



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Prospección Gravimétrica y Magnetométrica en el
Volcán Parícutín, Michoacán, México.

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

DAVID SIMÓN VELÁZQUEZ

DIRECTOR DE TESIS:

M.C. GERARDO CIFUENTES NAVA



CIUDAD UNIVERSITARIA, C.D. MX.

2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Para Yessmin Antillón Erivés[†]

Tus palabras comenzaron este proyecto y estas páginas...

DEDICATORIA

A quienes me han apoyado, amado y motivado, mis protectoras; Celerina, Rosaura, Isabel y Maricela, mis protectores; Carlos, Rogelio, Gabriel, Jacinto y Antonio, mis hermanos y amigos; Erika, Katya, Eduardo, Joshua y Yahel; mi familia. Gracias por todos los momentos de apoyo, enseñanzas, consejos y sobre todo por su compañía. Este trabajo es para ustedes a forma de agradecimiento por todo, absolutamente todo lo que han hecho por mi beneficio.

Y para ti, que en alma y recuerdos seguirás conmigo; mi eterno abuelo Fulgencio Simón...donde quiera que te encuentres, esto es para ti.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México por la oportunidad de formación académica, profesional y personal en sus instalaciones, quien desde la Escuela Nacional Preparatoria, la Facultad de Ingeniería y el Instituto de Geofísica me abrió las puertas y me concedió las herramientas necesarias para mi formación actual.

Al Instituto de Geofísica por el uso de sus instalaciones, equipo y el apoyo por parte del programa de becas para la realización de este proyecto.

A mi asesor de Tesis; Gerardo Cifuentes Nava por el apoyo, orientación y la oportunidad de trabajar en este proyecto. Por la confianza y, sobre todo, algo mucho más valioso, por tu amistad.

A mis sinodales, René Chávez Segura, Osvaldo Sánchez Zamora, Alejandro García Serrano, Juan Pablo Aguirre Díaz por las observaciones y consejos para este trabajo a lo largo de su elaboración y revisión. A mis sinodales externos del Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo; Victor Hugo Garduño Monroy y Pedro Corona Chávez por sus observaciones y comentarios del desarrollo principal de este trabajo. A todos ustedes les agradezco el tiempo brindado a este escrito y a mí.

Al personal de Geomagnetismo y Exploración del Instituto de Geofísica; Esteban Hernández Quintero, Ana Laura Caccavari Garza, Daniel Armando Pérez Calderón y Diego Quiroz Suárez por orientarme y motivarme en cada momento; pero infinitas gracias por encontrar en ustedes una gran amistad, apoyo y confianza.

A mis amigos; Ara, Diana, Varela, Chavelas, Pablo, Fabi, Neri, Etiel, Vale, Karlita, Harumi, Fer, Abi, Peter, Mariana, Pepe y Robert por lo aprendido dentro y fuera del salón de clases y por hacer la Geofísica una gran experiencia. Nila, Isra, Hermes, Gloria, Sandra, Pao y Pale por enseñarme lo bueno que es convivir con la Geología en clases y prácticas. Monserrat, Serafín, Tovar, Lalo Limón, Sergio, Jorge y Lalo General por enseñarme lo bueno que es divertirse en un grupo de ingeniería industrial. Angie, Cynthia, Jos, Nancy, Ángel, “Bober” y Uriel por seguir conviviendo después de la preparatoria y saber que cuento con ustedes.

Kelly, Marco, Mau, Karen, Abner, Alejandro y Katya por permitirme compartirles parte de mi aprendizaje y experiencia a ustedes y la confianza que han presentado hacia mi persona.

Al “cubo de Geofísica”; Mou, Pablo, Sandra Esteves, Sandra Ocampo, Manuel, Vale Alderete, Vale Peña y Toño por la oportunidad de trabajar y aprender con ustedes, pero sobre todo por convivir buenos y grandes momentos con cada uno.

A Alejandro (Mou) por el apoyo al comienzo de este proyecto en la adquisición de datos y la guía que has sido en su elaboración, los consejos, la orientación y por la experiencia compartida. A Chucho por el apoyo en campo para este proyecto y por el conocimiento transmitido durante mi estancia en el Departamento de Geofísica.

A Norberto, por ayudarme a salir adelante en el peor momento, a motivarme en seguir adelante a pesar de la situación y principalmente, por permitirme ser tu amigo.

Y a ti Jessica, que en tan poco tiempo has sido un gran motivo para seguir adelante, para superarme día a día, por apoyarme, por entenderme y sobre todo por acompañarme en esta etapa. Me has ayudado a ser mejor persona y me has enseñado grandes lecciones y a no conformarme con menos. Por esto y mucho más, gran parte de esta aventura se hizo junto a ti.

ÍNDICE

| | |
|---|----|
| RESUMEN | i |
| ABSTRACT | ii |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 2. ZONA DE ESTUDIO | 2 |
| 2.1 Ubicación geográfica | |
| 2.2 Marco geológico | |
| 2.3 Cronología del volcán Parícutín | |
| 3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS | 6 |
| 3.1 Gravimetría | |
| 3.2 Magnetometría | |
| 4. ESTUDIOS PREVIOS | 31 |
| 5. METODOLOGÍA | 33 |
| 4.1 Objetivo(s) | |
| 4.2 Instrumentación empleada | |
| 4.2.1 Sistema de posicionamiento global (GPS) | |
| 4.2.2 Gravimetría | |
| 4.2.3 Magnetometría | |
| 4.3 Adquisición de datos y rutas tomadas | |
| 6. PROCESAMIENTO DE DATOS | 41 |
| 5.1 Gravimetría | |
| 5.1.1 Reducciones aplicadas | |
| 5.1.2 Obtención de la anomalía | |
| 5.2 Magnetometría | |
| 5.1.1 Reducciones aplicadas | |
| 5.1.2 Obtención de la anomalía | |
| 5.3 Procesamiento de las anomalías | |
| 7. MODELADO | 62 |
| 8. ANÁLISIS DE RESULTADOS E INTERPRETACIÓN | 72 |
| 9. CONCLUSIONES | 83 |
| Referencias | 85 |

ÍNDICE DE TABLAS

| | |
|---|----|
| Tabla 1. Etapas del desarrollo del volcán Parícutín | 5 |
| Tabla 2. Expresiones sobre la gravedad teórica propuestas. | 14 |
| Tabla 3. Componentes geomagnéticos en diferentes sistemas de referencia. | 27 |
| Tabla 4. Especificaciones técnicas para el GPS Diferencial PENTAX G3100-R2. | 34 |
| Tabla 5. Especificaciones técnicas para el Gravímetro Scintrex CG5-Autograv. | 35 |
| Tabla 6. Especificaciones técnicas para el magnetómetro Overhauser GSM19WG. | 37 |
| Tabla 7. Mediciones geomagnéticas de los sitios de muestreo sobre el área del Volcán Parícutín. Comunicación oral por Gerardo Cifuentes Nava. | 52 |
| Tabla 8. Valores anuales en el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan y valores obtenido a la Reducción al Polo Geomagnético en el Volcán Parícutín. Comunicación oral por Gerardo Cifuentes Nava. | 53 |
| Tabla 9. Capas utilizadas: el nombre de cada capa indica a partir de qué fecha comienza (formato DDMMAA), flujos de lava y litologías de basamento. | 76 |

ÍNDICE DE IMÁGENES

| | |
|---|----|
| Fig. 1. El volcán Parícutín se encuentra en la zona central del Cinturón Volcánico Transmexicano (zona gris). Tomado de Gómez-Tuena et al., 2005. | 3 |
| Fig. 2. Representación gráfica de las partículas m_0 y m que experimentan una fuerza de atracción proporcional entre ellas e inversamente proporcional a r . Por convención, el vector r es dirigido desde la fuente (Q) al punto de observación (P). Tomado de Blakely, 1995. | 8 |
| Fig. 3. A) El geoide puede ser modificado por los excesos o deficiencias de masa dado el valor de densidad que componga dicha masa. B) Comparación entre el geoide y el elipsoide de referencia. Tomado de Telford et al., 1990. | 13 |
| Fig. 4. Rangos de densidad para algunas rocas y minerales. Tomado de Telford et al., 1990. | 16 |
| Fig. 5. Ley de Ampere. La corriente I viaja a través de un conductor de Δl longitud, generará un campo ΔH en el punto de observación P. Tomado de Telford et al., 1990. | 19 |
| Fig. 6. Representación gráfica para la trayectoria de un dipolo magnético hacia un punto P. Tomado de Telford et al., 1990. | 22 |
| Fig. 7. Un cuerpo con componentes magnéticos puede generar una anomalía magnética observable en un punto P. Tomado de Telford et al., 1990. | 24 |
| Fig. 8. Elementos del campo geomagnético. | 26 |
| Fig. 9. Rango de susceptibilidades para algunos tipos de roca. Tomado de Telford et al., 1990. | 30 |
| Fig. 10. Campo Magnético Residual a partir de datos del Servicio Geológico Mexicano. Se muestra el sitio donde se ubica el volcán Parícutin y sitios de muestreo paleomagnético (Tabla 7) por Urrutia et al., (2004) y Goguitchaichvili et al., (2005). Comunicación oral por Gerardo Cifuentes Nava. | 32 |
| Fig. 11. GPS Diferencial PENTAX G3100-R2. | 34 |
| Fig. 12. Gravímetro Scintrex CG5-AUTOGRAV en operación de campo. | 35 |
| Fig. 13. Magnetómetro protónico tipo Overhauser. | 37 |
| Fig. 14. Estaciones tomadas para el levantamiento de datos magnéticos. | 39 |
| Fig. 15. Base gravimétrica para los primeros dos días, se ubica en la parte sur del volcán. | 39 |
| Fig. 16. Ubicación de los puntos observado durante el levantamiento de gravimetría y las bases gravimétricas para las tres fechas del levantamiento. | 40 |
| Fig. 17. Valor de deriva para cada estación observada durante los tres días de levantamiento. Para el primer día se observa un comportamiento cuasi lineal en la deriva (curva en rojo); mientras que en los siguientes días la deriva se presenta en forma lineal. | 43 |

| | |
|---|----|
| Fig. 18 . Corrección de Bouguer simple, comprende el efecto gravitacional producido por capa de masa por debajo de un punto de observación (P) y el nivel del mar. Tomado de Blakely, 1995. | 44 |
| Fig. 19. Perfil de la anomalía de Bouguer completa (en rojo) en comparación a las elevaciones observadas en cada estación (en azul). | 49 |
| Fig. 20. Registro en la base magnética para el día 12 de agosto de 2016. | 51 |
| Fig. 21. Muestreo paleomagnético realizado por Urrutia et al., (2004) y Goguitchaichvili et al., (2005). Comunicación oral por Gerardo Cifuentes Nava. | 52 |
| Fig. 22. Anomalía de campo total calculada (en rojo) en comparación de los valores de elevación obtenidos durante el levantamiento (en azul). | 54 |
| Fig. 23. Resultado del filtro RTP. A partir de una anomalía dipolar (lado izquierdo), el resultado de dicho filtro genera una anomalía monopolar (lado derecho). Tomado de Blakely, 1995. | 55 |
| Fig. 24. Anomalía de campo total reducida al Polo para el perfil del Volcán Parícutín. Se observa un desfase respecto a la curva anterior en las anomalías principales, producto del operador al cambiar de dirección el campo de inducción y la magnetización en dirección vertical. | 56 |
| Fig. 25. Continuación ascendente de la anomalía de Bouguer. | 57 |
| Fig. 26. Anomalía de campo total aplicada al operador de la continuación ascendente. Se atenúan efectos de fuentes someras, pero en algunas partes del perfil persisten estos efectos. | 58 |
| Fig. 27. Anomalía residual (gráfico azul) muestra un rango de variación bajo. | 59 |
| Fig. 28. Anomalía residual (gráfico azul), dado el dominio de longitudes de onda larga de la zona de estudio el rango de la anomalía residual es similar a la anomalía completa (gráfico rojo). | 60 |
| Fig. 29. Aproximación de un cuerpo bidimensional a un polígono con un punto de observación en el origen de un sistema coordenada XZ. Tomado de Talwani et al., 1959. | 63 |
| Fig. 30. Barra elemental infinita en la dirección perpendicular al plano XZ. Sobre el eje Y se considera que la fuerza horizontal es despreciable. Modificado de Talwani y Heirtzler, 1964. | 64 |
| Fig. 31. Cálculo de la anomalía del prisma semi-infinito para la sección KN del prima original. Modificado de Talwani y Heirtzler, 1964. | 66 |
| Fig. 32. Componentes geomagnéticas y geográficas relacionadas entre sí Modificado de Talwani y Heirtzler, 1964. | 69 |
| Fig. 33. Coordenadas proyectadas ortogonalmente para ambas técnicas. | 69 |
| Fig. 34. Procesamiento de la anomalía de Bouguer completa regional. (*) Primera anomalía. (+) Segunda anomalía. (°) Tercera y cuarta anomalía. | 73 |
| Fig. 35. Procesamiento de la anomalía de Bouguer completa residual. (*) Primera anomalía. (+) Segunda anomalía. (°) Tercera y cuarta anomalía. | 74 |

- Fig. 36. Procesamiento de la anomalía de campo Regional reducida al Polo. (*) Primera anomalía.
 (+) Segunda anomalía. (°) Tercera y cuarta anomalía. 74
- Fig. 37. Procesamiento de la anomalía de campo residual reducida al Polo. (*) Primera anomalía. (+)
 Segunda anomalía. (°) Tercera y cuarta anomalía. 75
- Fig. 38. Modelo del basamento del volcán y su cámara de alimentación del Paricutín. 76
- Fig. 39. Estructura del volcán Paricutín, este volcán presentó 23 flujos que son englobados entre 8
 capas. 78
- Fig. 40. Estructura del Paricutín cercana a su cráter principal; se muestran (de izquierda a derecha)
 el conducto de Mesa de los Hornitos, el conducto sur y norte del cráter principal y la zona del
 Sapichu 79
- Fig. 41. La anomalía teórica (azul) y observada (roja) de Bouguer completa Regional (eje Y
 izquierdo) presentan una tendencia similar mientras que la diferencia entre estas dos curvas se
 representa (eje Y derecho) en la curva de error (morado). 80
- Fig. 42. La anomalía teórica (azul) y observada (roja) de campo Regional presentan una gran
 semejanza en la mayoría del perfil. La curva de diferencia (morada) muestra que existe variación
 en pocas partes 81

RESUMEN

En el presente trabajo se muestra la aplicación de técnicas geofísicas por medio de métodos potenciales donde se hizo análisis de anomalías gravimétricas y magnetométricas aplicadas en el volcán Parícutin, Michoacán, México. La adquisición de estos datos se realizó en fechas distintas (12/agosto/2016 para datos magnetométricos y 5-7/abril/2017 para datos gravimétricos) obteniendo un perfil para cada técnica en la misma dirección obteniendo valores de campo total y gravitacional en zonas de interés que son mencionadas por distintos autores en la descripción geológica del nacimiento y desarrollo del volcán.

Los perfiles recabados, una vez hechas sus reducciones correspondientes describen anomalías de suma importancia para la descripción de estructuras internas del volcán que son mostradas por un procesamiento realizado a las curvas observadas; con este tipo de información se procedió a realizar modelos conceptuales sobre la estructura y fuente de alimentación del cono volcánico por medio del modelado directo que genera anomalías teóricas para ambas técnicas con el fin de proponer el modelo más cercano a la composición interna del Parícutin.

ABSTRACT

In the present work the application of geophysical techniques by mean of potential methods where an analysis of gravimetric and magnetometric anomalies applied in Paricutín volcano, Michoacán, Mexico is shown. The survey of data was carried out on different dates (2016 august 12th for magnetometric data and 2017 april 5-7th for gravimetric data) obtaining a profile for each technique on the same direction and getting values of total magnetic field and gravitational in zones of interest that are called by many authors in geologic descriptions of the birth and development of the volcano.

The profiles obtained, once made their corresponding reductions, describe anomalies of great importance to explain the internal structures of the volcano which are shown by a processing done to the observed curves; with this information, conceptual model of the structure and magma chamber of the volcanic cone were modelled by direct modelling for both techniques in order to propose the closest model for the internal composition of the Paricutin.

1. INTRODUCCIÓN

La República Mexicana es atravesada desde el Golfo de California hasta la cuenca oceánica del Golfo de México por el “*Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)*”. Este rasgo geológico es una zona de alta actividad volcánica, sobre ella descansan volcanes activos muy importantes (Popocatepetl, entre uno de las más importantes) que son estudiados de forma continua para su comprensión por ser de tipo poligenético. Por otra parte, en esta estructura también se conocen volcanes monogenéticos que son de un solo evento en su desarrollo y a continuación su actividad se calma sin volver a mostrar eventos; entre éstos se encuentra el volcán Paricutín en el Estado de Michoacán que ha sido tema de interés científico por la oportunidad de observar su nacimiento en 1943 y su desarrollo hasta 1952 que años más tarde publica Foshang y colaboradores (1956). A pesar de ser un volcán inactivo, el interés por comprender sus características estructurales es de gran importancia para la comunidad geológica y geofísica; mientras que se encuentran múltiples estudios de las ramas de la geología para este volcán, los estudios geofísicos son escasos y no han sido enfocadas en determinar su estructura interna o su fuente de alimentación.

La prospección magnetométrica y gravimétrica son una herramienta en la geofísica para el mapeo de litologías gracias al estudio de campos naturales que genera la Tierra por sí sola (campo magnético y gravitacional) sin la necesidad de gran cantidad de equipo; al ser de gran utilidad para la descripción geométrica de cuerpos minerales a diferentes escalas y con ayuda del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) permite obtener resultados de gran calidad.

En este trabajo el uso de estas técnicas da la posibilidad de analizar la respuesta gravimétrica y magnética de un perfil; y al utilizar el modelado directo con apoyo de estas curvas e información existente se propone un modelo conceptual del volcán, sus conductos, su cámara de alimentación y basamento del cono.

2. ZONA DE ESTUDIO

2.1 Ubicación geográfica

El volcán Paricutín está situado en el estado de Michoacán de la República Mexicana, entre el poblado de Nuevo San Juan Parangaricutiro y de Angahuan; aproximadamente a 330 Km al oeste de la Ciudad de México y a 20 Km en dirección noroeste de la ciudad de Uruapan. Este volcán tiene una altura máxima de 2,820 metros sobre el nivel del mar en el paralelo 19°29'32" de latitud Norte y el meridiano 102°15'03" de longitud Oeste.

2.2 Marco geológico

El volcán Paricutín forma parte del “*Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG)*”, el cual se extiende en un área aproximadamente de 40,000 Km² presentando conos cineríticos, volcanes escudo, estratovolcanes, domos de lava, y maares. Los volcanes de esta zona y sus flujos de lava asociados cubren rocas silíceas del terciario (Hasenaka y Carmichael, 1985).

Además, el *CVMG* se ubica en la parte central del “*Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)*” que atraviesa el centro de la República Mexicana desde el Golfo de California hasta la cuenca oceánica del Golfo de México entre las latitudes 18°30' y 21°30'N. El *CVTM* está rodeado al norte de las provincias geológicas Sierra Madre Occidental, Sierra Madre Oriental y la Mesa Central; al sur de la Sierra Madre del Sur y de las placas tectónicas de Norteamérica, la microplaca de Rivera y la de Cocos (Fig. 1.). El *CVTM* se formó sobre provincias magmáticas del Cretácico y del Cenozoico y de un basamento hecho por terrenos tectono-estratigráficos de diferentes edades y litologías. Su origen está asociado con la subducción de las placas de Rivera y Cocos en la placa norteamericana (Ferrari *et al.*, 2012)

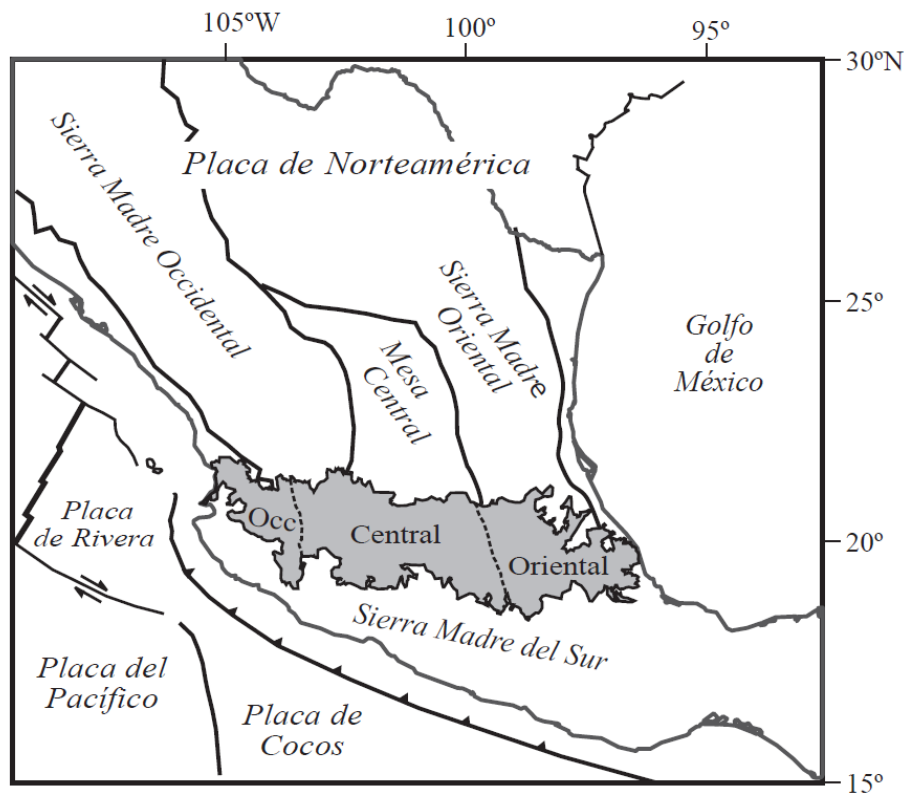


Fig. 1. El volcán Parícutín se encuentra en la zona central del Cinturón Volcánico Transmexicano (zona gris). Tomado de Gómez-Tuena et al., 2005.

2.3 Cronología del volcán Parícutín

La actividad de este volcán, dado la observación directa y las características de su erupción, el Parícutín es un ejemplo de actividad volcánica de tipo estromboliano. Este tipo de actividad describe erupciones moderadas. La lava es de tipo basáltica y viscosa para atrapar gases y aumentar su presión, lo que provoca pequeñas y continuas explosiones. La lava que es arrojada al aire cae y construye un cono de laderas empinadas.

La actividad duró 9 años con 23 fases eruptivas descritas por Luhr y Simkin (1993) divididas en 4 etapas: *Quitzocho*, *Sapichu* y *Taquí* (Foshang y González R., 1956) y el *periodo final y reactivación* (Corona-Chavez, 2002) (Tabla 1).

- I. **Periodo Quitzocho-**. Este periodo se considera con el primer derrame de lava que comprende desde el 21 de febrero hasta el 18 de octubre de 1943. Dicha etapa está

caracterizada por la construcción del cono, derrames de lava y depósitos piroclásticos como lapilli y bombas. El cono del volcán alcanzó arriba de los 300 metros de altura que comprende el 75% de su altura total. Su erupción fue de tipo paroxismal mostrando explosiones violentas, fumarolas, caída de cenizas y flujos de lava. Durante el mes de julio, se registró una de las actividades más violentas donde se presentó una columna de ceniza, vapor de agua y efusión de lavas de composición andesítica y basáltica.

II. **Periodo Sapichu-**. Comprende del 18 de octubre de 1943 hasta el 8 de enero de 1944. Esta etapa se caracteriza por la abundancia de derrames de lava y la aparición de conductos volcánicos: *Mesa del Corral*, *Sapichu* y *Ahuan*. Este periodo lleva su nombre a partir del surgimiento de un cono volcánico parásito (*Sapichu*), proveniente del Tarasco que significa “niño” o “joven”. Este cono produjo un flujo aproximadamente de 2 km al noroeste del cono principal durante noviembre y diciembre de 1943. Mostró una erupción cíclica similar al cono principal, pero en menor escala y de tipo estromboliano con bloques de diorita y xenolitos graníticos que mostraron la composición del basamento que subyacía al volcán (Corona-Chavez, 2002) y (Alcántara-Ayala, 2010).

III. **Periodo Taquí-**. Abarca desde el 8 de enero de 1944 hasta 12 de enero de 1945. La actividad que se presentó en esta etapa se relaciona con una serie de conductos volcánicos formados al sur y al este del cono principal, el más importante conocida como *Taquí* que se encuentra alineado, pero del lado contrario a los formados en el periodo Sapichu. El cono principal se reactiva produciendo derrames (flujo Taquí) con espesores de 60 metros que viajaron distancias de 10 km llegando a cubrir terrenos arables de la zona. Aparece un pequeño volcán, Mesa de los Hornitos, en la parte sur del cono principal. El Paricutín crece hasta los 355 metros de altura con un diámetro en su base de aproximadamente 1,000 metros y 400 metros en el cráter (Alcántara-Ayala, 2010).

La actividad que presentó en esta etapa fue menor a la que se registró durante el periodo Quitzocho, pero mayor a la observada en el periodo Sapichu. Mientras el depósito de ceniza disminuyó considerablemente, el flujo de lava alcanzó y cubrió el poblado de San Juan Parangaricutiro.

IV. **Periodo Final y reactivación-**. Es el periodo más extenso, que comienza desde el 12 de enero de 1945 hasta febrero de 1952. Se presentaron erupciones de baja intensidad con exhalación de material piroclástico seguido de flujos de lava. Al final del mes de febrero de 1947, el conducto Sapichu fue cubierto (Segerstrom *et al.*, 1956). Durante 1948–1949 la frecuencia de erupciones fue aproximadamente de 3 meses. Para 1952 el volcán Parícutín tuvo una reactivación con una columna de vapor y de ceniza de 3 kilómetros de altura la cual tuvo 5 repeticiones hasta marzo de 1952 de baja intensidad y corta duración terminando con la actividad del volcán.

Tabla 1. Etapas del desarrollo del volcán Parícutín

| ETAPA | DURACIÓN |
|--------------|--------------------------------------|
| QUITZOCHO | 21 febrero – 18 octubre de 1943 |
| SAPICHU | 18 octubre de 1943 – 8 enero de 1944 |
| TAQUÍ | 8 enero de 1944 – 12 enero de 1945 |
| FINAL | 12 enero de 1945 – febrero de 1952 |

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

La gravimetría y la magnetometría tienen en común la propiedad de estudiar campos (gravitacional y magnético) potenciales. La utilidad y aplicación de estas técnicas varía dependiendo del contraste en la propiedad física (densidad o susceptibilidad magnética) que se presenta en diversos ambientes geológicos.

Estos métodos tienen varias similitudes como en las técnicas de campo, en el procesamiento de los datos y en su interpretación. A pesar de estas características el método magnético es más complejo y las variaciones en el campo magnético son más variables. Esto se debe en parte a la diferencia entre el campo magnético dipolar y el campo gravitacional monopolar, además también la dirección variable del campo magnético, mientras que el campo gravitacional está en dirección vertical. En mapas de anomalías gravimétricas esta usualmente dominado por efectos regionales, mientras que en mapa de anomalías magnéticas generalmente muestra anomalías locales provocadas por múltiples fuentes.

3.1 Gravimetría

3.1.1 Introducción

La atracción mutua entre todas las masas ha sido reconocida como un fenómeno en el universo gracias al descubrimiento de la Ley de la Gravitación. Este fenómeno es apreciable a simple vista ya que, al soltar un cuerpo a una altura arbitraria, el cuerpo experimenta un aumento en la velocidad conforme se acerca al suelo. La razón con la que su velocidad aumenta, se llama aceleración gravitacional. Dicha aceleración (g) no tiene un valor constante en la superficie de la Tierra ya que nuestro planeta no es una esfera perfecta y no tiene una superficie uniforme además de presentar un movimiento de rotación.

