



UASLP
Universidad Autónoma
de San Luis Potosí



FACULTAD DE
INGENIERÍA



CENTRO DE
**INVESTIGACIÓN
Y ESTUDIOS
DE POSGRADO**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE SAN LUIS POTOSÍ

Facultad de Ingeniería

Posgrado en Ciencias en Geología Aplicada

Tesis titulada:

**“Caracterización estructural del sistema de
alimentación del cráter Laguna de Los Palau
mediante gravimetría”**

Autor:

Lic. Luis Fernando Rodríguez Sosa

Directores:

Dr. Damiano Sarocchi

Dr. Randall Eduardo Guevara Betancourt

Agosto 2025

San Luis Potosí, S.L.P.



17 de octubre de 2024

**LIC. LUIS FERNANDO RODRIGUEZ SOSA
P R E S E N T E.**

En atención a su solicitud de Temario, presentada por los **Dres. Damiano Sarocchi y Randall Eduardo Guevara Betancourt** Asesor y Coasesor de la Tesis que desarrollará Usted, con el objeto de obtener el Grado de **Maestro en Ciencias en Geología Aplicada**. Me es grato comunicarle que en la sesión del H. Consejo Técnico Consultivo celebrada el día 17 de octubre del presente, fue aprobado el Temario propuesto:

TEMARIO:

"Caracterización estructural del sistema de alimentación del cráter Laguna de Los Palau mediante gravimetría"

Introducción

1. Geología y Tectónica Regional
2. Investigaciones previas en la zona de estudio
3. Teórico de los métodos geofísicos y vulcanológicos
4. Procesamiento de datos gravimétricos, magnéticos y análisis granulométrico
5. Resultados de métodos geofísicos granulométricos
6. Discusión de resultados

Conclusiones y recomendaciones

Referencias.

Anexos.

"MODOS ET CUNCTARUM RERUM MENSURAS AUDEBO"

ATENTAMENTE

**DR. EMILIO JORGE GONZÁLEZ GALVÁN
DIRECTOR**

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA
DE SAN LUIS POTOSÍ
FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN

www.uaslp.mx

Copia. Archivo
*etn.

Av. Manuel Nava 8
Zona Universitaria • CP 78290
San Luis Potosí, S.L.P.
tel. (444) 826 2330 al 39
fax (444) 826 2336

"UASLP, con profesionistas abiertos al mundo"

Agradecimientos

Quisiera expresar mi más profundo agradecimiento a todas las personas que han sido parte fundamental en la realización de esta tesis. En primer lugar, a mis asesores, el Dr. Randall Eduardo Guevara Betancourt y el Dr. Damiano Sarocchi, por su invaluable orientación, paciencia y conocimientos, que han enriquecido este trabajo de manera significativa.

A mi familia, por su apoyo incondicional. A la MSc. Mariana Gómez Ramírez quien se convirtió en mi apoyo y amistad durante y después del posgrado, haciéndome mucho más ameno mi estadía en el tiempo que coincidimos. A mis amigos Ing. Patricia Saucedo y el Ing. David Basurto, quienes con sus palabras de ánimo y compañía han hecho más llevadero este camino.

También deseo reconocer el respaldo del Instituto de Geología, por brindarme las instalaciones necesarias, al IPICYT por acceder a hacer uso de su equipo geofísico. Al Dr. Eduardo Gómez y al proyecto CONACYT (C.F.-2023-G-40) por hacer posible el uso de la licencia del programa ZondGM3D. A los profesores y profesionales que contribuyeron con sus enseñanzas y consejos, aportando perspectivas valiosas que enriquecieron mi aprendizaje.

Finalmente, agradezco a todas las personas que, de una u otra manera, han sido parte de esta experiencia. Cada gesto de apoyo, cada palabra de aliento y cada enseñanza recibida han sido esenciales para la culminación de este proyecto.

¡Gracias a todos!

Índice

Introducción.....	2
1. Geología y Tectónica Regional	6
1.1. Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo.....	8
1.1.1. Joya Honda.....	8
1.1.2. Joyuela	9
1.1.3. Laguna de Los Palau	9
1.2. Geología Estructural	10
1.3. Estratigrafía previa al evento volcánico en Laguna de Los Palau	12
1.3.1. Mesozoico	12
1.3.2. Cenozoico.....	12
2. Investigaciones previas en la zona de estudio	16
3. Teórico de los métodos geofísicos y vulcanológicos	20
3.1. Gravimetría	20
3.1.1. Gravitación.....	20
3.1.2. Potencial gravitacional.....	21
3.1.3. Propiedades del potencial gravitacional.....	23
3.1.4. Expansión por armónicos esféricos.....	25
3.1.5. Aceleración centrífuga	30
3.1.6. Gravedad normal.....	32
3.1.7. Reducciones gravimétricas.....	34
3.2. Magnetometría	40
3.2.1. Fuerza Magnética.....	41
3.2.2. Dipolo magnético	42
3.2.3. Potencial de campo geomagnético	43
3.2.4. Campos internos y externos	44
3.2.5. Determinación de los coeficientes de Gauss	45
3.2.6. Potencial para un campo dipolar	46
3.2.7. Variación secular	48
3.2.8. Magnetismo en la Tierra.....	48
3.3. Vulcanología	50
3.3.1. Freatomagmatismo.....	51
3.3.2. Maares:.....	52
3.3.3. Conos de tobas:	53
3.3.4. Anillos de tobas:.....	54
3.3.5. Depósitos piroclásticos.....	56

4. Procesamiento de datos gravimétricos, magnéticos y análisis granulométrico	60
4.1. Trabajo de gabinete.....	60
4.1.1. Gravimetría satelital.....	60
4.1.2. Aeromagnetometría.....	60
4.2. Trabajo de campo.....	61
4.2.1. Gravimetría terrestre	61
4.2.2. Análisis granulométricos y conteo de componentes	61
4.3. Métodos analíticos	62
4.3.1. Continuación ascendente.....	62
4.3.2. Derivadas horizontales	62
4.3.3. Derivada Vertical.....	63
4.3.4. Señal Analítica	63
4.3.5. Deconvolución de Euler.....	63
4.3.6. Deconvolución de Werner	64
4.4. Trabajo de laboratorio.....	65
4.4.1. Análisis granulométricos.....	65
4.4.2. Tamizado	66
4.4.3. Análisis de componentes.....	66
5. Resultados de métodos geofísicos granulométricos	69
5.1. Gravimetría satelital	69
5.2. Aeromagnetometría	72
5.3. Deconvolución de Euler.....	79
5.4. Gravimetría terrestre	81
5.4.1. Deconvolución de Werner	84
5.4.2. Inversión gravimétrica 3D.....	91
5.5. Análisis granulométrico.....	97
5.5.1 Tamizado	97
5.5.2 Análisis de componentes	101
6. Discusión	109
6.1. Gravimetría satelital y Aeromagnetometría	109
6.2. Sistema volcánico-estructural de Laguna de Los Palau.....	111
6.3. Análisis granulométrico	113
Conclusiones y recomendaciones	117
Referencias	119
Anexos	129

Introducción

- Resumen
- Planteamiento del problema
- Hipótesis
- Justificación
- Objetivo general
- Objetivos específicos

Introducción

Resumen

Se presenta una investigación sobre la caracterización estructural del sistema de alimentación del cráter Laguna de Los Palau, que forma parte del Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo, ubicado en el municipio de Armadillo de los Infante en el estado de San Luis Potosí, México. Este estudio fue realizado mediante el uso de gravimetría terrestre realizando un modelo 3D, además de utilizar gravimetría satelital y aeromagnetometría para reconocer el contexto regional en el que se encuentra, en conjunto de la ayuda de interpretación granulométrica de depósitos piroclásticos en el área.

El cráter forma parte del Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo, de la región Mesa Central. La zona esta influenciada por sistemas de fallas como el de Taxco-San Miguel de Allende y el Orógeno Mexicano, que han condicionado la orientación estructural predominando NW-SE y NE-SW respectivamente. Las unidades litológicas que afloran en el área incluyen calizas arrecifales, lutitas, ignimbritas y brechas volcánicas, lo que sugiere una interacción entre procesos volcánicos debido a la tectónica del área.

Para realizar ese trabajo, por parte de geofísica fue aplicada gravimetría terrestre que consistió en la adquisición de 233 datos en campo y gravimetría satelital obtenida de la base de datos Global Gravity Model plus. A estos datos, hay que hacerle una serie de correcciones, tales como corrección de Bouguer, aire libre, topografía y mareas, aplicando herramientas de filtros tales como polinomios de residualización, derivadas y señal analítica. En el uso de aeromagnetometría, se realizó procesamiento de cartas magnéticas obtenidas del Servicio Geológico Mexicano, a las cuales se les aplico filtros como reducción al polo, derivadas y señal analítica. Los datos de gravimetría terrestre permitieron realizar una inversión 3D mediante el software ZondGM3D, para identificar zonas con distintas densidades, y así poder relacionar distintas estructuras como diatremas a densidades bajas, además de poder estimar profundidades, junto con esto se aplicó también deconvolución de Werner en el apoyo de estimación de profundidades.

En la parte de granulometría, fueron recolectadas muestras deleznableles alrededor del cráter las cuales fueron lavadas para posteriormente tamizarlas. También fueron de ayuda en la preparación de láminas delgadas para la identificación de componentes y de secciones delgadas para el conteo de estos mismos, siendo escoria basáltica, cristales y líticos sedimentarios lo encontrado en estas laminas y secciones.

Los resultados obtenidos fue la identificación de tres zonas de emisión del cráter, además de zonas con densidades de 1.37 g/cm^3 asociada a una diatrema que tiene una profundidad estimada de $\sim 1200 \text{ m}$, la cual fue el conducto principal y a su vez tiene distintos conductos secundarios que se conectan a esta. Además de encontrar densidades de 3.4 g/cm^3 asociados a depósitos basálticos que se encuentran en superficie y en zonas someras y en el centro o la base del cráter la identificación de relleno aluvial post-eruptivo con una densidad de $\sim 2.56 \text{ g/cm}^3$.

Los resultados granulométricos mostraron una distribución bimodal a polimodal en las muestras recolectadas, además de la presencia de agregados policristalinos volcánicos y un 26.8% de fragmentos líticos lo que sugiere un origen freatomagmatico gracias a esta evidencia además de que los fragmentos estaban embebidos en una capa de ceniza.

Por último, se llegó a la conclusión que Laguna de Los Palau es una estructura volcánica tipo maar, gracias al modelo 3D además del resultado en el conteo de componentes y que su formación está controlada por sistemas de fallas regionales. Sin embargo, es recomendado un análisis estratigráfico detallado para confirmar la secuencia eruptiva y que así se respalde con mayor fuerza lo que se concluyó en este trabajo.

Planteamiento del problema

La estructura volcánica de la Laguna de Los Palau corresponde a un área de atracción turística que forma parte del municipio de Armadillo de los Infante. Es mencionada en diversos artículos, sin embargo, hasta la fecha no se ha desarrollado una investigación suficientemente detallada que, con argumentos sólidos, indique que tipo de estructura es y si tiene relación alguna con las estructuras volcánicas de tipo maar Joya Honda y Joyuela todas pertenecientes al Campo Volcánico Ventura – Espíritu Santo. En el presente trabajo, se busca realizar un estudio geofísico y vulcanológico para comprender qué tipo de estructura volcánica es.

Hipótesis

Laguna de los Palau es un volcán tipo maar por las características de la estructura registrados en publicaciones previas. Por lo cual con la combinación de geofísica mediante gravimetría y métodos vulcanológicos como análisis textural y de componentes, se confirmará que se trata de un maar o en su defecto la estructura volcánica que resulte.

Justificación

Se ha encontrado que la literatura acerca de esta estructura volcánica es escasa. Por lo general es mencionada en diversos artículos en conjunto con los mares Joya Honda y Joyuela, mencionado que

se trata de una estructura tipo maar. Sin embargo, no ha habido un estudio profundo, tanto estratigráfico, morfológico o geofísico que sea concluyente en este aspecto. Por lo cual en esta investigación se busca afirmar con un modelo geofísico conceptual, junto con argumentos vulcanológicos si se trata de una estructura volcánica tipo maar en la zona estudiada.

Objetivo General

Realizar modelo conceptual del sistema estructural interno de Laguna de Los Palau mediante prospección gravimétrica satelital y terrestre además de un estudio vulcanológico preliminar.

Objetivos Específicos

- Analizar y caracterizar el sistema estructural regional del Campo Volcánico Ventura–Espíritu Santo mediante la integración de datos de gravimetría satelital y aeromagnetometría, con el fin de identificar patrones tectónicos y anomalías geofísicas asociadas a la evolución del campo volcánico.
- Construir una base de datos gravimétrica de alta resolución que facilite la modelación geofísica y la interpretación estructural del cráter ubicado en la zona de estudio, contribuyendo a una comprensión más precisa.
- Desarrollar un modelo geofísico que permita interpretar las estructuras internas del cráter Laguna de Los Palau, mediante el análisis de datos gravimétricos, con el propósito de inferir su configuración geológica.
- Desarrollar un análisis granulométrico y de componentes de depósitos piroclásticos ubicados en la zona de estudio.
- Proponer un modelo conceptual sobre la génesis del cráter Laguna de Los Palau, basado en la integración de datos geofísicos y vulcanológicos, que permita interpretar la estructura volcánica que es y su relación con el contexto estructural regional.

1. Geología y Tectónica Regional

1.1 Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo

1.2 Geología estructural

1.3 Estratigrafía previa al evento volcánico en Laguna de Los Palau

1. Geología y Tectónica Regional

Laguna de los Palau es una estructura volcánica que forma parte del Campo Volcánico Ventura – Espíritu Santo. Ubicada dentro de la región de la Mesa Central, a 35 km al NE de la ciudad de San Luis Potosí dentro del municipio de Armadillo de los Infante (Figura 1.1). Presenta una estructura semicircular de aproximadamente 1000 m en su eje mayor.

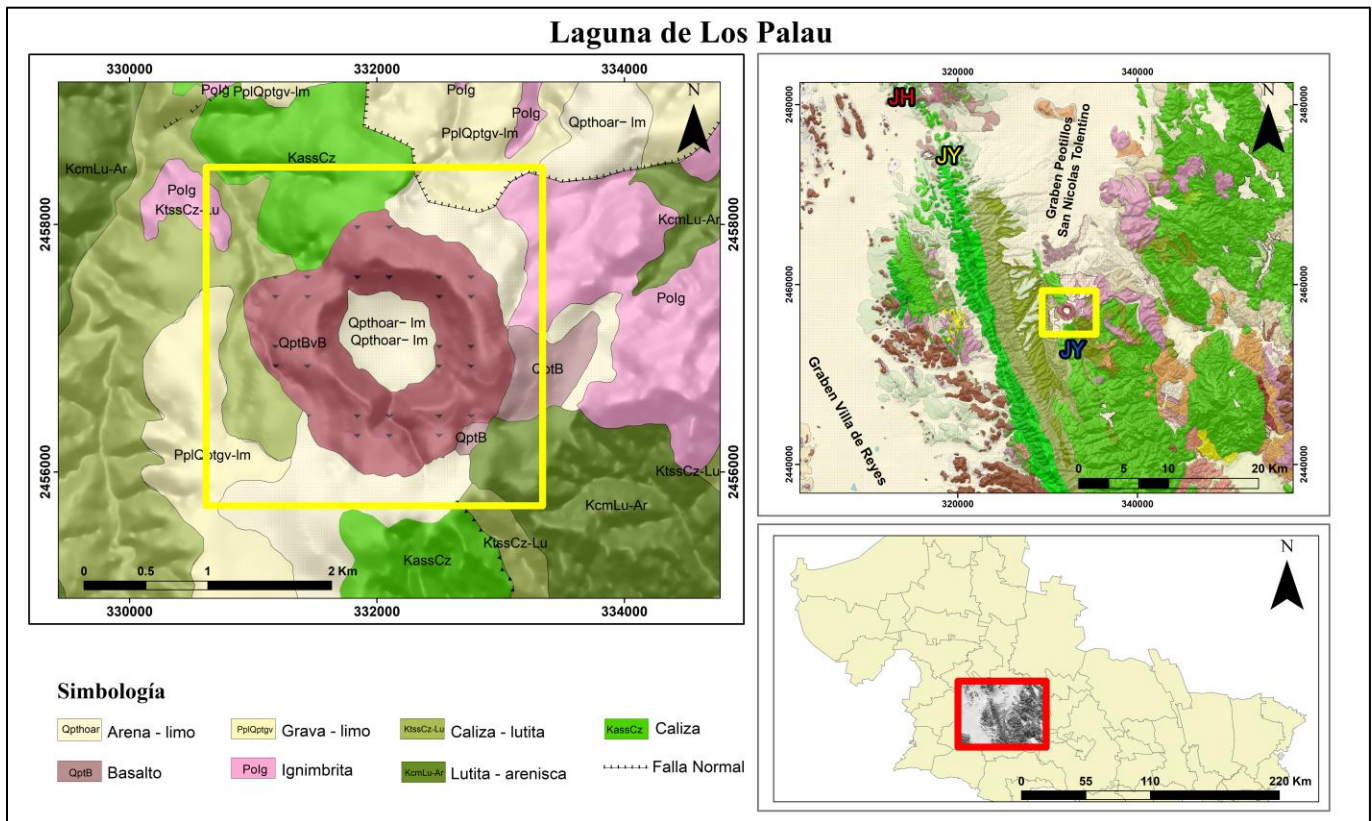


Figura 1.1. Ubicación del cráter Laguna de Los Palau. En el mapa inferior derecho de la imagen se ubica el Campo Volcánico Espíritu-Santo, el cual es ampliado en la imagen superior derecha, mostrando la geología y las principales estructuras volcánicas.

