



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA
TIERRA**

**CARACTERÍSTICAS
ESTRUCTURALES DEL GRABEN
NORTE DE COLIMA INFERIDAS CON
AEROMAGNETOMETRÍA**

TESIS PROFESIONAL

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA :

MIGUEL ANGEL GONZÁLEZ MANZANARES



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. ROMÁN ÁLVAREZ BÉJAR**

Ciudad Universitaria, CDMX 2016

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, por haberme brindado su apoyo incondicional para lograr la culminación de lo que empezó como un sueño. Gracias mamá y papá.

Gracias a la Universidad Nacional Autónoma de México por brindarme la oportunidad de llevar a cabo mi formación académica, por permitirme conocer y desarrollarme en una de las áreas que nunca deja de sorprenderme... la geofísica.

Al Dr. Román Álvarez Béjar por darme la oportunidad de desarrollar este trabajo, así como por sus asesorías.

A los miembros del jurado: Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, M.C. Mauricio Nava Flores, Ing. Alejandro García Serrano y M.C. Juan Esteban Hernández Quintero. Gracias por las observaciones realizadas a este trabajo, las cuales contribuyeron para darle una mejor calidad.

A mis amigos Solar, Nacho, Cesar, Diego, Alex, Norma, Jacob, Niza, Yosh, Isabel, Rodrigo, Quiroz, Yolanda y Álvaro por estar en momentos agradables, divertidos y académicos en la facultad.

Finalmente y no menos importante... gracias Diana Rugerio por tus consejos, apoyo y comprensión, pero sobre todo gracias por tu amor.

ÍNDICE

RESUMEN.....	<i>iii</i>
ABSTRACT.....	<i>iv</i>
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVO	3
CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES	4
2.1. MARCO GEOLÓGICO.....	4
2.1.1. Geología regional.....	4
2.1.2. Tectónica.....	14
2.2. ESTUDIOS GEOFÍSICOS EN EL RIFT DE COLIMA.....	22
2.2.1. Estudios gravimétricos	22
2.2.2. Estudios magnéticos.....	34
CAPÍTULO 3. EL MÉTODO MAGNÉTICO DE EXPLORACIÓN.....	38
3.1. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE	39
3.2. COMPONENTES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO	42
3.3. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS	46
3.4. AEROMAGNETOMETRÍA.....	50
CAPÍTULO 4. DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN DE COLIMA.....	53
4.1. ANOMALÍA MAGNÉTICA RESIDUAL	55
4.2. ANOMALÍA MAGNÉTICA REDUCIDA AL POLO	58
4.3. DERIVADA INCLINADA.....	63
4.4. SEÑAL ANALÍTICA	69

4.5. MODELADO DE DATOS MAGNÉTICOS	72
CAPÍTULO 5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	75
5.1. RESULTADOS.....	75
5.1.1. Perfil 1	75
5.1.2. Perfil 2	78
5.1.3. Perfil 3	81
5.1.4. Perfil 4	84
5.1.5. Perfil 5	86
5.1.6. Perfil 6	88
5.2. DISCUSIÓN.....	90
CONCLUSIONES.....	94
REFERENCIAS.....	96
BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA.....	100

RESUMEN

En el sector occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano se presenta un rasgo estructural de carácter tectónico conocido como el Graben de Colima o Rift de Colima, derivado de la interacción de tres placas tectónicas: Rivera, Cocos y Norteamérica. Las placas de Rivera y Cocos subducen debajo de la gran placa de Norteamérica generando rifting continental. El Rift de Colima se localiza a 50 km al sur de Guadalajara y se extiende hasta una región entre los cañones submarinos al SE de Manzanillo y la Trinchera Mesoamericana, representando una manifestación superficial del límite de interacción entre las placas de Rivera y Cocos debajo de Norteamérica. El sector norte del rift denominado como el Graben Norte de Colima (GNC), estaría limitado hasta la zona del Complejo Volcánico de Colima y representaría parte del límite entre el Bloque de Jalisco y Bloque de Michoacán. Allan (1985) realizó un estudio gravimétrico que permitió la construcción de un modelo gravimétrico que representaría la estructura interna de un sector del GNC, constituyendo así uno de los pocos estudios geofísicos disponibles en o alrededor de esta área.

Datos aeromagnéticos del Mapa de Anomalía Magnética de Norteamérica son utilizados para analizar estructuras geológicas y cuerpos intrusivos en el GNC por medio de técnicas de análisis bien establecidas como son reducción al polo, derivada inclinada, señal analítica y modelamiento 2-D. Relacionando la información geológica con los mapas magnéticos, se construyeron seis modelos geomagnéticos a lo largo del Graben Norte de Colima que confirman una elevación considerable del batolito de Puerto Vallarta, tanto en las sierras del Oeste como en la zona del graben. Esta unidad intrusiva secuencia volcanosedimentaria deformada por procesos compresivos regionales relacionados con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica durante el Cretácico y principios del Terciario. En el lado Este del graben, el batolito de Jilotlán va elevándose de Norte a Sur intrusionando un relleno volcanosedimentario asociado a un bajo magnético ubicado en las sierras al NNE del poblado de Atoyac y que según los modelos, corresponde a una estructura geológica interna que alcanza 6 km de profundidad.

ABSTRACT

In the western sector of the TransMexican Volcanic Belt there is a structural feature of tectonic character known as the Colima Graben or Colima Rift derived from the interaction of three tectonic plates: Rivera, Cocos, and North America. The Rivera and Cocos plates subduct beneath North America plate generating continental rifting. The Colima Rift is located from 50 km south of Guadalajara City and extends to a region between the submarine canyons SE of Manzanillo and the Middle America Trench, representing a surface manifestation of the limit interaction between the Rivera and Cocos plates beneath North America. The northern sector of the rift known as the Northern Colima Graben (NCG) would be limited to the area of Colima Volcanic Complex and represent part of the limit between Jalisco Block and Michoacan Block. Allan (1985) conducted a gravimetric study that allowed the construction of a gravity model to represent the internal structure of a sector of NCG, constituting one of the few geophysical surveys available in or around this area.

Aeromagnetic data from the Magnetic Anomaly Map of North America are used to analyze geological structures and intrusive bodies in the NCG through well-established analysis techniques such as reduction to pole, tilt derivative, analytic signal and 2-D modeling. Relating the geological information with the magnetic maps, six geomagnetic models are constructed along the Northern Colima Graben confirming a considerable elevation to the Puerto Vallarta batholith, in the mountains of the West as in the graben area. This unit intrudes volcanosedimentary sequences distorted by regional compressive processes related to the subduction of the Farallon plate beneath the North America plate during the Cretaceous and early Tertiary. In the East side of the graben, the Jilotlan batholith will it rise from North to South intruded a volcanosedimentary fill associated with a magnetic low located in the mountains to the NNE of the Atoyac and according models, corresponds an internal geological structure that reaches 6 km deep.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

El volcanismo Cuaternario en México se ha dado en la parte central del territorio formando grandes volcanes andesíticos compuestos, conos de ceniza y algunos complejos riolíticos siguiendo la dirección W-E de lo que se denomina como Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM).

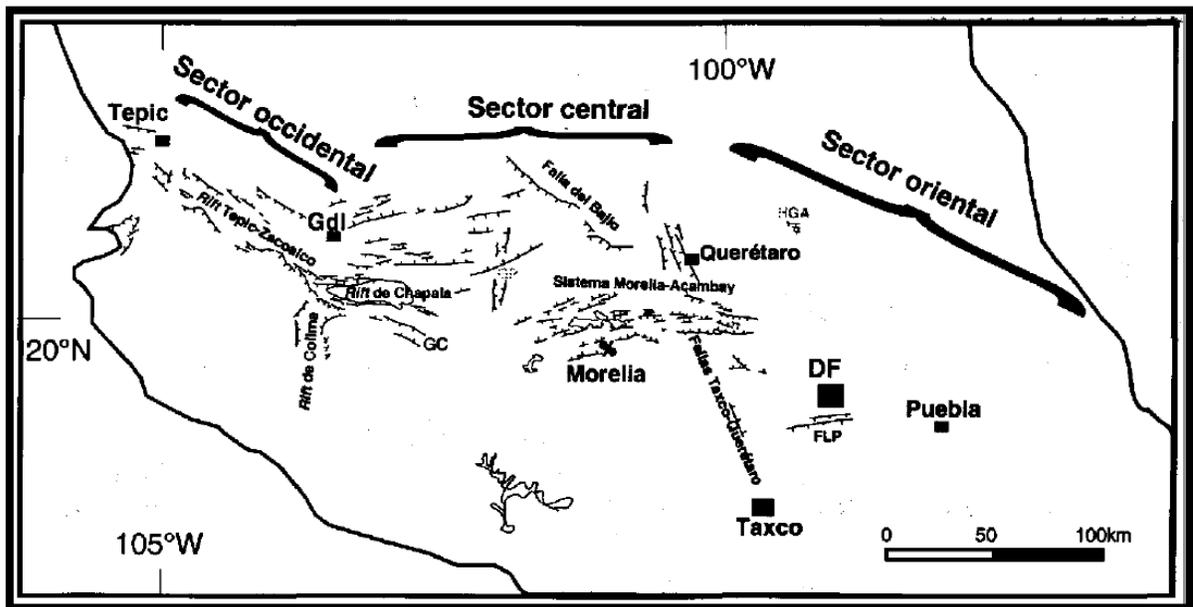


Figura 1. Principales sistemas de fallas con edades inferiores a los 10 Ma que afectan al Cinturón Volcánico Transmexicano. GC = Graben de Cotija, GP = Graben de Penjamillo, HGA = Semigraben de Aljibes; FLP = Falla de La Pera. (Tomada de Ferrari, 2000).

Dentro de este gran eje se encuentran ubicados importantes estructuras volcánicas compuestas, como lo es el volcán de Fuego de Colima. El volcán de Colima es el volcán de composición andesítica históricamente más activo de México. Conos de lava y escoria se han presentado en las planicies que rodean a los volcanes compuestos, aunque existen varios campos extensos que están dominados por conos más pequeños. Uno de estos campos se encuentra ubicado al Nornordeste (NNE) del volcán Cántaro [Figura 3].

A lo largo del CVTM, la ubicación de los principales centros volcánicos está fundamentalmente controlada por estructuras de basamento (Mooser, 1969, 1972). El

volcán de Colima se ubica en el extremo sur del Graben Norte de Colima (GNC), el cual tiene una extensión de al menos 90 km de largo, 20 km de ancho en su interior, 40-60 km de ancho en su exterior y una dirección NNE-SSW. Localizado a 50 km al SSW de la ciudad de Guadalajara, el GNC se intersecta con otras dos grandes estructuras, el graben de Tepic-Zacoalco con dirección al NW que contiene una serie de pequeños volcanes compuestos y una extensión de 180 km, siendo este segmento paralelo a la zona de fractura Tamayo y otras fallas transformantes adyacentes en el Golfo de California, este segmento contiene además una serie de conos de ceniza y escarpes de falla [Figura 2]. Gastil y Jensky (1973) presentan evidencia de fallamiento lateral derecho a lo largo del graben Tepic-Zacoalco desde finales del Cretácico. La otra gran estructura con la que se intersecta el GNC, es el graben de Chapala que presenta una extensión de 75 km con dirección al Este y contiene al lago de Chapala.

La intersección de estas tres estructuras da nombre a los que se denomina Punto Triple de Guadalajara (Allan, 1985). Desde esta zona el Graben Norte de Colima se desarrolla hacia el sur con una dirección SSW hasta encontrarse con el Complejo Volcánico de Colima (CVC).

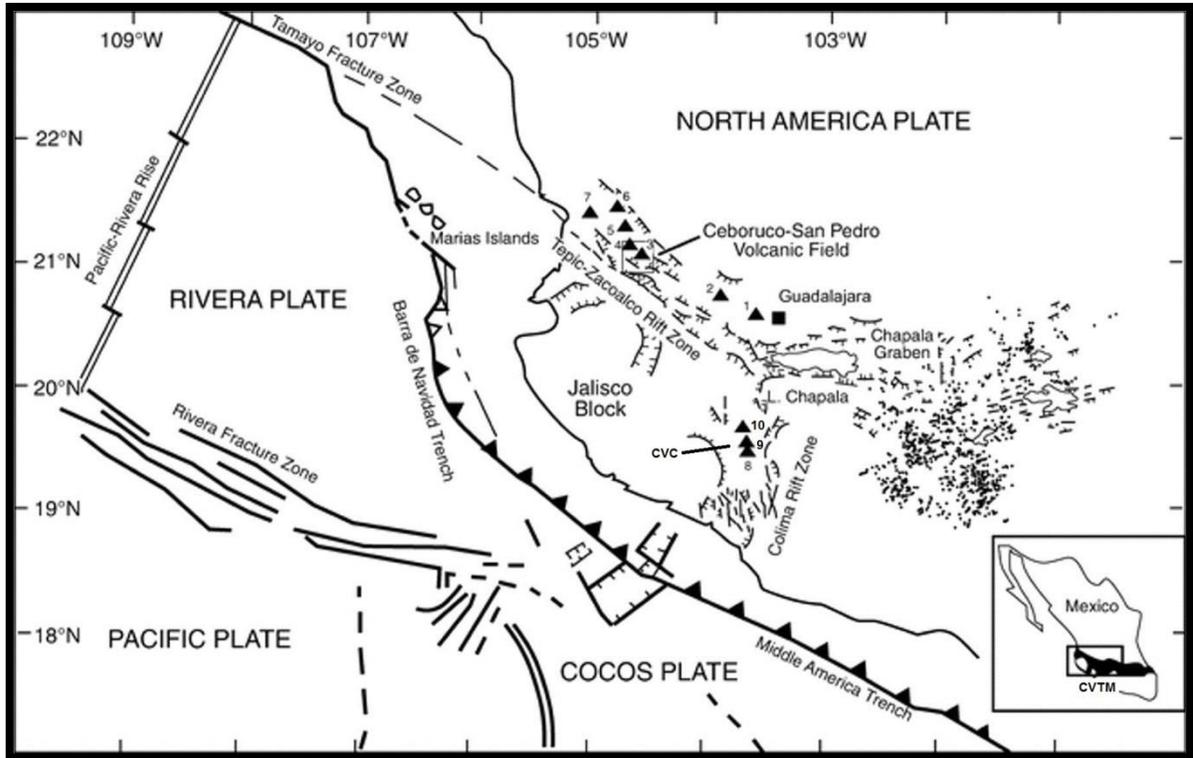


Figura 2. Esquema del sector occidental del CVTM. Las estructuras volcánicas son: 1) Caldera de la Primavera, 2) Tequila, 3 - 4) Ceboruco - San Pedro, 5) Tepetitlic, 6) Sangangüey, 7) San Juan. CVC = Complejo Volcánico de Colima: 8) Volcán de Colima, 9) Nevado de Colima, 10) Cántaro. Líneas continuas = Sistemas de fracturas. (Modificada de Frey et. al., 2004).

1.1. OBJETIVO.

El presente trabajo tiene como objetivo general proponer modelos geomagnéticos que infieran la geología y estructura de la parte interna del Graben Norte de Colima a partir de datos aeromagnéticos. La zona ha sido investigada mediante un levantamiento gravimétrico por Allan (1985) (Polígono rojo, Figura 4) presentando un modelo gravimétrico de un sector del GNC. Este trabajo expande la zona de investigación cubriendo un área mayor mediante el análisis de mapas magnéticos y seis perfiles trazados a lo largo la estructura, los cuales permiten la construcción y propuesta de modelos geomagnéticos basados en los eventos y materiales geológicos de la región, así como de las propiedades magnéticas de las rocas.

CAPÍTULO 2

ANTECEDENTES

2.1. MARCO GEOLÓGICO.

2.1.1. Geología regional.

A lo largo de su extensión, el GNC presenta en su superficie capas de rocas clásticas, diminutos lagos y algunos centros volcánicos de volúmenes pequeños. En el extremo sur del GNC, una serie de conos de ceniza más jóvenes han hecho erupción formando capas clásticas que rodean el volcán Nevado de Colima y al volcán El Cántaro. Muchos de estos conos tienen cráteres bien conservados y pueden ser de solo unas decenas de miles de años de antigüedad (*Luhr y Carmichael, 1980*). Se ha identificado fallamiento normal desde el Punto Triple de Guadalajara en ambos flancos del graben hasta el CVC. Díaz y Mooser (*1972*) sugirieron que este fallamiento inició durante el Plioceno-Tardío.

Desde el Plioceno el GNC sirvió como una zona de erupción de lavas alcalinas, las cuales fueron arrojadas por conos de ceniza del Pleistoceno-Tardío. Estas lavas afloran en toda la zona del graben y están asociadas con lavas calci-alcalinas en el campo. Los centros volcánicos, conos de lava o ceniza, que erupcionaron esas lavas alcalinas son pequeños, menores a 1 km² y fueron emplazándose a lo largo de fracturas con dirección N-S delimitando el graben (*Allan y Carmichael, 1984; Macías et. al., 1993*). Las edades de las lavas alcalinas datadas por K-Ar tienen un rango de 4.6–0.6 Ma, mientras que las lavas calci-alcalinas datadas de igual manera, por K-Ar, arrojan edades de 10–1 Ma (*Allan y Luhr, 1982*). Las lavas alcalinas incluyen basaltos, pero lo que predomina son los lamprófidos. La mayoría de los lamprófidos y andesitas ricas en potasio en los muros del graben, representan magmas que parecen haber sufrido una evolución importante desde su generación, los cuales incluyen el fraccionamiento, la contaminación cortical y la posible mezcla de magmas (*Allan y Carmichael, 1984*). Luhr et. al., (*1989*) propusieron que el magmatismo calci-alcalino estaría relacionado con la subducción de la placa de Cocos y Rivera debajo de la placa

de Norteamérica, mientras que los procesos de rifting serían los responsables del magmatismo alcalino contemporáneo.

Las rocas que afloran en mayor cantidad en el GNC, son del Mioceno-Holoceno. Estas rocas intercaladas en discordancia se superponen a brechas volcánicas, conglomerados, areniscas, lutitas, calizas y una granodiorita de 69 Ma (*Allan, 1986*). En cuanto a formaciones volcánicas, estas incluyen los grandes estratovolcanes (Cántaro, Nevado de Colima y Colima), domos, conos de lava y ceniza, los cuales se concentran en los flancos del GNC. La andesita compone a los estratovolcanes, la mayoría de los conos de lava y algunos conos de ceniza. Los flujos de lava que más afloran en el graben son andesitas que pueden extenderse por varios kilómetros de longitud. Dacitas forman domos de edad del Pleistoceno al SE del poblado de Sayula, teniendo hasta 2 km de diámetro y alcanzando 300 m de altura.

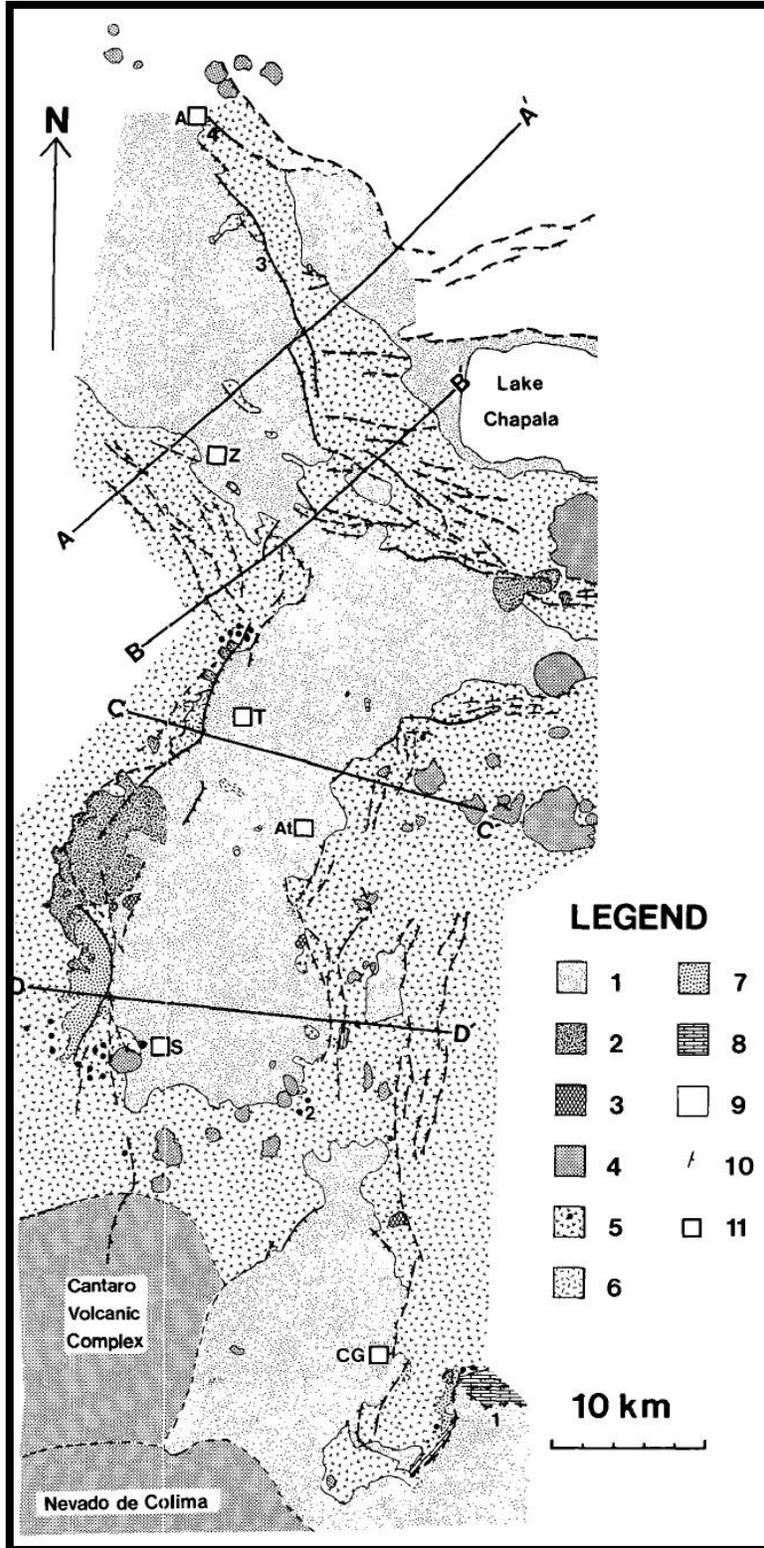


Figura 3. Mapa geológico del Graben Norte de Colima y graben de Zacoalco.

- 1 = Sedimentos lacustres del Cuaternario.
- 2 = Depósitos de deslizamientos, flujos de escombros, depósitos de avalancha.
- 3 = Conos de lava y ceniza alcalinos del Cuaternario.
- 4 = Conos de lava y ceniza del Cuaternario, domos, volcanes compuestos de composición andesítica, dacítica y basáltica.
- 5 = Flujos de andesitas, lamprófidos, ceniza dacítica, andesitas ricas en K, traquibasaltos. Ubicación de afloramientos de lava alcalina conocidos se representan por puntos.
- 6 = Hornblenda, biotita y granodiorita de 69 Ma.
- 7 = Sedimentos clásticos, predominantemente volcanoclasticos, metamorfoseados a facies de prehnita-pumpellita.
- 8 = Calizas.
- (7 y 8 tienen edades del Jurásico Tardío - Terciario Temprano).
- 9 = Áreas no mapeadas.
- 10 = Fallas normales.
- 11 = Ciudades o pueblos.

- A = Acatlán
- Z = Zacoalco
- T = Techaluta
- At = Atoyac
- S = Sayula
- CG = Ciudad Guzmán

(Tomada de Allan, 1986).

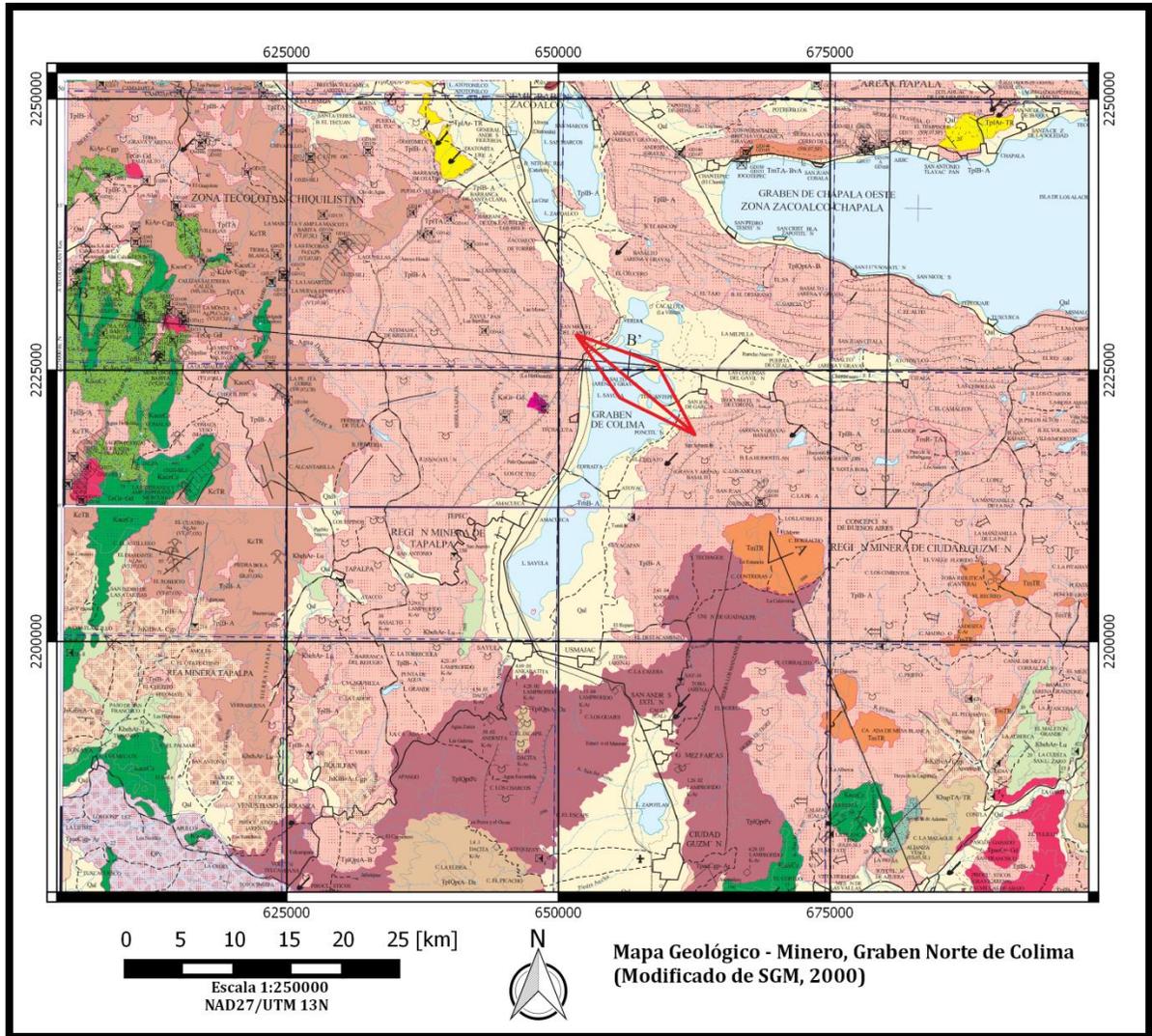


Figura 4. Mapa geológico del Graben Norte de Colima. El polígono rojo representa las trayectorias del levantamiento gravimétrico realizado por Allan (1985). (Modificado de las cartas geológico-mineras de Guadalajara y Colima, 2000).

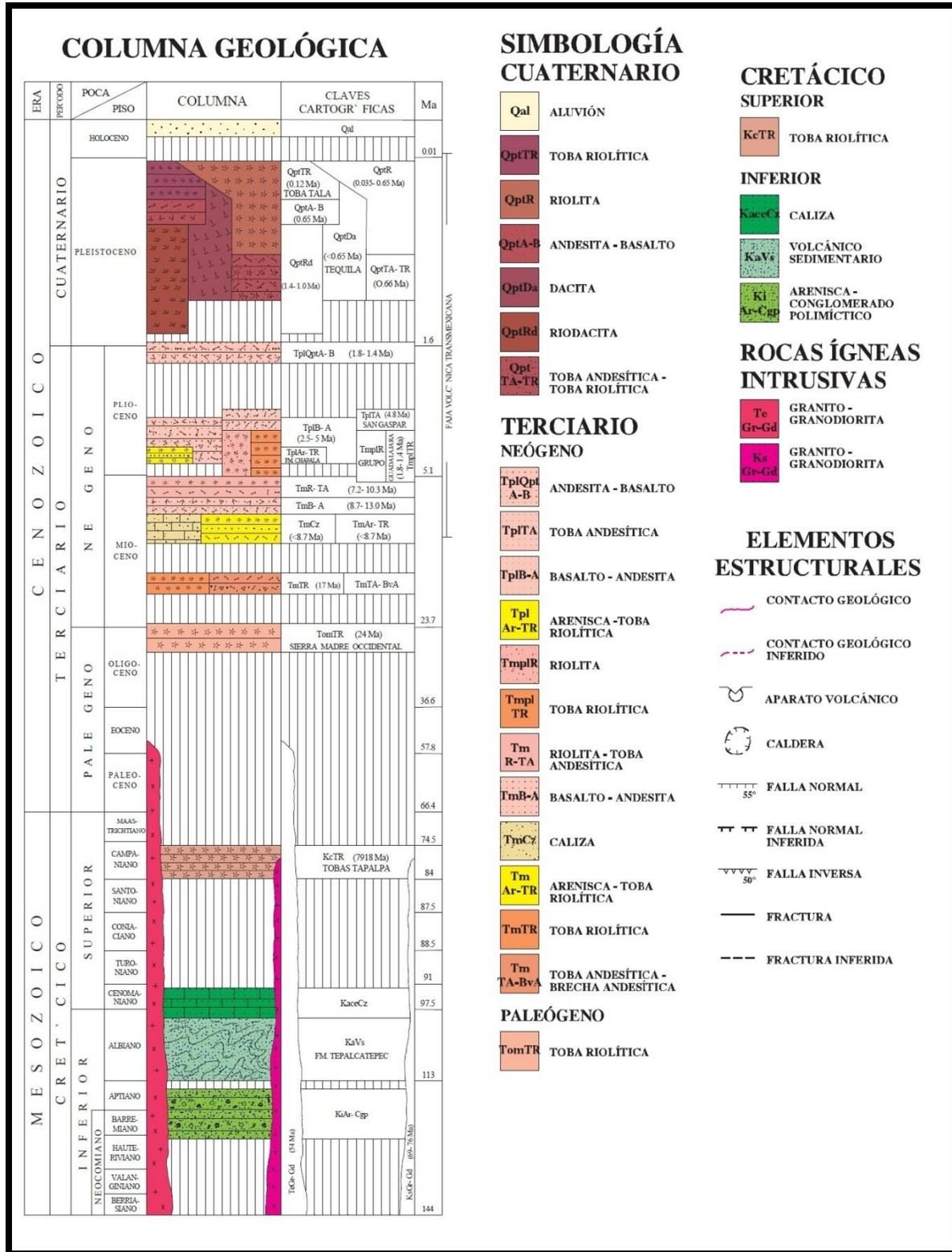


Figura 5. Columna estratigráfica. (Modificada de carta geológico-minera de Guadalajara, 2000).

2.1.2. Volcanismo en el rift de Colima.

Resultados mostrados por Allan (1986) de muestras de rocas del GNC datadas por K-Ar, proponen que el volcanismo calci-alcalino del Cenozoico Tardío probablemente comenzó hace 10 Ma. La evidencia de que el volcanismo generalizado comenzó al final del Mioceno y principios del Plioceno, es que las lavas hicieron erupción directamente sobre la granodiorita. El registro de volcanismo calci-alcalino en el GNC y graben Tepic-Zacoalco ha sido continuo desde hace 6 Ma, la mayor parte del volcanismo calci-alcalino del Pleistoceno en el GNC se concentra al sur de Sayula. Ahí, grandes centros volcánicos se han desarrollado cronológicamente en un patrón N-S, comenzando con la erupción de varios domos dacíticos y el volcán Cántaro (Consultar: Datos K-Ar en Tabla 2 y localización de las muestras en Figura 5, Allan, 1986), y continuando con la formación del Nevado de Colima en el Pleistoceno Tardío y el recientemente activo volcán de Colima (Allan y Luhr, 1982).

En cuanto a la parte estructural, el Graben Norte de Colima consiste de una cuenca bien definida, delimitada por un sistema de fallas normales con dirección NNE [Figura 3] orientadas hacia la parte interna, flanqueando las altas mesetas a ambos lados del graben. El suelo del graben está compuesto por sedimentos lacustres y diminutos lagos. El relieve de la parte Oeste tiene una altura mayor comparada con la parte Este, haciendo esta disparidad mucho más notoria en dirección hacia el Norte. La edad del fallamiento normal más temprano en el GNC se considera desconocida debido a que no hay horizontes que puedan ser rastreados a través de la estructura del graben, por lo que no se tienen estimaciones directas del fallamiento (Allan, 1986). Para estimar la profundidad del fallamiento, una investigación gravimétrica (Allan, 1985) se llevó a cabo en el GNC, justo al norte del poblado de Techaluta. Con el modelado de dos cuerpos tridimensionales, los datos indican que la profundidad de los sedimentos que rellenan el GNC es de al menos 1 km (Allan, 1985, 1986).

Los productos volcánicos que contiene el graben de Colima, típicamente se encuentran en dos ambientes tectónicos, extensional (Rifting) y compresional (Subducción). Aunque las lavas alcalinas son encontradas ocasionalmente en arcos volcánicos, la mayoría de las lavas alcalinas son asociadas con rifting de intraplaca

continental. Las lavas alcalinas del rift de Colima son vistas como una manifestación de los procesos de rifting que han originado el GNC. El enriquecimiento del manto que produjo estas lavas podría haber sido resultado de hibridación (mezcla de magmas) o alteración metasomática (alteración química por hidrotermales y otros fluidos) a partir de silicatos líquidos u otros fluidos derivados de la subducción de las placas, debido a la migración de material profundo a través del límite de subducción entre las placas de Rivera y Cocos, o de un evento anterior. Datos isotópicos preliminares de Nd y Sr (*DePaolo y Carmichael, 1980*), sugieren que la posibilidad de un evento anterior es poco probable. Se sugiere que la alteración de la corteza asociada con rifting, ha permitido a estos pequeños volúmenes de magma alcalino subir a la superficie, por lo que la aparición de volcanismo alcalino en el Mioceno Tardío - Principios del Plioceno, es consistente con la extensión regional (rifting en el CVTM) en ese momento (*Allan, 1986*).

2.1.3. Origen del rift de Colima.

La relación del rift de Colima con los límites de las placas se considera controversial. Stoiber y Carr (*1974*) y Carr et. al., (*1974*) propusieron que el área del rift de Colima representa un límite de segmentación del CVTM que probablemente está relacionado a diferentes geometrías de subducción en cada lado del rift. Nixon (*1982*) señaló que cerca del rift de Colima la velocidad de subducción de la placa de Cocos es de 6 cm/año, mientras que en la placa de Rivera es de solo 2 cm/año. El cree que la lenta tasa de subducción produce una falla transcurrente entre Rivera y Cocos, lo que resulta en la extensión de la corteza formando el rift de Colima. Sin embargo, Álvarez y Yutsis (*2015*) encuentran que en caso de existir esta falla transcurrente, sería de corta longitud.

Álvarez y Yutsis (*2015*), mediante un estudio gravimétrico en el rift de Colima Sur, tanto en la parte continental como costa afuera en la zona de los cañones submarinos, proponen que las placas de Rivera y Cocos subducen bajo la placa de Norteamérica a ángulos diferentes (Cocos 32° - Rivera 55°) después de llegar al

mismo nivel de la Trinchera Mesoamericana (TMA) [Figura 6]. El límite de transición entre las placas de Rivera y Cocos está marcado por un gradiente topográfico en la placa en subducción. Estos autores proponen que existe un fenómeno de transpresión (TP) desde la TMA hasta la costa. Este fenómeno sugiere un empuje de la placa de Cocos sobre la placa de Rivera, debido a las diferentes velocidades con que estas subducen, posteriormente y debido a los ángulos diferentes que cada una presenta a profundidad, se observa una separación entre ellas, por donde se podría inducir un flujo de material proveniente del manto superior, creando así un flujo toroidal. Este flujo toroidal estaría creando una zona transtensional (TT) en la región del Graben Norte de Colima, lo que favorecería su formación (Álvarez y Yutsis, 2015; Corbo-Camargo et. al., 2013).

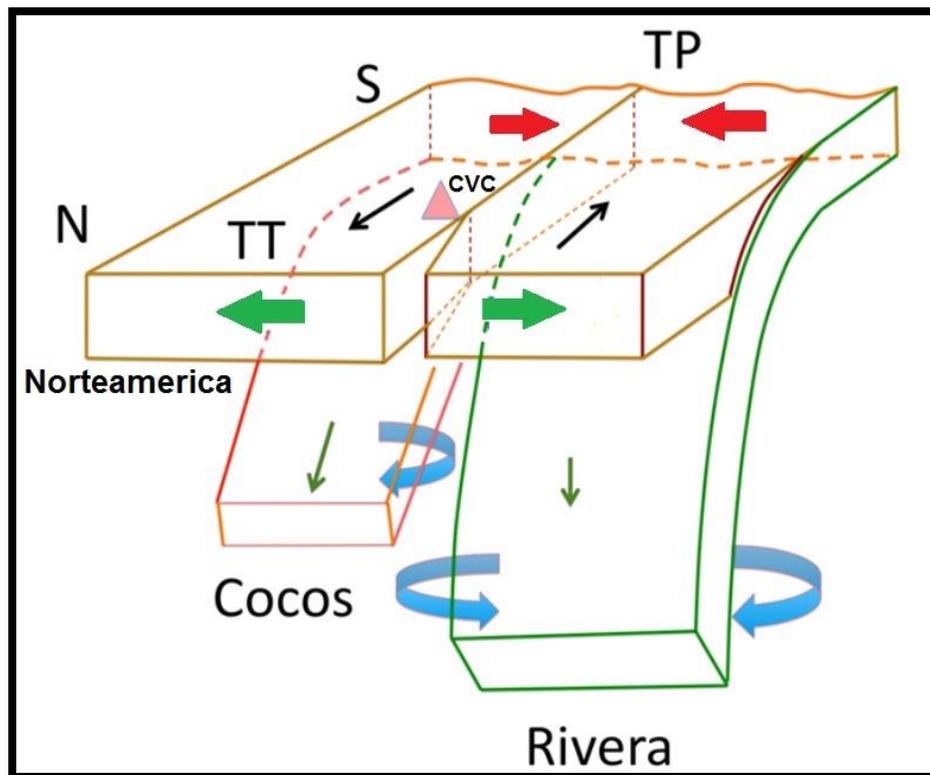


Figura 6. Modelo tectónico propuesto para el límite entre las placas de Cocos y Rivera. La Trinchera Mesoamericana se ubica al Sur en donde las placas Rivera y Cocos convergen provocando Transpresión (TP) (flechas rojas). Al Norte las placas Norteamérica y Cocos comienzan a separarse en profundidad debido a sus trayectorias divergentes induciendo un régimen Transtensional (TT) (flechas verdes). A lo largo del límite entre las placas Cocos y Rivera hay un movimiento sinistral resultante de la diferencia de velocidad de subducción (flechas negras). Las flechas azules indican los flujos toroidales propuestos. CVC = Complejo Volcánico de Colima. (Modificada de Álvarez y Yutsis, 2015).