A partir de este fenómeno, el análisis y las mediciones de la variación de la gravedad, han resultado ser métodos para investigar la estructura del subsuelo a profundidad. Este tipo de técnica busca las variaciones en la aceleración asociados a contrastes laterales de densidad. En muchos casos el contraste en esta propiedad física ocurre en contactos entre formaciones geológicas pero la actividad antropogénica (túneles, minas, etc.) también puede influir en el cambio de densidades.

3.1.2 Principios

3.1.2.1 Ley de Gravitación Universal

La fuerza de gravitación se expresa mediante la ley de Newton “*La magnitud de la fuerza gravitacional entre dos masas es proporcional a cada masa e inversamente proporcional al cuadrado de su separación*”:

$$F = \gamma \frac{mm_0}{r^2} \quad (\text{Ec. 1})$$

$$r = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2} \quad (\text{Ec. 2})$$

en el sistema de coordenadas cartesianas la fuerza de atracción entre una partícula de masa m ubicada en el punto Q y otra partícula de masa m_0 en el punto P (en éste se encuentra el punto de observación) se ilustra en la siguiente figura (Fig. 2). (γ) es la constante gravitacional propuesta por Isaac Newton

$$Q = (x', y', z')$$

$$P = (x, y, z)$$

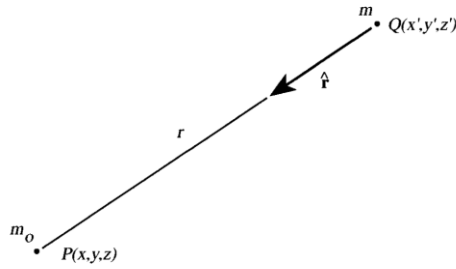


Fig. 2. Representación gráfica de las partículas m_0 y m que experimentan una fuerza de atracción proporcional entre ellas e inversamente proporcional a r . Por convención, el vector \hat{r} es dirigido desde la fuente (Q) al punto de observación (P). Tomado de Blakely, 1995.

En el Sistema Internacional (SI) de unidades, el valor de γ es $6.672 \times 10^{-11} \left[\frac{m^3}{kg \cdot s^2} \right]$. Cabe mencionar que la fuerza F es de atracción.

3.1.2.2 Aceleración de la gravedad

A la expresión anterior (Ec. 1), si realizamos que m_0 sea una masa de prueba, al dividirla por ella misma obtenemos la atracción gravitacional producida por m en un punto P :

$$g(P) = -\gamma \frac{m}{r^2} \hat{r} \quad (\text{Ec. 3})$$

$$\hat{r} = \frac{1}{r} [(x - x')\hat{i} + (y - y')\hat{j} + (z - z')\hat{k}] \quad (\text{Ec. 4})$$

Bajo esta expresión, el signo negativo explica la dirección (de la fuente al punto de observación) opuesta en sentido a la atracción gravitacional. Al estar dividido por una masa, $g(P)$ se expresa en unidades de aceleración, ocasionalmente llamado aceleración gravitacional.

La aceleración $g(P)$ es igual a la fuerza gravitacional por unidad de masa. Dado esta relación, si m la asociamos a la masa de la Tierra (M_T), r al radio de la Tierra (R_T) y (\hat{r}) se extiende desde el punto de observación hasta el centro de la Tierra.

$$g(P) = -\gamma \frac{M_T}{R_T^2} \hat{r} \quad (\text{Ec. 3B})$$

La unidad de la aceleración gravitacional en el sistema cgs es conocida como [Gal] como $1[Gal] = 1 \left[\frac{cm}{s^2} \right]$. A pesar de que una parte del campo normal de la Tierra es aproximadamente 980 [Gal]; el [Gal] es demasiado grande para fines exploratorios; por lo tanto, el miligal [mGal] ($1[mGal] = 10^{-3}[Gal]$) es comúnmente usada en la exploración en superficie y el microgal ($1[\mu Gal] = 10^{-6}[Gal]$) en trabajos de gravimetría de pozo y proyectos 4D. En la literatura geofísica, los datos de gravimetría están dados en unidades gravimétricas (ug) ($1[ug] = 10^{-6}[Gal] = 1[\mu Gal]$) (Foshang y González, 1956)

3.1.2.3 Potencial gravitacional

Dada la anterior expresión (Ec. 5), la atracción gravitacional es un campo de tipo irrotacional:

$$\nabla \times g = 0 \quad (\text{Ec. 5})$$

Por lo tanto, a partir del teorema de Helmholtz, la aceleración gravitacional es un campo conservativo, es decir, el trabajo realizado al mover una masa dentro de un campo gravitatorio es independiente del trayecto empleado y únicamente depende de la posición. En otras palabras, la suma de la energía cinética y potencial es constante dentro de un sistema cerrado. Dicho esto, la atracción gravitacional se puede representar como el gradiente de un potencial escalar:

$$g(P) = \nabla U(P) \quad (\text{Ec. 6})$$

$$U(P) = \gamma \frac{m}{r} \quad (\text{Ec. 7})$$

El potencial gravitacional obedece el principio de superposición (el potencial gravitacional de un conjunto de masas es la suma de las atracciones gravitacionales de cada masa por individual). Por lo tanto, la fuerza neta sobre una partícula de prueba es la suma vectorial de las fuerzas debidas a todas las masas en el espacio. Dado el principio de superposición, es aplicado para encontrar la atracción gravitacional de una

distribución de masa \mathbf{m} dividido en pequeñas masas $d\mathbf{m} = \rho(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$, donde $\rho(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$ es la distribución de densidad con lo cual se puede expresar:

$$U(P) = \gamma \int_V \frac{dm}{r} = \gamma \int_V \frac{\rho(Q)}{r} dv \quad (\text{Ec. 7})$$

Donde la integral es sobre el volumen que ocupa la masa de prueba. Recordemos que \mathbf{P} es el punto de observación, \mathbf{Q} es el punto por integrar y \mathbf{r} es la distancia entre estos dos puntos.

Dado que el sistema de referencia es cartesiano, (Ec. 8) se puede reescribir como:

$$U(P) = U(x, y, z) = \gamma \int_x \int_y \int_z \frac{\rho}{r} dx dy dz \quad (\text{Ec. 8})$$

Dado que la aceleración gravitacional es en dirección vertical (positiva hacia abajo) y suponiendo que la densidad es constante

$$g = -\frac{\partial U}{\partial z} \quad (\text{Ec. 9})$$

$$g = \gamma \rho \int_x \int_y \int_z \frac{z}{r^3} dx dy dz \quad (\text{Ec. 10})$$

Para fines prácticos, usando el sistema de referencia esférico, dado que:

$$dx dy dz = r^2 \sin \theta dr d\theta d\phi \quad (\text{Ec. 11})$$

Entonces:

$$U = \gamma \rho \int_r \int_\theta \int_\phi r \sin \theta dr d\theta d\phi \quad (\text{Ec. 12})$$

Y la aceleración en dirección vertical (eje z):

$$g = -\frac{\partial U}{\partial z}$$

$$g = -\gamma \rho \int_r \int_\theta \int_\phi \left(\frac{z}{r}\right) \sin \theta dr d\theta d\phi \quad (\text{Ec. 13})$$

Dado que $\frac{z}{r} = \cos \theta$ y el signo indica que g está dirigido de la masa $d\mathbf{m}$ al centro del cuerpo.

$$g = -\gamma \rho \int_r \int_\theta \int_\phi \cos \theta \sin \theta dr d\theta d\phi \quad (\text{Ec. 14})$$

3.1.2.4 Ecuaciones del campo potencial

El teorema de la divergencia menciona que la integral de la divergencia de un campo vectorial \mathbf{g} sobre una región en el espacio V es equivalente a la integral de la componente normal del campo \mathbf{g} sobre la superficie que encierra dicha región:

$$\int_V \nabla \cdot \mathbf{g} \, dv = \int_S g_n \, ds \quad (\text{Ec. 15})$$

Si no hay materia atrayente, dentro del volumen, las integrales son cero y $\nabla \cdot \mathbf{g} = 0$. Se menciona que la atracción gravitacional se puede representar como el gradiente de un potencial escalar, por lo cual:

$$-\nabla \cdot \mathbf{g} = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0 \quad (\text{Ec. 16})$$

El potencial en un espacio libre satisface la ecuación de Laplace. Regresando al sistema coordenado, la ecuación de Laplace esta descrita como:

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{Ec. 17})$$

Debido a que $\mathbf{g} = -\frac{\partial U}{\partial z}$, y cualquier derivada de una solución para una ecuación diferencial es a su vez una solución, es decir:

$$\nabla^2 \mathbf{g} = 0 \quad (\text{Ec. 18})$$

Si, hay una partícula de masa en el centro de una esfera con radio \mathbf{r} , entonces

$$\int_S g_n \, ds = -\left(\frac{\gamma m}{r^2}\right) (4\pi r^2)$$
$$\int_S g_n \, ds = -4\pi\gamma m \quad (\text{Ec. 19})$$

El resultado anterior, independientemente de la forma de la superficie, la posición y tamaño de la masa dentro de dicha superficie. Si este cuerpo, está compuesto por pequeñas masas que conforman una masa total \mathbf{M} entonces la expresión queda como:

$$\int_V \nabla \cdot \mathbf{g} \, dv = \int_S g_n \, ds = -4\pi\gamma M \quad (\text{Ec. 20})$$

Podemos suprimir la integral si el volumen V es muy pequeño o unitario tal que se considera un solo punto y solamente dicho punto se caracteriza por la densidad que presenta obteniendo

$$\nabla \cdot g = -4\pi\gamma\rho \quad (\text{Ec. 21})$$

$$\nabla^2 U = 4\pi\gamma\rho \quad (\text{Ec. 22})$$

Esta última expresión corresponde a la ecuación de Poisson.

(Ec. 21 y 22) describen que el potencial gravitacional satisface la ecuación de Laplace para espacios libres y la ecuación de Poisson en una región que contenga alguna masa. Estas ecuaciones también describen que varias distribuciones de masa pueden producir el mismo campo potencial sobre una superficie, Esta característica se le da el nombre de “ambigüedad inherente” en la interpretación gravimétrica.

3.1.3 Gravedad de la Tierra

La superficie verdadera de la Tierra es desigual e irregular, en parte tierra y en parte agua. Para objetivos geofísicos la forma de la Tierra está representada por una superficie suave, que es conocida como la figura de la Tierra (Lowrie, 2007).

La forma de la Tierra y la gravedad están íntimamente asociadas. La figura de la Tierra es la forma de una superficie equipotencial de la gravedad, en particular la que coincide con el nivel medio del mar (Lowrie, 2007).

3.1.3.1 General

La prospección gravimétrica avanzó a partir del estudio del campo gravitacional que es tema de interés hacia los geodestas para determinar la forma de la Tierra. Dado que la Tierra no una esfera homogénea, la aceleración gravitacional varía sobre la superficie.

La gravedad depende de cinco factores: latitud, elevación, topografía adyacente al sitio de interés, mareas terrestres, y las variaciones de la densidad en la superficie. Las anomalías causadas por este último factor es el tema de interés en la exploración gravimétrica, estas anomalías son de menor amplitud que las observadas dado el cambio

de latitud y elevación, aunque de mayor amplitud a las provocadas por las mareas y ocasionalmente por efectos topográficos. En exploración, dependiendo el objetivo de interés, una anomalía puede considerarse en un rango de 1-10 [*mGal*]. Estas variaciones en general son demasiado pequeñas en comparación con el valor de gravedad y con las variaciones de latitud y elevación; pero es posible remover los efectos antes vistos que no son de carácter de interés en la prospección gravimétrica.

3.1.3.2 Geoide

Debido a que la fuerza de gravedad varía de un lugar a otro sobre la superficie de la Tierra, las superficies equipotenciales que la rodean son lisas pero irregulares. Una superficie equipotencial de gran interés es el geoide, que está descrita como la superficie que coincide con el nivel medio del mar sin efectos de corrientes oceánicas o mareas. La forma del geoide está influenciada por las masas subyacentes; sobresale por encima de excesos de masa (montañas o cuerpos de alta densidad) y decae por deficiencias de masa (masa o cuerpos de baja densidad) (Fig. 3A). Ya que el geoide es una superficie equipotencial, la fuerza de la gravedad en cualquier punto sobre ésta debe ser perpendicular al plano, definiendo así la componente vertical para cada punto.

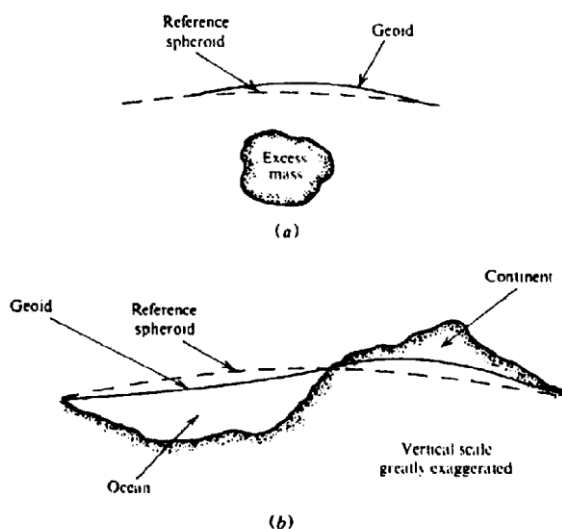


Fig. 3. A) El geoide puede ser modificado por los excesos o deficiencias de masa dado el valor de densidad que componga dicha masa. B) Comparación entre el geoide y el elipsoide de referencia. Tomado de Telford et al., 1990.

3.1.3.3 Esferoide

Dada el nivel de dificultad que presenta las variaciones de densidad en el subsuelo, se trata al geoide por una superficie más simple y suavizada. El geoide se aproxima a una superficie esferoidal de densidad constante y que está achatada en los polos y abultada en el Ecuador que lo hace muy similar en forma a un elipsoide de revolución que lleva por nombre “elipsoide de referencia”. El esferoide es simétrico sobre su centro y ejes de rotación. Su forma se expresa en términos del achatamiento polar:

$$f = \frac{R_{eq} - R_p}{R_{eq}} = \frac{1}{298.257}$$

Donde:

- R_{eq} es el radio ecuatorial
- R_p es el radio polar

Las diferencias de altura entre el esferoide (o elipsoide) de referencia y el geoide es menor a 50 metros en la mayoría de los casos (Fig. 3B.). La atracción gravitacional del elipsoide de referencia se le conoce como la gravedad teórica y se utiliza para el cálculo de la anomalía gravimétrica.

A través de los años, el elipsoide ha sido modificado por acuerdos internacionales por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG) dando fórmulas teóricas de gravedad respecto a la latitud (φ) de la estación.

Tabla 2. Expresiones sobre la gravedad teórica propuestas.

| | |
|-------------|--|
| 1930 | $g_0 = 978.0490(1 + 0.0052884\sin^2\varphi - 0.0000059\sin^22\varphi)$ |
| 1967 | $g_0 = 970.031846(1 + 0.00523024\sin^2\varphi - 0.0000058\sin^22\varphi)$ |
| 1980 | $g_0 = 978.03267714 \left(\frac{1 + 0.00193185138639\sin^2\varphi}{\sqrt{1 - 0.00669437999013\sin^2\varphi}} \right)$ |

3.1.4 Densidades de rocas y minerales

La exploración gravimétrica se asocia a las variaciones laterales de la densidad de las rocas. La densidad generalmente no es determinada in situ, aunque en algunos casos es medida por muestras de campo o por núcleos obtenidos en registros geofísicos de pozo. A pesar de este tipo de mediciones de la densidad, en algunos casos, las muestras o núcleos pueden presentar características que eviten tener un valor de densidad exacto tales muestras pueden estar intemperizadas, fragmentadas, deshidratadas o no presentan las mismas condiciones de presión y temperatura que en la ubicación original. En consecuencia, la densidad normalmente no es exacta en algunas situaciones.

La densidad de las rocas puede ser modificada debido a distintos parámetros, por ejemplo; con la porosidad, al contenido de fluidos que se encuentre los poros, las fracturas que presente el cuerpo rocoso y la profundidad a la que se encuentren.

Las rocas sedimentarias presentan un rango de densidades que varía principalmente por las variaciones de la porosidad. Aunque la densidad de este tipo de litologías también se ve modificada por el tipo de fluido que se encuentre dentro de los poros y por la profundidad a la que se encuentre enterrada. Las rocas porosas a mayor profundidad sufrirán compactación por las litologías que se encuentran encima de ésta por lo cual tendrán un aumento en su densidad.

Las rocas ígneas son de mayor densidad que las sedimentarias con algunas excepciones. Las rocas extrusivas (lavas) pueden ser porosas y de baja densidad; mientras que las rocas básicas pueden ser más densas que las ácidas. En este tipo de rocas, la porosidad no las afecta de manera considerable a sólo que presenten varias fracturas.

El grado de metamorfismo en este tipo de rocas modifica la densidad porque este proceso rellena los espacios huecos y recristaliza a la roca en una estructura más densa. Dado este proceso, las formas metamórficas de las rocas ígneas y de las sedimentarias terminan siendo más densas que sus formas originales, por ejemplo, el mármol proveniente de la caliza o el gneiss del granito.

Telford *et al* (1990) muestra las densidades de algunas rocas y minerales que se ilustran a continuación.

| Rock type | Range (g/cm ³) | Average (g/cm ³) | Mineral | Range (g/cm ³) | Average (g/cm ³) |
|--------------------------|----------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------------------|------------------------------|
| Sediments (wet) | | | Metallic minerals | | |
| Overburden | | 1.92 | Oxides, carbonates | | |
| Soil | 1.2 - 2.4 | 1.92 | Bauxite | 2.3 - 2.55 | 2.45 |
| Clay | 1.63 - 2.6 | 2.21 | Limonite | 3.5 - 4.0 | 3.78 |
| Gravel | 1.7 - 2.4 | 2.0 | Siderite | 3.7 - 3.9 | 3.83 |
| Sand | 1.7 - 2.3 | 2.0 | Rutile | 4.18 - 4.3 | 4.25 |
| Sandstone | 1.61 - 2.76 | 2.35 | Manganite | 4.2 - 4.4 | 4.32 |
| Shale | 1.77 - 3.2 | 2.40 | Chromite | 4.3 - 4.6 | 4.36 |
| Limestone | 1.93 - 2.90 | 2.55 | Ilmenite | 4.3 - 5.0 | 4.67 |
| Dolomite | 2.28 - 2.90 | 2.70 | Pyrolusite | 4.7 - 5.0 | 4.82 |
| Sedimentary rocks (av.) | | 2.50 | Magnetite | 4.9 - 5.2 | 5.12 |
| Igneous rocks | | | Franklinite | 5.0 - 5.22 | 5.12 |
| Rhyolite | 2.35 - 2.70 | 2.52 | Hematite | 4.9 - 5.3 | 5.18 |
| Andesite | 2.4 - 2.8 | 2.61 | Cuprite | 5.7 - 6.15 | 5.92 |
| Granite | 2.50 - 2.81 | 2.64 | Cassiterite | 6.8 - 7.1 | 6.92 |
| Granodiorite | 2.67 - 2.79 | 2.73 | Wolframite | 7.1 - 7.5 | 7.32 |
| Porphyry | 2.60 - 2.89 | 2.74 | Sulfides, arsenides | | |
| Quartz diorite | 2.62 - 2.96 | 2.79 | Sphalerite | 3.5 - 4.0 | 3.75 |
| Diorite | 2.72 - 2.99 | 2.85 | Malachite | 3.9 - 4.03 | 4.0 |
| Lavas | 2.80 - 3.00 | 2.90 | Chalcopyrite | 4.1 - 4.3 | 4.2 |
| Diabase | 2.50 - 3.20 | 2.91 | Stannite | 4.3 - 4.52 | 4.4 |
| Basalt | 2.70 - 3.30 | 2.99 | Stibnite | 4.5 - 4.6 | 4.6 |
| Gabbro | 2.70 - 3.50 | 3.03 | Pyrrhotite | 4.5 - 4.8 | 4.65 |
| Peridotite | 2.78 - 3.37 | 3.15 | Molybdenite | 4.4 - 4.8 | 4.7 |
| Acid igneous | 2.30 - 3.11 | 2.61 | Marcasite | 4.7 - 4.9 | 4.85 |
| Basic igneous | 2.09 - 3.17 | 2.79 | Pyrite | 4.9 - 5.2 | 5.0 |
| Metamorphic rocks | | | Bornite | 4.9 - 5.4 | 5.1 |
| Quartzite | 2.5 - 2.70 | 2.60 | Chalcocite | 5.5 - 5.8 | 5.65 |
| Schists | 2.39 - 2.9 | 2.64 | Cobaltite | 5.8 - 6.3 | 6.1 |
| Graywacke | 2.6 - 2.7 | 2.65 | Arsenopyrite | 5.9 - 6.2 | 6.1 |
| Marble | 2.6 - 2.9 | 2.75 | Bismuththinite | 6.5 - 6.7 | 6.57 |
| Serpentine | 2.4 - 3.10 | 2.78 | Galena | 7.4 - 7.6 | 7.5 |
| Slate | 2.7 - 2.9 | 2.79 | Cinnabar | 8.0 - 8.2 | 8.1 |
| Gneiss | 2.59 - 3.0 | 2.80 | Non-metallic minerals | | |
| Amphibolite | 2.90 - 3.04 | 2.96 | Petroleum | 0.6 - 0.9 | — |
| Eclogite | 3.2 - 3.54 | 3.37 | Ice | 0.88 - 0.92 | — |
| Metamorphic | 2.4 - 3.1 | 2.74 | Sea Water | 1.01 - 1.05 | — |
| | | | Lignite | 1.1 - 1.25 | 1.19 |
| | | | Soft coal | 1.2 - 1.5 | 1.32 |
| | | | Anthracite | 1.34 - 1.8 | 1.50 |
| | | | Chalk | 1.53 - 2.6 | 2.01 |
| | | | Graphite | 1.9 - 2.3 | 2.15 |
| | | | Rock salt | 2.1 - 2.6 | 2.22 |
| | | | Gypsum | 2.2 - 2.6 | 2.35 |
| | | | Kaolinite | 2.2 - 2.63 | 2.53 |
| | | | Orthoclase | 2.5 - 2.6 | — |
| | | | Quartz | 2.5 - 2.7 | 2.65 |
| | | | Calcite | 2.6 - 2.7 | — |
| | | | Anhydrite | 2.29 - 3.0 | 2.93 |
| | | | Biotite | 2.7 - 3.2 | 2.92 |
| | | | Magnesite | 2.9 - 3.12 | 3.03 |
| | | | Fluorite | 3.01 - 3.25 | 3.14 |
| | | | Barite | 4.3 - 4.7 | 4.47 |

Fig. 4. Rangos de densidad para algunas rocas y minerales. Tomado de Telford *et al.*, 1990.

3.2 Magnetometría

3.2.1 Introducción

El estudio del campo magnético terrestre es de las áreas antiguas en geofísica. William Gilbert (1540-1603) fue el primero en investigar sobre el magnetismo terrestre; en su obra “*De Magnet*” describe el conocimiento de objetos que apuntan al norte (brújulas) y que fue traído por Marco Polo desde China a Europa. Además, Gilbert demuestra que el campo magnético terrestre es equivalente a un imán que se encuentra cerca al eje de rotación de la Tierra.

Posteriormente, a partir de un análisis matemático, Karl Frederick Gauss describe que el campo magnético terrestre se compone en su mayoría de alguna fuente interna a la Tierra en lugar de una externa. Gauss también notó una posible relación con el eje de la Tierra ya que el eje del dipolo que representa la mayor parte del campo no se ubica lejos del eje de rotación del planeta.

A partir de William Gilbert el estudio del campo magnético terrestre fue de mayor interés para varios científicos, pero no fue hasta 1843 que Von Wrede usó las variaciones del campo para localizar depósitos minerales. Fue después de este año que el desarrollo de instrumentos para medir el campo magnético tuvo mayores avances desde instrumentos para medir sobre la superficie terrestre hasta instrumentos para medir datos aeromagnéticos y con diferentes métodos para obtener el campo total.

Esta prospección se realiza con mayor facilidad y es más barata que las otras prospecciones geofísicas. Las variaciones del campo magnético son estudiadas con mayor frecuencia en estructuras geológicas locales o regionales y es una prospección sumamente versátil; sin embargo, los métodos potenciales carecen de la unicidad al momento de la interpretación de resultados.

3.2.2 Principios

3.2.2.1 Intensidad de campo magnético (H) y campo de inducción magnética (B)

La teoría magnética tiene dos desarrollos diferentes: la teoría clásica y la moderna. La primera contiene similitudes a la teoría eléctrica y gravimétrica; por ejemplo, su concepto básico menciona dos polos magnéticos puntuales que son análogos a las cargas eléctricas puntuales y las masas puntuales y las fuerzas provocadas son inversamente proporcionales al cuadrado de la distancia que separa a estos elementos (polos, masas o cargas). A partir de este concepto, en los sistemas Centímetro-Gramo-Segundo (CGS) y en unidades electromagnéticas (emu) es como se manejan las unidades magnéticas. Pero en el Sistema Internacional (SI), sus unidades de campo magnético son de origen eléctrico. Su unidad básica es a partir de una corriente eléctrica circular.

Para el sistema CGS-emu, se comienza con el concepto de fuerza magnética (F) expresada a partir de la ley de Coulomb:

$$F = \left(\frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \right) r_1 \quad (\text{Ec. 23})$$

Donde:

- F Es la fuerza magnética sobre p_2 .
- $p_1 ; p_2$ Son los polos de magnitud.
- r Es la distancia que separa a los polos de magnitud.
- μ Es la permeabilidad magnética del medio o del material a prueba.
- r_1 Es el vector que dirigido de p_1 a p_2 .

La fuerza magnetostática es atractiva para polos de cargas opuestas y de repulsión para polos de la misma carga. Por convención, un polo de carga positiva es atraído hacia el polo norte magnético de la Tierra

El campo de magnetización (H) o intensidad de campo magnético, se describe como la fuerza sobre un polo unitario medido en Oersted [Oe]:

$$H' = \frac{F}{p_2} = \left(\frac{p_1}{\mu r^2} \right) r_1 \quad [Oe]$$

H' (para el sistema CGS – emu)

Un dipolo magnético se describe como dos polos de magnitud de cargas opuestas separados a una distancia $2l$. Por lo cual el momento magnético dipolar se expresa de la siguiente forma:

$$m = 2lpr_1 \quad (\text{Ec. 24})$$

aquí m es un vector con la dirección del vector unitario r_1 que se extiende del polo negativo al positivo.

Debido al flujo de una corriente eléctrica se provoca un campo magnético. La ley de Ampere (también llamada ley de Biot-Savart), expresa que una corriente (I) en un conductor de longitud Δl crea en un punto P un campo de magnetización:

$$\Delta H = \frac{(I\Delta l) \times r_1}{4\pi r^2} \quad \left[\frac{A}{m} \right] \quad (\text{Ec. 25})$$

H (para el sistema SI)

$$\left[\frac{A}{m} \right] = 4\pi \times 10^{-3} [Oe]$$

En esta expresión, ΔH , $I\Delta l$, r_1 tienen las direcciones que muestra la figura (Fig. 5).

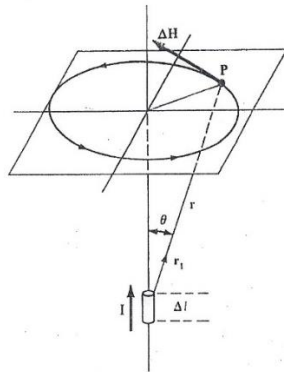


Fig. 5. Ley de Ampere. La corriente I viaja a través de un conductor de Δl longitud, generará un campo ΔH en el punto de observación P . Tomado de Telford et al., 1990.