La Mesa Central la Mesa Central, situada en la región centro-oriental de México, alberga diversos campos volcánicos, uno de ellos es el Campo Volcánico Ventura Espíritu-Santo. Esta provincia geológica incluye la porción centro y occidental del estado de San Luis Potosí (Dávalos-Elizondo et al., 2016), caracterizada por la presencia de rocas sedimentarias del Cretácico que fueron plegadas durante la Orogenia Laramide. En su sector meridional, el área está cubierta por rocas volcánicas félsicas correspondientes al Terciario Medio (Aranda-Gómez et al., 2005).

Localmente Laguna de Los Palau se ubica en los límites de las provincias paleogeográficas Cuenca Mesozoica del Centro de México (CMCM) y la Plataforma Valles – San Luis Potosí (PVSLP). De acuerdo con Carrillo-Bravo (1971), la PVSLP está compuesta por un gran segmento de rocas

precámbricas, paleozoicas y triásicas, falladas y plegadas en las cuales se depositó una secuencia de sedimentos marinos de edad Jurásico Superior, en la zona afloran rocas evaporíticas, calizas de tipo arrecifal y post arrecifal del Cretácico Superior, Medio e Inferior.

Por otro lado Carrillo-Bravo (1971), menciona que la CMCM es una gran cuenca sedimentaria que contiene un volumen de más de $450\,000\text{ km}^3$ de sedimentos marinos del Jurásico Superior, abarca la porción central del estado de San Luis Potosí y la porción media oriental de Zacatecas, el estado de Aguascalientes y partes de Guadalajara y Querétaro, se desarrolló sobre una zona en la que con anterioridad se habían depositado sedimentos marinos del Paleozoico, del Triásico Superior y que estuvo emergida durante el Jurásico Inferior y Medio.

Sobre la Plataforma, la transgresión marina se inició en el Kimmeridgiano y la influencia de esta unidad persistió durante el Jurásico Superior, Cretácico Inferior, Medio y Superior. Posterior a la transgresión marina, la secuencia Mesozoica fue plegada en el Terciario temprano por la Orogenia Laramide (Aranda-Gómez y Luhr, 1996). Durante este evento surgió la Sierra Madre Oriental (SMO), la cual es una cordillera cuyo relieve es debido a la deformación de rocas mesozoicas y sus partes basales que fueron levantadas, comprimidas y transportadas hacia el noreste formando pliegues y cabalgaduras (Eguiluz De Antuñano et al., 2000).

El mecanismo principal que originó la SMO fue la subducción de la placa Farallón (Coney, 1976; Dickinson, 2004), que propició acreción de terrenos tectónicos oceánicos. Se ha propuesto que el cambio de ángulo de la subducción involucró migración de magmatismo de arco hacia adentro del continente debido a una colisión-subducción de una dorsal, cordillera o cresta oceánica que hizo que incrementara la velocidad de la placa Farallón (Bird, 2002; Dickinson, 2004; Ye, 1997). La acreción del Terreno Guerrero influyó de manera importante en la cadena plegada del centro y sur de México (Fitz-Díaz et al., 2014).

Posterior a la Orogenia Laramide y a lo largo de los límites de la PVSLP y CMCM se desarrolló una zona de fractura con orientación NNE provocando los siguientes eventos:

- Movimientos de las provincias paleogeográficas de forma dextral que dieron desarrollo a una serie de plegamientos y levantamiento de bloques.
- Desplazamientos originados por una serie de fallas normales de alto ángulo con una orientación NW-SE que sirvieron como conductos o caminos para que rocas intrusivas afloraran a la superficie al mismo tiempo de este evento ocurrió subsidencia formando grabens con orientación NW-SE donde se acumularon depósitos continentales y rocas volcánicas.

- Emplazamientos de diques y pequeños conos alineados con una dirección NNW.

Este vulcanismo fisural de composición sub alcalino puede ser asociado a la subducción de las placas Farallón y Norte América la cual continuo a lo largo del oeste de México (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Atwater, 1989; Ferrari et al., 2005; Tristán-González et al., 2009).

El surgimiento de diques sugiere que se estaba iniciando un régimen extensional que aumento con el tiempo que puede estar relacionado con el cambio tectónico regional causado por la colisión de la dorsal del Pacífico Oriental con América del Norte (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991; Atwater, 1989).

Este episodio extensional estuvo acompañado por un episodio sin-extensional que produjo grandes volúmenes de ignimbritas félsicas y domos de lava. Posteriormente las condiciones magmáticas cambiaron de sub alcalinas a un estilo bimodal de riolitas con altos contenidos en sílice y basaltos alcalinos (Aguirre-Díaz y McDowell, 1991).

Hubo reactivaciones de fallas que estuvieron acompañadas de vulcanismo basáltico de composición alcalina con rasgos intraplaca (Luhr et al., 1995), produciendo hace aproximadamente 28-31 Ma. episodios de vulcanismo sin-extensional del Oligoceno con emisiones de lava riolítica y rocas piroclásticas a lo largo del lineamiento SW Matchuala-San Luis (Tristán-González et al., 2009).

1.1.Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo

Este campo está formado principalmente por conos cineríticos aislados y derrames de lava asociados que están depositados sobre calizas del Mesozoico, sobre rocas volcánicas félsicas del Terciario medio y depósitos clásticos del Cuaternario (Aranda-Gómez et al., 2005). La mayor parte de los volcanes en la región aparecen con una tendencia de alineación NNW, paralela a la dirección de las estructuras de la Orogenia Laramide en la región, representadas por la Sierra de Álvarez y Sierra del Coro (Aranda-Gómez y Dávila-Harris, 2014). Las estructuras volcánicas principales dentro de este campo son los maares Joya Honda, Joyuela y Laguna de los Palau.

1.1.1. Joya Honda

Joya Honda (JY) es una estructura volcánica monogenética, producto de una serie de explosiones que resultaron en una estructura elíptica ($1300\text{ m} \times 880\text{ m}$), las paredes verticales varían en altura desde 150 hasta 270 m (Aranda-Gómez y Luhr, 1996; Kereszturi et al., 2012; Németh y Kereszturi, 2015), su origen es de edad Cuaternaria. Los depósitos piroclásticos que lo rodean, en algunos puntos superan los 100 m de espesor. Joya Honda se formó a partir de la interacción del agua subterránea

con magma basáltico de tipo intraplaca de rápido ascenso que transportaba xenolitos del manto peridotítico (Aranda-Gómez et al., 2000; J. Aranda-Gómez y Luhr, 1996).

Cerca de JH se encuentran un par de conos de ceniza, uno 250 m al sur del maar de 20 m de altura y el otro se encuentra a 500 m al ENE de aproximadamente 30-40 m de altura. Estos conos de ceniza están cubiertos por secuencias piroclásticas producto de la formación de JH (López Loera et al., 2008; Luhr et al., 1989). El tamaño de JH lo convierte en uno de los volcanes freatomagmáticos más impresionantes de México. Los depósitos piroclásticos cubren un área de aproximadamente 33.7 km^2 con una dispersión preferente hacia el NNW y ENE y una dispersión muy baja hacia el sur (Houghton et al., 2004; Saucedo et al., 2017).

1.1.2. Joyuela

Joyuela (JY) es un volcán tipo maar con forma elíptica con eje mayor aproximado a 1500 m y el menor de 700 m, el cráter está rodeado por un borde semicontinuo de depósitos piroclásticos, la altura máxima del borde es de 80 m en el muro NE. Los depósitos de los productos piroclásticos se adelgazan hacia el W y desaparece casi por completo en dirección SW del cráter. Los depósitos no son continuos provocada por la erosión provocado por pequeños arroyos que desembocan dentro del cráter (Aranda-Gómez y Dávila-Harris, 2014).

La base del cráter está compuesta por rocas marinas tipo arrecifales y post arrecifales en el lado este. Mientras que en el oeste se pueden encontrar rocas calizas de cuenca con intercalaciones de pedernal. El material que se puede encontrar superficialmente en la base del cráter consiste en arenas, limos originados por erosión y depósitos fluviales. Por encima de los depósitos de aluvión, se encuentra coluvión depositado por derrumbes de las laderas (Pineda-Galvan, 2016).

En el trabajo publicado por Aranda-Gómez y Dávila-Harris (2014) se menciona que se pueden reconocer tres miembros productos de la erupción cada uno con características diferentes, mencionando que la formación pudo haber sido posterior a la formación de un cono de escoria, situado en la pared NE del cráter, se menciona que la fase inicial fue de tipo estromboliano seguido por fases freatomagmáticas, formando posteriormente conos de salpicaduras. Dentro de los depósitos de toba heterolitológica se han encontrado xenolitos.

1.1.3. Laguna de Los Palau

En el caso de la Laguna de Los Palau (LP), no se han llevado a cabo estudios geofísicos ni vulcanológicos específicamente orientados a determinar su tipo de estructura y origen. No obstante, se considera como una estructura volcánica tipo maar, localizada en el municipio de Armadillo de los

Infante. El volcán se ubica en el lado oriental de la Sierra de Álvarez, en una región con sedimentos de roca caliza (Aranda-Gómez y Dávila-Harris, 2014).

La mayor parte comprende una unidad de brecha volcánica basáltica (Torres-Hernández et al., 2009). La mayor parte de esta unidad aflora en la zona SW donde se forma una pila en forma de anillo de alrededor de 30 m. En la base del cráter está presente una brecha basáltica no consolidada asentada en estratos gruesos. También se pueden encontrar toba basáltica soldada, producto de caída de ceniza (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).

La matriz está formada por clastos de tamaño de arena y limo, los clastos son principalmente fragmentos de rocas calizas y pedernales derivados de los depósitos marinos de la Sierra de Álvarez. Los depósitos piroclásticos están poco expuestos y es común encontrar fragmentos de rocas volcánicas félsicas, la parte exterior está cubierta por caliche y el interior por tierra. La mayor parte de información de la sucesión piroclástica proviene del área SE del cráter, ya que la zona fue modificada por un deslizamiento de las paredes, dificultando su interpretación (Aranda-Gómez y Dávila-Harris, 2014; Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).

1.2. Geología Estructural

La secuencia volcánica se infiere que descansa sobre un depósito de edad Pliocuaternaria, las gravas están sustentadas por sedimentos marinos mesozoicos plegados (Aranda-Gómez y Dávila-Harris, 2014). Posterior a la Orogenia Laramide, a lo largo de la PVSLP y la CMCM se desarrolló una zona de corte con orientación NE, el movimiento de deslizamiento dextral produjo una serie de levantamientos de bloques y pliegues. Se produjo hundimiento en grabens NW-SE (Tristán-González et al., 2009). Este movimiento también vio afectado a las secuencias volcánicas cenozoicas, aunque estos lineamientos tienen dirección NE-SW, el cual son fallas normales y de desplazamiento derecho que separan a la Sierra El Coro en la parte norte de la Sierra de Álvarez y San Pedro al sur (Barboza-Gudiño et al., 2002).

De acuerdo con la carta geológica minera F14-A85, en el sur se encuentra la cabalgadura Rancho Viejo y Piedra Agujerada con orientación NW-SE, en la parte norte se encuentra la falla normal La Loma con orientación NE-SW. De forma regional se pueden encontrar el sistema de cabalgaduras Sierra de Álvarez, el anticlinal El Durazo, anticlinal Sierra de Álvarez, sinclinal Ojo de Agua, entre otros (Torres-Hernández et al., 2009).

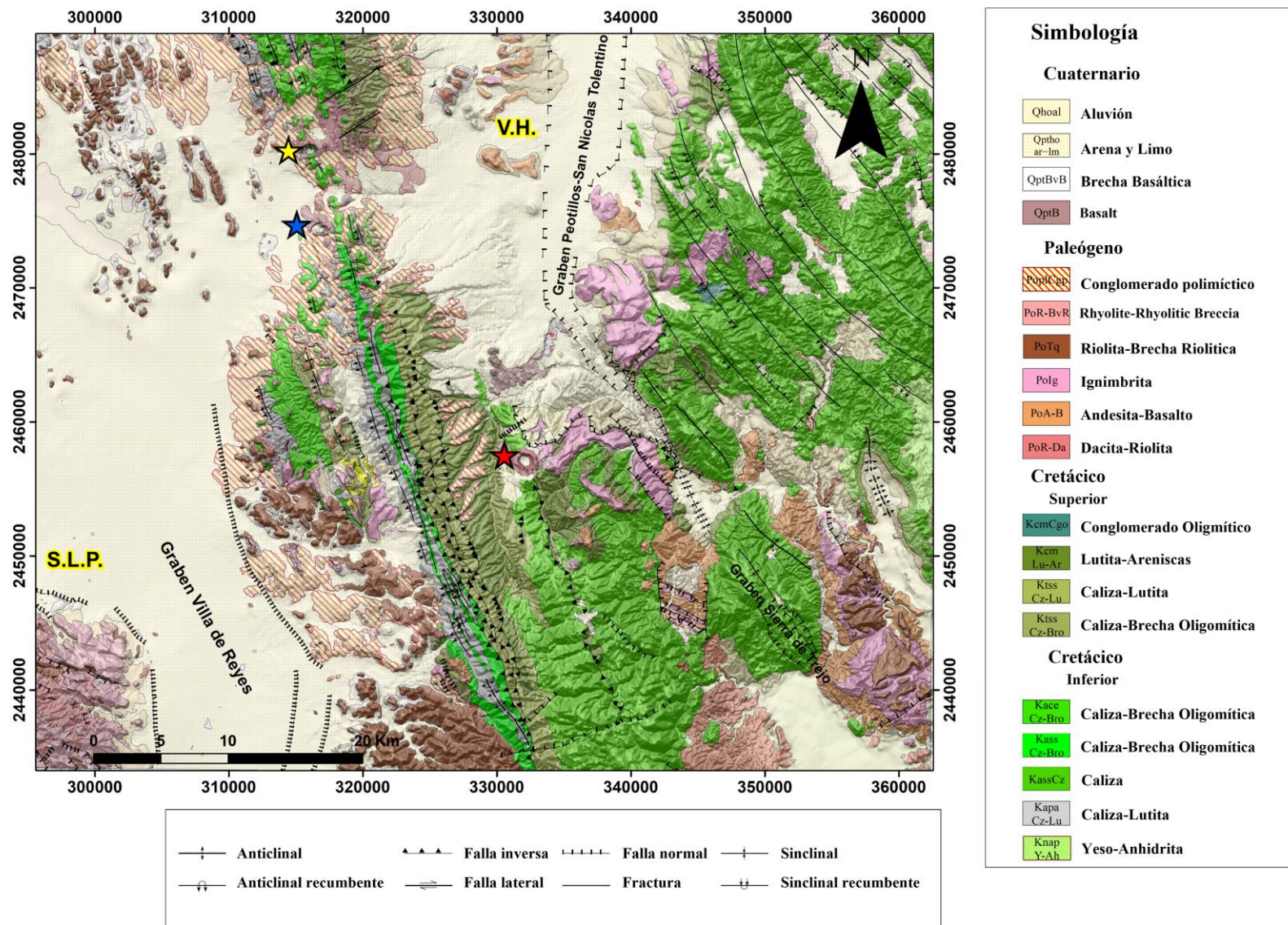


Figura 1.2 Mapa geológico del Campo Volcánico Ventura Espíritu Santo. En la figura se señalan las principales litologías y estructuras en el área. Estrella amarilla corresponde a JH, la azul a JY y la roja a LP. Obtenido y modificado de (Barboza-Gudiño et al., 2002; López-Doncel et al., 2008; Torres-Hernández et al., 2009; Tristán-González et al., 2003)

1.3.Estratigrafía previa al evento volcánico en Laguna de Los Palau

Se describirá brevemente las unidades litológicas que afloran alrededor del basamento local, se basará la información de la carta geológico-minera F14-A85, escala 1:50000 (Torres-Hernández et al., 2009).

1.3.1. Mesozoico

Formación El Abra (Kass Cz)

Ubicada en la porción centro-oriental de México, cuya edad data del Cenomaniano temprano, formada por una secuencia de caliza de espesor medio y de grueso a masivo, presentando huellas de karsticidad, localmente dolomitizada (Camargo, 1998; Torres-Hernández et al., 2009). Se identifican dos ambientes sedimentarios mayores: arrecife de rudistas y post-arrecifal, con cinco zonas, las cuales son talud-frontal arrecifal, borde de plataforma, post-arrecife proximal, planicie de mareas/laguna y laguna (Camargo, 1998).

Formación Soyatal (Ktss Cz-Lu)

Datada del Turoniano-Santoniano, es una secuencia de calizas y margas en la base, con un espesor máximo de 1000 m en depresiones topográficas. Dividida en dos miembros: el inferior formado por caliza arcillosa y carbonosa, limolita y con intercalaciones de lutitas fisiles en estratos delgados a medianos. El miembro superior consiste en una alternancia de lutita fisil con caliza arcillosa y en algunos puntos cuenta con estratos de calcarenita (Martínez, 1990; Torres-Hernández et al., 2009).

Formación Cárdenas (Kcm Lu-Ar)

Secuencia alternada de areniscas calcáreas que gradan de limolita a lutita y lutita calcárea de aproximadamente 200 m de espesor (Zapata-Zapata y Perez-Venzor, 1979). El ambiente de depósito fue controlado por el aporte de material terrígeno clástico y una sedimentación marina somera en zona de aguas pocas profundas cercanas a la línea de la playa (López-Doncel et al., 2007).

