modelar en 2D la estructura asociada a este comportamiento, se asumió que el valor de la densidad de cada unidad considerada es homogéneo lateralmente. El bajo en la anomalía observada del perfil gravimétrico de Citala está asociado a una estructura de graben. Para proponer los modelos de esta tesis se emplearon tablas de promedios de densidades de distintos tipos de rocas congruentes con los estudios geológicos realizados por Delgado-Granados en el área [1992]. Esta consideración limita los resultados del modelo ya que los espesores de las unidades modeladas dependen directamente de la densidad que le haya sido asignada.

Conforme a los modelos propuestos en esta tesis, el Graben de Citala es una estructura de 11 km de ancho aproximadamente en la sección estudiada que corre en dirección N6°E, ubicada en la porción occidental del graben. Esta propuesta no avala la hecha por Delgado-Granados et al. [1994] que estima un ancho de 18 km para el graben. Quizá la diferencia de 7 km entre ambas propuestas se deba a la ubicación de localidad en que fue medido el graben. Otra explicación puede ser que posterior a los eventos extensivos tuvieron lugar extrusiones volcánicas que cubren parte del relleno sedimentario de la cuenca de Citala. Las rocas de estos eventos volcánicos se observan tanto del lado norte como del lado sur de la cuenca y se encuentran conformando al Cerro de García y al Cerro El Camaieón respectivamente.

Se considera que el valor de 11 km es más representativo por su estimación cuantitativa y que puede ser empleado en el estudio de la evolución de la zona de rift de la triple unión.

De acuerdo con los modelos propuestos se pueden distinguir dos etapas de extensión. Durante la primera etapa, que puede estar asociada a un episodio inicial de rift, se formó una pequeña cuenca de 2.4–3.6 km de anchura. El espesor del relleno sedimentario de esta cuenca alcanzó 400 m de grosor. En la segunda etapa de extensión se formó una cuenca de 11 km de longitud aproximadamente que se llenó de sedimentos continuamente hasta la actualidad teniendo un espesor de 300 m. El espesor total del relleno sedimentario de las cuencas es de 700 m. Este resultado concuerda con el planteado por Campos-Enriquez y Alatorre-Zamora [1998] para el extremo occidental del graben de Citla y para las cuencas de Tepic-Zacoalco y Colima por Allan [1985] y Michaud et al. [2000].

En ambos modelos se observa un conducto magmático asociado al volcán de tipo escudo Cerro de García. Si bien esta propuesta es posible se podría considerar que la anomalía es causada por otro cuerpo de características distintas a mayor profundidad cuya existencia no es comprobada en este estudio.

En el *modelo 1 de extensión*, la unidad a 5 km de profundidad no se ve afectada por adelgazamiento lo que podría indicar que el proceso de rift en la zona se encuentra en una fase inicial o que comenzó en una época reciente. En la parte central del graben, propuesto en el *modelo 2 de extensión*, se observa que la unidad de basamento de la estructura es más delgada posiblemente como resultado del calentamiento de la corteza debido al proceso de rift. Esto implica que el proceso de rift ha tenido una mayor duración que aquel del primer modelo en caso de que lo hubiera.

Michaud et al. [2000] infiere de imágenes de satélite, que el graben de Citla es asimétrico sin embargo la simetría de la anomalía gravimétrica estimada en este estudio no avala esta propuesta si no que sugiere que el graben es una estructura simétrica cubierta en su frontera norte y sur por eventos volcánicos de tipo andésitico posteriores al proceso de extensión.

Los modelos aquí presentados corroboran la posible existencia de una serie de fallas que definen la estructura del graben tanto en la parte norte como en la sur y que se extienden por lo menos hasta profundidades de 5 km. Estos patrones de fallamiento normal en ambos márgenes concuerdan con los modelos estructurales para la formación de un graben a causa de esfuerzos extensivos según lo propuesto por Twiss y Moores [1992]. Estas fallas no afectan las unidades sedimentarias más recientes de la zona lo que podría ser indicador de que la actividad tectónica en el área no se ha reanudado. En los modelos de esta tesis, las fallas que dan forma al graben de Citla fracturan completamente a las VIMP, por lo cual se puede inferir que la actividad extensional en esta zona tuvo sus comienzos desde el Mioceno.