El flujo de una corriente en un circuito circular actúa como un dipolo magnético localizado en el centro de dicho circuito, con una orientación como la que realiza un tornillo al avanzar en dirección de la corriente. Este momento dipolar que se origina se mide en Amperes-m². Los movimientos circulares de los electrones alrededor de un núcleo atómico constituyen corrientes circulares y originan que los átomos tengan momentos magnéticos. Las moléculas tienen también spin, dando momentos magnéticos.

Cuando un cuerpo magnetizable es colocado dentro de un campo magnético, éste se magnetiza por inducción; esta acción se debe a la reorientación de los átomos y moléculas para que sus spins se alineen. Esta magnetización se mide con la polarización magnética (\mathbf{M}). La alineación de los dipolos internos produce un campo \mathbf{M} que se adiciona al campo de magnetización (\mathbf{H}). Si \mathbf{M} es constante y tiene la misma dirección en todo el cuerpo, se dice que está uniformemente magnetizado.

Cuando el campo de magnetización (\mathbf{H}) es de baja amplitud (del orden del campo magnético de la Tierra), la polarización magnética (\mathbf{M}) es proporcional a \mathbf{H} en la misma dirección a éste. El grado con el que se magnetiza está en función de la susceptibilidad magnética k , la cual se define como:

$$M = kH \quad (\text{Ec. 26})$$

La susceptibilidad magnética es una variable sin unidades y se trata en diferentes escalas para los sistemas de referencia que se han comentado en este apartado (CGS-emu y SI). La susceptibilidad en el SI es mayor por un factor de 4π que en el sistema CGS-emu.

$$k = 4\pi k' \quad (\text{Ec. 27})$$

k (para el sistema SI)

k' (para el sistema CGS – emu)

La respuesta magnética de las rocas o minerales se determina al sumar las susceptibilidades de los materiales magnético que contenga.

La inducción magnética (\mathbf{B}) es el campo total, incluyendo los efectos de la magnetización. Se expresa de la siguiente forma:

$$B = \mu_0(H + M) = \mu_0(1 + k)H = \mu\mu_0H \left[\frac{Wb}{m^2} \right] \quad (SI) \quad (\text{Ec. 28.A})$$

$$B' = H' + 4\pi M' = (1 + 4\pi k')H' = \mu H' [gauss] \quad (CGS - emu) \quad (\text{Ec. 28.B})$$

$$1[gauss] = 10^{-4}[tesla]$$

$$1[G] = 10^{-4}[T]$$

siendo que \mathbf{H} y \mathbf{M} están en la misma dirección en la mayoría de los casos. La permeabilidad en el vacío μ_0 tiene un valor de $4\pi \times 10^{-7} \left[\frac{Wb}{A \cdot m} \right]$ en el sistema SI. La permeabilidad magnética del aire es aproximadamente igual a la del vacío. La permeabilidad es adimensional para los sistemas CGS-emu; con lo cual la permeabilidad para el vacío es $\mu = 1$ y para el aire $\mu \approx 1$.

En prospección magnetométrica, medimos \mathbf{B} del orden de 10^{-4} del campo principal de la Tierra (aproximadamente de $50 \mu T$). En trabajos de geofísica, la unidad de inducción magnética que se utiliza es el nanotesla (también llamado gamma, γ):

$$1[\gamma] = 10^{-9}[T] = 1[nT]$$

$$1[\gamma] = 1[nT]$$

A pesar de que medimos \mathbf{B} , estamos interesados en el campo de la Tierra \mathbf{H} . Sin embargo, ya que \mathbf{B} y \mathbf{H} se pueden relacionar de forma lineal se considera a las observaciones de \mathbf{B} como si fueran mediciones de \mathbf{H} .

3.2.2.2 Potencial magnetostático para un campo dipolar

El potencial escalar magnético A en un punto \mathbf{P} se describe como el trabajo realizado en un polo positivo unitario al trasladarlo desde el infinito empleando cualquier trayectoria en contra del campo magnético $F(r)$:

$$A(r) = - \int_{-\infty}^r F(r) \cdot dr = \frac{p}{r} \quad (\text{Ec. 29})$$

No obstante, un monopolo magnético no puede existir por lo que se considera un dipolo magnético (Fig. 6.) por lo que se calcula A en algún punto exterior:

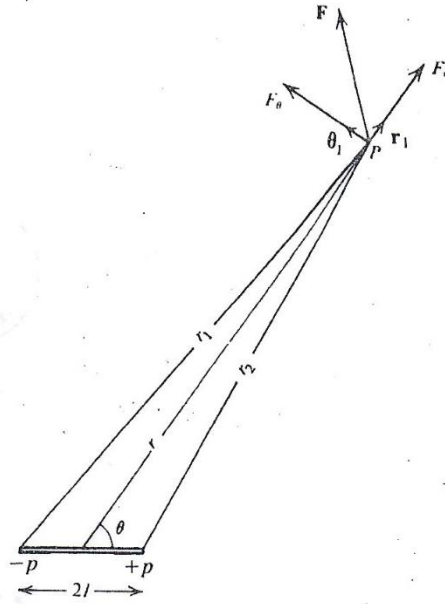


Fig. 6. Representación gráfica para la trayectoria de un dipolo magnético hacia un punto P. Tomado de Telford et al, 1990.

$$A = \frac{p}{r_1} - \frac{p}{r_2}$$

$$A = p \left[\frac{1}{\sqrt{r^2 + l^2 - 2lr \cos \theta}} - \frac{1}{\sqrt{r^2 + l^2 + 2lr \cos \theta}} \right] \quad (\text{Ec. 30})$$

Al obtener el gradiente de A, podemos derivar el vector de F:

$$F(r) = -\nabla A(r) \quad (\text{Ec. 31})$$

Para la componente radial:

$$F_r = -\frac{\partial A}{\partial r} = -p \left\{ \frac{r + l \cos \theta}{(r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta)^{3/2}} - \frac{r - l \cos \theta}{(r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta)^{3/2}} \right\}$$

mientras para la componente angular

$$F_\theta = -\frac{\partial A}{r \partial \theta} = p \left\{ \frac{l \sin \theta}{(r^2 + l^2 + 2rl \cos \theta)^{3/2}} + \frac{l \sin \theta}{(r^2 + l^2 - 2rl \cos \theta)^{3/2}} \right\}$$

Cuando $r \gg 1$

$$A \approx \frac{|m| \cos \theta}{r^2} \quad (\text{Ec. 32})$$

Donde m es el momento magnético dipolar, donde F queda expresado como:

$$F \approx \left(\frac{m}{r^3}\right) (2 \cos \theta r_1 + \sin \theta \theta_1) \quad (\text{Ec. 33})$$

r_1 y θ_1 son vectores unitarios en la dirección que se incrementa r y θ . Con esto, su módulo queda expresado como:

$$F = |F| \approx \left(\frac{m}{r^3}\right) \sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta} \quad (\text{Ec. 34})$$

y la dirección respecto al eje dipolar:

$$\tan \alpha = \frac{F_\theta}{F_r} = \frac{\tan \theta}{2} \quad (\text{Ec. 35})$$

Se tienen dos casos para la expresión $\theta = 0, \frac{\pi}{2}$.

$$\left\{ \begin{array}{l} F_r = \frac{2mr}{(r^2 - l^2)^2} ; F_\theta = 0 \rightarrow \theta = 0 \\ F_r = 0 ; F_\theta = \frac{m}{(r^2 + l^2)^{3/2}} \rightarrow \theta = \frac{\pi}{2} \end{array} \right\}$$

Cuando $r \gg 1$

$$\left\{ \begin{array}{l} F_r \approx \frac{2m}{r^3} \rightarrow \theta = 0 \\ F_\theta \approx \frac{m}{r^3} \rightarrow \theta = \frac{\pi}{2} \end{array} \right\}$$

3.2.2.3 Anomalía magnética

Para un cuerpo de material magnético con cierto volumen puede considerarse como un conjunto variado de dipolos magnéticos ocasionados por momentos magnéticos de cada átomo y dipolos individuales. Si inicialmente están alineados de modo que un cuerpo muestra magnetismo residual (o remanente), éste depende de eventos magnéticos anteriores. A pesar de esto, dicho material aún puede alinearse por inducción en presencia de un campo magnético. Para cualquier caso, se considera al cuerpo como una distribución continua de dipolos, resultando un vector de momento magnético dipolar por unidad de volumen de magnitud $|M|$. El potencial escalar en un punto P (Fig. 7.) con una distancia arbitraria ($r \gg 1$) a un dipolo $|M|$ se expresa a continuación:

$$A = \frac{|M(r)| \cos \theta}{r^2} = -M(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{r} \right) \quad (\text{Ec. 36})$$

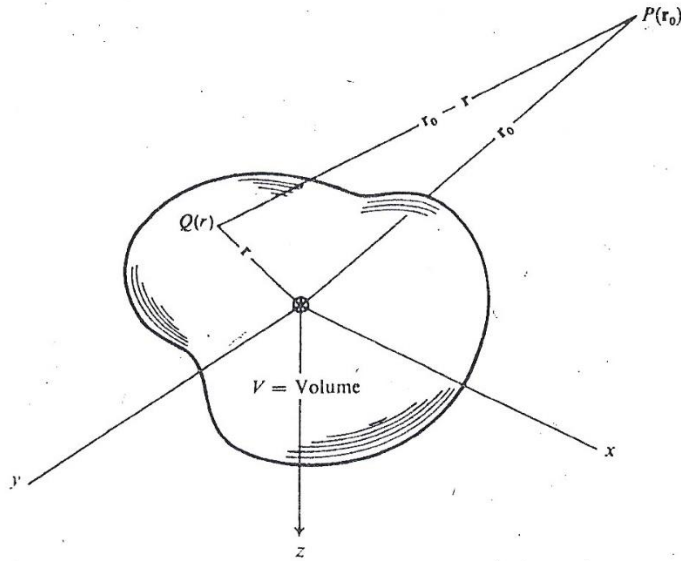


Fig. 7. Un cuerpo con componentes magnéticos puede generar una anomalía magnética observable en un punto P.
Tomado de Telford et al., 1990.

Mientras que el potencial para el cuerpo completo en un punto fuera:

$$A = - \int_V M(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{|r_0 - r|} \right) dv \quad (\text{Ec. 37})$$

Al sustituir esta última en la expresión (Ec. 31):

$$F(r_0) = \nabla \int_V M(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{|r_0 - r|} \right) dv \quad (\text{Ec. 38})$$

Cuando M es un vector constante con dirección $\alpha = li + mj + nk$, entonces:

$$M \cdot \nabla = M \left(l \frac{\partial}{\partial x} + m \frac{\partial}{\partial y} + n \frac{\partial}{\partial z} \right) \quad (\text{Ec. 39})$$

Por lo cual el potencial se simplifica a:

$$A = -M \frac{\partial}{\partial \alpha} \int_V \frac{dv}{|r_0 - r|} \quad (\text{Ec. 40})$$

El campo total F_T se compone del campo magnético (Ec. 38) y el campo magnético producido por la Tierra F_E :

$$F_T = F_E + F(r_0) \quad (\text{Ec. 41})$$

F_E y $F(r_0)$ pueden estar en diferentes direcciones. Si $F(r_0)$ es muy pequeño que F_E , o el cuerpo no presenta magnetismo remanente, F_E y F_T se encuentran en aproximadamente en la misma dirección. Cuando $F(r_0)$ constituye una fracción del campo producido por la Tierra con direcciones distintas, la componente de $F(r_0)$ en dirección de F_T queda expresada como:

$$F_D = -f_1 \cdot \nabla A = -\frac{\partial A}{\partial f} = M \frac{\partial^2}{\partial \alpha \partial f} \int_V \frac{dv}{|r_0-r|} \quad (\text{Ec. 41})$$

f_1 es un vector unitario en la dirección del campo de la Tierra. Si la magnetización en inducida principalmente por F_E

$$F_D(r_0) = M \frac{\partial^2}{\partial f^2} \int_V \frac{dv}{|r_0-r|} = kF_E \frac{\partial^2}{\partial f^2} \int_V \frac{dv}{|r_0-r|} \quad (\text{Ec. 42})$$

El potencial magnético A , satisface las ecuaciones de Laplace y Poisson como lo es el potencial gravitacional U . Bajo el mismo método con el que se calcula el potencial gravitacional, encontramos:

$$\nabla \cdot F = -\nabla^2 A = 4\pi\mu p \quad (\text{Ec. 43})$$

p es la intensidad neta del polo positivo por unidad de volumen en un punto. Dado que un campo F produce una reorientación a lo largo de la dirección del campo de los dipolos previamente orientados; esto provoca una separación de los polos positivos y negativos del cuerpo, por lo que:

$$\nabla^2 A = 4\pi\mu \nabla \cdot M(r) \quad (\text{Ec. 44})$$

$M(r) = 0$ si el medio es no magnético, por lo cual

$$\nabla^2 A = 0 \quad (\text{Ec. 45})$$

3.2.3 Geomagnetismo

En exploración geofísica, el campo geomagnético se compone de tres elementos:

- I) El campo principal donde sus variaciones son relativamente lentas y de origen interno.
- II) Un campo secundario que es más pequeño en amplitud comparado al principal, las variaciones son mayores que provienen de fuentes externas a la Tierra.

III) El campo con variaciones espaciales del campo principal, que son demasiado pequeñas que el campo principal, son casi constantes en tiempo y espacio y se origina por anomalías magnéticas locales cercanos a la superficie de la corteza terrestre. Estas características son el punto de interés en la prospección magnética.

3.2.3.1 Campo principal

Al colocar una aguja no magnetizada para orientarse en alguna dirección y en ausencia de otros campos magnéticos, dicho cuerpo se podría orientar en la dirección del campo magnético terrestre. La dirección de este campo no es totalmente horizontal y no se encuentra alineado al meridiano cero; se define a este campo por medio de su magnitud (F), el ángulo formado respecto a la horizontal (I) y la diferencia angular respecto al norte geográfico (D).

El campo magnético se puede describir en términos de su componente vertical (Z) positiva hacia abajo; su componente horizontal (H) con X y Y positivas al norte y este respectivamente (Fig. 8).

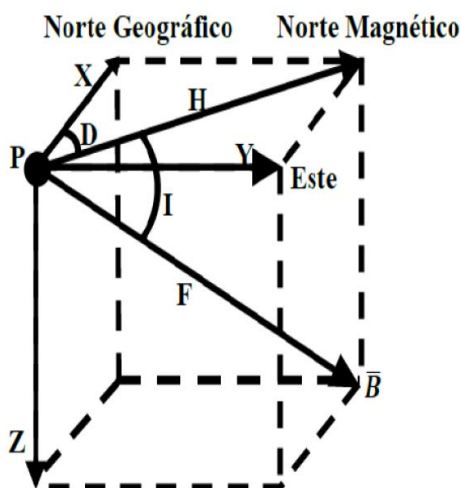


Fig. 8. Elementos del campo geomagnético.

A partir del sistema de referencia que se utilice, se pueden obtener las componentes antes mencionadas. En la siguiente tabla se muestran las componentes magnéticas que se utilizan en cada sistema y sus ecuaciones de transformación (Tabla 2.)

Tabla 3. Componentes geomagnéticos en diferentes sistemas de referencia.

| COMPONENTES GEOMAGNÉTICAS | | | |
|----------------------------------|--|--|---|
| Sistema de referencia | Componentes magnéticas utilizadas | Ecuaciones de transformación | |
| Cartesiano | X, Y, Z | $H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right)$ | $F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}\right)$ |
| Esférico | F, D, I | $X = F \cos(I) \cos(D)$ $Y = F \cos(I) \sin(D)$ | $H = F \cos(I)$ $Z = F \sin(I)$ |
| Cilíndrico | H, D, Z | $X = H \cos(D)$ $Y = H \sin(D)$ | $F = \sqrt{H^2 + Z^2}$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right)$ |

El campo magnético de la Tierra medido comprende más del 99% por fuentes que se encuentran dentro del planeta. El campo principal es causado por las corrientes de convección en el núcleo externo. Se asume que el núcleo de la Tierra está compuesto por una mezcla entre hierro y níquel que son conductores de electricidad. La fuente magnética se considera como un dínamo auto excitado en el que los fluidos altamente conductivos se mueven de forma compleja debido a fenómenos de convección.

Debido a estudios, el campo magnético ha cambiado lentamente, esto se asume debido a los cambios en las corrientes de convección en el núcleo de la Tierra. Además, el campo magnético de la Tierra también se ha revertido su dirección en varias ocasiones.

3.2.3.2 Campo magnético externo

El campo magnético de la Tierra que no es originado por el núcleo de la Tierra está asociado con las corrientes eléctricas de las capas ionizadas de la atmósfera. Las variaciones temporales en esta porción del campo son más rápidas que en el campo principal provocados por diferentes efectos, los cuales se enlistan a continuación:

- I. Por la actividad de las manchas solares, las cuales tienen un ciclo de 11 años.
- II. Las variaciones solares diurnas; tienen un periodo de 24 horas con un rango de amplitud de $\pm 30[nT]$ que varía con la latitud y la temporada del año; estas variaciones pueden estar controladas por la acción del viento solar sobre las corrientes de la ionósfera.
- III. Las variaciones de la luna que tienen un periodo de 25 horas, su rango de amplitud es menor a las variaciones solares (del rango de $\pm 2[nT]$) que varía de forma cíclica a través del mes.
- IV. Tormentas magnéticas; son eventos con amplitudes mayores a los 1,000 $[nT]$ en la mayoría de las latitudes, pero pueden llevar a ser superiores en las regiones de los polos. Las tormentas magnéticas se asocian a las auroras boreales. También se correlacionan con la actividad de las manchas solares. La duración de estos eventos puede durar varios días y afecta a los receptores de radio de largo alcance y a los levantamientos de esta prospección.

Exceptuando a las tormentas solares, los demás efectos no afectan de manera significativa al campo geomagnético. La variación diurna se puede corregir por medio del uso de una estación base o un observatorio magnético.

3.2.3.3 Anomalías magnéticas locales

Los cambios locales en el campo magnético principal son resultado de las variaciones del contenido de minerales magnéticos de las rocas cercanas a la superficie. Estas anomalías, en algunas ocasiones llegan a ser de gran amplitud, pero no se prolongan en grandes distancias. Las fuentes de estas anomalías no pueden ser muy profundas debido a que la temperatura por debajo de $\approx 40 [km]$ puede ser mayor a la temperatura de Curie ($\approx 550 [^{\circ}C]$), la cual es un valor donde rocas y minerales pierden sus propiedades magnéticas. A partir de esta característica, estas anomalías se asocian a características de la corteza superior de la Tierra.

3.2.3.4 Magnetismo de rocas y minerales

Las anomalías magnéticas son causadas por el contenido de minerales magnéticos en las rocas.

Los materiales se pueden dividir en función a su comportamiento cuando son colocados en un campo externo. Se le llama diamagnético si su campo es dominado por átomo con sus electrones orientados de forma opuesta al campo externo, es decir, si muestra susceptibilidad negativa. El *diamagnetismo* prevalecerá solamente si el momento magnético neto de todos los átomos es cero cuando el campo H es cero, es decir, el medio los materiales o medio no se alinea a la dirección del campo externo. En la naturaleza, los materiales más comunes en este tipo son el grafito, cuarzo, sal y el mármol. Cuando el momento magnético neto es distinto de cero cuando H es cero, la susceptibilidad es positiva y el material es *paramagnético*, esto quiere decir que se alinean de forma paralela al campo externo.

Algunos materiales o medios paramagnéticos (acero, cobalto y níquel) muestran una interacción magnética fuerte que los momentos magnéticos se alinean dentro de regiones extensas que llevan el nombre de dominios. Este efecto se llama *ferromagnetismo*, este efecto disminuye cuando la temperatura aumenta hasta ser cero en la temperatura de Curie.

3.2.3.5 Susceptibilidad magnética de las rocas y minerales

La susceptibilidad magnética es la variable de importancia en la exploración magnética. Es de gran importancia como lo es la densidad en la exploración gravimétrica y su interpretación.

Para obtener el valor de susceptibilidad, se obtienen muestras en campo que son analizadas en laboratorios, a pesar de estas técnicas es posible que no se obtenga el valor correcto de la susceptibilidad de la formación.

Telford *et al.* (1990) muestran una lista de susceptibilidades magnéticas para determinados tipos de roca y minerales. Entre las características más destacada, las rocas sedimentarias presentan los rangos de susceptibilidad más baja y las de tipo ígneo básico mayores valores. Para cualquier caso, la susceptibilidad depende de la cantidad de minerales ferromagnéticos, principalmente magnetita, titano-magnetita y pirrotita.

| Type | Susceptibility $\times 10^3$ (SI) | |
|--------------------|-----------------------------------|---------|
| | Range | Average |
| <i>Sedimentary</i> | | |
| Dolomite | 0–0.9 | 0.1 |
| Limestones | 0–3 | 0.3 |
| Sandstones | 0–20 | 0.4 |
| Shales | 0.01–15 | 0.6 |
| Av. 48 sedimentary | 0–18 | 0.9 |
| <i>Metamorphic</i> | | |
| Amphibolite | | 0.7 |
| Schist | 0.3–3 | 1.4 |
| Phyllite | | 1.5 |
| Gneiss | 0.1–25 | |
| Quartzite | | 4 |
| Serpentine | 3–17 | |
| Slate | 0–35 | 6 |
| Av. 61 metamorphic | 0–70 | 4.2 |
| <i>Igneous</i> | | |
| Granite | 0–50 | 2.5 |
| Rhyolite | 0.2–35 | |
| Diorite | 1–35 | 17 |
| Augite-syenite | 30–40 | |
| Olivine-diabase | | 25 |
| Diabase | 1–160 | 55 |
| Porphyry | 0.3–200 | 60 |
| Gabbro | 1–90 | 70 |
| Basalts | 0.2–175 | 70 |
| Diorite | 0.6–120 | 85 |
| Pyroxenite | | 125 |
| Peridotite | 90–200 | 150 |
| Andesite | | 160 |
| Av. acidic igneous | 0–80 | 8 |
| Av. basic igneous | 0.5–97 | 25 |
| <i>Minerals</i> | | |
| Graphite | | 0.1 |
| Quartz | | –0.01 |
| Rock salt | | –0.01 |
| Anhydrite, gypsum | | –0.01 |
| Calcite | –0.001 – 0.01 | |
| Coal | | 0.02 |
| Clays | | 0.2 |
| Chalcopyrite | | 0.4 |
| Sphalerite | | 0.7 |
| Cassiterite | | 0.9 |
| Siderite | 1–4 | |
| Pyrite | 0.05–5 | 1.5 |
| Limonite | | 2.5 |
| Arsenopyrite | | 3 |
| Hematite | 0.5–35 | 6.5 |
| Chromite | 3–110 | 7 |
| Franklinite | | 430 |
| Pyrrhotite | 1–6000 | 1500 |
| Ilmenite | 300–3500 | 1800 |
| Magnetite | 1200–19200 | 6000 |

Fig. 9. Rango de susceptibilidades para algunos tipos de roca. Tomado de Telford et al., 1990.

4. ESTUDIOS PREVIOS

Los trabajos que incluyen estudios sobre la estructura interna de un volcán o un complejo volcánico propuesto a partir de métodos potenciales conllevan el uso de estudios aéreos, en su mayoría, debido a las dimensiones que pueden presentar los conos volcánicos.

- Cassidy y colaboradores (2007) realizaron análisis aeromagnéticos y de gravimetría sobre los maares del campo volcánico Auckland, Nueva Zelanda.
- Skácelová y colaboradores (2010) utilizaron métodos potenciales a nivel de suelo con apoyo de métodos eléctricos al norte de la República Checa para diferenciar las distintas capas litológicas para en una zona de maares.
- Urrutia y colaboradores (2002) realizan el estudio de anomalías aeromagnéticas y la relación de éstas con las estructuras geológicas y actividad eruptiva del complejo volcánico Izta-Popo.

Sobre el volcán Parícutin, cabe mencionar la escasa información sobre características geológicas y geofísicas sobre el volcán y sus inmediaciones. En 1956, Segerstrom y colaboradores publican “*Geologic Investigations in the Parícutin Area Mexico*”. Este reporte describe los eventos previos a su nacimiento y posteriores del volcán por medio de observaciones directas y entrevistas a los pobladores del antiguo Pueblo de San Juan Parangaricutiro entre el Instituto de Geología, el Servicio Geológico de Estados Unidos, el Instituto Smithsonian y el Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México.

Luhr y Simkin en 1993 realizan un estudio de todos los eventos eruptivos del volcán ubicando cada uno de éstos en diagramas sobre las zonas donde se extendieron.

Para 2002, Corona Chávez presenta las características principales de la evolución del volcán, el avance en sus elevaciones del cono principal, los flujos principales, composiciones de los flujos, erosión, interacción de la flora con los elementos extrusivos y las acciones hechas antes, durante y después de los años de desarrollo del Parícutin a la sociedad.

Existen grupos de investigación los cuales utilizan a los métodos potenciales como primer acercamiento a un análisis estructural en cuerpos volcánicos y detectar zonas de interés para la planificación de distintos métodos geofísicos a futuro.

En México, el Servicio Geológico Mexicano (SGM), es el organismo encargado de resguardar la información aeromagnética del País. Los vuelos del SGM, por desgracia, no tienen la resolución necesaria para la detección de fuentes de pequeñas dimensiones. Tal caso es el visto en este trabajo, el cual no ilustra un dipolo magnético 2D (Fig. 10) sobre la zona hasta donde los flujos se distribuyeron. No obstante, el volcán Parícutin, se localiza sobre una anomalía de mayores dimensiones que sugiere estar a mayor profundidad.

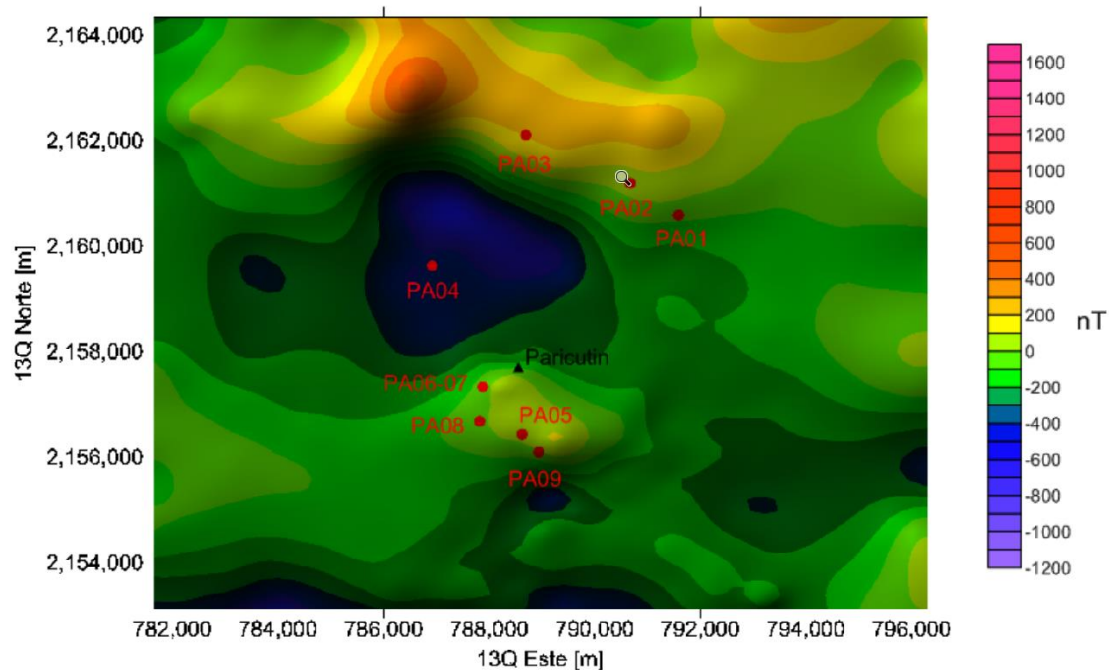


Fig. 10. Campo Magnético Residual a partir de datos del Servicio Geológico Mexicano. Se muestra el sitio donde se ubica el volcán Parícutin y sitios de muestreo paleomagnético (Tabla 7) por Urrutia et al., (2004) y Goguitchaichvili et al., (2005). Comunicación oral por Gerardo Cifuentes Nava.