1.3.2. Cenozoico

Ignimbrita Santa María (PoIg)

Data del Oligoceno temprano (López-Doncel et al., 2007; Torres-Hernández et al., 2009), tiene un grosor aproximado de 20 a 70 m, consiste en roca pómez soldada, cristales vítricos, toba riolítica producto de flujo de cenizas, emplazada en forma de láminas. La parte baja se compone de una capa vítrofida con fenocristales alcalinos de feldespato y cuarzo encapsulados en una matriz vítrea, además existen diques riolíticos de textura fluida en diferentes niveles estratigráficos. Por último, todas estas

características son producto de un emplazamiento de un flujo piroclástico de alta temperatura (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016)

Unidad Camposanto (NplQpt gv-lm)

Corresponde a una unidad compuesta de conglomerado polimíctico y grava (López-Doncel et al., 2007; Torres-Hernández et al., 2009). Consiste en una secuencia fluvial aproximadamente de 5 a 40 m de espesor, de composición polimíctica incluidos clastos de caliza, marga e ignimbrita. Se asienta en facies texturales que van desde limonita hasta conglomerados, además en limonitas y areniscas finas, presenta en ciertos casos estratificación cruzada, lechos de conglomerado e incluso depósitos de flujos de escombros (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016)

Unidad Las Joyas (Qpt B)

Consiste a una unidad compuesta por basalto (López-Doncel et al., 2007), consiste en una pila de $\approx$ 15 m de flujos de lava basáltica porfídica y brechas que contienen fenocristales de plagioclasa sódica y piroxenos. Se superpone a las unidades sedimentarias Puerta del Refugio, El Jagüey y Camposanto. Y está compuesto por la unidad La Concordia, el contacto está cubierto en gran parte del suelo (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).

Unidad Los Palau (Qpt BvB)

Corresponde a una unidad compuesta por brecha volcánica basáltica (Torres-Hernández et al., 2009), forma una pila en forma de anillo de $\approx$ 30 m de espesor de brecha basáltica no consolidada asentada en estratos gruesos, en la base de la chimenea está presente una gruesa toba basáltica soldada de flujo de cenizas, la pila en forma de anillo rodea Laguna de Los Palau, la cual parece entrelazarse parcialmente con la unidad volcánica Las Joyas (Figura 1.3) (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).

Unidad La Concordia (Qptho ar-lm)

Corresponde a una unidad compuesta por grava y limo (López-Doncel et al., 2007; Torres-Hernández et al., 2009), tiene un espesor aproximado de 20-50 m con cuerpos pequeños aislados, planos y en forma de láminas. Consiste en estratos no consolidados, arcillosos-limosos, de estratos finos a medianos mezclados e intercalados por caliche, el caliche sugiere intervalos de climas secos y climas moderadamente húmedos, los estratos de grava también se encuentran en niveles estratigráficos (Ferrusquía-Villafranca et al., 2016).

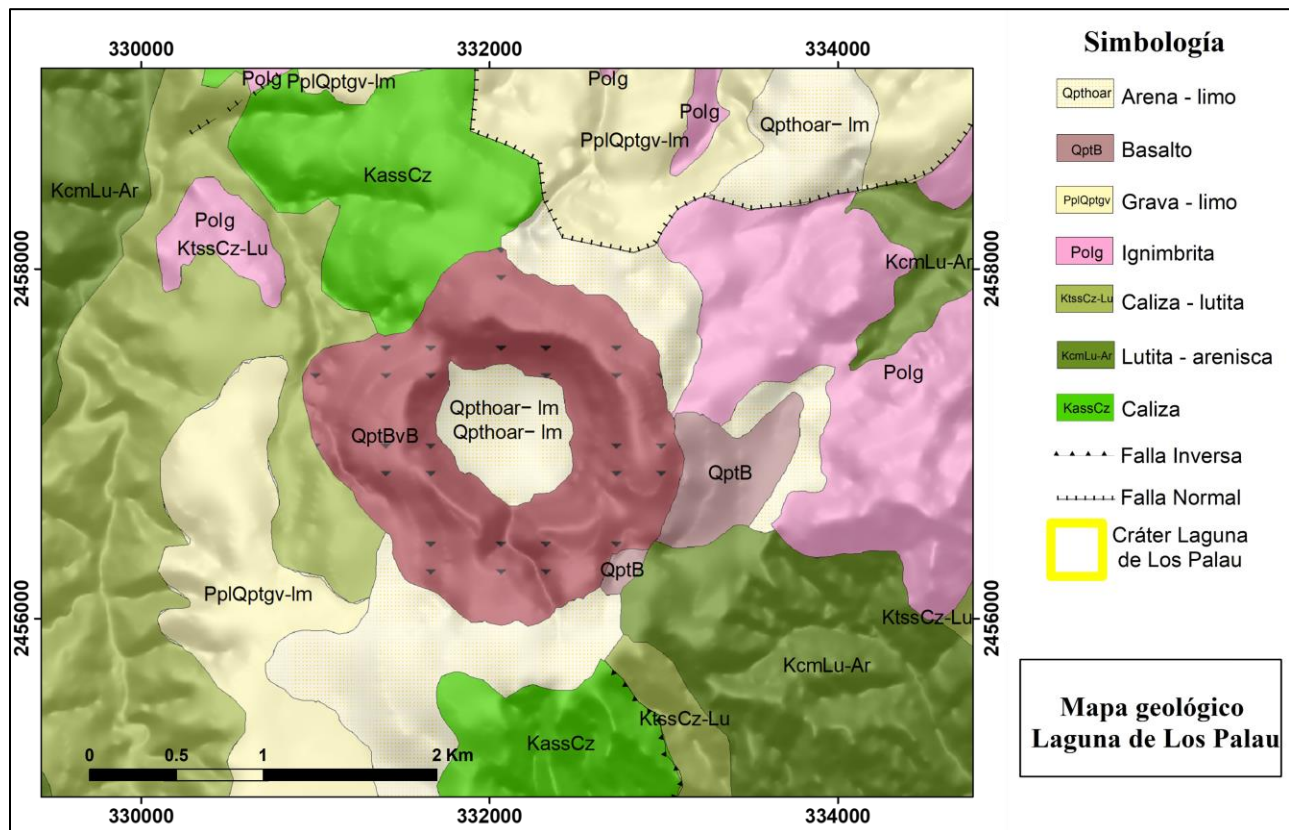


Figura 1.3. Mapa geológico del cráter Laguna de Los Palau. Obtenido y modificado de (Barboza-Gudiño et al., 2002; López-Doncel et al., 2008; Torres-Hernández et al., 2009; Tristán-González et al., 2003).

2. Investigaciones previas en la zona de estudio

2. Investigaciones previas en la zona de estudio

En 1978 Laguna de los Palau fue identificado por Labarthe-Hernández, en un trabajo publicado que consistió en dividir las estructuras tipo maar localizadas en el estado de San Luis Potosí, las dividió en dos grupos; el de Ventura-Espíritu Santo y Santo Domingo, perteneciendo Laguna de Los Palau al primero de ellos. Dentro de la descripción sobre esta estructura, menciona que es un cráter semicircular de 1400 m de diámetro con una diferencia de elevación de 80 m.

Visualizó que el borde está formado por brecha tobácea basáltica con nódulos de lherzolita, dunita y charnokita. Además de contener también fragmentos de riolitas. Menciona que esa brecha descansa sobre una toba más fina de 1 a 3 mm de la misma composición y en la parte SE hay dos corrientes de basalto (Labarthe-Hernández, 1978).

En otro trabajo hecho por Aranda-Gómez (1983), identifica diversas unidades litológicas, encontró estructuras sedimentarias, estratificación cruzada de bajo ángulo que interpretó como depósitos de oleadas de corrientes piroclásticas, también observó zonas expuestas en las paredes del cráter de toba heterolitológica, la cual es masiva o de pobre estratificación formada por fragmentos de roca caliza y rocas volcánicas máficas de hasta 10 cm de diámetro. Encontró que la matriz está formada por lapilli y clastos juveniles, además de encontrar xenolitos de basanita a los alrededores (Aranda-Gomez, 1983).

En investigaciones posteriores, se realizó la recolección de datos isotópicos en xenolitos de la corteza inferior para limitar la corteza inferior mexicana como material fuente para la Sierra Madre Occidental, se menciona que los xenolitos son principalmente gneises pelíticos y ortogneises máficos, la recolecta se hizo en diferentes campos volcánicos pertenecientes a la Sierra Madre Occidental. En el Campo Volcánico Ventura-Espíritu Santo hubo la recolección de dos muestras perteneciente al maar Joya Honda y de igual forma en Laguna de Los Palau. Los resultados de la composición de la muestra se conforman de la siguiente manera:

Tabla 2.1. Composiciones de la muestra LP-2-85 presentados en el trabajo de Ruiz et al., (1998).

Los Palau	
LP-2-85	
<i>SiO₂</i>	63.9%
<i>TiO₂</i>	0.73%
<i>Al₂O₃</i>	18.1%
<i>Fe₂O₃</i>	4.02%
<i>MnO</i>	0.07%
<i>MgO</i>	2.17%
<i>CaO</i>	5.21%
<i>Na₂O</i>	4.50%
<i>K₂O</i>	0.94%
<i>P₂O₅</i>	0.15%
Total	99.79%

En este trabajo se concluyó en conjunto con todos los análisis que los xenolitos son de corteza Paleozoica o precámbrica y no acumulaciones del terciario (Cenozoico) y que por lo tanto las rocas volcánicas félsicas de la Sierra Madre Occidental podrían ser derretimientos de la corteza inferior (Ruiz et al., 1988). Posteriormente han surgido más trabajos en los cuales hacen uso de muestras de xenolitos provenientes de Laguna de Los Palau como los siguientes (Luhr et al., 1989; Luhr y Aranda-Gomez, 1997).

Adicionalmente a esto se suma lo realizado por Aranda-Gómez y Luhr (1996), en su trabajo se aborda como fue el origen del maar Joya Honda, sin embargo, hace mención hacia otras dos estructuras volcánicas: Pozo del Carmen y Laguna de Los Palau, explica que estas estructuras están excavadas en depósitos de grava sobre calizas, rodeados por depósitos de surge flows (flujos de oleaje secos). Por lo cual menciona que la relación entre los depósitos de las secuencias piroclásticas relacionadas con un maar y dada la naturaleza del acuífero subyacente propuesto para Joya Honda, esto podría ser valido para estos y otros volcanes tipo maar (Aranda-Gómez y Luhr, 1996).

En la época más reciente Martínez-Jimenez (2024), mediante tesis de licenciatura, realiza un análisis gravimétrico con datos terrestres y satelitales, concluyendo que el arreglo tectónico en la zona controló el mecanismo explosivo de la estructura volcánica, además de proponer un modelo de emisión con dos puntos de salida de material magmático dentro del cráter, uno en el noroeste y el restante en el suroeste.

Por último, de igual forma que el anterior trabajo, Martínez-Contreras (2025), mediante tesis de licenciatura, realiza un estudio magnetométrico concluyendo que Laguna de Los Palau es una estructura tipo cono de tobas, argumentando mediante Deconvolución de Euler que las profundidades de emisión van desde los 54 m hasta los 112 m, además de un análisis de morfología e identificando zonas de posibles fuentes de emisión magmática sobre la circunferencia del anillo de tobas, recalcando que no encontró la presencia de una diatrema en la parte central del cráter.

3. Teórico de los métodos geofísicos y vulcanológicos

3.1 Gravimetría

3.2 Magnetometría

3.3 Vulcanología

3. Teórico de los métodos geofísicos y vulcanológicos

3.1. Gravimetría

En este apartado se desarrolla la teoría y conceptos básicos acerca de la ley de gravitación de Newton, además del desarrollo teórico fundamental para entender de forma sencilla en que consiste la gravimetría y las bases detrás de la aplicación de este método.

La gravedad representa la magnitud de la aceleración gravitacional que actúa sobre un cuerpo en la superficie de la Tierra como resultado de la atracción gravitacional de la Tierra, el Sol, la Luna y los planetas además del efecto centrífugo asociado con la rotación de la Tierra (Van Camp et al., 2017).

3.1.1. Gravitación

La base de la gravimetría es la ley de gravitación desarrollada por Isaac Newton en 1687. En ese año publicó su ley de gravitación universal en su obra “*Philosophiæ Naturalis Principia Mathematica*” (Torge, 1989). Newton postula que la fuerza de atracción entre dos cuerpos es directamente proporcional al producto de sus masas y inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. Esta fuerza gravitacional actúa a lo largo de la línea recta que une ambos cuerpos.

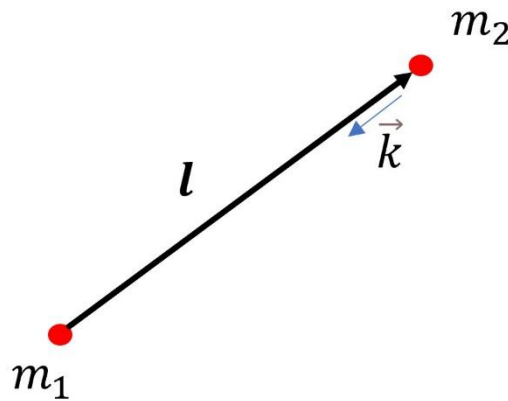


Figura 3.1.1 atracción de la masa 1 sobre la masa 2.

$$K = -G \frac{m_1 m_2}{l^2} \quad (3.1.1)$$

donde l es la distancia entre las masas, G es la constante de gravitación determinada por Cavendish en 1798, el cual tiene un valor de $6.674484 \times 10^{-11} \frac{m^3}{s^2 kg}$ (Li et al., 2018). Los vectores K y l tienen la misma dirección, pero sentidos opuestos. En gravimetría el interés es el estudiar el campo gravitacional por una sola masa, para esto podemos definir la atracción gravitacional como:

$$g = \frac{Gm}{l^2} \quad (3.1.2)$$

siendo l la distancia entre la masa puntual y el punto en el que se evalúa la atracción gravitacional. Las unidades de atracción gravitacional o aceleración en el sistema internacional (SI) son los $\frac{m}{s^2}$, en el sistema CGS es el Gal , con la equivalencia de $1\ gal = 1\frac{cm}{s^2}$. El valor numérico de g es aproximadamente $978\ Gal$ en el ecuador y $983\ Gal$ en los polos, en otras áreas tal como geodesia, usualmente se usan miligales ($1\ mgal = 10^{-3}Gal$). (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006; Späth et al., 2020).

Las mediciones de la fuerza de gravedad se hacen en diversas condiciones como en mar, tierra, excavaciones subterráneas y en pozos. La mayor parte de las determinaciones de la fuerza se hace en la superficie terrestre con el fin de estudiar la estructura geológica además de búsqueda y prospección de minerales (Mirónov, 1977).

3.1.2. Potencial gravitacional

La atracción producida por un punto P (figura 3.1.2) que está dirigido a un punto P' producida por una masa m :

$$\vec{b} = -\frac{Gm}{l^2} \vec{l} \quad (3.1.3)$$

El vector $\vec{l}$ se puede expresar en función de los vectores $\vec{r}$ y $\vec{r}'$, el vector $\vec{b}$ tiene origen en P y está dirigido al punto fuente P' y por ultimo el vector $\vec{l}$ tiene origen en m .

$$\vec{l} = \vec{r} - \vec{r}', \quad r^T = (x, y, z), \quad r'^T = (x', y', z') \quad (3.1.4)$$

Se puede aplicar una transformación hacia el sistema cartesiano (x, y, z) como en la ecuación 4 por lo cual:

$$l = |\vec{l}| = \sqrt{(x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2} \quad (3.1.5)$$

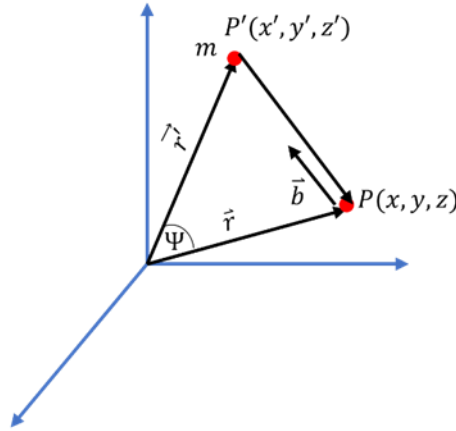


Figura 3.1.2. Fuerza de atracción que siente $\vec{b}$, ejercida por la masa situada en el punto $P'(x', y', z')$.

Si suponemos que la Tierra está compuesta por un numero infinito de elementos diferenciales de masa dm , el valor de gravedad para una unidad de masa m en un punto P resulta de la integral de todas las contribuciones individuales, por lo cual se puede reescribir de la siguiente forma:

$$\vec{b} = \vec{b}(r) = -G \iiint_{M_{Tierra}} \frac{\vec{r} - \vec{r}'}{|\vec{r} - \vec{r}'|^3} dm \quad (3.1.6)$$

donde el elemento de masa dm puede ser expresado por la densidad de volumen $\rho = \rho(r')$ y el elemento de volumen se expresa como:

$$dm = \rho(r')dv = \rho(x', y', z')dv \quad (3.1.7)$$

donde ρ tiene unidades de $\frac{kg}{m^3}$, siendo $dv = dx', dy', dz'$ un diferencial de volumen. La representación de la aceleración y el campo gravitacionales pueden ser simplificados si se usa la cantidad escalar “potencial” en el vector aceleración porque el campo gravitación es invariante a rotaciones, por lo cual:

$$\nabla \times \vec{b} = 0 \quad (3.1.8)$$

El vector $\vec{b}$ puede ser representado como el gradiente del potencial V

$$\vec{b} = \nabla V \quad (3.1.9)$$

Para un punto de masa m tenemos que:

$$V = \frac{GM}{l} \text{ con } \lim_{l \rightarrow \infty} V = 0 \quad (3.1.10)$$

Lo cual para la Tierra se puede reescribir (3.1.6) y (3.1.7):

$$V = V(\vec{r}) = G \iiint_{Tierra} \frac{dm}{l} = G \iiint_{Tierra} \frac{\rho}{l}, \lim_{l \rightarrow \infty} V = 0 \quad (3.1.11)$$

El potencial P indica el trabajo que debe realizar la gravedad para mover la unidad de masa desde el infinito ($V = 0$) hasta P (Torge, 1989). Si la función $\rho = \rho(r')$ fuera conocida para la Tierra, se podría calcular el potencial como una función de la posición y la gravitación, solo se tiene información de la densidad sobre las capas más superficiales de la Tierra y los modelos globales solo consideran cambios radiales en la densidad (F. Späth et al., 2020).

