

ESTRUCTURA SUBSUPERFICIAL INFERIDA MEDIANTE DECONVOLUCIÓN DE EULER E INTERPRETACIÓN DE ANOMALÍAS DE GRAVEDAD MEDIDAS EN LA CONFLUENCIA DE GUADALAJARA Y TONALÁ, OCCIDENTE DE MÉXICO

Alatorre-Zamora, M.A.¹ y J.O. Campos-Enríquez²

¹Depto. de Física, División de Ciencias Básicas, Centro Universitario de Ciencias Exactas e Ingenierías, Universidad de Guadalajara

Av. Revolución 2000, Guadalajara, Jal., 44200, México

²Instituto de Geofísica, UNAM

Circuito Exterior, Deleg. Coyoacan, México, D. F., 04510, México

RESUMEN

Con base en un estudio gravimétrico se establece la estructura cortical somera para la región oriental de la ciudad de Guadalajara, y el norte del municipio de Tonalá. Se realizaron 104 mediciones gravimétricas, y se estableció la anomalía de Bouguer. Se interpretaron, mediante técnicas bi-dimensionales de modelado directo e inversión, 6 perfiles gravimétricos. Adicionalmente, se empleó la deconvolución de Euler y la señal analítica para inferir fuentes gravimétricas de la anomalía de Bouguer del área de estudio. Se determinó la presencia de dos sistemas estructurales, con orientaciones respectivas NW-SE y NE-SW, siendo el sistema NE-SW el principal (regional). Estos sistemas delimitan en el subsuelo fosas tectónicas rellenas con brechas y tobas riolíticas. La depresión mayor (al occidente de la zona de estudio) corresponde con el límite oriental de la depresión mayor inferida en un estudio previo por debajo de la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara. Se infiere que el basamento local (basaltos del Grupo San Cristobal) profundiza hacia el SE y SO.

INTRODUCCIÓN

La interpretación de anomalías de gravedad se ha venido realizando a través de los años mediante técnicas convencionales. Existen técnicas empíricas que se han desarrollado para aproximar la profundidad a las fuentes a partir de los gradientes de las anomalías observadas (por ejemplo, Reford y Sumner, 1964; Am, 1972) que proporcionan una profundidad máxima a la cima o centro de la fuente. Por otra parte, la técnica general más usada para interpretar anomalías potenciales es a través de modelado (p.e., Bhattacharyya, 1978), que involucra la simulación de una anomalía calculada a partir de una fuente dada mediante un modelo conceptual del subsuelo.

Una técnica válida actualmente es la técnica de modelado directo desarrollada por Talwani *et al.* (1959). Esta técnica involucra el cálculo iterativo de una anomalía empezando con una hipótesis supuesta que se modifica en cada iteración.

Además, se ha dirigido un considerable esfuerzo al desarrollo de procedimientos de inversión para datos potenciales. A pesar de la naturaleza de no-unicidad de los problemas, se han producido varios algoritmos eficientes (Hartman *et al.*, 1971; Al-Chalabi, 1971; McGrath y Hood, 1973; Barnett, 1976; Teskey, 1980).

En las técnicas de inversión se pueden obtener, directamente de la anomalía observada, el tamaño y la geometría de las fuentes así como sus contrastes físicos, trabajando en los domi-

nios del espacio y del número de onda y constreñiendo las características de las fuentes. En la mayoría de los casos, el problema consiste en resolver una ecuación lineal en la que se asigna o supone la forma de la fuente y se determinan densidades o magnetizaciones. Diferentes procedimientos generales se basan en la determinación de los componentes de varias ecuaciones simultáneas mediante métodos matriciales (e.g., Bott, 1973; Oldenburg, 1974; Pederson, 1979; Goodacre, 1980). Las técnicas interpretativas empleadas en este estudio son el modelado directo (Talwani *et al.*, 1959) y la técnica de inversión propuesta por Thannassoulas y Tsokas (1984). Esta técnica de inversión filtra los datos convolucionándolos con una función SINC para resolver la profundidad a una interfase entre dos unidades geológicas que tienen un contraste en densidad notable.

El área de la ciudad de Guadalajara ha sido objeto de varios estudios. En primer lugar tenemos los estudios de la caldera de la Primavera en la zona conurbada (i.e., Mahood, 1980; Wright, 1981; Mahood, 1981; Gilbert *et al.*, 1985). Otros estudios se han enfocado a otras zonas aledañas a la zona metropolitana (i.e., Watkins *et al.*, 1971; Gilbert *et al.*, 1985; Luhr y Lazaar, 1985; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2000).

El trabajo de Watkins *et al.* (1971) está enfocado hacia varios puntos del Cañon del Río Grande de Santiago, hacia el NE y N de Guadalajara, mientras que Gilbert *et al.* (1985) se concentran en las ignimbritas San Gaspar y Guadalajara. Luhr y Lazaar (1985) estudiaron la cinta de volcanes andesíticos que se alinean NW-SE a lo largo del sur del área urbana de Guadalajara.

Urrutia-Fucugauchi *et al.* (2000) realizan un estudio magnetoestratigráfico hacia el oeste y norte de la ciudad para comprender mejor la estratigrafía volcánica de las secuencias expuestas. Sin embargo, las áreas hacia el este y sureste de la ciudad de Guadalajara no están bien comprendidas o estudiadas estratigráficamente.

Una interpretación de anomalías residuales gravimétricas para el área oriental de Guadalajara y para una zona al norte del Municipio de Tonalá habrá de proporcionar una buena contribución al conocimiento de la estratigrafía volcánica y de las estructuras subsuperficiales de las zonas antes mencionadas.

En este estudio se infieren los rasgos estructurales debidos a los sistemas tectónicos que confluyen en el centro de Jalisco, al occidente de México, en el área donde se unen los municipios de Guadalajara y Tonalá (Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998). Los datos procesados e interpretados corresponden a 104 mediciones de gravedad obtenidas mediante un gravímetro Lacoste & Romberg tipo G. Las estaciones de gravedad se distribuyen irregularmente espaciadas (Figura 1) y los datos fueron corregidos por los efectos de altitud, latitud, densidad y topografía. De la información gravimétrica derivada se obtuvo la anomalía de gravedad residual de segundo orden (Figura 2). Sobre esta anomalía residual se interpolaron seis transectos, considerando los rasgos anómalos cerrados más relevantes y la interpretación de los perfiles finalmente fue controlada con datos de densidades reales (Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1991). Además, se consideraron datos de geología superficial y datos estratigráficos procedentes del Cañón del Río Grande de Santiago (Figura 3).

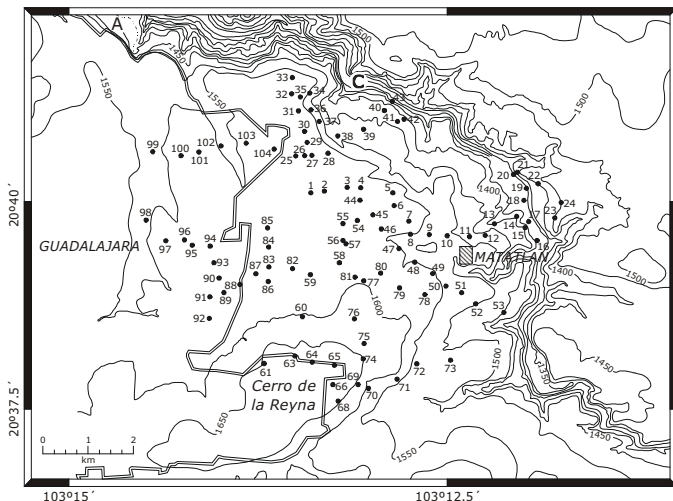


Figura 1. Estaciones de gravedad distribuidas irregularmente entre los municipios de Guadalajara y Tonalá (puntos cerrados). Las isolíneas están en metros sobre el nivel medio del mar. Las localizaciones de los puntos estratigráficos de la Figura 3 se indican con letras mayúsculas: A= Arcediano, C= Colimilla.