La cartografía indica que los tres sistemas de graben (Gaben Norte de Colima, Graben Tepic-Zacoalco y Graben de Chapala) están estructuralmente relacionados entre sí. Se cree que estas estructuras representan el inicio de dislocación del sector SW de México fuera de la parte continental (Luhr et. al., 1985), similar a la dislocación de Baja California de la parte continental de México hace 10–12 Ma (Hausback, 1984; Karing y Jensky, 1972; Larson et. al., 1968; Álvarez, 2013).

Luhr et. al., (1985) señalan que el extremo norte de la Dorsal del Pacífico Oriental (DPO) ha sufrido una serie de saltos hacia el Este durante los pasados 11 Ma, hasta la región del rift de Colima, siendo documentada por Mammerickx y Klitgord (1982), y Lynn y Lewis (1976) [Figura 7]. El extremo norte de la DPO en las inmediaciones de la transformante de Rivera ha sido observada por Mammerickx (1984) para obtener la geometría de un rift en propagación (Hey, 1977). El rift de Colima podría representar el último de esos saltos que implica la DPO. Si el salto llegara a completarse, la expansión se habrá desplazado desde la DPO entre la zona de fractura de Rivera y Tamayo hacia el Este en el rift de Colima. En la dirección NW, el graben de Tepic-Zacoalco se desarrollarían como una falla transformante lateral derecha; el graben de Chapala quedaría como un aulacógeno (cuenca formada en el interior de una placa tectónica cuando se produce un proceso de apertura, rifting) y el bloque estructural Tepic-Colima se adheriría a la placa del Pacífico (Allan, 1986).

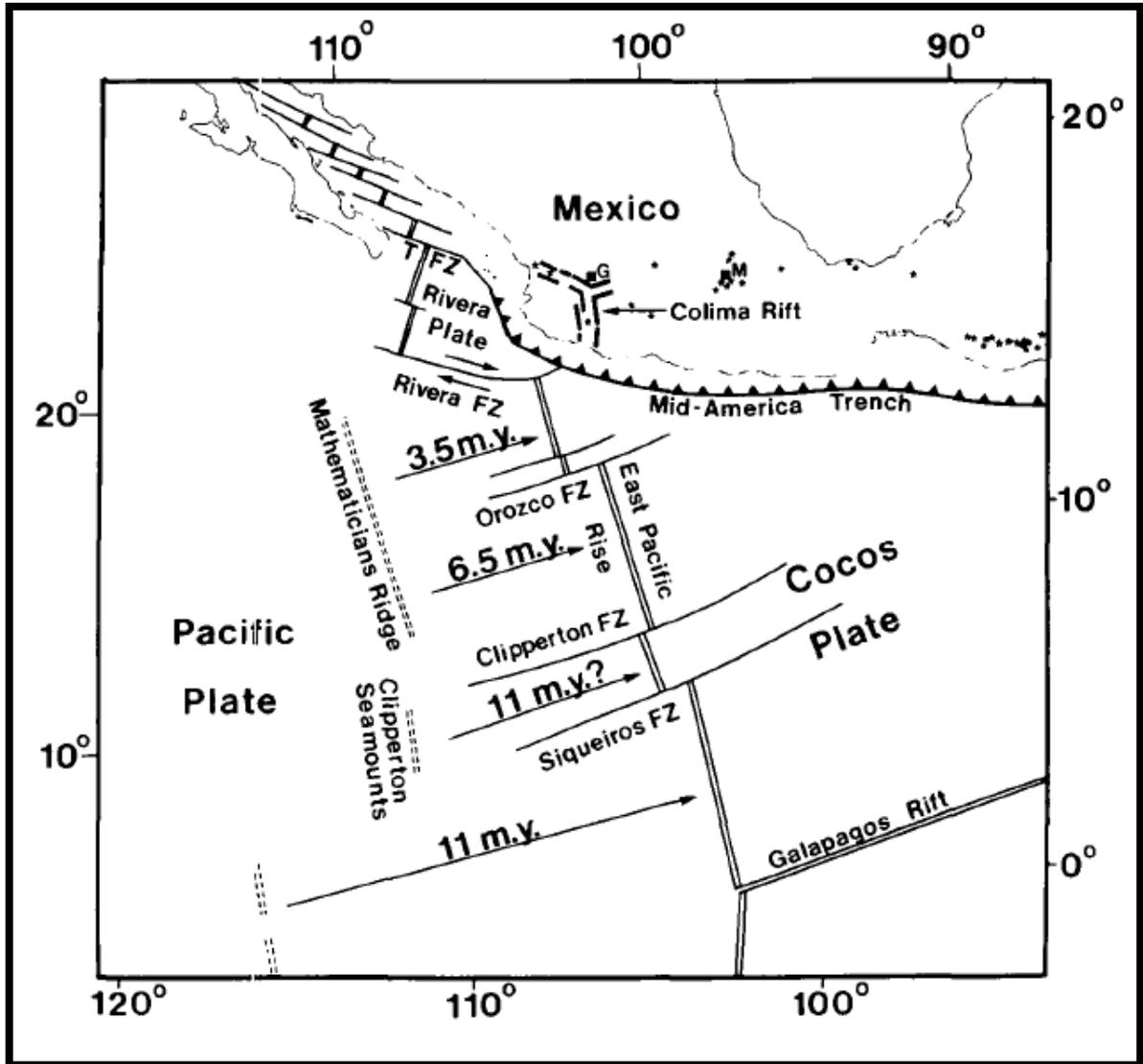


Figura 7. Mapa que muestra los límites de las placas de la región y la propagación hacia el Norte de los saltos de la Dorsal del Pacífico Oriental. (Datos de los saltos de cresta de Mammerickx y Klitgord, 1982). (Tomada de Allan, 1986).

2.1.4. Tectónica.

Luhr et. al., (1985) sugirieron la posibilidad de que un segmento de la DPO delimitada por las zonas de fractura de Rivera y Tamayo, se encuentra en un proceso de saltos hacia el Este hasta la zona donde se encuentra el rift de Colima [Figura 7]. Si este proceso se completara, la subducción en ese límite cesaría, el graben de Colima se desarrollaría como una dorsal en expansión, el graben Tepic-Zacoalco se convertiría en una falla transformante lateral derecha y el graben de Chapala se convertiría en un aulacógeno (Luhr y Carmichael, 1981). De tal manera que este bloque de corteza (Bloque de Jalisco) sería transferido a la placa del Pacífico junto con la placa de Rivera, y luego comenzaría su tránsito hacia el NW a lo largo del margen del Pacífico. Este episodio de rifting activo podría servir como modelo del nacimiento de algunos límites de microplacas y para la separación de Baja California de la parte continental de México durante el Mioceno (Larson et. al., 1968).

Bandy et. al., (1995), consideran que el rift de Colima presenta dos direcciones distintas; una tendencia N-S en el GNC y en lo que ellos denominan Graben Central de Colima (GCC), el cual a su consideración contiene al Complejo Volcánico de Colima; y una tendencia NE-SW en el graben de Colima Sur (GCS). El límite oriental del GCC consiste de un aumento gradual en las sierras del Este, compuestas principalmente por afloramientos de granitos y granodioritas Cretácicas con afloramientos más pequeños de rocas metamórficas. Estas sierras contienen un grupo de aguas termales (Torres Rodríguez et. al., 1993) y algunos focos de terremotos someros (Pardo y Suárez, 1995). El GCS está delineado por una planicie aluvial al sur, y por tres cañones submarinos con orientación NE-SW.

Datos de un estudio gravimétrico (Bandy et. al., 1995) muestran características de estructuras orientadas con dirección NE-SW por debajo de los sedimentos terrestres, una de las cuales se continúa con el Cañón de Armería mar adentro [Cañón central, Figura 8].

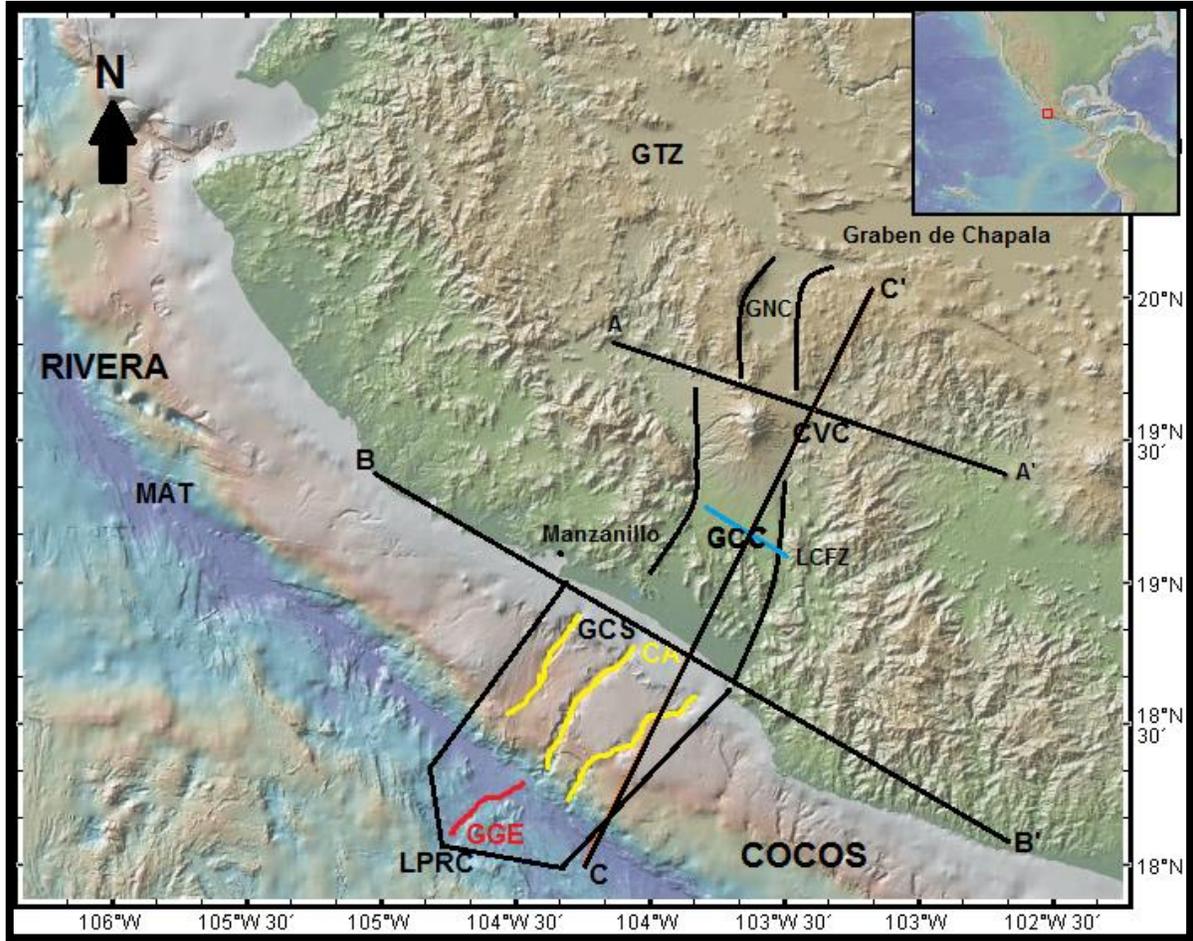


Figura 8. GNC = Graben Norte de Colima, GCC = Graben Central de Colima, GCS = Graben de Colima Sur, GGE = El Gordo Graben, MAT = Trinchera Mesoamericana, CA = Cañón de Armería, CVC = Complejo Volcánico de Colima, GTZ = Graben Tepic-Zacoalco, LPRC = Límite de las Placas Rivera-Cocos, LCFZ = Zona de Falla La Cumbre. Perfil A-A' = Levantamiento gravimétrico de Bandy et al. 1993, Perfil B-B' = Perfil gravimétrico para modelo estructural de Bandy et al. 1995, Perfil C-C' = Perfil para la localización de epicentros por RESCO [Figura 10]. (Modificado de Bandy et. al., 1993 y 1995).

Hacia la Trinchera Mesoamericana (TMA) y a continuación del GCS, se ubica el Graben El Gordo con una dirección NE-SW que a sugerencia de Bandy (1992) puede representar la parte oriental del Límite de las Placas Rivera-Cocos (LPRC). Este rasgo contiene una cordillera volcánica central que exhibe gran flujo de calor superficial que se continúa con el Cañón de Armería (Khutorskoy et. al., 1994).

Así mismo, la anomalía gravimétrica de Bouguer obtenida del perfil A-A' [Figura 8] a través del GCC está conformada por dos mínimos diferenciados (-140 y -90 mGal) y de los cuales Bandy, et. al., (1995) hacen algunas observaciones:

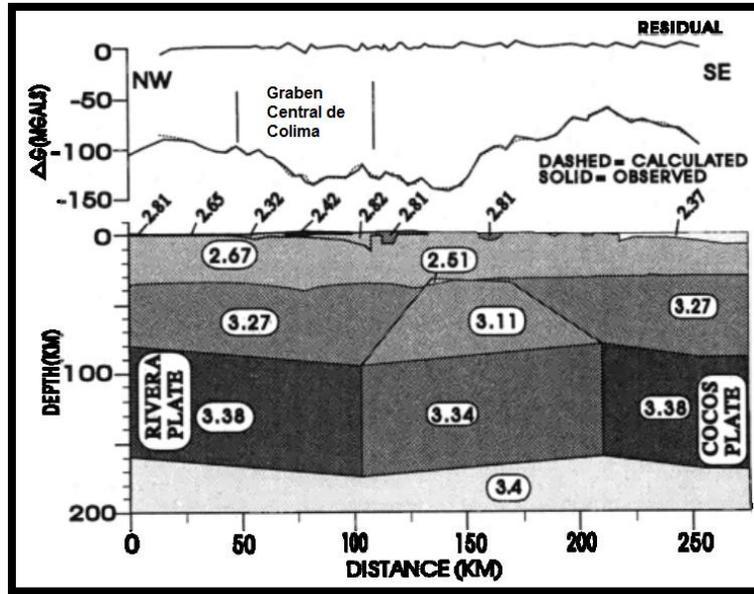


Figura 9. Modelo geológico propuesto derivado del modelado de la anomalía de Bouguer (Perfil A-A'). Densidades en g/cm^3 . La anomalía residual se muestra en la parte superior. (Modificado de Bandy et. al., 1995).

1. El Graben Central de Colima no se ubica en el centro de la anomalía, en lugar de eso, se ubica en el flanco NW de la anomalía [Figura 9].
2. El flanco SE de la anomalía se encuentra a lo largo de la proyección del GCS y el Graben El Gordo.

Material de baja densidad dentro del rift de Colima podría dar cuenta del bajo gravimétrico para alguna o toda la parte Oeste de la anomalía. Sin embargo, la parte Este de la anomalía no podría explicarse por material de baja densidad, ya que en esa zona se presentan los granitos y granodioritas, por lo tanto propone una zona de baja densidad debajo de las Sierras graníticas. Bandy et. al., (1995) construyeron modelos que ubican la zona de baja densidad entre el manto superior y la placa en subducción.

Singh et. al., (1985) determinaron a partir de la zona de ruptura del terremoto de 1932 en Jalisco, que la Trincher Mesoamericana al NW de Manzanillo es una frontera para las placas de Rivera y Norteamérica, por lo que el Límite de las Placas Rivera-Cocos (LPRC) debería ubicarse al SE de Manzanillo. De acuerdo con esto, Bandy (1992) propuso que limite de las placas Rivera-Cocos es una propagación del rift de Colima al SW, con una orientación NE-SW y que el graben El Gordo marca ese

punto de propagación; y que si bien el LPRC se encuentra directamente debajo del GCS, el límite se ubica al Este del GNC. De acuerdo con esta propuesta, Pardo y Suárez (1995) determinaron que la zona de Wadati-Benioff sufre un cambio brusco de inmersión al Este del Graben Norte de Colima, cerca de la proyección al NE del sector del graben de Colima Sur y el graben El Gordo [Perfil C-C', Figura 8].

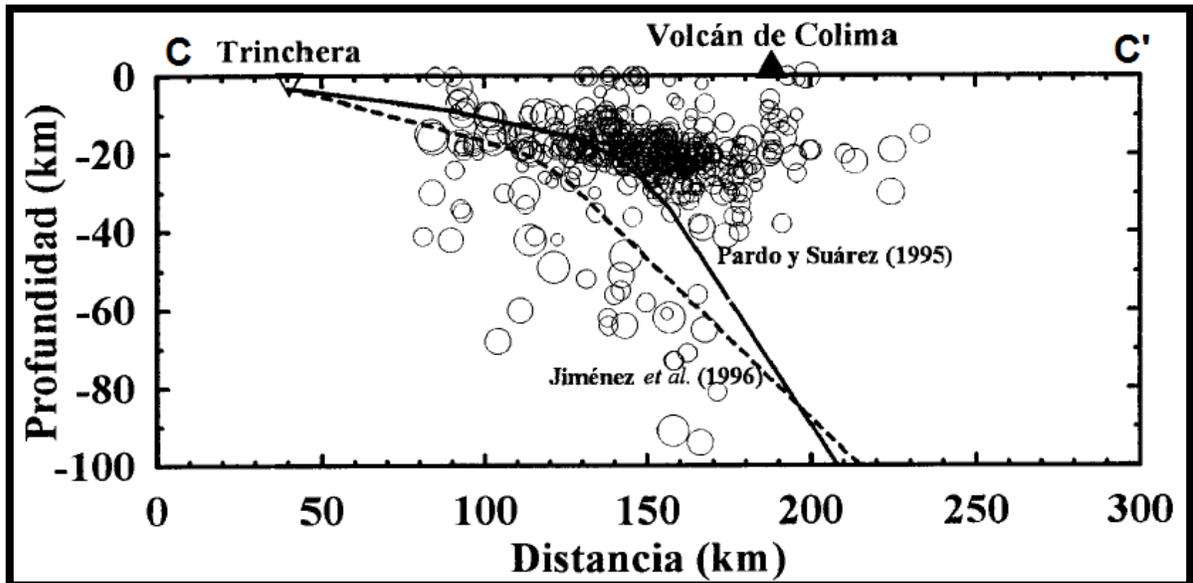


Figura 10. Epicentros localizados en el estado de Colima durante 1990 por la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima (RESCO), la ubicación del Perfil C-C' se muestra en la Figura 8. (Modificada de Garduño-Monroy et. al., 1998).

Aunque la formación del GCS está relacionado directamente con la divergencia a lo largo del LPRC, debido al acoplamiento entre la subducción y las placas principales, una relación directa entre el graben de Colima Central, el GNC y la subducción del límite de las placas Rivera-Cocos no es muy clara (Bandy et. al., 1995).

Sin embargo, el manto de baja densidad que yace bajo las sierras graníticas, el conjunto de fuentes termales y los terremotos poco profundos, en y alrededor de las sierras adyacentes al graben de Colima Central, tienen un parecido con el modelo de cizallamiento normal de extensión de la corteza de Wernicke (Wernicke, 1985).

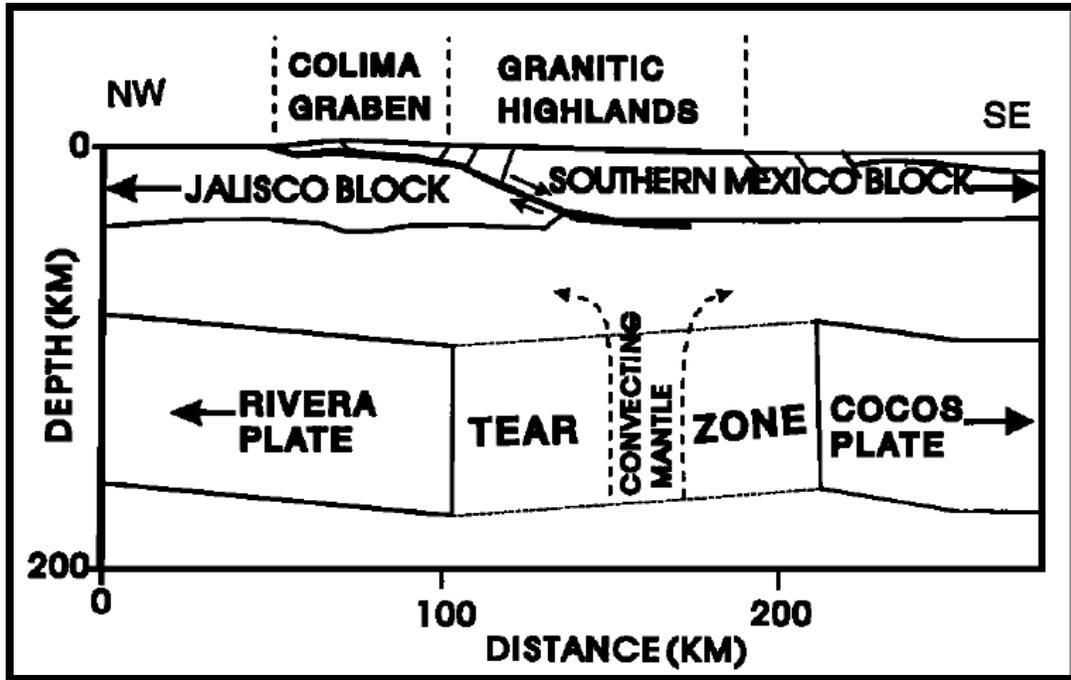


Figura 11. Modelo de cizallamiento normal de extensión de la corteza de Wernicke (1985).
(Tomado de Bandy et.al., 1995).

En el modelo de Wernicke, el levantamiento de la corteza se debe a la convección térmica del manto superior, o al ajuste isostático por adelgazamiento de la corteza. El levantamiento expone unidades metamórficas asociadas con desprendimientos por fallas. Estas exposiciones de rocas metamórficas presentes en las sierras graníticas exhiben asociaciones minerales típicas de metamorfismo de contacto. Si tanto el modelo de Wernicke y el área del estudio gravimétrico son compatibles, entonces se podría estar presentando la primera etapa de rifting (Bandy et. al., 1995). Por lo tanto, la convección térmica parece ser el mecanismo que probablemente produce la elevación y la actividad tectónica en y alrededor de las sierras graníticas.

De acuerdo con algunos datos, el tipo de movimiento entre las placas de Rivera y Cocos es de tipo divergente horizontal en conjunto con movimiento vertical diferencial, por lo que esta divergencia apoya la idea de la convección térmica que eleva, adelgaza y extiende la corteza. Esta extensión de la corteza puede apoyarse por un movimiento al NW del Bloque de Jalisco (BJ) o un movimiento al SE del Bloque de

Michoacán, o ambos. Toda esta configuración parece relacionar directamente el límite de subducción de las placas Rivera-Cocos con la formación del GCS más que con el graben de Colima Central y Norte (Bandy et. al., 1995).

Rosas-Elguera et. al., (1996) vinculan estudios de campo estructurales con los trabajos previamente mencionados, redefiniendo la estructura de los límites del Bloque de Jalisco (BJ). La mayor parte del BJ está compuesto por el batolito de Puerto Vallarta, que está emplazado desde el Cretácico Superior (100–75 Ma; Schaaf et. al., 1995). Edades obtenidas a partir de un modelo de Nd, sugieren que el batolito de Puerto Vallarta puede estar sustentado por un basamento más antiguo. La forma del BJ puede delinearse a través del mapa aeromagnético el cual presenta un gradiente muy marcado en sus límites (Rosas-Elguera et. al., 1996).

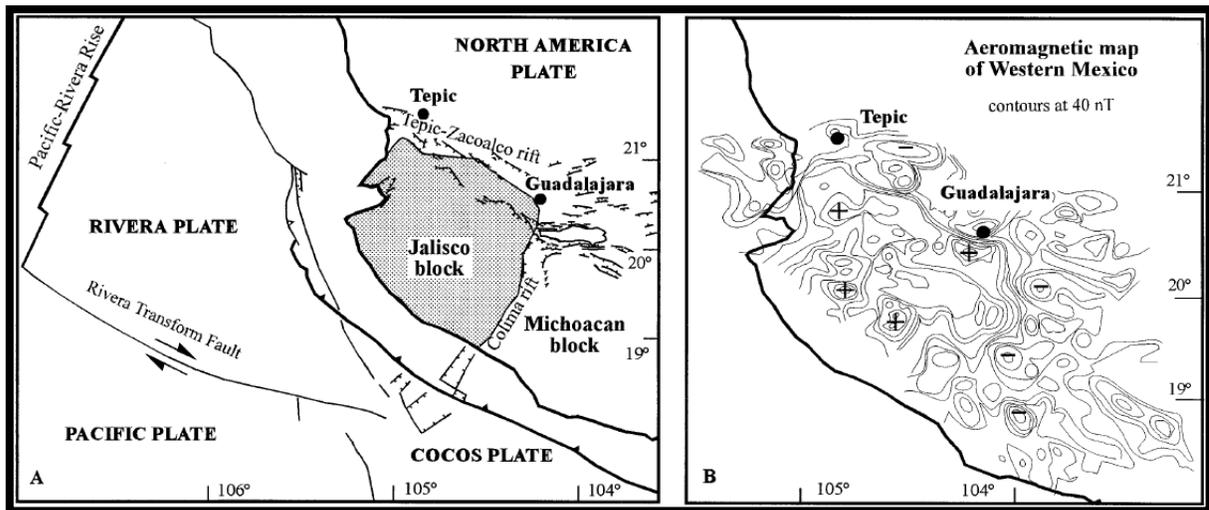


Figura 12. Geodinámica del occidente de México. Coincidencia entre los límites del BJ aproximados y gradientes marcados en el mapa aeromagnético de la región. (Tomada de Rosas-Elguera et. al., 1996).

Se presenta a continuación el mapa aeromagnético del BJ obtenido de la base de datos del mapa magnético de Norteamérica, para hacer una comparativa con el mapa de Rosas-Elguera et. al., (1996). Observando ambos mapas, coincidimos en que el gradiente que mencionan Rosas-Elguera et. al., (1996) es muy notable y presenta un rango de intensidad geomagnética de -290 a -150 nT. Las anomalías negativas que reporta en su mapa [Figura 12] resultó un tanto complicado asociarlas en la misma

ubicación, en tanto que las anomalías positivas si presentan una similitud en la localización.

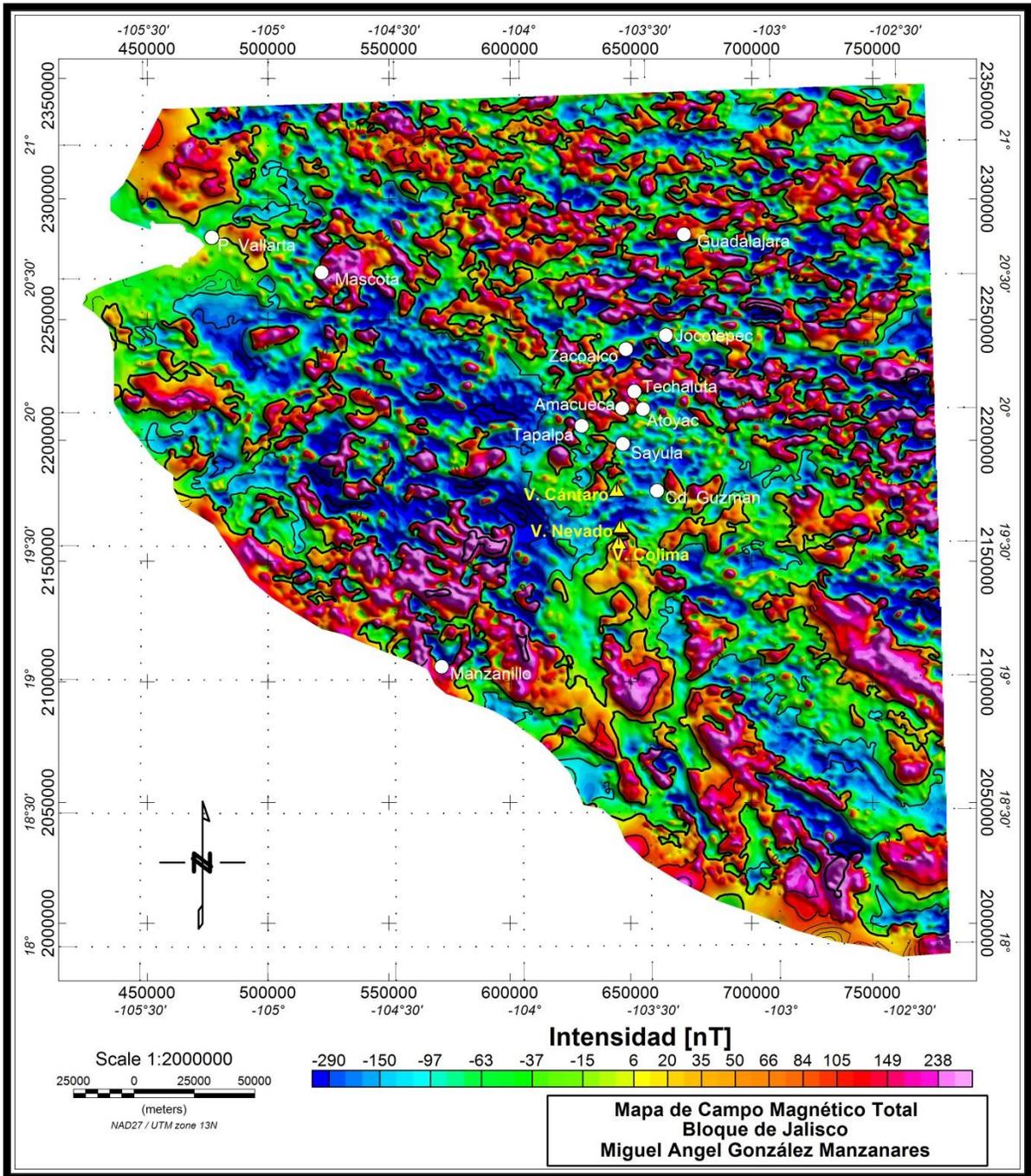


Figura 13. Mapa de campo magnético total del Bloque de Jalisco.

Un conjunto de rocas del batolito de Puerto Vallarta están expuestas entre 1000–2500 m de altura, indicando una elevación considerable desde su emplazamiento, principalmente en el Paleógeno. Con base en edades traza de fisión en apatita, Calmus et. al., (1995) establecieron que el batolito estaba a menos de 1 km de profundidad durante el Eoceno, sugiriendo que los límites del BJ se desarrollaron por primera vez como consecuencia de la elevación del batolito de Puerto Vallarta en el Paleoceno.

Hacia mediados y finales del Mioceno, el límite Norte del BJ fue reactivado por una tectónica de cizalla relacionada con la apertura del Golfo de California (Ferrari, 1995) que posteriormente fue reemplazándose desde finales del Mioceno por la formación del rift Tepic-Zacoalco. En tanto que el rift de Colima ha sido considerado como la frontera Este del BJ, iniciando su extensión a principios del Plioceno simultáneamente con el emplazamiento de rocas volcánicas alcalinas (Allan, 1986).

La neotectónica del límite Este es controlada por la reactivación parcial de estructuras de basamento por fragmentación de una extensión regional. Bandy et. al., (1995) proponen que la subducción del límite de las placas Rivera-Cocos es una zona relativamente amplia, con una tendencia al NE, y que pasa aproximadamente bajo el volcán de Colima. El paralelismo entre las placas de Rivera y Cocos subducidas, y el límite oriental neotectónico del BJ, sugieren una relación directa entre las fuerzas de las placas tectónicas y deformación continental, apoyando los resultados de Bandy et. al., (1995) en que el movimiento diferencial y la subducción oblicua de las placas Rivera-Cocos podrían ser responsables de la extensión en el límite Este del BJ, descartando la idea de la reubicación de la Dorsal del Pacífico Oriental bajo la parte continental en el occidente de México.

Sin embargo, la frontera entre las placas de Rivera y Cocos ha sido un problema abierto durante más de treinta años. Su localización no había podido determinarse con precisión, llegando al extremo de considerarla una frontera difusa (DeMets y Wilson, 1997; Álvarez y Yutsis, 2015). Recientemente Álvarez y Yutsis (2015) propusieron un límite definido para esta frontera, en la parte entre la TMA y el CVC, el cual es discutido en el apartado **2.1.3** Origen del rift de Colima.

2.2. ESTUDIOS GEOFISÍCOS EN EL RIFT DE COLIMA.

Atendiendo principalmente a los métodos potenciales (gravimetría y magnetometría), mencionare los estudios que se han realizado en el rift de Colima, los cuales han servido para mostrar las características estructurales que se presentan en esta región del CVTM.

2.2.1. Estudios gravimétricos.

El rift de Colima es considerado como una zona de gran complejidad tectónica y las teorías sobre su posible formación se mencionaron anteriormente. En cuanto a estudios geofísicos se refiere, el rift de Colima cuenta con algunos, tanto en la parte del graben de Colima Sur como en la región del CVC.

La sección norte del rift ubicada al norte del Complejo Volcánico de Colima y considerada como el Graben Norte de Colima, es limitada hasta la zona del Punto Triple de Guadalajara, donde se intersecta con el graben Tepic-Zacoalco y graben de Chapala. Este sector (siendo el objetivo de estudio de este trabajo) cuenta solo con un estudio gravimétrico realizado por Allan (1985), el cual presenta una anomalía de Bouguer negativa asociada con los sedimentos que rellenan el graben y que es relativa a las planicies en cada lado del graben. Para estimar la profundidad aproximada de estos sedimentos, se construyeron dos cuerpos tridimensionales basándose en el método de Talwani y Ewing (1960). Los resultados arrojados muestran que la profundidad de los sedimentos es de al menos 900 m, y tanto los contornos de la anomalía de Bouguer como los contornos de profundidad obtenidos, reflejan la intersección de un sistema de fallas entre el graben de Colima y Chapala (Allan, 1985). A partir de esos resultados, se realizó un modelo estructural que representa la anomalía de Bouguer obtenida de la zona [Figura 14].

En 1986, el mismo autor presenta una sección geológica próxima a la zona en donde realizó su estudio gravimétrico [Perfil C-C', Figura 3]. En ambas secciones geológicas, se distingue un sistema de fallas normales que afecta el límite del Graben Norte de Colima.

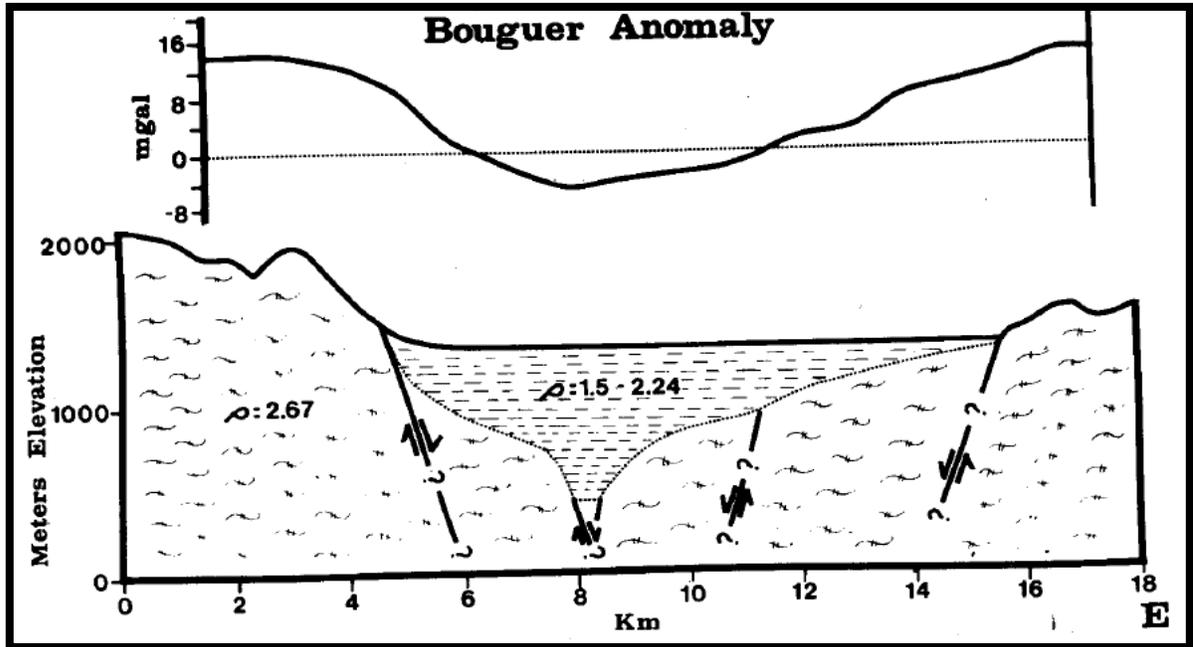


Figura 14. Anomalía gravimétrica de Bouguer registrada en el estudio de Allan (1985) y sección estructural construida en respuesta a la anomalía. (Tomada de Allan, 1985).

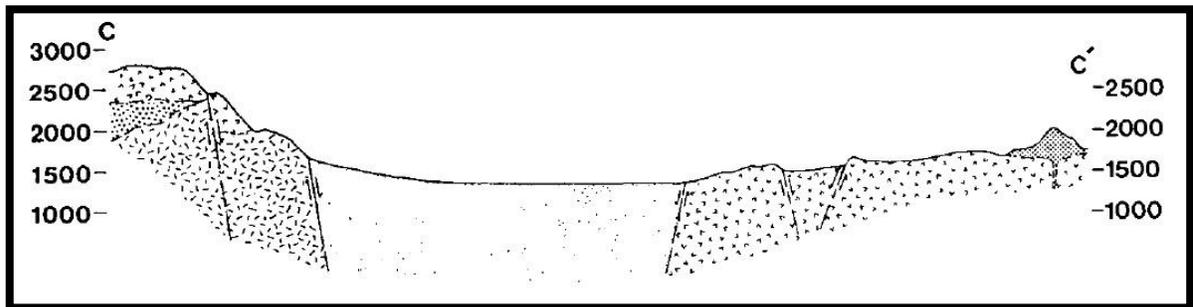


Figura 15. Sección geológica del perfil C-C' de la Figura 3. (Tomada de Allan, 1986).