## VII. CONCLUSIONES

En esta tesis se han propuesto dos modelos geológicos para explicar la anomalía de las mediciones gravimétricas del perfil perpendicular al graben de Citala y su asociación con el proceso de rift en la región de la triple unión en Jalisco, México. Aunque estos modelos no son la única respuesta posible para la gravedad observada, el resultado de la comparación entre los valores gravimétricos observados y calculados, parece indicar que el graben de Citala es una estructura que pudiera ser explicada en términos de un proceso de rift.

El bajo en la Anomalía Completa de Bouguer del perfil empleado en este estudio es atribuido al graben de Citala. Los modelos indican que este graben es simétrico con una extensión de 11 km en promedio en la parte central de la cuenca. Se proponen dos etapas extensivas con base en la geometría del relleno sedimentario que alcanza espesores hasta de 700 m. Considerando que la unidad inmediata que subyace a estos sedimentos, que sirve como base para la cuenca de Citala, se originó durante el Mioceno-Plioceno se puede sugerir que la extensión en el área del graben comenzó en algún momento posterior a la extrusión de esta misma unidad.

El adelgazamiento que presenta la unidad del basamento del segundo modelo de extensión, pudiera indicar que la actividad de este rift ha durado más tiempo, en contraste con lo propuesto en el modelo 1 de extensión en el que los efectos de la actividad de un rift no se observan. Por consiguiente, ambos modelos pueden ser utilizados para explicar las etapas evolutivas del graben de Citala apoyados por otros datos geofísicos y geológicos del subsuelo en la región del graben.

## BIBLIOGRAFIA

Allan, J. F., 1986, Geology of northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**, 473-485.

Allan, J. F., 1985, Sediment depth in the northern Colima graben from 3-D interpretation of gravity, *Geofis. Int.*, **24**, 21-31.

Arroyo, E. M., y J. Urrutia-Fucugauchi, 1985, cartografía del basamento cristalino en la porción septentrional del eje neovolcánico mediante las técnicas estadísticas-espectrales de la magnetometría, Resúmenes de la reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, boletín época II, No. 3.

Bandy, W. L., V. Kostoglodov, A. Hurtado-Díaz, y M. Mena, 1999, Structure of the southern Jalisco subduction zone, Mexico, as inferred from gravity and seismicity, *Geofis. Int.*, **38**, 127-136.

Bandy, W. L., C. Mortera-Gutiérrez, y J. Urrutia-Fucugauchi, 1993, Gravity field of the southern Colima graben, Mexico, *Geofis. Int.*, **32**, 561-567.

Bandy, W. L., C. Mortera-Gutiérrez, J. Urrutia-Fucugauchi, y T. W. Hilde, 1995, The subducted Rivera-Cocos plate boundary: where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?, *Geophys. Res. Letters*, **22**, 3075-3078.

Bandy, W., T. W. Hilde, y C. Yan, 2000, The Rivera-Cocos plate boundary: implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation, *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, **334**, 1-28.

Campos-Enriquez, J., y M. Alatorre-Zamora, 1998, Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico, *Geofis. Int.*, **37**, 263-282.

Delgado-Granados, H., 1992, Geology of the Chapala Graben, México, Tohoku University, Fac. of Science, Doctor of Science dissertation, 246 p.

Delgado-Granados, H., y J. Urrutia-Fucugauchi, 1986, Estructura del graben de Chapala, *Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación No. 32, Instituto de Geofísica, UNAM*.

Delgado-Granados, H., P. Suárez, y O. Valdivia, 1994, Análisis Geomorfológico de tres estaciones: Región de Chapala, Sierra de La Primavera y Complejo Volcánico de Tequila, Libro guía para la excursión de la tercera reunión nacional de geomorfología. Guadalajara, Jalisco mayo 17-21.

Downs, T., 1958, Fossil vertebrates from Lago de Chapala, Jalisco, Mexico, in paleontología, taxonomía y evolución, Internacional Geol. Cong. 20<sup>th</sup>, Mexico D. F., 1956 (trabajos), sección 7, 75-77.

Ferrari, L., 1995, Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California, *Geology*, **23**, 751-754.

Ferrari, Luca., G. Pasquaré, S. Venegas, D. Castillo, y F. Romero, 1994, Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block, *Geofis. Int.*, **33**, 139-151.

Ferrari, L., y J. Rosas-Elguera, 2000, Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised, *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, **334**, 41-63.

Ferrari, L., G. Pasquaré, F. Venegas-Salgado, y F. Romero-Rios, 2000, Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, *Geol. Soc. Amer. Special Paper*, **334**, 65-83.