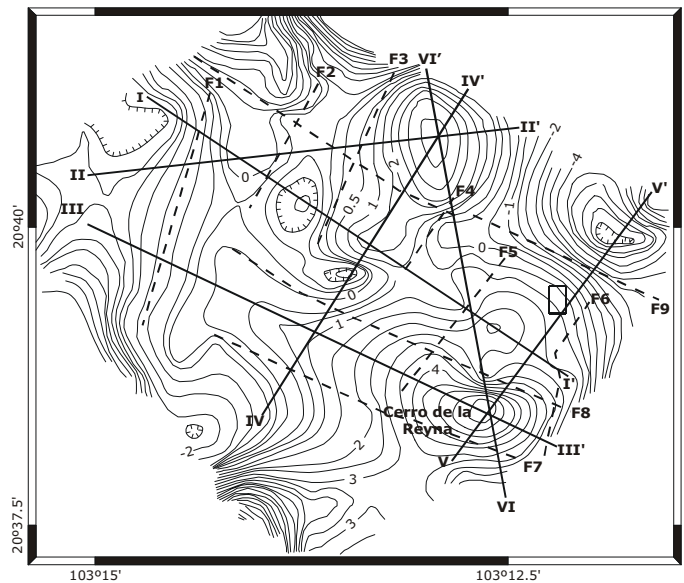


Figura 2. Anomalía residual gravimétrica de segundo orden obtenida en los límites de los municipios de Guadalajara y Tonalá. El intervalo entre contornos está dado a cada 0.5 mGal.

MARCO GEOLÓGICO LOCAL

Los primeros trabajos realizados sobre la geología del área de estudio corresponden a Watkins *et al.* (1971), Mahood (1980), Gilbert *et al.* (1985) y Luhr y Lazaar (1985). Estos trabajos indican un área caracterizada por una secuencia de rocas volcánicas, principalmente depósitos de caída libre, ignimbritas, derrames de riolita, andesita y andesita-basáltica. Dentro de esta secuencia volcánica predominan las ignimbritas denominadas San Gaspar y Guadalajara, consideradas como buenos marcadores estratigráficos (Gilbert *et al.*, 1985), y los grupos denominados Guadalajara y San Cristóbal, que pertenecen al Cañón del Río Grande de Santiago (CRGS) y a la plataforma de Los Altos, respectivamente (Ferrari y Rosas-Elguera, 2000).

La ignimbrita San Gaspar tiene una edad aproximada de 4.8 Ma, y su composición corresponde a andesita silícica; la ignimbrita Guadalajara es más silícica y tiene una edad aproximada de 3.3 Ma (Gilbert *et al.*, 1985). Ambas ignimbritas constituyen la base de un cuerpo pumicítico químicamente similar a los depósitos de la Sierra de La Primavera (Mahood, 1980); la ignimbrita San Gaspar cubre a flujos basálticos expuestos en las paredes del CRGS, hacia el este y sureste de Guadalajara. Es posible que esta ignimbrita se adelgace hacia áreas más elevadas de mesetas basálticas, en los poblados de Matatlán y Tonalá, aunque entre los dos poblados la ignimbrita no aflora.

La ignimbrita San Gaspar tiene una extensión de 1000 km² (Gilbert *et al.*, 1985). Su espesor es variable, desde 25 metros en las paredes del CRGS cerca de la Ciudad de Guadalajara, hasta 12 metros hacia el oeste de este punto. Esta unidad de flujo cubre a otra ignimbrita similar en las proximidades del poblado de Zapotlanejo (localizado a 30 kms al SE de la Cd. de Guadalajara).

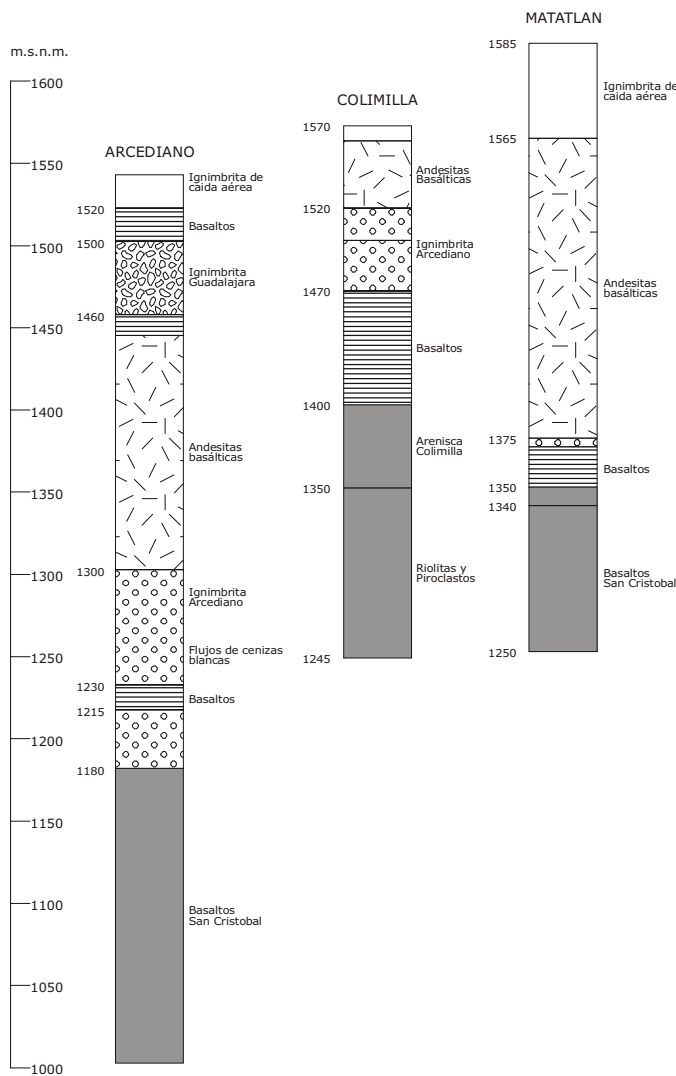


Figura 3. Estratigrafía volcánica de tres zonas localizadas en el cañón del Río Grande de Santiago. La localización de las zonas A y C se muestra en la Figura 1 (Rosas-Elguera, comunicación personal, 2002).

La ignimbrita Guadalajara es una toba soldada y sus afloramientos se observan a lo largo de la orilla norte de la Cd. de Guadalajara. Recientemente, esta ignimbrita se identificó en la parte central de la Cd. de Guadalajara, descubierta por las explosiones accidentales que ocurrieron en 1992 y es probable que su centro eruptivo se encuentre bajo la planicie de Guadalajara (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998).

La estratigrafía volcánica de las regiones de Guadalajara y Tonalá muestra frecuentes cambios de facies. Al norte y noreste de la Cd. de Guadalajara, la ignimbrita San Gaspar descansa sobre derrames y brechas riolíticos y está intercalada entre flujos locales de andesita-basáltica. Las rocas riolíticas se distribuyen a lo largo del lado oeste del CRGS, en la zona montañosa que se localiza al norte del poblado de Tesislán (norte de la Cd. de Guadalajara); además, afloran localmente a lo largo de la margen occidental de la planicie de Guadalajara (Figura 4).