3.1.3. Propiedades del potencial gravitacional

Se muestran algunas de las propiedades que satisfacen el potencial gravitacional:

1. Para una masa puntual:

$$V = -\frac{Gm}{l} \quad (3.1.12)$$

El potencial disminuye conforme se produzca un alejamiento respecto a una masa generadora del campo, cuyo valor depende únicamente de la distancia y el potencial gravitatorio tendería a cero. En su defecto se produce un aumento en dado caso que la masa también se vea afectada por el incremento de esta.

2. Para una distribución de n masas discretas:

$$V = G \sum_{i=1}^n \frac{m_i}{l_i} \quad (3.1.13)$$

Para un potencial compuesto por n cantidad de partículas en un punto, se puede obtener sumando las contribuciones de cada uno o en su defecto el sumar cada aportación de partícula de masa m que contribuye al potencial.

3. El potencial V cuando l tiende a infinito, se anula:

$$\lim_{l \rightarrow \infty} V = 0 \quad (3.1.14)$$

La fuerza de atracción o el potencial cuando l tiende a infinito o en su defecto a una distancia muy grande, este es demasiado pequeño de tal forma que no contribuye a su alrededor por lo cual se considera que es cero o se anula el potencial.

4. El potencial V y sus primeras derivadas son continuas:

$$V = \frac{Gm}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}} \quad (3.1.15)$$

$$\frac{dV}{dx} = -\frac{Gm(x-x')}{[(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2]^{\frac{3}{2}}}$$

5. Las segundas derivadas no son continuas en todo el espacio exterior, cuando $l^2 = (x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2$ se pueden escribir como:

$$\frac{d^2V}{dx^2} = -Gm \left[\frac{l^2 - 3(x-x')^2}{l^5} \right]$$

$$\frac{d^2V}{dy^2} = -Gm \left[\frac{l^2 - 3(y-y')^2}{l^5} \right] \quad (3.1.16)$$

$$\frac{d^2V}{dz^2} = -Gm \left[\frac{l^2 - 3(z-z')^2}{l^5} \right]$$

6. El potencial gravitacional satisface la ecuación de Laplace

$$\Delta V = \frac{d^2V}{dx^2} + \frac{d^2V}{dy^2} + \frac{d^2V}{dz^2} = 0 \quad (3.1.17)$$

Si el punto atraído se encuentra dentro del cuerpo puede suceder que l tienda a cero, por lo cual la ecuación de Laplace es válida en su mayoría para puntos por fuera del cuerpo que ejerce la atracción.

7. El potencial de los puntos que se ubican en el interior del solido satisface la ecuación de Poisson:

$$\Delta V = -4\pi G\rho \quad (3.1.18)$$

Esto debido a la suposición que, en lugar de tomar como un número indeterminado de masas, se puede contemplar o ver como una distribución de densidad de masa que contiene el potencial.

3.1.4. Expansión por armónicos esféricos

Para problemas globales es útil la expansión del potencial gravitacional V en armónicos esféricos, lo cual es una solución especial de la ecuación de Laplace. Esta ecuación sustituye la formulación explícita de las fuerzas atractivas entre dos cuerpos por su versión diferencial en el que se comprueba que un campo escalar este asociado a un campo vectorial. También sustituye el problema de la interacción entre dos cuerpos reales por la interacción a corta distancia entre puntos vecinos en un espacio definido conocido como campo escalar (Domínguez y de Salamanca, 2006).

En el espacio exterior una representación de términos de coordenadas esféricas γ, θ, λ es:

$$V(r) = \frac{Gm}{r} \left\{ 1 + \sum_{n=2}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^n \sum_{m=0}^n (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \right\} \quad (3.1.19)$$

Donde $GM = G$ (masa de la Tierra + masa de la atmosfera) es la constante geocéntrica gravitacional refiriéndose a la masa total, a es el semieje mayor del modelo elipsoidal de la Tierra y los coeficientes des Stokes $C_{n,m}$ y $S_{n,m}$ son integrales sobre la masa de la Tierra.

Las funciones de Legendre asociadas $P_{n,m}$ de grado l y orden m están dados por un argumento t dado por:

$$P_{n,m}(t) = (1 - t^2)^{\frac{m}{2}} \frac{d^m}{dt^m} P_{n,0}(t) \quad (3.1.20)$$

Con los polinomios de Legendre ($m = 0$):

$$P_{n,0}(t) = P_n(t) = \frac{1}{2^n n!} \frac{d^n}{dt^n} (t^2 - 1)^n \quad (3.1.21)$$

Para $n = 0, 1, 2$ tenemos con $t = \cos \theta$

$$\begin{aligned} P_0 &= 1 & P_1 &= \cos \theta & P_{1,1} &= \sin \theta \\ P_2 &= \frac{1}{2}(3 \cos^2 \theta - 1) & P_{2,1} &= 3 \sin \theta \cos \theta & P_{2,2} &= 3 \sin^2 \theta \end{aligned}$$

Cuantificación y significado físico producido por los términos (2, 0), (3, 0) y (2, 2) sobre superficies equipotenciales

En el contexto del campo gravitacional terrestre, una superficie equipotencial se define como aquella en la que el potencial gravitatorio permanece constante en todos sus puntos:

$$W(r) = W_0 = cte. \quad (3.1.22)$$

La relación entre los cambios del potencial y los cambios de la posición:

$$dW = \vec{g} \cdot d\vec{r} = g dr \cos(g, dr) \quad (3.1.23)$$

$$dW = \frac{\partial W}{\partial x} dx + \frac{\partial W}{\partial y} dy + \frac{\partial W}{\partial z} dz = \vec{g} \cdot d\vec{r}$$

El vector de gravedad es normal a las superficies equipotenciales. Se cuantificará el efecto de los términos del potencial gravitacional V que contienen los coeficientes C_{20}, C_{30}, C_{22} y S_{22} sobre el potencial de una esfera, para simplificar el análisis, se supondrá que $\frac{a}{r} \approx 1$, por lo cual

$$V(r) \approx \frac{Gm}{r} \left\{ 1 + \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (C_{n,m} \cos m\lambda + S_{n,m} \sin m\lambda) P_{n,m}(\cos \theta) \right\} \quad (3.1.24)$$

El término de $\frac{Gm}{r}$, corresponde al término para $n = 0$ y representa el valor medio del potencial y los sucesivos términos desviaciones armónicas respecto a este valor. El valor medio del potencial es aquel que tendría la tierra si fuera una esfera, por los coeficientes C_{nm} y S_{nm} están relacionados a la distribución de las masas de la Tierra (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006; Lowrie, 2011; Späth et al., 2020).

La ecuación 3.1.24 se puede reescribir para enfatizar que $V(r)$ puede ser poensado como un potencial modificado por series de términos:

$$V(R) \approx \frac{GM}{R} + \Delta V_{C_{10}} + \Delta V_{C_{11}} + \Delta V_{S_{11}} + \Delta V_{C_{20}} + \dots, \quad (3.1.25)$$

En este caso se aproximó a r por el valor medio terrestre ($R = 6371 \text{ km}$) (F. Späth et al., 2020).

Coefficiente C_{20}

Este coeficiente explica el efecto gravitacional visto como un —aplastamiento— de las zonas equipotenciales en los polos y un estiramiento en el ecuador. El termino para analizar este efecto está definido como:

$$V(R) \approx \frac{GM}{R} + \Delta V_{C_{20}} \quad (3.1.26)$$

$$V(R) \approx \frac{GM}{R} + \frac{GM}{R} C_{20} P_{20}(\cos \theta) = \frac{GM}{R} - \frac{GM}{R} \frac{|C_{20}|}{2} (3 \cos^2 \theta - 1) \quad (3.1.27)$$

Los valores de colatitud para los que se anula $\Delta V_{C_{20}}$ son los mismos que para $(3 \cos^2 \theta - 1)$; $\theta = 54^\circ 44'$ y $\theta = 125^\circ 16'$. Como $C_{20} \neq 0$ se puede cuantificar la separación entre equipotenciales ΔR producida por $\Delta V_{C_{20}}$, por lo cual se puede aproximar como:

$$\Delta V \approx g \Delta R \quad (3.1.28)$$

Donde g será el valor de la gravedad y que se tomará en promedio como: $\frac{GM}{R^2}$. Para la separación equipotencial en el ecuador y en los polos evaluando a $\Delta V_{C_{20}}$ en los puntos. Para el ecuador:

$$\Delta V_{ecuador} \approx -\frac{GM}{R} \frac{|C_{20}|}{2} (3 \cos^2 \theta - 1)|_{\theta=90^\circ} = \frac{GM}{R} \frac{|C_{20}|}{2} \quad (3.1.29)$$

Evaluando numéricamente:

$$\Delta R_{ecuador} \approx \frac{|C_{20}|R}{2} \approx 3.45 \text{ km} \quad (3.1.30)$$

Para los polos se obtiene:

$$\Delta V_{polos} \approx -\frac{GM}{R} |C_{20}| \quad (3.1.31)$$

Por lo cual al utilizar la ecuación (3.1.28)

$$\Delta R_{polos} \approx -|C_{20}|R \approx -6.9 \text{ km}. \quad (3.1.32)$$

En la figura 3.1.3 se muestra esquemáticamente el efecto de estos cambios en los radios del ecuador y del polo.

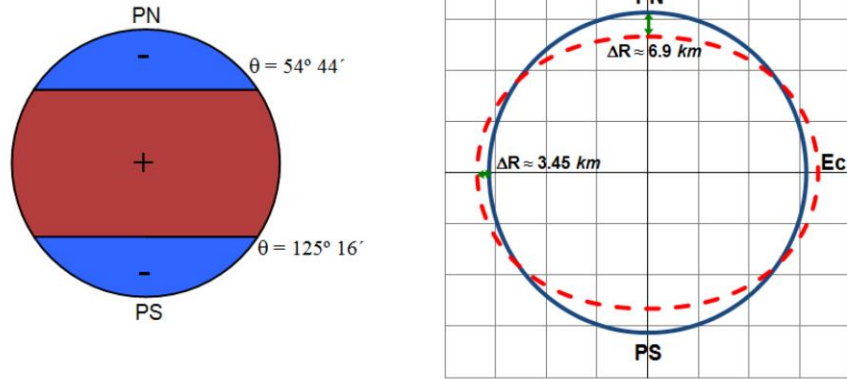


Figura 3.1.3. . A la izquierda se muestra un esquema del signo de reducción o ampliación en la distancia radial y en la imagen derecha se muestra el efecto del termino $\Delta V_{C_{30}}$, mostrando como el radio del centro al polo reduce y del centro al ecuador se amplía. Obtenido de (F. Späth et al., 2020).

Coefficiente C_{30}

Este coeficiente muestra la asimetría entre el polo norte y el polo sur, la ecuación para este término se reduce a:

$$V(R) \approx \frac{GM}{R} + \Delta V_{C_{30}} = \frac{GM}{R} + \frac{1}{2} \frac{GM}{R} |C_{30}| \cos \theta (5 \cos^2 \theta - 3) \quad (3.1.33)$$

Se anula el termino para $\theta = 90^\circ$, $\theta = 39^\circ 14'$ y $\theta = 180^\circ$. Los máximos apartamientos o elongaciones entre las equipotenciales son: $\theta = 0^\circ$ y $\theta = 180^\circ$. Al evaluar $\Delta V_{C_{30}}$ en los polos y en el ecuador se obtiene:

$$\begin{aligned} \Delta R_{ecuador} &\approx 0 \text{ m} \\ \Delta R_{PN} &\approx |C_{30}| R \approx 16 \text{ m} \\ \Delta R_{PS} &\approx -|C_{30}| R \approx -16 \text{ m} \end{aligned} \quad (3.1.34)$$

En la figura 3.1.4 se muestra como el efecto de este coeficiente afecta a la forma del geoide, en este caso se muestra que el polo sur muestra una reducción ensanchándose cerca del ecuador, a diferencia del polo norte que es afectado por una elongación.

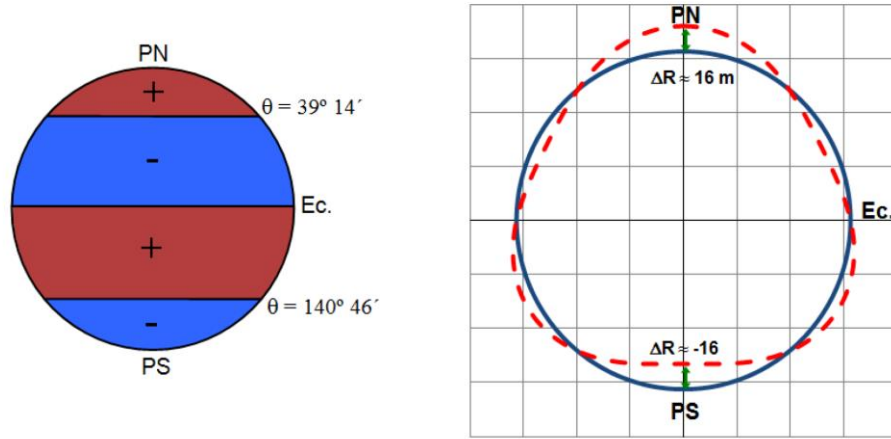


Figura 3.1.4. . A la izquierda esquema del signo de $\Delta V_{c_{30}}$, muestra los signos de las latitudes en las cuales se producen los cambios y en la imagen derecha se muestra el efecto del termino ΔV_{30} , apreciándose una mayor deformación en el polo sur que en el norte . Obtenido de (Späth et al., 2020).

Coefficiente C_{22} y S_{22}

Estos términos están asociados a la elipticidad del ecuador.

$$\begin{aligned} V(R) &\approx \frac{GM}{R} + \Delta V_{c_{22}} + \Delta V_{s_{22}} \\ &\approx \frac{GM}{R} + \frac{GM}{R} [C_{22} \cos 2\lambda + S_{22} \sin 2\lambda] 3 \sin^2 \theta \end{aligned} \quad (3.1.36)$$

Con valor medio de la gravedad $g = \frac{GM}{R^2}$ se obtiene:

$$\frac{GM}{R} [C_{22} \cos 2\lambda + S_{22} \sin 2\lambda] 3 \sin^2 \theta \approx \Delta R \quad (3.1.37)$$

Al despejar ΔR se obtiene la separación entre equipotenciales y la máxima separación ocurre en el ecuador:

$$\Delta R|_{\theta=90^\circ} \approx 3R [C_{22} \cos 2\lambda + S_{22} \sin 2\lambda] \quad (3.1.38)$$

En esta parte hay que encontrar los máximos y mínimos, una vez hecho las derivadas, igualarlas a cero y considerando los factores para máximo y mínimos se encuentran cuatro soluciones, estos se encuentran evaluando la segunda derivada para los cuales los valores son: $\lambda \approx 75^\circ 2'$, $\lambda \approx 255^\circ 2'$

estos correspondiendo a los mínimos que producen la separación equipotencial y para los valores máximos son $\lambda \approx 165^\circ 2'$ y $\lambda \approx 345^\circ 2'$ con $\Delta R \approx 34.6 \text{ m}$.

Esto toma como significado que el eje de inercia a se encuentra sobre la línea (165° - 345°) y el eje principal b de forma perpendicular al anterior en la línea (75° – 255°), en la figura 3.1.5 se muestra una aproximación de los ángulos que toma. (Chao et al., 1991; F. Späth et al., 2020).

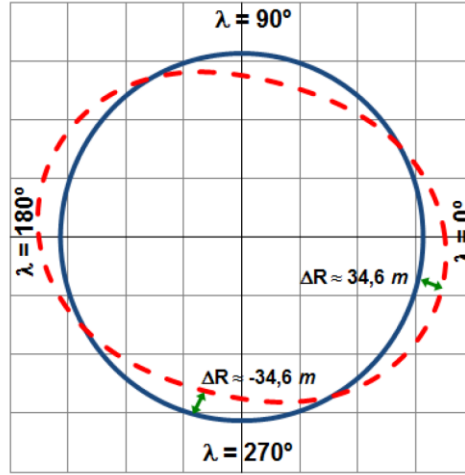


Figura 3.1.5. Efecto de los términos C_{22} y S_{22} (rojo) sobre el potencial de una esfera en el plano ecuatorial (azul), la cual muestra la elipticidad del ecuador, ubicando las zonas en las cuales se ve más afectado el geoide. Obtenido de (Späth et al., 2020).