Por otro lado, los estudios de gravimetría sobre la República Mexicana son muy escasos y no son aplicados en cuerpos volcánicos en un sentido exploratorio. Además, el uso de este tipo de instrumentos es escaso debido a la inversión que implica la adquisición de uno y las dificultades que representa el traslado de uno de éstos respecto al relieve que presentan los conos volcánicos.

5. METODOLOGÍA

5.1 Objetivo(s)

El objetivo del estudio está enfocado en realizar un modelo geofísico para el análisis y descripción de la estructura interna del volcán Parícutín por medio de la contribución de los métodos geofísicos de gravimetría y magnetometría.

Estos métodos han demostrado ser de gran utilidad para describir la distribución geométrica de manera horizontal en diferentes escalas. Además, cabe mencionar el uso del Sistema de Posicionamiento Global (GPS por sus siglas en inglés) a la par del método de gravimetría para dar una mejor precisión geográfica a la información que fue tomada con esta última técnica y poder realizar correcciones respecto a un modelo de geoide.

5.2 Instrumentación empleada

5.2.1 Sistema de posicionamiento global (GPS)

El sistema de posicionamiento global (GPS), es una red de satélites que pertenece al Departamento de Defensa de los Estados Unidos y que orbitan la Tierra; éstos transmiten información de forma continua con lo que es posible determinar la ubicación de un receptor GPS a cierta precisión en la superficie del planeta.

GPS Diferencial PENTAX G3100 R2

Entre los instrumentos utilizados, uno de ellos no es perteneciente a una técnica geofísica, pero es de gran utilidad para una mayor precisión en la referencia geográfica. Este tipo de instrumentos realiza corrección a las coordenadas observadas en campo a través de servidores permitiendo dar mayor precisión al dato obtenido.

El GPS Diferencial PENTAX G3100 R2 (Fig. 10.) consta de dos sensores, el sensor base que es colocado en una sola posición para referencia al sensor móvil que captura la posición del punto de interés en campo.



Fig. 11. GPS Diferencial PENTAX G3100-R2.

Tabla 4. Especificaciones técnicas para el GPS Diferencial PENTAX G3100-R2.

| | | |
|--------------------------|-----------------------------|--|
| Canales de configuración | | 136 (frecuencia dual) para GPS, GLONASS y SBAS |
| Precisión | Modo autónomo | 1.3 m[Hor] – 1.9 m[Ver] |
| | Modo SBAS | 0.6 m[Hor] – 0.8 m[Ver] |
| | Modo GPS diferencial | 0.5 m[Hor] – 0.9 m[Ver] |
| Modo RTK | Precisión horizontal | 1 cm + 1 ppm |
| | Precisión vertical | 2 cm + 1 ppm |
| | Tiempo promedio por lectura | 7 segundos |
| Modo Base | Precisión horizontal | 2 mm + 05 ppm |
| | Precisión vertical | 5 mm + 0.5 ppm |
| Modem Radio Interno | Frecuencia | 406 – 470 MHz |
| | Potencia de salida | 1 W máximo |
| Batería | Batería interna | 2 x Li-Ion, 2500 mAh, 7.4V |
| | Consumo | 1.0 – 1.5 A |
| | Tiempo de uso | 8 horas |
| Memoria | Memoria SD | 2 GB |

5.2.2 Gravimetría

Gravímetro Scintrex CG5-AutoGrav

Es un gravímetro automático basado en un microprocesador que tiene un rango de medición mayor a 8,000 [mGal] y una resolución de 0.001 [mGal] permitiendo ser usado en investigaciones de campo detalladas o de escala regional. El sensor que contiene es de cuarzo fundido. De forma automática realiza correcciones por marea, inclinación del instrumento, temperatura, filtro de ruido sísmico, auto rechazo por muestra ruidosa y por terreno (Fig. 11.).



Fig. 12. Gravímetro Scintrex CG5-AUTOGRAV en operación de campo.

Tabla 5. Especificaciones técnicas para el Gravímetro Scintrex CG5-Autograv.

| | |
|---------------------|---|
| Resolución | 1 micro Gal [μ Gal] |
| Rango de medición | 8000 [mGal] |
| Desviación Estándar | < 5 [μ Gal] |
| Deriva residual | 0.02 mGal/day |
| Sensor | Cuarzo fundido con compensación electroestática |

| | |
|---|---------------------------|
| Rango de compensación automática de inclinación | +/- 200 arc.seg |
| Voltaje nominal | 11.1 V |
| Capacidad nominal | 6.6 Ah |
| Tiempo de operación | 14 horas aproximadamente. |
| Frecuencia de operación | 6 Hz |
| Memoria de almacenamiento | 1 MB |

5.2.3 Magnetometría

Magnetómetro Overhauser GSM19WG

Es un magnetómetro que utiliza una solución rica en protones y iones paramagnéticos. Bajo la influencia de la frecuencia propia del electrón no perturbado, que está en el rango de las frecuencias muy altas (VHF, por sus siglas en inglés) de radio, los iones paramagnéticos muestran una resonancia. Al aplicar una señal de muy alta frecuencia a la solución de protones y iones paramagnéticos (dominada por la frecuencia propia del electrón no perturbado) el espín nuclear ubicándose en el protón está polarizado en consecuencia de la interacción entre los electrones y los núcleos atómicos. La polarización es continua y la señal cambia instantáneamente con el campo magnético ambiental.

Este método logra un aumento de la intensidad de la señal en el rango de 100-1,000 veces, resultando en señales de precesión con magnitudes entre 1-10 *mV* (las señales producidas por un magnetómetro de precesión protónica varían entre 1 *mV*). Dado esto, la razón “señal/ruido” se reduce y la incertidumbre de la lectura disminuye. Este instrumento requiere un intervalo de tiempo de medición de 0.25 segundos, a mayor tiempo la sensibilidad del equipo aumenta (Fig. 12.).



Fig. 13. Magnetómetro protónico tipo Overhauser.

Tabla 6. Especificaciones técnicas para el magnetómetro Overhauser GSM19WG.

| | |
|----------------------------------|--------------------------------------|
| Sensibilidad | 0.022 [nT] @ 1 hz |
| Precisión | +/- 0.1 [nT] |
| Rango de operación | 20,000 – 120,000 [nT] |
| Gradiente de tolerancia | 10,000 [nT/m] |
| Intervalo de muestreo | 60+, 5, 3, 2, 1, 0.5, 0.2 [segundos] |
| Modo de uso | Móvil |
| | Caminata |
| | Base |
| | Gradiómetro |
| Memoria (# millones de lecturas) | Móvil = 1.4 |
| | Base = 5.3 |
| | Caminata = 2.6 |
| | Gradiómetro = 1.2 |

5.3 Adquisición de datos y rutas tomadas

La adquisición de estos datos se llevó a cabo en dos etapas.

1. Los datos obtenidos con el magnetómetro tipo Overhauser fueron tomados el 12 de agosto de 2016 en una dirección preferencial hacia el noreste (Fig. 13.). Cada observación tenía una separación aproximada de 40 metros; el levantamiento tuvo como inicio desde la zona sur del volcán en dirección al poblado de Angahuán. Durante el levantamiento, el instrumento registró la componente total F, coordenadas del punto de observación y tiempo. La base magnética utilizada para corrección por variación diurna se encuentra ubicado en el Observatorio de Centelleo Interplanetario de Coeneo, Michoacán (MEXART, por sus siglas en inglés y nombre dado a nivel internacional).
2. Los datos obtenidos con el gravímetro CG5-Autograv fueron tomados del 5-7 de abril de 2017 en la misma dirección que el magnetómetro. Las observaciones tenían una separación de 80 metros; para cada estación se realizaron 3 observaciones de 60 segundos cada una y 5 observaciones de 120 segundos para la base gravimétrica; mientras que el GPS diferencial móvil PENTAX, se tomó la coordenada con 120 observaciones a un costado del gravímetro. La base gravimétrica y del GPS diferencial base fueron colocadas en la parte sur del volcán (Fig. 14.) durante los primeros dos días del levantamiento de datos. Para el tercer y último día, se colocaron cerca de la parte final del perfil tomado (Fig. 15.).

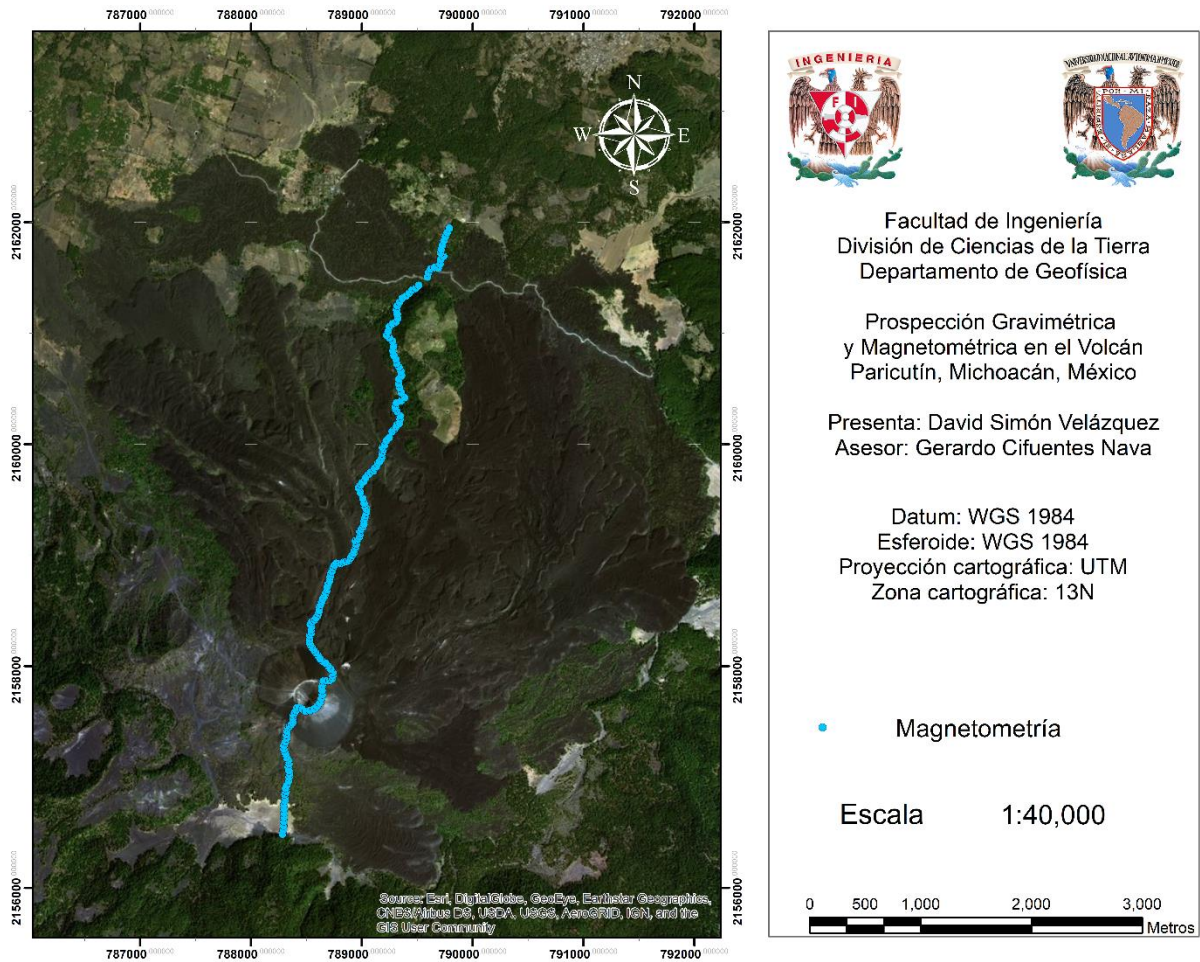


Fig. 14. Estaciones tomadas para el levantamiento de datos magnéticos.



Fig. 15. Base gravimétrica para los primeros dos días, se ubica en la parte sur del volcán.

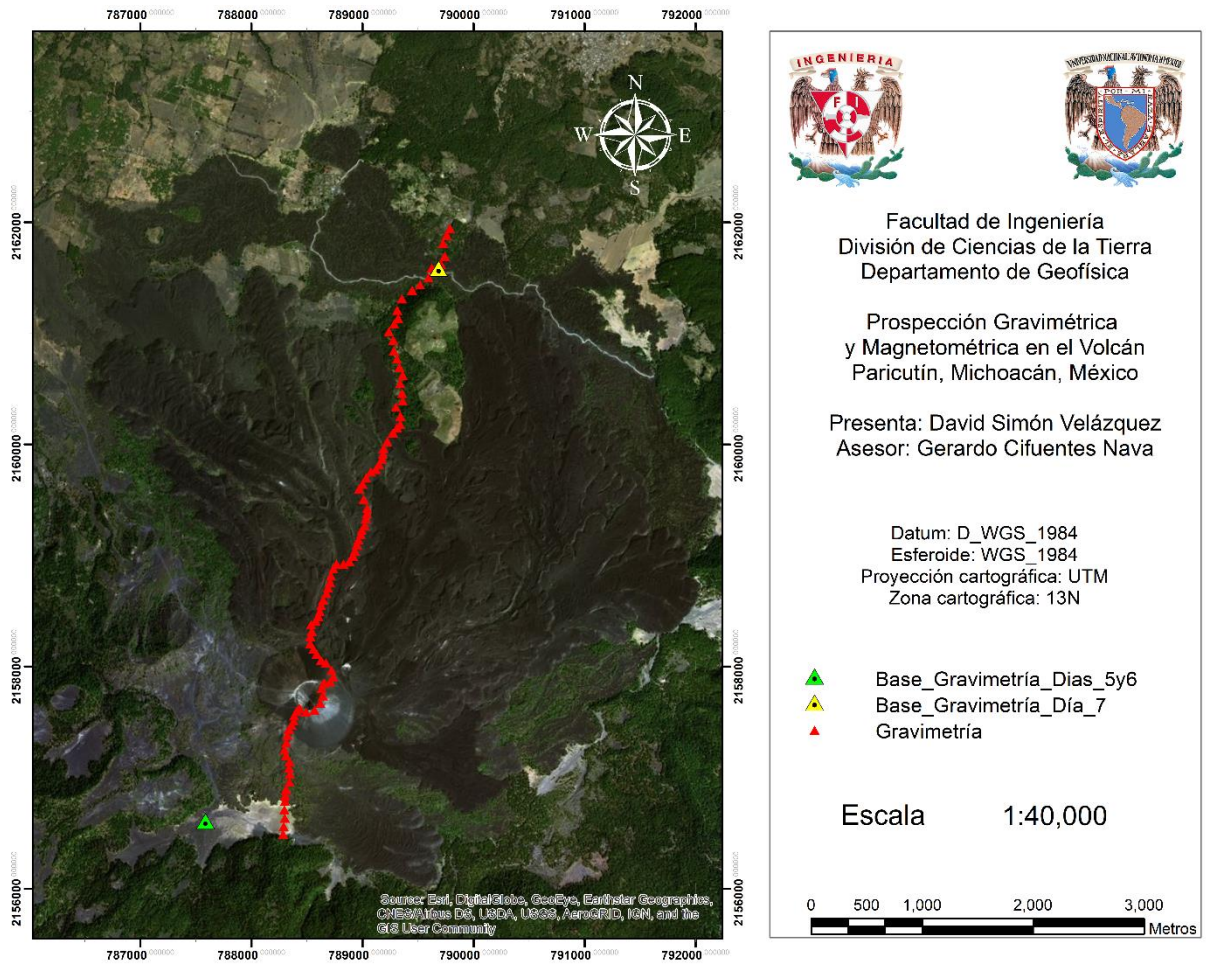


Fig. 16. Ubicación de los puntos observado durante el levantamiento de gravimetría y las bases gravimétricas para las tres fechas del levantamiento.

6. PROCESAMIENTO DE DATOS

5.1. Gravimetría

Los datos obtenidos durante cualquier levantamiento de gravimetría traen efectos que no son de interés y que logran enmascarar características geológicas o geofísicas.

Antes de que los resultados de un levantamiento de gravimetría puedan ser interpretados, es necesario corregir por todas las variaciones en el campo gravitacional de la Tierra que no son resultado de las diferencias de densidad que se encuentran por debajo de la superficie. Este proceso es conocido como reducciones gravimétricas (LaFehr, 1991) o reducciones al geode, ya que el nivel del mar es usualmente la referencia conveniente.

Estos efectos se logran dividir en dos tipos:

| Temporales | Espaciales |
|------------------------|------------|
| Marea | Aire libre |
| Deriva del instrumento | Bouguer |
| | Latitud |
| | Topografía |

5.1.1. Reducciones aplicadas

Marea

Las observaciones hechas en gravimetría están sujetas a la variación de la marea de tierra sólida, estos efectos están en función del tiempo. Este efecto es causado principalmente por la posición relativa del Sol y la Luna respecto al punto de observación, además por características secundarias, de menor amplitud, resultado de la deformación diurna de la

corteza sólida de la tierra, la carga del océano y otras pequeñas contribuciones (LaFehr y Nabighian, 2012).

Estas variaciones pueden llegar a tener una amplitud de 0.3 [mGal] en un periodo de seis horas y fluctúan con una conducta cuasi sinusoidal como una función de tiempo en un periodo de 12 horas (LaFehr y Nabighian, 2012).

Para este levantamiento, se calculó la marea para cada día con ayuda del programa Tsoft versión 2.2.12, este software de libre acceso fue desarrollado en el Real Observatorio de Bélgica, este programa utiliza el algoritmo de Wenzel (1974). Para el uso adecuado de esta información, es necesario utilizar las coordenadas de la estación de referencia “Base gravimétrica”, su elevación, la fecha del levantamiento y el rango de tiempo (para evitar pérdida de información se genera para todo el día del levantamiento y se busca la hora registrada en el gravímetro para cada lectura).

Deriva del instrumento

Los gravímetros utilizados en exploración, con el tiempo presentan fatiga y deformación en su resorte con lo cual se presenta una deriva muy alta para instrumentos de la marca Scintrex (LaFehr y Nabighian, 2012).

Al no tener un comportamiento definido de la deriva, la corrección de este efecto debe ser tratada a partir de lecturas repetidas en una estación de referencia o base (“Base gravimétrica”, como se trata en este trabajo) a diferentes horas del día. Cuanto más corto sea el tiempo entre las repeticiones hechas en la base, la probabilidad de eliminar con precisión el efecto de la deriva es mayor. (LaFehr y Nabighian, 2012) establecen como buena práctica realizar la repetición de esta estación de referencia en un periodo máximo de dos horas; dadas las condiciones del lugar de estudio, fue necesario simplificar este proceso a la abertura y cierre de la base por cada día de recopilación de datos. Al hacer este proceso se asume que la deriva es lineal entre las lecturas consecutivas de la “Base gravimétrica” (Fig. 16.).

Para obtener el valor de corrección y dado la suposición de un comportamiento lineal en la deriva, se calcula este valor como:

$$DRIFT_n = \frac{(R_f - R_i) * (T_n - T_i)}{(T_f - T_i)}$$

Donde:

- R_f lectura en la base al final del levantamiento.
- R_i lectura en la base al inicio del levantamiento.
- T_n hora UTC de la estación de interés.
- T_i hora UTC en la base al inicio del levantamiento.
- T_f hora UTC en la base al final del levantamiento.

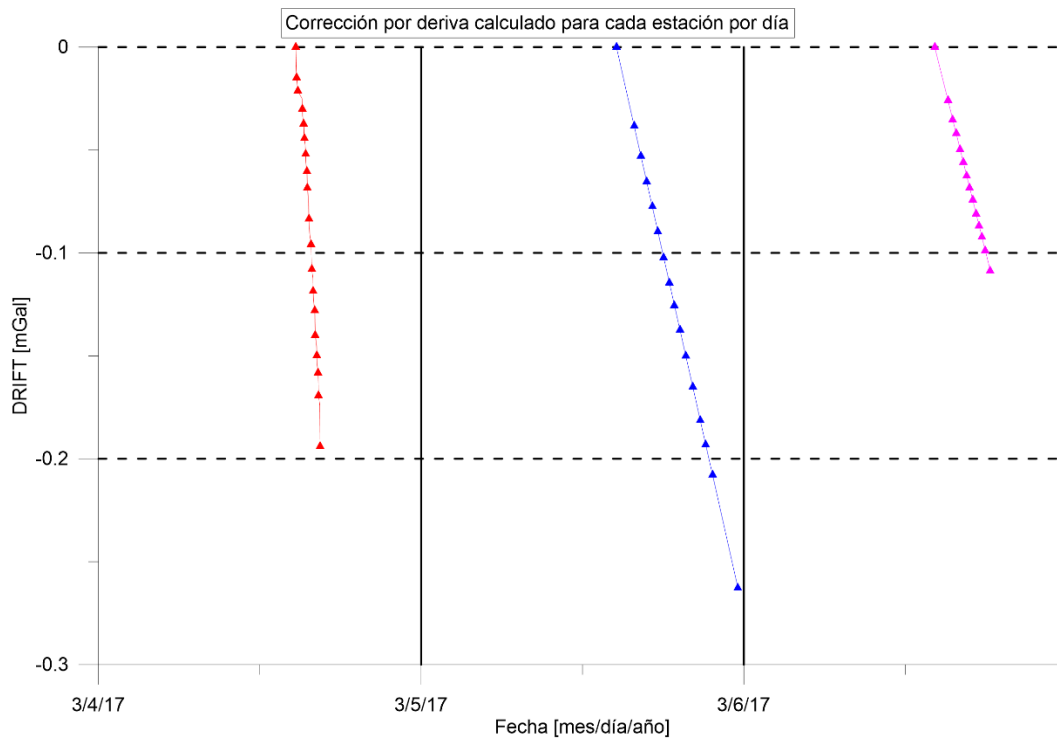


Fig. 17. Valor de deriva para cada estación observada durante los tres días de levantamiento. Para el primer día se observa un comportamiento casi lineal en la deriva (curva en rojo); mientras que en los siguientes días la deriva se presenta en forma lineal.

Al aplicar las correcciones temporales antes mencionadas a los valores observados por el equipo utilizado, los datos pueden considerarse en un estado cuasi-estacionario, para este resultado, es necesario sustraer el valor de la marea y la deriva a la hora registrada en el levantamiento:

$$g_{obs} = g_{INST} - C_{TIDE} - DRIFT_n$$

Aire libre

Blakely (1995) describe esta corrección como el ajuste en la elevación suponiendo que no existe algún tipo de masa entre el punto de observación y una superficie de referencia que normalmente es el nivel del mar.

También toma en consideración el decremento de la gravedad en sentido vertical mientras que la elevación va aumentando. Para estaciones sobre el nivel del mar, este efecto es negativo, para el caso contrario a esta referencia la corrección se aumenta. El gradiente vertical de esta corrección queda dado como:

$$Cf = -\frac{2g_0h}{R_T} = -0.3086h [mGal]$$

Donde:

- h es la elevación entre el punto de observación y el nivel medio del mar.
- R_T es el radio de Tierra.
- g_0 es el valor de gravedad a nivel medio del mar

Bouguer

Hasta este apartado, las correcciones ya mencionadas ignoran el efecto que pueda generar un cuerpo que se encuentra entre el punto de observación y el geoide. La corrección por Bouguer es utilizada para contar con la masa adicional entre estas referencias. Esta reducción aproxima toda la masa sobre el nivel del mar como una placa infinita y homogénea con una elevación igual a la del punto de observación sobre el geoide de referencia (Fig. 17.)

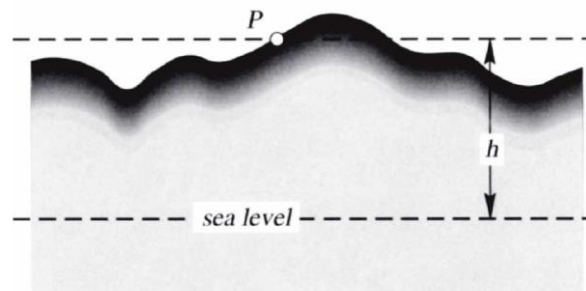


Fig. 18. Corrección de Bouguer simple, comprende el efecto gravitacional producido por capa de masa por debajo de un punto de observación (P) y el nivel del mar. Tomado de Blakely, 1995.

Para el cálculo de esta placa, se utiliza la siguiente expresión:

$$C_{Bs} = 2\pi\gamma\rho h = 0.04196\rho h \text{ [mGal]}$$

Donde:

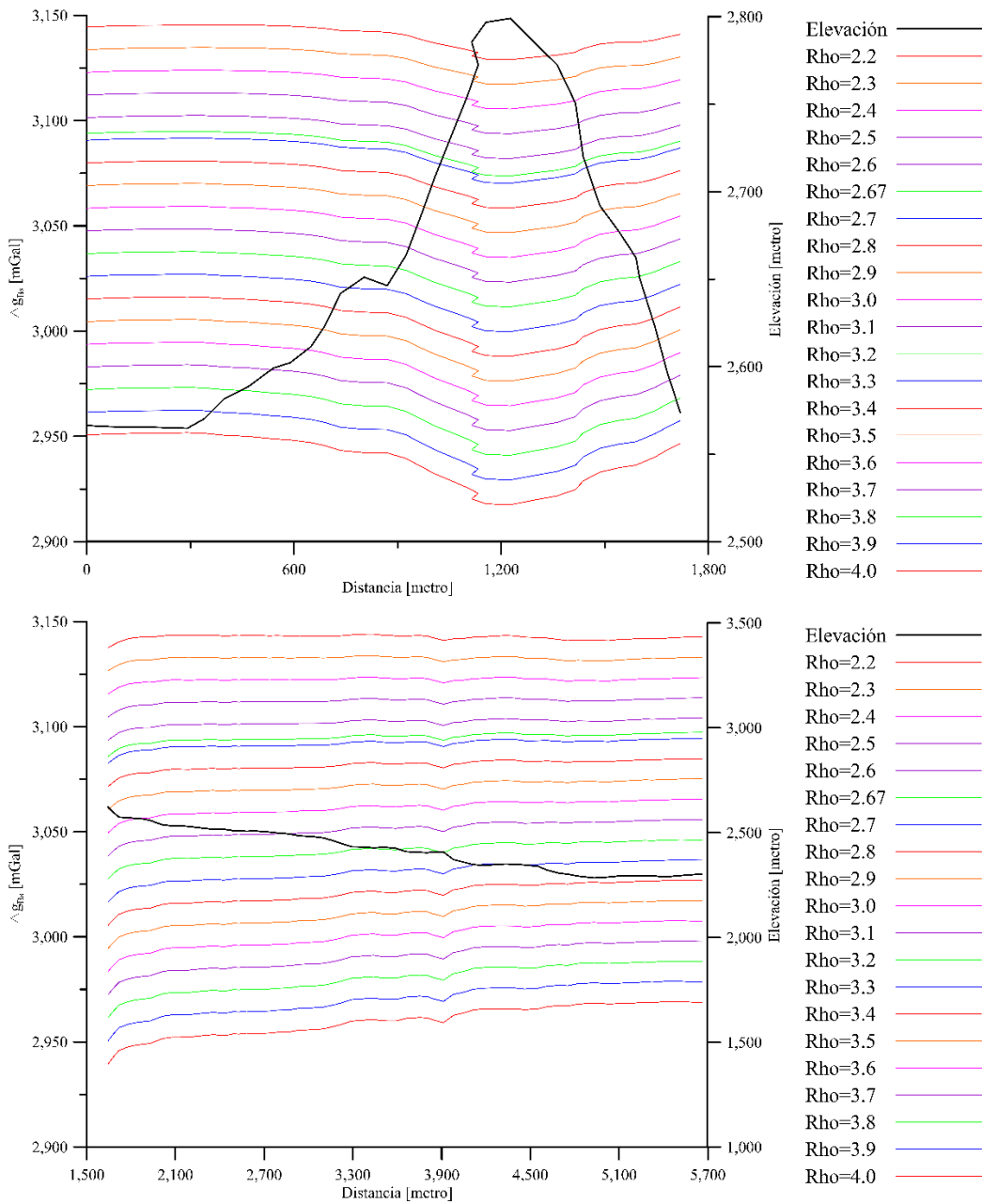
- h es la distancia entre el punto de observación y el geoide [m].
- γ es la constante gravitacional de Newton con un valor de: $6.672 \times 10^{-11} \left[\frac{m^3}{kg \cdot s^2} \right]$ en unidades SI.
- ρ es la densidad del material que está por debajo del punto de observación en unidades SI $\left[\frac{g}{cm^3} \right]$.