Ferrari, L., G. Pasquaré, S. Venegas, y F. Romero, 2000, Regional geologic map of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco Block, *Geological Society of America*.

Garduño-Monroy, V., J. Spinner, y E. Ceragioli, 1993, Geological and structural study of the Chapala rift, state of Jalisco, Mexico, *Geofis. Int.*, **32**, 487-499.

Hursten, S., 1988, Two Dimensional Gravity Modeling for Macintosh Computers, Reference Manual version 2.0.

INEGI, 1973, Carta Geológica, Zacoalco de Torres, F-13-D-85, Esc. 1:50,000.

INEGI, 1996, Carta Topográfica, Zacoalco de Torres, F-13-D85, Esc. 1:50, 000.

INEGI, 1996, Carta Topográfica, Tizapán El Alto, F-13-D86, Esc. 1:50, 000.

INEGI, 1998, Carta Topográfica, Sayula, E-13-B15, Esc. 1:50, 000.

INEGI, 1998, Carta Topográfica, Ciudad Guzmán, E-13B-25, Esc. 1:50, 000.

López-Ramos, E., 1995, Carta geológica de los estados de Jalisco y Aguas Calientes, Esc. 1:50,000, UNAM, Instituto de Geología.

Luhr, J., y P. Lazaar, 1985, The southern Guadalajara volcanic chain, Jalisco, Mexico, *Geofis. Int.*, **24**, 691-700.

Luhr, J., S. A. Nelson, J. F. Allan, y I. S. E. Carmichael, 1985, Active rifting in southwestern Mexico. Manifestations of an incipient eastward spreading ridge-jump, *Geology*, **13**, 54-57.

Michaud, F., F. Gasse, J. Bourgois, y O. Quintero, 2000, Tectonic controls on lake distribution in the Jalisco block area (western Mexico) from Pliocene to present, *Geol. Soc. Am. Special Paper*, **334**, 99-110.

Musset, Alan E., y A. Khan, 2000, Looking into the earth. An introduction to geological geophysics, Cambridge University Press, UK.

Nieto-Obregón, J., J. Urrutia-Fucugauchi, E. Cabral-Cano, y A. Guzmán de la Campa, 1992, Strike faulting and continental rifting in western Mexico. A paleomagnetic and structural study, *Tectonophysics*, **208**, 365-376.

Pardo, M., y G. Suárez, 1993, Steep subduction of the Rivera Plate beneath the Jalisco block in western Mexico, *Geophys. Res. Letters*, **20**, 2391-2394.

Rosas-Elguera, J., L. Ferran, M. Lopez-Martínez, y J. Urrutia-Fucugauchi, 1997, Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western México, *Int. Geol. Rev.*, **39**, 125-140.

Rosas-Elguera, J., L. Ferrari, V. Garduño-Monroy, y J. Urrutia-Fucugauchi, 1996, Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico, *Geology*, **24**, 921-924.

Rosas-Elguera, J., y J. Urrutia-Fucugauchi, 1998, Tectonic control of the volcano-sedimentary sequence of Chapala Graben, western Mexico, *Int. Geol. Rev.*, **40**, 350-362.

Talwani, M., L. Worzel, y M. Landisman, 1959, Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, **64**, 49-59.

Telford, W. M., L. P. Geldart, R. E. Sheriff, y D. A. Keys, 1986, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press.

Twiss, R. E. Moore, 1992, *Structural geology*, W. H. Freeman and Company, USA.

Urrutia-Fucugauchi, J., y J. Rosas-Elguera, 1994, Paleomagnetic study of the eastern sector of Chapala Lake and implications for the tectonics of west-central Mexico, *Tectonophysics*, **239**, 61-71.

Urrutia-Fucugauchi, J., y S. Molina-Garza, 1992, Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane - 1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western México, *Geofis. Int.*, **31**, 493-507.

Urrutia-Fucugauchi, J., J. Flores-Ruiz, W. L. Bandy, y C. Mortera-Gutiérrez, 1999, Crustal structure of the Colima rift, western Mexico: gravity models revised, *Geofis. Int.*, **38**, 205-216.

West, R. E., 1991, *Gravity Meter Reduction Reference Manual Version 2.0*, Tucson Arizona, USA.

Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, **2**, 108-125.

Xiong, L., y H.-J. Gotze, 2001, Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics, *Geophysics*, **66**, 1660-1668.