Las rocas expuestas en el CRGS hacia el norte de la Cd. de Guadalajara tienen edades que varían desde 4.8 Ma (ignimbrita San Gaspar) hasta 9 Ma, edad que corresponde a rocas que se hallan cerca del fondo del Cañón. Estas últimas son brechas riolíticas y derrames de riolita (Watkins *et al.*, 1971).

El arreglo espacial de la ignimbrita San Gaspar indica una deformación mínima sobre el sub-basamento en la región de Guadalajara en los últimos 5 Ma.

La mayor parte del vulcanismo más joven que la ignimbrita Guadalajara se ha concentrado alrededor de una zona angosta de dirección W-NW en la zona urbana de Guadalajara. Este cinturón está claramente definido por tres conos basálticos desarrollados a lo largo de la margen sur del área urbana de Guadalajara y por otros conos que se alinean paralelos a este cinturón, que se extienden hasta 40 km hacia el SE en el Cinturón Volcánico del Sur de Guadalajara –CVSG– (Gilbert *et al.*, 1985; Luhr y Lazaar, 1985). En este extremo, el CVSG intersecta a otro cinturón volcánico, pero este último tiene un fallamiento normal E-W que se prolonga hacia el este (Figura 4).

La actividad magmática a lo largo de esta zona volcánica ha sido continua desde el Plioceno Tardío hasta el Presente. Derrames de basalto localizados al NW del área de estudio tienen una edad aproximada de 1.8 Ma y derrames de andesita basáltica que afloran al este del poblado de Juanacatlán (localizado al sur de Guadalajara) fueron fechados en 1.4 Ma (Gilbert *et al.*, 1985) y en el Norte del CRGS un basalto de olivino perteneciente a las mesas formadas por lavas de esta composición fue fechado en 0.5 Ma. En la Sierra de La Primavera la actividad volcánica se restringe a los últimos 140 000 años (Wright, 1981; Mahood, 1981). Una erupción de casi 40 km³ de material riolítico muy silíceo ocurrió hace 95 000 años dando lugar a la formación de una caldera de 11 km de diámetro, la que produjo la ampliamente distribuida Toba Tala (Wright, 1981; Mahood, 1981). Subsecuentes erupciones de domos riolíticos y flujos de lava ocurrieron hace 75 000, 60 000 y 30 000 años (Mahood, 1980). Conos cineríticos basálticos que cubren a la Toba Tala e inclusiones basálticas observadas en las lavas más jóvenes de la Caldera de La Primavera se observan en el área de Guadalajara (Wright, 1981; Mahood, 1981).

Estudios recientes agrupan a algunos de los productos volcánicos antes mencionados en el Grupo Guadalajara, cuyas edades varían desde 7.15 Ma hasta 3.1 Ma (Ferrari y Rosas, 2000). Este grupo se expone en una franja alineada hacia el norte de Guadalajara, extendiéndose más al Norte del CRGS y aflorando a lo largo de la orilla oriental de Guadalajara. El Grupo Guadalajara está constituido por una secuencia de flujos riolíticos y algunas ignimbritas y lavas basálticas y, en esta secuencia, se intercalan las ignimbritas San Gaspar y Guadalajara. Los resultados de Ferrari y Rosas (2000) sugieren una cámara magmática silícea debajo de la región de Guadalajara, que rejuvenece periódicamente mediante la inyección de magmas máficos durante periodos extensionales regionales. La caldera de La Primavera podría representar el último episodio de la historia volcánica de esta cámara (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998).

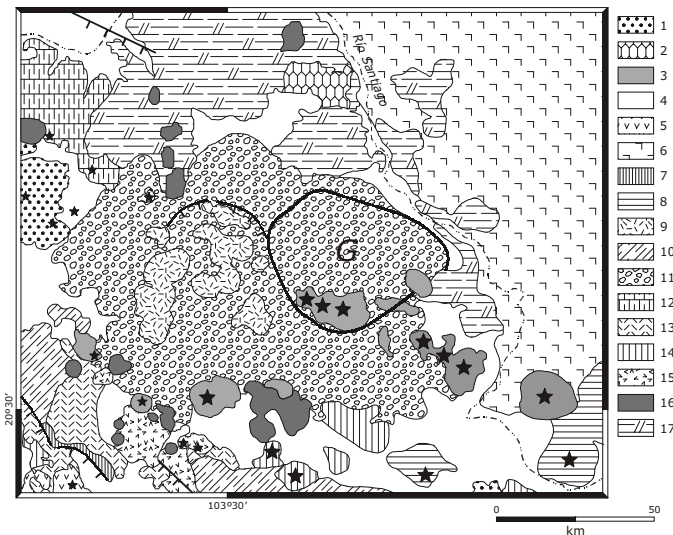


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. La simbología expresada es: 1 – Andesitas del volcán Tequila; 2 – Domos silíceos; 3 – Lava cuaternaria y conos cineríticos; 4 – Sedimentos lacustres; 5 – Andesita cuaternaria; 6 – Grupo San Cristóbal; 7 – Grupo Chapala; 8 – Tobas de flujos de cenizas; 9 – Domos riolíticos de La Primavera; 10 – Andesitas y basaltos del Plioceno Tardío; 11 – Grupo Guadalajara (ignimbritas); 12 – Basaltos Santa Rosa; 13 – Ignimbrita Acatlán; 14 – Grupo Chapala; 15 – Lavas y conos cineríticos cuaternarios; 16 – Domos silíceos cuaternarios; 17 – Domos silíceos y piroclásticos. Las estrellas cerradas corresponden a conductos de conos de lava y cineríticos (según Rosas-Elguera *et al.*, 1997).

Otras interpretaciones recientes sobre la estratigrafía volcánica indican la extensión del denominado Grupo San Cristóbal (derrames de basalto y tobas con edades desde 11 hasta 8 Ma) por debajo del Grupo Guadalajara (Rosas-Elguera, *com. pers.*, 2002). El Grupo San Cristóbal cubre una inmensa área conocida como la Plataforma de Los Altos, localizada hacia el E y NE del área urbana de Guadalajara.

La zona de estudio está rodeada por fallas normales regionales. El control tectónico de la actividad volcánica del Cuaternario sugiere lineamientos NW-SE bordeando al extremo sur del área de Guadalajara (Luhr y Lazaar, 1985; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1991; Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Algunas extensiones de fallas que ocurren desde el Mioceno Tardío en el área de Guadalajara se han propuesto como la respuesta a la apertura inicial del sur del Golfo de California (Ferrari, 1995).

La parte norte de Guadalajara, caracterizada por el Grupo San Cristóbal, y el área occidental adyacente, caracterizada por la actividad silícea de la Sierra de La Primavera, son las zonas mejor investigadas desde el punto de vista de la estratigrafía volcánica (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2000). En la parte norte se localizan las secuencias más viejas de la Faja Volcánica TransMexicana (FVM), que consisten en derrames de basalto alcalino de olivino y de andesita basáltica fechadas entre 11 y 9 Ma (Watkins *et al.*, 1971; Damon *et al.*, 1979; Moore *et al.*, 1994). Esta secuencia máfica, denominada Basaltos San Cristóbal, tiene un espesor máximo de 600 metros (Moore *et al.*, 1994).