Uno de los problemas encontrados en esta corrección es el determinar el valor de densidad a utilizar. (J. Hinze, 2003) describe múltiples casos donde se estima un valor de densidad dando un rango de resultados de $2.4 - 2.67 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$; entre los aportes mencionados, el trabajo de Harkness “*Solar parallax and its related constants, including the figure and density of the Earth*” estima el valor de densidad de $2.67 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$, siendo ésta la más razonable y viable para terrenos rocosos cristalinos.

No obstante, Nettleton (1976) desarrolló un método para aplicar el valor de densidad apropiada a partir de las representaciones gráficas de la anomalía de Bouguer:

$$\Delta g_{Bs} = g_{obs} - C_{fa} - C_{Bs} \quad (\text{Blakely, 1995})$$

Nettleton describe que no debería mostrarse correlación alguna con la topografía, ya que el efecto de este parámetro ha sido removido durante la reducción aplicada. Al establecer un rango de densidades se realiza la reducción de Bouguer variando el valor de densidad y obteniendo la anomalía de Bouguer. Se empleó un rango de densidades respecto a la geología que es descrita tanto para el volcán como para el CVMG y el CVTM que es predominantemente litologías de tipo ígneo con un rango de $2.0 - 4.0 \left[\frac{g}{cm^3} \right]$. Este método se realizó para el perfil completo y para cada día de levantamiento por separado correspondiendo una densidad distinta para el primer día respecto al segundo y tercer día de la adquisición.



Latitud

La Fórmula Internacional de la Gravedad establece el valor del campo gravitacional de la Tierra en cualquier punto de la superficie terrestre a partir de la latitud geográfica. Respecto a este cálculo, el valor del campo de atracción se incrementa aproximadamente 5.3 [Gal] desde el Ecuador al Polo produciendo un gradiente en este tipo de datos. La corrección debido a la latitud sustrae el efecto del gradiente Norte-Sur en este tipo de datos.

La corrección por este medio se realiza empleando las variaciones en la latitud con el siguiente factor de corrección:

$$C_{\phi} = 0.811 \sin(2\phi) * \Delta_S$$

Donde:

- ϕ es la latitud de nuestra estación de referencia o denominada “Base gravimétrica”.
- Δ_S es la distancia que existe sobre el eje y en el sistema de proyección UTM (Northing) entre la base gravimétrica y cada una de las estaciones de interés.

Para esta reducción es necesario conocer la posición de nuestra estación denominada “Base Gravimétrica” y las estaciones de interés las cuales fueron obtenidas por medio del sistema de posicionamiento global (GPS) y corregidos a partir de la Red Geodésica Nacional Activa (RGNA) del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).

Las correcciones aplicadas a las coordenadas recabadas por el GPS fueron ligadas a la estación de la RGNA ubicada en el Estado de Colima dada su cercanía dando resultados con las siguientes características:

| | |
|-------------------------|---|
| Sistema cartográfico | UTM WGS84 13N |
| Plantilla de proyección | <i>Universal Transverse Mercator</i> , Manual (UTM-M) |
| Datum | <i>World Geodetic System – 1984</i> |
| Modelo del geoide | Mex97c (México Central GEOID96) |

Topografía

La reducción por Bouguer no considera la forma que pueda tener la superficie topográfica en las cercanías de nuestras estaciones de interés. Por ejemplo, la aproximación de una alta topografía (colinas, montañas, etc.) a la vecindad de nuestras estaciones de interés provoca una componente de atracción ascendente que ocasiona una disminución en la atracción gravitacional causada por la Tierra. Por otro lado, si existe alguna deficiencia en esta superficie (valle, depresiones, etc.) en las cercanías a dicha estación esto corresponde a una

depresión en la capa que propone Bouguer lo cual provoca una reducción en la atracción gravitacional.

Para esta operación fue utilizado el software de Oasis montaj hecho por la compañía de Geosoft. Esta paquetería funciona a partir de los métodos propuestos por Nagy (1966) y Kane (1962) con el uso de un Modelo Digital de Elevación (MDE) obtenido en la base de datos de INEGI por entidad federativa y editado a una malla regular. Este modelo debe cubrir un área mayor a la zona regional del levantamiento; para los métodos que utiliza esta paquetería se recomiendan 167 [km] de radio exterior, mientras que el radio interno utilizado fue de 10 [km].

5.1.2. Obtención de la anomalía

Cálculo de la anomalía

Al tener calculados los valores de corrección para cada punto de observación obtenido y éstos tenerlos reducidos por efectos del tiempo, es posible realizar el cálculo de la anomalía.

La anomalía gravimétrica, se define como la diferencia entre el valor observado en algún punto y el valor teórico calculado a partir de las correcciones antes mencionadas en el mismo punto. Los valores observados son medidas gravimétricas relativas que están referidas a una estación base (“Base gravimétrica”) tomadas por un instrumento de campo que contiene su propia escala.

Para el mapeo de estructuras geológicas, se procedió a calcular la anomalía de Bouguer completa

$$\Delta g_{Bc} = g_{obs} - C_{fa} - C_{Bs} - C_T \quad (\text{Blakely, 1995})$$

El perfil de la anomalía de Bouguer completa se presenta en comparación a las elevaciones registradas en cada estación (Fig. 18).

Volcán Parícutin, Michoacán, México Anomalía de Bouguer Completa

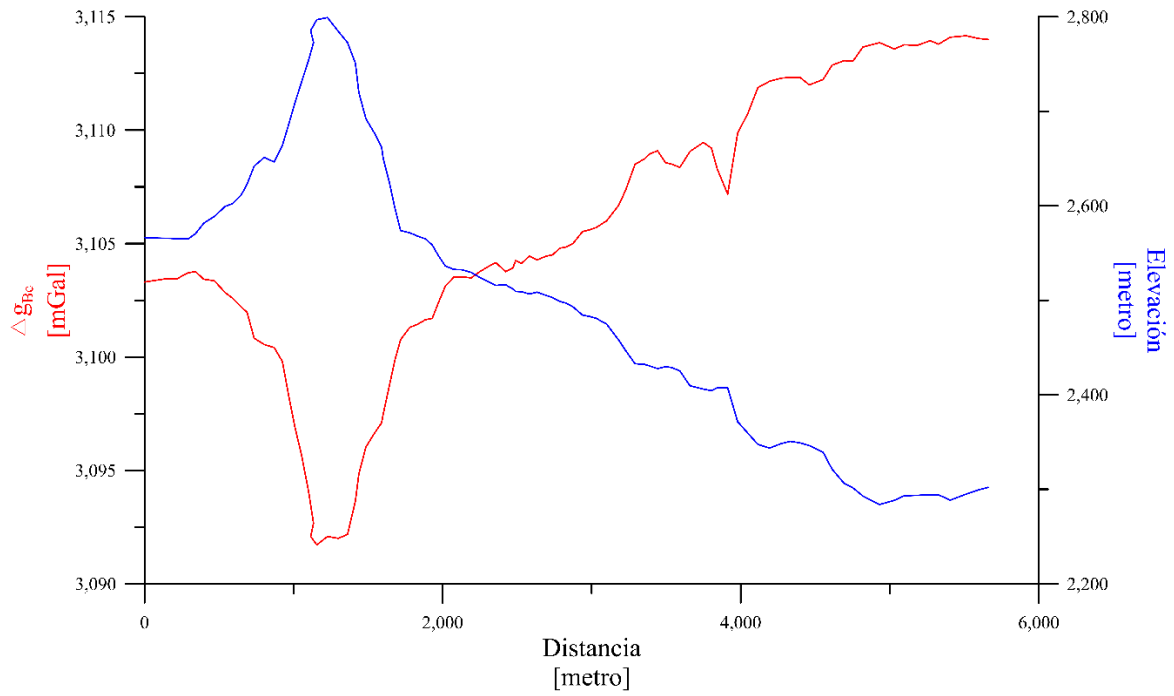


Fig. 19. Perfil de la anomalía de Bouguer completa (en rojo) en comparación a las elevaciones observadas en cada estación (en azul).

5.2. Magnetometría

Las fuentes internas del campo geomagnético están localizadas principalmente en dos regiones de la Tierra. La mayor parte de este campo se generó en el núcleo externo bajo procesos magnetohidrodinámicos el cual lleva por nombre *campo principal*. El resto, llamado *campo de la corteza*, se origina principalmente en una capa exterior relativamente delgada de la tierra donde las temperaturas están por debajo de la temperatura de Curie de algunos minerales magnéticos importantes como la magnetita y titanomagnetita principalmente (Blakely, 1995)

5.2.1. Reducciones

Variación diurna

La variación diurna del campo magnético fue reducida a partir del valor de este campo que obtuvo la estación “base magnética” en un periodo mayor a la duración del levantamiento por el volcán. Dicha base fue programada para obtener el campo magnético a cada minuto.

La “base magnética” fue colocada en el Observatorio de Centelleo Interplanetario de Coeneo, Michoacán. La variación diurna difiere de un lugar a otro, por lo que es recomendable utilizar una base magnética en el sitio de estudio o algún observatorio que se encuentre a una distancia menor a 100 km de la zona de interés (Kearey *et al.*, 2002).

El equipo fue programado para obtener un valor de campo cada 60 segundos, esta base de datos comenzó desde las cero horas del día del levantamiento hasta las 24 horas de este mismo. Dado este registro, fue necesario examinarlo con el objetivo de analizar las variaciones que pudo registrar ya que grandes cambios pueden ser resultado de tormentas magnéticas que de ser así los datos del levantamiento deben ser descartados y volverlos a tomar una vez cuando no exista la contribución de este tipo de tormentas.

Se puede observar que la variación para dicho día de levantamiento no presenta cambios abruptos, por lo cual los datos pueden utilizarse (Fig. 19).

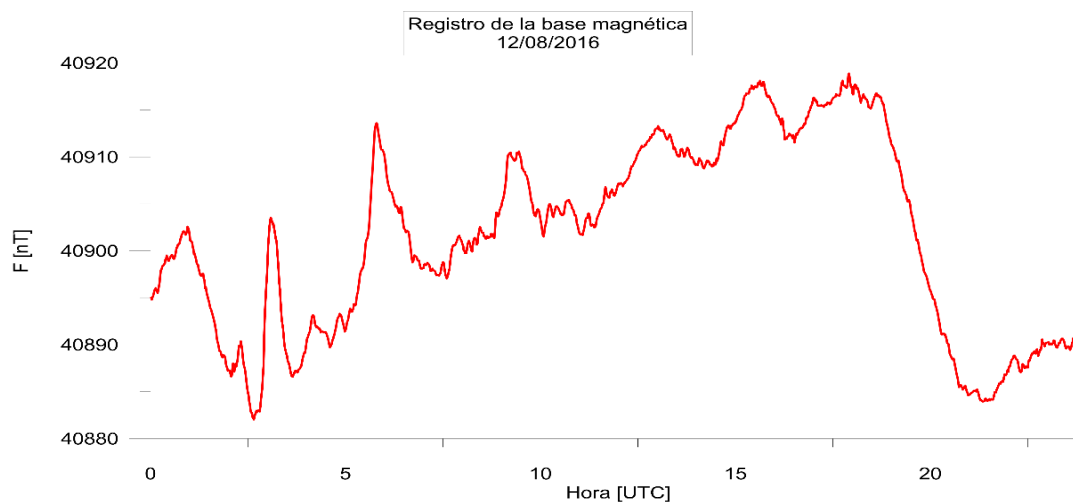


Fig. 20. Registro en la base magnética para el día 12 de agosto de 2016.

Para la reducción de este efecto:

1. Al registro se calculó una regresión lineal por mínimos cuadrados obteniendo la expresión

$$F = mt + b$$

2. Con la expresión anterior se calcula el valor para cada hora registrada en la base y se obtiene la diferencia δF entre el valor de la base y el obtenido por la regresión lineal.

$$\delta F = F_{Base} - F$$

3. Se sustrae al valor observado en el levantamiento el valor de δF .

Latitud

El equivalente magnético de la corrección por latitud en levantamientos gravimétricos es la corrección geomagnética que remueve el efecto del campo geomagnético de referencia. El método más riguroso es con el uso del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF por sus siglas en inglés) que expresa el campo geomagnético no perturbado en términos de 120 coeficientes armónicos esféricos de orden $N=10$ e incluye términos temporales para corregir la variación secular.

Por otra parte, el observar el campo magnético de referencia *in situ* muestra los valores con mayor exactitud para el valor de campo total (F), declinación e inclinación magnética (D , I respectivamente). Urrutia *et al.* (2004) y Goguitchaichvili *et al.* (2005) realizaron mediciones geomagnéticas y muestreo paleomagnético (Fig. 20) sobre el volcán Parícutín que fueron comparados con el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan.

Tabla 7. Mediciones geomagnéticas de los sitios de muestreo sobre el área del Volcán Parícutín. Comunicación oral por Gerardo Cifuentes Nava.

| Muestra | Ubicación (Coord. UTM) Zona: 13N | | | D [°] | I [°] | F [nT] |
|-------------|----------------------------------|-----------|-------|---------|---------|----------|
| | E [m] | N [m] | h [m] | | | |
| PA01 | 791,582 | 2,160,623 | 2,328 | 5.6046 | 45.5709 | 41,239.8 |
| PA02 | 790,667 | 2,161,224 | 2,314 | 5.4470 | 45.0239 | 40,496.5 |
| PA03 | 788,696 | 2,162,134 | 2,277 | 13.7398 | 42.8298 | 40,900.1 |
| PA04 | 786,908 | 2,159,655 | 2,315 | 9.8465 | 45.4954 | 39,776.3 |
| PA05 | 788,617 | 2,156,458 | 2,588 | 6.5950 | 43.9190 | 40,911.2 |
| PA06-07 | 787,874 | 2,157,364 | 2,599 | 5.0651 | 47.3092 | 39,761.5 |
| PA08 | 787,819 | 2,156,701 | 2,572 | 5.4011 | 48.4150 | 41,188.1 |
| PA09 | 788,934 | 2,156,123 | 2,555 | 6.2534 | 43.3633 | 41,487.7 |
| Media | | | | 7.2441 | 45.2408 | 40,720.2 |
| Desv. Estd. | | | | 3.0339 | 1.9146 | 655.4 |

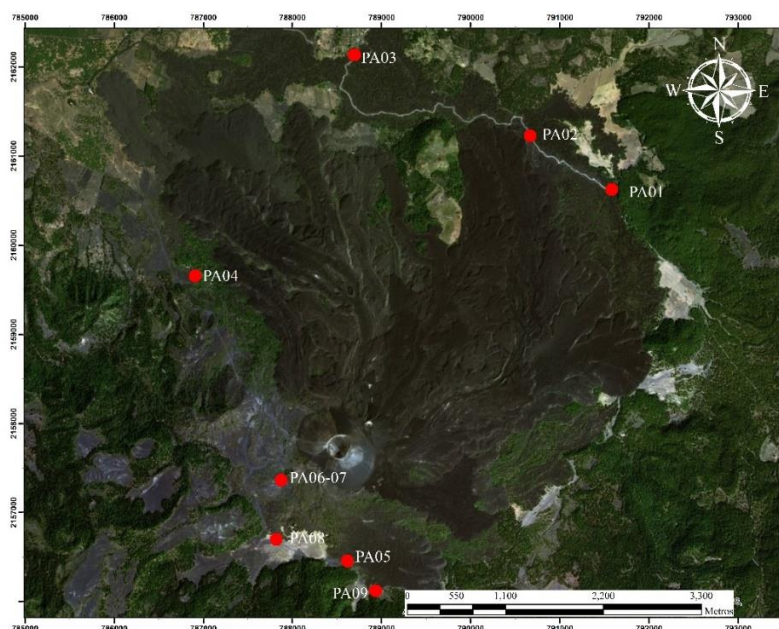


Fig. 21. Muestreo paleomagnético realizado por Urrutia *et al.*, (2004) y Goguitchaichvili *et al.*, (2005). Comunicación oral por Gerardo Cifuentes Nava.

Los valores de acuerdo con el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan y los obtenidos para el Parícutín con la Reducción al Polo Geomagnético para cada año de su evolución son:

Tabla 8. Valores anuales en el Observatorio Geomagnético de Teoloyucan y valores obtenidos a la Reducción al Polo Geomagnético en el Volcán Parícutín. Comunicación oral por Gerardo Cifuentes Nava.

| AÑO | TEOLOYUCAN | | | PARICUTÍN | | |
|-------------|------------|-------|--------|-----------|-------|--------|
| | D [°] | I [°] | F [nT] | D [°] | I [°] | F [nT] |
| 1943 | 9.66 | 47.15 | 45,176 | 10.11 | 46.27 | 45,042 |
| 1944 | 9.64 | 47.14 | 45,144 | 10.1 | 46.26 | 45,010 |
| 1945 | 9.65 | 47.09 | 45,049 | 10.1 | 46.21 | 44,916 |
| 1946 | 9.62 | 47.03 | 44,923 | 10.07 | 46.15 | 44,790 |
| 1947 | 9.62 | 47.01 | 44,870 | 10.07 | 46.13 | 44,737 |
| 1948 | 9.47 | | | | | |
| 1949 | 9.42 | 47.09 | 44,891 | 9.87 | 46.22 | 44,758 |
| 1950 | 9.36 | 47.07 | 44,789 | 9.81 | 46.21 | 44,656 |
| 1951 | 9.31 | 47.05 | 44,745 | 9.77 | 46.19 | 44,612 |
| 1952 | 9.26 | 47.04 | 44,710 | 9.72 | 46.19 | 44,578 |
| Media | 9.50 | 47.07 | 44,922 | 9.96 | 46.20 | 44,789 |
| Desv. Estd. | 0.16 | 0.05 | 168.66 | 0.16 | 0.05 | 168.15 |

Los valores obtenidos la tabla 3 presentan dispersión en ciertas muestras para los distintos parámetros geomagnéticos, el parámetro estadístico de la desviación estándar muestra gran variación para la declinación y el valor de campo total. No obstante, las muestras corresponden a distintos eventos del Parícutín que están descubiertos lo cual permite tener un error en las mediciones dado la interacción entre cada evento.

Respecto a la tabla 4, los valores geomagnéticos no presentan gran dispersión entre cada sitio y entre cada año consecutivo; la desviación estándar para cada parámetro es menor a la presentada en la tabla anterior. A pesar de que cada tabla muestra valores distintos, los valores de declinación e inclinación no son tan diferentes entre cada una; mientras que el valor de campo total (F) llega a diferir en por una diferencia de 4,000 [nT]. Para fines prácticos y dado el valor estadístico mostrado por la desviación estándar, se utilizó en valor de la media para el campo total registrado en el Parícutín, de igual modo para la declinación e inclinación para el proceso de Reducción al Polo (RTP).

5.2.2. Obtención de la anomalía

Obtención de la anomalía

Para obtener la anomalía respecto a esta técnica geofísica, al paquete de datos se les sustrae el valor del *IGRF* y el resultado de la variación diurna δF .

La anomalía de campo total se obtiene de la siguiente forma:

$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - \delta F$$

Volcán Parícutin, Michoacán, México Anomalía de Campo Total

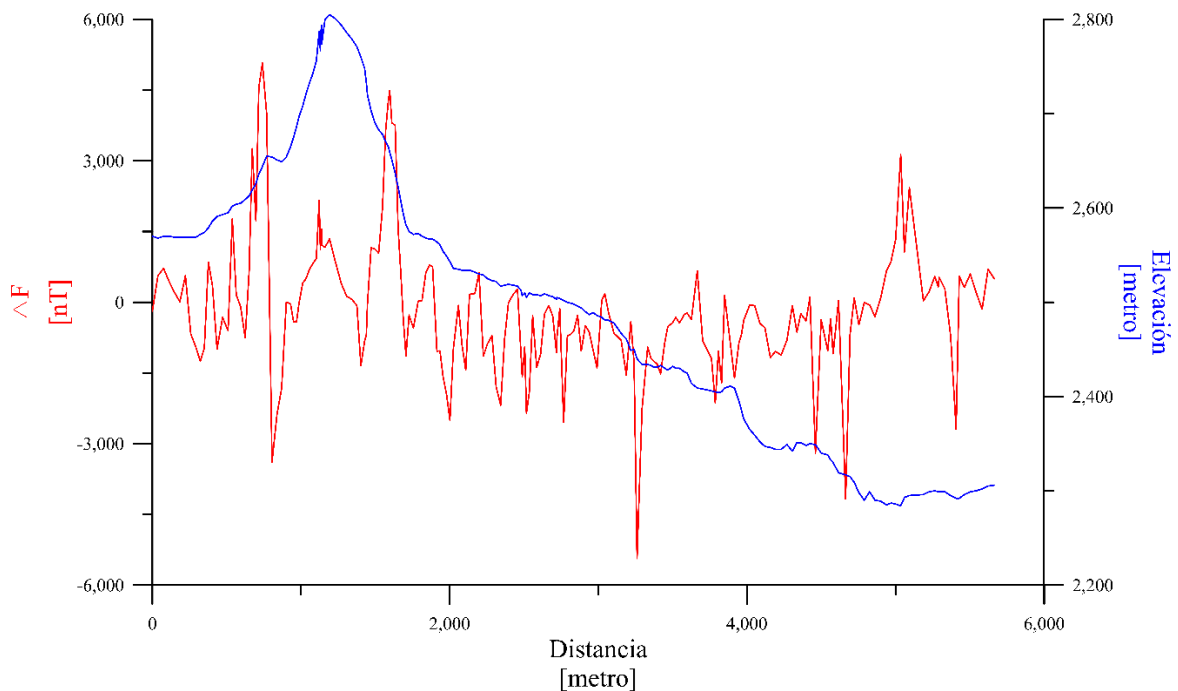


Fig. 22. Anomalía de campo total calculada (en rojo) en comparación de los valores de elevación obtenidos durante el levantamiento (en azul).

Al igual que en la anomalía gravimétrica, se ilustra la anomalía magnética en comparación a las elevaciones registradas por el magnetómetro (Fig. 21).

Reducción al Polo

Las anomalías gravimétricas positivas tienden a localizarse sobre concentraciones de masa, en el caso de anomalías magnéticas esto no es cierto totalmente. Si la magnetización y el campo principal no tienen una dirección vertical, una distribución simétrica de la magnetización producirá una anomalía magnética asimétrica (Fig. 22).

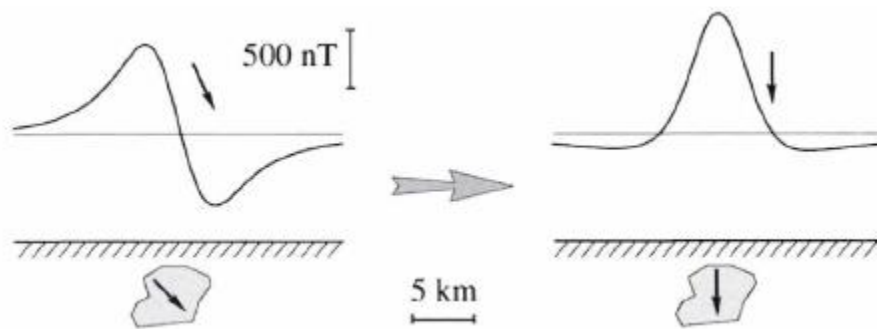


Fig. 23. Resultado del filtro **RTP**. A partir de una anomalía dipolar (lado izquierdo), el resultado de dicho filtro genera una anomalía monopolar (lado derecho). Tomado de Blakely, 1995.

La aplicación del filtro de reducción al polo (**RTP**, por sus siglas en inglés) recalcula la anomalía de campo total que sería observado sobre en polo norte magnético donde el campo de inducción y la magnetización están orientadas verticalmente hacia el centro de la tierra. Las anomalías ubicadas en latitudes magnéticas bajas tienen un comportamiento dipolar y un desfase de sus fuentes causantes, el proceso de la reducción al polo transforma la anomalía a un monopolo que se encuentra sobre la fuente causante reduciendo el nivel de complejidad al momento de interpretar este tipo de anomalías (Fig. 23).

Volcán Parícutin, Michoacán, México
Anomalía de Campo Total
Reducida al Polo

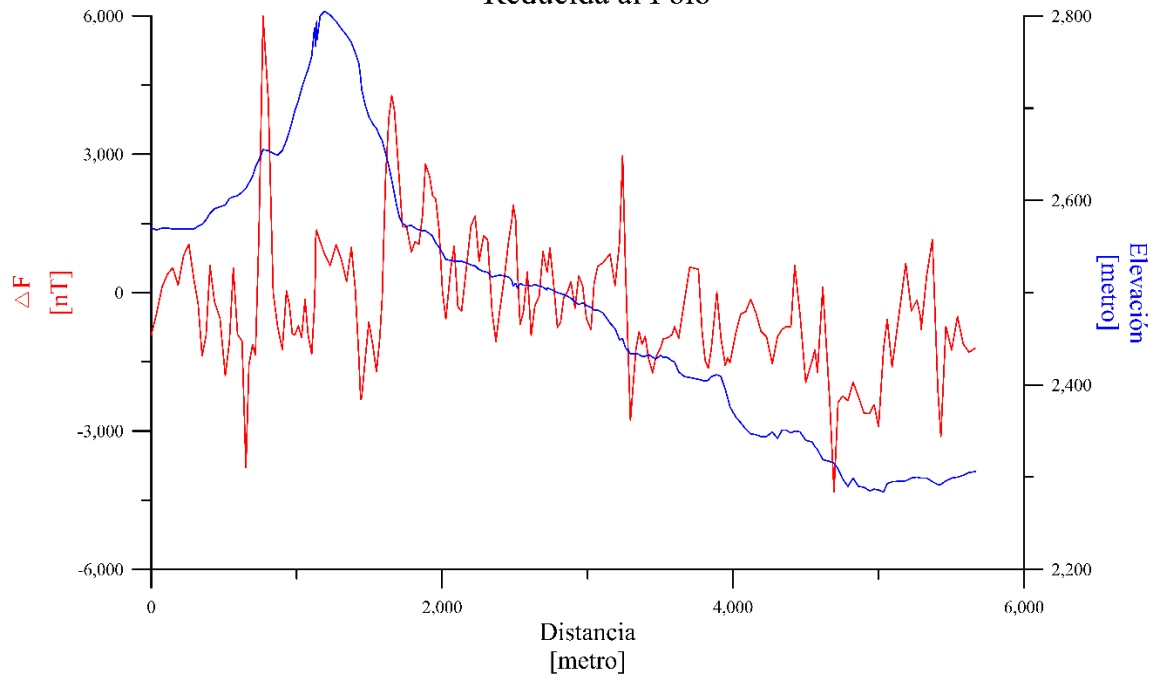


Fig. 24. Anomalía de campo total reducida al Polo para el perfil del Volcán Parícutin. Se observa un desfase respecto a la curva anterior en las anomalías principales, producto del operador al cambiar de dirección el campo de inducción y la magnetización en dirección vertical.