Hacia la parte sur del CVC se encuentra el otro sector del rift, el GCS, en donde se han realizado otros estudios para observar si el fallamiento normal que reportó Demant (1981) se extiende hasta la Costa Sur de Colima, casi 200 km de distancia desde la zona del Punto Triple. De la misma manera Burgois et. al., (1988) identificaron un sistema de fallas frente a la Costa Sur del BJ.

Serpa et. al., (1992) realizaron una investigación geofísica con datos gravimétricos y magnéticos al sur de la Ciudad de Colima para determinar si la

extensión tectónica se debe a los saltos de algunos segmentos de la DPO, cerca de la región del rift de Colima.

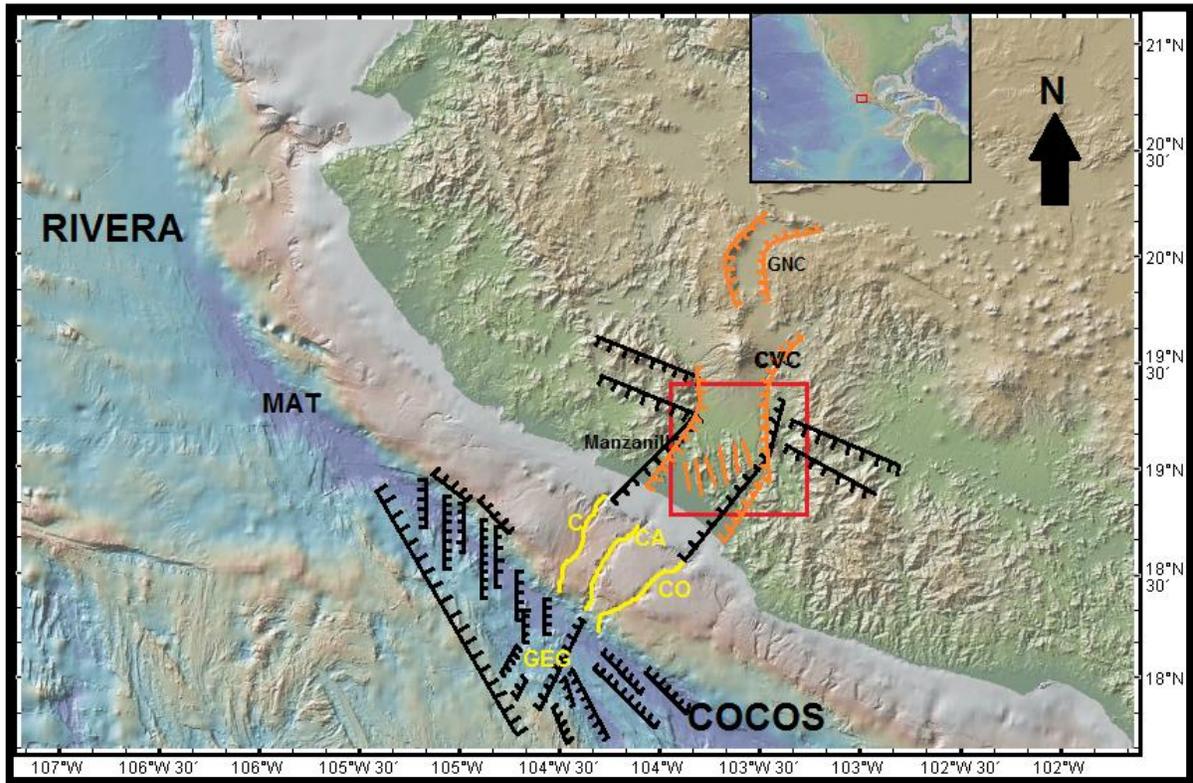


Figura 16. Mapa de localización donde se muestra en el recuadro rojo la zona de estudio de Serpa et al., (1992), El sistema de fallas que reportó Bourgeois et al., 1988 en líneas negras, El sistema de fallas y fracturas en color naranja que reportó Demant (1981); GNC = Graben Norte de Colima, CVC = Complejo Volcánico de Colima, MAT = Trinchera Mesoamericana, C = Cañón Cuyutlán, CA = Cañón de Armería, CO = Cañón de Coahuayana, GEG = Graben El Gordo.

Los datos de la anomalía de Bouguer Simple muestran un gradiente de inmersión al NE con un relieve de 135 mGal, que es considerado como una característica típica de datos gravimétricos de márgenes continentales convergentes, atribuyéndose a un aumento en el espesor de la corteza de la región de la costa hacia el interior del continente [Figura 17] (Serpa et al., 1992).

A consideración personal y de acuerdo con la escala que presenta la Figura 17, ésta tiene un escalamiento de 3.02 mGal aproximadamente, por lo que el gradiente absoluto sería de 126.7 mGal, 8.3 mGal menos con respecto a los 135 mGal que reportan Serpa et al., (1992), (comunicado personal González-Manzanares, 2015).

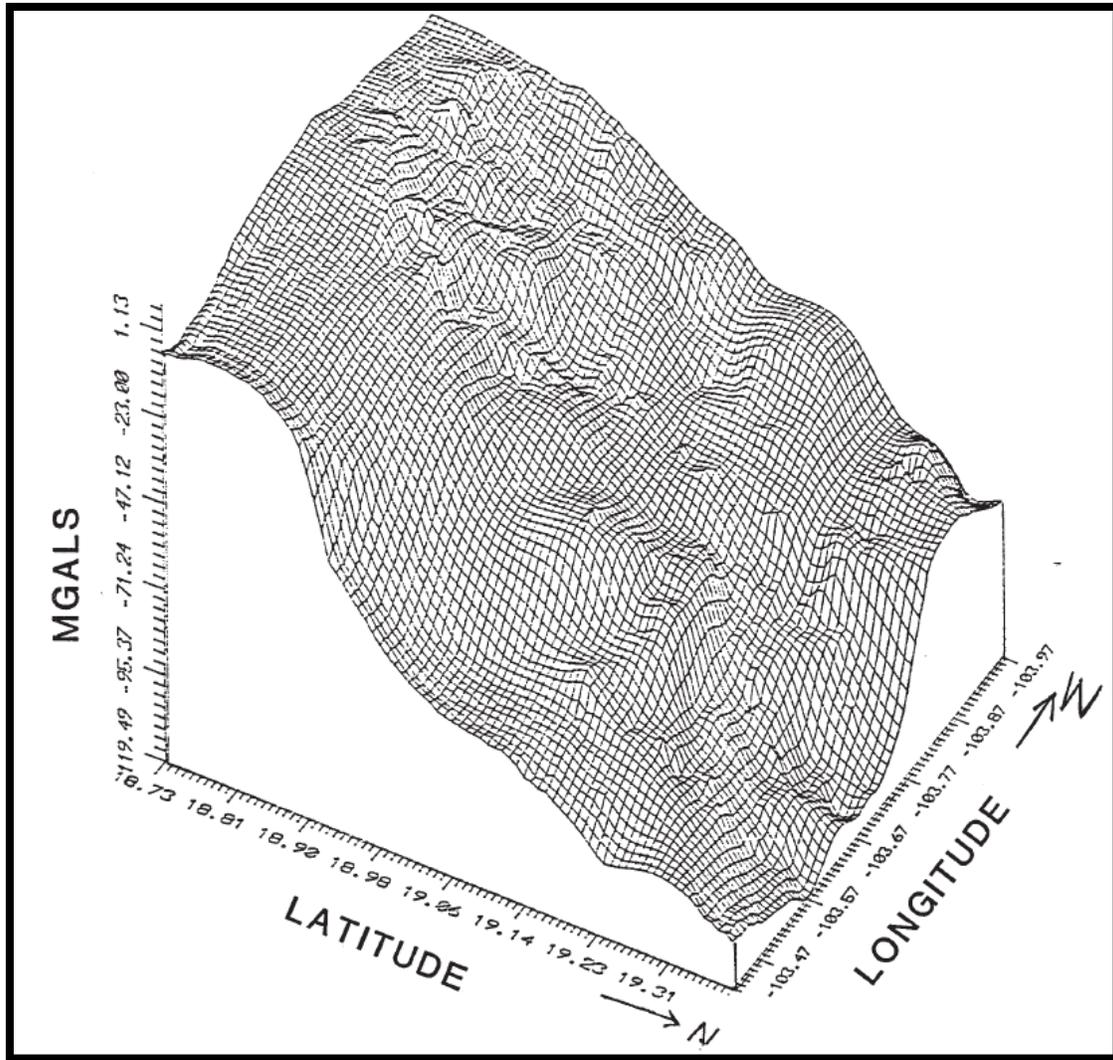


Figura 17. Diagrama de la anomalía de Bouguer Simple que muestran la tendencia del regional al NE. (Tomada de Serpa et. al., 1992).

En el mapa gravimétrico residual se presentan algunos bajos gravimétricos en la parte N y SW de la ciudad de Colima, y varios altos gravimétricos al NW y E. Estas regiones anómalas están separadas por gradientes gravimétricos muy marcados al sur de la ciudad de Colima, asimilando a una cabalgadura [Figura 20].

El bajo gravimétrico al Norte de la ciudad de Colima corresponde espacialmente con los depósitos de avalancha de las erupciones del volcán de Colima hace aproximadamente 4000 años (Luhr et. al., 1985), por lo que se puede atribuir a sedimentos de baja densidad dentro de una cuenca al sur del volcán de Colima (Serpa et. al, 1992), aunque también puede considerarse una tendencia a un mínimo asociado

al CVC. El modelado de la anomalía gravimétrica sugiere que la cuenca es de aproximadamente 1.5 km de profundidad en su parte occidental, haciéndose somera hacia la parte oriental, y puede ser interpretada como un semigraben limitado al oeste y al sur por fallas normales. Así mismo los datos magnéticos sugieren que los sedimentos no tienen susceptibilidad magnética alta y la principal fuente del alto magnético se infiere a un material por debajo de estos, ya sea por rocas intrusivas relacionadas con el batolito de Puerto Vallarta o a la actividad volcánica más reciente en la región [Figura 21]. Con estos resultados Serpa et. al., (1992) define que la cuenca debe haber existido antes de la erupción explosiva del volcán de Colima hace 4000 años, ya que limita los depósitos de avalancha de esa erupción.

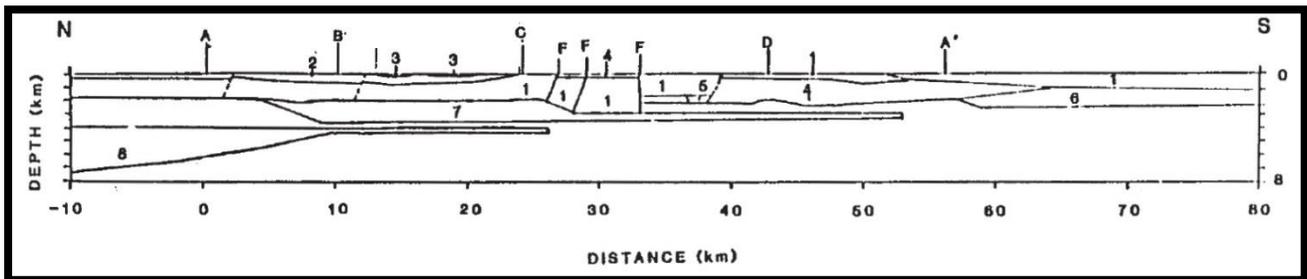


Figura 18. Perfil A-A'. Modelo estructural preliminar indicado en la Figura 20. B = Ubicación del perfil B-B', C = Ubicación del perfil C-C', F = Indica la posición de las fallas mapeadas. Los números indican los parámetros de los materiales utilizados para el modelado (Ver Tabla 1 de Serpa et. al., 1992). (Tomada de Serpa et. al., 1992).

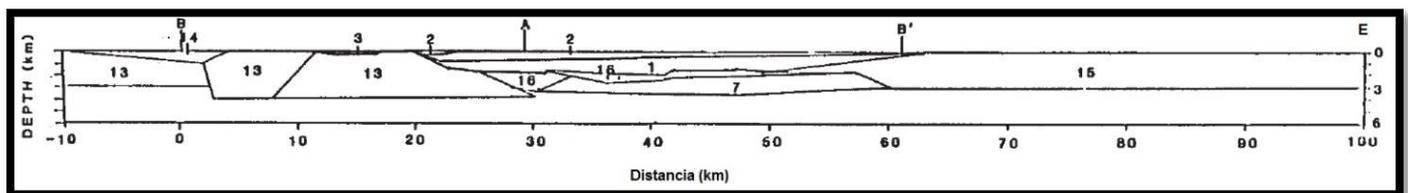


Figura 19. Perfil B-B'. Modelo estructural preliminar indicado en la Figura 20. A = Ubicación del perfil A-A', F = Indica la posición de las fallas mapeadas. Los números indican los parámetros de los materiales utilizados para el modelado (Ver Tabla 1 de Serpa et. al., 1992). (Tomada de Serpa et. al., 1992).

Por lo tanto, se considera que la extensión tectónica al sur del volcán de Colima es casi nula y los rasgos estructurales previamente interpretados como estructuras extensionales son rasgos erosionales relacionados con antiguas deformaciones producidas por la sedimentación del volcán de Colima (Serpa et. al., 1992).

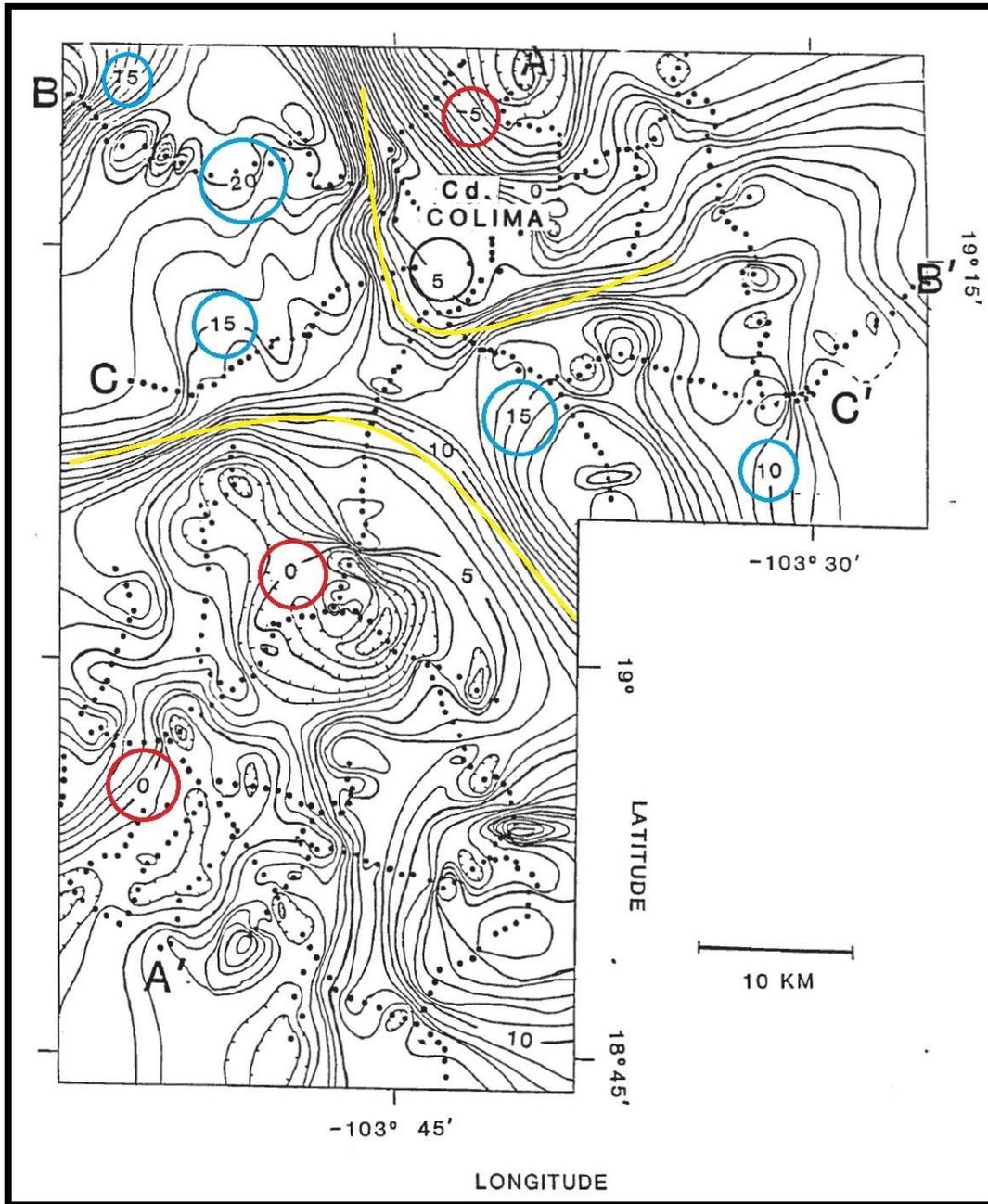


Figura 20. Mapa gravimétrico residual. Los puntos representan las estaciones del estudio. Intervalo de Contornos = 1 mGal. Círculos rojos: Mínimos gravimétricos, Círculos azules: Altos gravimétricos, Líneas amarillas: Cabalgadura. (Modificado de Serpa et. al., 1992).

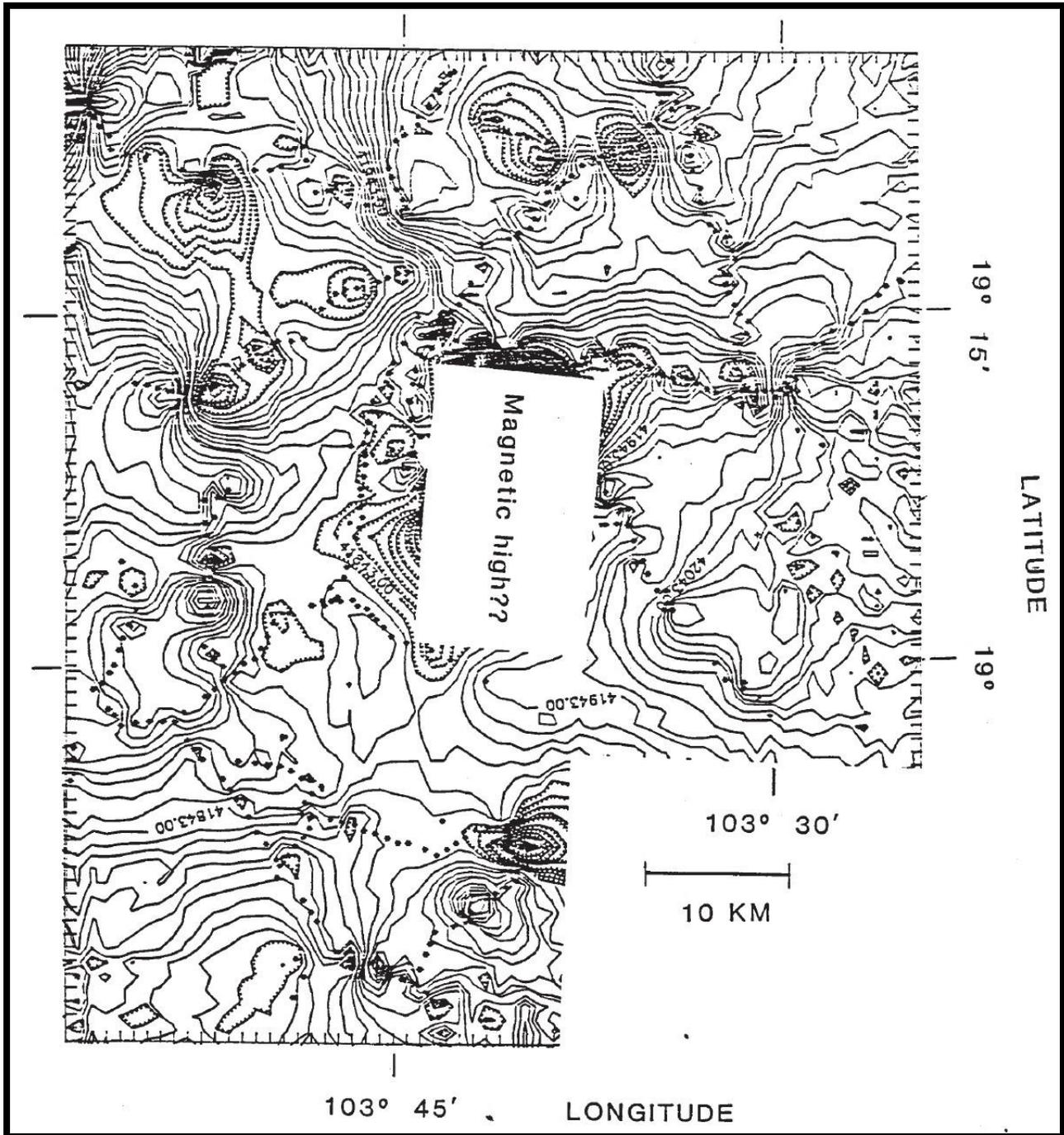


Figura 21. Mapa de campo magnético total. Los puntos representan las estaciones. Intervalos de contornos = 10 Gammas. (Tomada de Serpa et. al., 1992).

Hacia la región de las Costas y un tanto mar adentro en el sector sur del graben de Colima, Bandy et. al., (1993) dieron a conocer los resultados de su estudio gravimétrico en donde los objetivos fueron obtener la geometría del graben, la orientación de las principales estructuras, el espesor del sedimento en el graben y la estructura de la corteza profunda.

En su estudio, proponen que el rift de Colima es diferente estructuralmente hablando tanto en el norte como en el sur, y la parte en donde ambos sectores modifican sus direcciones es una zona denominada falla La Cumbre, ubicada al sur de la Ciudad de Colima. Estos autores proponen que el Graben de Colima Sur se extiende desde la zona de falla La Cumbre [línea azul, Figura 8] hasta la TMA, con dirección al SW. En la parte continental, el GCS se propone como una amplia zona de 50 a 65 km, caracterizado por una amplia llanura aluvial (Allan, 1986). Mar adentro, el graben podría corresponder a una gran depresión que contiene varios cañones submarinos.

Álvarez y Yutsis (2015) proponen que el GCS no se ha desarrollado debido al empuje de la placa de Cocos sobre la placa de Rivera, provocando en esa zona un régimen compresivo (Transpresivo), mientras que en el GNC el régimen se considera Transtensivo pudiendo generar dicho graben (2.1.3. Origen del Rift de Colima). Así mismo los resultados del estudio de Serpa et. al., (1992) consideran que la extensión tectónica al sur del volcán de Colima es casi nula y que en realidad lo que se presenta en la zona son rasgos erosiónales producidos por la sedimentación del volcán de Colima.

Los resultados del estudio gravimétrico de Bandy et. al., (1993) mediante un modelo 2D, sugiere que el GCS a lo largo de la Costa del Pacífico es de al menos 100 km de ancho y está formado por dos grabenes mayores con dirección NE-SW, los cuales son separados por un alto angosto que probablemente se formó por la inyección de magma a lo largo de una fractura pre-existente (Bandy et. al., 1993). El graben del NW tiene unos 35 km de ancho, contiene alrededor de 8 km de espesor de sedimentos y presenta valores máximos de adelgazamiento cortical, mientras que el graben al SE tiene 60 km de ancho y contiene 6 km de sedimentos.

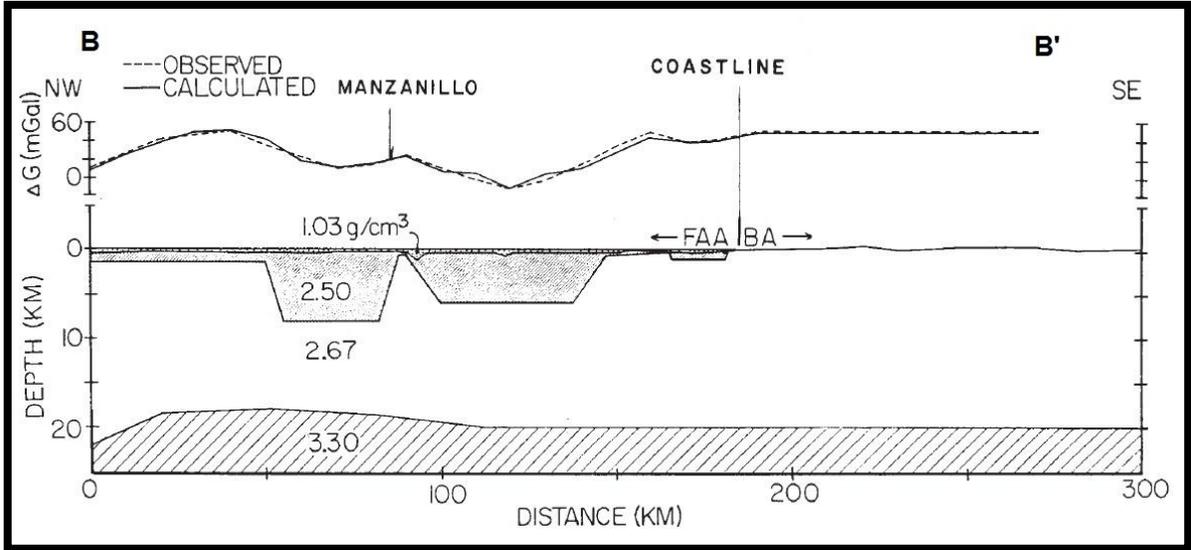


Figura 22. Modelo gravimétrico 2D a lo largo de la costa. Su ubicación se muestra en la Figura 8 mediante el Perfil B-B'. (Modificada de Bandy et. al., 1993).

Posteriormente Medina et. al., (1996) presentaron información adicional de un estudio gravimétrico que incluye el área comprendida por los trabajos de Bandy et. al., (1993) y Serpa et. al., (1992), y una extensión hacia el norte de la ciudad de Colima, abarcando la zona de los volcanes Nevado de Colima, Colima y algunos conos de ceniza ubicados al norte del volcán de Colima con dirección NW-SE. Al norte de los volcanes Nevado y Colima se encuentra una estructura erosionada, el estratovolcán El Cántaro. Estos tres volcanes con tendencia N-S son considerados evidencia de migración volcánica hacia el Sur (Luhr, 1993).

Datos gravimétricos obtenidos por parte de PEMEX (De la Fuente et. al., 1995) y reducidos a anomalía de Bouguer Completa, muestran el mismo gradiente hacia el NE que reportaron Serpa et. al., (1992), con la diferencia que estos valores son de 170 mGal. Al norte del paralelo 19° 30' hay una depresión que se hace más profunda hacia el norte, esta es la parte de los volcanes Nevado y Colima, los cuales marcan el final de la estructura. Cualquier sistema de fallas al sur de los volcanes no es evidente por gravimetría debido a los depósitos volcánicos (Medina et. al., 1996).

La anomalía gravimétrica de los volcanes se modeló mediante el método de Talwani et. al., (1959). Se propusieron dos cuerpos de 2 km de ancho y 5 km de longitud con una profundidad de 1.5 km por debajo del nivel del mar, y se considera

que probablemente se deban a la cámara magmática de los volcanes, que a consideración de Demant (1979), los dos volcanes tienen el mismo origen en la corteza. Así mismo, el modelo también sugiere que los depósitos de avalanchas pudieron haber sepultado varias cuencas pequeñas, pudiendo alcanzar hasta 1.5 km debajo del nivel del mar (Medina et. al., 1996).

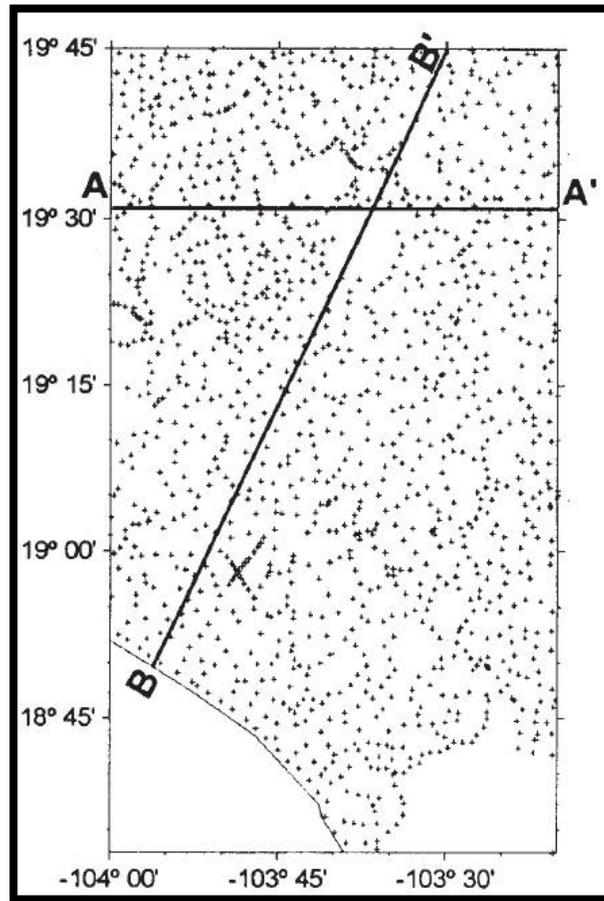


Figura 23. Red de estaciones gravimétricas. (Tomada de Medina et. al., 1996).

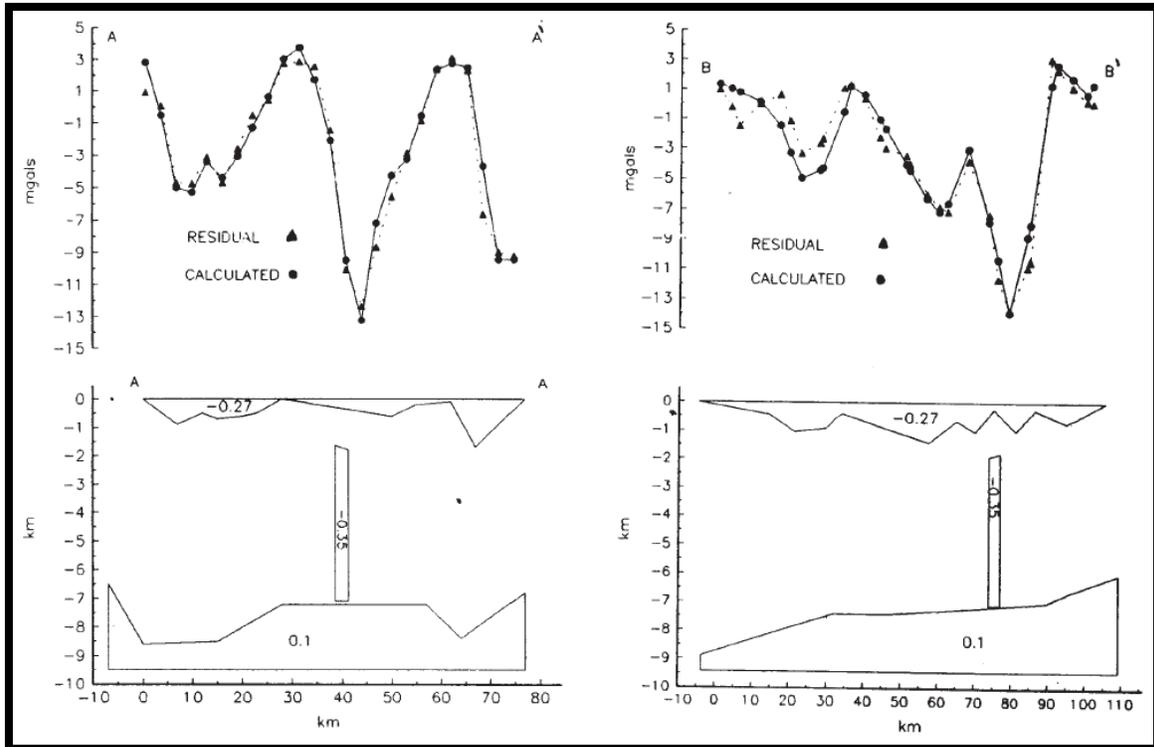


Figura 24. Perfil y modelo gravimétrico A-A'. Los valores de densidad son en gr/cm3. (Tomada de Medina et. al., 1996).

Figura 25. Perfil y modelo gravimétrico B-B'. Los valores de densidad son en gr/cm3. (Tomada de Medina et. al., 1996).

Posteriormente Álvarez y Yutsis (2015), presentaron los resultados de un estudio gravimétrico en la zona sur del graben de Colima, abarcando la parte continental cerca de la costa hasta la región de los cañones submarinos, contemplando la región de los estudios geofísicos de Serpa et. al., (1992) y Bandy et. al., (1993, 1995). El estudio contó con 756 estaciones gravimétricas en la parte continental y 1642 costas afuera. El conjunto de estaciones llevó a la construcción del mapa de anomalía de Bouguer y la consecuente generación del mapa gravimétrico residual. A partir del mapa de anomalía residual, se calcularon modelos gravimétricos de la corteza oceánica en subducción a lo largo de 6 líneas paralelas a la Trinchera Mesoamericana y tres líneas perpendiculares a ella. Las líneas paralelas muestran una distorsión considerable de las placas que atribuyeron a compresión, mientras que las líneas perpendiculares mostraron diferentes ángulos de inmersión a distancias de alrededor de 75 km desde la trinchera. La línea del lado occidental [NE1, Figura 26] muestra un

ángulo de inclinación de 55° a profundidades de 20 a 70 km que corresponde a la placa de Rivera, mientras que el perfil del lado oriental [NE3, Figura 26] muestra un ángulo de 32° a profundidades de 18 a 50 km correspondiente a la placa de Cocos. A partir de los datos del mapa gravimétrico residual, se construyeron nueve modelos que muestran la posible configuración de la superficie cortical, los cuales pueden consultarse en Álvarez y Yutsis (2015).

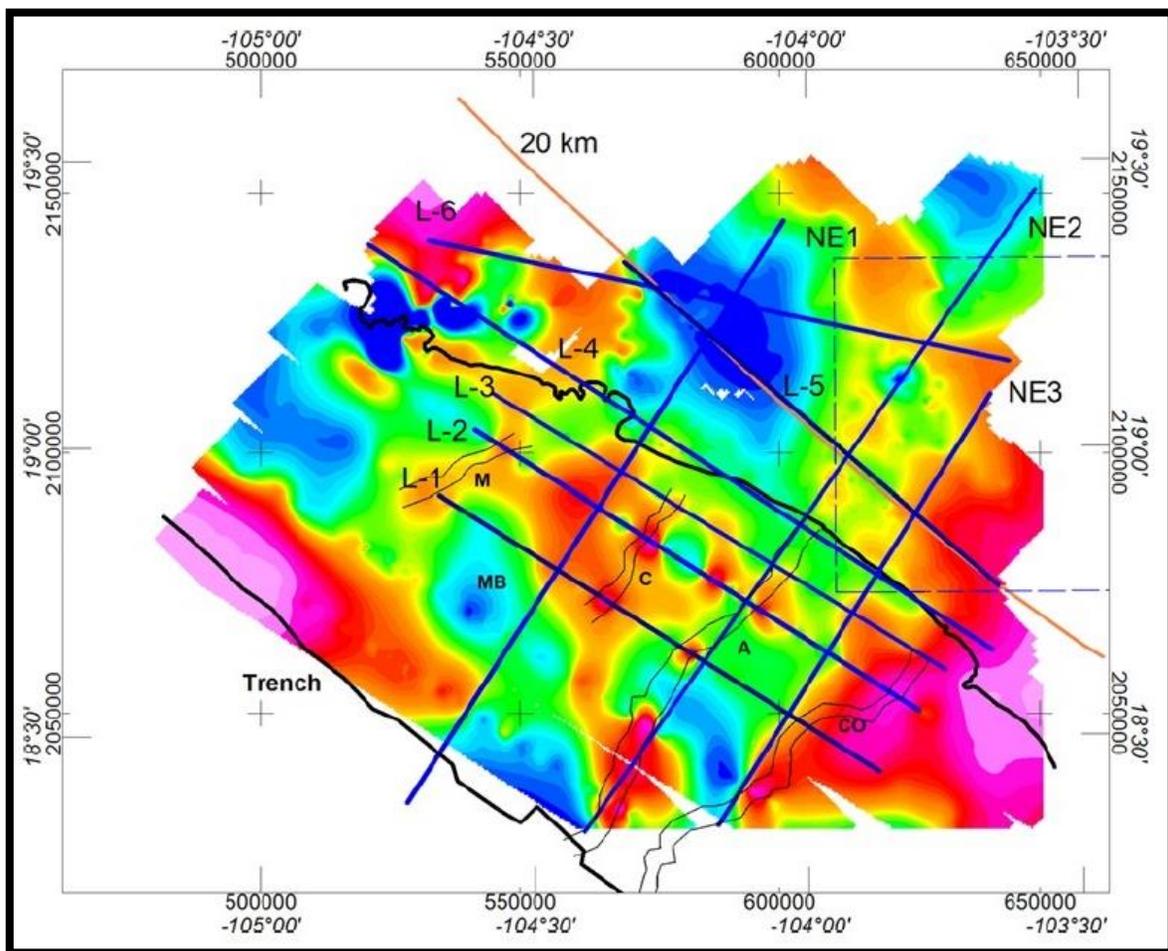


Figura 26. Mapa de anomalía gravimétrica residual.

Perfiles paralelos a la TMA = L-1 a L-6, Perfiles perpendiculares a la TMA = NE1 a NE3, Cañones submarinos = CO (Coahuayana), A (Armería), C (Cuyutlán), M (Manzanillo), MB = Bulge de Manzanillo, Línea naranja = Trazo de estudio de Pardo y Suárez, (1995), M = Manzanillo, Recuadro = Área de estudio de Serpa et. al., (1992). Sistema de Coordenadas (latitud y longitud) y NAD27/UTM zona 13N. (Tomada de Álvarez y Yutsis, 2015).

Con la información de su estudio, se propone un modelo tectónico que da a conocer los fenómenos de Transpresión que implica a las placas de Rivera y Cocos en el rift de Colima Sur desde la TMA hasta la costa, y Transtensión, en el Graben Norte de Colima y que llega a incluir a la zona del Complejo Volcánico de Colima. El modelo de la Figura 6 sugiere una teoría para la formación del GNC, que se mencionó en el apartado 2.1.3. Origen del rift de Colima, y propone un límite “No Difuso” para la frontera entre las placas de Rivera y Cocos.

2.2.2. Estudios magnéticos.

Abordando la otra parte de los métodos potenciales, se presentan los antecedentes de la magnetometría realizada dentro del rift de Colima, considerando un estudio aeromagnético dentro del CVC.