3.1.5. Aceleración centrífuga

La fuerza centrífuga actúa sobre una masa en la superficie terrestre, esta fuerza surge como resultado de la rotación de la Tierra alrededor de su eje, para esto suponemos que existe una rotación de velocidad angular constante ω alrededor del eje de rotación de la Tierra. Los pequeños efectos en las variaciones temporales del vector rotacional pueden tenerse en cuenta mediante reducciones (Torge, 1989). Suponemos un vector $\vec{f}$ (Figura 3.1.6) que se puede expresar como el gradiente de un potencial, este gradiente podemos asociarlo con un potencial centrífugo para la aceleración, por lo cual la expresión en coordenadas cartesianas y polares está dada por:

$$\begin{aligned} \phi &= \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2) = \frac{1}{2} \omega^2 R^2 \sin^2 \theta \\ &= \frac{1}{2} m \frac{GM}{a^3} R^2 \sin^2 \theta = \frac{GM}{R} \left[\frac{1}{2} m \frac{R^3}{a^3} \sin^2 \theta \right] \end{aligned} \quad (3.1.39)$$

Donde m se puede escribir como: $m = \frac{\omega^2 a^3}{GM}$. Además, al realizar una aproximación tal como $\frac{R}{a} \approx 1$ podemos reescribir la ecuación como:

$$\phi \approx \frac{GM}{R} \left[\frac{1}{2} m \sin^2 \theta \right] \quad (3.1.40)$$

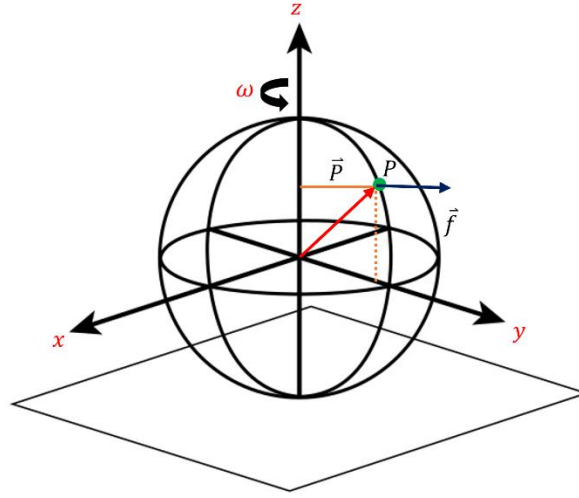


Figura 3.1.6. Esquema que muestra el gradiente de un potencial $\vec{f}$ debido a una aceleración centrífuga ω .

Al analizar el efecto de este término en un potencial de una esfera, se puede reescribir el potencial como:

$$W(r) \approx \frac{GM}{R} + \phi \quad (3.1.41)$$

Así que el apartamiento que se produce de las equipotenciales debido a este término es:

$$\Delta R \approx \frac{\Delta W}{g} \quad (3.1.42)$$

Al sustituir la ecuación (40) en la (41) y además al desarrollar g podemos obtener:

$$\Delta R \approx \frac{1}{2} R m \sin^2 \theta \quad (3.1.43)$$

Y para el ecuador:

$$\Delta R_{\text{ecuador}} \approx \frac{1}{2} R_m \approx 11 \text{ km} \quad (3.1.44)$$

Mientras que en los polos:

$$\Delta R_{\text{polos}} \approx 0 \text{ km}. \quad (3.1.45)$$

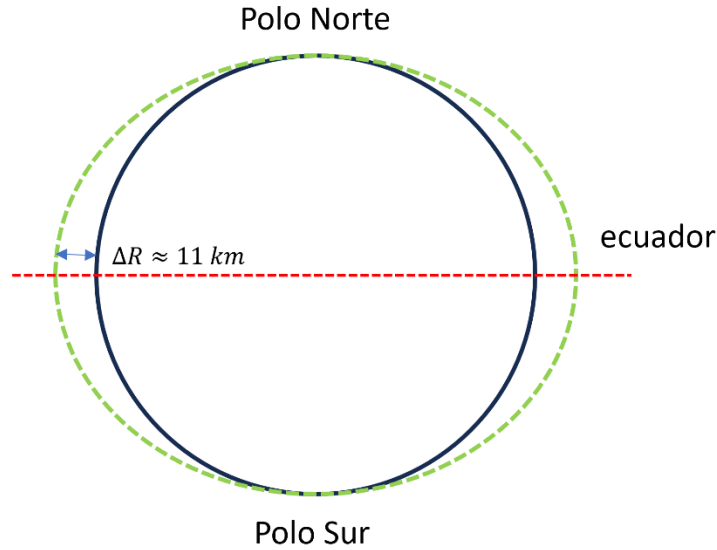


Figura 3.1.7. Se muestra el efecto del término ϕ (verde), que ilustra el apartamiento o la elongación del radio sobre el potencial de una esfera (azul). Obtenido y modificado de: (F. Späth et al., 2020).

3.1.6. Gravedad normal

El campo gravitacional y la figura como tal de la gravedad deben ser lo más aproximado a una representación real del campo y gravedad terrestre. Se partirá desde un punto de vista geodésico el cual depende de la geometría (r) y del campo de gravedad W , esto nos da una relación no lineal:

$$f = f(r, W) \quad (3.1.46)$$

Para encontrar una respuesta es necesario desarrollar en series de Taylor y solo llegar a tomar en cuenta hasta el término lineal, además hay que tener una aproximación adecuada de la geometría del campo y gravedad terrestre, si se considera una forma esférica, sería algo inexacto ya que la Tierra es 21.5 km mayor en el radio ecuatorial comparado al polar, por lo cual un geoide que represente la forma de la Tierra se desvía más de 100 m respecto al elipsoide de referencia (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006; Späth et al., 2020).

El geoide es una superficie equipotencial especial a nivel medio del mar que representa el modelo terrestre (Rummel, 2005). El potencial y el campo de gravedad que son consistentes con dicho elipsoide se denominan potencial y gravedad normales. El campo normal es una aproximación elipsoidal al campo de gravedad real, usamos la siguiente relación:

$$W = U + T \quad (3.1.47)$$

Donde W es el potencial de gravedad real, U el potencial de gravedad real y T el potencial perturbador:

Variación de la gravedad normal entre el ecuador y los polos

I. Aceleración Centrífuga:

La rotación del elipsoide (figura 3.1.8) produce que la gravedad en el ecuador sea menor que en los polos. La relación numérica que representa la aceleración centrífuga en el ecuador es:

$$-\omega^2 a \approx -3392 \text{ mGal} \quad (3.1.48)$$

En donde ω^2 representa la velocidad angular y a es el semi eje mayor del modelo del elipsoide de revolución. En el modelo de GRS80, las constantes de $\omega = 7.292115 \times 10^{-5} \frac{\text{rads}}{\text{s}}$ y $a = 6378137 \text{ m}$ (F. Späth et al., 2020).

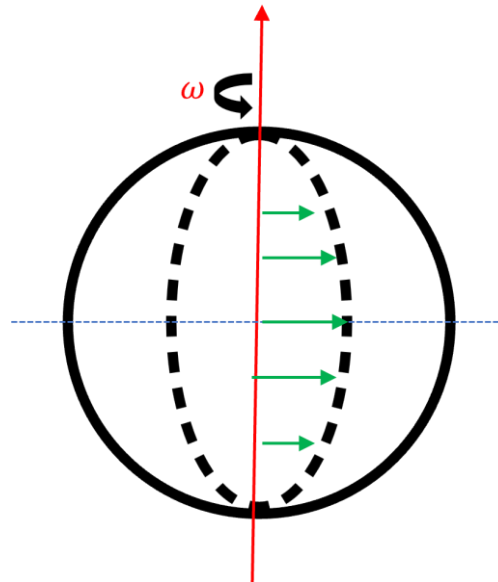


Figura 3.1.8. Representación de la aceleración centrífuga en la cual la magnitud de las flechas verdes indica una mayor aceleración.

II. Distribución de masas:

Existe un apartamiento de la forma del elipsoide respecto a una esfera mayor perfecta en una distribución mayor de masa entre el ecuador y el centro de masa que en los polos y el centro de masa. Esto provoca que la gravedad en el ecuador sea mayor que en los polos por lo cual es posible cuantificar este efecto utilizando la ecuación de McCullagh (Steinberger y O'Connell, 1997):

$$b = -\frac{\partial V}{\partial r} = \frac{GM}{r^2} + \frac{3G(C - A)(1 - 3 \cos^2 \theta)}{2r^4} \quad (3.1.49)$$

Donde $(C - A) = J_2 M a^2$, A, B, C corresponden a los momentos de inercia en (x, y, z) respectivamente y J_2 es un factor de aplanamiento dinámico.

Por lo cual

$$3J_2 \left(\frac{a^2}{b^4} + \frac{1}{2a^2} \right) \approx 4817 \text{ mGal} \quad (3.1.50)$$

Donde a y b son los semiejes del elipsoide.

III. Factor geométrico

El aplanamiento del elipsoide es del orden de $\frac{1}{300}$, esto implica que, si un observador se encuentra en el ecuador, se encuentra más alejado del centro de masa que un observador situado en los polos (F. Späth et al., 2020). Por lo cual la gravedad será menor en el ecuador que en los polos, suponiendo que toda la masa concentrada en el centro de más del elipsoide y la diferencia de gravedad en el ecuador obtenemos:

$$\frac{GM}{a^2} - \frac{GM}{b^2} \approx -6604 \text{ mGal} \quad (3.1.51)$$

3.1.7. Reducciones gravimétricas

La gravedad normal γ se refiere a la fuerza medida sobre la superficie del geoide, por otro lado, la gravedad g se mide en la superficie terrestre. Para referir g al geoide, nivel del mar o alguna superficie de referencia es necesario aplicar reducciones gravimétricas (Hofmann-Wellenhof y Moritz, 2006).

Las reducciones gravimétricas usualmente se utilizan para los siguientes propósitos:

- a) Determinación del geoide gravimétrico
- b) Investigación corteza terrestre

c) Interpolación y extrapolación de datos gravimétricos

El punto b) es el que parte hacia el interés geofísico para estudiar la estructura de la corteza, con la fórmula de Stokes podemos determinar el geoide a partir de mediciones gravimétricas, utiliza anomalías de gravedad evaluadas sobre el geoide

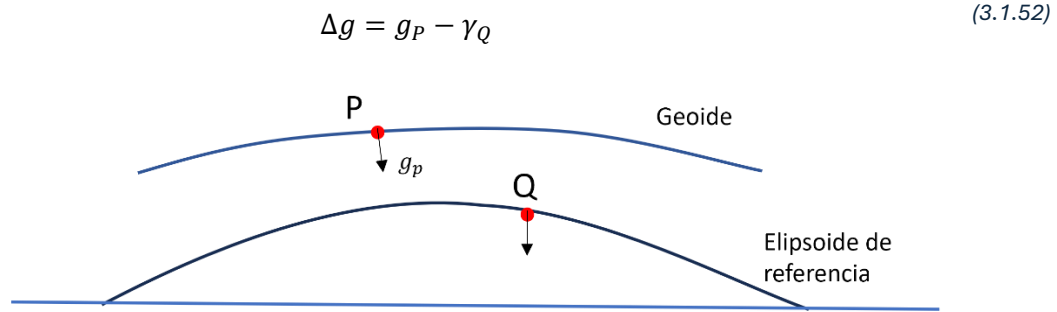


Figura 3.1.9. Representación de una reducción gravimétrica, mostrando la superficie de referencia Q , respecto a la superficie representada por el geoide P Modificada de (F. Späth et al., 2020).

Reducción de Bouguer

En esta parte el objetivo es remover el efecto de las masas topográficas, es decir, masas situadas fuera del geoide. Asumimos que el área alrededor de la estación P es plana, horizontal y con una densidad constante ρ , aproximada por una placa plana infinita (figura 3.1.10), por lo general se sume que $\rho = 2.67 \frac{g}{cm^3}$ debido a que es el valor que representa la densidad de la corteza terrestre (Hinze, 2003). Esta área la asumimos como una placa infinita de espesor H :

$$A_B = 2\pi G \rho H \quad (3.1.53)$$

Considerando $\rho = 2.67 \frac{g}{cm^3}$:

$$A_b(mGal) \approx 0.1119 H(m) \quad (3.1.54)$$

Al hacer esta reducción provocamos que el efecto de la placa sea el equivalente a restar de la gravedad observada la atracción de esta. Para reducir la gravedad observada en P al geoide se debe aplicar la reducción de aire libre.

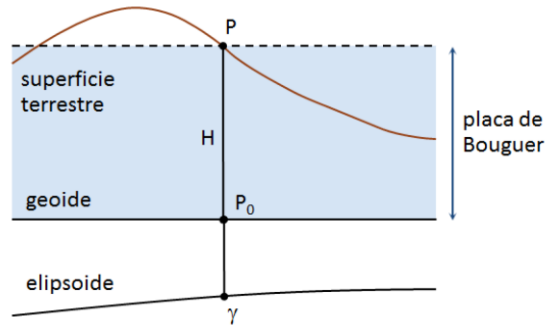


Figura 3.1.10. Placa de Bouguer es una placa infinita de espesor finito H y densidad ρ , representando la masa que existe entre el modelo del geoide y de la superficie terrestre. Obtenida y modificada de (F. Späth et al., 2020).

Reducción de aire libre

El factor de aire libre varía significativamente con la posición vertical, consiste en realizar la corrección de gravedad sin considerar masa entre el punto de medición y el geoide (figura 3.1.11) por lo cual puede afectar los datos de gravedad observados. Las observaciones de la gravedad terrestre realizadas a diferentes alturas en un área de topografía accidentada, al ser procesadas utilizando el factor de aire libre estándar, pueden producir mapas altamente erróneos (F. Späth et al., 2020).

Para realizar la reducción de aire libre F de la gravedad medida P al geoide P_0 es necesario conocer el gradiente vertical de la gravedad:

$$\frac{\partial g}{\partial H} \quad (3.1.56)$$

Cuando el valor de la gravedad terrestre es observado en la superficie, es g_p , se puede obtener el valor en la superficie del geoide g_0 con una expansión de Taylor:

$$g_0 = g_p - \frac{\partial g}{\partial H} H \quad (3.1.57)$$

Donde H es la altura del punto P . Asumiendo que no hay masas entre el geoide y la superficie terrestre, y considerando sólo el término lineal de la expansión de Taylor:

$$g_0 = g_p + F \quad (3.1.58)$$

Donde:

$$F = -\frac{\partial g}{\partial H} H \quad (3.1.59)$$

El no considerar masas se debe a que generalmente estas son removidas con anterioridad.

Asumiendo un modelo de Tierra esférica de radio r , para este modelo la expresión de la gravedad en un punto P situado a una altura h usando expansiones de Taylor resulta en:

$$\gamma_h = \gamma_0 + \frac{\partial \gamma}{\partial h} h + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 \gamma}{\partial h^2} \right) h^2 + \dots \quad (3.1.60)$$

Donde $\gamma_0 = \frac{GM}{r^2}$

Por lo cual la expresión de la variación de la gravedad con la altura es:

$$\frac{\partial \gamma}{\partial h} = \frac{\partial \gamma}{\partial r} = -2 \frac{GM}{r^3} = -\frac{2\gamma}{r} \quad (3.1.61)$$

La segunda derivada se define como:

$$\frac{\partial^2 \gamma}{\partial h^2} = \frac{\partial^2 \gamma}{\partial r^2} = 6 \frac{\gamma_0}{r^2} \quad (3.1.62)$$

Sustituyendo (59) en (57):

$$F \approx -\frac{\partial \gamma}{\partial h} H = \frac{2\gamma_0}{r} H \approx 0.3086 H(m) \quad (3.1.63)$$

Esta última expresión indica que, por cada 3 metros que se aleje el punto de observación de la superficie de la Tierra, la gravedad disminuye 1 mGal.

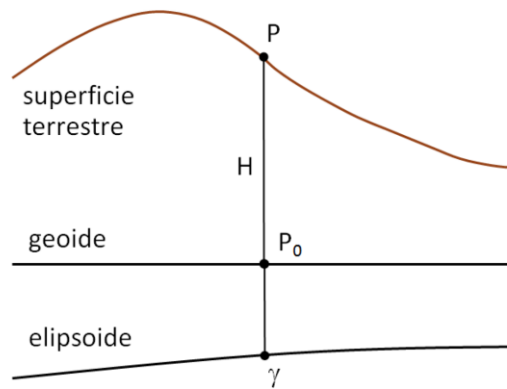


Figura 3.1.11. Anomalía de aire libre que muestra la reducción de gravedad entre el geoide y el punto de medición en la superficie terrestre, este se realiza sin considerar la masa que existe en estos puntos. Obtenida y modificada de (F. Späth et al., 2020)

Corrección topográfica

Esta corrección tiene en cuenta las irregularidades topográficas en los alrededores de la estación a la altura H . El procedimiento usual consiste en descomponer la topografía en cuerpos elementales de densidad constante y elevación media h (figura 3.1.12).

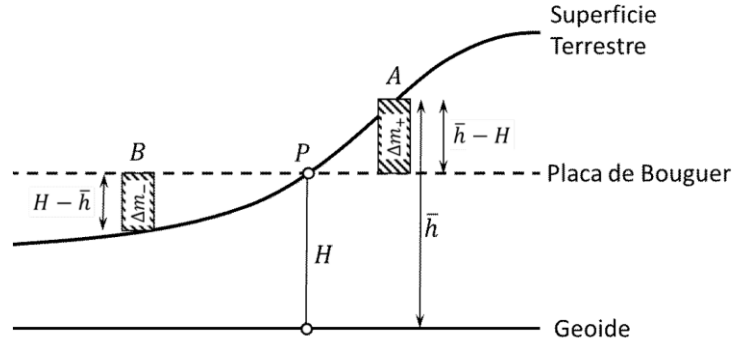


Figura 3.1.12. Esquema gráfico de la corrección topográfica en la cual se tiene en cuenta el exceso o deficiencia de masas (montañas o valles, respectivamente). Obtenido y modificado de (F. Späth et al., 2020).