5.3 Procesamiento de las anomalías

Continuación ascendente

La continuación ascendente transforma el campo potencial medido sobre una superficie al campo que se observaría en otra superficie más alejada de las fuentes causantes (Blakely, 1995). En otras palabras, el resultado de este operador es una señal donde el sensor se encontraría más alejado de la superficie en que se realizó la medición. Esta operación atenúa las anomalías respecto a la longitud de onda; es decir, si la longitud de onda es corta, la atenuación será mayor.

Para realizar el resultado de la continuación ascendente, es necesario que la anomalía sea transformada al dominio de la frecuencia $F[\Delta g_{BC}]$ y multiplicarla por el operador de la continuación ascendente:

$$L(w) = e^{-h\omega}$$

$$\Delta g_{Bc_50m} = F^{-1}[e^{-h\omega} * F[\Delta g_{Bc}]]$$

Donde:

- h es la distancia de la continuación ($h > 0$).

Entre sus aplicaciones, la continuación ascendente acentúa anomalías causadas por cuerpos profundos y atenúa anomalías causadas por fuentes someras.

Los perfiles fueron sometidos a una continuación ascendente a 50 metros con una señal más suavizada (Fig. 24) y (Fig. 25) para gravimetría y magnetometría, respectivamente.

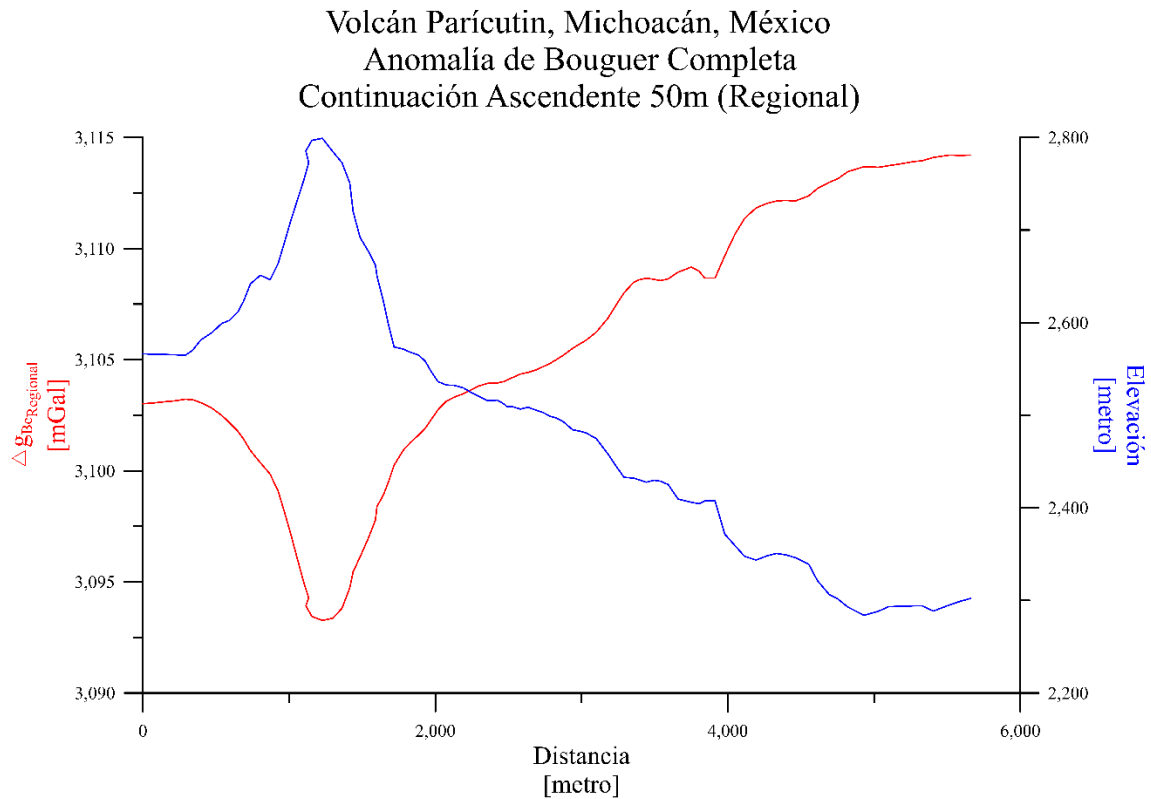


Fig. 25. Continuación ascendente de la anomalía de Bouguer.

En una adquisición magnética sobre terreno volcánico, éste puede estar dominado por anomalías de longitud de onda corta debido a rocas volcánicas cercanas a la superficie; la continuación ascendente puede ser utilizado para atenuar las anomalías de fuente somera y enfatizar las más profundas.

Volcán Parícutin, Michoacán, México
Anomalía de Campo Total
Reducida al Polo
Continuación Ascendente 50m (Regional)

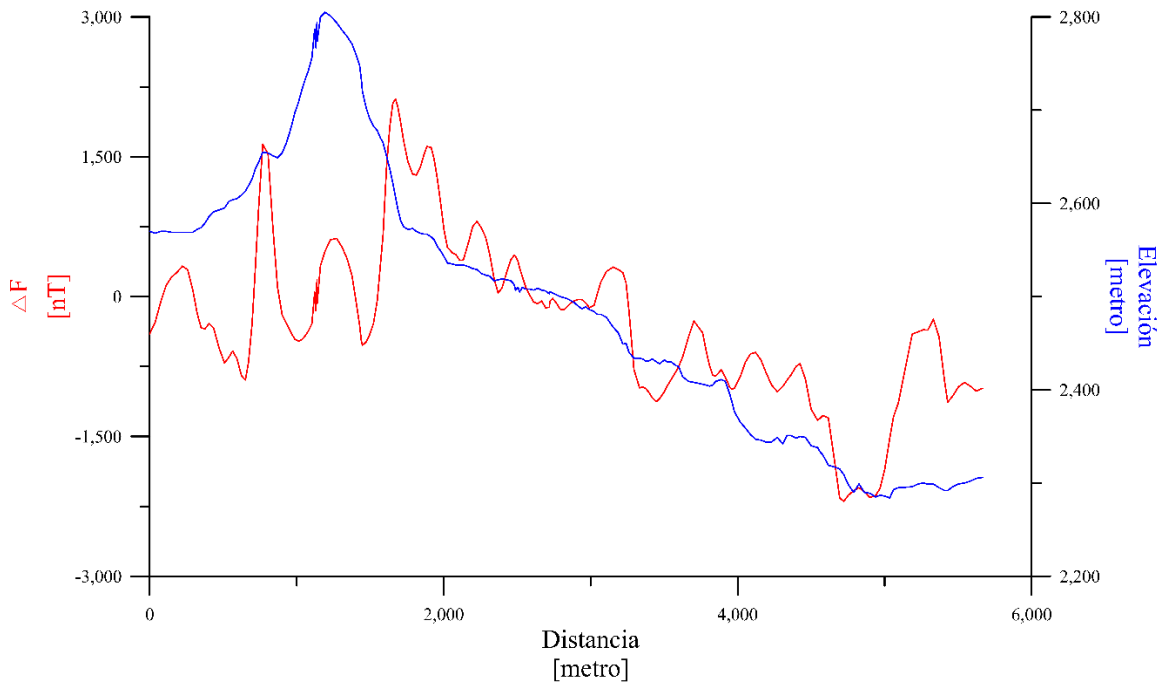


Fig. 26. Anomalía de campo total aplicada al operador de la continuación ascendente. Se atenúan efectos de fuentes someras, pero en algunas partes del perfil persisten estos efectos.

Separación Regional-residual

La anomalía calculada también puede ser expresada en la suma de dos componentes: el campo regional (algunas ocasiones se refiere a este campo como el campo “no deseado”) y el residual (conocido como el campo deseado o el objetivo de la exploración). Este proceso busca diferenciar el efecto provocado por fuentes profundas y dimensiones extensas (regional), de fuentes someras y de dimensiones relativamente pequeñas (residual).

Existen distintos métodos para la estimación del campo regional. Entre éstos se encuentra el ajuste polinomial de orden “n”; por medio del análisis del espectro de potencias de la anomalía o la estimación utilizando el operador de continuación analítica ascendente mencionado anteriormente entre otros métodos.

Una vez estimado este campo regional (R), el campo residual (r) se obtiene al sustraer el regional de los datos observados en la anomalía.

$$O = R + r \quad (\text{LaFehr y Nabighian, 2012})$$

Volcán Parícutin, Michoacán, México Anomalía de Bouguer Completa

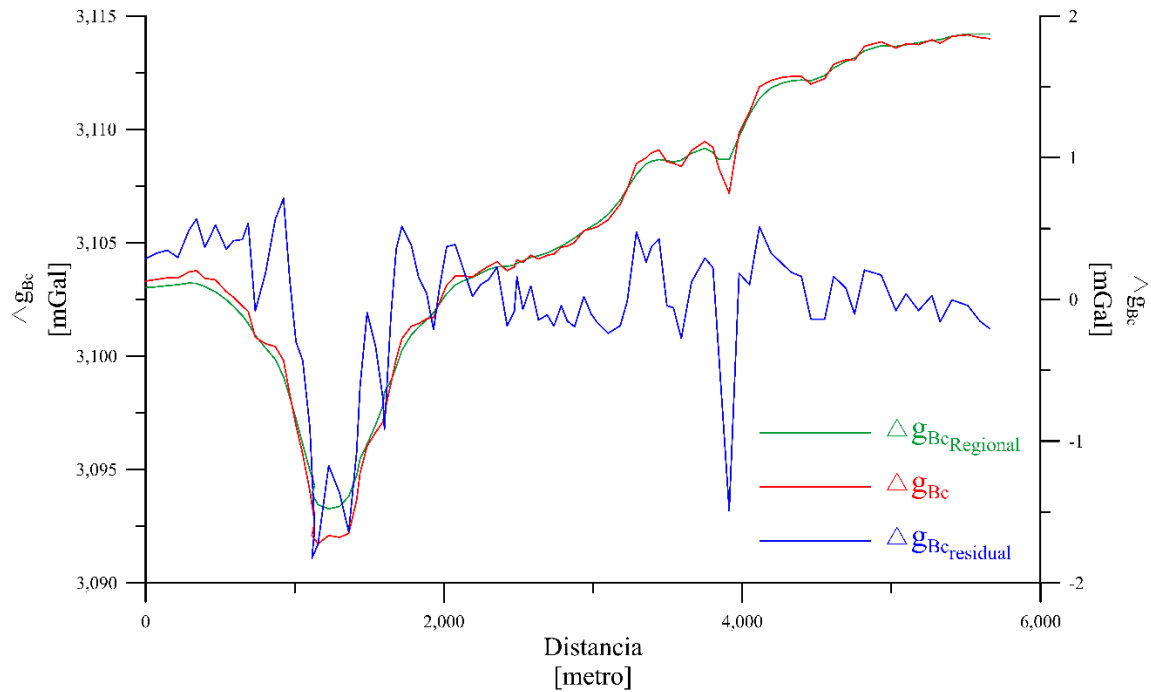


Fig. 27. Anomalía residual (gráfico azul) muestra un rango de variación bajo.

Dada la naturaleza de la zona de estudio, en datos magnéticos fue conveniente realizar la separación de estos dos campos, a partir de la continuación ascendente se puede obtener el campo regional y de forma consecutiva el residual, que, dado el lugar, éste último campo estará dominado por anomalías de longitud de onda grande (Fig. 27).

Volcán Parícutin, Michoacán, México
Anomalía de Campo Total
Reducida al Polo

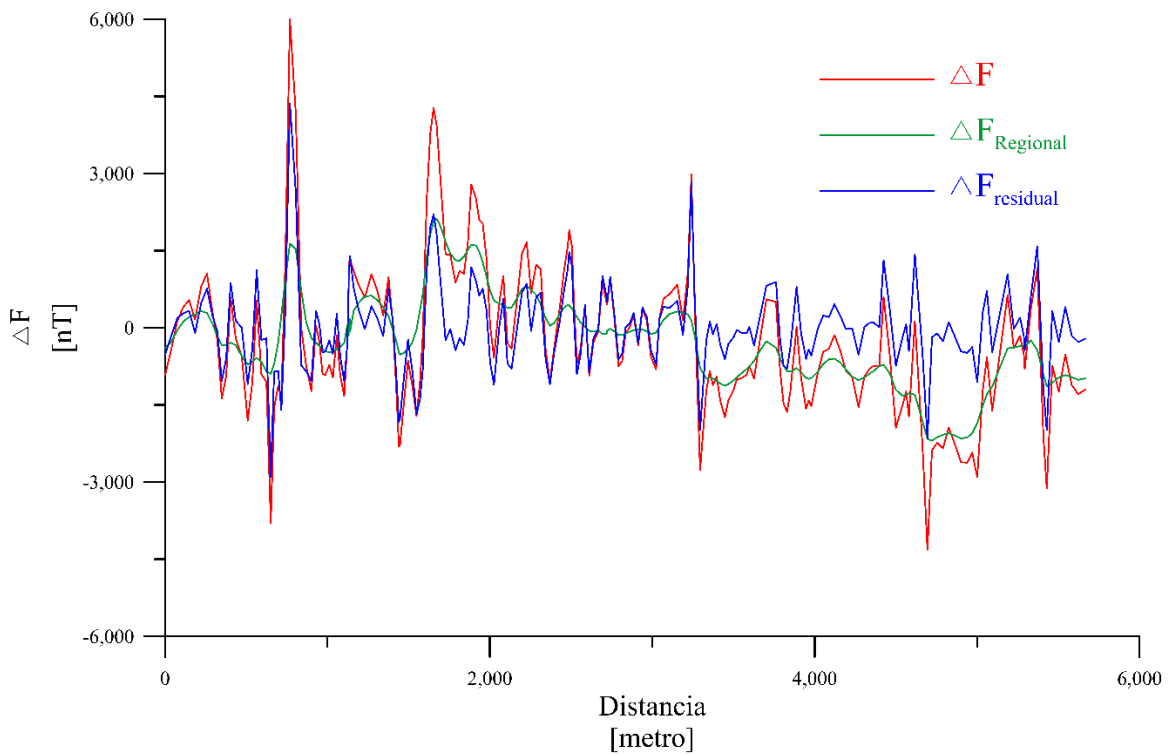


Fig. 28. Anomalía residual (gráfico azul), dado el dominio de longitudes de onda larga de la zona de estudio el rango de la anomalía residual es similar a la anomalía completa (gráfico rojo).

Gradiente horizontal

Con el objetivo de localizar contrastes laterales ya sea en la densidad o en la magnetización en observaciones hechas en campo, el gradiente horizontal refleja estos cambios con ayuda de la derivada direccional. La magnitud del gradiente horizontal o gradiente horizontal total (*GHT*) para el perfil utilizado queda expresado como:

$$GHT = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2} = \left|\frac{\partial g}{\partial x}\right|$$

El resultado tiende a mostrar sus máximos ubicados sobre los bordes de las fuentes causantes de las anomalías, a través de la formación de crestas angostas sobre los contrastes abruptos de magnetización o densidad (Blakely, 1995).

Señal analítica

El resultado de este operador es la combinación del gradiente horizontal y vertical. La señal analítica tiene una forma de campana aguda donde su máximo se localiza sobre los bordes de los cuerpos causantes de las anomalías principalmente usado para estimar la profundidad de sepultamiento de los cuerpos. La señal analítica para este perfil queda expresada como:

$$SA(x, z) = \left[\frac{\partial g}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial g}{\partial z} \hat{z} \right]$$

Mientras que la amplitud de la señal analítica será:

$$|SA(x, z)| = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial z}\right)^2}$$

Para el caso de gravimetría, esta técnica resalta las anomalías producidas por discontinuidades geológicas. La señal analítica en datos magnéticos es de gran importancia, ya que depende de la localización, pero no de la dirección de magnetización de las fuentes; es decir es independiente del campo geomagnético y del vector magnetización (Blakely, 1995).

7. MODELADO

Los datos obtenidos a partir de las técnicas geofísicas muestran características de interés una vez que se remueven efectos que las enmascaran. Para interpretar las anomalías se estima un conjunto de parámetros de la(s) fuente(s) que generan la(s) anomalía(s) observada(s) ya sea del campo magnético o gravitacional que se complementa añadiendo información extra (información geológica de la zona o estudios previamente hechos del sitio).

Las técnicas de interpretación sirven para ilustrar y explicar la distribución espacial de fuentes que generen anomalías magnéticas o gravimétricas, pero a partir de distintas formas o métodos.

El modelado directo, corresponde al método donde se propone un modelo inicial basado en información geológica o geofísica para construir la(s) fuente(s) que generan la anomalía; acto seguido, se compara la anomalía calculada con la observada y se ajustan parámetros con el objetivo de mejorar el ajuste de la anomalía calculada con la observada. Por lo tanto, esta técnica se puede dividir en tres pasos:

1. Ajuste de la fuente (dimensiones, densidad, susceptibilidad magnética, etc.)
2. Cálculo de la anomalía
3. Comparación entre la anomalía observada

Estos pasos se repiten hasta que el error de la comparación es mínimo.

En el modelado de anomalías potenciales, la técnica más utilizada es el método de Talwani.

Talwani y colaboradores establecen en 1959 la técnica del modelado en 2 dimensiones a partir de polígonos que describen estructuras geológicas de forma lineal.

El contorno de un cuerpo bidimensional se puede aproximar a un polígono de una gran cantidad de lados. Se puede expresar de forma analítica tanto la componente vertical como la horizontal de la atracción gravitacional en cualquier punto del polígono. Estas expresiones se pueden ocupar sin limitaciones sobre la forma o la posición del cuerpo (Talwani *et al*, 1959).

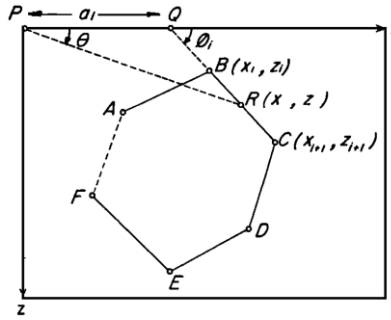


Fig. 29. Aproximación de un cuerpo bidimensional a un polígono con un punto de observación en el origen de un sistema coordenada XZ. Tomado de Talwani et al., 1959.

A partir de un polígono de n-lados con el punto **P** en el origen de un sistema coordenado XZ con el eje Z positivo hacia abajo y el ángulo θ observado desde el eje X hacia el eje Z (Fig. 28).

La componente vertical de la atracción gravitacional sobre un cuerpo bidimensional queda expresada de la siguiente forma

$$2\gamma\rho \oint z d\theta \quad (\text{Ec. 46})$$

La expresión de la componente horizontal es similar por lo que queda dada como

$$2\gamma\rho \oint x d\theta \quad (\text{Ec. 47})$$

Para resolver la integral de línea, al comenzar con el lado **BC** del polígono, es necesario extender la recta **CB** hasta la intersección con el eje X obteniendo el punto **Q** y el ángulo φ_i . El segmento **PQ** queda expresado como a_i , por lo que

$$z = x \tan \theta \quad (\text{Ec. 48})$$

Para cualquier punto **R** sobre el segmento **BC**

$$z = (x - a_i) \tan \varphi_i \quad (\text{Ec. 49})$$

Al igualar las expresiones anteriores (Ec 48 y 49) y despejar en términos de a_i se obtiene la expresión para la componente vertical

$$z = \frac{a_i \tan \varphi_i \tan \theta}{\tan \varphi_i - \tan \theta} \quad (\text{Ec. 50})$$

Al reescribir las Ec. 46 y 47 en términos de x e igualarlas se obtiene la componente horizontal

$$x = \frac{a_i \tan \varphi_i}{\tan \varphi_i - \tan \theta} \quad (\text{Ec. 51})$$

Al sustituir las expresiones de las componentes en las integrales de línea se obtiene

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \varphi_i \tan \theta}{\tan \varphi_i - \tan \theta} d\theta \equiv Z_i$$

$$\int_{BC} x d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \varphi_i}{\tan \varphi_i - \tan \theta} d\theta \equiv X_i$$

Se puede expresar que la componente vertical y horizontal para todo el polígono dado está dado por

$$V = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n Z_i$$

$$H = 2\gamma\rho \sum_{i=1}^n X_i$$

Mientras que, en el caso de anomalías magnéticas, Talwani y Heirtzler propusieron en 1964 las expresiones para el cálculo de estas anomalías producidas por cuerpos bidimensionales de forma arbitraria en términos de la inclinación y declinación magnética.

Comenzando desde el potencial magnético en el origen de un sistema coordenado, la anomalía magnética producida por un prisma, consideramos que la anomalía es causada por una barra elemental (Fig. 29.).

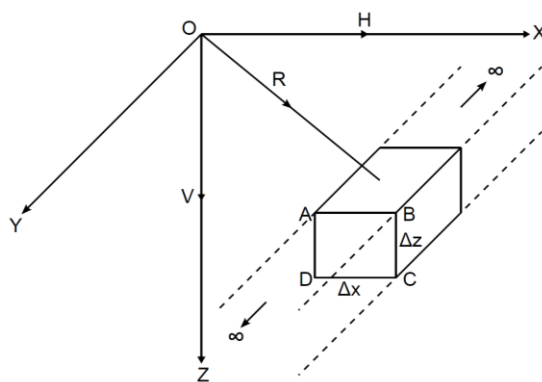


Fig. 30. Barra elemental infinita en la dirección perpendicular al plano XZ. Sobre el eje Y se considera que la fuerza horizontal es despreciable. Modificado de Talwani y Heirtzler, 1964.

$$W = \frac{m \cdot \vec{r}}{r}$$

$$m = J\Delta x\Delta y\Delta z$$

$$r = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}$$

Donde:

- m es el momento magnético
- J intensidad de magnetización

Al expresar a J en sus tres componentes, el potencial magnético queda expresado de la siguiente forma:

$$W = \frac{J_x x + J_y y + J_z z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \Delta x \Delta y \Delta z$$

El cuerpo se considera infinitamente largo en la dirección del eje Y que se integra en dicha dirección que se establece que la fuerza horizontal en dicha la dirección es despreciable

$$W = \Delta x \Delta z \int_{-\infty}^{\infty} \frac{J_x x + J_y y + J_z z}{(x^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} \Delta y = 2\Delta x \Delta z \frac{J_x x + J_z z}{x^2 + z^2}$$

Esta última expresión se calcula su componente horizontal y vertical

| Componente vertical | Componente horizontal |
|---|---|
| $V = -\frac{\delta W}{\delta z}$ | $H = -\frac{\delta W}{\delta x}$ |
| $= -2\Delta x \Delta z \left(\frac{J_z(x^2 + z^2) - 2z(J_x x + J_z z)}{(x^2 + z^2)^2} \right)$ | $= -2\Delta x \Delta z \left(\frac{J_x(x^2 + z^2) - 2x(J_x x + J_z z)}{(x^2 + z^2)^2} \right)$ |
| $= 2\Delta x \Delta z \left(\frac{2xzJ_x - J_z(x^2 + z^2)}{(x^2 + z^2)^2} \right)$ | $= 2\Delta x \Delta z \left(\frac{2xzJ_z + J_x(x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^2} \right)$ |

El desarrollo de las siguientes expresiones se aplica ahora un cuerpo bidimensional representado por un prisma semi-infinito con vértices KNPQD (Fig. 30, imagen superior).

La anomalía se puede calcular sumándose las anomalías obtenidas de prismas semi-infinitos, en este análisis se obtendrá el prisma KLMN (Fig. 30, imagen inferior).

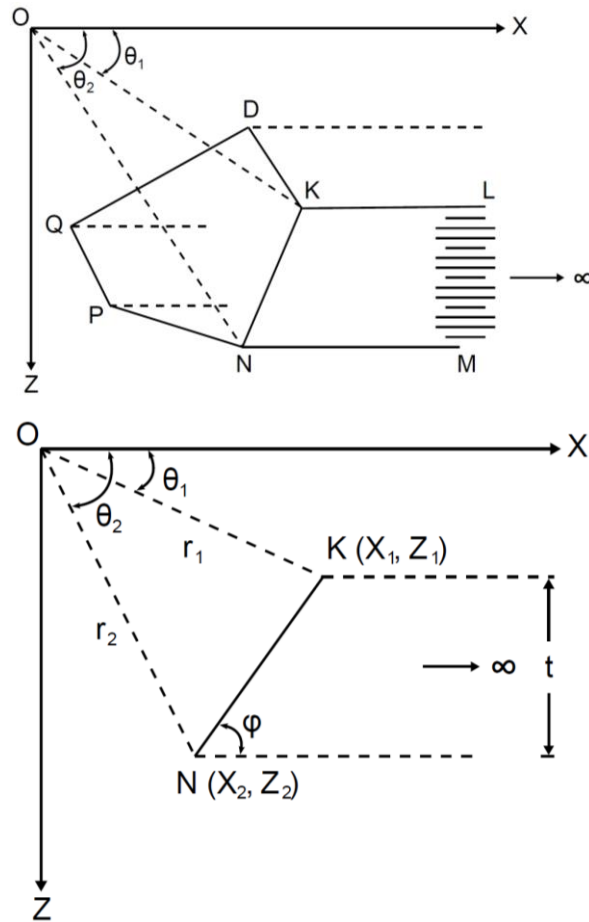


Fig. 31. Cálculo de la anomalía del prisma semi-infinito para la sección KN del prisma original. Modificado de Talwani y Heirtzler, 1964.