En 2011 se presentaron los resultados de una investigación aeromagnética en el CVC, la cual tuvo por objetivo caracterizar y analizar los patrones de anomalías aeromagnéticas para determinar las relaciones estructurales del volcán de Colima con sus áreas circunvecinas así como localizar posibles estructuras volcánicas (*López-Loera et. al., 2011*).

El levantamiento aeromagnético fue realizado por el Consejo de Recursos Minerales (CRM) actualmente Servicio Geológico Mexicano (SGM) con la finalidad de cubrir la República Mexicana con vuelos aeromagnéticos sistemáticos que permitan investigar las condiciones geológicas y estructurales del subsuelo que permitan seleccionar zonas prospectivas, principalmente para minería (*López-Loera et. al., 2011*).

Analizando la información aeromagnética se definen sectores o dominios aeromagnéticos (DAM) que presentan características de longitud de onda y amplitud similares, es decir, que tienen fuentes generadoras de anomalías que se caracterizan por tener susceptibilidades magnéticas similares. Estos sectores aeromagnéticos pueden estar constituidos por una o varias unidades geológicas o viceversa, varias unidades geológicas pueden constituir un solo dominio aeromagnético. En esta

investigación, el CVC presenta anomalías magnéticas de distintas amplitudes y longitudes de onda, y para el análisis de la información aeromagnética se dividió la zona en 24 DAM. La información de cada DAM puede consultarse en López-Loera et. al., (2011). Los DAM se correlacionan con las diferentes unidades geológicas presentes en el área, algunos de ellos con estructuras volcánicas, avalanchas de escombros volcánicos, intrusivos, rocas volcánicas o volcanosedimentarias y rocas sedimentarias. Se puede observar en el mapa de la Figura 27 que algunos de los límites de las unidades litológicas no coinciden con las fronteras de los DAM, y esto se debe a que el magnetismo no solo registra la geología superficial, sino que también los cuerpos del subsuelo, permitiendo definir las diferencias en las susceptibilidades magnéticas de los dominios aeromagnéticos.

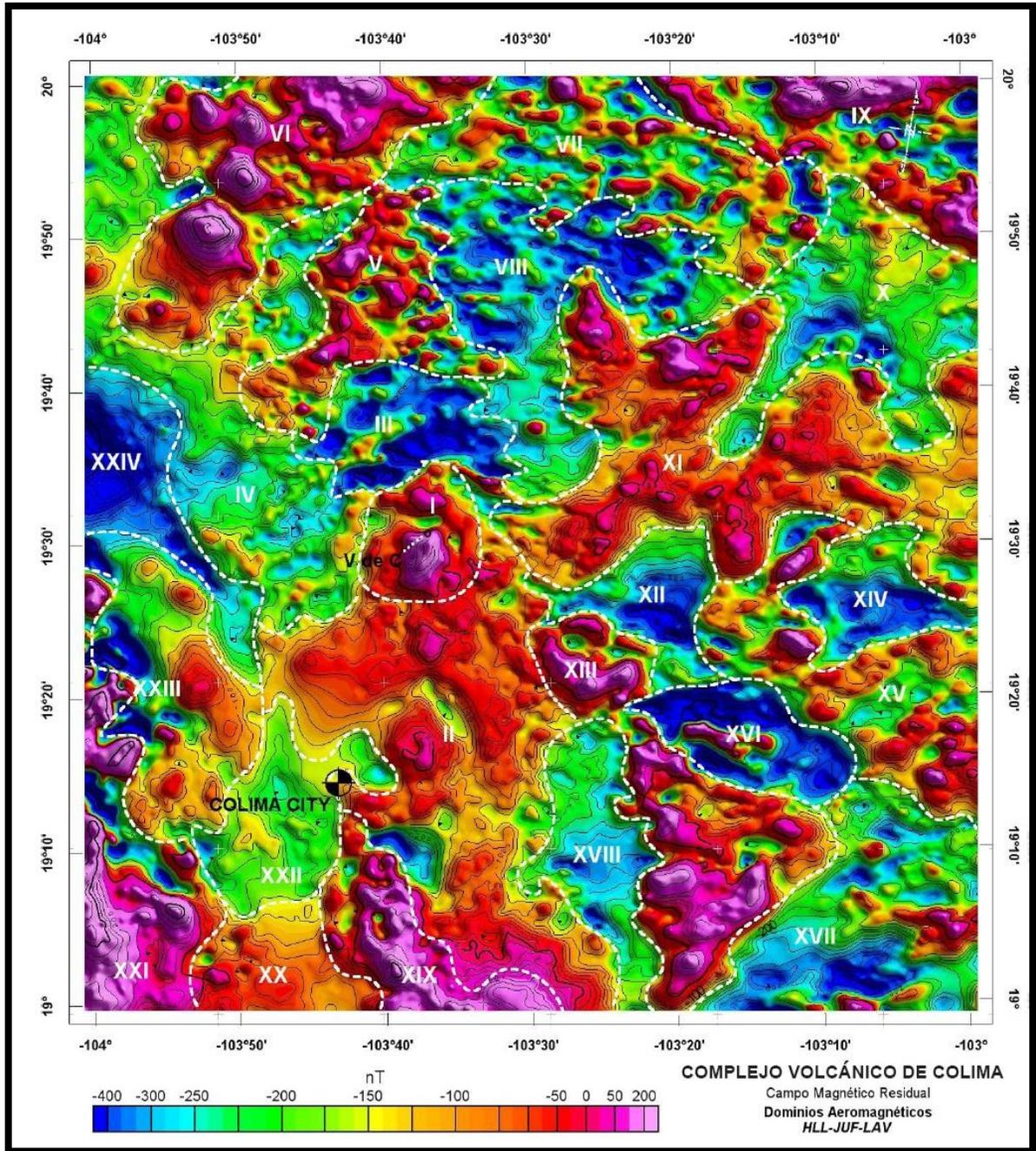


Figura 27. Mapa magnético residual que muestra la configuración de cada dominio aeromagnético. (Tomada de López-Loera et. al., 2011).

Para complementar la información interpretada a partir de los DAM, se elaboró un modelo $2\frac{3}{4}D$ de un perfil con dirección NNE-SSW para definir la geometría y profundidad de las fuentes asociadas con los volcanes Nevado y Colima. El modelo

sugiere una cámara magmática de forma alargada en dirección N-S con longitud de 6.8 km y espesor máximo de 5.5 km, localizándose debajo del volcán de Colima a una profundidad de 4.8 km, mostrando indicios de migración hacia el sur. La anomalía sobre el Nevado de Colima considera una cámara magmática colapsada alargada con dirección N-S mayor a 5.6 km, espesor de 1.2 km y profundidad de 5.2 km bajo el cráter del Nevado (López-Loera et. al., 2011).

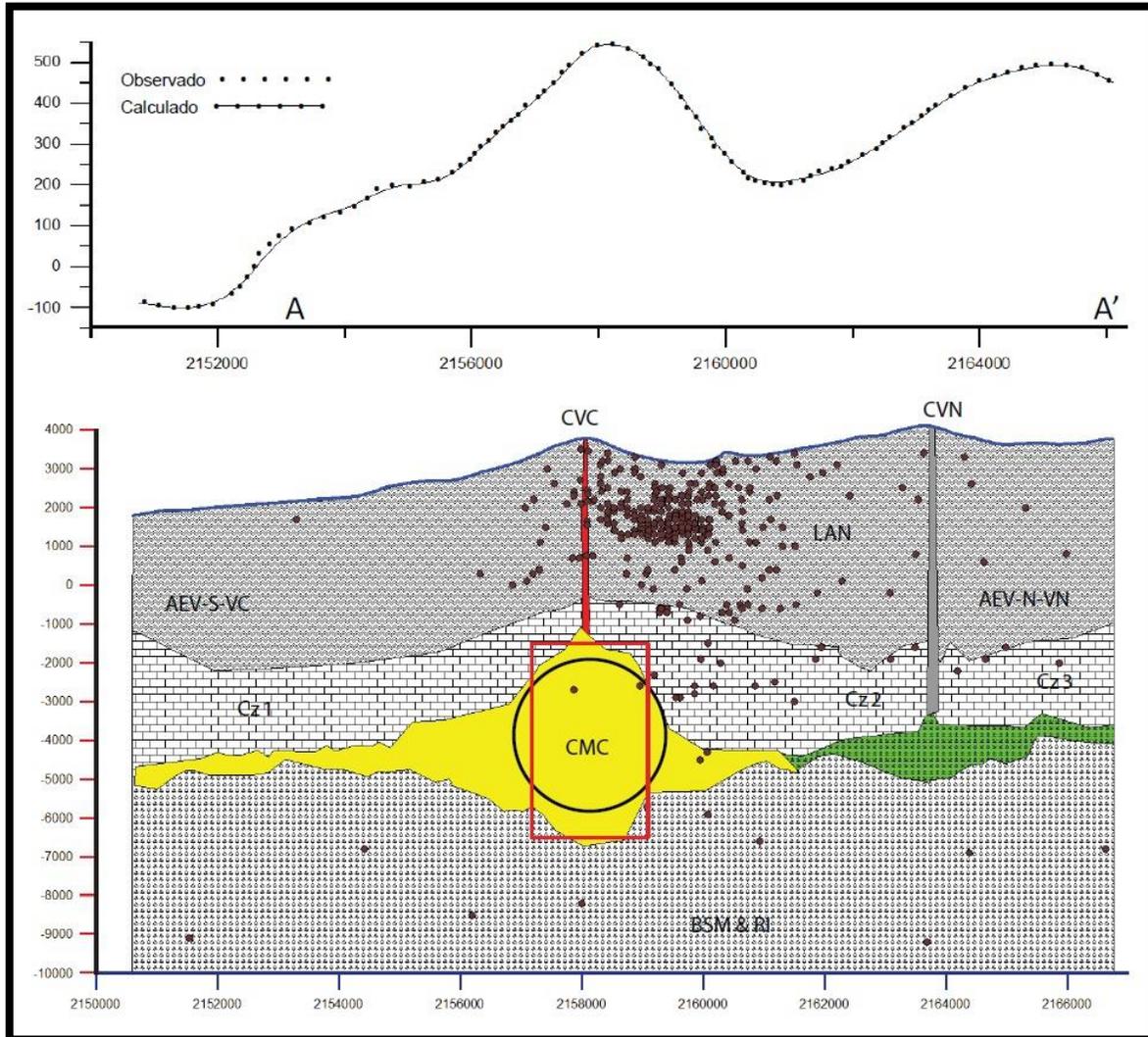


Figura 28. Sección geológica modelada a partir de un perfil magnético sobre los volcanes. AEV-S-VC = Avalancha de escombros volcánicos al sur del volcán de Colima, AEV-N-VN = Avalancha de escombros volcánicos al sur del volcán Nevado, CVC = Conducto volcánico de Colima, CVN = Cuello volcánico del Nevado, LAN = Lavas andesíticas del Nevado, CMC = Cámara magmática del volcán de Colima, BSM = Basamento sedimentario marino. (Tomada de López-Loera et. al., 2011).

CAPÍTULO 3

EL MÉTODO MAGNÉTICO DE EXPLORACIÓN

El método magnético mide las variaciones espaciales del campo magnético de la Tierra, y con base en ello se infiere la geología del subsuelo. Los métodos magnéticos se basan en analizar la diferencia entre el valor del campo magnético terrestre en un punto y el valor teórico en ese punto, dando como resultado las anomalías magnéticas.

El campo magnético de la Tierra se caracteriza por:

- Un campo interno principal: Posiblemente debido a las corrientes del núcleo externo que se mueve de forma más rápida que el manto y la corteza.
- Un campo externo: Depende de la ionización de las partículas de la ionósfera por la radiación del sol.
- Anomalías producidas por minerales magnéticos presentes en la corteza, los cuales cuentan con una propiedad física llamada susceptibilidad magnética.

Para calcular el valor teórico del campo magnético se usa un modelo matemático que consiste en un conjunto de coeficientes armónicos esféricos denominados coeficientes de Gauss, los cuales son la representación matemática del campo geomagnético. El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) es el modelo adoptado internacionalmente que intenta representar de la manera más real posible el campo geomagnético principal, siendo muy dependiente de la latitud y el tiempo.

$$V(r, \theta, \varphi, t) = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} [g_n^m(t) \cos m\varphi + h_n^m(t) \sin m\varphi] \times P_n^m(\cos \theta) \quad (3.1)$$

En esta ecuación, (r, θ, φ) son coordenadas geocéntricas (r es la distancia desde el centro de la Tierra, θ es la colatitud geocéntrica, y φ es la longitud), a es el radio de referencia de la Tierra (6371.2 km), $P_n^m(\cos \theta)$ son los polinomios de Legendre

asociados seminormalizados de Schmidt, N es el máximo grado de expansión de los armónicos esféricos, n y m son los armónicos esféricos de grado n y orden m que representan la solución de la ecuación de Laplace para el potencial magnético que surge de fuentes dentro de la Tierra en una época determinada; los armónicos son asociados con los coeficientes de Gauss $g_n^m(t)$ y $h_n^m(t)$ que convencionalmente presentan sus unidades en nT (IAGA, 2011).

Aunado al cálculo del IGRF, se deben tener en cuenta las variaciones producidas por fuentes externas, estas variaciones se deben a la modificación de intensidad de la radiación solar y su interacción con la ionósfera terrestre dando como resultado las variaciones diurnas.

Una vez sustraído el valor teórico del campo magnético (IGRF) y el de las variaciones diurnas a la lectura de campo magnético registrado, se tiene el valor de campo correspondiente a las anomalías magnéticas locales producidas por los minerales presentes en las rocas.

Las distorsiones del campo magnético producidas por las rocas con minerales magnéticos pueden estar orientadas según el campo magnético actual (magnetismo inducido) o pueden contar con una orientación diferente debido a la orientación del campo en el momento en que la roca se litificó (magnetismo remanente). Dada la naturaleza dipolar del magnetismo, un cuerpo magnético enterrado puede generar anomalías positivas y negativas. La unidad de medida del campo magnético en el Sistema Internacional es el Tesla y en el Sistema CGS es el gauss.

$$1 \text{ Tesla} = 10^4 \text{ gauss}$$

$$1 \text{ nT} = 1 \text{ gamma} = 10^{-9} \text{ Teslas}$$

$$1 \text{ gamma} = 10^{-5} \text{ gauss}$$

3.1. CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE.

Aproximadamente el 90% del campo magnético de la Tierra puede representarse análogamente como una gran barra de imán situada en el interior de la Tierra. Esta puede ser una representación del campo que resulta de, probablemente, un complejo sistema de corrientes eléctricas que fluyen en el núcleo de la Tierra y llevado a cabo por procesos relacionados con la convección. El polo magnético norte se ubica en el sur geográfico de la Tierra, y el polo magnético sur se ubica en el norte geográfico, por lo que los polos geográficos y geomagnéticos no son coincidentes.

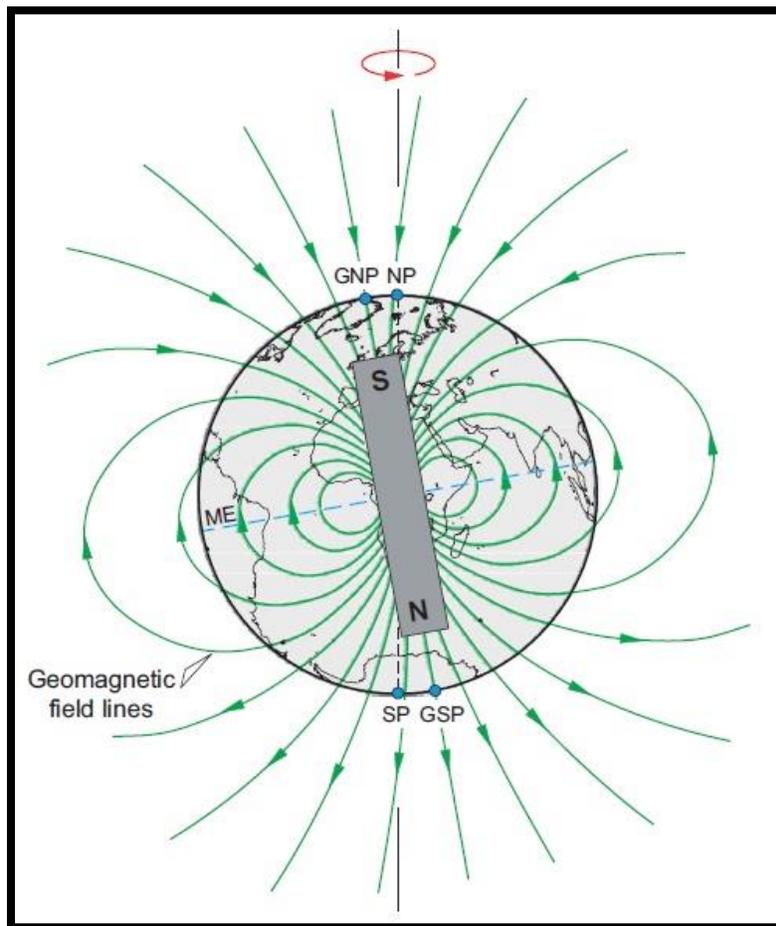


Figura 29. Aproximación del campo geomagnético por un dipolo inclinado al eje de rotación de la Tierra. Los polos magnéticos no coinciden con los polos geográficos. GNP = Polo Norte Geomagnético, NP = Polo Norte Geográfico, ME = Ecuador Magnético, GSP = Polo Sur Geomagnético, SP = Polo Sur Geográfico. (Tomada de Dentith y Mudge, 2014).

El campo principal, relativamente estable y originado en el núcleo se conoce como campo interno y es responsable del magnetismo inducido y remanente de las rocas. Los cambios en el magnetismo de las rocas en la corteza superior causan variaciones espaciales de longitud de onda corta en el campo que se superponen a las variaciones de longitud de onda larga que se originan en el núcleo. El mapeo de los cambios espaciales (anomalías) en el campo magnético debido a las características de la corteza es el objetivo principal de los estudios magnéticos (*Dentith y Mudge, 2014*).

Cabe mencionar que el campo geomagnético está compuesto por lo que se denomina como regional y residual magnético. El regional magnético es producido por los efectos de fuentes profundas y de grandes dimensiones que generan anomalías magnéticas de gran tamaño, las cuales presentan longitudes de onda largas; mientras que el residual magnético es producido por efectos de fuentes someras y de menores dimensiones relativamente, las anomalías magnéticas que producen son de menores dimensiones espaciales y presentan longitudes de onda cortas.

El campo regional se puede estimar a través de las técnicas ajuste polinomial (polinomios de segundo grado), continuaciones analíticas ascendentes, filtrado del espectro de potencia radial de la anomalía o por modelado directo. El campo residual comúnmente se estima por medio de derivadas verticales, sustracción de la tendencia del campo regional y filtrado del espectro de potencia radial.

3.2. COMPONENTES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.

El campo geomagnético en un lugar se define por su intensidad o fuerza (F) y su dirección descrita por inclinación (Inc) y declinación (Dec), los cuales cambian dentro y sobre la Tierra.

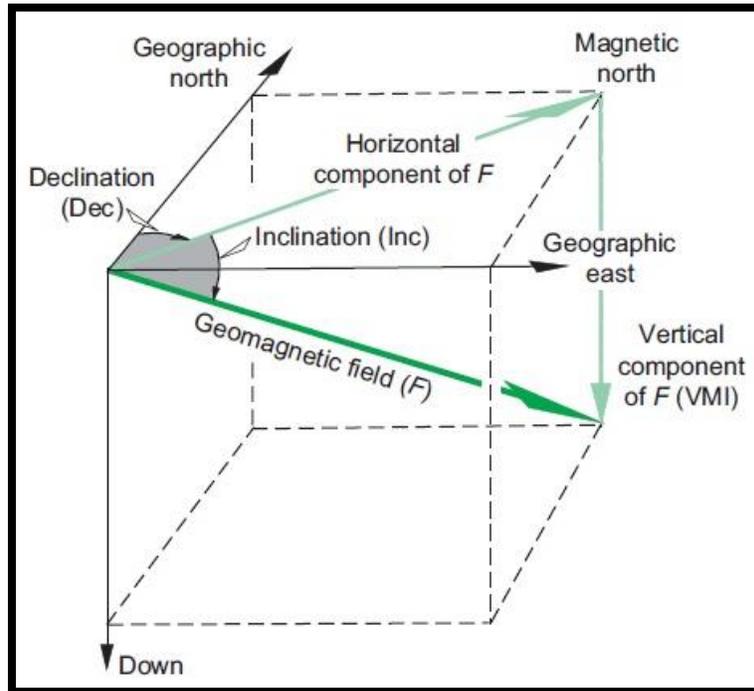


Figura 30. Elementos del campo geomagnético. La dirección del campo es definida por los ángulos de inclinación (Inc) y declinación (Dec). (Modificada de Dentith y Mudge, 2014).

Los lugares en los que las líneas de campo son paralelas a la superficie de la Tierra, es decir cuando la inclinación es cero grados, se definen como el ecuador magnético. Esto ocurre en las proximidades del ecuador geográfico, pero hay regiones donde la inclinación y declinación se desvían significativamente, hasta 15° de latitud. Al norte del ecuador magnético las líneas del campo que entran hacia la Tierra y la inclinación, se consideran positivas y se denominan como latitud magnética norte.

Al sur del ecuador magnético las líneas del campo que salen de la Tierra y la inclinación, se consideran negativas y se denominan como latitud magnética sur. Los polos magnéticos por definición son esos lugares donde el campo magnético es vertical, es decir, perpendicular a la superficie de la Tierra. La inclinación es $+90^\circ$ en el

polo norte magnético y -90° en el polo sur magnético. La declinación describe la dirección del campo en el plano horizontal, es decir, la dirección de la componente horizontal del campo [Figura 30], y se mide en sentido horario positivo con respecto al norte magnético, por lo que se considera como la diferencia entre el norte geográfico y el norte magnético. Si la aguja de una brújula se alinea en esa dirección, se determinaría el meridiano magnético.

El campo geomagnético alcanza su intensidad máxima en los polos magnéticos, alcanzando 60,000 nT en el polo norte magnético y 67,000 nT en el polo sur magnético. Su intensidad mínima, alrededor de 25,000 nT, se produce en Brasil y en el Océano Atlántico Sur. Esto es importante porque significa que el magnetismo inducido de una fuente es menor donde el campo es más débil (*Dentith y Mudge, 2014*).

A continuación se presentan los mapas de intensidad total, declinación e inclinación del campo principal para la época de 1995, debido a que los datos utilizados para este trabajo corresponden al año 1998.

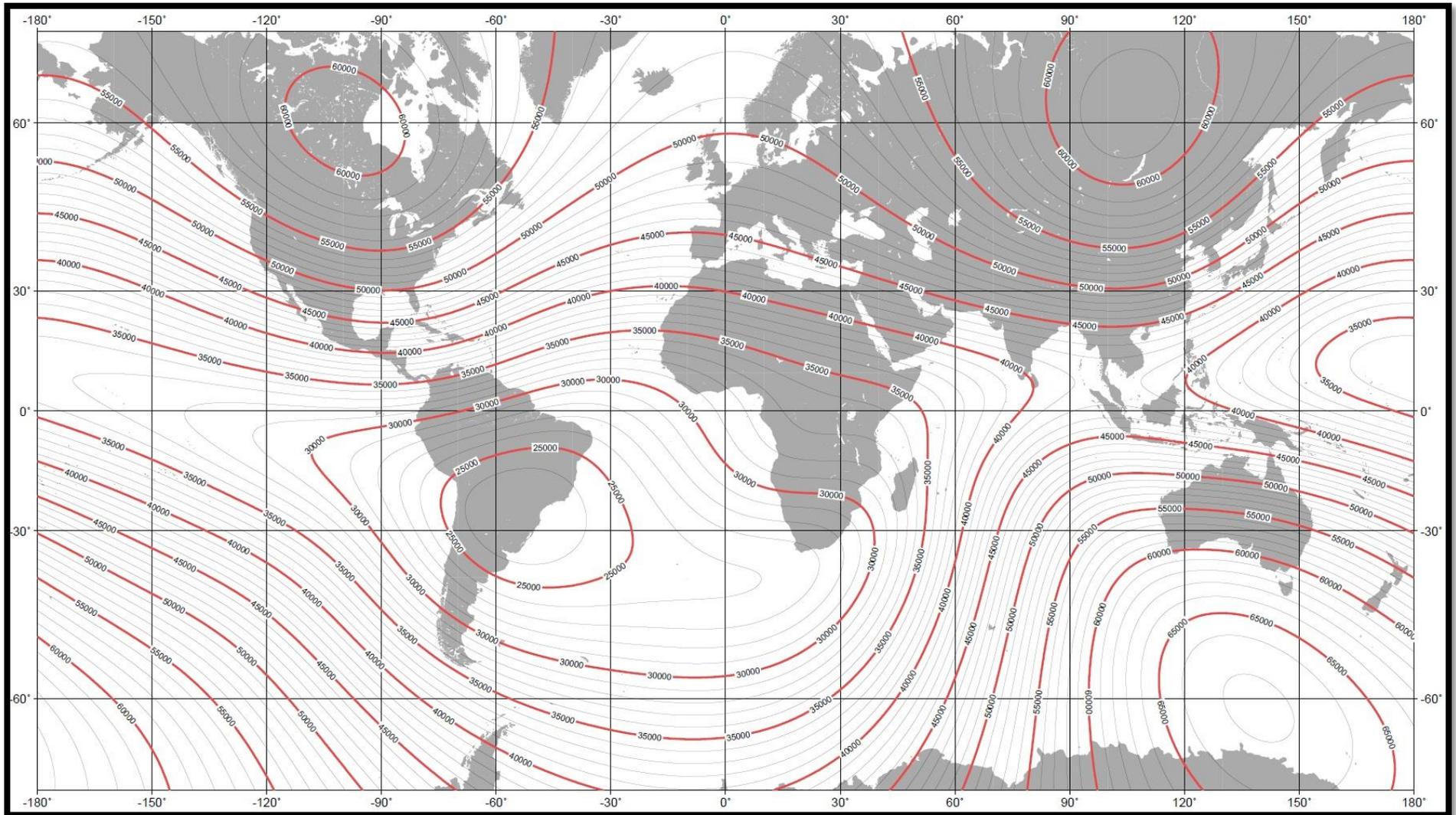


Figura 31. Modelo IGRF – Época 1995. Intensidad Total de Campo Principal. [Unidades en nT; Intervalo de contornos: 1000 nT; Proyección del mapa: Mercator]. (<http://www.ngdc.noaa.gov/wist/magfield.jsp>).

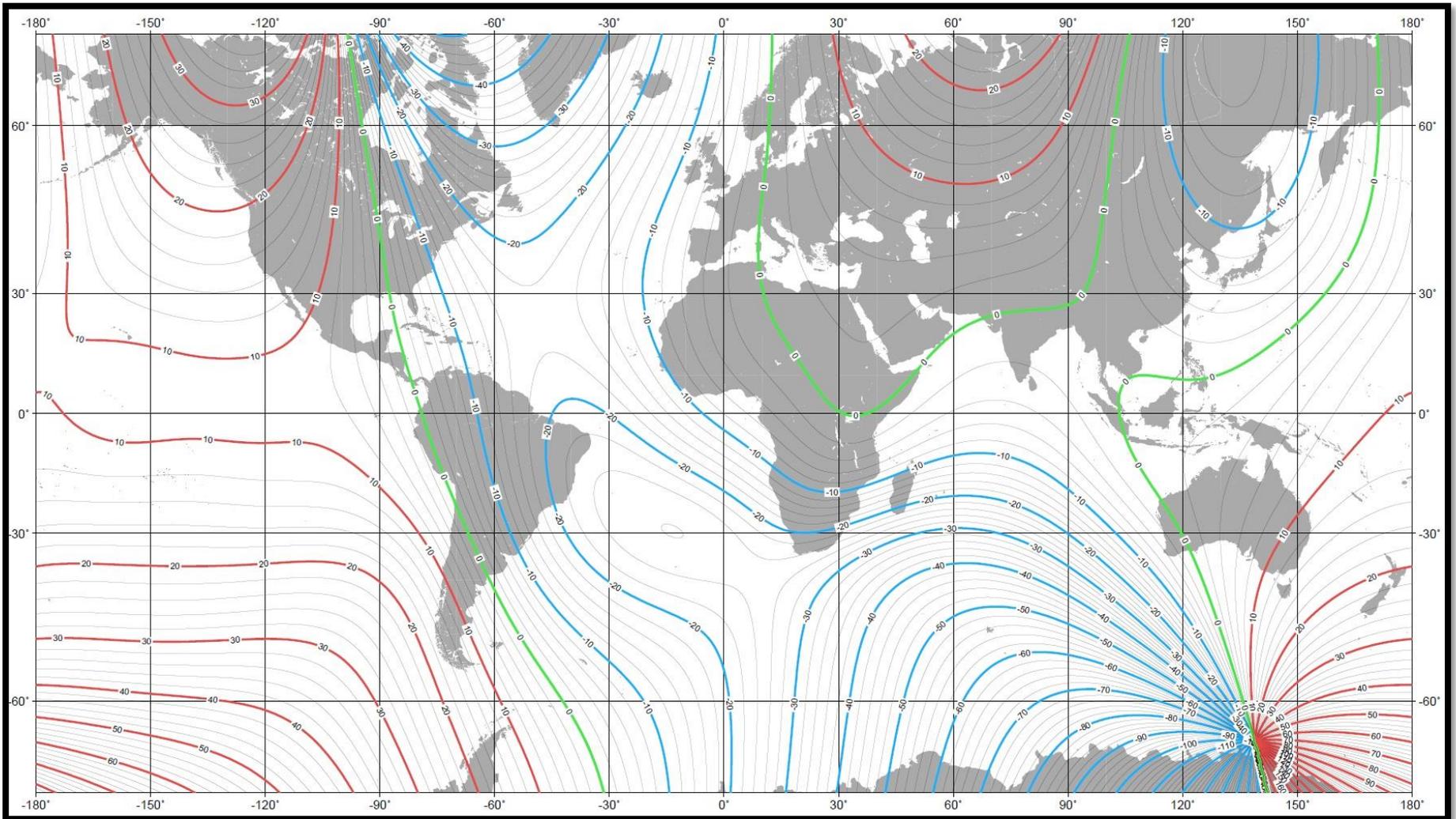


Figura 32. Modelo IGRF – Época 1995. Declinación del Campo Principal. [Unidades de Declinación: Grados (Contornos rojos positivos – azules negativos); Intervalo de contornos: 2 grados; Proyección del mapa: Mercator]. (<http://www.ngdc.noaa.gov/wist/magfield.jsp>).

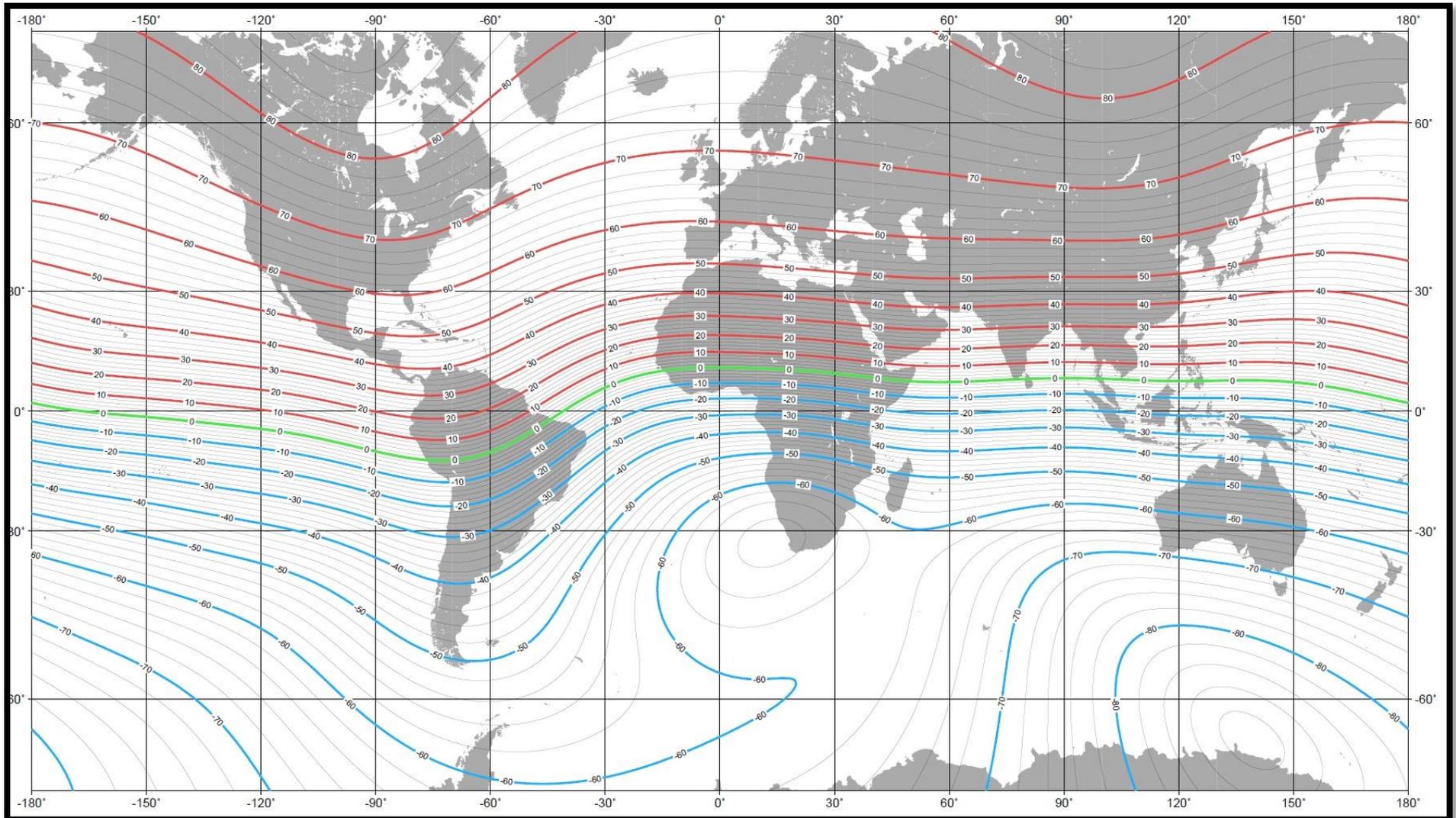


Figura 33. Modelo IGRF – Época 1995. Inclinación del Campo Principal. [Unidades de Inclinación: Grados (Contornos rojos positivos – azules negativos); Intervalo de contornos: 2 grados; Proyección del mapa: Mercator]. (<http://www.ngdc.noaa.gov/wist/magfield.jsp>).

3.3. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS.

La susceptibilidad magnética es una medida de cuan magnetizable es un material, de forma tal que varía con las características intrínsecas de un material o de un conjunto de materiales con diferentes propiedades magnéticas. Esto hace que la susceptibilidad magnética sea el parámetro para caracterizar distintos tipos de rocas, que varían según la mineralogía magnética.

La susceptibilidad de una roca dependerá de la forma, tamaño y tipo de granos que la conforman, magnetización remanente, así como también de la intensidad del campo externo. Cuando en las rocas existe gran contenido de magnetita, la susceptibilidad magnética es alta, y viceversa. Para el caso en que un campo magnético externo (H) homogéneo que forme un ángulo (θ) con la normal de la superficie de un material magnético, la intensidad magnética inducida por unidad de área será:

$$I = k H \cos\theta \quad (3.3.1)$$

Y cuando el campo es perpendicular a la superficie ($\theta = 0$) entonces será:

$$I = k H \quad (3.3.2)$$

Siendo k la susceptibilidad magnética. En el Sistema Internacional (SI), k es adimensional y en el Sistema CGS, k se expresa como:

$$k_{CGS} = 4\pi k_{SI} \quad (3.3.3)$$

Para el caso de los materiales que encontramos en la corteza, se tendría que considerar también la magnetización remanente I_r , de tal forma que:

$$I = kH + I_r \quad (3.3.4)$$

Los materiales se pueden clasificar en tres grupos de acuerdo a su comportamiento magnético, pudiendo ser: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos.

- **Diamagnéticos:** Los materiales diamagnéticos se magnetizan débilmente en el sentido opuesto al del campo magnético aplicado, resultando así, en una fuerza de repulsión del cuerpo respecto al campo

magnético aplicado. La susceptibilidad magnética es negativa y pequeña, y la permeabilidad relativa es ligeramente menor que 1.

- **Paramagnéticos:** Los materiales paramagnéticos se magnetizan débilmente en el mismo sentido que el del campo magnético aplicado, por lo que aparece una fuerza de atracción sobre el cuerpo respecto al campo aplicado. La susceptibilidad magnética es positiva y pequeña, y la permeabilidad relativa es ligeramente mayor a 1.
- **Ferromagnéticos:** Los materiales ferromagnéticos se magnetizan fuertemente en el mismo sentido que el campo magnético aplicado, de la misma forma, aparece una fuerza de atracción sobre el cuerpo respecto del campo aplicado. La susceptibilidad magnética es positiva y grande, y la permeabilidad relativa es mucho mayor que 1.

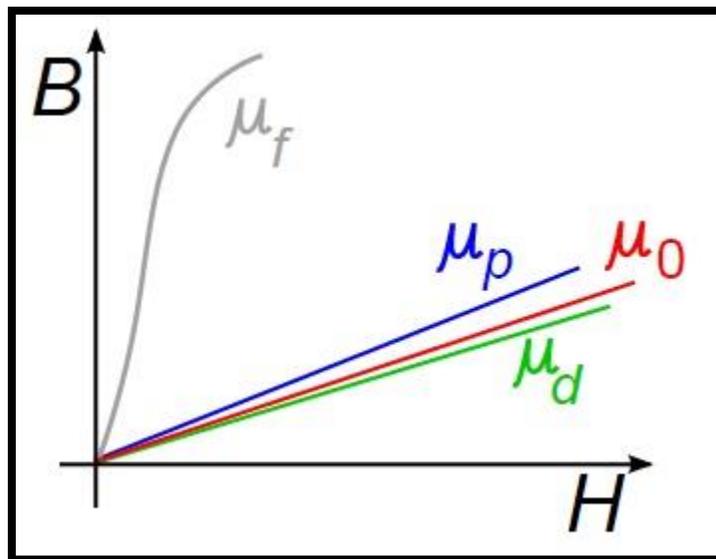


Figura 34. Comparación de la permeabilidad magnética de los materiales: ferromagnéticos (μ_f), paramagnéticos (μ_p), diamagnéticos (μ_d) y permeabilidad del vacío (μ_0).