El método empleado consiste en descomponer el área entorno a la estación en porciones de columnas cilíndricas con contraste de densidad $\Delta\rho$, esto se logra superponiendo una plantilla con los compartimentos sobre un mapa topográfico. El aporte de cada compartimiento es:

$$CT_{comp} = \frac{2\pi G \Delta\rho}{n} \left[\sqrt{a_2^2 + (c-b)^2} - \sqrt{a_1^2 + (c-b)^2} + \sqrt{a_2^2 + c^2} + \sqrt{a_1^2 + c^2} \right] \quad (3.1.64)$$

Siendo a_1 el radio interior, a_2 el radio exterior de los compartimientos, b su espesor y c la altura desde la base al punto del cálculo. Para el caso de un exceso de masa (montaña) donde $h > H$ se tiene que $c = 0$ y $b = h - H$, para el caso de un valle o deficiencia de masa: $b = c = H - h$.

La corrección topográfica es la suma de todos los compartimientos (Hammer, 1974):

$$CT = \sum_r \sum_{\theta} CT_{comp} \quad (3.1.65)$$

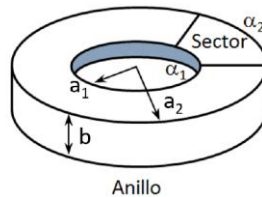


Figura 3.1.13. Plantilla utilizada para corrección topográfica, plantilla la cual es dividida en sectores de altura b en anillos de radio externo a_2 y radio interno a_1 . Obtenido y modificado de (F. Späth et al., 2020).

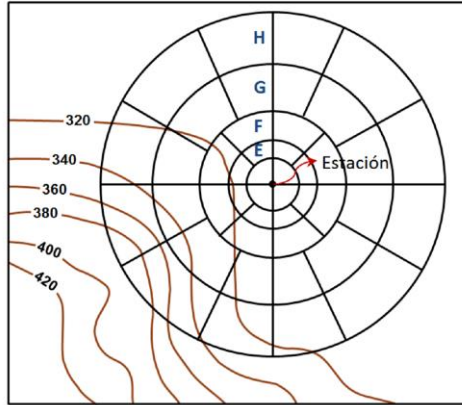


Figura 3.1.14. Se genera una graticula a la escala de la cartografía con que se trabajará. En el centro de la graticula se coloca cada estación ubicada sobre la carta, se lee la altura media de cada sector circular, y se le resta la altura de la estación. El valor absoluto de esta diferencia se multiplica por el valor unitario de atracción del sector (densidad). La suma de todos los efectos dará la corrección total por topografía en cada estación gravimétrica (Estrada, 2012). Obtenido y modificado de (F. Späth et al., 2020).

Corrección de marea terrestre

Los instrumentos de medición de gravedad tienen la sensibilidad para medir los cambios en g causados por la Luna y el Sol, estos cambios dependen de la latitud y el tiempo. La corrección se puede calcular a partir del conocimiento de las ubicaciones del Sol y la Luna. Sin embargo, debido a que la variación es suave y relativamente lenta, generalmente se incluye en la corrección de la deriva del instrumento.

El cálculo es complejo por lo cual para desarrollar estos valores se hace uso de:

$$W = \frac{GM}{r^3} R^2 \left[P_2(z) + \frac{R}{r} P_3(z) + \frac{R^2}{r^2} P_4(z) + \dots \right] \quad (3.1.66)$$

Donde G = a la constante gravitacional, r es la distancia entre la distancia de la Tierra y el cuerpo celeste, R es el radio de la Tierra, z es la distancia del zenit geocéntrico del cuerpo celeste y $P_n(z)$ es la función esférica de orden n (Pertsev, 2007).

Corrección de latitud

Esta corrección tiene como objetivo eliminar la aceleración centrífuga que afecta la gravedad observada y que está en función de la latitud. Explica la forma elíptica achatada de la Tierra. Generalmente la corrección de latitud se calcula a partir de la Formula Internacional de la Gravedad (IGF) cuyas constantes están basadas en el elipsoide terrestre adoptado por la Asociación

Internacional de Geodesia (IAG) que permite calcular la gravedad teórica o normal a cualquier latitud (Featherstone y Dentith, 1997).

$$g_{\phi} = \gamma = g_E(1 + A \sin^2 \phi - B \sin^2 \phi) \quad (3.1.67)$$

En donde ϕ es la latitud y A y B son constantes calculadas por la IGF, además hay aspectos para tener en cuenta que hacen que varíe la gravedad:

- Fuerza centrífuga: varía desde $\omega^2 R = 3.4 \text{ Gal}$, en el ecuador hasta el valor cero en los polos.
- El elipsoide: los radios son diferentes en el ecuador y en los polos; hay un incremento aproximado de 6.6 mGal desde el ecuador hasta los polos.
- Exceso de masa en el ecuador hace que haya una disminución de 4.8 Gal desde el ecuador hacia los polos. La combinación de estos tres efectos es de aproximado 5.2 Gal (Estrada, 2012).

Cuando se han aplicado todas las correcciones anteriores a la lectura de gravedad observada, obtenemos la Anomalía de Bouguer:

$$g_B = g_{obs} - g_t + (\Delta g_L + \Delta g_{FA} - \Delta g_B + \Delta g_T) \quad (3.1.68)$$

Donde g_{obs} es la estación de lectura, g_t es la gravedad teórica, Δg_L es la corrección de latitud, Δg_{FA} es la corrección de aire libre, Δg_B es la corrección de Bouguer y Δg_T es la corrección de terreno.

Las mediciones del dato se pueden realizar satelitalmente o dentro del área de estudio, los resultados pueden ser representados mediante perfiles o mapas con la anomalía de Bouguer, inversiones 2.5D o 3D (Telford et al., 1990).

3.2. Magnetometría

La existencia de una fuerza magnética terrestre era conocida siglos antes de que William Gilbert señalara que la Tierra se comportaba como un imán muy grande (Lowrie, 2011). El método magnético ha sido una de las técnicas más antiguas en la exploración geofísica, es una herramienta que ayuda en la exploración del subsuelo que implican variaciones horizontales de las propiedades magnéticas desde la corteza hasta profundidades mayores, estas variaciones causan anomalías en el campo magnético terrestre, las cuales pueden ser mapeadas gracias a este método (Hinze et al., 2013).

Como la gravimetría, el método magnético es un método pasivo de exploración el cual está basado en las mediciones y mapeo del campo magnético terrestre, este campo es causado por corrientes eléctricas asociadas a movimientos convectivos en el núcleo terrestre, adicionalmente las componentes del campo son derivadas de las variaciones en las propiedades magnéticas de la litosfera y corrientes en la ionosfera.

3.2.1. Fuerza Magnética

El magnetismo está asociado con el movimiento de cargas eléctricas, la teoría clásica magnética es similar a la eléctrica y a la gravitacional, como conceptos básicos es que los polos magnéticos puntuales son análogos a las cargas eléctricas puntuales y a las masas puntuales con una ley del cuadrado inverso similar para las fuerzas entre los polos, cargas o masas. En un nivel fundamental, las propiedades magnéticas son originadas en un dipolo magnético causado por su espín y el movimiento orbital de electrones alrededor del núcleo de un átomo. Oersted y Ampere estudiaron la relación entre campos eléctricos y magnéticos, posteriormente Maxwell unifica una sola teoría matemática relacionando ambos fenómenos (Reitz, 1996).

La fuerza magnética entre dos polos magnéticos es proporcional al producto de sus fuerzas, si los polos son opuestos se atraen y si son iguales se repelen. La investigación de estas fuerzas y polos de magnetos fue investigada por primera vez experimentalmente por Coulomb. Postuló una ley empírica llamada Ley de Coulomb:

$$F_M = C_m \frac{p_1 p_2}{r^2} \mathbf{r}_1 \quad (3.2.1)$$

donde p_1 y p_2 son polos magnéticos puntuales de fuerza p , r es la distancia entre ellos y $\mathbf{r}_1$ es un vector unitario dirigido de p_1 a p_2 , C_m es la permeabilidad (una propiedad del medio) la cual también se puede escribir como $\frac{\mu_0}{4\pi}$ donde μ_0 es la permeabilidad del vacío, F_M es medido en newtons (N), la fuerza del polo en amperes por metro ($A \times m$) y la separación r en metros. Es más común utilizar el término de campo magnético $\mathbf{B}$ el cuál es la fuerza sobre un polo unitario:

$$\mathbf{B} = \frac{F_m}{p_1} = \frac{C_m p_2}{r^2} \quad (3.2.2)$$

donde p_1 es un polo unitario ficticio en un punto del espacio donde se especifica $\mathbf{B}$. Se asume que $p_2 \gg p_1$ tal que p_1 no afecta el campo $\mathbf{B}$. La fuerza magnética ($\mathbf{H}$) es medida en oersted (Oe) en el sistema CGS y en amperes por metro (A/m) en el SI, donde $1 \frac{A}{m} = 4\pi \times 10^{-3} Oe = 0.0126 Oe$ (Hinze et al., 2013; Lowrie, 2011).

La magnetización puede ser medida también por la intensidad de magnetización $\mathbf{M}$ (momento dipolar por unidad de volumen). Para campos magnéticos débiles $\mathbf{M}$ es proporcional a $\mathbf{H}$ y es en la dirección de $\mathbf{H}$. El grado al cual un cuerpo es magnetizado es determinado por la susceptibilidad magnética k , la cual está definida como:

$$\mathbf{M} = k\mathbf{H} \quad (3.2.3)$$

La susceptibilidad es un parámetro fundamental en las rocas y minerales cuando se habla de prospección magnética. El campo magnético $\mathbf{B}$ es el campo total incluyendo los efectos de la magnetización:

$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M}) = \mu_0(1 + k)\mathbf{H} = \mu\mu_0\mathbf{H} \quad (3.2.4)$$

donde $\mathbf{H}$ y $\mathbf{M}$ van hacia la misma dirección.

3.2.2. Dipolo magnético

La geometría del dipolo magnético es muy importante ya que a distancias varias veces mayores que el tamaño de la fuente, el campo de una barra magnética corta es casi un campo dipolar, al igual que el campo magnético producido por una corriente eléctrica en un bucle pequeño. En un campo magnético externo $\mathbf{B}$, un dipolo magnético experimenta un torque τ que lo alinea con el campo. El torque obedece la relación

$$\tau = \mathbf{m} \times \mathbf{B} \quad (3.2.5)$$

En la ecuación anterior $\mathbf{m}$ es el momento magnético del dipolo que es una medida de su fuerza. Para una corriente que circula en bucle $\mathbf{m}$ es igual al producto de la corriente I por su área A en dirección normal al plano del bucle $\mathbf{e}_n$

$$\mathbf{m} = (IA)\mathbf{e}_n \quad (3.2.6)$$

Las unidades del momento magnético son por definición Am^2 , las unidades del torque son Nm , en el SI el campo magnético $\mathbf{B}$ se mide en *teslas* que tiene dimensiones de $\frac{\text{N}}{\text{Am}}$.

El potencial W de un momento dipolar magnético $\mathbf{m}$ a una distancia r desde su centro y un ángulo azimutal θ entre el eje del dipolo y la dirección radial es:

$$W = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \cos \theta}{r^2} \quad (3.2.7)$$

El campo magnético dipolar $\mathbf{B}$ es el gradiente del potencial dipolar: $\mathbf{B} = -\nabla W$, tiene una componente radial B_r y una azimutal B_θ :

$$B_R = -\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \cos \theta}{r^2} \right) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2m \cos \theta}{r^3} \quad (3.2.8)$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \cos \theta}{r^2} \right) = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m \sin \theta}{r^3}$$

Para un dipolo en el centro de una Tierra esférica la componente azimutal del campo, B_θ es horizontal, si el dipolo es alineado con el eje terrestre el ángulo θ es el complemento de la latitud magnética β . La dirección de un campo hace que el Angulo I con la horizontal llamado inclinación del campo. La inclinación, la colatitud magnética y la latitud magnética están relacionadas por:

$$\tan I = \frac{B_r}{B_\theta} = 2 \cot \theta = 2 \tan \beta$$

La ecuación anterior forma parte de las bases de la determinación paleo magnética de paleo latitudes antiguas de las inclinaciones de las magnetizaciones remanentes medidas en orientaciones de muestras de rocas.

3.2.3. Potencial de campo geomagnético

Las leyes que gobiernan el magnetismo y la electricidad están dentro de las ecuaciones de Maxwell, el campo geomagnético requiere un análisis de la ley de Gauss y de Ampere que son las bases de la explicación de este.

En la ley de Gauss para el magnetismo al igual que en campos eléctricos, establece que el flujo magnético o eléctrico a través de una superficie cerrada es cero, esto aplica a que no existen monopolos magnéticos ya que las fuentes dipolares, como los circuitos de corriente, producen un flujo neto cero a través de la superficie circundante:

$$\oint \mathbf{B}(\mathbf{r}) \cdot d\mathbf{S} = \nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.2.9)$$

La ley de Ampere muestra que una corriente produce un campo magnético en el espacio que lo rodea y relaciona la fuerza del campo magnético $\mathbf{B}$ con el campo eléctrico $\mathbf{E}$ que lo origina:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E} + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad (3.2.10)$$

La anterior ecuación se compone de dos partes muy importantes, el primer término es la corriente eléctrica asociada con el flujo de cargas libres en un conductor, la cual se basa en la ley de Ohm y el segundo termino es la corriente de desplazamiento de cargas eléctricas que resulta de los movimientos dependientes del tiempo.

Si asumimos una región libre de fuentes de campos magnéticos, se puede asumir de igual forma que no hay desplazamientos de corrientes eléctricas, por lo tanto:

$$\nabla \times \mathbf{B} = 0 \quad (3.2.11)$$

En consecuencia, el campo magnético $\mathbf{B}$ puede escribirse como el gradiente del potencial escalar W :

$$\mathbf{B} = -\nabla W \quad (3.2.12)$$

O de igual forma se puede escribir sustituyendo por $\mathbf{B}$ en $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$, resultando:

$$\nabla^2 W = 0 \quad (3.2.13)$$

3.2.4. Campos internos y externos

Las fuentes del campo magnético son dos, la más importante y que predomina es del interior de la Tierra y la segunda de origen externo al planeta. Sea W_i el potencial de campo de origen interno y W_e el del campo externo, el potencial geomagnético W total de la superficie de la Tierra es:

$$W = W_i + W_e \quad (3.2.14)$$

La geometría de la Tierra se aproxima a una esfera por lo cual las soluciones de la ecuación 3.2.13 requieren estar en coordenadas esféricas. La solución general de la ecuación de Laplace es la mejor que describe a potenciales en geofísica, el potencial puede variar con la distancia r del centro de la tierra con una distancia angular θ y azimutal ϕ del polo, que es equivalente a la co-latitud y longitud en términos geográficos.

La variación del potencial con la distancia radial r consta de dos partes: una región donde r puede ser cero, el potencial será proporcional a r^n . La superficie de la tierra cumple con esta condición debido a fuentes externas, por lo que W_e varia como r^n . En una región donde r sea muy grande o incluso infinita, el potencial es proporcional a $1/r^{n+1}$. Fuera de la Tierra y en su superficie, esto se

aplica al potencial del campo de origen interno, por lo que W_i debe variar como $1/r^{n+1}$. Para W_e se puede definir como:

$$W_e = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{r}{R}\right)^n (G_n^m \cos(m\phi) + H_n^m \sin(m\phi)) P_n^m(\cos\theta), r < R \quad (3.2.15)$$

De igual forma para el potencial W_i se puede escribir:

$$W_i = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} (g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)) P_n^m(\cos\theta), r > R \quad (3.2.16)$$

Los términos con $n = 0$ son anulados de estas expresiones debido a que los monopolos magnéticos no existen, por lo cual se pueden simplificar como:

$$W_e = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (G_n^m \cos(m\phi) + H_n^m \sin(m\phi)) P_n^m(\cos\theta) \quad (3.2.17)$$

$$W_i = R \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos(m\phi) + h_n^m \sin(m\phi)) P_n^m(\cos\theta) \quad (3.2.18)$$

Los coeficientes g_n^m, h_n^m, G_n^m y H_n^m son llamados coeficientes de Gauss de los campos internos y externos respectivamente.

3.2.5. Determinación de los coeficientes de Gauss

Los coeficientes de Gauss son calculados para medir el potencial geomagnético ya que no se puede hacer directamente, por lo cual son calculados para el norte (X), este (Y) y verticalmente (Z), componentes del campo magnético en la superficie terrestre. Estos componentes son relacionados a las diferentes componentes del campo, como el campo horizontal (H), campo total (T), ángulo de inclinación (I) y el ángulo de declinación (D). Las componentes en coordenadas esféricas son:

$$= -B_\theta = \frac{1}{r} \frac{\partial W}{\partial \theta} \Big|_{r=R} \quad (3.2.19)$$

$$= B_\phi = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial W}{\partial \phi} \Big|_{r=R} \quad (3.2.20)$$

$$Z = -B_r = \frac{\partial W}{\partial r} \Big|_{r=R} \quad (3.2.21)$$

Al evaluar en la superficie terrestre $r = R$ dan como resultado un conjunto de ecuaciones que involucra los coeficientes de Gauss:

$$X = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\{g_n^m + G_n^m\} \cos(m\phi) + \{h_n^m + H_n^m\} \sin(m\phi)) \frac{\partial}{\partial \theta} P_n^m(\cos \theta) \quad (3.2.22)$$

$$Y = \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\{g_n^m + G_n^m\} \sin(m\phi) - \{h_n^m + H_n^m\} \cos(m\phi)) \frac{m}{\sin \theta} P_n^m(\cos \theta) \quad (3.2.23)$$

$$Z = - \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (\{(n+1)g_n^m - nG_n^m\} \cos(m\phi) + \{(n+1)h_n^m - nH_n^m\} \sin(m\phi)) P_n^m(\cos \theta) \quad (3.2.24)$$

Los coeficientes de Gauss tienen las mismas dimensiones que $\mathbf{B}$, llamado tesla, esta unidad es utilizada para campos muy grandes, por lo cual es usual expresarlos en nanoteslas ($1 \text{ nT} = 10^9 \text{ T}$). En los componentes del norte y este, los coeficientes de Gauss se agrupan de forma $(g_n^m + G_n^m)$ y $(h_n^m + H_n^m)$, respecto a la parte horizontal, esta componente no sigue la separación de partes externas e internas.