Para obtener V y H en el área KLMN, sobre el eje X dado nuestro sistema de referencia los límites de integración son X a ∞ de la siguiente forma

$$V = 2\Delta z \int_x^{\infty} \left(\frac{2xzJ_x - J_z(x^2 + z^2)}{(x^2 + z^2)^2} \right) \Delta x = 2\Delta z \frac{J_x z + J_z x}{x^2 + z^2}$$

$$H = 2\Delta z \int_x^{\infty} \left(\frac{2xzJ_z + J_x(x^2 - z^2)}{(x^2 + z^2)^2} \right) \Delta x = 2\Delta z \frac{J_x x + J_z z}{(x^2 + z^2)^2}$$

Continuando con sobre el eje Z con límites de integración con respecto al vértice K son z_2 y z_1

$$V = 2 \int_{z_2}^{z_1} \frac{J_x Z - J_z X}{x^2 + z^2} \Delta Z$$

$$H = 2 \int_{z_2}^{z_1} \frac{J_x X + J_z Z}{(x^2 + z^2)^2} \Delta Z$$

La recta definida KN está definida como

$$X = (X_1 + Z_1 \cot \varphi) - Z \cot \varphi$$

Al sustituir la recta en la solución de V y H obtenemos:

$$V = 2 \sin \varphi \left[J_x \left((\theta_2 - \theta_1) \cos \varphi + \ln \frac{r_2}{r_1} \sin \varphi \right) - J_z \left((\theta_2 - \theta_1) \sin \varphi - \ln \frac{r_2}{r_1} \cos \varphi \right) \right]$$

$$H = 2 \sin \varphi \left[J_x \left((\theta_2 - \theta_1) \sin \varphi - \ln \frac{r_2}{r_1} \cos \varphi \right) + J_z \left((\theta_2 - \theta_1) \cos \varphi + \ln \frac{r_2}{r_1} \sin \varphi \right) \right]$$

Al reescribir las expresiones anteriores

$$Q = (\theta_2 - \theta_1) \sin \varphi \cos \varphi + \ln \frac{r_2}{r_1} \sin^2 \varphi$$

$$P = (\theta_2 - \theta_1) \sin^2 \varphi - \ln \frac{r_2}{r_1} \sin \varphi \cos \varphi$$

A partir de los vértices K y N, las funciones trigonométricas que pueden ser aplicados en P y Q son:

$$\begin{aligned} Z_{21} &= Z_2 - Z_1 & X_{21} &= X_1 - X_1 \\ r_1 &= \sqrt{x_1^2 + z_1^2} & r_2 &= \sqrt{x_2^2 + z_2^2} \\ \sin \varphi &= \frac{Z_{21}}{\sqrt{Z_{21}^2 + X_{12}^2}} & \cos \varphi &= \frac{X_{12}}{\sqrt{Z_{21}^2 + X_{12}^2}} \\ \theta_1 &= \arctan \left(\frac{Z_1}{X_1} \right) & \theta_2 &= \arctan \left(\frac{Z_2}{X_2} \right) \end{aligned}$$

Por lo cual

$$Q = (\theta_2 - \theta_1) \frac{Z_{21}X_{12}}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} + \left(\frac{Z_{21}^2}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} \right) \ln \frac{r_2}{r_1}$$

$$P = (\theta_2 - \theta_1) \left(\frac{Z_{21}^2}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} \right) - \left(\frac{Z_{21}X_{12}}{Z_{21}^2 + X_{12}^2} \right) \ln \frac{r_2}{r_1}$$

Entonces V y H quedan expresadas como

$$V = 2(J_x Q - J_z P)$$

$$H = 2(J_x P + J_z Q)$$

Las componentes de la intensidad de magnetización (J_x y J_z) para evaluarlas consideramos que el ángulo A (Fig. 31.) de inclinación es positivo y el ángulo B es medido en sentido horario con las siguientes relaciones:

$$J_x = J \cos(C - B)$$

$$J_z = J \sin A$$

Dado que la magnetización del cuerpo es por inducción

$$J = \chi F$$

Donde

- A Inclinación magnética ($A = I$).
- B Declinación magnética ($B = D$).
- χ Susceptibilidad magnética.
- F Campo total.
- $C = 90^\circ$

T es la suma de las proyecciones H y V a lo largo de la dirección del campo total F que es expresado como:

$$T = V \sin I + H \cos(C - D) \cos I$$

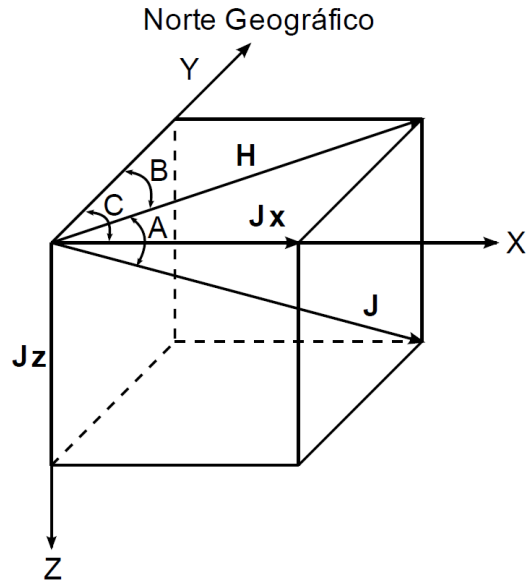


Fig. 32. Componentes geomagnéticas y geográficas relacionadas entre sí Modificado de Talwani y Heirtzler, 1964.

El módulo GMSYS de la paquetería Oasis Montaj utiliza el algoritmo de Talwani. Para simplificar la presentación de resultados, se proyectaron ortogonalmente las estaciones de ambas técnicas sobre rectas de ajuste lineal (Fig. 32.).

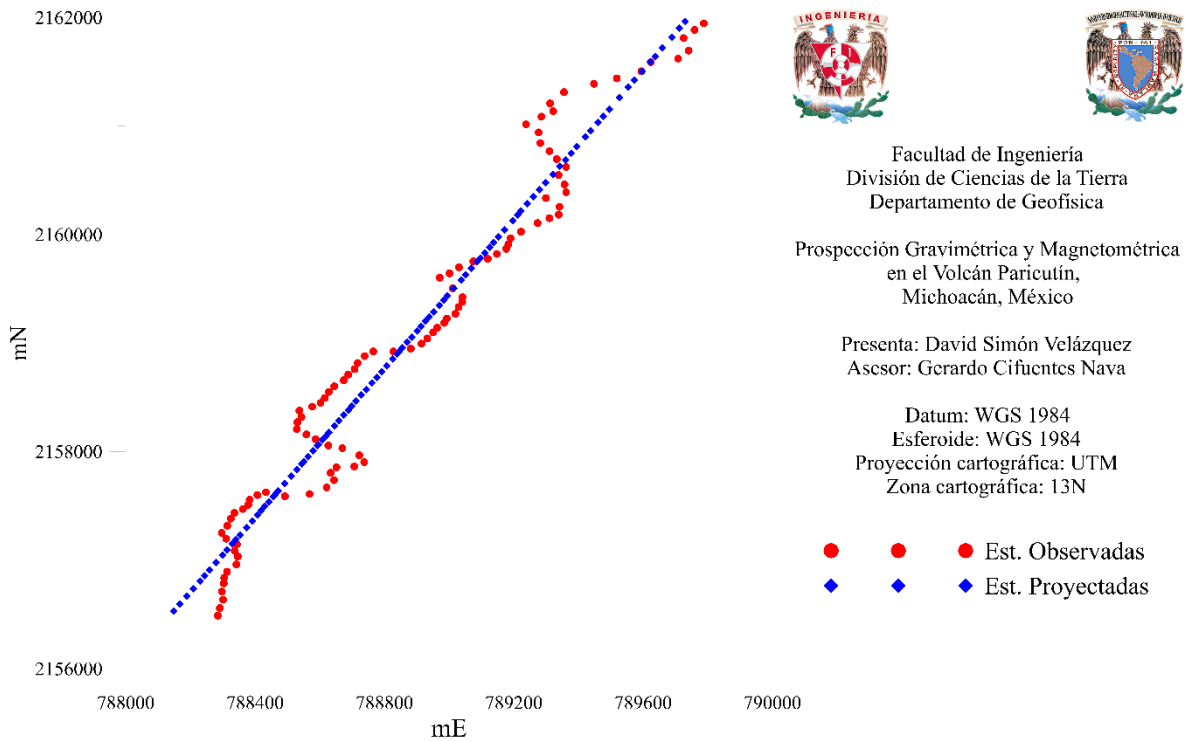


Fig. 33. Coordenadas proyectadas ortogonalmente para ambas técnicas.

Estimación de profundidades.

Entre los parámetros para realizar el modelado se debe configurar la profundidad a la fuente de interés. En la literatura existen diferentes métodos para calcular esta característica como el análisis de cocientes entre las derivadas horizontales de los perfiles obtenidos.

Se realizó la estimación de profundidades a la parte regional de cada técnica utilizada por diferentes métodos de cada autor. Las expresiones utilizadas fueron:

| | | |
|--|---|----------------------|
| $d \leq \frac{A}{ A' }$ | Para todo el perfil. | (Blakely, 1995) |
| $d^2 \leq -2 \frac{A}{A''}$ | Para aquellos casos donde A'' es negativa. | |
| $d \leq 0.65 \frac{A_{MAX}}{ A' _{MAX}}$ | Para todo el perfil. | |
| $A = A(x)$ $A' = \frac{dA(x)}{dx}$ $A'' = \frac{d^2A(x)}{dx^2}$ $A(x)$ perfil gravimétrico o magnetométrico | | |
| $h \leq \frac{ x_1 - x_2 \lambda^{1/3}}{\lambda - 1}$ | $\lambda = \frac{A(x_1)}{A(x_2)}$; $\lambda > 1$ | (Bott y Smith, 1958) |
| $h \leq \frac{A(x)}{ A' }$ | Para todo el perfil. | |
| $h^2 \leq -2 \frac{A}{A''}$ | Para aquellos casos donde A'' es negativa. | |
| $h \leq \frac{3\sqrt{3}A_{MAX}}{8 A' _{MAX}}$ | Para todo el perfil. | |
| $A = A(x)$ $A' = \frac{dA(x)}{dx}$ $A'' = \frac{d^2A(x)}{dx^2}$ $A(x)$ perfil gravimétrico o magnetométrico | | |

Entre los resultados que se obtienen por medio de la tabla anterior, se encuentra:

| | |
|----------------------|--|
| (Blakely, 1995) | Gravimetría: 4.52-5.55 km. Magnetometría: 4.41-5.87 km. |
| (Bott y Smith, 1958) | Gravimetría: 2.09-5.55 km. Magnetometría: 3.04-5.48 km. |

Los intervalos presentados para cada autor y técnica geofísica representan rangos más probables para el emplazamiento de una cámara magmática que alimentó al volcán durante su evolución.

ANÁLISIS DE RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Para la realización del modelo geológico hecho a partir del modelado directo, se analizaron los resultados obtenidos durante el procesamiento de las anomalías. Para una descripción más detallada, se describen los resultados a partir del gradiente horizontal total (*GHT*) y la amplitud de la señal analítica (*AS*) del perfil regional cada técnica geofísica.

Para el caso gravimétrico regional, la primera anomalía se encuentra en un costado del cráter de volcán, aproximadamente entre los 800-1,100 metros del perfil (Fig. 33. *). Entre los 1,400-1,600 metros del perfil encontramos la segunda anomalía que corresponde al otro flanco del cráter (Fig. 33. +). Además de estas anomalías es posible observar dos más entre los 3,500-5,000 metros del perfil (Fig. 33. °). El gradiente horizontal describe un cambio abrupto en la densidad del lugar entre las dos primeras anomalías ya sea por la posible presencia de cuerpos intrusivos cercanos o correspondientes al cráter; respecto a la tercera parte del perfil, las variaciones que se describen son del orden de los 10 [*mGal*] que, respecto a la *SA* y el *GHT* tienen pequeñas variaciones respecto a la densidad del lugar.

En la parte residual del perfil, las anomalías de la zona del cráter son marcadas con un patrón caótico, considerando que el *GHT* y la *SA* delimitan el borde de la fuente causante de la anomalía, en esta parte se aprecian dos valores máximos posible efecto generado por cuerpos intrusivos o los canales de la doble chimenea del cráter principal que fueron descritas de los flujos de lava en la génesis del volcán.

Por otra parte, el análisis del caso magnetométrico, encontramos anomalías en otras partes distintas a las analizadas en el método anterior. Recordemos que la exploración gravimétrica se asocia a las variaciones laterales de la densidad; mientras que la exploración magnética se asocia a las variaciones de la susceptibilidad magnética de los materiales.

Para la parte regional del perfil, las primeras anomalías se encuentran en los extremos de la base del cono muy cercanas al cráter; la primera (Fig. 35.) conserva la forma de una campana que la *SA* describe como un solo cuerpo que genera la anomalía, la parte somera de este perfil corresponde a la tercera etapa de la formación del Parícutín (periodo Taquí), la cual generó

el pequeño el volcán “Mesa de los Hornitos”; del otro lado del cráter se observa que la anomalía cercana a los 1,500 metros de extensión (Fig. 35.), desde la anomalía de campo total observamos dipolos cercanos entre ellos que al ser transformados por el operador **RTP** se distorsionan por la cercanía que existe entre ellas; la **SA** describe cuatro cuerpos que generan dichas anomalías mientras que el **GHT** muestra una alta variación en la susceptibilidad magnética en esta misma zona.

La parte residual, a excepción de los dos grandes cambios que se presentan entre los 3,000 metros del perfil, no muestra un amplio rango de variación. Estas dos grandes variaciones son vistos desde la parte regional del perfil, al hablar de susceptibilidad magnética en el **GHT** y la **SA**, estos dos pueden ser asociados a materiales de alta susceptibilidad como cuerpo ferromagnético.

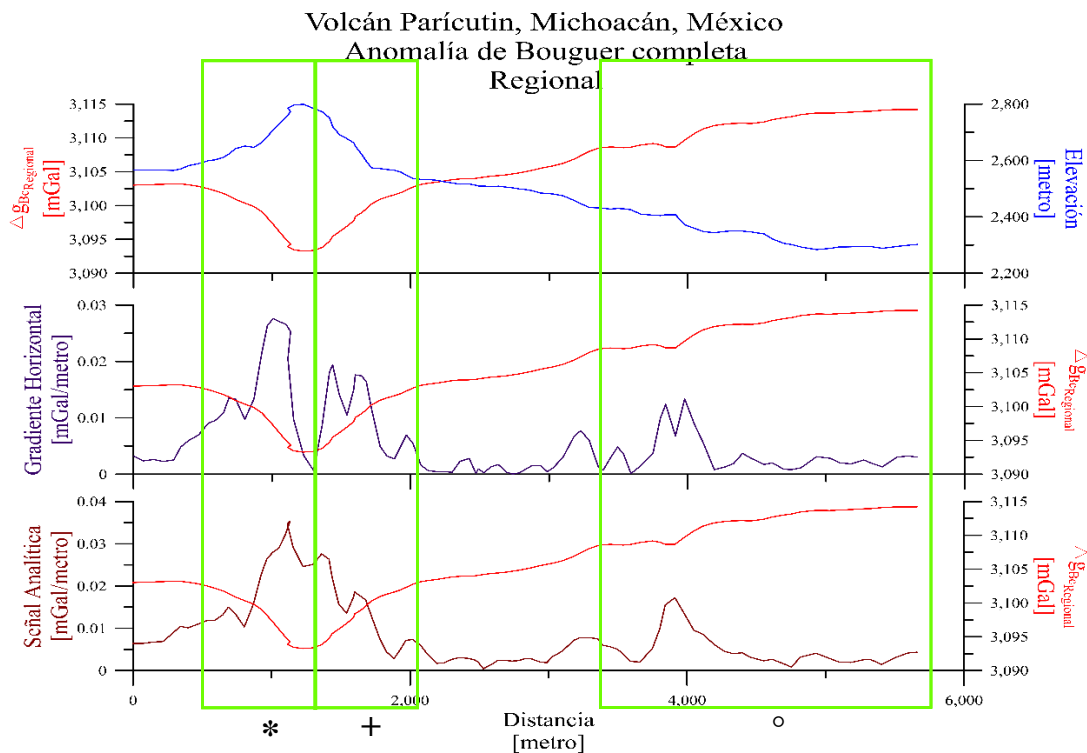


Fig. 34. Procesamiento de la anomalía de Bouguer completa regional.
 (*) Primera anomalía. (+) Segunda anomalía. (o) Tercera y cuarta anomalía.

Volcán Parícutin, Michoacán, México
Anomalia de Bouguer completa
Residual

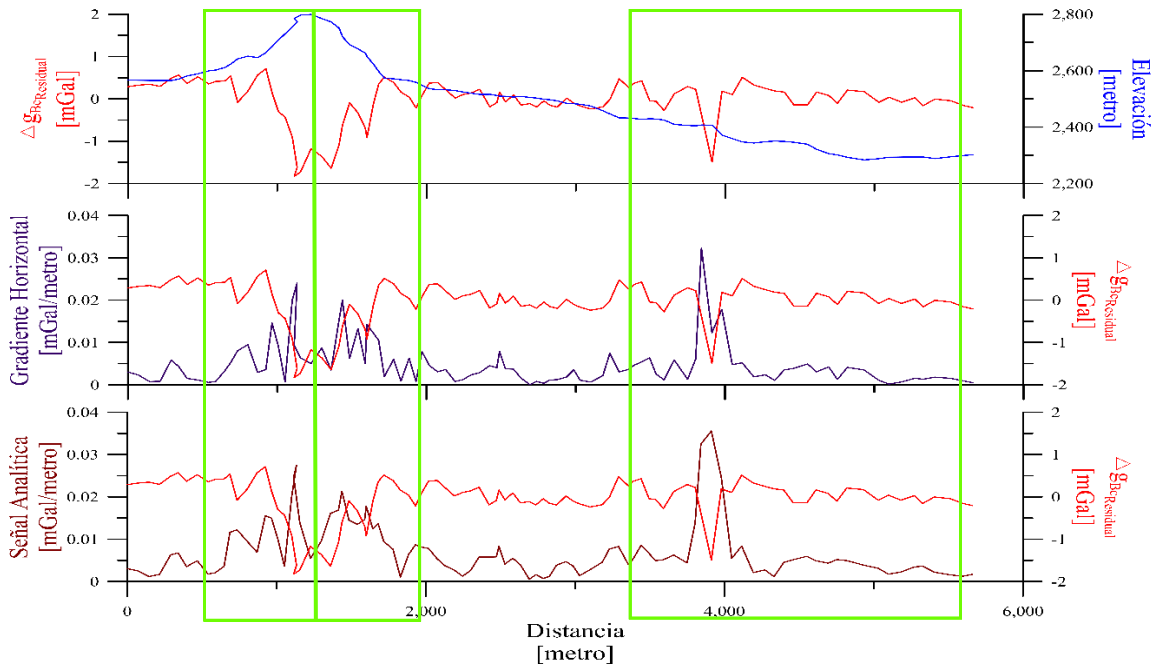


Fig. 35. Procesamiento de la anomalia de Bouguer completa residual.
(*) Primera anomalia. (+) Segunda anomalia. (°) Tercera y cuarta anomalia.

Volcán Parícutin, Michoacán, México
Anomalia de Campo Regional
Reducida al Polo

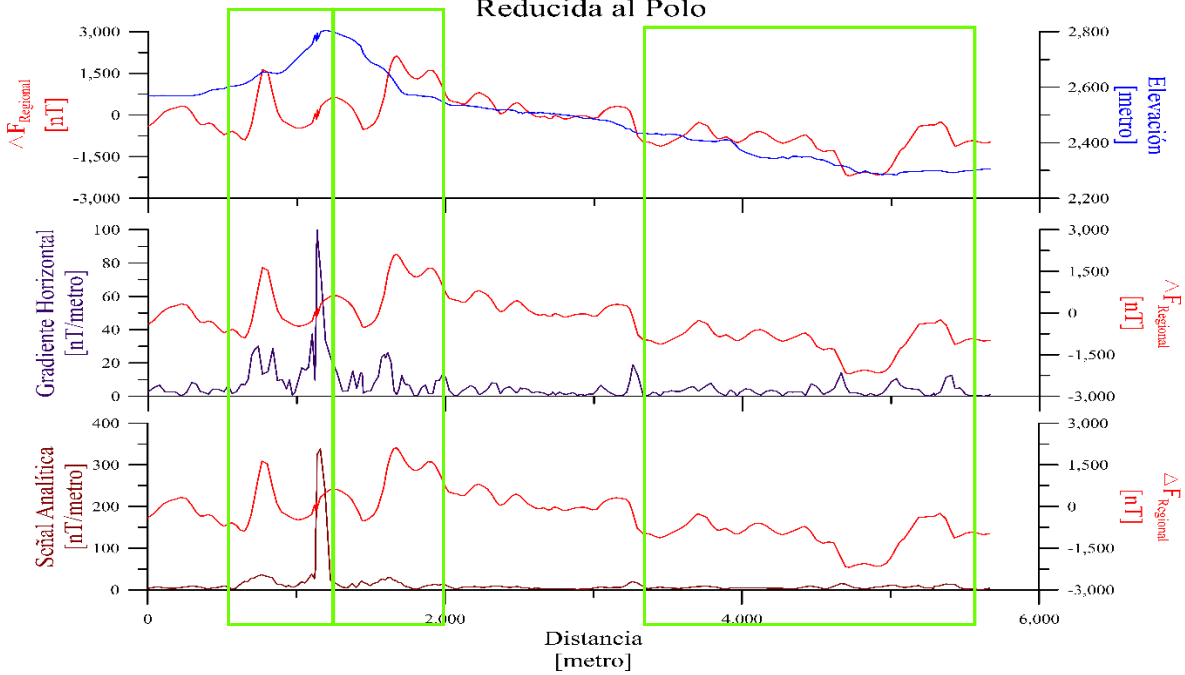


Fig. 36. Procesamiento de la anomalia de campo Regional reducida al Polo.
(*) Primera anomalia. (+) Segunda anomalia. (°) Tercera y cuarta anomalia.

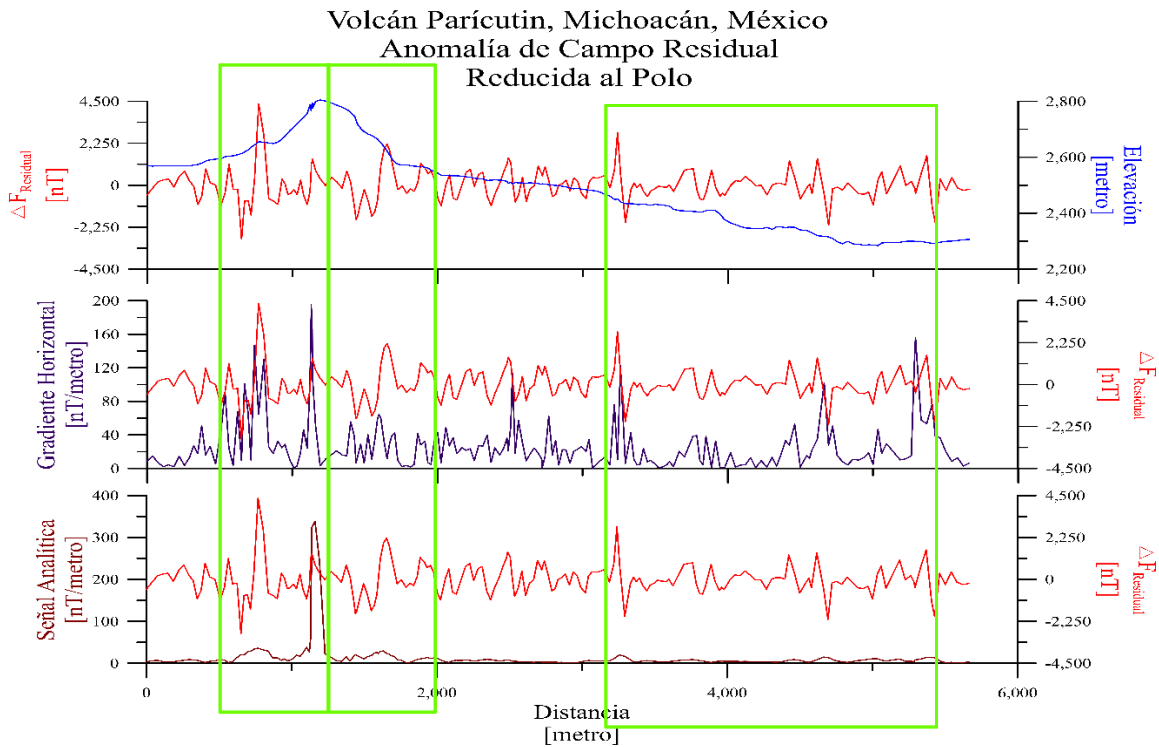


Fig. 37. Procesamiento de la anomalía de campo residual reducida al Polo.
(*) Primera anomalía. (+) Segunda anomalía. (°) Tercera y cuarta anomalía.

Respecto al modelo obtenido, el resultado que se propone abarca desde la cámara de alimentación del volcán. El Parícutin descansa sobre un basamento de rocas andesíticas y esta litología sobreyace de rocas tipo granítico como es descrito por los xenolitos encontrados durante las erupciones del Sapichu (Foshang y González R., 1956) que contiene a la cámara de alimentación (Fig. 37.).

A partir de la cámara, se establece una zona de descomposición litológica que va en aumento conforme disminuye la profundidad a los costados del conducto principal y sus bifurcaciones. Esta zona de descomposición es propuesta a partir de la presencia de fumarolas blancas a los alrededores de la base del cono y en el cráter. Las evidencias en la superficie del cono volcánico describen actividad hidrotermal en su interior la cual es producto del enfriamiento que sufren los conductos de las múltiples salidas y diques que se presentan a los alrededores del cono con el agua meteórica que precipita en la zona.

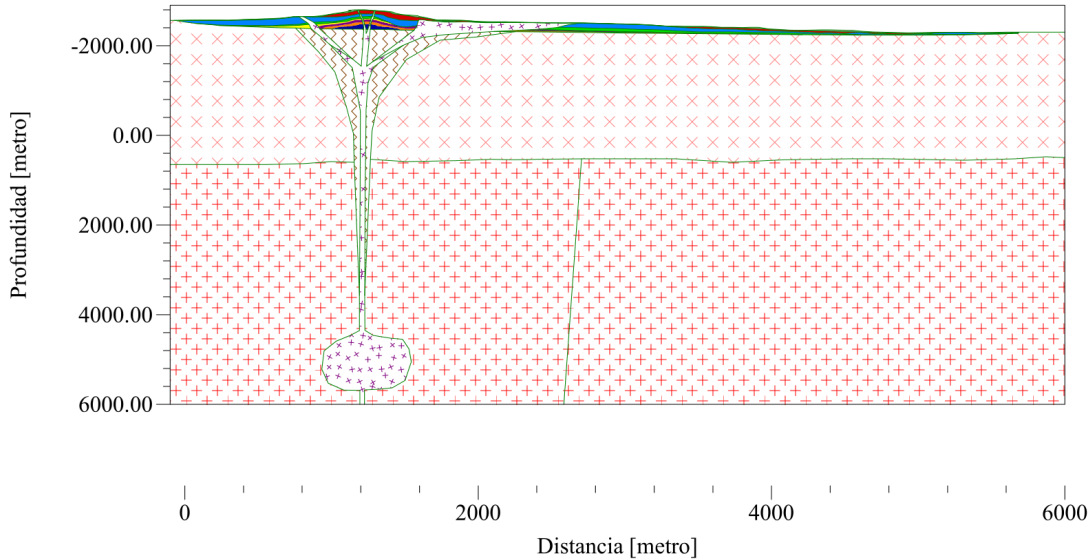














Fig. 38. Modelo del basamento del volcán y su cámara de alimentación del Parícutín.