La Figura 34 muestra una comparación simple de la permeabilidad magnética entre los materiales diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, la cual es la propiedad física para que los atraviese un campo magnético. La relación que permite este fenómeno, está dada por la inducción magnética (B) y la intensidad de campo magnético (H) en el interior del material, quedando de la siguiente manera:

$$\mu = \frac{B}{H} \quad (3.3.5)$$

La permeabilidad absoluta (μ) define el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético.

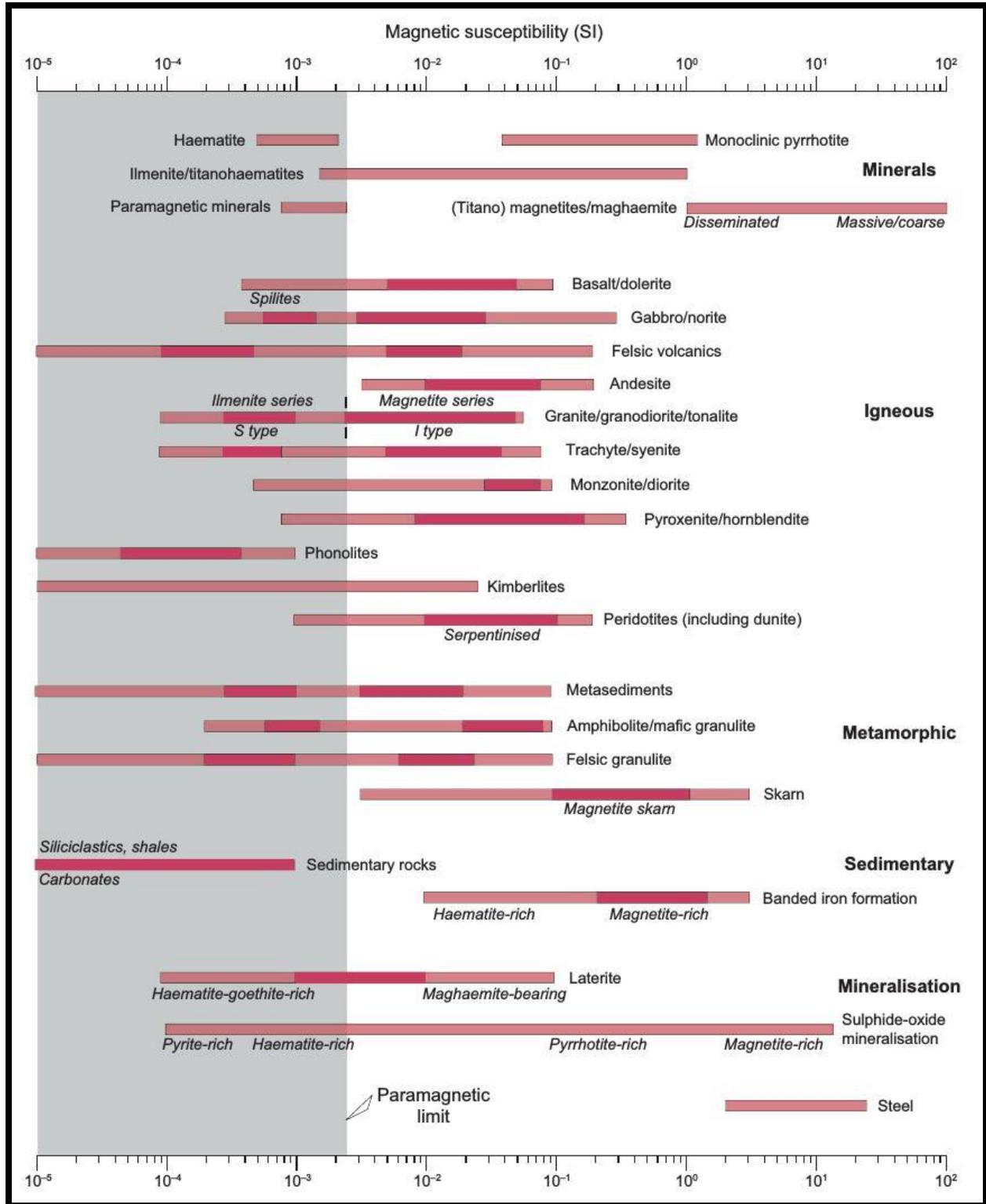


Figura 35. Tabla de susceptibilidades magnéticas de materiales geológicos (SI). El sombreado más oscuro indica las partes más comunes de los rangos. (Tomada de Dentith y Mudge, 2014).

3.4. AEROMAGNETOMETRÍA.

La teoría de los métodos potenciales aplicada a la interpretación de estudios geofísicos ha permitido que la aeromagnetometría se utilice para estudiar zonas de gran interés geológico, ya sea para la prospección de recursos minerales y energéticos o para la investigación científica. Los métodos magnéticos aéreos han permitido delinear la extensión de estructuras como rifts, cimas de calderas, cráteres y fisuras de ventilación, así como investigar y localizar cuerpos intrusivos en el subsuelo que no tienen manifestaciones superficiales (*López-Loera et. al. 2011*).

El método aeromagnético exigió la construcción de un magnetómetro mucho más sensible y totalmente electrónico en su modo de operar, ya que debido a la velocidad de la aeronave las lecturas que se registran deben ser de milisegundos. El levantamiento aeromagnético generalmente consiste de líneas paralelas, que posteriormente son atravesadas por otras perpendicularmente. Las líneas paralelas normalmente se le denominan líneas de vuelo y la distancia entre cada una de ellas dependerá de la definición para las anomalías. Las líneas perpendiculares se les denominan líneas de control o líneas base, y su separación es mayor que las líneas de vuelo. Con las intersecciones de las líneas de vuelo y de control se pueden determinar las variaciones temporales y efectos de deriva por parte del instrumento en el transcurso del tiempo.

La elevación del vuelo durante la adquisición debe ser prácticamente constante, aunque esto depende de la topografía de la región. Una topografía muy abrupta trae como consecuencia alturas diferentes y una atenuación en la amplitud de la anomalía magnética, es decir, si el vuelo se realiza a una altitud baja, las anomalías presentaran una mejor definición permitiendo identificar estructuras o fuentes someras; por el contrario, si el vuelo se realiza a una altura mayor, la amplitud de la anomalía se atenuara enmascarando las fuentes someras y presentara un aspecto más regional, es decir, fuentes más profundas distribuidas sobre un área más extensa. El principio físico de este fenómeno se basa en la Ley de Coulomb, la cual establece que la intensidad de la fuente del magnetismo es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia en el punto de observación, lo que significa que a medida que uno se

aleja de la fuente, la intensidad de la anomalía magnética decae exponencialmente. Esta es la razón por la que fallas, fracturas o cuerpos magnéticos, pasan desapercibidos en levantamientos aeromagnéticos a comparación de los levantamientos terrestres, y más en zonas volcánicas, donde el vuelo de la aeronave tiene que ser mucho mayor a la que se realiza en regiones más planas (López-Loera et al., 2011).

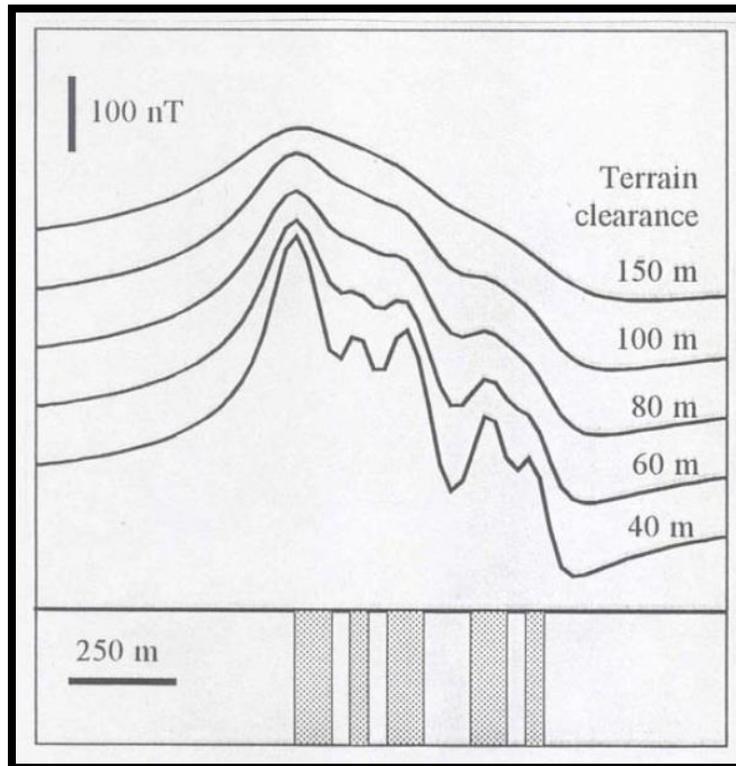


Figura 36. Resolución de anomalías debido estructuras geológicas a diferentes alturas. (Tomada de Reeves, 2005).

Para controlar la altura del vuelo, las aeronaves cuentan con un radioaltímetro, el cual mide la distancia que existe entre la aeronave y la superficie directamente debajo de ella, su funcionamiento se basa en la emisión de pulsos de ondas de radio hacia el suelo. Estas ondas rebotan en la superficie y regresan a la aeronave, calculando el tiempo de transito de éstas y dado que se conoce la velocidad de la señal, se puede determinar la distancia relativa a la que está la aeronave (Sparks, 2013).

En cuanto a la posición del magnetómetro, en los últimos años se ha mantenido suspendido en el extremo de un cable con una longitud que va de 24 a 30 m, permitiendo desprestigiar el efecto magnético que genere la aeronave. La caja exterior del magnetómetro tiene un aspecto aerodinámico para conseguir la máxima estabilidad y la mínima resistencia al aire, y esta provista de aletas para impedir su rotación (*Geometrics, 2004*).

Algunas ventajas de la aeromagnetometría son:

- Es un método bastante rápido, ya que permite cubrir un área extensa en muy poco tiempo.
- Se tiene una buena cobertura en áreas que pueden ser inaccesibles.
- Los costos de adquisición aérea son bajos, comparados con los gastos de una campaña terrestre que puede llevar varios días.
- Los efectos de deriva de los instrumentos y la variación diurna son mínimos, debido a la rapidez con que se realiza la adquisición.
- El ruido antropogénico se reduce debido a la altura en que se realiza el vuelo.
- La regularidad y extensa cobertura permite el uso de métodos analíticos para mejores resultados.

Desventajas de la aeromagnetometría.

- Falta de precisión para ubicar exactamente las anomalías magnéticas sobre las fuentes que las generan, así como la correlación espacial con la geología estructural.
- El costo mínimo de la exploración aeromagnética es un tanto elevado debido a la utilización de las aeronaves. Si la superficie a explorar es pequeña, este tipo de adquisición no convendría debido a los costos por kilómetro.

CAPÍTULO 4 DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

El levantamiento aeromagnético fue realizado por el Consejo de Recursos Minerales (CRM) actualmente Servicio Geológico Mexicano (SGM), con la finalidad de cubrir la República Mexicana con vuelos aeromagnéticos sistemáticos que permitieran investigar las condiciones geológicas y estructurales del subsuelo para permitir seleccionar zonas prospectivas, principalmente para minería.

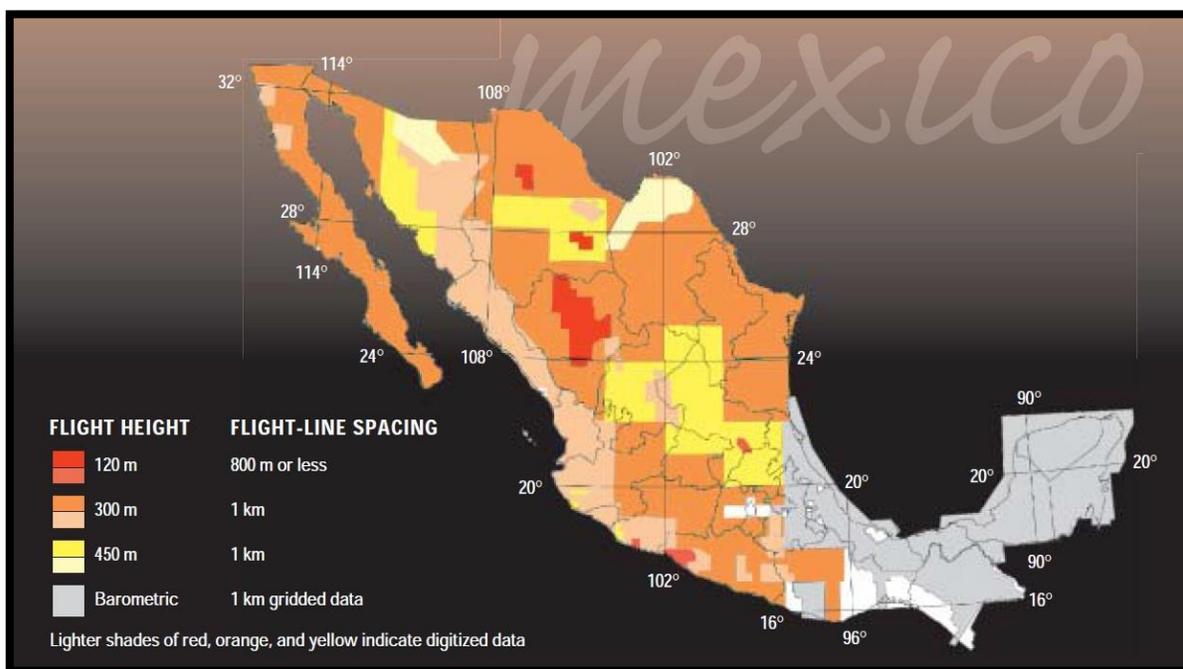


Figura 37. Mapa representativo de vuelos aeromagnéticos de la República Mexicana realizados por el CRM (actualmente SGM) (Modificado de U.S. Department of the Interior y U.S. Geological Survey).

Los datos aeromagnéticos para este trabajo forman parte de una base de datos renombrada Mapa de Anomalía Magnética de Norteamérica. La adquisición de los datos fue realizada en conjunto entre el Servicio Geológico de Canadá (GSC), Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) y Consejo de Recursos Minerales (CRM).

Los datos aeromagnéticos que comprenden el área del GNC fueron adquiridos en las campañas de 1998 y 1999. Los datos sirvieron para la generación de las cartas

de campo magnético total de Guadalajara (campaña de 1998) y Colima (campaña de 1999). En ambas campañas los parámetros de vuelo consistieron de una distancia entre líneas de vuelo de 1000 m, altura de vuelo sobre el nivel del terreno de 300 m, distancia entre líneas de control de 10000 m, navegación electrónica (GPS) y rumbo de vuelo N-S.

Las aeronaves encargadas de la adquisición de los datos, para la campaña de 1998 fue un avión Islander BN2A-21, mientras que para la campaña de 1999 fue un avión Islander BN2-B27, ambos con radar altímetro SPERRY. Los equipos encargados de medir las variaciones del campo geomagnético instalados en las aeronaves fueron los mismos en ambas campañas, siendo un magnetómetro Geometrics G-228 con sensibilidad de 0.001 nT y sistema de adquisición de datos PICODAS P101, el magnetómetro utilizado en la estación base fue un magnetómetro GEM SYSTEM GSM-19 con sensibilidad de 0.01 nT.

Los procesos realizados a los datos, y llevados a cabo por el CRM, fueron análogos para las dos campañas. Primero se realizó el método de empalme de sutura, posteriormente la corrección por deriva diaria y líneas de control, corrección por movimiento del avión (compensación magnética), sustracción del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF de 1995), corrección por micronivelación y finalmente se realizó una compilación digital con el software Geosoft.

Toda esta información puede consultarse en las Cartas Magnéticas de Campo Total, escala 1:250000 de Guadalajara (F13-12) y Colima (E13-3), o mediante el nuevo sistema GeoInfoMex (<http://mapasims.sgm.gob.mx/GeoInfoMexDb/>) del Servicio Geológico Mexicano.

4.1. ANOMALÍA MAGNÉTICA RESIDUAL.

Para la generación del mapa topográfico, se obtuvo una base de datos con valores de elevación en metros de la región del GNC. Este archivo se obtuvo con el programa GeoMapApp® el cual es una aplicación de visualización y exploración para ciencias de la Tierra. La aplicación proporciona acceso directo al Global Multi-Resolution Topography (GMRT) que aloja datos de batimetría de alta resolución (tamaño de celda ~100 m) a partir de datos multihaz para zonas oceánicas, ASTER (Advance Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) y NED (National Elevation Dataset), que forman parte de un conjunto de datos topográficos a nivel global. Una vez seleccionada el área de interés, el software nos permite guardar el archivo con extensión .XYZ conteniendo coordenadas geográficas y el valor de elevación en metros. Posteriormente se generó el grid para el mapa topográfico con el programa Oasis Montaj® de Geosoft®. Con Oasis Montaj® se hizo la transformación de las coordenadas geográficas a UTM, eligiendo un tamaño de celda de 15x15 m, permitiendo obtener un mapa de relieve detallado. El mapa topográfico va desde las coordenadas UTM 595850–708650 longitud Oeste y 2170600–2246700 latitud Norte.

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

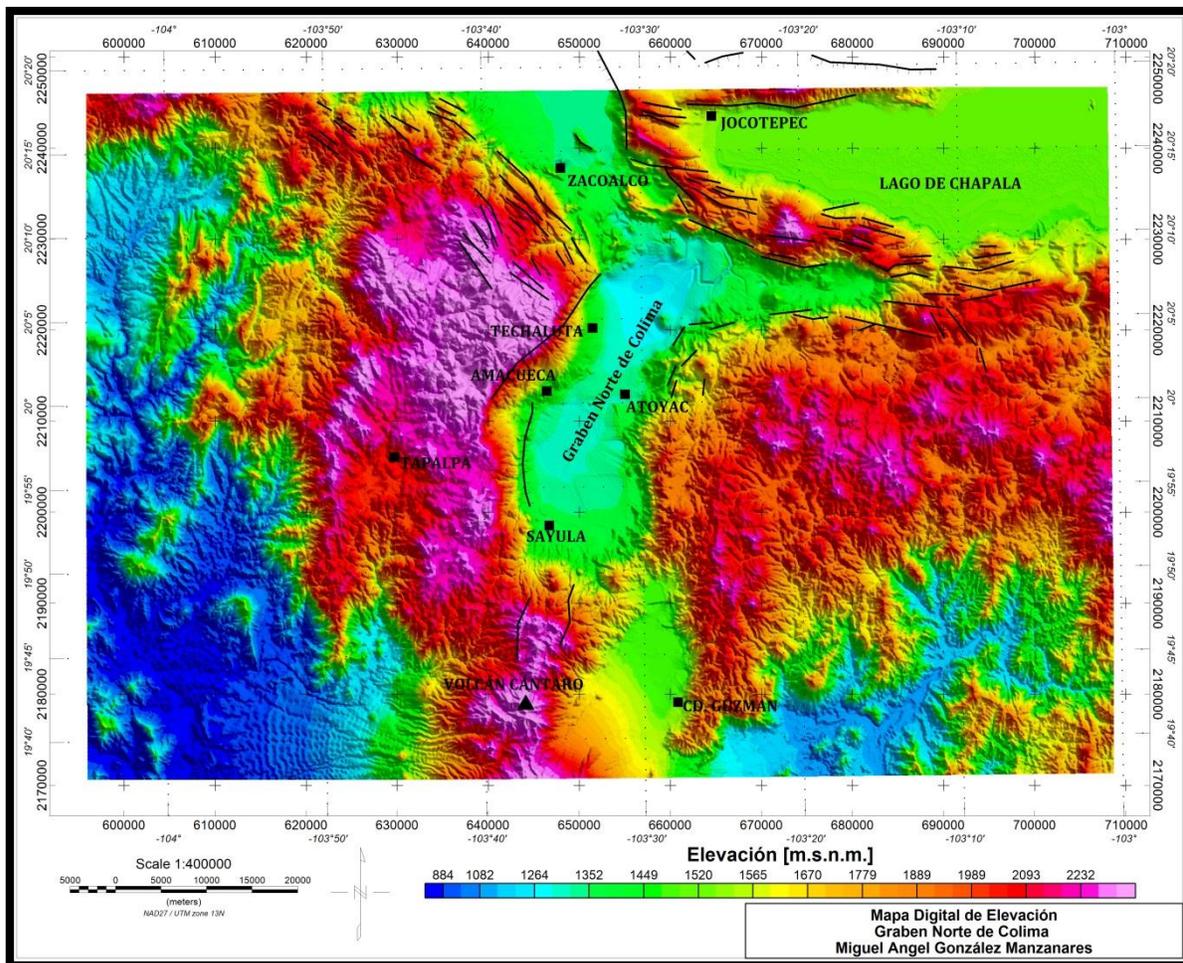


Figura 38. Mapa digital de elevación, Graben Norte de Colima.

Para la elaboración del mapa de anomalía magnética residual se recurrió a la base de datos del Mapa de Anomalía Magnética de Norteamérica, ahí se seleccionó mediante un polígono la zona de estudio en cuestión. Una vez que se contó con el grid de campo magnético total, se digitalizó para rehacer un grid con tamaño de celda menor al original. El nuevo grid tiene un tamaño de celda de 500x500 m al cual se le extrajo el efecto de tendencia del regional magnético, dando como resultado el mapa de anomalía magnética residual.

El mapa de anomalía magnética residual servirá para observar la intensidad de las anomalías magnéticas que producen los cuerpos más próximos a la superficie, permitiendo definir las formas y profundidad para las unidades geológicas en los modelos geomagnéticos.

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

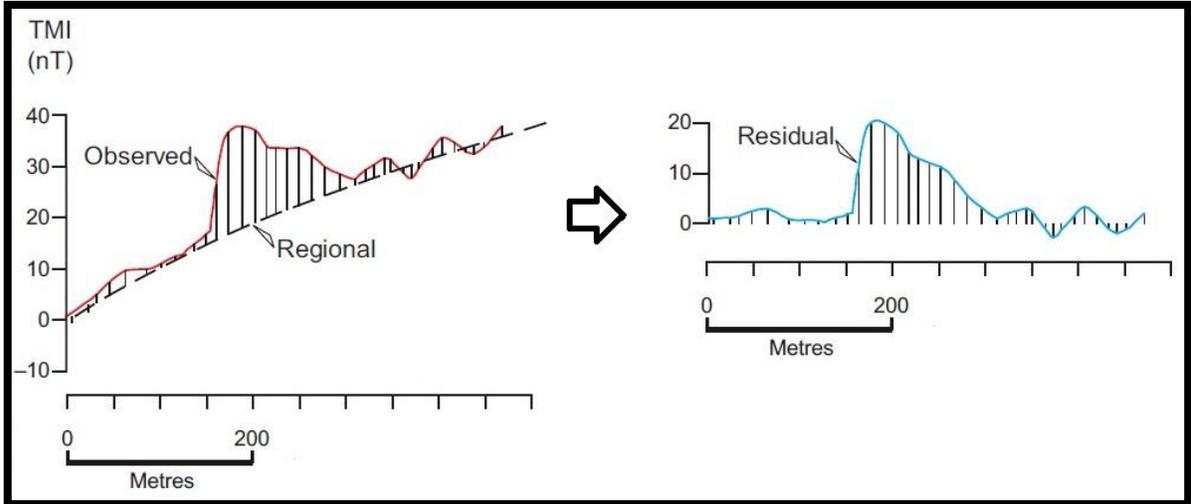
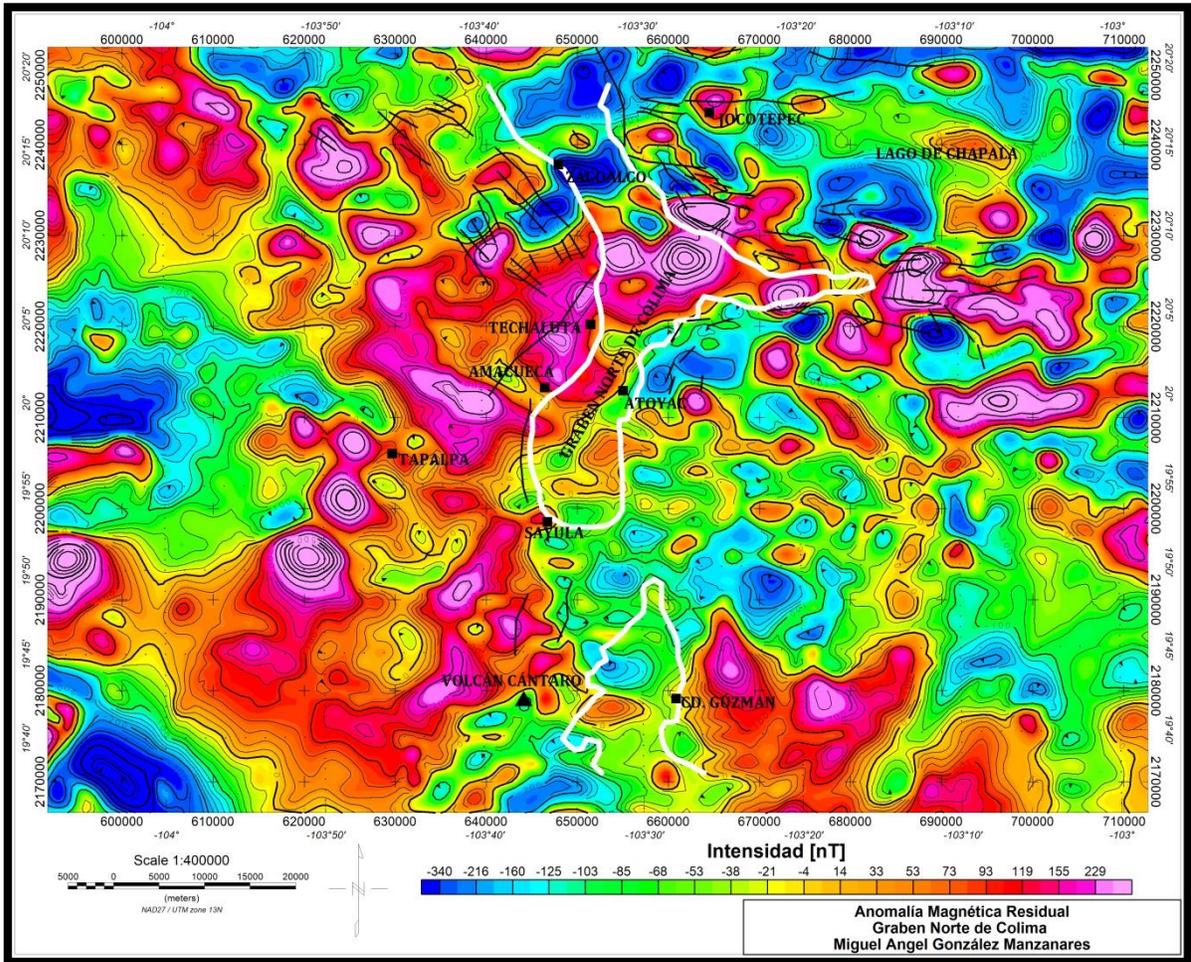


Figura 39. Eliminación de tendencia producida por efecto regional. (Modificada de Dentith y Mudge, 2014).



*Figura 40. Mapa de anomalía magnética residual.
Contorno de línea blanca = Parte interna del graben. Líneas negras = Fallas normales.*

4.2. ANOMALÍA MAGNÉTICA REDUCIDA AL POLO.

La inclinación del campo geomagnético influye en la forma y tamaño de las anomalías, produciendo anomalías asimétricas. El operador Reducción al Polo transforma las anomalías magnéticas resultantes del magnetismo inclinado de las regiones no-polares a una forma simétrica, como si estuvieran en las regiones polares donde el magnetismo de los cuerpos es de forma vertical. Las anomalías magnéticas ubicadas en los polos magnéticos, son consideradas monopolares debido a que se ubican directamente sobre la fuente que las produce, facilitando su interpretación (*Dentith y Mudge, 2014; Nava-Flores, 2014*). Este procedimiento aplicado a datos magnéticos, permite en primera instancia, definir los límites de diferentes unidades magnéticas, lo que en términos geológicos supondría distintos tipos de roca y estructuras geológicas. La representación matemática que permite la transformación de un campo dipolar a un campo monopolar está dada por:

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cos^2(D - \theta)][\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cos^2(D - \theta)]} \quad (4.2.1)$$

Si $|Ia| < |I| \rightarrow Ia = I$

donde:

I = Inclinación geomagnética.

D = Declinación geomagnética.

Ia = Inclinación por corrección de magnitud. Nunca es menor que I . Por default (*MAGMAP*) establece un valor de +/- 20° Si la magnitud de $|Ia|$ es menor que $|I|$, se establece I .

$\text{sen}(I)$ = Componente de magnitud del operador Reducción al Polo.

$i \cos(I) \cos(D-\theta)$ = Componente de fase del operador Reducción al Polo.

La expresión anterior es la función de transferencia utilizada por el módulo *MAGMAP* de Oasis Montaj®.

Para la elaboración del mapa magnético residual reducido al polo del GNC, se procedió a determinar los valores de inclinación, declinación e intensidad de campo geomagnético para esa región, tomando en cuenta el año en que se adquirieron. Dado que los datos magnéticos corresponden a las campañas de levantamiento de los años

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

1998 y 1999, se debe tomar como referencia el modelo de IGRF de 1995, por lo tanto los valores a utilizar para realizar la Reducción al Polo son:

Inclinación = 46.68°

Declinación = 8.31°

Intensidad de campo geomagnético: 42114.7 nT

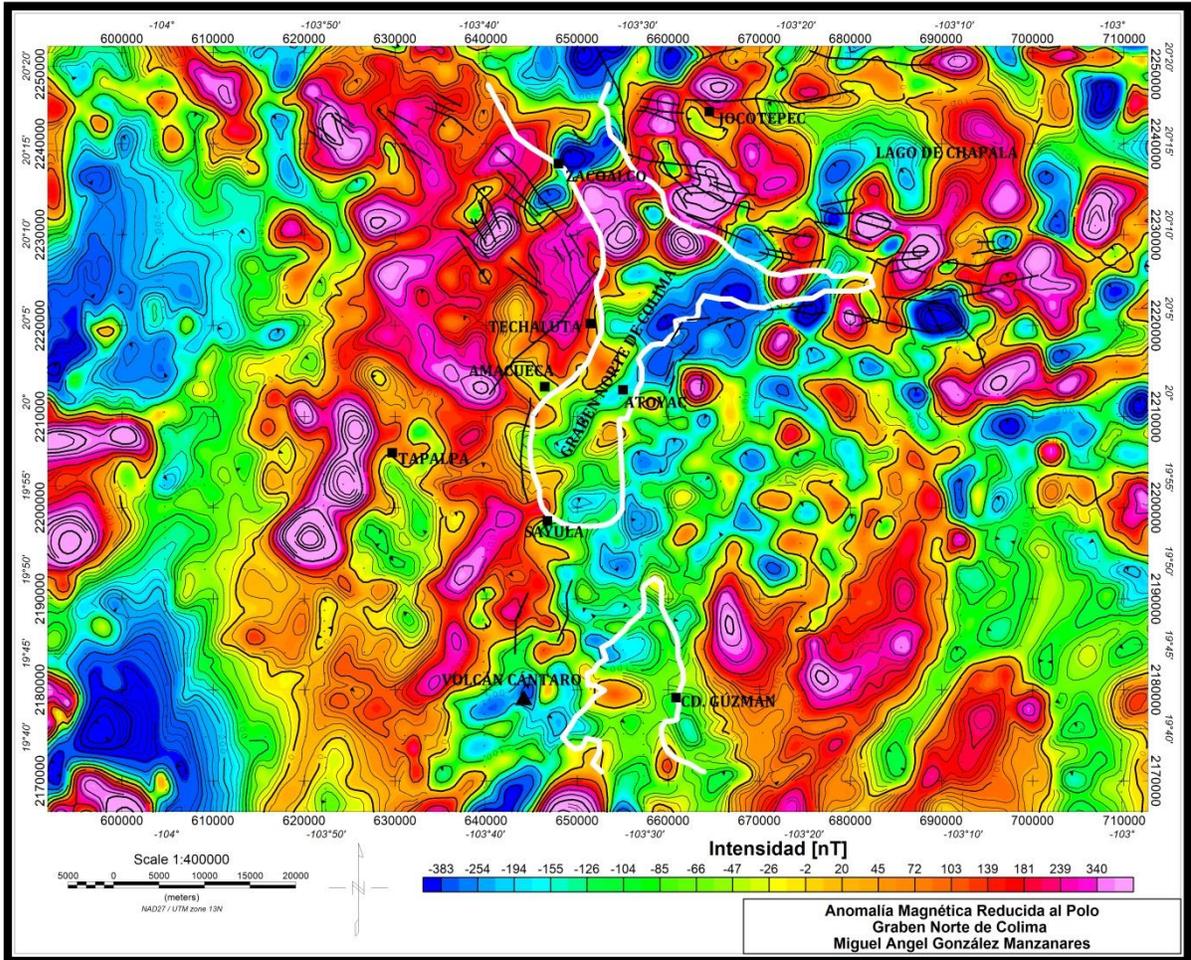


Figura 41. Anomalía magnética residual reducida al polo.
Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales.

Comparando la Figura 40 y 41, observamos que el operador Reducción al Polo define mejor las anomalías magnéticas, haciéndolas simétricas y ubicándolas sobre las fuentes que las producen. En la Figura 41 se pueden observar una cantidad de anomalías con valores de intensidad magnética alta que son atribuidos cuerpos intrusivos y cuerpos volcánicos. Los bajos magnéticos son debido principalmente a rocas sedimentarias, tobas y brechas andesíticas (López-Loera et al., 2011). Esas

variaciones en intensidad magnética (altos y bajos magnéticos) se denominan Dominios Aeromagnéticos (DAM), los cuales permiten identificar regiones con características de longitud de onda y amplitud similares, atribuidas a fuentes generadoras de anomalías que se caracterizan por tener susceptibilidades magnéticas similares. Estos sectores aeromagnéticos pueden estar constituidos por una o varias unidades geológicas. La relación matemática en la que se basan los dominios aeromagnéticos se deriva de la Ley de Coulomb ($I = kH$), la cual indica que, la intensidad de magnetización (I) es directamente proporcional a la fuerza del campo magnético (H), donde la constante de proporcionalidad es la susceptibilidad magnética (k), que es característica para cada tipo de roca; por lo tanto, si proponemos que H se considera igual en una región, la intensidad de magnetización I tendrá variaciones debido a que k es diferente para cada tipo de material, definiendo así un dominio aeromagnético (López-Loera et al., 2011).

El contorno de la línea blanca que viene a representar la superficie interna del Graben Norte de Colima, donde Allan (1985, 1986) reporta la existencia de material sedimentario que rellena dicho graben, debería de caracterizarse por presentar una anomalía magnética con rangos bajos de intensidad. Sin embargo, se observa que ese bajo magnético (-155 a -383 nT), se presenta ubicado hacia al NNE del poblado de Atoyac [Figura 41]. Para observar con mejor definición el bajo magnético, se realizó una continuación ascendente de 1 km [Figura 42]. La ventaja de la continuación ascendente, es que ayuda a reducir los efectos de fuentes superficiales. Conforme se eleva el nivel de observación, la respuesta magnética disminuye, debido a que la fuerza del campo magnético es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre la fuente y el nivel de observación, por lo que la respuesta magnética se suaviza enfatizando aspectos regionales (Telford et al., 1990). En la Figura 42 se define mejor el bajo magnético así como su ubicación, y lo que podríamos deducir es que, el graben en su parte interna contiene el material geológico que reporta Allan (1985, 1986), pero cabe la posibilidad de que exista otra estructura geológica que pueda relacionarse internamente con el GNC, la cual podría contener los materiales geológicos causantes de la anomalía magnética con los rangos de intensidad más bajos. Las fuentes

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

causantes de anomalías monopolares de intensidad media-alta (19 a 100 nT, Figura 42) que se observan en la misma zona, son producidas por conos de lava y ceniza, algunos domos y volcanes diminutos de composición andesítica, dacítica y basáltica (Allan, 1986), donde su ubicación se muestra en la Figura 3.

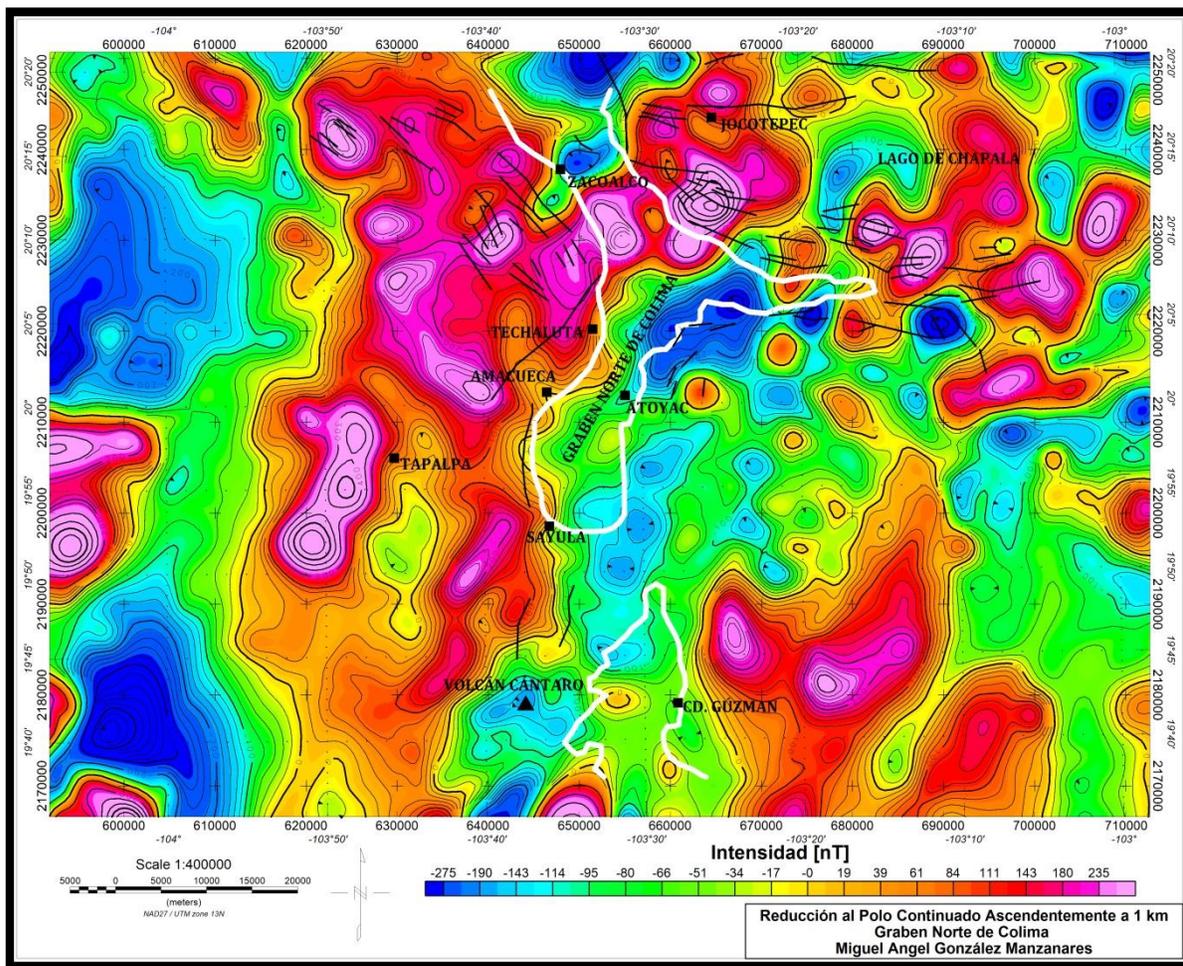


Figura 42. Anomalía magnética residual reducida al polo continuada ascendentemente 1 km. Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales.