Otras secuencias máficas expuestas a lo largo del CRGS, hacia el oriente de Guadalajara, presentan edades similares a las de los basaltos San Cristóbal (9.5 a 12 Ma), pero sus espesores son menores, ya que varían desde 200 hasta 350 metros (Nieto *et al.*, 1981; Nixon *et al.*, 1987; Ferrari *et al.*, 1994).

El vulcanismo basal de la FVM pudo haber iniciado hacia el Mioceno Medio (13 Ma; Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2000), de acuerdo con las edades registradas tanto para el Grupo San Cristóbal como para la Plataforma de Los Altos, incluyendo una secuencia de andesita basáltica que tiene un espesor de 800 metros registrado por pozos profundos en la Caldera de La Primavera (Urrutia-Fucugauchi *et al.*, 2000).

Ferrari (1995) explica que el vulcanismo en la región de Guadalajara se debe a un movimiento W-NW del Bloque Jalisco sobre una zona transtensional lateral derecha a lo largo de la frontera entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque Jalisco.

ANÁLISIS CUALITATIVO DE LA INFORMACIÓN GRAVIMÉTRICA

Aunque existen varias técnicas de inversión de anomalías de gravedad, para este estudio se decidió emplear el algoritmo bidimensional de Thannasoulas y Tsokas (1984), ya que es adecuado para situaciones en las que hay altos contrastes de densidad. Esta técnica se usó a pesar de que existe una secuencia de unidades andesíticas sobrepuestas a brechas riolíticas, las que a su vez descansan sobre andesitas basálticas y basaltos. La inversión da buenas aproximaciones en la estratigrafía profunda en esta área.

El mapa de gravedad residual de segundo orden (Figura 2) se caracteriza por los rasgos anómalos con una tendencia más o menos N-S, con anomalías cerradas al centro del área de estudio. Dos máximos de gravedad se alinean con la misma dirección N-S. De estos dos máximos el más meridional se ubica sobre un derrame andesítico. Al este de estos máximos, en el oriente de la zona de estudio, tenemos un gran mínimo de gravedad (en las inmediaciones del CRGS). Este mínimo queda abierto hacia el oriente. Hacia el occidente este mismo mínimo separa a los dos máximos de gravedad orientados N-S antes mencionados y se dirige hacia otro pequeño mínimo de gravedad que tiene forma de ocho; este último mínimo parece deberse a un engrosamiento de cuerpos de sedimentos aluviales y pumícticos. Las anomalías gravimétricas más occidentales quedan abiertas hacia el NW y SE del área de estudio.

RESULTADOS DE LA INTERPRETACIÓN

Se eligieron y trazaron seis perfiles sobre el mapa de anomalía gravimétrica residual para realizar una interpretación bidimensional. Estos perfiles se trazaron sobre los principales rasgos anómalos (Figura 2). En un primer paso para la interpretación se empleó el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984)

y en el segundo paso se realizó modelado directo bidimensional. Esta secuencia en el procedimiento de interpretación permite asegurar aproximaciones exitosas para los modelos propuestos. Los modelos se controlaron con información geológica local. La interpretación se desarrolla considerando unidades volcánicas regionales, a pesar de que existen en el área algunos horizontes volcánicos cuya distribución es local.

Los modelos incluyen cuatro unidades litológicas: 1) depósitos pumicíticos de caída o ignimbritas y aluviones o suelos, con densidad de 1.90 gr/cm^3 ; 2) derrames andesíticos con densidad de 2.78 gr/cm^3 ; 3) brechas y tobas riolíticas, con densidad de 2.20 gr/cm^3 ; 4) estas tres unidades descansan sobre un derrame basáltico local, denominado basaltos San Cristóbal (Moore *et al.*, 1994, según pag. 6; Rosas-Elguera, com. pers., 2002), que posee una densidad de 2.83 gr/cm^3 .

En particular, el modelo IV-IV' (Figura 8) muestra un escalonamiento hacia el suroeste que afecta a la unidad andesítica, a las brechas y tobas riolíticas y al basamento. Al origen de este escalonamiento tenemos una falla normal afectando a las unidades antes mencionadas. Los modelos obtenidos mediante la inversión sirvieron de base para el modelado directo. Para la inversión se hace implícitamente la suposición de que existe un contraste singular de densidad entre dos estratos. El primer estrato se consideró constituido por el paquete formado por pómez + andesitas + tobas, en tanto que el segundo estaría representado por los basaltos del Grupo San Cristóbal. La inclusión de tres horizontes geológicos en el primer estrato es una suposición muy simplificada de la geología del área, por lo cual se decidió realizar un modelado directo que permitiera incluir relieve topográfico y estructuras geológicas.

Las tobas y brechas riolíticas modeladas (densidad de 2.2 gr/cm^3) presentan diferentes espesores en todos los perfiles, aunque son más gruesas hacia el este de la zona, tal vez debido a la presencia de un graben local. De hecho, estas rocas afloran al N y NE del área de estudio, en las paredes subverticales del CRGS. Aunque estas rocas se hallan debajo de derrames de andesita de mayor densidad (2.78 gr/cm^3), se expresan muy bien en todos los perfiles.

Trabajos más regionales han mostrado la existencia de una larga depresión con dirección N-S debajo de la ciudad de Guadalajara (Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998). Los modelos en la región de Tonalá parecen mostrar más depresiones con una dirección similar a la dirección de la depresión antes señalada. La depresión más grande interpretada en este estudio marcaría el límite oriental de la subsidencia mayor mencionada en el estudio de Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998).

Nuestros modelos interpretan los mínimos ya descritos como las depresiones mencionadas; entre ellas resalta una depresión colmada de brechas y tobas riolíticas (Figuras 9 y 10), que se localiza bajo el mínimo anómalo ubicado hacia el este del área de estudio. Este mínimo se extiende hacia el oeste y se delimita por dos lineamientos que sugieren fallas con dirección W-E, si-

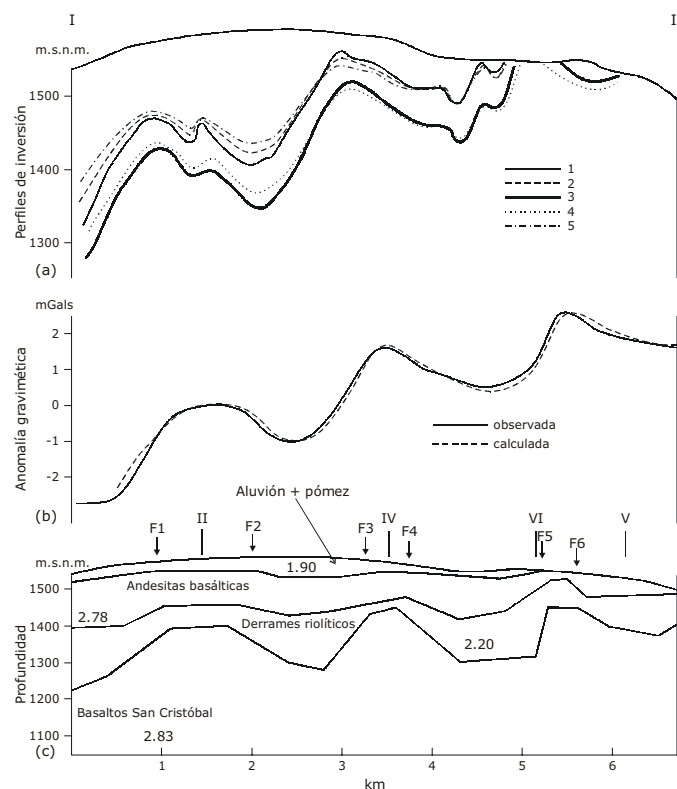


Figura 5. Sección I-I' interpretada (ver Fig. 2 para localización); a) Modelo obtenido por inversión empleando el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984). Las curvas representan profundidades al contacto entre el paquete de pómez + andesitas + riolitas y los basaltos San Cristóbal: 1) contraste de densidad (CD) de 0.43 gr/cm^3 , profundidad promedio (PP) al contacto de 50 m; 2) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; 3) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 100 m; 4) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 100 m; 5) CD de 0.73 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo obtenido mediante el algoritmo de Talwani *et al.* (1959); los valores en los cuerpos son densidades en gr/cm^3 .