La estructura del volcán está dividida por capas (Fig. 37.) que comprenden distintas cantidades de eventos de la formación del volcán basadas en las observaciones hechas por Foshang y colaboradores. (1956) obteniendo un modelo topográfico del volcán que fue modificado por Corona-Chávez (2002). Estas capas se enlistan en la siguiente tabla:

Tabla 9. Capas utilizadas: el nombre de cada capa indica a partir de qué fecha comienza (formato DDMMAA), flujos de lava y litologías de basamento.

| | |
|---|---|
| <p>120145</p>  | <p>Periodo final y reactivación. Exhalaciones de material piroclástico acompañado de flujos de lava. Los eventos se repetían cada 3 meses con un declive gradual en el volumen exhalado.</p> <p>DENSIDAD ρ [Kg/m³]: 1,500</p> <p>SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.0013</p> |
| <p>080144</p>  | <p>Periodo Taquí. Se forman grietas en la parte sureste del cono principal. Aparición del pequeño volcán “Mesa de los Hornitos” al sur del cono principal.</p> <p>DENSIDAD ρ [Kg/m³]: 2,400</p> <p>SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.0088</p> |
| <p>201043</p>  | <p>Periodo Sapichu. Abundantes derrames de lava en la parte norte del volcán y su cráter principal. Nacimiento del volcán parásito Sapichu.</p> <p>DENSIDAD ρ [Kg/m³]: 3,300</p> |

| | |
|---|--|
| | SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.109-0.035 |
| 100743  | Mayor actividad de la etapa Quitzocho. Columnas de vapor de agua y ceniza alcanzan 6 kilómetros de altura. El cono alcanza los 300 metros de altura correspondiente al 75% de su elevación final. DENSIDAD ρ [Kg/m ³]: 2,700 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.1653 |
| 200543  | Los derrames de lava comienzan a ser con explosiones de menor intensidad. DENSIDAD ρ [Kg/m ³]: 2,750 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.1614 |
| 200343  | El cono alcanza aproximadamente los 150 metros de elevación. DENSIDAD ρ [Kg/m ³]: 2,750 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.1614 |
| 270243  | El cono alcanza una elevación poco más de 60 metros. Explosiones violentas con ceniza y fumarolas. DENSIDAD ρ [Kg/m ³]: 2,750 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.1614 |
| 230243  | Se crea fisura en el terreno de cultivo. Emanación de gases, rocas incandescentes, bombas y el primer derrame de lava con explosiones. Comienza la construcción del cono. DENSIDAD ρ [Kg/m ³]: 2,800 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.1614 |
| Andesita  | DENSIDAD ρ [Kg/m ³]: 2,700 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.17 |
| Granito  | DENSIDAD ρ [Kg/m ³]: 3000 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.15-0.16 |

| | |
|---|---|
| <p>Dique/Lava</p>  | <p>DENSIDAD ρ [Kg/m³]:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Mesa de los Hornitos: 2,500 • Cráter principal: 2,500 • Sapichu: 2,700 <p>SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI:</p> <ul style="list-style-type: none"> • Mesa de los Hornitos: 0.3 • Cráter principal: 0.001 • Sapichu: 0.5 |
| <p>Alteración hidrotermal</p>  | <p>DENSIDAD ρ [Kg/m³]: 1,300</p> <p>SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA χ [] SI: 0.17</p> |

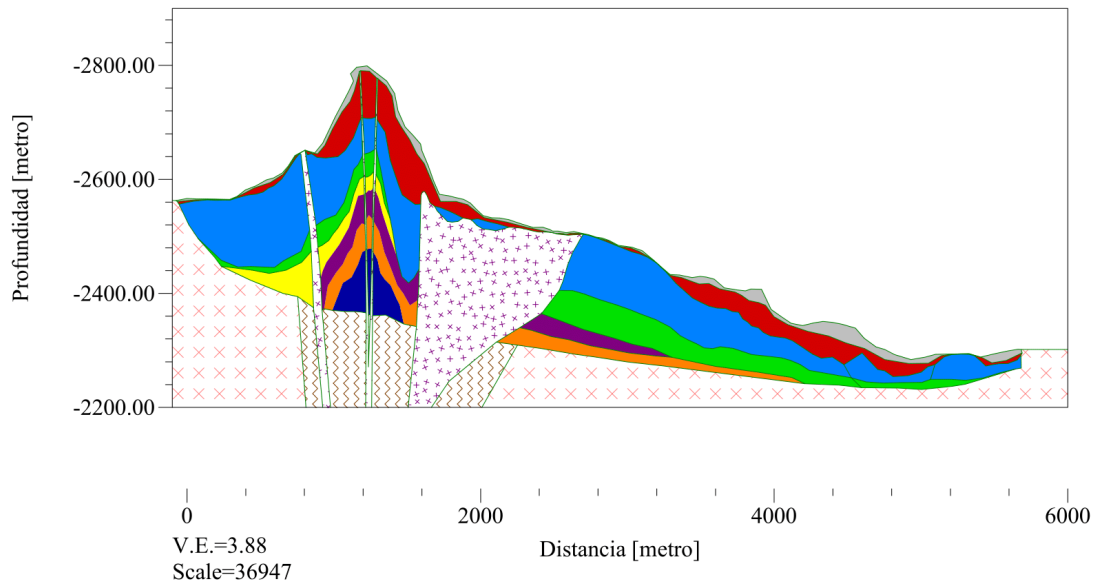


Fig. 39. Estructura del volcán Parícutín, este volcán presentó 23 flujos que son englobados entre 8 capas.

El modelo (Fig. 39.) ilustra el conducto del volcán “Mesa de los Hornitos” aproximadamente a los primeros 800 metros del perfil de poco espesor. Después se presentan los dos conductos del cráter principal divididos por varios autores en norte y sur. La tercera zona del perfil corresponde a las cercanías del Sapichu generando un cuerpo de mayores dimensiones al tener una cámara de alimentación más somera que la principal; no obstante, la dimensión de

esta tercera parte del volcán puede ser de excesivo, pero la firma de la anomalía magnética al ser una superposición de múltiples fuentes puede dar una lectura provocada por varias grietas y pequeños conductos y grietas que se generaron durante el surgimiento del cono.

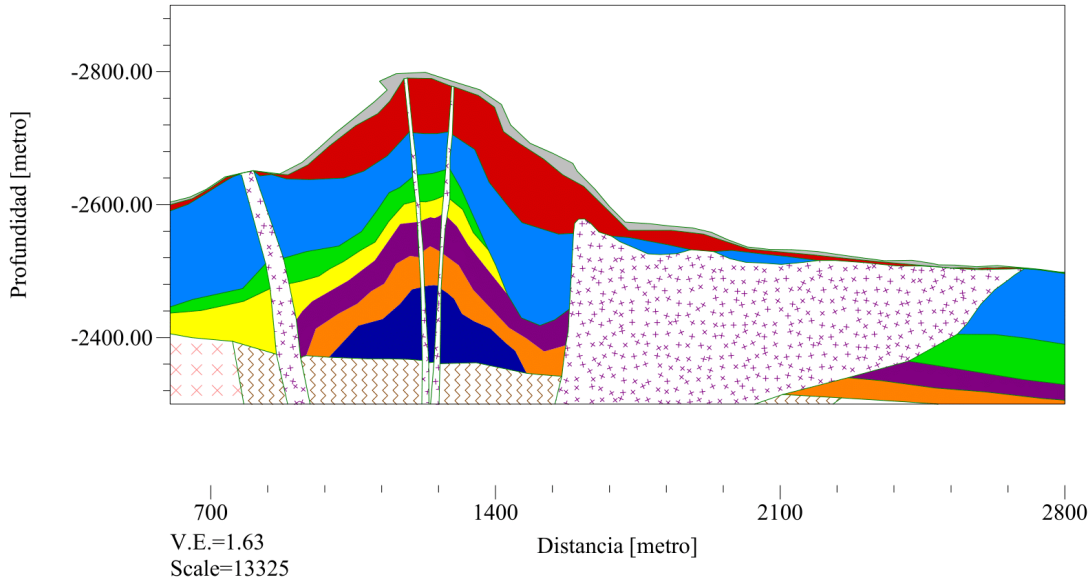


Fig. 40. Estructura del Parícutín cercana a su cráter principal; se muestran (de izquierda a derecha) el conducto de Mesa de los Hornitos, el conducto sur y norte del cráter principal y la zona del Sapichu

El modelo propuesto genera una anomalía gravimétrica y magnetométrica la cual es comparada con la observada y calculando la diferencia que existe entre la curva teórica y observada para cada técnica aplicada. Dicha diferencia es un valor estadístico global para cada curva, este valor se conoce como la desviación cuadrática media (**RMSD**, por sus siglas en inglés); dicho parámetro estima el valor teórico respecto a un parámetro ya definido (Δ_{Teo} , Δ_{Obs} , respectivamente), para la estadística es conocido como la raíz cuadrada del error cuadrático medio (**MSE**, en inglés):

$$RMSD(\Delta_{Teo}) = \sqrt{MSE(\Delta_{Teo})}$$

$$MSE(\Delta_{Teo}) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\Delta_{Obs} - \Delta_{Teo})^2$$

Respecto a gravimetría, la Anomalía de Bouguer completa teórica ($\Delta g_{BcTeórica_Regional}$) presenta variaciones respecto a la anomalía observada ($\Delta g_{BcObservada_Regional}$) en todo el perfil, por lo cual las dos curvas no son semejantes en toda su extensión; no obstante, el

parámetro estadístico muestra un valor bajo dado el rango en el que se encuentran las anomalías y las diferencia entre estas dos curvas ($Error_{Teórica-Observada}$) que se extiende entre un intervalo de $[-3.5957, 3.8390]$ $mGal$ (Fig. 40).

Para el cálculo de las componentes vertical y horizontal de la anomalía gravimétrica dependen de la posición de la fuente respecto al punto de observación y la densidad del cuerpo que se idealiza como un polígono de “n” lados. La posición de las fuentes se establece a partir de las dimensiones establecidas para el modelo y la profundidad de interés. Mientras que para el punto de referencia se utilizan las mismas estaciones y elevaciones que fueron recabados durante el levantamiento una vez proyectadas ortogonalmente. Por otra parte, la distribución de densidades; a partir del modelo propuesto, se establecieron estas variaciones dentro de los rangos de esta propiedad que muestra Telford (1990) (Fig. 4) para las litologías descritas y ajustando según sea necesario (Tabla 6).

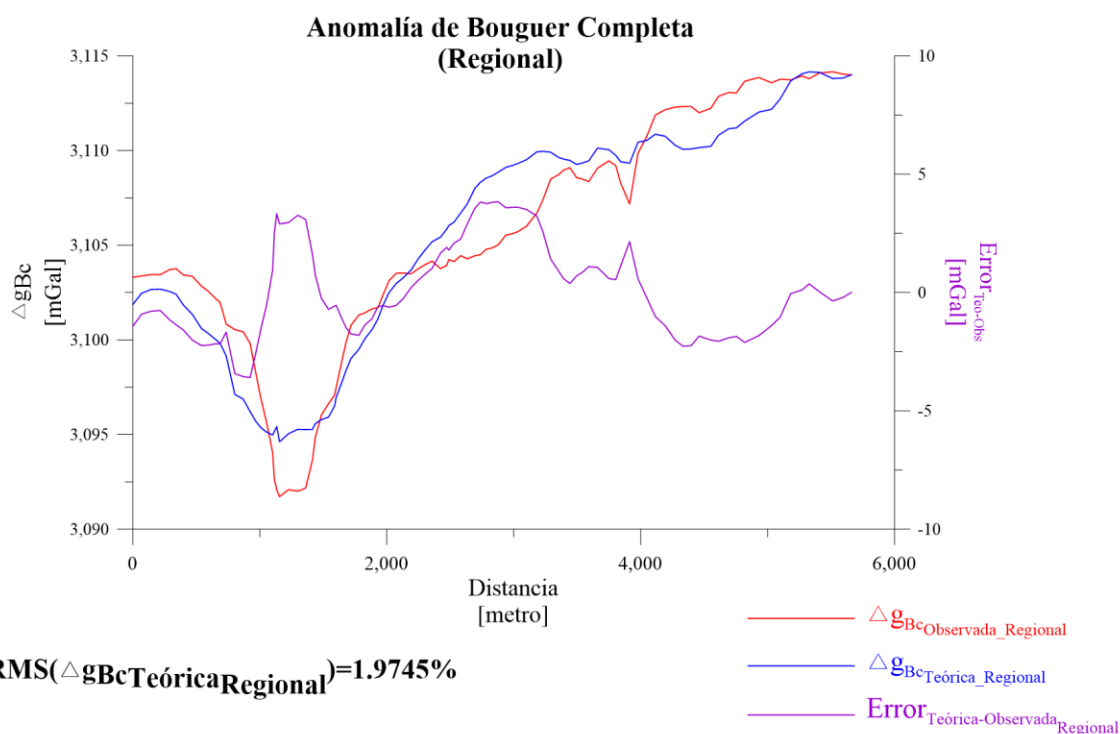


Fig. 41. La anomalía teórica (azul) y observada (roja) de Bouguer completa Regional (eje Y izquierdo) presentan una tendencia similar mientras que la diferencia entre estas dos curvas se representa (eje Y derecho) en la curva de error (morado).

Por otro lado, la Anomalía de campo Regional teórica ajusta en la gran mayoría de la curva observada a excepción de algunas zonas (Fig. 41); el valor de la RMSD es alta, esto se debe

al rango del perfil (-3,000 - 3,000 nT) lo cual ocasiona que las zonas donde difieren estas dos curvas se incremente el error y aumente valor del parámetro estadístico.

Así como la anomalía gravimétrica teórica depende de la densidad del material, la anomalía magnetométrica depende la inclinación, declinación y la susceptibilidad magnética. Se utilizaron los valores descritos en los trabajos de Urrutia *et al* (2004) y Goguitchaichvili *et al* (2005) de las muestras para análisis de la susceptibilidad de algunos eventos del Parícutín. Por desgracia, estas muestras solamente son significativas para los eventos más recientes o eventos que están a la intemperie conforme Luhr y Simkin (1993) describen. Para la parte profunda del volcán y basamento se utilizaron los intervalos de susceptibilidad que describe Telford (1990) (Fig. 9) siendo modificados según sea necesario para un ajuste óptimo (Tabla 6).

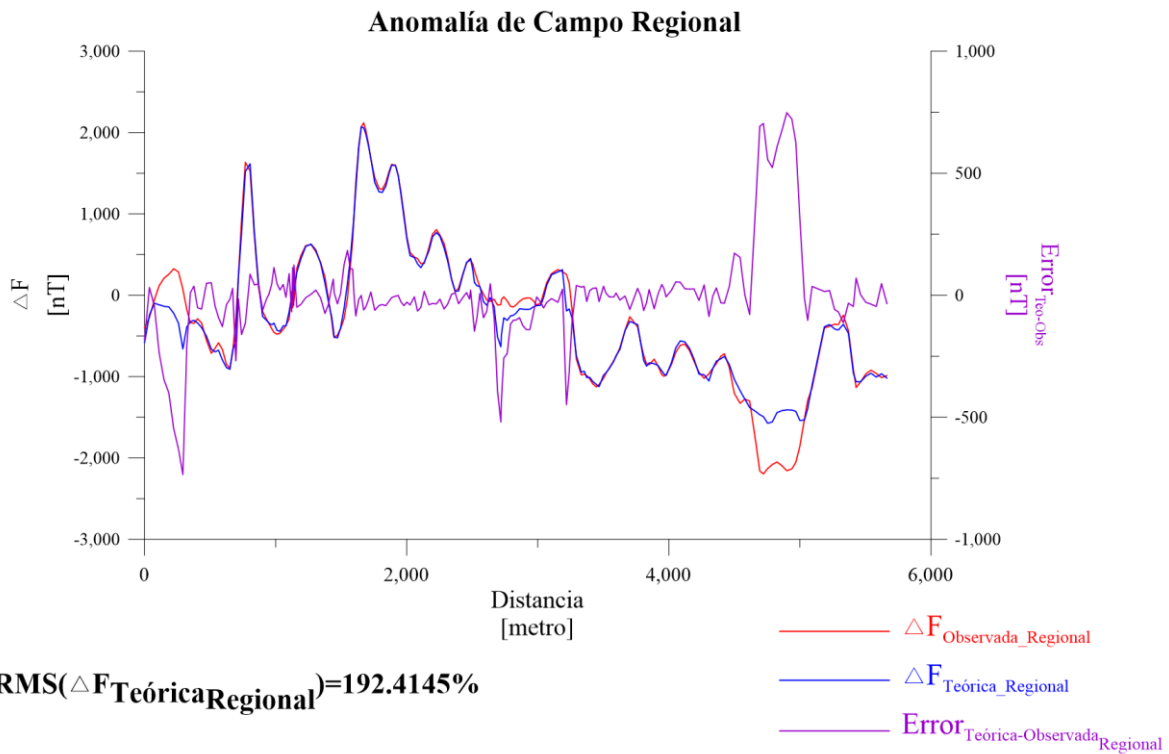


Fig. 42. La anomalía teórica (azul) y observada (roja) de campo Regional presentan una gran semejanza en la mayoría del perfil. La curva de diferencia (morada) muestra que existe variación en pocas partes

La Fig. 41 ilustra la diferencia entre la anomalía teórica y la observada; en los primeros 5 metros del perfil se encuentra una alta diferencia entre estas dos curvas, para los 2,500 – 3,500 metros de distancia del perfil también se puede observar una diferencia abrupta entre

éstas dos y alrededor de los 5,000 metros se encuentra la mayor diferencia entre las dos curvas. Se descarta la suposición de un error en la medición o un error durante las correcciones y/o procesamiento al igual que durante el modelado; por lo cual no se debe descartar la posibilidad de realizar campañas de observación in situ en estas partes del perfil para descripción geológica la cual pueda explicar o asociar una característica geomorfológica a estas altas diferencias entre las curvas de magnetometría.

CONCLUSIONES

El modelado directo realizado para las dos técnicas geofísicas ajusta en mejor forma para la anomalía de campo total a pesar del valor presentado por la desviación cuadrática media, lo cual se puede interpretar que las susceptibilidades establecidas son cercanas a las obtenidas durante los eventos del Parícutín aun cuando los eventos someros hayan sido muestreados por su fácil obtención y que los profundos sean inferidos; para las zonas donde no se logra un ajuste óptimo es necesario estudiar más a fondo para una mejor interpretación; no se descarta el efecto de un cambio en la magnetización de dichas partes por flujos anteriores o un cambio en la geometría por cuerpos no descritos en anteriores reportes los cuales al no tener información se desconoce el tipo de fuente que genera estas observaciones.

Por otro lado, para la anomalía de Bouguer del modelo el valor de la desviación cuadrática media establece que no existe mucha diferencia entre la anomalía teórica y la observada, pero es necesario el análisis más a detalle del cambio de densidades para cada evento considerando el cambio de la composición de lava desde el principio hasta la etapa final del volcán obteniendo un mejor ajuste; además, al considerar la zona hidrotermal producto del enfriamiento de los conductos de lava en cada parte del volcán y el agua meteórica, es necesario conocer el grado y volumen de descomposición a fin de obtener un valor de densidad exacto.

Recordemos que pueden existir múltiples modelos que produzcan el mismo tipo de anomalía por lo cual los métodos potenciales carecen de unicidad, para determinar el modelo más cercano a las condiciones del Parícutín, este modelo está basado en los modelos que ilustran el crecimiento del volcán hechos por Foshang y colaboradores y estimando las estructuras de los conductos Cerro de los Hornitos, del cráter principal y el volcán parásito del Sapichu y del tipo de estructuras ideales para volcanes monogénéticos . Como es mencionado la propiedad de la no unicidad ocasiona que múltiples modelos generen la misma anomalía, pero el uso de información preexistente es un apoyo para contribuir al modelo más cercano a las condiciones físicas y estructurales del volcán; además Foshang y colaboradores (1956)

realizaron el primer modelo topográfico a partir de observaciones directas, modificado por Corona Chávez (2002). Sobre las condiciones geológicas del basamento del volcán; no se tienen registros sobre el tipo de litologías que componen la base del Parícutín, estas características son estimadas por medio de los xenolitos encontrados durante el desarrollo del volcán que fueron analizados y descritos por Foshang y colaboradores (1956) siendo elementos para inferir el tipo de basamento. Estas litologías propuestas conservan un orden a partir de propiedades geológicas que fueron analizadas y corregidas por académicos que apoyaron este trabajo y que garantizan validez respecto a las condiciones geológicas de la zona para el modelo previamente realizado siendo una propuesta para este primero trabajo.

La estimación de la fuente (cámara de alimentación) que fueron aplicados en estas anomalías presenta valores similares pero el uso de algoritmos no garantiza una profundidad verdadera, estos rangos utilizados concuerdan con distintas fuentes que hablan sobre la profundidad en volcanes monogenéticos. Además, se habla de una fuente de alimentación sin detallar de qué tipo (caldera o diques de alimentación) debido al debate que se presenta sobre la relación de los tipos de volcanes con su cámara de alimentación.

Este trabajo es un primer acercamiento a establecer un modelo estructural sobre el volcán Parícutín del que se obtuvieron resultados favorables por lo que se pueden planificar campañas con otras técnicas geofísicas y geológicas para explicar y mejorar el modelo estructural del volcán propuesto, este trabajo incluye un solo perfil sobre el volcán que atraviesa zonas características, pero existen múltiples salidas de lava como es descrito en varios escritos que no son propuestos en este resultado, el uso de retículas para estas técnicas podría ilustrar estos eventos y características para una mayor interpretación y detalle sobre la estructura de este volcán. El uso de los métodos potenciales hace una rápida adquisición que permite describir estructuras geológicas y que, si es complementada con otras técnicas geofísicas, se puede dar un mejor detalle de estas estructuras, no obstante, el difícil acceso y la topografía del lugar no permite el uso de una amplia gama de estudios, por lo cual, para un ideal resultado, el planificar nuevos métodos a partir del método potencial es de suma importancia.

REFERENCIAS

- Alcántara-Ayala, I. (2010). Parícutin Volcano: To the Other Side. En M. Piotr, *Geomorphological Landscapes of the World* (pág. 369). Polonia: Springer.
- Barde-Cabusson, S., Gottsmann, J., Martí, J., Bolós, X., Camacho, A., Geyer, A., . . . Sánchez, A. (2014). Structural control of monogenetic volcanism in the Garrotxa volcanic field (Northeastern Spain) from gravity and self-potential measurements. *Bulletin of Volcanology*. doi:10.1007/s00445-013-0788-0
- Bernstein, V. (s.f.). On magnetometric investigations in vicinity of Volcanoes. *Academy of Sciences of the USSR*.
- Blakely, R. (1995). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Nueva York, Estados Unidos de América: Cambridge University Press.
- Bolós, X., Barde-Cabusson, S., Pedrazzi, D., Martí, J., Casas, A., Himi, M., & Lovera, R. (2012). Investigation of the inner structure of La Crosa de Sant Dalmai maar (Catalan Volcanic Zone, Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37-48.
- Bott, M., & Smith, R. (1958). The Estimation of the limiting depth of gravitating bodies. *Geophysical Prospecting*, 6(1), 1-10.
- Cassidy, J., France, S., & Locke, C. (2007). Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 153-163.
- Cassidy, J., France, S., & Locke, C. (2007). Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159, 153-163.
- Cifuentes-Nava, G. (2018). Comunicación oral. Instituto de Geofísica, Ciudad Universitaria, Ciudad de México, México.
- Connor, C. (1987). Structure of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research.*, 191-200.
- Corona-Chavez, P. (2002). *Parícutin: una de las doce maravillas naturales del mundo*. Obtenido de Universidad de Michoacán, México.: <https://www.paricutin.umich.mx/Paricu22.pd>
- Corona-Chavez, P. (Agosto 2018). Comunicación oral. Morelia, Michoacán de Ocampo, México.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 122-149.
- formulas, G. a. (2 de Septiembre de 2017). *Geosoft Oasis montaj*. Obtenido de <http://updates.geosoft.com/downloads/files/how-to-guides/Gravity%20and%20Terrain%20Correction%20Formulas.pdf>
- Foshang, W. F., & González R., J. (1956). Birth and development of Parícutin Volcano, Mexico. *Geological Survey Bulletin 965-D*, 355-489.

- Garduño-Monroy, V. H. (Julio de 2018). Comunicación oral. Morelia, Michoacán de Ocampo, México.
- Gogutchachvili, A., Conte, G., Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L., Morales, J., & González-Moran, T. (2005). Microwave paleointensity analysis of historic lavas from Paricutín volcano, Mexico. *Geofísica Internacional*, 44(3), 231-240.
- Gómex-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 227-283.
- Hasenaka, T., & Carmichael, I. (1985). The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, Central Mexico: Their age, volume and distribution, and magma discharge rate. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 105-124.
- Inbar, M., Lugo Hubp, J., & Villers Ruiz, L. (1994). The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows. En *Geomorphology* (págs. 57-76). Mexico: ELSEVIER.
- J. Hinze, W. (2003). Bouguer reduction density, why 2.67? *Geophysics*, 68(5), 1559-1560.
- Kane, M. F. (1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 28(4), 455-462.
- Karaoğlu, Ö., Browning, J., Salah, M., Elshaafi, A., & Gudmundsson, A. (2018). Depths of magma chambers at three volcanic provinces in the Karliova region of Eastern Turkey. *Bulletin of Volcanology*, 80.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science.
- LaFehr, T. R. (1991). Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56(8), 1170-1178.
- LaFehr, T., & Nabighian, M. (2012). *Fundamental of Gravity Exploration*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicist.
- Larrea, P., Salinas, S., Widom, E., Siebe, C., & Abbitt, R. (2017). Compositional and volumetric development of a monogenetic lava flow field: The historical case of Paricutin (Michoacán, Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36-48.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamental of Geophysics*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Luhr, J., & Simkin, T. (1993). *Paricutin: The Volcano Born in a Mexican Cornfield*. Phoenix, Arizona, U. S.: Geoscience Press.
- Milsom, J. (2003). *Field Geophysics*. Wiley.
- Nagy, D. (1966). The prism method for terrain corrections using digital computers. *Pure and applied geophysics*, 31-39.
- Pioli, L., Erlund, E., Johnson, E., Cashman, K., Wallace, P., Rosi, M., & Delgado Granados, H. (2008). Explosive dynamics of violent Strombolian eruptions: The eruption of Paricutin Volcano 1943-1952. *Earth and Planetary Science Letters*.

- Segerstrom, K. (1956). Erosion Studies at Parícutin, State of Michoacán, Mexico. *Geological Survey Bulletin 965-A*, 1-163.
- Segerstrom, K., Williams, H., Wilcox, R., Foshang, W., & R. Gonzales, J. (1956). *Geologic Investigations in the Paricutin Area Mexico*. USGS. U. S. Government Printing Office.
- Skácelová, Z., Rapprich, V., Valenta, J., Hartvich, F., Šrámek, J., Radon, M., . . . Pécskay, Z. (2010). Geophysical research on structure of partly eroded maar volcanoes: Miocene Hnojnice and Oligocene Rychnov volcanoes (northern Czech Republic). *Journal of Geosciences*, 55, 333-345.
- Smith, R. (1959). Some Depth Formulae For Local Magnetic and Gravity Anomalies. *Geophysical Prospecting*, 7(1), 55-63.
- Talwani, M., & Heirtzler. (1964). Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape. En *Computers in the Mineral Industries* (págs. 464-480). Stanford Univ. Publ.
- Talwani, M., Worzel, J. L., & Landisman, M. (Enero de 1959). Rapid Gravity Computations for Two-Dimensional Bodies with Application to the Mendocino Submarine Fracture Zone. *Journal of Geophysical Research*, 64(1), 49-59.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge, UK: Book Co.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Alva-Valdivia, L. M., Goguitchaichvili, A., Rivas, M. L., & Morales, J. (2004). Palaeomagnetic, rock-magnetic and microscopy studies of historic lava flows from the Parícutin volcano, Mexico: implications for the deflection of palaeomagnetic directions. *Geophysical Journal International*, 156(3), 431-442.
- Urrutia-Fucugauchi, J., Martínez-Pepin, N., Hernández-Pérez, I., Arciniega-Ceballos, A., López-Loera, H., Flores-Ruiz, J., & Anaya, C. (2002). Aeromagnetic anomalies and structure of the Iztaccíhuatl-Popocatepetl volcanic region in Central Mexico. *Geofísica Internacional*, 41(2), 121-131.
- Van Camp, M., & Vauterin, P. (2005). Tsoft: graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers & Geosciences*, 631-640.
- Wenzel, H. (1974). The correction of tidal force development to ellipsoid normal. *BIM*, 3784-3790.
- Wilcox, R. E. (1956). Petrology of Parícutin Volcano Mexico. *Geological Survey Bulletin 965-C*, 281-337.
- William, H. (1891). *The solar parallax and its related constants, including the figure and density of the Earth*. Washington, Govt. Print. .
- Xiong, L., & Hans-Jürgen, G. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66(6), 1660-1668.