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

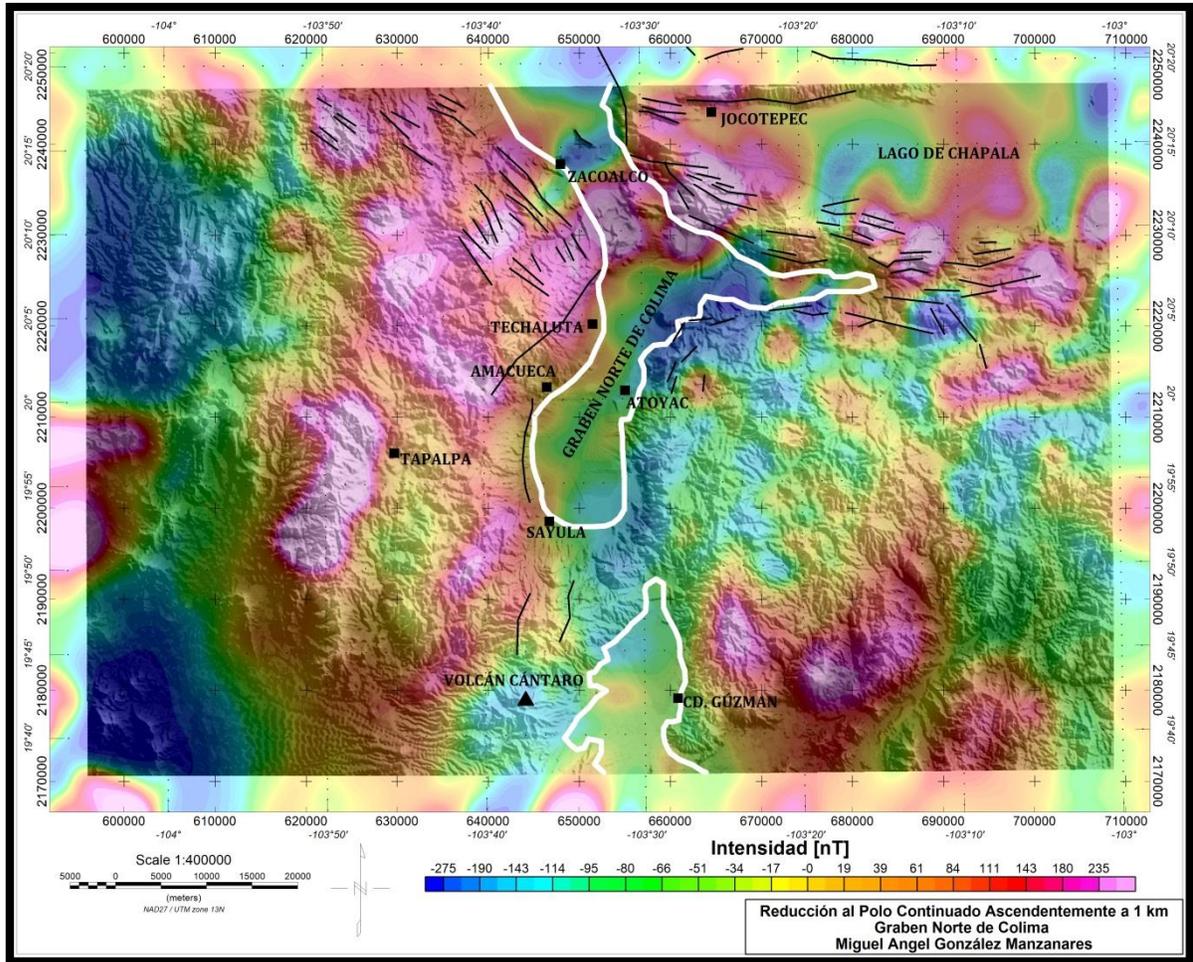


Figura 43. Anomalía magnética residual reducida al polo continuada ascendente 1 km sobrepuesta al mapa digital de elevación.
Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales.

La Figura 43 muestra la anomalía magnética residual reducida al polo con una continuación ascendente de 1 km sobrepuesta a la topografía de la región, y en ella se observa que parte del bajo magnético se encuentra ubicado por debajo de las sierras del Este, abriendo la posibilidad de la existencia de una estructura geológica en la parte interna relacionada con el GNC.

4.3. DERIVADA INCLINADA.

Fuentes someras producen amplitudes grandes en gradientes verticales y horizontales, representando un problema en cuanto a visualización. La razón de las derivadas de cada tipo de fuente tiene amplitudes similares, por lo que la resolución de cada fuente puede distinguirse dividiendo la derivada vertical del campo magnético entre la amplitud de las derivadas horizontales (*Dentith y Mudge, 2014*). Esta relación proporciona una medida de variación de la componente vertical del campo magnético con respecto al campo horizontal, resaltando los efectos de los campos magnéticos secundarios inducidos localmente por las estructuras (*Sánchez-Bravo, 2014*). Debido a la naturaleza de la función trigonométrica arcotangente, las amplitudes se restringen a los valores entre $-\pi/2$ y $\pi/2$ (-90° y 90°) independientemente de las amplitudes de la derivada vertical del campo magnético y las derivadas horizontales. Este proceso hace que la función se asemeje a un filtro de control automático de ganancia (AGC) que tiende a ecualizar las amplitudes presentes en las anomalías del campo magnético (*Verduzco et. al., 2004*). El operador derivada inclinada se propuso en 1994 por Miller y Singh y tiene la siguiente forma:

$$TDR(x, y) = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{df}{dz}}{\sqrt{\left(\frac{df}{dx}\right)^2 + \left(\frac{df}{dy}\right)^2}} \right] \quad (4.3.1)$$

Donde f es el campo magnético.

La derivada inclinada sirve para resaltar rasgos estructurales de fuentes generadoras de anomalías someras, en donde se destacan lineamientos asociados a fallas, diques o contactos litológicos debido al contraste en susceptibilidades magnéticas (*Nava-Flores, 2014*). Debido a las ventajas que ofrece este operador matemático, se decidió aplicar a los datos del mapa de anomalía magnética residual reducidos al polo.

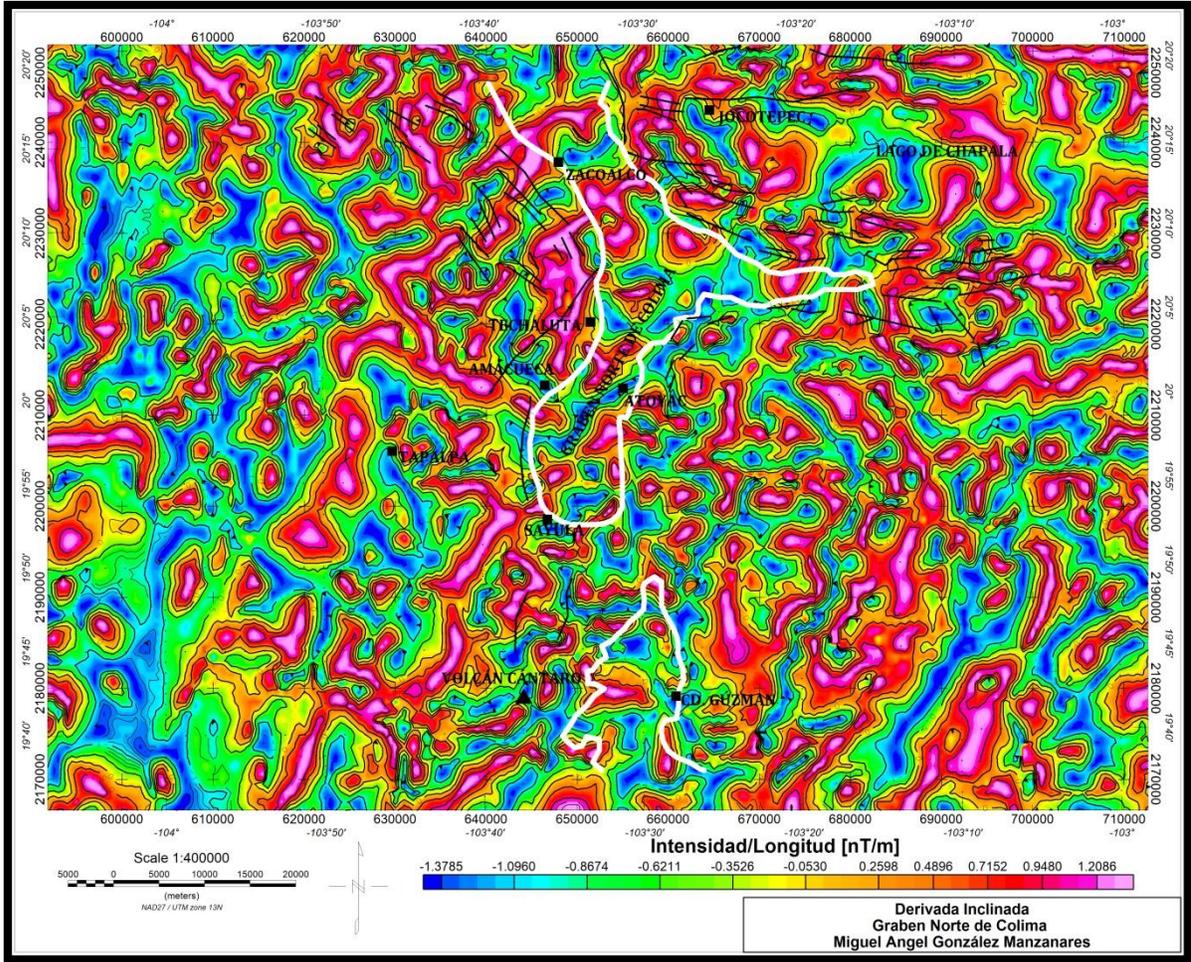


Figura 44. Derivada inclinada del campo magnético residual reducido al polo.
Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales.

La Figura 44 demuestra que el operador derivada inclinada resaltó una gran cantidad de anomalías magnéticas someras, que corresponden a conos volcánicos en la superficie, mientras que otras anomalías corresponden a cuerpos intrusivos. En el caso del fallamiento normal que se tiene mapeado en superficie, algunas anomalías presentan los mismos patrones de dirección de las fallas. Para determinar lo anterior, se realizó una continuación ascendente de 1 km para el mapa de derivada inclinada, con el objetivo de visualizar los lineamientos magnéticos presentes en el área [Figura 45].

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

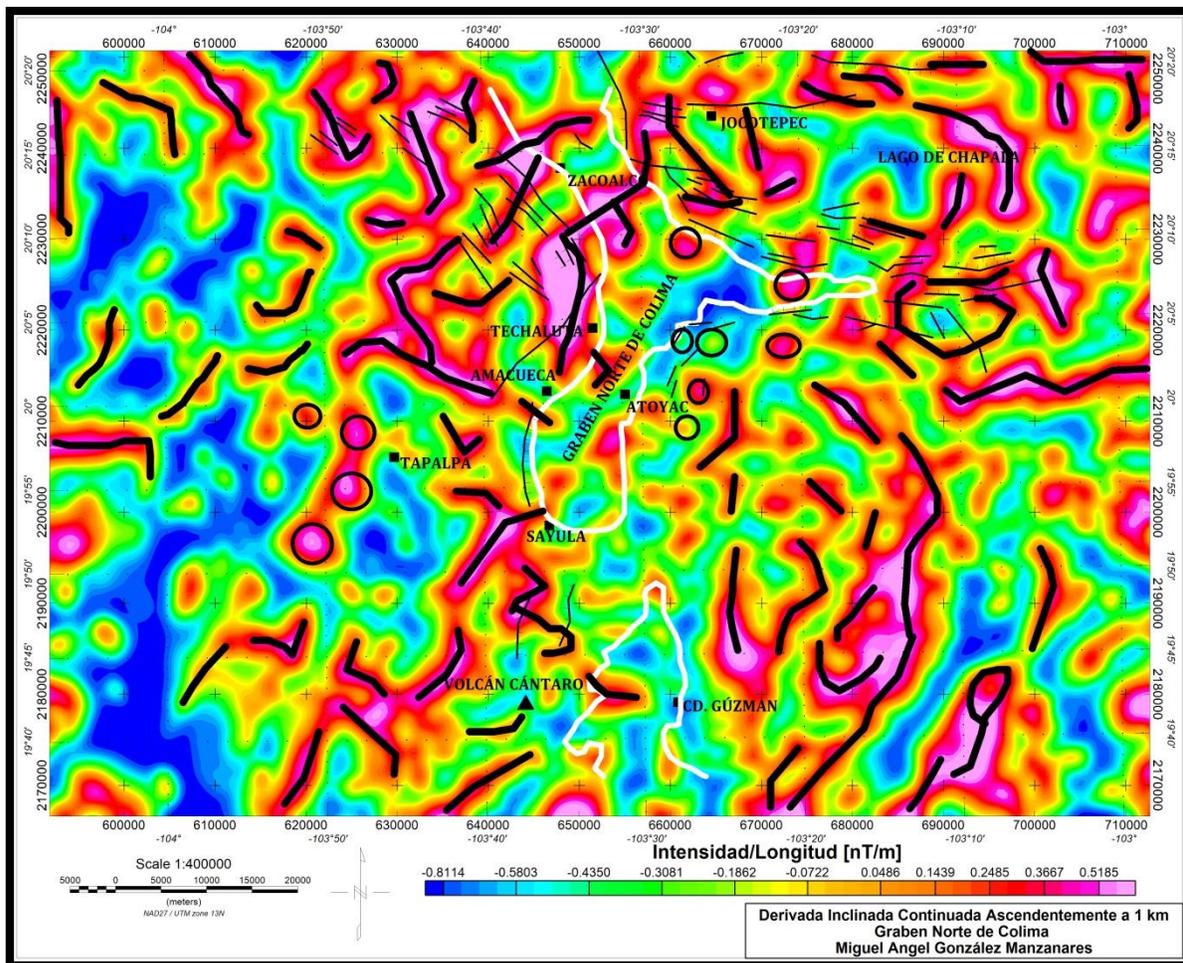


Figura 45. Derivada inclinada continuada ascendente 1 km.
Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras delgadas = Fallas normales, Líneas negras gruesas = Lineamientos inferidos a partir del operador derivada inclinada relacionados con cuerpos o estructuras geológicas determinados a partir de la Figura 44, Círculos negros al Este del graben = Conos volcánicos en superficie, Círculos negros al Oeste del graben = Cuerpos intrusivos granodioríticos.

Observando la Figura 45, notamos que la mayoría de los lineamientos del lado Este del GNC tienen una orientación NW-SE, mientras que del lado Oeste los lineamientos tienen una tendencia NE-SW, así mismo, los lineamientos que se presentan en las inmediaciones del lago de Chapala y la región de Zacoalco, tienen una ligera orientación con respecto al fallamiento que se tiene registrado en esa región. También observamos que todos estos lineamientos magnéticos delimitan la región correspondiente al Graben Norte de Colima, en donde se presentan rangos de intensidad magnética bajos [Figura 46].

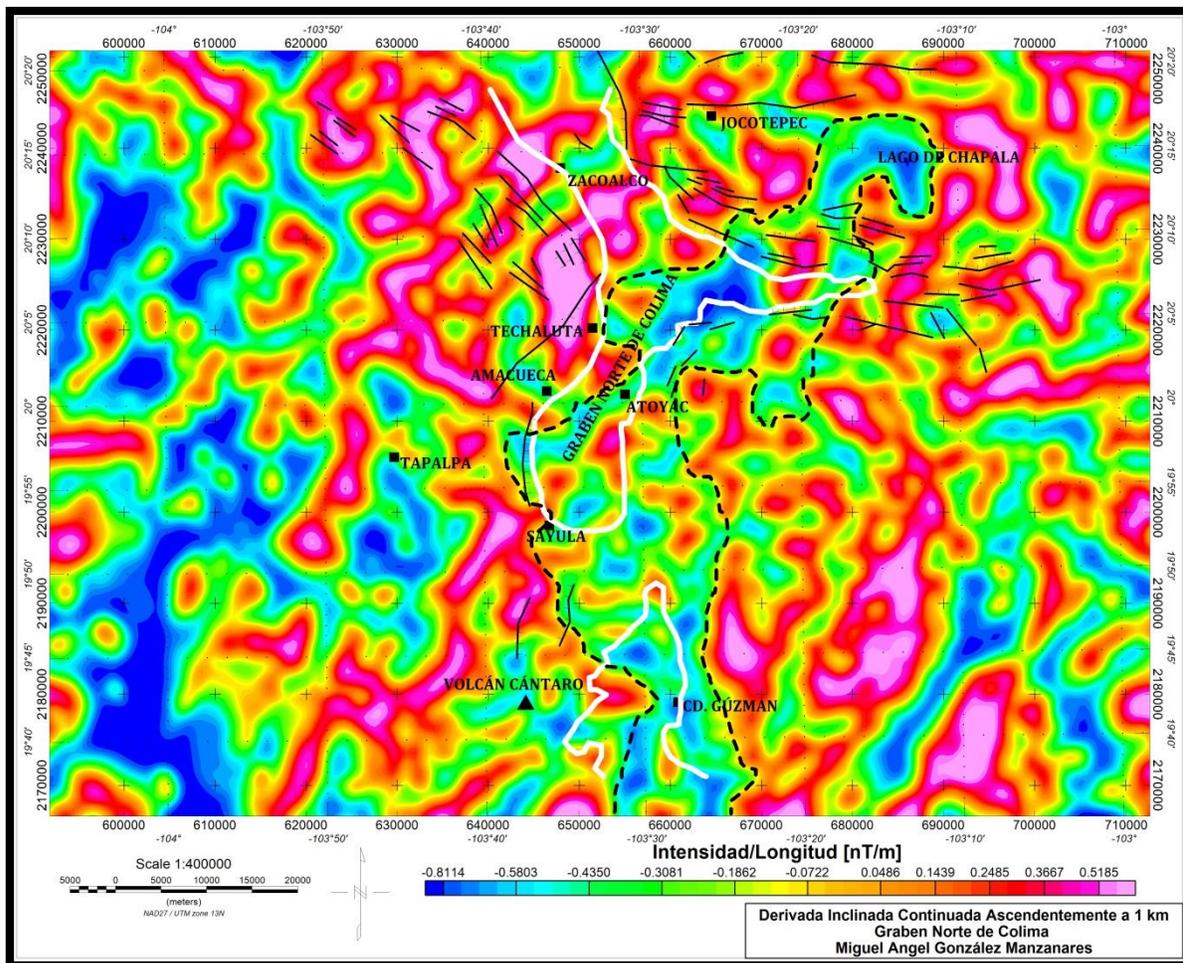


Figura 46. Derivada inclinada continuada ascendentemente 1 km.
 Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales,
 Líneas discontinuas = Región con valores de intensidad magnética baja.

La Figura 46 muestra la región con rangos de intensidad magnética baja, y que corresponde espacialmente con el GNC. Esta zona delimitada por las líneas discontinuas, se extiende desde la zona del lago de Chapala, donde se hace notar un bajo magnético que es continuo con la región que contiene el bajo magnético que sugerimos en el apartado 4.2., que podría corresponder a una estructura geológica rellena por sedimentos que posiblemente se relaciona con el GNC en el subsuelo. Posteriormente esta región presenta un cambio de orientación, pasando de una tendencia NE-SW desde la zona del lago de Chapala hasta el poblado de Sayula, a una tendencia N-S desde el poblado de Sayula hasta la parte sur de Cd. Guzmán. Toda esta

zona delimitada por el contorno de línea discontinua, se define mucho mejor en el mapa de derivada inclinada continuada ascendentemente a 3 km [Figura 47].

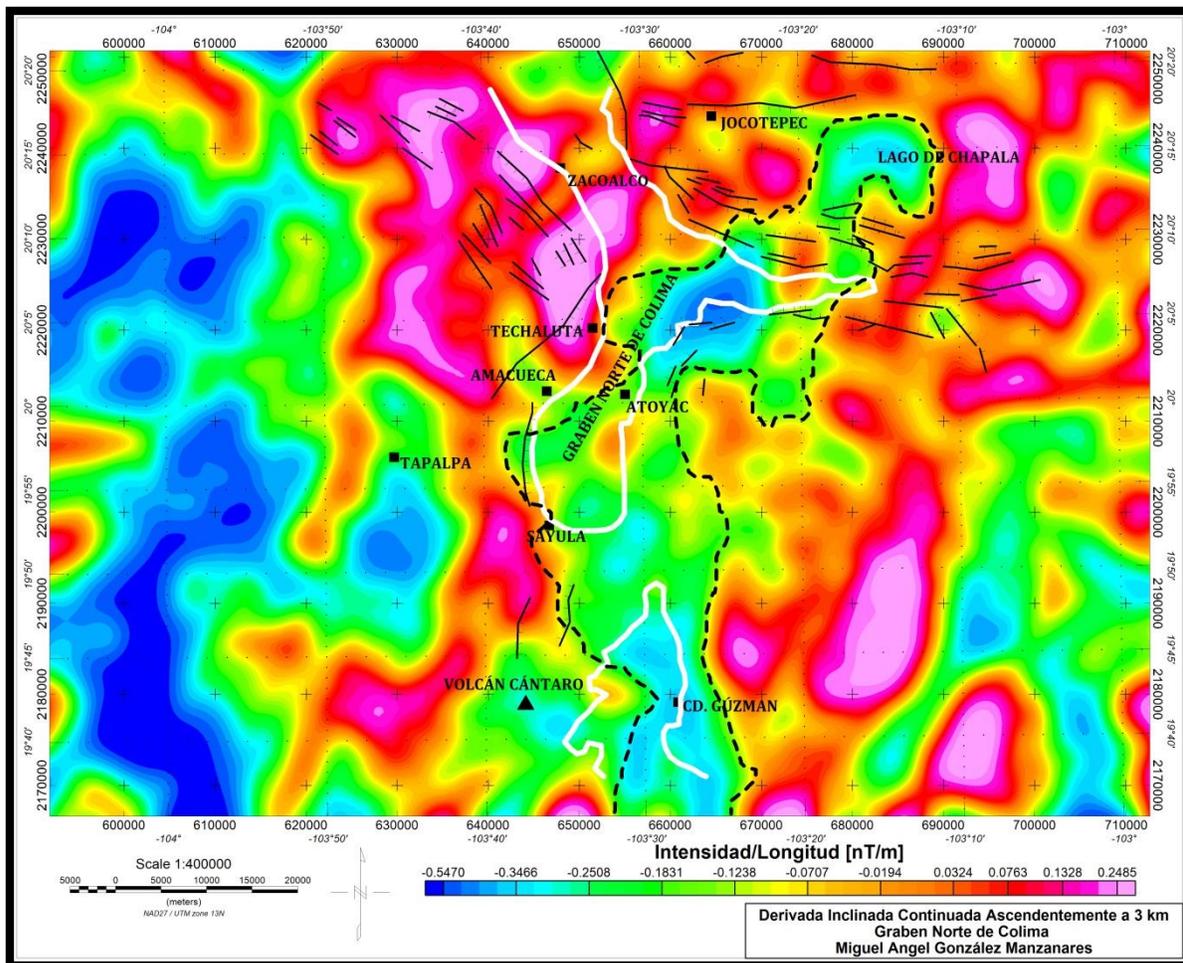


Figura 47. Derivada inclinada continuada ascendentemente 3 km.
Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales,
Líneas discontinuas = Región con valores de intensidad magnética baja.

Finalmente sobreponemos el mapa de la Figura 47 sobre el mapa digital de elevación, y observamos que parte de la región que contiene los valores de intensidad magnética baja y que está delimitado por el contorno de líneas discontinuas se llega a ubicar por debajo de las sierras del lado Este del Graben Norte de Colima

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

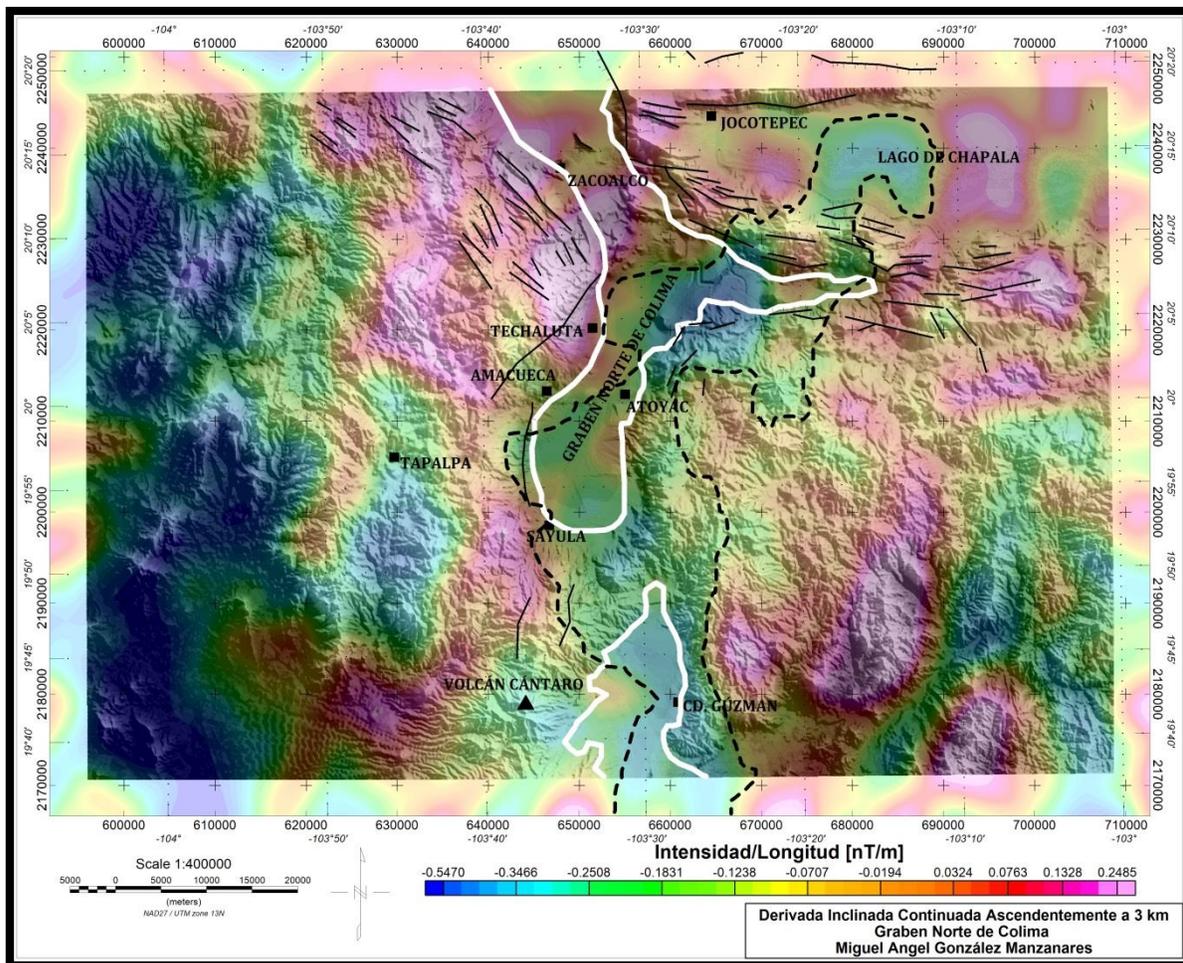


Figura 48. Derivada inclinada continuada ascendentemente 3 km sobrepuesta al mapa digital de elevación. Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales, Líneas discontinuas = Región con valores de intensidad magnética baja.

4.4. SEÑAL ANALÍTICA.

El operador señal analítica se presenta con la forma de una campana aguda que se sitúa sobre los bordes de los cuerpos causantes de las anomalías magnéticas. Sus máximos son útiles al ocurrir directamente sobre fallas y contactos, sin importar el echado o inclinación estructural que puedan presentar, además de ser independiente de la dirección del magnetismo inducido y remanente. La señal analítica es efectiva para definir los límites de distribuciones de magnetización geológicamente anómalas. Los máximos mapeados de la señal analítica calculada de un mapa de anomalía magnética, definen los contornos de los cuerpos-fuente de anomalías, por ejemplo, contactos litológicos, zonas de fallas, intrusiones ígneas y salinas (*Alatorre-Zamora et al., 2012*).

El método fue aplicado por Nabighian en 1972 en perfiles de datos magnéticos, y posteriormente se extendió a 3D por Roest y colaboradores en 1992, quienes demostraron que la señal analítica 3D de las anomalías de un campo potencial puede denotarse como:

$$AS(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2} \quad (4.4.1)$$

Donde f es el campo magnético (*Nava-Flores, 2014*).

Para delinear los contornos de los cuerpos que generan las anomalías magnéticas en la región del Graben Norte de Colima, se aplicó el operador de la señal analítica a los datos del mapa de anomalía magnética residual reducida al polo, obteniéndose el siguiente mapa [Figura 49].

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

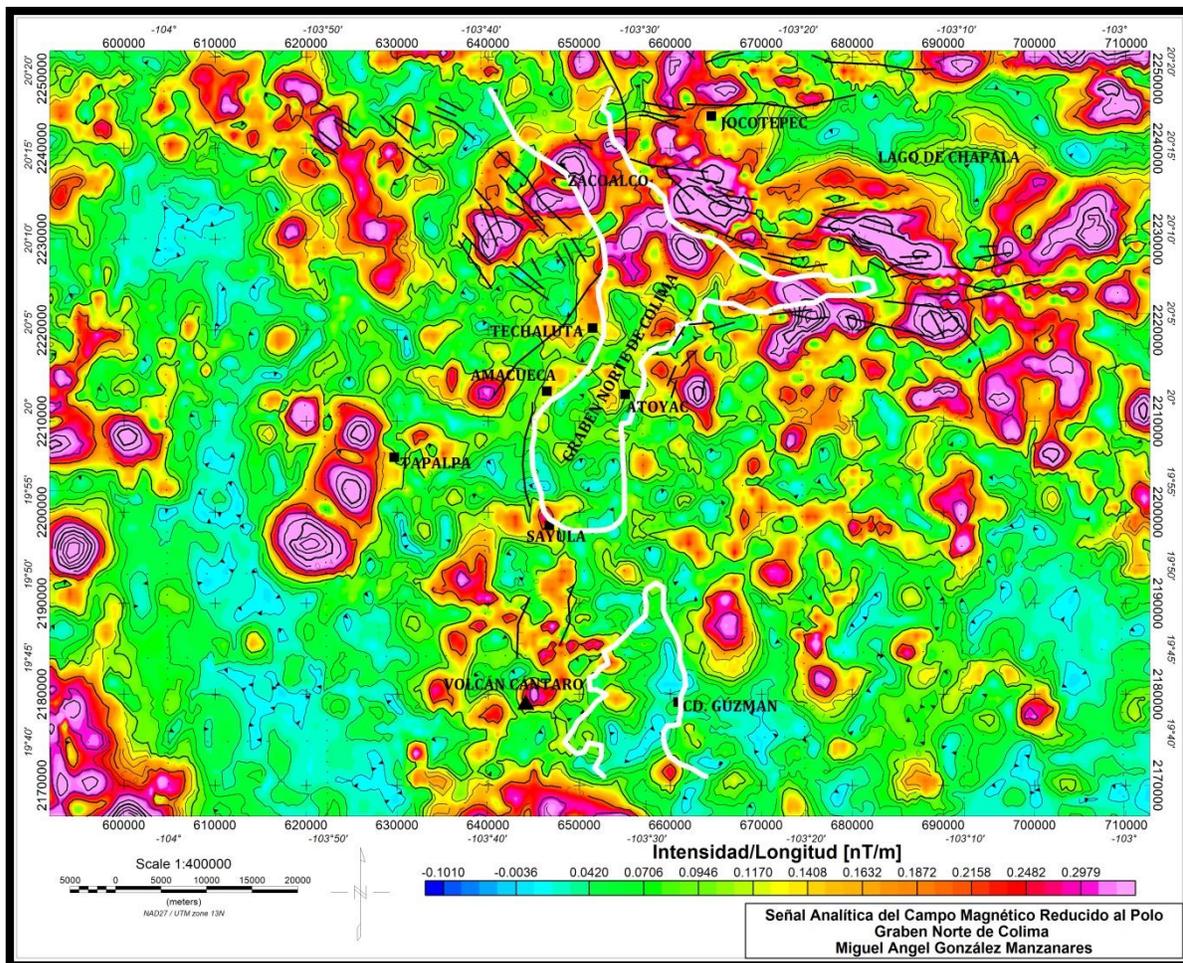


Figura 49. Señal analítica del campo magnético residual reducido al polo.
Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales.

En el mapa de la Figura 49 se hacen notar los cuerpos con mayor amplitud de onda que corresponden a fuentes someras. Las anomalías magnéticas que se ubican en la zona de Tapalpa corresponden a rocas ígneas intrusivas de Diorita que se intrusieron en unidades cretácicas preexistentes desde hace 66.9 – 1.8 Ma (*Carta Geológico-Minera Tapalpa, 2008*). Las anomalías que se ubican al sur de Sayula y que rodean al volcán Cántaro, corresponden a una serie de conos de ceniza compuestos por Basanitas y Minetas (*Luhr y Carmichael, 1980*). Las anomalías de menor dimensión que se sitúan inmediatamente al Este de Atoyac corresponden a conos de lava y ceniza del Cuaternario, domos, y algunos volcanes pequeños de composición andesítica, dacítica y basáltica (*Allan, 1986*).

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

Al norte de Atoyac, desde las localidades de Zacoalco y Jocotepec se presentan una serie de anomalías magnéticas que se alinean con el sistema de fallas que se tiene registrado, además de que parecen delimitar al lago de Chapala. Las anomalías se presentan en la zona denominada Punto Triple de Guadalajara (Allan, 1985) y podrían corresponder a cuerpos intrusivos de gran magnetización o pequeños volcanes.

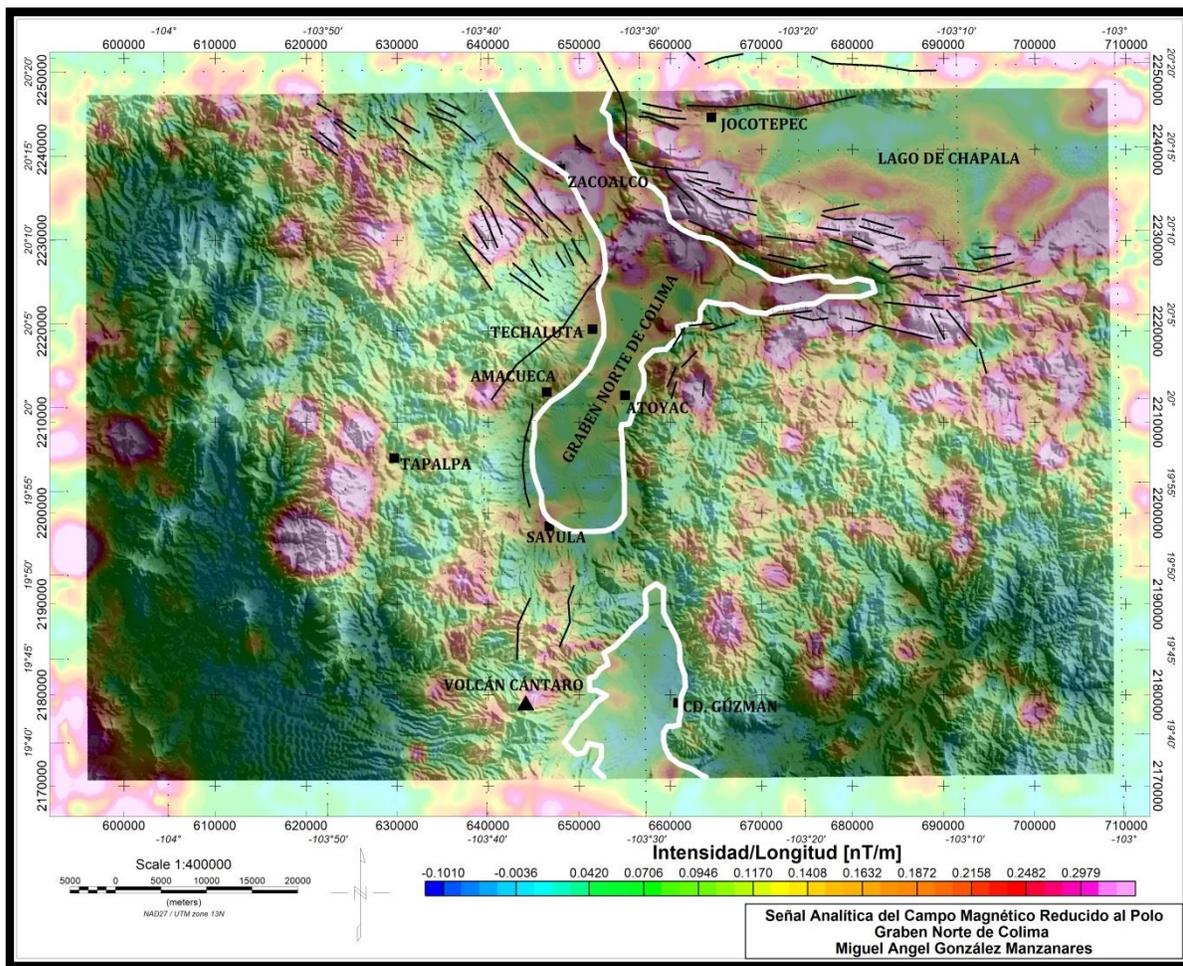


Figura 50. Señal analítica del campo magnético residual reducido al polo sobrepuesto al mapa digital de elevación. Contorno de línea blanca = Parte interna del graben, Líneas negras = Fallas normales.