guiendo el patrón del rift Chapala. Los lineamientos tectónicos asociados a este rift no son los únicos que convergen en la zona. El mínimo anómalo que se localiza en el centro del área de estudio está delimitado por lineamientos muy bien definidos en el modelado de los perfiles I-I' y II-II' (Figuras 5 y 6). Estos lineamientos tienen una tendencia casi N-S y pueden ser parte del patrón estructural del sistema tectónico de Zacoalco – Colima. El mismo rasgo que corta a la firma anómala se prolonga hacia el norte, pero hacia el sur es poco perceptible.

Los modelos también sugieren fallas con tendencia NE-SW coincidentes con el patrón de Acambay; estas fallas delimitan bloques que caen hacia el NW (Figuras 5, 6 y 7).

Con los resultados obtenidos mediante el modelado se elaboró un diagrama tridimensional del basamento volcánico local correspondiente al Grupo San Cristóbal (Figura 11). En este diagrama es posible observar una serie de depresiones hacia el centro del área de estudio, mientras que el basamento basáltico profundiza hacia los extremos SE y NE, casi aflorando hacia el NW.

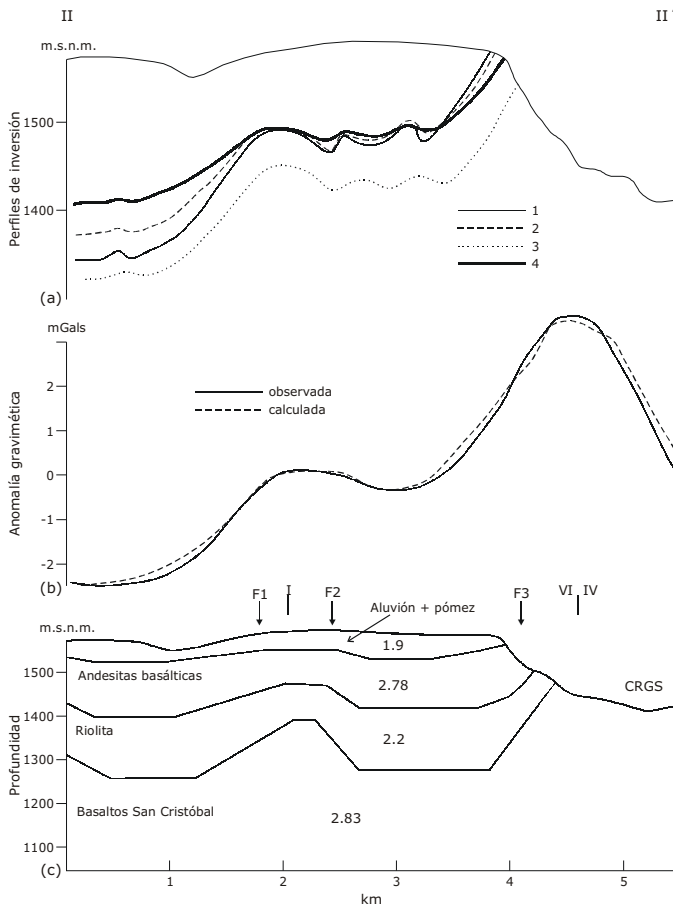


Figura 6. Sección II-II' interpretada (ver Fig. 2 para localización); a) Modelo obtenido por inversión empleando el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984). Las curvas representan profundidades al contacto entre el paquete de pómez + andesitas + riolitas y los basaltos San Cristóbal: 1) contraste de densidad (CD) de 0.53 gr/cm³, profundidad promedio (PP) al contacto de 100 m; 2) CD de 0.43 gr/cm³, PP de 50 m; 3) CD de 0.43 gr/cm³, PP de 100 m; 4) CD de 0.53 gr/cm³, PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo obtenido mediante el algoritmo de Talwani *et al.* (1959); los valores en los cuerpos son densidades en gr/cm³.

En adición a la inversión y el modelado directo, se analizó la información gravimétrica con las técnicas de la deconvolución de Euler y de la amplitud de la señal analítica.

Se emplearon dos tamaños de ventanas de deconvolución (VD) y dos índices estructurales (IE) para la deconvolución de Euler (DE). Los valores de ventana usados son de 7 y 10 puntos, mientras que los IE empleados fueron de 1.0 y 2.0.

Ambos IE dan buenas alineaciones de estructuras (Figuras 12 y 13), debido en particular al tamaño de la VD.

Con una VD de 7 puntos se observan dos estructuras NE-SW. La estructura que se halla más al sur podría ser el conducto de varios productos volcánicos, incluyendo los derrames de andesita basáltica que constituyen al Cerro de la Reyna, y otros derrames de la misma composición que afloran al este de la ciu-

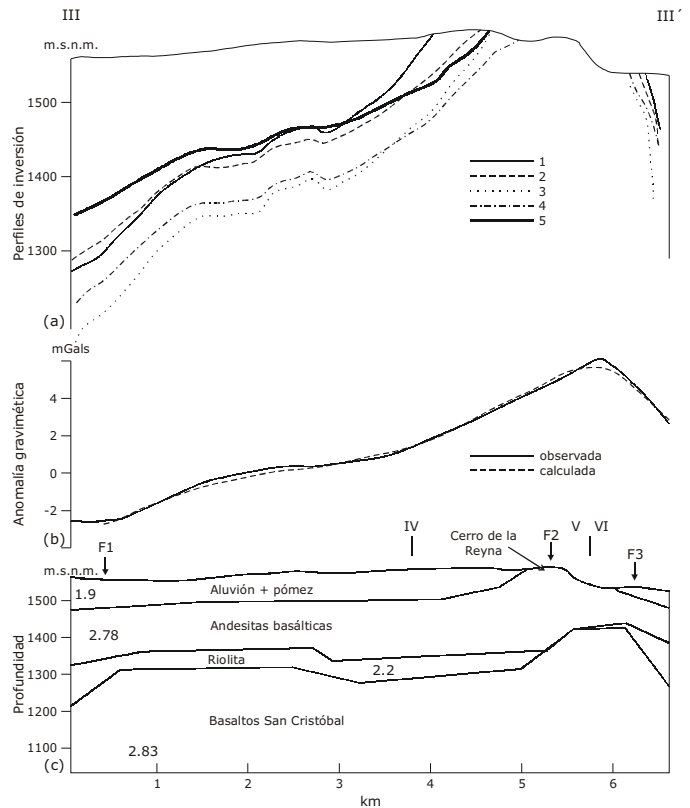


Figura 7. Sección III-III' interpretada (ver Fig. 2 para localización); a) Modelo obtenido por inversión empleando el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984). Las curvas representan profundidades al contacto entre el paquete de pómez + andesitas + riolitas y los basaltos San Cristóbal: 1) contraste de densidad (CD) de 0.43 gr/cm³, profundidad promedio (PP) al contacto de 50 m; 2) CD de 0.53 gr/cm³, PP de 50 m; 3) CD de 0.43 gr/cm³, PP de 100 m; 4) CD de 0.53 gr/cm³, PP de 100 m; 5) CD de 0.73 gr/cm³, PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo obtenido mediante el algoritmo de Talwani *et al.* (1959); los valores en los cuerpos son densidades en gr/cm³.

dad de Guadalajara, en el extremo oeste del CRGS. Sin embargo, las localizaciones de fuentes más profundas son también de las más dispersas (círculos abiertos, Figura 12).