3.2.6. Potencial para un campo dipolar

La componente dominante de la superficie magnética terrestre es el dipolo, el eje del dipolo tiene una inclinación respecto al eje de rotación terrestre, por lo que se puede separar en un dipolo axial y dos dipolos ecuatoriales ortogonales.

Dipolo Axial

Los términos de la ecuación 16 representa una configuración en particular del potencial. El coeficiente más largo es el g_1^0 :

$$W_1^0 = \frac{R^3 g_1^0}{r^2} P_1^0(\cos \theta) = \frac{R^3 g_1^0 \cos \theta}{r^2} \quad (3.2.25)$$

Muestra un potencial a una distancia del punto medio de un polo magnético y un ángulo respecto al eje dipolar, este sería un potencial en co-latitud de un dipolo geocéntrico alineado al eje de rotación y apuntando al norte magnético con un momento magnético dado por:

$$\mathbf{m} = \frac{4\pi R^3}{\mu_0} g_1^0 \quad (3.2.26)$$

Por lo cual el campo magnético de un dipolo axial es horizontal en el ecuador y su valor puede ser calculado con la siguiente ecuación:

$$B_{\theta} = -\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{R^3 g_1^0 \cos \theta}{r^2} \right) \Big|_{r=R} = g_1^0 \sin \theta \quad (3.2.27)$$

Inclinación del dipolo geocéntrico

Los coeficientes de grado $n = 1$ y de orden $m = 1$ tienen una dependencia del cuadrado inverso de la distancia, por lo que g_1^1 y h_1^1 también representan dipolos, el potencial con estos términos combinados es:

$$W_1 = R \left(\frac{R}{r} \right)^2 (g_1^0 P_1^0(\cos \theta) + (g_1^1 \cos \phi + h_1^1 \sin \phi) P_1^1(\cos \theta)) \quad (3.2.28)$$

$$W_1 = R \left(\frac{R}{r} \right)^2 (g_1^0 \cos \theta) + (g_1^1 \cos \phi \sin \theta + h_1^1 \sin \phi \sin \theta) \quad (3.2.29)$$

$$W_1 = R \left(\frac{R}{r} \right)^2 (g_1^0 \cos \theta) + (g_1^1 \cos \phi \sin \theta + h_1^1 \sin \phi \sin \theta) \quad (29)$$

Considerando los cosenos directores de una línea OP inclinada formando un ángulo ϕ al eje de referencia $\phi = 0$, la dirección de los cosenos sería:

$$\begin{aligned} \alpha &= \sin \theta \cos \phi \\ \beta &= \sin \theta \sin \phi \\ \gamma &= \cos \theta \end{aligned} \quad (3.2.30)$$

Suponiendo que un dipolo magnético está inclinado formando un ángulo θ_0 con el eje z y con el ángulo ϕ_0 al eje de referencia $\phi = 0$. Los cosenos directores del eje dipolar será:

$$\begin{aligned} \alpha_0 &= \sin \theta_0 \cos \phi_0 \\ \beta_0 &= \sin \theta_0 \sin \phi_0 \\ \gamma_0 &= \cos \theta_0 \end{aligned} \quad (3.2.31)$$

Si Θ es un ángulo entre OP y el eje dipolar, r es la distancia de P desde el centro del dipolo, el potencial magnético en P es:

$$W_1 = \frac{\mu_0 m}{4\pi r^2} \cos \Theta = \frac{\mu_0 m}{4\pi r^2} (\alpha \alpha_0 + \beta \beta_0 + \gamma \gamma_0) \quad (3.2.32)$$

3.2.7. Variación secular

Los coeficientes de Gauss no son constantes, cambian con el tiempo, fenómeno conocido como variación secular, tanto la parte dipolar como la no dipolar tienen variaciones seculares. Estas variaciones en el dipolo se pueden ilustrar en una gráfica trazando la fuerza del momento magnético dipolar y la orientación del eje dipolar, expresado como la latitud y longitud de un polo geomagnético, la escala de tiempo en las variaciones seculares es del orden de miles de años.

3.2.8. Magnetismo en la Tierra

El campo geomagnético de la tierra está compuesto por tres partes primordiales:

1. El campo principal el cual varía lentamente y tiene un origen interno
2. Un campo magnético pequeño de origen externo el cual varía rápidamente
3. Variaciones espaciales del campo principal que son prácticamente constantes en el tiempo y lugar, son causadas por anomalías magnéticas locales en la corteza cercana a la superficie terrestre.

Con el análisis de armónicos esféricos de la observación del campo magnético, muestra que alrededor del 98% del campo es generado al interior de la Tierra debido a corrientes convectivas de materiales conductivos en el interior del núcleo líquido.

Campo magnético externo

La mayor parte del restante del campo geomagnético está asociada a corrientes eléctricas en las capas ionizadas de la atmósfera superior, algunos efectos son:

- Ciclos de aproximadamente 11 años de duración que se correlaciona con la actividad de manchas solares.
- Variaciones solares diurnas con periodos de 24 horas y valores en rangos de $\pm 30 \text{ nT}$ que varían con la latitud y estación del año, las cuales pueden estar controladas por acción del viento solar.
- Variaciones lunares con duración de 25 horas y una amplitud de rango de aproximadamente 2 nT que varían a lo largo del mes, eso se relaciona entre luna-ionosfera.
- Tormentas magnéticas que son perturbaciones transitorias con amplitudes de hasta 1000 nT .

Anomalías locales

Los cambios locales en el campo principal resultan de variaciones en el contenido de minerales magnéticos de las rocas cercanas a la superficie. Estas anomalías por lo general no abarcan grandes distancias y en ocasiones llega a duplicar el campo principal.

Las anomalías magnéticas son provocadas principalmente por minerales magnéticos tales como magnetita y pirrotita contenidos en las rocas. Los minerales o rocas se pueden dividir según su comportamiento cuando se les aplica un campo externo. Un material se considera diamagnético cuando los electrones del átomo están orientados de tal forma que repele el campo externo, el diamagnetismo prevalecerá si el momento magnético neto de los átomos es cero.

Cuando el momento magnético (m) y H es diferente de cero, la susceptibilidad es positiva y el material se denomina paramagnético. Los efectos del paramagnetismo y diamagnetismo por lo general son débiles. Algunos elementos paramagnéticos como el hierro, cobalto, níquel, entre otros; tienen una interacción muy fuerte entre sus momentos magnéticos que se alinean dentro de regiones llamadas dominios, a este tipo de fenómeno se le denomina ferromagnetismo y es 10^6 veces mas fuerte que los efectos del paramagnetismo y diamagnetismo.

Algunos materiales presentan sus momentos alineaciones en direcciones contrarias, de modo que sus momentos se cancelan o casi se cancelan, con susceptibilidad relativamente baja, a este tipo de material se le conoce como anti ferromagnética.

En otro tipo de materiales los subdominios magnéticos se alinean opuestamente sin que su momento sea nulo, ya sea porque un subdominio sea más fuerte que otro o por la cantidad de subdominios de un tipo supera al otro, este material se denomina ferromagnético.

Magnetismo remanente

- Magnetismo termo remanente: se produce cuando el material magnético se enfría por debajo del punto de Curie en presencia de un campo externo, su dirección depende de la orientación del campo, momento y lugar donde se enfrió la roca, este magnetismo es estable.
- Magnetización detrítica: se produce en la sedimentación de partículas de grano fino en presencia de un campo externo.
- Magnetización química remanente: sucede cuando partículas magnéticas incrementan su tamaño o cambian de forma cuando son producto de una reacción química a temperaturas controladas por debajo de la temperatura de Curie.
- Magnetización isotérmica remanente (IRM): es el residuo que queda después de la eliminación de un campo externo. Sucede cuando rayos IRM son proyectados hacia áreas pequeñas.

Temperatura de Curie

Se refiere a la temperatura a la cual materiales ferromagnéticos, ferrimagnéticos o anti ferromagnéticos, la suma de sus momentos totales es cero, en otras palabras, es la temperatura a la cual pierden sus propiedades magnéticas (Fabian et al., 2013). Las mediciones de esta temperatura es una de las técnicas centrales en una roca magnética, su aplicación es rápida y fácil de determinar. Dos de los más comunes minerales magnéticos tienen distintos puntos como, por ejemplo: magnetita 580 °C y hematita 680 °C.

3.3. Vulcanología

Un volcán representa la salida de magma hacia la superficie de la Tierra tras un largo proceso geológico. El magma es el resultado de diversos procesos que intervienen en la fusión de rocas en profundidad, en niveles del manto superior e inferior de la corteza y su evolución hasta llegar a la superficie terrestre.

Un edificio volcánico se origina a partir de la acumulación de productos volcánicos sólidos y líquidos. Los distintos estilos eruptivos determinan la forma en que el magma emerge, y en función de estas modalidades se desarrollan estructuras volcánicas con morfologías y dimensiones diversas (Spalletti, 2020).

Debido a que existe una variedad de tipos de erupciones en estilos e intensidad, se pueden producir emisiones de flujos continuos de lava pobres en gases, formando coladas extensas y estructuras volcánicas de baja pendiente, este estilo corresponde a una erupción efusiva, en cambio cuando se implica liberación violenta de gases y materiales volcánicos se trata de un evento explosivo, originando materiales piroclásticos que son producto de la fragmentación del magma donde normalmente son expulsados al aire durante una actividad volcánica explosiva.

Los mecanismos que fragmentan el magma se dividen en cuatro tipos: 1) fragmentación frágil, 2) ruptura fluidodinámica, 3) interacción agua-magma y 4) fragmentación por corte (Gonnermann, 2015).

En términos de mecanismos de erupciones explosivas existen dos, magmáticos que se originan por el contenido de gases disueltos en el magma y freatomagmático que ocurren cuando hay una mezcla de magma con agua externa (Cashman y Scheu, 2000).

3.3.1. Freatomagmatismo

Este fenómeno de la interacción entre magma y agua también es llamado actividad hidro volcánica y produce una variedad de productos volcánicos. El agua puede ser un depósito subterráneo de grandes dimensiones o una masa de agua superficial. El efecto inmediato provoca sobrecalentamiento, ebullición, volatilización y un aumento de presión de gas en el agua y si los medios lo permiten expansión explosiva del gas producido, la intensidad de la actividad está controlada por la relación agua-magma (Cas y Wright, 2012).

Si la relación de masa entre agua y magma es baja, la masa de agua externa contribuye poco a la fragmentación del magma, por lo cual la explosión se limita a la erupción de vapor y poca o ninguna eyección sólida, estas explosiones se denominan freáticas y pueden hacer que rocas de la zona sean proyectadas hacia fuera (Cas y Wright, 2012).

Interacción con aguas profundas

En este escenario, el magma permanece almacenado en un depósito subterráneo. La presión generada por los gases, producto del sobrecalentamiento del agua subterránea y su expansión al cambiar de fase líquida a vapor, debe igualar o superar la tensión principal mínima de la roca encajonante además de su resistencia a la tracción para que se produzca una fractura. Este proceso puede desencadenar una sobrecarga y dar lugar a una erupción explosiva. Además, la fragmentación del magma puede ocurrir en distintos grados cuando este se inyecta en sedimentos externos fríos y saturados de agua, favoreciendo procesos de interacción magma-agua que intensifican la explosividad (Cas y Wright, 2012).

Interacción con agua superficial

Este fenómeno puede ocurrir en diversas combinaciones y en distintas intensidades, esta interacción puede no ser explosiva y solo dar lugar a derramamiento de lavas, ya sean en la superficie o submarinas. En este caso habrá una transferencia de calor hacia el agua y la ausencia de explosiones y fragmentación sugiere que hay una ligera película de vapor en la interfaz entre la lava caliente y el agua que actúa como aislante (Cas y Wright, 2012).

Otro efecto relevante es la fragmentación inducida por el enfriamiento rápido de la lava al entrar en contacto con el agua. Este proceso puede generar granulación localizada, especialmente en los márgenes donde la lava interactúa directamente con el medio acuoso. Cuando el enfriamiento es más intenso y generalizado, se favorece la penetración del agua en el interior del cuerpo de lava, debido al incremento en el área superficial de los fragmentos granulados. (Cas y Wright, 2012).

Las explosiones freatomagmaticas que implican la interacción directa de agua y magma pueden formar uno de los cráteres volcánicos más comunes, denominados maares junto con anillos de tefra (anillos y conos de toba) (Valentine et al., 2015). Los anillos y conos de toba junto con los maares son generalmente cráteres volcánicos pequeños, monogenéticos que ocupan el segundo lugar de estructuras volcánicas solo después de los conos de escoria (Cas y Wright, 2012).

Un volcán monogenético es definido como un edificio volcánico con pequeño volumen acumulativo ($\leq 1 \text{ km}^3$) que ha sido construido por una o varias erupciones pequeñas en un corto periodo de tiempo (≤ 10 años) que es alimentado por uno o más lotes de magma a través de un sistema de diques de alimentación sin cámaras magmáticas bien desarrolladas (Németh y Kereszturi, 2015).

El freatomagmatismo no se limita a ningún tipo de magma o si es poli genético o monogenético, en cambio los maares, conos y anillos de toba si se forman a partir de explosiones freatomagmaticas (Morrissey, 2000).

3.3.2. Maares:

Es un cráter volcánico excavado en la superficie del suelo producto de múltiples explosiones bajo la superficie resultantes de la interacción de agua subterránea y magma (Graettinger, 2018). Este tipo de cráteres son de hasta 2-3 km de ancho y varios cientos de metros de profundidad, cortan la superficie pre eruptiva y por lo general expone rocas pre eruptivas. A nivel de superficie eruptiva pueden tener hasta 1 km de ancho (figura 3.3.1). Los maares están rodeados por un anillo de tefra estratificado, el tamaño de este puede ser desde los 2- 5 km cuando se mide desde el centro del maar y este depende del tamaño de maar (Lorenz, 2007).

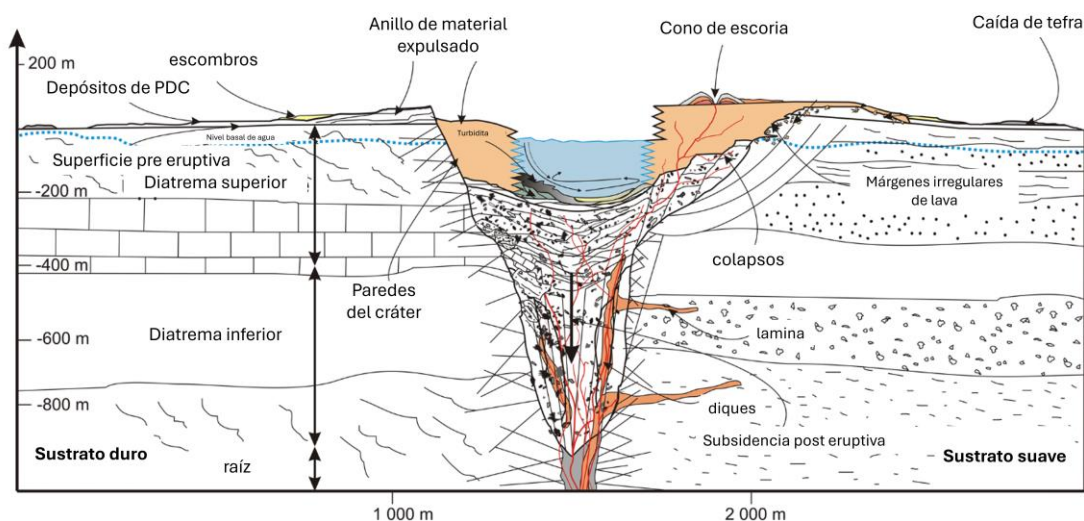


Figura 3.3.1. Sección transversal de un volcán tipo maar. Muestra características y los principales componentes de la estructura. Obtenido y modificado de (Németh y Kereszturi, 2015).

Un maar está sustentado por una diatrema (Valentine y White, 2012). Las diatremas son estructuras en forma de cono rellenas por roca encajonante, clastos juveniles e intrusiones que se extienden hacia el fondo cientos de metros, alcanzando de 2000-2500 m por debajo del suelo original. Son más anchos en la parte superior donde se fusiona con el suelo del cráter y más estrechos en la base (Lorenz, 1986; Valentine y White, 2012).

Las diatremas se pueden dividir en tres zonas según White y Ross (2011):

1. La diatrema superior que consta de tobas de lapilli estratificada y brechas que en ocasiones tienen buzamientos hacia el interior, que conforme aumenta la profundidad, el buzamiento es más pronunciado.
2. Diatrema inferior que consiste en una brecha de tobas relativamente masiva con contactos sub verticales que separan brechas de toba de diferentes composiciones de clastos y que en algunos casos contienen fragmentos de roca encajonante o fragmentos de rocas eyectados derivados de niveles más altos.
3. La zona de la raíz donde los depósitos primarios son cortados por cuerpos intrusivos de forma irregular, que son rodeados por roca encajonante y se fusionan con los diques alimentadores (White y Houghton, 2006).