En la Figura 50, se observa como las anomalías al norte de Atoyac delimitan al lago de Chapala. Algunas de ellas se muestran con rasgos superficiales, mientras que otras pueden deberse a cuerpos de gran susceptibilidad magnética.

4.5. MODELADO DE DATOS MAGNÉTICOS.

GM-SYS® es una aplicación del programa Oasis Montaj® que utiliza una rutina de inversión basada en el algoritmo de inversión de Marquardt (1963) para linealizar e invertir cálculos. GM-SYS® utiliza este algoritmo para calcular la respuesta magnética de un modelo geológico de corte transversal. Para poder llevar a cabo la modelación directa, la aplicación GM-SYS® digitaliza los perfiles trazados en los mapas magnéticos dividiendo la longitud total de estos en estaciones equidistantes que se sobreponen a la topografía correspondiente donde se trazaron los perfiles. Cada estación del perfil contiene información de elevación y distancia, además, se tienen los perfiles que representan la intensidad del campo geomagnético observado y campo geomagnético calculado de cada una de las estaciones. Cabe mencionar que los perfiles se trazaron a partir del mapa de campo magnético reducido al polo.

Una vez que se tienen seleccionados los perfiles, la modelación puede llevarse a cabo. Para realizar lo anterior, se requieren de valores de susceptibilidad magnética, los cuales serán asignados a cada uno de los materiales geológicos que se representen en el modelo. La intensidad del campo geomagnético calculado variara dependiendo de la forma y profundidad de los cuerpos geológicos que se modelen, así como del valor de susceptibilidad magnética asignado. Con base en lo anterior, se pueden elaborar modelos geológicos que debido a sus configuraciones estructurales y propiedades magnéticas, permiten obtener una respuesta del campo geomagnético calculado para representar la intensidad del campo geomagnético observado.

Para proponer los modelos estructurales del interior del Graben Norte de Colima a partir de la aeromagnetometría de la región, se trazaron cinco perfiles; tres de ellos con dirección W-E [Perfiles 1, 2, 3] y dos perfiles transversales con dirección NE-SW [Perfiles 4, 5]. Dichos perfiles atraviesan la superficie del graben y parte de las sierras del Este y Oeste. Además se elaboró un sexto perfil con dirección W-E que cruza la región del volcán Cántaro y Cd. Guzmán, con el objetivo de determinar la geología estructural de una zona volcánica en un ambiente tectónico tan dinámico como el que se presenta en el occidente de México.

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

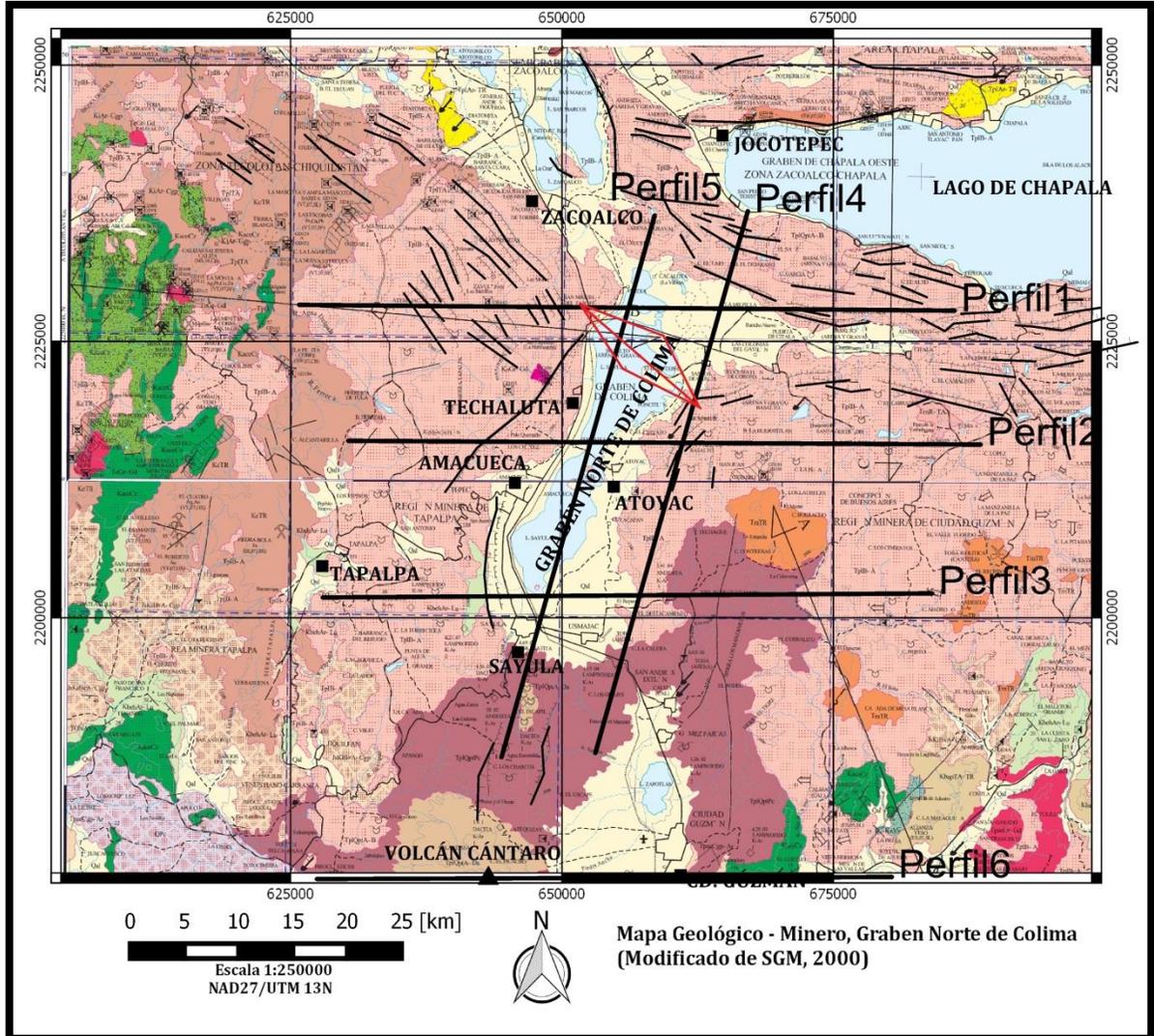


Figura 51. Mapa geológico del Graben Norte de Colima. Se muestra la ubicación de los seis perfiles para la elaboración de los modelos geológico-estructurales. El polígono rojo representa las trayectorias del levantamiento gravimétrico realizado por Allan (1985).

DATOS MAGNÉTICOS DEL GRABEN NORTE DE COLIMA

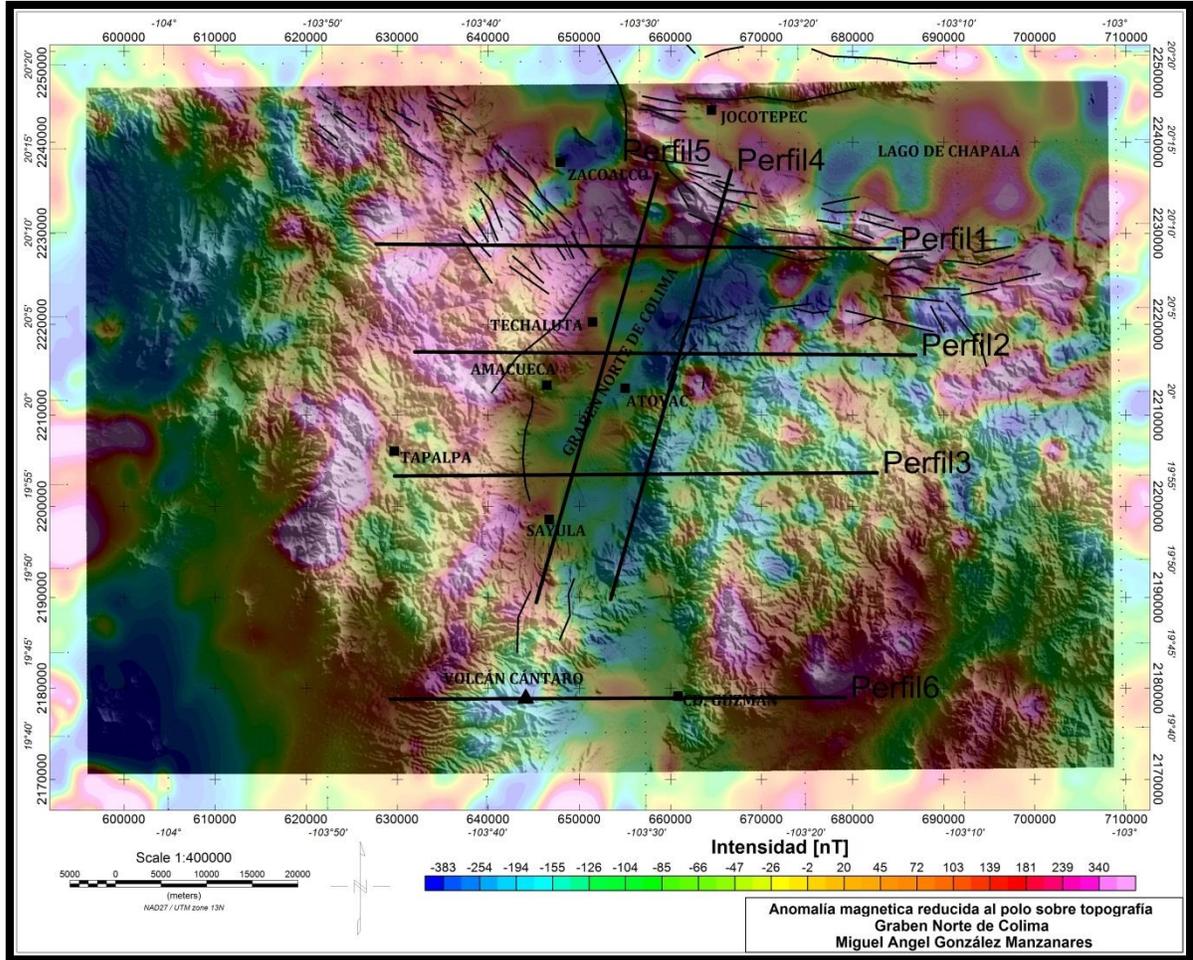


Figura 52. Ubicación de los perfiles en el mapa de anomalía magnética residual reducida al polo sobrepuesto al mapa digital de elevación.

Para la elaboración de los modelos se requiere conocer la susceptibilidad magnética de cada una de las rocas que se encuentran en esta región. Dado que se tiene esta limitación, se asignaron valores de susceptibilidad magnética promedio (*unidades SI*) para cada uno de los materiales geológicos que se representaran en los modelos. Dichos valores se eligieron basándonos en la tabla de susceptibilidad magnética de materiales de la Figura 35, aunque también se consultó la tabla de susceptibilidades magnéticas de Telford et. al., (1990).

CAPÍTULO 5

RESULTADOS Y DISCUSION

5.1. RESULTADOS.

Los modelos geomagnéticos resultantes de cada uno de los perfiles, se basaron en la información mostrada en secciones geológicas de las cartas geológico-minera de Guadalajara, Colima y Tapalpa, además de considerar los eventos de carácter tectónico que se han suscitado en la región.

5.1.1. Perfil 1.

El perfil 1 tiene una longitud de 56 km y una orientación W-E, es el perfil más cercano a la zona donde Allan (1985) realizó su levantamiento gravimétrico. Con referencia al mapa geológico de la Figura 51, el perfil 1 se sobrepone a dos unidades geológicas en superficie, material aluvial en la parte central del graben y basaltos-andesitas del Neógeno con edades de 5–2.5 Ma en las sierras del Este y Oeste. Analizando el mapa de anomalía magnética reducida al polo de la Figura 52, observamos que parte de las sierras del Oeste están constituidas por una serie de altos magnéticos que van desde los 239 a 340 nT. En una zona en el Graben Norte de Colima considerada la parte topográfica más baja, localizada al SE de Zacoalco y NE de Techaluta, se presentan dos anomalías magnéticas de gran intensidad que son contrastantes con el material aluvial que se tiene en esa zona. Inmediatamente al Este de esta región, se tienen bajos y altos magnéticos que se ubican en la alta topografía que separa al lago de Chapala de la parte norte del graben de Colima.

El perfil magnético de la Figura 53 muestra rangos de intensidad magnética altos que se localizan en las sierras del Oeste y en la parte central del graben. El modelo sugiere que los altos magnéticos corresponden a los granitos-granodioritas del batolito de Puerto Vallarta emplazados hace 100–75 Ma que vendrían a intrusionar horizontes de material volcanosedimentario de la Formación Tepalcatepec del Cretácico Inferior con un rango de edad de 113–97.5 Ma, y calizas de la Formación Morelos del Cretácico Superior de 97.5 Ma, los cuales presentan

deformación originada por procesos compresivos regionales provocando plegamiento en ambas unidades debido a la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica durante el Cretácico y principios del Terciario. Por encima de las calizas, se tiene una sucesión de tobas riolíticas denominadas tobas Tapalpa datadas en 79 Ma, las cuales también llegan a ser intrusionadas por el plutón de Puerto Vallarta. El material superficial en ambos lados del graben se compone por basaltos y andesitas de apenas 5–2.5 Ma que sobreyacen a las unidades anteriores formando amplias mesetas y algunos conos volcánicos.

En la parte central del graben se tiene una cuenca rellena por material sedimentario del Holoceno, siendo esta zona la que presenta dos altos magnéticos considerables que observando el perfil magnético, alcanzan valores de intensidad de 500 a 700 nT. En el modelo se propone que estos altos magnéticos se deberían a intrusiones por parte del batolito de Puerto Vallarta, los cuales podrían estar a menos de 1 km de la superficie.

En el lado Este del graben se observa una disminución en la intensidad del campo geomagnético. En el apartado **4.2** se propuso que este bajo magnético se podría asociar a una estructura rellena por material geológico de baja susceptibilidad. El modelo demostró que en esa zona se tendría un espacio relleno por material volcanosedimentario con un espesor de 2 km, y que por encima de él se tendría una gran capa de caliza con un espesor de hasta 5.5 km; ambas unidades serían intrusionadas por cuerpos graníticos-granodioríticos que podrían pertenecer al batolito de Jilotlán del Bloque Michoacán de hace 66–55 Ma, los cuales alcanzarían hasta 1000 m.s.n.m. Sobre las calizas se tendría el mismo material geológico que se presenta en el lado Oeste del graben, es decir, tobas riolíticas o tobas Tapalpa que yacerían bajo las mesetas conformadas por basaltos y andesitas. En el modelo se marcaron las fallas normales que se tienen registradas en las cartas geológicas, aunque la profundidad que pueden alcanzar es un tanto incierta.

El modelo geomagnético del perfil 1 presentó un rango de error de 11% entre el campo geomagnético observado y el campo geomagnético calculado.

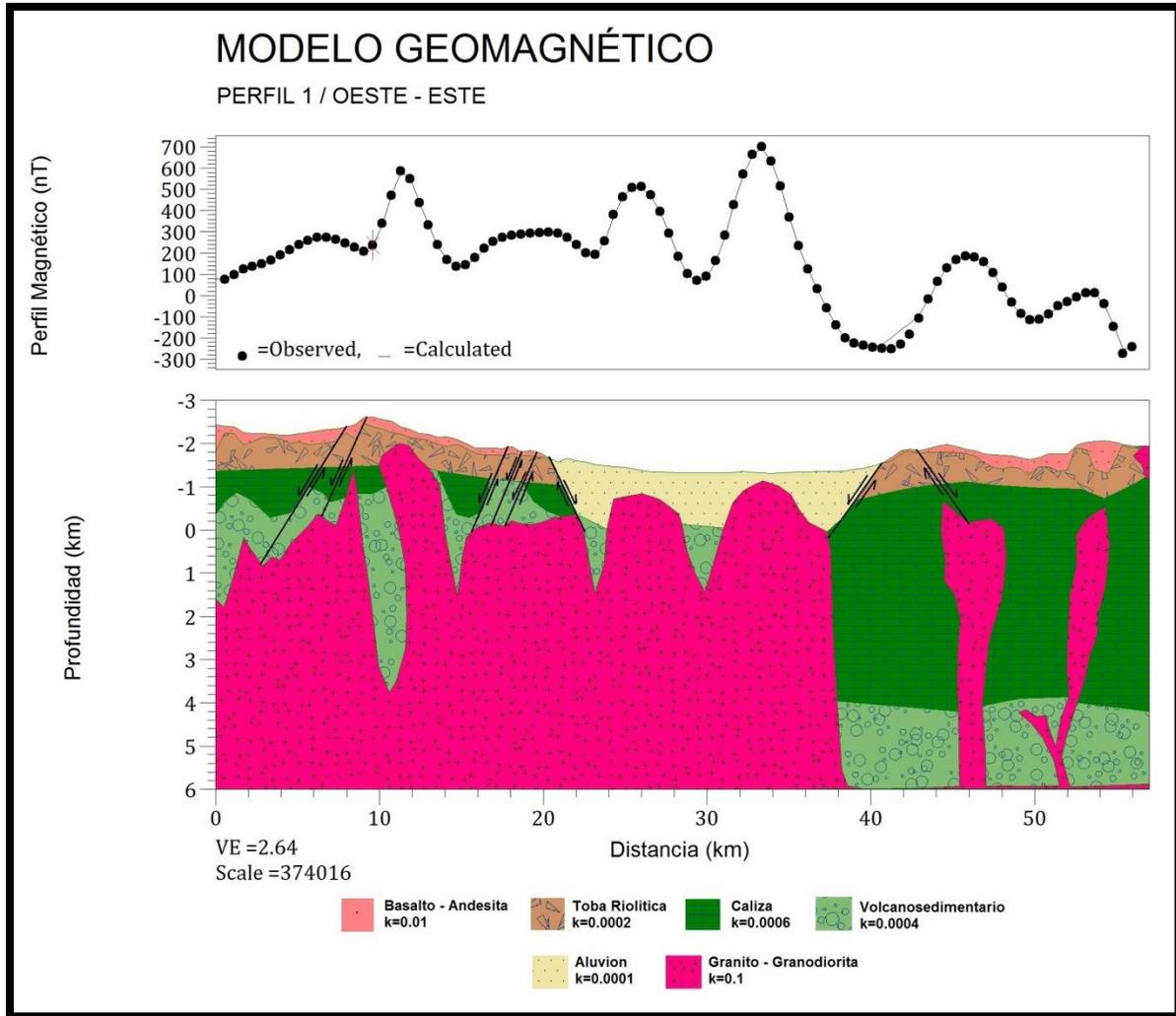


Figura 53. Modelo geomagnético del perfil 1. Unidades de susceptibilidad magnética en SI.

5.1.2. Perfil 2.

El perfil 2 tiene una longitud de 54 km con orientación W-E, espacialmente cruza la parte central del graben entre los poblados de Techaluta y Amacueca. Con referencia al mapa geológico de la Figura 51, el perfil 2 está ubicado unos km al sur de la zona de investigación del levantamiento gravimétrico de Allan (1985). Superficialmente cruza dos unidades geológicas, material aluvial del Holoceno en la parte central del graben y basaltos-andesitas del Neógeno de 5–2.5 Ma en las sierras del Este y Oeste. Analizando el mapa de anomalía magnética reducida al polo de la Figura 52, se observa que el perfil 2 cruza la misma serie de anomalías magnéticas de gran intensidad que se ubican en las sierras del Oeste y que van desde 239–340 nT. En la parte central del graben, la intensidad del campo geomagnético decae entre un rango que va desde los 45 a -155 nT. Inmediatamente, en las sierras del Este se tiene parte del gran bajo magnético que llega a registrarse en el perfil 1, con rangos de intensidad magnética de -155 a -383 nT. Las sierras del Este son contrastantes con las del Oeste, debido a que se presentan anomalías magnéticas de intensidad media a baja en esa región.

El modelo geomagnético del perfil 2 muestra una similitud con respecto al modelo del perfil 1. Se observa que la unidad geológica compuesta por los granitos-granodioritas del batolito de Puerto Vallarta, presenta una elevación más uniforme desde las sierras del Oeste hasta la parte central del graben en comparación con el modelo geomagnético del perfil 1. Como se observa en el perfil magnético de la Figura 54 la intensidad magnética es alta hasta la zona donde se ubica el graben, el cual, al estar relleno por material aluvial de baja susceptibilidad generaría una anomalía magnética de menor intensidad, por lo que la propuesta de que los granitos-granodioritas se localizan debajo de estos sedimentos sería apoyada. Posteriormente se tiene un decaimiento en la intensidad magnética inmediatamente del lado Este del graben. Este decaimiento correspondería a la estructura rellena por material volcanosedimentario de la Formación Tepalcatepec que alcanzaría 3 km de espesor, y a la unidad suprayacente de calizas de la Formación Morelos de casi 4 km de grosor.

Avanzando hacia el Este, en el km 40, se presenta un alto magnético de aproximadamente 220 nT que podría asociarse a la intrusión de los granitos-granodioritas del batolito de Jilotlán, el cual según el modelo, presentaría una extensión en ese sector de aproximadamente 6 km de ancho y va desde los 6 km de profundidad hasta casi 1 km por encima del nivel del mar. Como se observa en el modelo geomagnético del perfil 2, en la parte Este del graben se propone la existencia de una mayor serie de intrusiones por parte de los granitos-granodioritas del Bloque Michoacán.

A un nivel más somero, del lado Oeste del graben se tienen las unidades geológicas conformadas por las tobas riolíticas o tobas Tapalpa con espesores desde 200 a 1000 m que subyacen a los basaltos-andesitas superficiales de apenas 500 m de espesor. En la parte central del graben, se tiene una serie de fallas normales que según su cartografía, no solo llegan a localizarse en los límites de este, sino también un poco más al centro. Del lado Este del graben se tiene el horizonte conformado por las tobas riolíticas o tobas Tapalpa, que subyacen a la amplia capa de material basáltico-andesítico del Neógeno.

El modelo geomagnético del perfil 2 presentó un rango de error menor al 5% entre el campo geomagnético observado y campo geomagnético calculado.

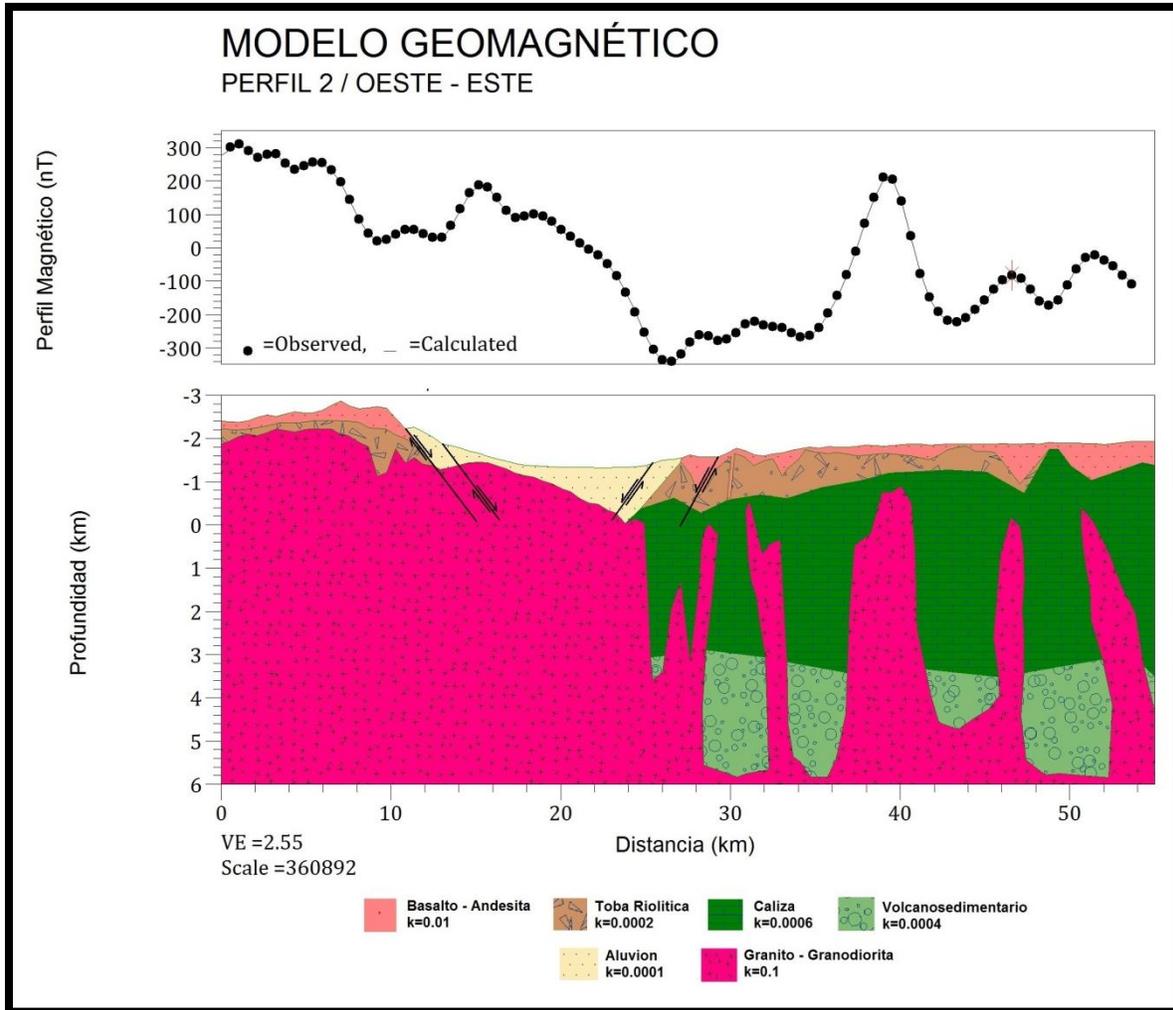


Figura 54. Modelo geomagnético del perfil 2. Unidades de susceptibilidad magnética en SI.

5.1.3. Perfil 3.

El perfil 3 tiene una longitud de 52 km con una orientación W-E, y se ubica entre los poblados de Tapalpa y Sayula. Superficialmente, el perfil 3 cruza cuatro unidades geológicas de acuerdo al mapa geológico de la Figura 51, siendo la unidad basáltica-andesítica del Neógeno la que se ubica en la sierra del Oeste, seguido de una capa plegada de lutitas-areniscas de la Formación Alberca del Cretácico Inferior que se presenta en la ladera occidental que lleva a la parte central del graben que esta relleno por material aluvial, siguiendo el recorrido, del lado Este del graben se tiene la misma capa de basaltos-andesitas junto con una pequeña capa de material piroclástico de 1.68 Ma proveniente del volcán Tancítaro. Con respecto al mapa de anomalía magnética reducida al polo de la Figura 52, el perfil 3 cruza los mismos patrones de anomalías magnéticas como los perfiles 1 y 2 atravesando los altos magnéticos (103 a 239 nT) de las sierras al Oeste del graben, las anomalías medias a bajas en la parte central del graben (45 a -155 nT) y los bajos magnéticos del lado Este del graben (-155 a -254 nT).

El modelo geomagnético sugiere que los granitos-granodioritas relacionados al batolito de Puerto Vallarta localizados en las sierras del Oeste y en la parte central del graben se siguen manteniendo a menos de 1 km de distancia de la superficie. Conforme se avanza hacia el Este, los granitos-granodioritas se presentarían como intrusivos de mayores dimensiones en comparación con el modelo geomagnético del perfil 2, aunque se relacionarían con el batolito de Jilotlán del bloque Michoacán. Esta unidad intrusionaría una capa de tobas andesíticas-tobas riolíticas de la Formación Tecalitlán del Cretácico Inferior que son consideradas como la evidencia de un arco volcánico durante ese periodo; posteriormente se intrusionaría un horizonte de material volcanosedimentario de la Formación Tepalcatepec de aproximadamente 1.5 km de espesor y calizas de la Formación Morelos de 3 km de grosor. Por encima de estas unidades, se tiene el horizonte de tobas riolíticas o tobas Tapalpa del Cretácico Superior que subyace a la capa del Neógeno compuesta por basaltos-andesitas. Finalmente se tiene una capa superficial de 8 km de longitud de material piroclástico

del Pleistoceno proveniente del volcán Tancítaro. Regresando al lado Oeste del graben, se tiene una variación en la geología con respecto a los modelos geomagnéticos de los perfiles 1 y 2, presentándose una capa plegada de lutitas-areniscas de 140–124 Ma del Cretácico Inferior que subyace a una capa de brechas andesíticas-andesitas de 1 km de espesor del mismo periodo, datadas en 124–108 Ma. Finalmente, en la superficie se tienen los basaltos-andesitas del Neógeno con un rango de edad de 5–2.5 Ma y en la parte central del graben se tiene relleno material compuesto por aluvión, que según la cartografía geológica, es afectado por tres fallas normales.

El perfil magnético de la Figura 55 muestra una respuesta magnética sin variaciones tan abruptas en toda su extensión en comparación con los perfiles magnéticos 1 y 2, debiéndose quizá a la propuesta de que las unidades graníticas-granodioritas se localizan a un par de km de la superficie en la región que atraviesa el perfil 3.

El modelo geomagnético del perfil 3 presentó un rango de error menor al 5% entre el campo geomagnético observado y campo geomagnético calculado.

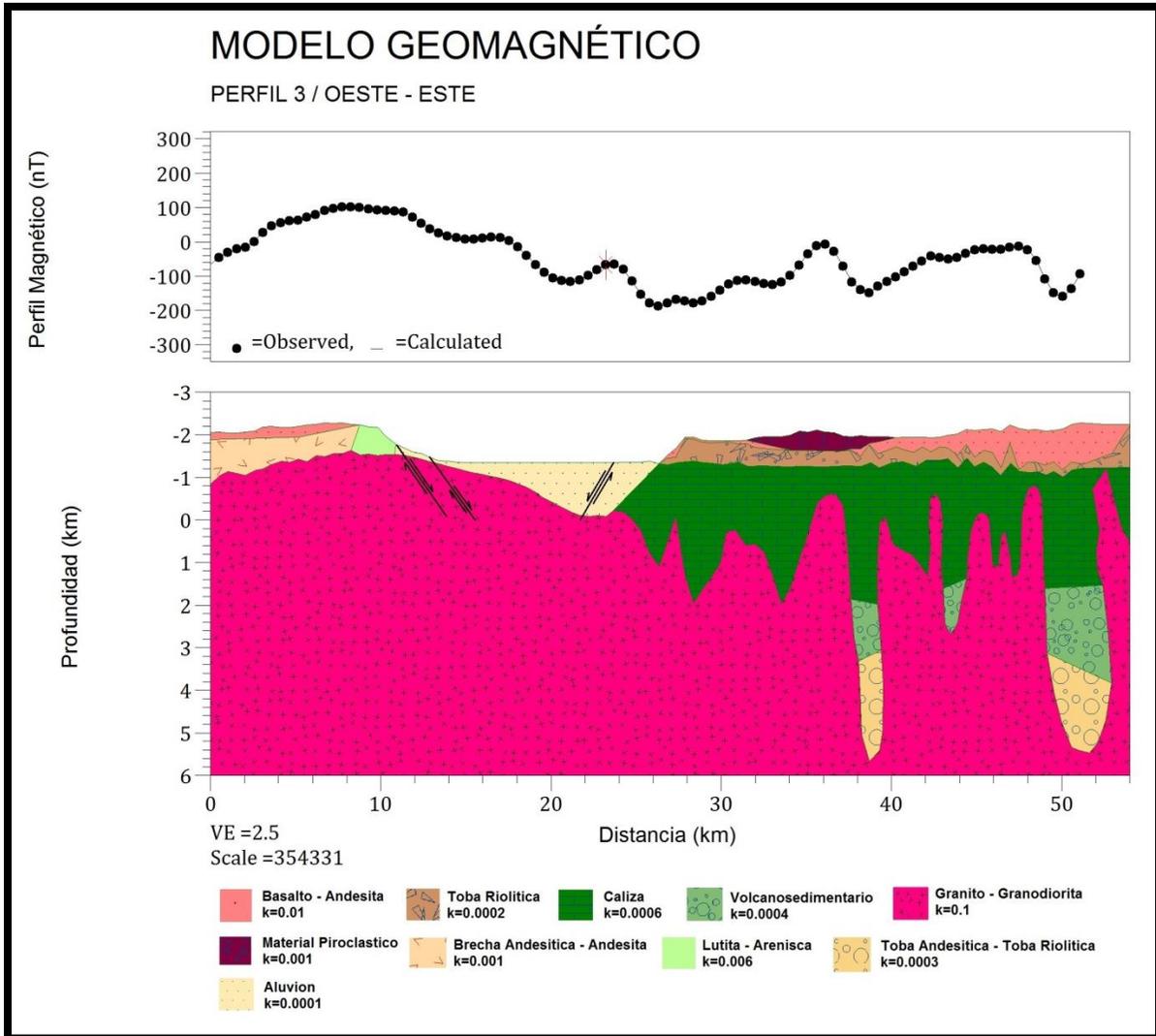


Figura 55. Modelo geomagnético del perfil 3. Unidades de susceptibilidad magnética en SI.

5.1.4. Perfil 4.

El perfil 4 tiene una longitud de 48 km y una orientación NE-SW extendiéndose desde el SE de Sayula hasta el lago de Chapala. En cuestión superficial y con referencia al mapa geológico de la Figura 51, el perfil 4 cruza tres unidades geológicas conformadas por los basaltos-andesitas del Neógeno que yacen en las sierras del Este y Norte, aluvi3n en la parte norte del graben, y material piroclástico del Tancítaro al NNE del estratovolcán El Cántaro y SE de Sayula. En relación al mapa de anomalía magnética reducida al polo de la Figura 52, el perfil 4 se trazó a lo largo de la zona donde se presentan las anomalías con los rangos de intensidad más bajos (-126 a -383 nT), alcanzando parte de una de las anomalías de mayor intensidad magnética (mayor a 340 nT) ubicada en la zona norte del graben de Colima.

El modelo geomagnético demuestra que, desplazándonos de NE a SW en la zona entre el graben de Colima y el lago de Chapala, se presenta una anomalía magnética de gran intensidad que se hace notar en el perfil magnético de la Figura 56 alcanzando una intensidad de 1400 nT y que podría asociarse a la presencia casi superficial de los granitos-granodioritas emplazados por el batolito de Puerto Vallarta; posteriormente en la zona donde se presenta la anomalía magnética con los valores de intensidad más bajos (hasta -383 nT), el modelo geomagnético responde a lo que se propuso como una estructura geológica que alcanza una profundidad de 7 km que sería rellenada por material volcanosedimentario de la Formación Tepalcatepec y calizas de la Formación Morelos. A partir de esa zona, comenzarían a aparecer los granitos-granodioritas asociados al batolito de Jilotlán intrusionando a las tobas andesíticas-tobas riolíticas de la Formación Tecalitlán, al material volcanosedimentario y calizas, mostrando un aumento gradual en su elevación hacia la superficie conforme se avanza hacia el SW. En ese sector en la superficie, se tiene la presencia de material piroclástico del volcán Tancítaro.

En la zona donde se ubica el material aluvial que rellena el graben, se tiene cartografiado un sistema de fallas normales que vienen a delimitar esta estructura. Del lado NE del perfil, el sistema de fallas podría limitar la intrusión por parte de los

granitos-granodioritas del batolito de Puerto Vallarta en las tobas riolíticas y basaltos-andesitas de la superficie. Como se ha mencionado antes, la profundidad que alcanza este sistema de fallas es un tanto incierta.

El modelo geomagnético del perfil 4 presentó un rango de error menor al 5% entre el campo geomagnético observado y campo geomagnético calculado.

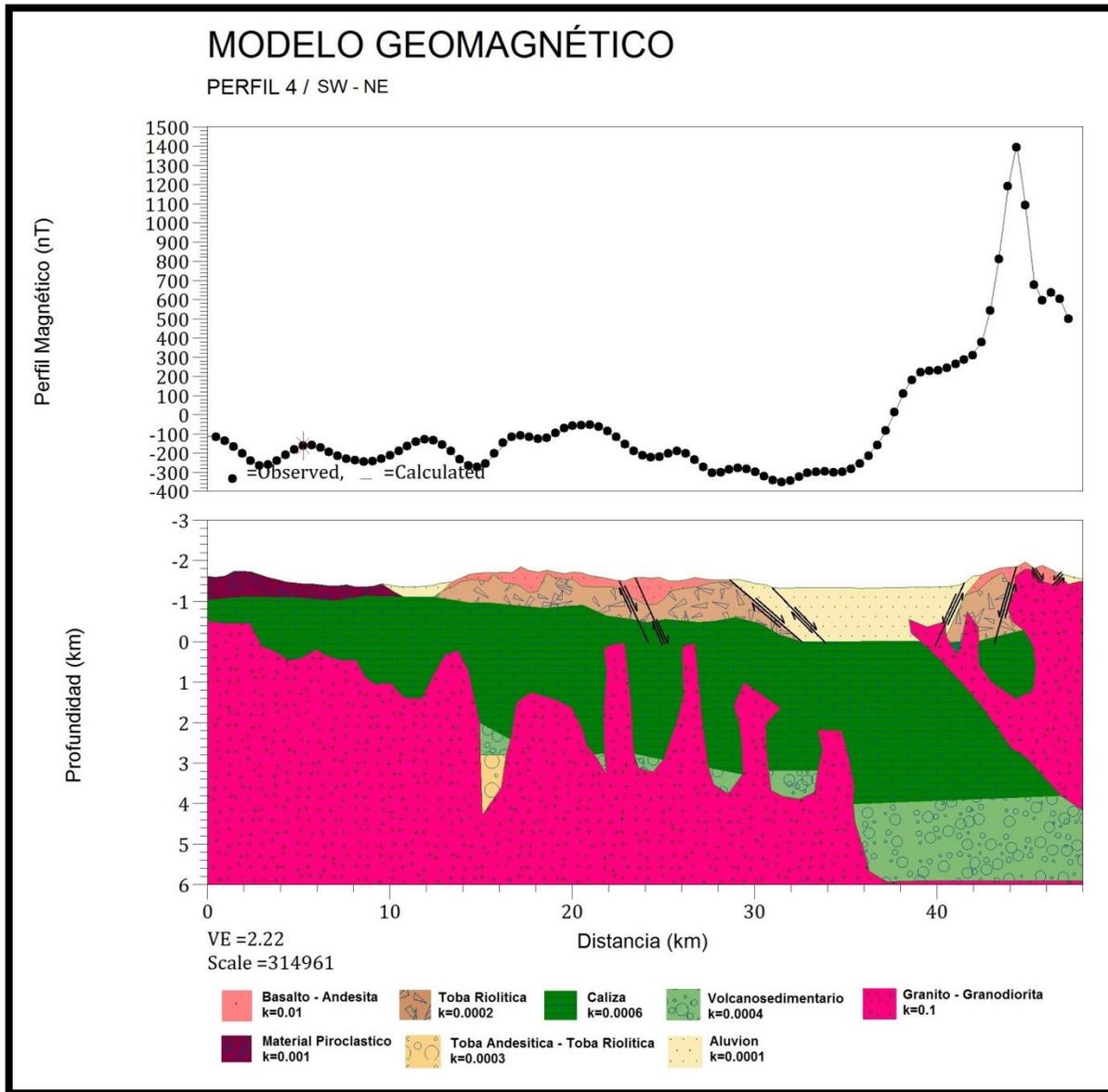


Figura 56. Modelo geomagnético del perfil 4. Unidades de susceptibilidad magnética en SI.