Bajo el empleo de una VD de 10 puntos, los rasgos bidimensionales son más claros, resaltando rasgos con dirección NE-SW y los límites de dos cuerpos tridimensionales probables, en el N y S del área de estudio (Figuras 12 y 13). El primero de estos cuerpos tridimensionales podría representar la fuente del máximo gravimétrico que aparece al NE de la Figura 2. Un comportamiento similar se interpreta con el máximo anómalo gravimétrico al SE del área de estudio; en ambos planos de deconvolución, los resultados tienen un amplio rango de profundidades, con una notoria expresión superficial.

Las principales alineaciones con dirección NE-SW observadas en los resultados de la deconvolución son también definidas por los modelos I-I', II-II' y III-III' (Figuras 5, 6 y 7). Hay más soluciones profundas que someras en los resultados de las Figuras 12 y 13, lo que permite alineaciones consistentes.

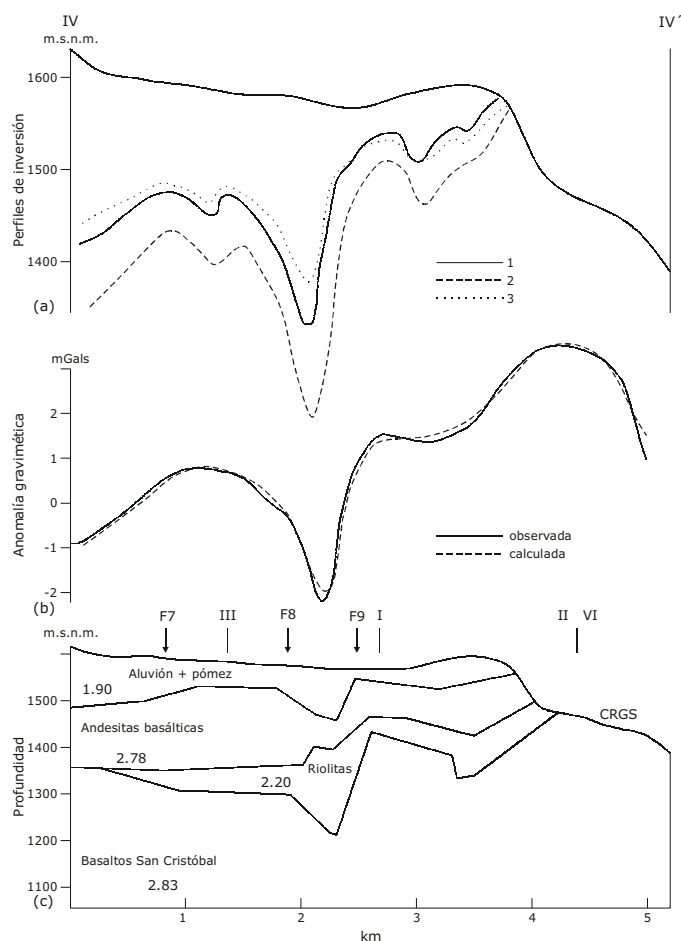


Figura 8. Sección IV-IV' interpretada (ver Fig. 2 para localización); a) Modelo obtenido por inversión empleando el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984). Las curvas representan profundidades al contacto entre el paquete de pómez + andesitas + riolitas y los basaltos San Cristóbal: 1) contraste de densidad (CD) de 0.43 gr/cm^3 , profundidad promedio (PP) al contacto de 100 m; 2) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 100 m; 3) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo obtenido mediante el algoritmo de Talwani *et al.* (1959); los valores en los cuerpos son densidades en gr/cm^3 .

Es posible que la arquitectura tectónica delimite una fuerte subsidencia observada en los resultados de la interpretación. Los límites están marcados por un sistema eminentemente NE-SW, y uno de estos límites resalta en la parte SE del área de estudio. Es posible que estos límites estén cortados por fallas normales con tendencia NW-SE, particularmente al norte de la zona, cerca del CRGS.

En el mapa de la amplitud de la señal analítica no aparecen claramente las alineaciones mostradas con la deconvolución de Euler, con excepción de los límites estructurales observados hacia el sur de la zona (Figura 14).

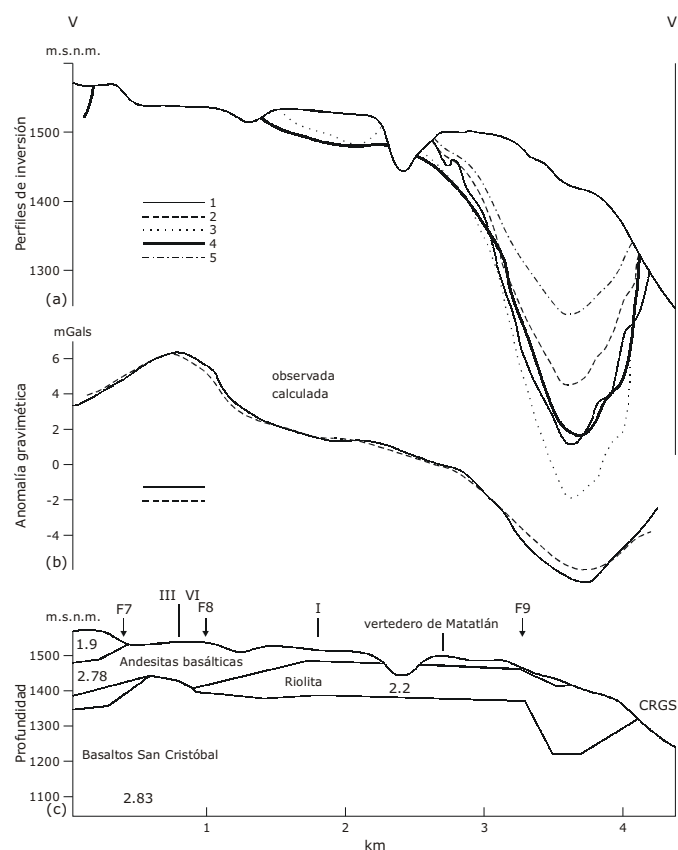


Figura 9. Sección V-V' interpretada (ver Fig. 2 para localización); a) Modelo obtenido por inversión empleando el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984). Las curvas representan profundidades al contacto entre el paquete de pómez + andesitas + riolitas y los basaltos San Cristóbal: 1) contraste de densidad (CD) de 0.43 gr/cm^3 , profundidad promedio (PP) al contacto de 50 m; 2) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; 3) CD de 0.43 gr/cm^3 , PP de 100 m; 4) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 100 m; 5) CD de 0.73 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo obtenido mediante el algoritmo de Talwani *et al.* (1959); los valores en los cuerpos son densidades en gr/cm^3 .