5.1.5. Perfil 5.

El perfil 5 tiene una longitud de 50 km y una orientación NE-SW, se extiende desde la parte Este de Zacoalco hasta el Sur de Sayula. Superficialmente atraviesa tres unidades geológicas como son basaltos-andesitas del Neógeno en la parte norte del graben, el relleno aluvial en toda la extensión del Graben Norte de Colima, y material piroclástico del volcán Tancítaro entre el poblado de Sayula y el volcán Cántaro. Con respecto al mapa de anomalía magnética reducida al polo de la Figura 52, el perfil 5 se ubica espacialmente en toda la extensión de la parte central del Graben Norte de Colima, coincidiendo con la mayor parte de las anomalías magnéticas de intensidad media (20 a -85 nT) aunque en ambos extremos presenta anomalías con intensidades altas (mayores a 139 nT). Por último, el perfil 5 varía su ubicación en comparación con el perfil 4, el cual llega a cruzar la mayor parte de las anomalías de intensidad baja que se ubican en las sierras del lado Este del graben.

El perfil magnético de la Figura 57, muestra una serie de variaciones en la intensidad magnética a lo largo de la zona donde se ubica. Dado que atraviesa toda la región del Graben Norte de Colima, se tiene una extensa capa de material aluvial que rellena toda la estructura con un espesor que alcanzaría los 1400 m y que llega a ser afectado por dos fallas normales. De acuerdo con los modelos geomagnéticos de los perfiles 1, 2 y 3, el perfil 5 se sobrepondría a los granitos-granodioritas del batolito de Puerto Vallarta que llega a elevarse hasta casi 1000 m.s.n.m, siendo esta la unidad geológica predominante en este modelo. Por encima de todo este intrusivo, se tendría la capa de material volcanosedimentario de la Formación Tepalcatepec que alcanza en algunas partes hasta 2 km de espesor. En el sector NE del modelo geomagnético se tiene la secuencia basáltica-andesítica del Neógeno que forma parte de la topografía entre la zona norte del graben y el lago de Chapala, mientras que en el SW del perfil se tiene la colada de material piroclástico proveniente del volcán Tancítaro.

El modelo geomagnético del perfil 5 presentó un rango de error menor al 5% entre el campo geomagnético observado y campo geomagnético calculado.

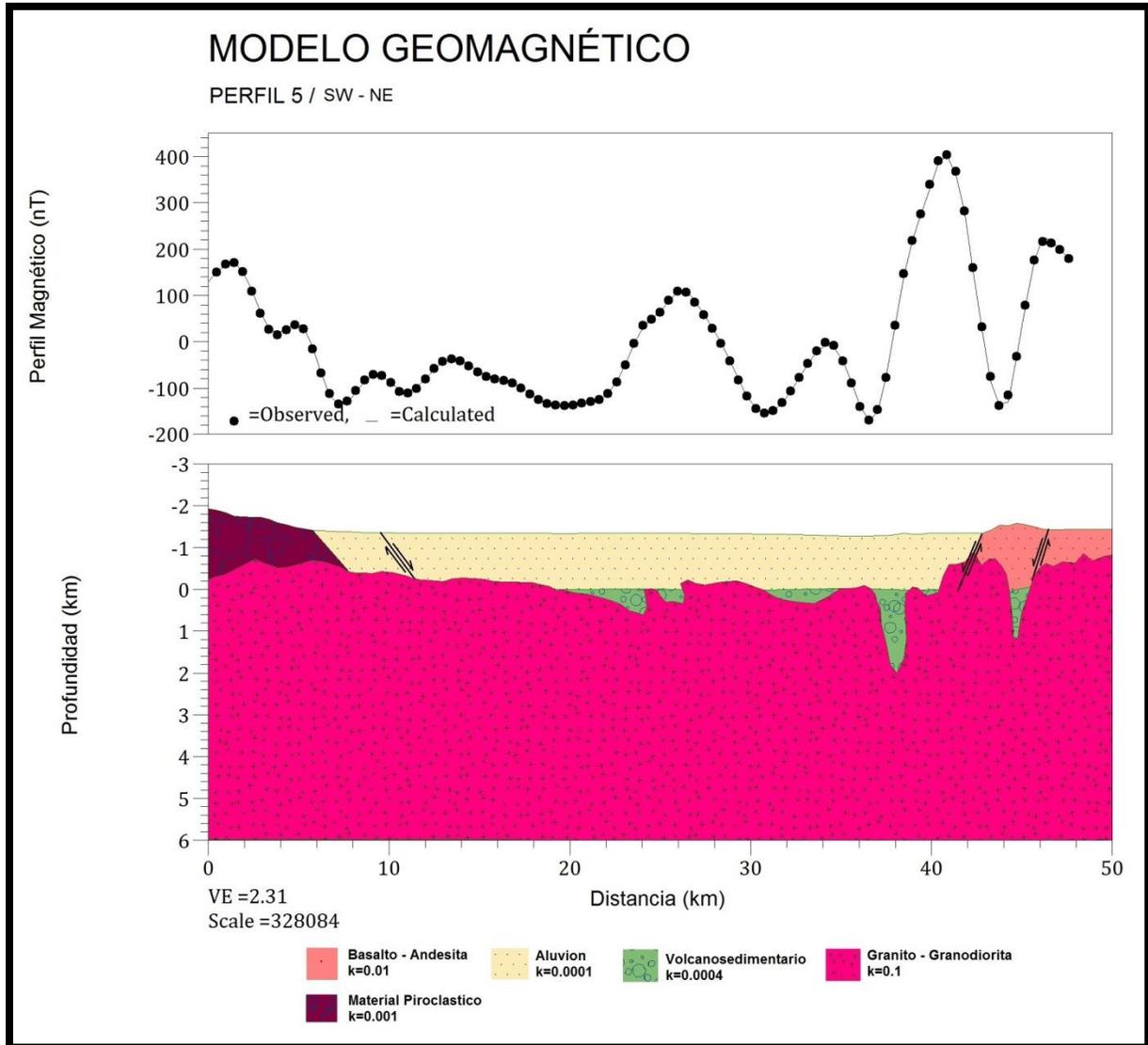


Figura 57. Modelo geomagnético del perfil 5. Unidades de susceptibilidad magnética en SI.

5.1.6. Perfil 6.

El perfil 6 con una longitud de 48 km y una orientación W-E, se ubica en la parte sur del GNC a 15 km al norte del estratovolcán Nevado de Colima. Este perfil atraviesa la región desde la parte oeste del volcán El Cántaro hacia el Este de Cd. Guzmán, Colima. La construcción de este modelo tiene el mismo objetivo que los anteriores, con la diferencia de que la ubicación de este perfil se encuentra en la región donde se presentó el inicio de volcanismo del Complejo Volcánico de Colima. Geológicamente el volcán El Cántaro es un complejo de domos y derrames de lava de composición calcialcalina que varía desde andesita hasta dacita. Su edad datada por K-Ar oscila entre 4.6 a 0.6 Ma, cuya actividad inicio hace 1.7 Ma y termino hace 0.95 Ma (*Allan, 1986*), iniciando con la actividad volcánica del CVC que posteriormente migro 15 km al sur para formar el volcán ancestral Nevado de Colima.

Correlacionando el mapa geológico de la Figura 51 con el mapa de anomalía magnética reducido al polo de la Figura 52, la construcción del modelo geomagnético del perfil 6 constaría de la unidad geológica compuesta por materiales piroclásticos del volcán Tancítaro del Pleistoceno con una edad de 1.68 Ma, que se sobrepondrían a los granitos-granodioritas del batolito de Puerto Vallarta que llegan a elevarse hasta 800 m.s.n.m. y que originan una anomalía magnética de 180 nT en ese sector, inmediatamente se presenta el estratovolcán El Cántaro de composición andesítica-dacítica, el cual registra una anomalía magnética de -200 nT que se sitúa en la parte más alta de éste y que ha consideración de Luhr y Carmichael (*1990*) probablemente se debe a la erosión del volcán. En la parte central del modelo, se tiene una diminuta capa de andesita-basalto que se sobrepone a la amplia capa de material aluvial que rellena el graben que alcanza hasta 1400 m de espesor. Por debajo del aluvión se tiene una capa de calizas plegadas de la Formación Morelos del Cretácico Superior con una edad de 97.5 Ma, la cual sobreyace a una capa de material volcanosedimentario de la Formación Tepalcatepec del Cretácico Inferior con edad de 113-97.5 Ma. Por debajo de ésta, se tiene un horizonte plegado de tobas andesíticas-tobas riolíticas de la Formación Tecalitlán del Cretácico Inferior que llega a elevarse hasta la superficie en

la zona Este del perfil por encima de la unidad granítica-granodiorítica del batolito de Jilotlán del Bloque Michoacán, el cual tiene una edad aproximada de 66–55 Ma y genera una anomalía magnética de 320 nT debido posiblemente a su proximidad con la superficie. De ese lado, se tiene otra capa de material aluvial que yace sobre una capa erosionada compuesta por basalto-andesita del Neógeno de apenas 2.5 Ma.

El modelo geomagnético del perfil 6 presentó un rango de error menor al 5% entre el campo geomagnético observado y campo geomagnético calculado.

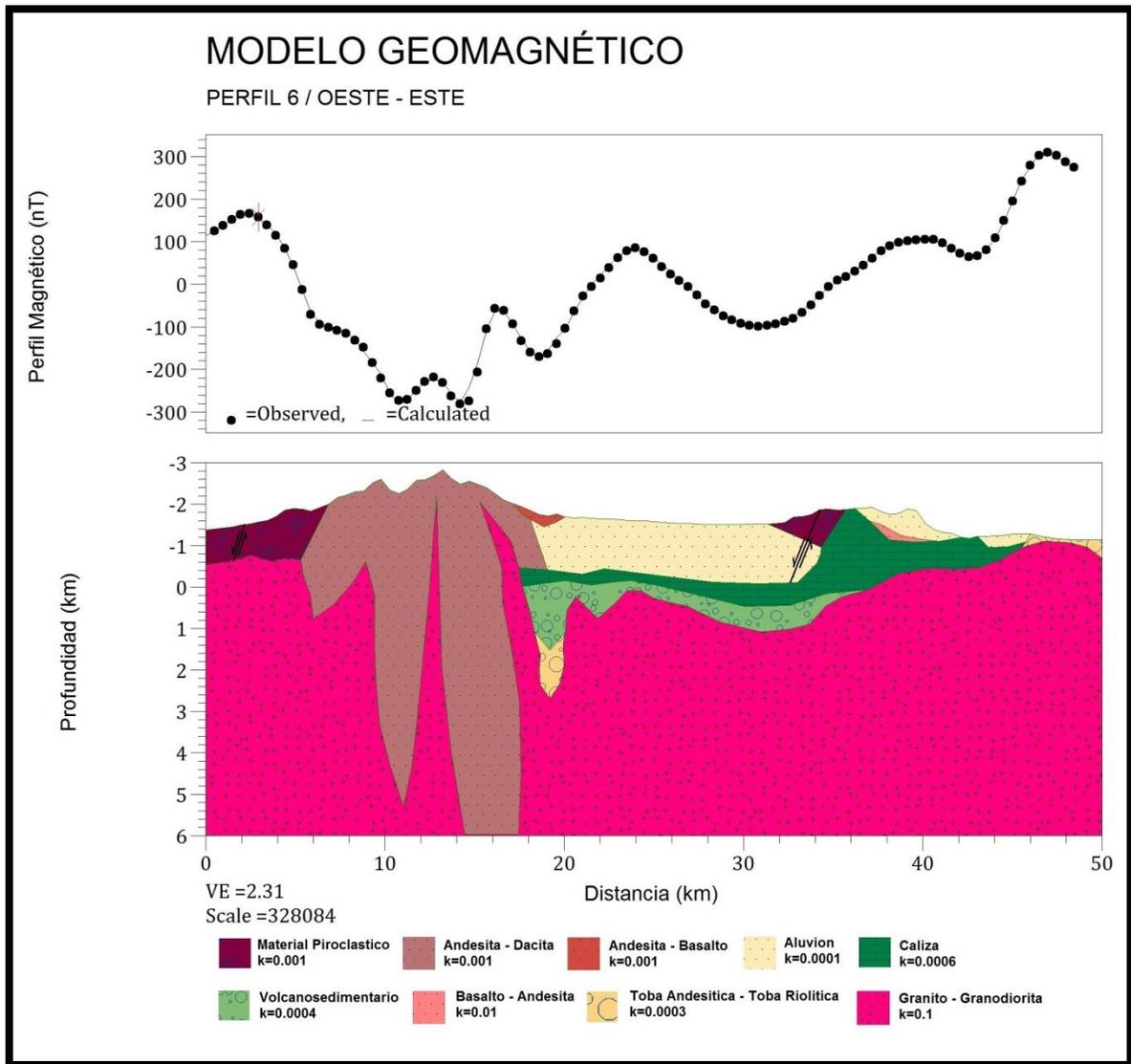


Figura 58. Modelo geomagnético del perfil 6. Unidades de susceptibilidad magnética en SI.

5.2. DISCUSIÓN.

Como se observó, los estudios geofísicos realizados en el rift de Colima por Serpa et. al., (1992), Bandy et. al., (1993, 1995), Medina et. al., (1996), López-Loera et. al., (2011), y Álvarez y Yutxis (2015), se concentraron en la región del Complejo Volcánico de Colima y Graben de Colima Sur llegando incluso hasta la región de los cañones submarinos al SE de Manzanillo, por lo que el trabajo de Allan (1985) es el único dentro del sector norte del rift de Colima. El modelo geofísico de la investigación realizada por Allan (1985) propone que el Graben Norte de Colima estaría relleno por material geológico de baja densidad ($1.5\text{--}2.24\text{ g/cm}^3$) que alcanza hasta 1 km de profundidad y que sería afectado por un sistema de fallas normales en su interior, además de que según en su modelo, la cuenca parecería estar acuñándose conforme se hace más profunda. El resto de los materiales en ambos lados del graben presentaría una densidad de 2.67 g/cm^3 [Figura 14]. La sección geológica en la Figura 15, sería propuesta por el mismo Allan en su trabajo sobre la geología del graben Norte de Colima y Zacoalco (Allan, 1986). Dicha sección, se ubica en la misma área donde Allan realizó la investigación gravimétrica de su trabajo de 1985. En la sección de la Figura 15 se puede observar que los materiales al Oeste del graben constarían de tres unidades geológicas; en la parte profunda se tendría un material asociado a un intrusivo granodiorítico, al cual lo sobreyace material volcanosedimentario y en la superficie se tienen flujos de composición andesítica, basalto, dacita y lamprófidos pertenecientes al Mioceno-Holoceno. Todas estas unidades serían afectadas por una falla normal. En la parte del graben se tendría una cuenca rellena por material aluvial que es delimitado por dos fallas normales; y en la parte Oeste del graben se tendría una gran capa de material basáltico-andesítico afectados por un par de fallas normales, así como un conducto de un cono de lava o ceniza. Si comparamos la sección geológica de la Figura 15 con el modelo gravimétrico de la Figura 14 de ambos trabajos (Allan, 1985, 1986) notamos que existe una correlación que varía quizá en la forma en cómo se representa al graben en su parte interna, además de que no se tiene mayor información por debajo de los cero metros.

El mapa de anomalía magnética reducida al polo muestra una gran cantidad de anomalías de intensidad alta tanto en el Norte como en el lado Oeste del graben, mientras que del lado Este, se tienen anomalías de media a baja intensidad. En una zona al NE de Atoyac, se presenta una anomalía magnética negativa muy significativa que conforme avanza hacia el Sur parece cambiar en intensidad, de baja a media hasta una zona al NE del volcán El Cántaro y NW de Cd. Guzmán [Figura 41 y 42]. En el mapa de derivada inclinada, se hicieron presentes una serie de anomalías magnéticas altas que se atribuyen a cuerpos intrusivos someros, cuerpos volcánicos y lo que podría ser un gran sistema de fallas en la región [Figura 45]. Además, se realizó una continuación ascendente de 1 y 3 km que denota una anomalía magnética de intensidad media a baja que sigue la misma dirección del Graben Norte de Colima, la cual se extiende desde el lago de Chapala hasta el poblado de Atoyac con una orientación NE-SW, y que cambia desde ese poblado a una dirección N-S hasta las inmediaciones entre el estratovolcán El Cántaro y Cd. Guzmán [Figura 46 y 47]. Así mismo, el mapa de derivada inclinada continuado ascendentemente 3 km, muestra anomalías magnéticas de intensidad alta al Este del graben, las cuales podrían asociarse a los granitos-granodioritas del batolito Jilotlán del Bloque Michoacán datado hace 66–55 Ma [Figura 47]. El mapa de la señal analítica resalto una serie de anomalías atribuidas a cuerpos de gran amplitud de onda correspondientes a fuentes o cuerpos someros. Estas anomalías están asociadas a una serie de intrusivos y conos volcánicos de la superficie [Figura 49].

Los modelos geomagnéticos sugieren que del lado Oeste del graben donde se localiza la sierra de Tapalpa, se presentan una serie de anomalías magnéticas de gran intensidad que pueden atribuirse a cuerpos de composición granítica-granodiorítica relacionados al emplazamiento del batolito de Puerto Vallarta durante el Cretácico Superior hace 100–75 Ma (*Schaaf et. al., 1995*). Estos mismos intrusivos se presentarían también debajo del material que rellena el graben a menos de 1 km de profundidad. Comparando el modelo geomagnético del perfil 1 con el modelo gravimétrico de Allan (1985) se observa una similitud en la forma en la que se acuña parte del interior del graben, así como de las unidades geológicas que se presentan.

En los mapas de anomalía magnética reducida al polo, se observó una gran anomalía magnética negativa que se localiza en la parte norte del graben al NNE del poblado de Atoyac. Dicha anomalía, está ubicada debajo de la sierra del Este y parte del graben, además de presentar cuatro anomalías monopolares asociadas a cuerpos volcánicos en la superficie [Figura 52]. Los modelos geomagnéticos 1, 2 y 4, sugieren que este gran bajo magnético correspondería a una estructura que estaría rellena por materiales volcanosedimentarios de la Formación Tepalcatepec con rango de edad de 113–97.5 Ma y calizas de la Formación Morelos de 97.5 Ma. Conforme se avanza hacia el Sur, en las sierras al Este se tendría una mayor cantidad de cuerpos intrusivos que parecen asociarse al batolito de Jilotlán. Por lo tanto, el basamento en todos los modelos estaría constituido por una unidad granítica-granodiorítica que del lado Oeste del graben se asocia a los granitos-granodioritas pertenecientes al Bloque de Jalisco, mientras que los del lado Este del graben se asocian al Bloque Michoacán.

Por encima de los granitos-granodioritas se tendría una secuencia de tobas andesíticas-tobas riolíticas de la Formación Tecalitlán del Cretácico Inferior de 120 Ma, las cuales representarían la evidencia de un arco volcánico durante ese periodo. Sobre esta unidad, yacería la secuencia volcanosedimentaria que a su vez subyace bajo una gran capa de calizas. Del lado Oeste del graben, estas capas presentarían deformación originada por procesos compresivos regionales relacionados con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica durante el Cretácico y principios del Terciario, lo que explicaría el plegamiento en esas unidades. Todas estas unidades geológicas son intrusionadas por los batolitos de Puerto Vallarta y Jilotlán. Por encima de las calizas, en ambos lados del graben se tiene una sucesión piroclástica de composición riolítica denominada tobas Tapalpa de la cual se tiene una edad radiométrica de 79 Ma.

Entre los poblados de Tapalpa y Sayula, del lado Oeste del graben, se hace presente una secuencia constituida por lutitas-areniscas de la Formación Alberca, la cual es considerada la unidad volcanosedimentaria más antigua con un rango edad de 140–124 Ma; por encima ella se sobrepondría una capa de brechas andesíticas-andesitas de la Formación Tecalitlán del Cretácico Inferior. Ambas unidades

presentan deformación regional debido a los procesos de subducción de ese periodo, además de que podrían haber sido elevadas e intrusionadas por el batolito de Puerto Vallarta.

En la superficie en ambos lados del graben, se tiene una secuencia alcalina conformada por basaltos-andesitas datados por K-Ar con una edades de 4.6–0.6 Ma del Plioceno-Temprano y que parecen haber sido originadas por los procesos de rifting ocurridos en la región. En la parte Sur del GNC al Norte del volcán El Cántaro, se tiene una secuencia de material piroclástico proveniente del volcán Tancítaro que viene a superponerse a la secuencia basáltica-andesítica del Plioceno.

En el sector sur del GNC, se presenta el modelo del estratovolcán El Cántaro que se asocia como un intrusivo de composición andesítica-dacítica, el cual estaría siendo intrusionado por el batolito de Puerto Vallarta y batolito de Jilotlán. Además se observa que los horizontes de la Formación Tecalitlán, Tepalcatepec y Morelos presentan una disminución en sus espesores conforme se avanza hacia el Sur, además de que presentarían deformación producida por la intrusión del batolito de Jilotlán.

En resumen, las unidades volcanosedimentarias internas en ambos flancos del GNC están intrusionadas por una serie de cuerpos pertenecientes a los batolitos de los Bloques de Jalisco y Michoacán. Estos intrusivos están asociados a magmas calcialcalinos los cuales dan paso a la formación de granitos-grandioritas que normalmente se originan en zonas de subducción, como la del SW de México. Bajo esta tectónica se habrían emplazado los batolitos de Puerto Vallarta y de Jilotlán, que conforme se van elevando llegan a estar a menos de 1 km de la superficie. Con este escenario, las teorías propuestas por Nixon (1982) y Álvarez y Yutsis (2015) sobre el origen del Graben Norte de Colima, validarían la idea de que en la zona del rift de Colima se tienen flujos de material proveniente del manto superior, debido a la separación a profundidad de las placas de Rivera y Cocos bajo la placa de Norteamérica, por lo que dicha separación permitiría el ascenso del material creando un flujo toroidal que favorecería la formación del Graben Norte de Colima.

CONCLUSIONES

1. Los datos aeromagnéticos del Mapa de Anomalía Magnética de Norteamérica representan una valiosa herramienta para la exploración e identificación de estructuras geológicas y cuerpos intrusivos.
2. Los operadores reducción al polo, derivada inclinada y señal analítica aplicados a la anomalía magnética residual llevaron a la obtención de mapas magnéticos que permitieron definir lineamientos estructurales y cuerpos intrusivos presentes en la región del Graben Norte de Colima que no se observan directamente en la superficie.
3. Los mapas magnéticos muestran una serie de anomalías de intensidades medias a altas ubicadas en las sierras del Este y Oeste que pertenecen a los intrusivos de los bloques de Jalisco y Michoacán. En el área correspondiente a la superficie del graben las intensidades de las anomalías son de medias a bajas y se asocian con los sedimentos lacustres y materiales volcanosedimentarios que rellenan el graben. Estas deducciones se basan con la información geológica que se tiene de la región.
4. Los resultados de los modelos geomagnéticos construidos a partir de la anomalía magnética reducida al polo sugieren que la región donde se localiza el GNC está sustentada por un basamento granítico-granodiorítico que alcanza hasta 7 km de espesor en algunas zonas e intrusión a unidades volcanosedimentarias plegadas por procesos compresivos relacionados con la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de Norteamérica durante el Cretácico y el Terciario. Los granitos-granodioritas que se presentan en las sierras del lado Oeste del graben y debajo del graben corresponden al batolito de Puerto Vallarta, mientras que los que se ubican en las sierras del Este corresponden al batolito de Jilotlán. Estos intrusivos llegan a presentarse a menos de 1 km de la superficie.
5. Tanto el mapa de anomalía magnética reducida al polo como el mapa de derivada inclinada continuado 3 km hacia arriba, muestran un gran bajo

- magnético al NNE del poblado de Atoyac que es asociado a materiales volcanosedimentarios, y que según los resultados de los modelos geomagnéticos forman parte del relleno contenido en una estructura geológica interna localizada bajo las sierras del Este del GNC a una profundidad de 6 km.
6. Los modelos confirman que el GNC está delimitado por un sistema de fallas normales en ambos flancos, aunque las profundidades que estas alcanzan son inciertas. Según los antecedentes geológicos, estas fallas llegarían hasta los cero metros con respecto al nivel del mar.
 7. En el sector Sur del GNC se localiza el volcán extinto El Cántaro, que según el mapa de señal analítica está rodeado por una serie de anomalías asociadas a pequeños conos volcánicos. Los resultados del modelo geomagnético en ese sector indican que el intrusivo que compone al estratovolcán genera una anomalía magnética negativa debido a la erosión del volcán, además de que los granitos-granodioritas de los batolitos de Puerto Vallarta y Jilotlán estarían intrusionando la unidad andesítica-dacítica del volcán y los materiales volcanosedimentarios. Los intrusivos del Bloque de Jalisco y Michoacán de acuerdo con los mapas geológicos y modelos geomagnéticos, están elevándose de Norte a Sur.
 8. Los resultados obtenidos del análisis de los mapas magnéticos y modelos geomagnéticos aportan nueva información geológico-estructural de la posible configuración del subsuelo en la región del Graben Norte de Colima, por lo que estos resultados son de gran relevancia considerando que la mayor parte de las investigaciones en toda la extensión del rift de Colima se han concentrado en el Complejo Volcánico de Colima y el Graben de Colima Sur.

REFERENCIAS

- [1] Alatorre-Zamora, M. A., Rosas-Elguera, J., Pérez-Rodríguez, G., Campos-Enríquez, J., Maciel-Flores, R., 2012, Contribución de la deconvolución de Euler y la señal analítica en 3D al análisis de riesgos por fallas en el graben de valle de Banderas, *e-Gnosis*, v.10, 1-31 pp.
- [2] Allan, J. F., Carmichael, I. S. E., 1984. Lamprophyric lavas in the Colima graben, SW Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Springer-Verlag.
- [3] Allan, J. F., Luhr, J. F., 1982. K-Ar Ages of late Cenozoic alkaline and calc-alkaline lavas on the Colima Graben, SW Mexico, *EOS (American Geophysical Union Transactions)*, Fall Meeting Abstracts, v.63, no. 45, 1154.
- [4] Allan, J. F., 1985, Sediment depth in the Northern Colima Graben from 3D interpretation of Gravity, *Geofísica Internacional*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt – Part 1 (Ed. S. P. Verma), v.24, no. 1.
- [5] Allan, J. F., 1986, Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, Southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt, *Geological Society of America Bulletin*, v. 97. 473-485.
- [6] Álvarez, R., Yutsis, V., 2015, The elusive Rivera-Cocos plate boundary: Not diffuse, *The Geological Society, Special Publications*, v. 420.
- [7] Bandy, W. L., 1992, Geological and geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications for plate fragmentation, Ph.D. dissertation, Tex. A&M Univ., College Station.
- [8] Bandy, W. L., Mortera-Gutierrez, C. A., Urrutia-Fucugauchi, 1993, Gravity field of the southern Colima Graben, *Geofísica Internacional*, v.32, 561-567.
- [9] Bandy, W. L., Mortera-Gutierrez, C. A., Urrutia-Fucugauchi, Hilde, T. W. C., 1995, The subducted Rivera-Cocos plate boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima rift?, *Geophysical Research Letters*, v.22, no. 22, 3075-3078.
- [10] Bourgois, J., Renard, V., Aubouin, J., Bandy, W., Barrier, E., Calmus, T., Carfantan, J., Guerrero, J., Mammerickx, J., DeLepinay, B., Michoud, F., Sasson, M., 1988, Fragmentation en cours du bord ouest du continent Nord-Américain: Les frontières sous-marines du bloc Jalisco (Mexique), *C. R. Acad. Paris*, 307, 1121-1130.
- [11] Calmus, T., Poupeau, G., Mercier de Lepinay, B., Michaud, F., Bourgois, J., 1995, Apatite fission-track ages of plutonic rocks sampled along the active margin off Manzanillo batholith, Mexico, *Geos (Boletín Unión Geofísica Mexicana)*, v.15, no. 2, 63-64.
- [12] Carr, M. J., Stoiber, R. E., Drake, C. L., 1974, The segmented nature of some continental margins, in Burk, C. A. and Drake, C. L., eds. *The geology continental margins*: New York, Springer-Verlag, 105-114.
- [13] Corbo-Camargo, F., Arzate-Flores, J., Álvarez-Béjar, R., Aranda-Gómez, J. J., Yutsis, V., 2013, Subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco block as imaged by magnetotelluric data, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.30, no.2, 268-281 pp.

- [14] De la Fuente-Duch, M. F., Mena, M., Aiken, C. L. V., 1995, Cartas gravimétricas de la República Mexicana. I. Carta de anomalía de Bouguer, Instituto de Geofísica, UNAM, México.
- [15] Demant, A., 1979, Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico, UNAM, Rev. Ins. Geol., 3, 39-57.
- [16] Demant, A., 1981, L'Axe Neo-Volcanique Transmexicain, étude volcanologique et petrographique; signification géodynamique. Ph.D. dissertation, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille.
- [17] DeMets, C. & Wilson, D. 1997. Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 MA. Journal of Geophysical Research, 102, 2789–2806.
- [18] Dentith, M., Mudge, S. T., 2014, Geophysics for the mineral exploration geoscientist, Cambridge University Press, 516 pp.
- [19] DePaolo, D. J., Carmichael, I. S. E., 1980, Nd and Sr isotopes in the lavas of Colima, Mexico, Geological Society of America, v.12, 398 p.
- [20] Díaz, E. C., Mooser, F., 1972. Formación del graben de Chapala, Sociedad Geológica Mexicana. Memoria II Convención Nacional, 144-145.
- [21] Fernández, Juan, 2004, Materiales magnéticos, Departamento de Física – Facultad de Ingeniería, Universidad de Buenos Aires.
- [22] Ferrari, L., 1995, Miocene sharing along the northern boundary of the Jalisco block and opening of the southern Gulf of California, Geology, v.23, 751-754.
- [23] Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década, Boletín de la Sociedad Mexicana, v.LIII, 84-92.
- [24] Frey, H.M., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2004, Magma eruption rate constrained by ^{40}Ar - ^{39}Ar chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico, Geological Society of America Bulletin, no. 3-4, 259-276.
- [25] Garduño-Monroy, V. H., Jiménez Z., Gavilanes-Ruiz, J. C., Cortés-Cortés, A., Uribe-Cifuentes, R. M., 1998, La Falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones con el Complejo Volcánico de Colima, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.15, no. 2, 132-144.
- [26] Gastil, R. G., Jensky, W., 1973, Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican Volcanic Belt, Stanford University Published in Geol. Sci. 12-13, 171-180.
- [27] GSC, USGS, CRM, 2002, Magnetic Anomaly Map of North America, U.S. Department of the Interior, U.S. Geological Survey.
- [28] Hausback, B. P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Field Trip GuideBook, v.39, 219-236.
- [29] Hey, R. N., 1977, A new class of “pseudofaults” and their bearing on plate tectonics: A propagating rift model, Earth and Planetary Science Letters, v.57, 321-325.
- [30] Karing, D. E., Jensky, W., 1972, The proto-Gulf of California, Earth and Planetary Science Letters, v.17, 169-174.

- [31] Khutorskoy, M. D., Delgado-Argote, L. A., Fernández, R., Kononov, V. I., Polyak, B. G., 1994, Tectonics of the offshore Manzanillo and Tecpan basins, Mexican Pacific, from heat flow, bathymetric and seismic data, *Geofísica Internacional*, v. 33, 161-185.
- [32] Larson, R. L., Menard, H. W., Smith, S. M., 1968, Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting, *Science*, v.1161, 781-783.
- [33] López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L., 2011, Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México – implicaciones tectónicas y estructurales, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.28, no. 3, 349-370.
- [34] Luhr, J., 1993, Petrology and geochemistry of stage I andesites and dacites from the caldera wall of Volcán Colima, Mexico, *Geofísica Internacional*, v.32, no. 4, 591-603.
- [35] Luhr, J. F., Allan, J. F., Carmichael, I. S. E., Nelson, A., Hasenaka, T., 1989. Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the Western Mexican Volcanic Belt, *Journal Geophysical Research*, 94(B4), 4, 515-530.
- [36] Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., 1980, The Colima Volcanic Complex, Mexico; Part I, Postcaldera andesites from Volcan Colima, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71, 343-372.
- [37] Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., 1981, The Colima Volcanic Complex, Mexico; Part II, Late Quaternary cinder cones, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71(2), 127-147.
- [38] Luhr, J. F., Nelson, S. A., Carmichael, I. S. E., 1985, Active rifting in southwestern Mexico, manifestation of an incipient eastward spreading-ridge jump, *Geology*, v.13, no. 1, 54-57.
- [39] Lynn, W. S., Lewis, B. T. R., 1976, Tectonic evolution of the Northern Cocos plate, *Geology*, v.4, 718-722.
- [40] Macías, J. L., 2005, Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, no. 3, 379-424.
- [41] Macías, J. L., Capaccioni, B., Conticelli, S., Giannini, L., Martini, M., Rodriguez, S., 1993, Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima graben, Mexico: Constrains on their genesis and evolution, *Geofísica Internacional*, v.32, 4, 575-589.
- [42] Mammerickx, J., 1984, The morphology of propagation spreading centers, new and old, *Journal of Geophysical Research*, v.89, no. 133, 1817-1828.
- [43] Mammerickx, J., Klitgord, K. D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present, *Journal of Geophysical Research*, v.87, no. 88, 6751-6759.
- [44] Marquardt, D.W., 1963. An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters: *SIAM Journal on Applied Mathematics*, 11, 431-441.
- [45] Medina, F., Espíndola, J. M., De la Fuente, M., Mena, M., 1996, A gravity model of the Colima, Mexico region, *Geofísica Internacional*, v.35, no. 4, 409-414.

- [46] Mooser, F., 1969, The Mexican Volcanic Belt – Structure and development. Formation of fractures by differential crustal heating, Pan American Symp. on the Upper Mantle, México, 15-222.
- [47] Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt – Structure and tectonics, *Geofísica Internacional*, v.12, 55-70.
- [48] Nixon, G. T., 1982, The relationships between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geological Society of America Bulletin*, v.93, 514-523.
- [49] Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *Journal Geophysical Research*, v.100, no. 12, 57-73.
- [50] Reeves, Colin, 2005, *Aeromagnetic surveys: Principles, practice & interpretation*, Geosoft, 155 pp.
- [51] Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., Urrutia-Fucugauchi, 1996, Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico, *The Geological Society of America*, 24, 921-924.
- [52] Schaaf, P., Moran-Zenteno, D., Hernandez-Bernal, M., Solis-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence, *Tectonics*, v.14, 1339-1350.
- [53] Singh, S. K., Ponce, L., Nishenko, S. P., 1985, The great Jalisco, Mexico, earthquakes of 1932: subduction of the Rivera plate, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1301-1313.
- [54] Serpa, L., Smith, S., Katz, C., Skidmore, C., Sloan, R., Pavlis, T., 1992, A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the State of Colima, México, *Geofísica Internacional*, v.31, no. 4, 475-492.
- [55] Sparks, J., 2013, Radio altitud: The instrument of choice. *Aviation Pros.*
- [56] Stoiber, R. E., Carr, M. T., 1974, Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America, *Bulletin Volcanologique*, v.37, no. 33, 304-325.
- [57] Talwani, M., Worzel, J. L., Landisman, M., 1959, Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zones, *Journal Geophysical Research*, 64, 49-59.
- [58] Talwani, M., Ewing, M., 1960, Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape, *Geophysics*, v.25, no. 1, 203-225.
- [59] Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., 1990, *Applied geophysics*, Cambridge University Press, 794 pp.
- [60] Torres-Rodríguez, V. S., Venegas-Salgado, J. J., Herrera-Franco, González-Partida, 1993, Manifestaciones termales de la República Mexicana, *Geotermia en México*, edited by J. Quintanilla-Martínez, Ciudad Universitaria, México, Programa Universitario de Energía, U.N.A.M., 31-78.
- [61] Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The Leading Edge*, 23 (2), p. 116 – 119.
- [62] Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Can. J. Earth Sci.*, 22, 108-125.

BIBLIOGRAFÍA COMPLEMENTARIA

- [63] Carta Geológico-Minera Colima E13-3 Colima Jalisco y Michoacán, 2000, Escala 1:250000, Servicio Geológico Mexicano.
- [64] Carta Geológico-Minera Guadalajara F12-12 Jalisco, Michoacán y Guanajuato, 2000, Escala 1:250000, Servicio Geológico Mexicano.
- [65] Carta Geológico-Minera Tapalpa E13-B14 Jalisco, 2008, Escala 1:50000, Servicio Geológico Mexicano.
- [66] Geometrics, 2004, Cesium Magnetometer, Operation manual, San Jose, CA, USA.
- [67] Manda, M., Korte, M., 2011, Geomagnetic observations and models, IAGA Special Sopron Book series, v.5, Springer.
- [68] Nava-Flores, M., 2014, Notas del curso: Procesamiento de datos geofísicos, Magnetometría, FI UNAM.
- [69] Nuñez-Lovera, D. P., 2005, Modelado gravimétrico y magnético de un perfil oeste-este a lo largo del paralelo 9° N en la cuenca Barinas-Apure, Tesis de Licenciatura, Universidad Simón Bolívar, 73 pp.
- [70] Pérez-Caro, A. S., 2006, Integración de datos aeromagnéticos con registros de susceptibilidad magnética (en muestras someras de pozos) en el campo La Victoria, Tesis de Licenciatura, Universidad Simón Bolívar, 91 pp.
- [71] Sánchez-Bravo, F. J., 2014, Modelo geológico-estructural del valle del León a partir de cartografía aeromagnética con su aplicación hidrogeológica, Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, 106 pp.
- [72] Sánchez-López, M., 2013, Modelización gravimétrica y magnética de la mélangé evaporítica de ziga (borde oriental de la cuenca Vasco-Cantábrica, Navarra), Tesis de Maestría, Universidad de Oviedo, 131 pp.
- [73] Torres-Gaytan, D. E., 2013, Estudio Geofísico aplicado a la exploración minera en El Milagro de Guadalupe, Municipio de Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí, Tesis de Maestría, IPICYT, 195 pp.