CONCLUSIONES

El área de estudio y sus alrededores muestran una compleja actividad volcánica. Esta actividad ha emitido productos volcánicos diversos, que incluyen horizontes pumicíticos, derrames riolíticos (ignimbritas San Gaspar y Guadalajara), derrames andesíticos, brechas y domos riolíticos, etc. La geometría de la distribución de las rocas volcánicas se debe a una topografía abrupta desde dos puntos de vista: 1) rellena las depresiones que existían antes de las erupciones, y 2) tiene continuidad a lo largo del tiempo, aprovechando varias zonas de debilidad localizadas en el área de estudio. Estas zonas de debilidad se observan como alineaciones o fallas.

En general se tiene una serie de bloques que caen hacia el NW. Este hecho implica la presencia de fallas con dirección NE-SW, lo que también se aprecia a través de los resultados obtenidos mediante la deconvolución de Euler. De esta manera se relaciona la influencia tectónica de los rifts de Chapala y Zacoalco-Colima sobre el basamento de esta zona; esta influencia tectónica

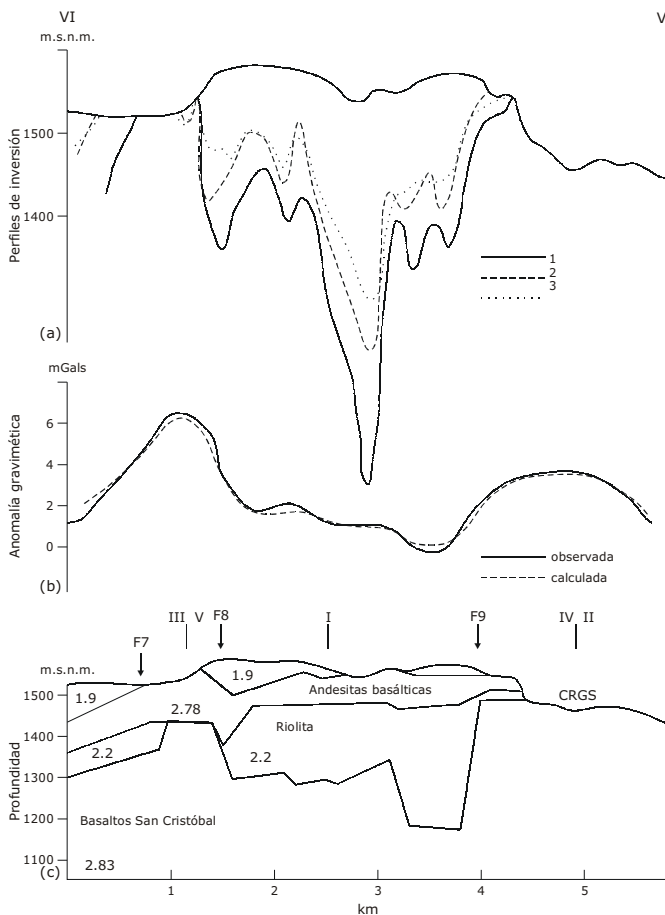


Figura 10. Sección VI-VI' interpretada (ver Fig. 2 para localización); a) Modelo obtenido por inversión empleando el algoritmo de Thannasoulas y Tsokas (1984). Las curvas representan profundidades al contacto entre el paquete de pómez + andesitas + riolitas y los basaltos San Cristóbal: 1) contraste de densidad (CD) de 0.43 gr/cm^3 , profundidad promedio (PP) al contacto de 100 m; 2) CD de 0.53 gr/cm^3 , PP de 50 m; 3) CD de 0.73 gr/cm^3 , PP de 50 m; b) anomalías observada y calculada; c) modelo directo obtenido mediante el algoritmo de Talwani *et al.* (1959); los valores en los cuerpos son densidades en gr/cm^3 .

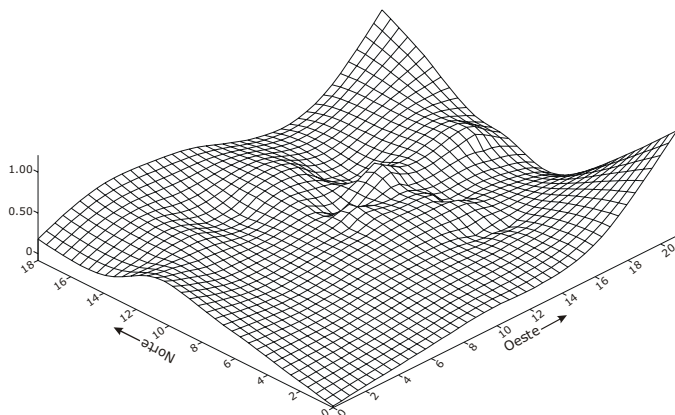


Figura 11. Esquema tridimensional de profundidades del basamento local del Basalto San Cristóbal (Rosas-Elguera, comunicación personal, 2002). Los valores en la escala vertical están dados en kilómetros.

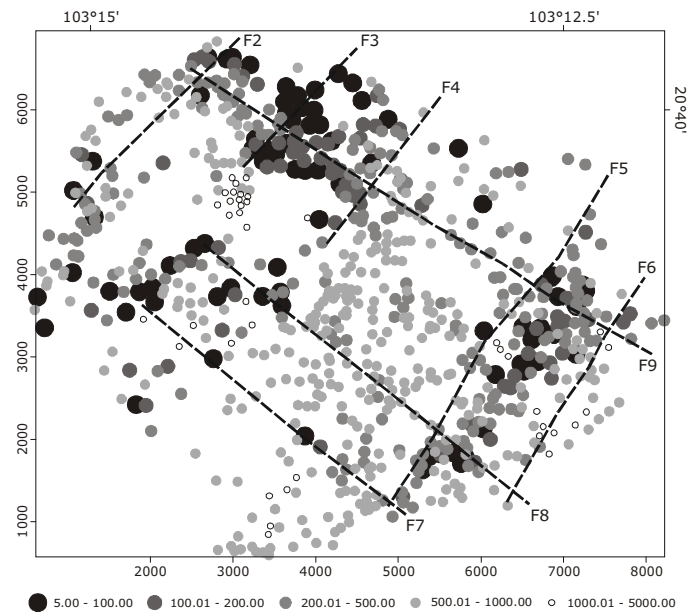


Figura 12. Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica correspondiente a un índice estructural de 1.0 y a una ventana de deconvolución de 7 puntos. Los valores corresponden a profundidades en metros. Las coordenadas son UTM y geográficas.

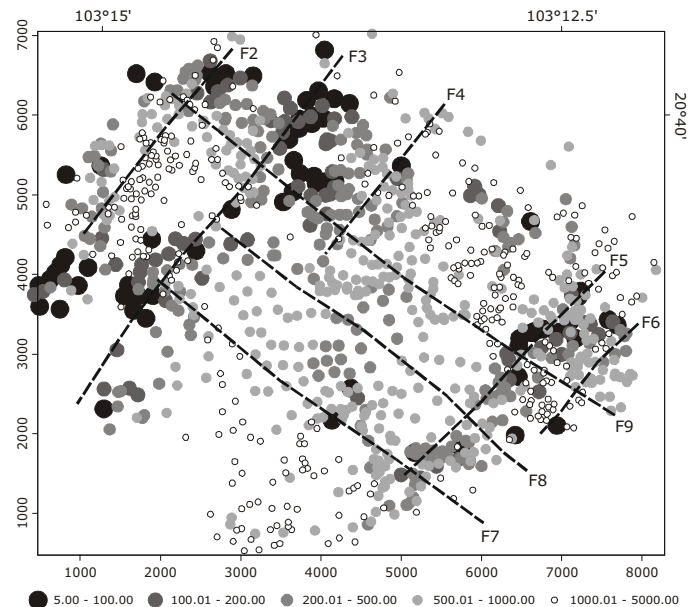


Figura 13. Deconvolución de Euler de anomalía residual gravimétrica correspondiente a un índice estructural de 2.0 y a una ventana de deconvolución de 10 puntos. Los valores corresponden a profundidades en metros. Las coordenadas son UTM y geográficas.

es considerada como parte de las fronteras entre ambos ambientes estructurales. De hecho, la influencia de los rifts mencionados aparece tanto en la interpretación bidimensional como en los resultados de la deconvolución de Euler. Estos últimos resultados muestran que una ventana de deconvolución de más de siete puntos dará mejor definición de las alineaciones estructurales. La imagen de la amplitud de la señal analítica muestra resultados similares que los de la deconvolución de Euler, resal-

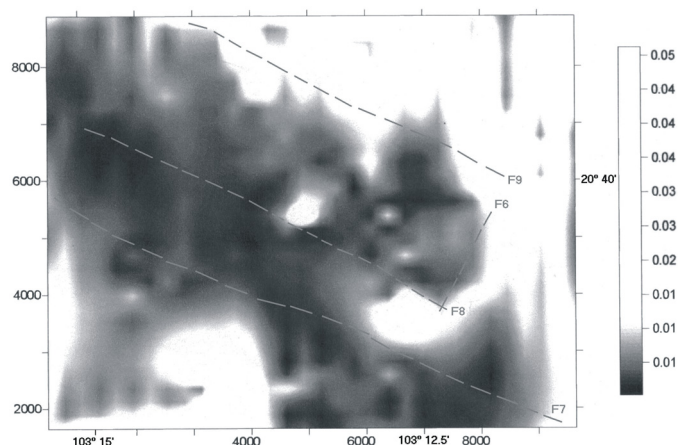


Figura 14. Imagen de la amplitud de la señal analítica de la anomalía residual gravimétrica. Se dan coordenadas UTM y geográficas. Las unidades en la escala vertical están en mGals/m.

tando la subsidencia estructural y el levantamiento debido a exceso de masa. En este caso, es evidente el derrame andesítico del Cerro de la Reyna, hacia el sur de la zona de estudio.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos ampliamente los puntos de vista emitidos por los árbitros anónimos. Alatorre Zamora agradece especialmente el apoyo proporcionado por la ANUIES y la SEP, a través de las becas SUPERA y PROMEP, respectivamente. Además, estamos en deuda con las aportaciones recibidas por el Dr. José Rosas Elguera.

REFERENCIAS

- Alatorre-Zamora, M.A. y J.O. Campos-Enríquez, 1991. La Primavera Caldera (Mexico): structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geophysics*, vol. 56, p. 992-1,002.
- Am, K., 1972. The arbitrarily magnetized dyke; interpretation of characteristics. *Geoexploration*, vol. 10, p. 63-90.
- Bhattacharyya, B.K., 1964. Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrarily polarization. *Geophysics*, vol. 29, p. 517-531.
- Bhattacharyya, B.K., 1978. Computer modeling in gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, vol. 43, p. 912-929.
- Bott, M.H.P., 1973. Inverse methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies: In Bolt, B.A., Editor, *Methods in Computational Physics*. Academic Press Inc., p. 133-162.
- Campos-Enríquez, J.O. y M.A. Alatorre-Zamora, 1998. Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 37, p. 263-282.
- Damon, P.E., O.J. Nieto y A.L. Delgado, 1979. Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Río Grande de Santiago. *Asoc. Ing. Min. Met. Geol. Mex. Memoria Técnica XII*, p. 156-191.
- Ferrari, L., G. Pasquarè, S. Venegas, D. Castillo y F. Romero, 1994. Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco Block. *Geofísica Internacional*, vol. 33, p. 139-151.
- Ferrari, L., 1995. Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California. *Geology*, vol. 23, p. 751-754.
- Ferrari, L. y J. Rosas, 2000. Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: the Tepic-Zacoalco rift revised. Boulder CO, *Geological Society of America Special Paper N° 334*. Chapter 3, p. 41-64.
- Gilbert, C.M., G.A. Mahood e I.S.E. Carmichael, 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 24, p. 169-191.
- Goodacre, A.K., 1980. Estimation of the minimum density contrast of a homogeneous body as an aid to the interpretation of gravity anomalies. *Geophysical Prospecting*, vol. 28, p. 408-414.
- Hartman, R.R., D.J. Teskey y J.L. Friedberg, 1971. A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geophysics*, vol. 36, p. 891-918.
- Luhr, J. y P. Lazaar, 1985. The southern Guadalajara volcanic chain, Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 24, p. 691-700.
- Mahood, G.A., 1980b. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center – Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Volcanologic and Geothermal Research*, vol. 8, p. 199-230.
- Moore, G., C. Marone, I.S.E. Carmichael y P. Renne, 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 106, p. 383-394.
- Nieto-Obregón, J., L.A. Delgado-Argote y P.E. Damon, 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. *Asoc. Ing. Min. Metal. Geol. Mex., Memorias XIV*, p. 327-361.
- Nixon, G.T., A. Demant, R.L. Armstrong y J.E. Harakal, 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the TransMexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, vol. 26, p. 109-158.
- Oldenburg, D.W., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies. *Geophysics*, vol. 39, p. 526-536.
- Pederson, L.B., 1979. Wavenumber domain methods for fast interpretation of potential field data. *Geoexploration*, vol. 17, p. 205-221.
- Reford, M.S. y J.S. Sumner, 1964. Aeromagnetism. *Geophysics*, vol. 29, p. 482-516.

- Rosas-Elguera, J., L. Ferrari, M. López-Martínez y J. Urrutia-Fucugauchi, 1997. Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara Region and triple-junction area, western Mexico. *Intern. Geol. Rev.*, vol. 39, p. 125-140.
- Rosas-Elguera, J. y J. Urrutia-Fucugauchi, 1998. Tectonic control of the volcanosedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *Intern. Geol. Rev.*, vol. 40, p. 350-362.
- Talwani, M., J.L. Worzel y M. Landisman, 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. *Journal of Geophysical Res.*, vol. 64, p. 49-59.
- Thannassoulas, C. y G.N. Tsokas, 1985. A microcomputer program for Tsuboi's method of gravimetric interpretation. *First Break*, vol. 3, p. 16-22.
- Urrutia-Fucugauchi, J., L.M. Alva-Valdivia, J. Rosas-Elguera, O. Campos-Enríquez, A. Gogitchaichvili, S. Venegas-Salgado, A.M. Soler-Arechalde y S. Sánchez-Reyes, 2000. Magnetostratigraphy of the volcanic sequence of Río Grande de Santiago – Sierra de La Primavera region, Jalisco, western Mexico. *Geofísica Internacional*, vol. 39, N° 3, p. 247-265.
- Watkins, N.D., B.M. Gunn, A.K. Baksi y J. Ade-Hall, 1971. Paleomagnetism, geochemistry, and potassium-argon ages of the Río Grande de Santiago volcanics, central Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, vol. 82, p. 1,955-1,968.
- Wright, J.V., 1981. The Río Caliente ignimbrite. Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major late-Quaternary Mexican eruption, *Bull. Volcanol.*, 44, 189-212.

Recepción del manuscrito: 11 de junio, 2003

Recepción del manuscrito coregado: 30 de marzo, 2004

Aceptación del manuscrito: 2 de abril, 2004