Las explosiones individuales formadoras son relativamente pequeñas y provienen de lugares más superficiales. Los componentes líticos de los depósitos de tefra provenientes de la actividad volcánica deberían estar dominados por rocas encajonantes poco profundas para el caso en que la diatrema no tenga sus componentes bien mezclados o en su defecto, debería mostrar las proporciones de roca encajonante distribuidas por la diatrema (Valentine y White, 2012).

Los clastos juveniles dentro de la diatrema pasan por complejos procesos, representado por restos de piperita, piezas de fragmentos de diques intra-diatrema solidificados, mezclas de fluidos intra-diatrema, diques fundidos rotos, entre otras posibilidades (Rosseel et al., 2006; Valentine y White, 2012).

3.3.3. Conos de tobas:

Están constituidos por piroclastos masivos densamente estratificados y altamente endurecidos en angulosos que pueden llegar hasta los 30° de inclinación (figura 3.3.2). Esta toba masiva contiene capas de caída de ceniza intercaladas con volúmenes casi similares de base-surges (Wohletz y Sheridan, 1983). Los conos de toba tienen cráteres de menores dimensiones con su base a nivel de la superficie pre eruptiva, además de un perfil topográfico mayor debido a que son más altos y anchos logrando inclusive espesores mayores a los 100 m (Cas y Wright, 2012; Wohletz y Sheridan, 1983).

La localización de las explosiones en conos de toba sucede a profundidades mayores a comparación de los anillos de tobas (Heiken, 1971). En contraste aguas profundas promueven las interacciones de no explosivas a fuertemente explosivas con el magma, produciendo lavas y brechas en forma de almohada (Honnorez y Kirst, 1975).

En general sus depósitos contienen partículas más gruesas siendo común la presencia de capas de lapilli o de caída de ceniza junto con depósitos de oleadas planares y masivas, sugiriendo erupciones con oleadas de baja energía (Wohletz y Sheridan, 1983; Wohletz y Krinsley, 1982).

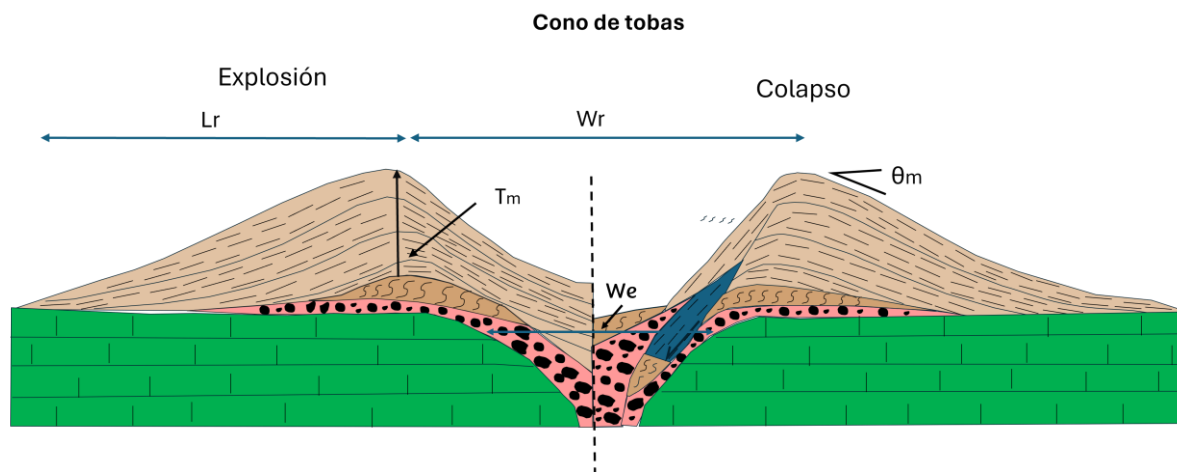


Figura 3.3.2. Sección esquemática transversal de un cono de tobas. Se visualiza en la parte izquierda parte la estructura provocada por explosión y en la parte derecha por un colapso después de una erupción. Además, son mostrados diferentes partes de la estructura como Lr: longitud máxima del depósito, Wr: ancho del cráter, De: profundidad del cráter, We: longitud entre las paredes del cráter, Tm: espesor máximo del cráter y θ_m : ángulo de inclinación del depósito. Obtenido y modificado de Wohletz y Sheridan (1983).

3.3.4. Anillos de tobas:

Los anillos de toba están constituidos por piroclastos relativamente frescos, poco endurecidos y con estratos delgados, depositados con ángulos menores a 12 grados (figura 3.3.3). Las oleadas piroclásticas altamente infladas son el medio dominante de emplazamiento, formando estructuras de dunas que indican transporte de alta energía, comúnmente son asociados a maares y conos de tobas considerando que el tamaño de los depósitos son menores en un anillo de toba a comparación de las los maares y conos de toba (figura 3.3.4) (Wohletz y Sheridan, 1983).

Solo dentro del 1 y 5% del material de los depósitos, corresponde a roca encajonante, además de la aparición de clastos juveniles pobres en vesículas, frecuentemente se presentan en lapilli acrecionados y tobas vesiculadas indica la gran disponibilidad de agua externa que participan en las erupciones por lo cual no poseen una diatrema profunda (Lorenz, 1974, 1986). Otros autores sugieren que gran

cantidad de los anillos de tobas son formados en cuerpos de agua someros sin descartar que la fuente de agua puede ser subterránea (Lorenz, 1986; Wohletz y Sheridan, 1983).

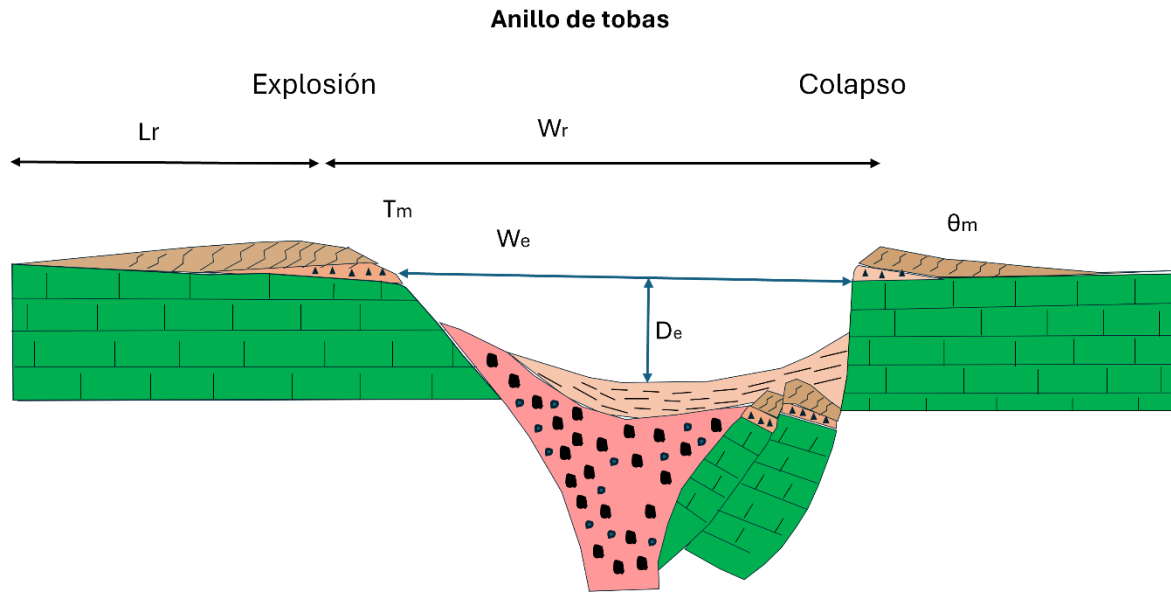


Figura 3.3.3. Sección transversal esquemática de un anillo de tobas. Se visualiza en la parte izquierda parte la estructura provocada por explosión y en la parte derecha por un colapso después de una erupción. Además, son mostrados diferentes partes de la estructura como L_r : longitud máxima del depósito, W_r : ancho del cráter, D_e : profundidad del cráter, W_e : longitud entre las paredes del cráter, T_m : espesor máximo del cráter y θ_m : ángulo de inclinación del depósito. Obtenido y modificado de Wohletz y Sheridan (1983).

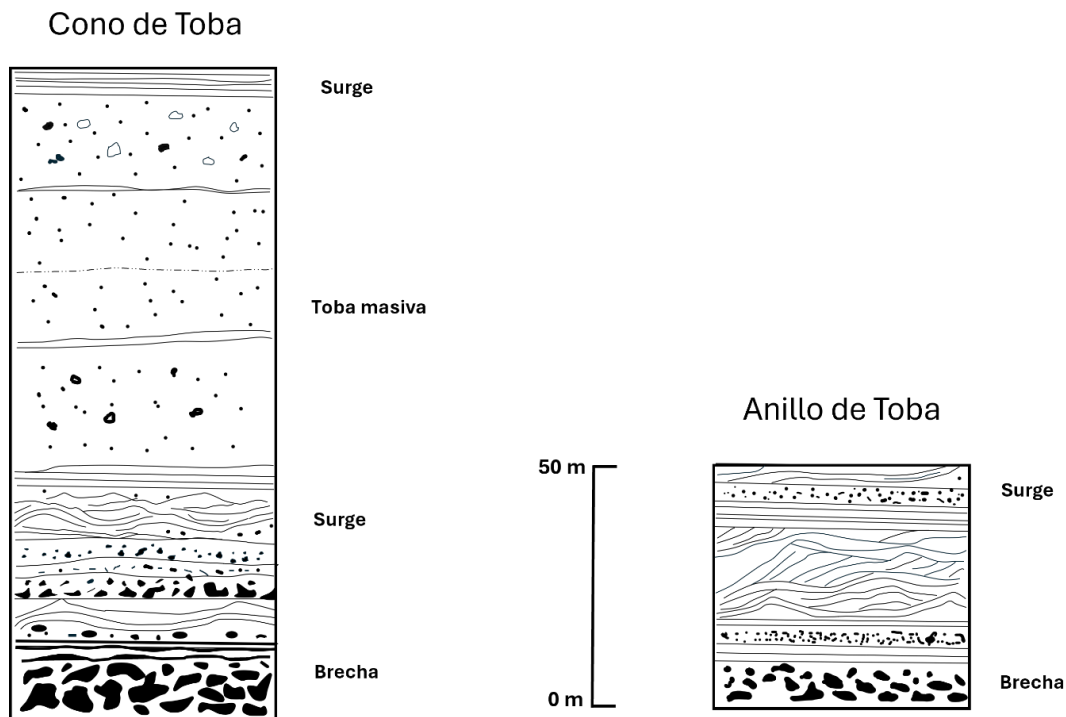


Figura 3.3.4. Diferencia de espesores en depósitos generados por conos y anillos de tobas. Obtenido y modificado de: Wohletz Sheridan, (1983).

3.3.5. Depósitos piroclásticos

El estudio granulométrico de los depósitos piroclásticos proporciona información importante sobre los mecanismos de transporte y sedimentación de los flujos que lo emplazaron (Sarocchi et al., 2005). Estos depósitos piroclásticos están compuestos por fragmentos sólidos de material volcánico expulsado a través de una erupción volcánica.

Los depósitos están formados por una mezcla en distintas proporciones de tres tipos de componentes: juveniles, cristales y líticos. Los juveniles que son fragmentos inicialmente fundidos que derivan del magma que ha erupcionado, muestran un alto grado de vesiculación lo que les permite tener alta flotabilidad y tienen un predominio de textura vítrea; cristales que son fragmentos de roca individuales de minerales en los cuales en su mayoría sus bordes se encuentran rotos.

A partir de la procedencia se diferencian entre fenocristales que son procedentes del magma que entra en erupción, y xenocristales, derivados de la roca encajonante o a lo largo del conducto de salida; los líticos son fragmentos de roca que ya estaban en estado sólido en el momento de la erupción, se diferencian entre líticos co-magmáticos (con la misma composición que los juveniles), accesorios (procedentes de las rocas encajonantes que son fragmentadas durante la erupción a lo largo de los conductos de emisión) y accidentales (clastos sueltos en la superficie que son incorporados por los flujos piroclásticos durante su transporte) (Perez-Torrado y Fernandez-Turiel, 2015).

Existen sistemas de clasificación de depósitos de piroclásticos en donde dependiendo de las concentraciones de gas y partículas, se pueden generar corrientes de densidad piroclástica densos, diluidos o de oleada piroclástica (Branney y Kokelaar, 2002; Cas y Wright, 2012).

- Depósitos de caída piroclástica: se forman después de que el material ha sido expulsado explosivamente, produciendo una columna eruptiva la cual es una columna flotante de ceniza y gas que se eleva hacia la atmósfera. La geometría y el tamaño de un depósito reflejan la altura de la columna de erupción, por otro lado, la velocidad y dirección del flujo de los depósitos de caída mantienen localmente un espesor uniforme mientras cubren toda la topografía (1, Figura 3.3.6). Los depósitos de caída son comunes en los anillos de toba formados alrededor de un maar (Saucedo et al., 2017; Wohletz y Sheridan, 1983).
- Depósitos de flujo piroclástico [Pyroclastic Density Currents (PDC)]: se trata de los distintos fragmentos que son transportados, en el seno de un medio gaseoso que se desplaza a ras del suelo a gran velocidad y que al perder energía cinética obliga a la acumulación de todos los

fragmentos. Estos flujos son capaces de sobreponerse obstáculos topográficos y normalmente se depositan en los fondos de los valles, por lo cual adquiere una morfología a la topografía previa del lugar (Cas y Wright, 2012; Perez-Torrado y Fernandez-Turiel, 2015).

- Depósitos de oleadas piroclásticas (PDC diluidos): son corrientes de densidad diluidas o poco densas en las que el mecanismo principal es la fluidificación donde la suspensión de las partículas es posible únicamente mientras la velocidad de movimiento del flujo sea superior a la velocidad de caída de estas, estos depósitos cubren la topografía, pero también son controlados por la misma, ya que tienden a acumularse o engrosarse en las depresiones (2, Figura 3.3.5) (Cas y Wright, 2012; Perez-Torrado y Fernandez-Turiel, 2015).

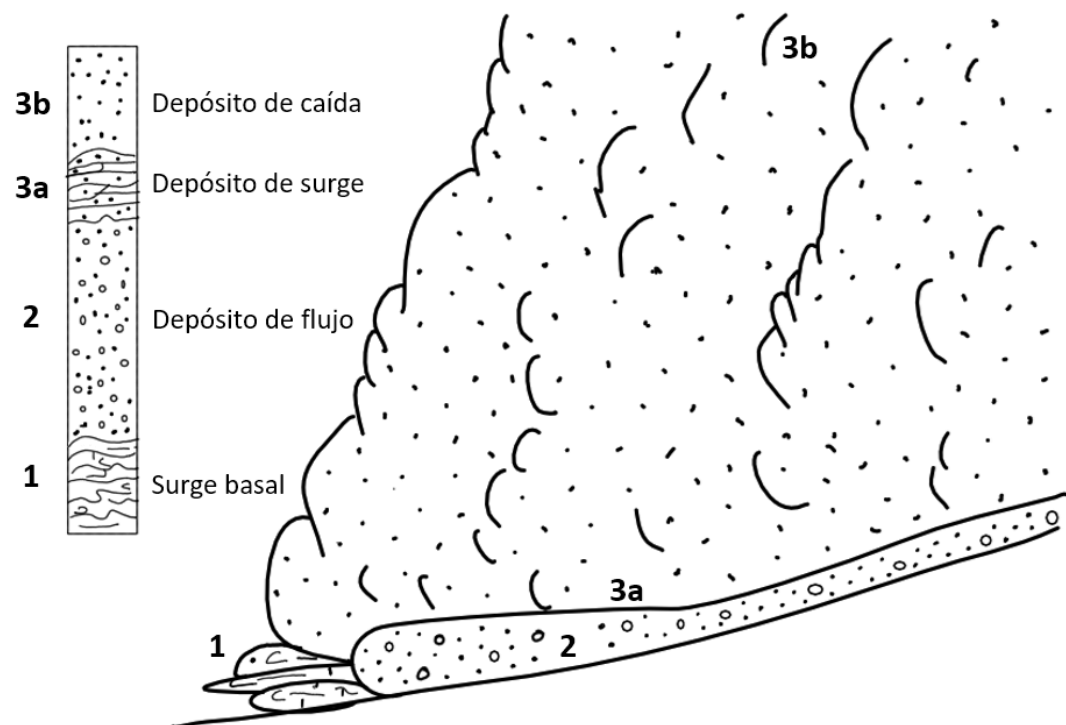


Figura 3.3.5. Modelo esquemático que incluye las diferentes partes de PDC's. Obtenido y modificado de Wohletz y Sheridan, (1979).

Estructuras en depósitos

Se pueden encontrar tres principales estructuras en depósitos como lo son sandwaves (dunas), masivas y planares (Wohletz y Sheridan, 1979). Las dunas consisten en superficies con estructuras con formas onduladas con inclinaciones hacia el sustrato deposicional, tiene diferentes formas tales como laminación cruzada, anti dunas entre otras. Este tipo de estructura son el resultado de transportes

viscosos, aunque también pueden surgir por algún tipo de transporte inercial, es decir, algún tipo de flujo laminar o de granos. El espesor disminuye a mayor distancia de la fuente de emisión y son indicio de un transporte de alta energía por tracción (Carter, 1975; Sanders, 1965; Wohletz y Sheridan, 1979).

Estructuras masivas por lo general tienen formas de lentes y se encuentran en la parte superior de las dunas, constituyen aproximadamente el 45% de las secciones, se asemejan a pequeñas tobas de flujos de ceniza y en su mayoría no se encuentran estratificadas ni tampoco es común que presenten estructuras internas (Heiken y Fisher, 2000; Wohletz y Sheridan, 1979).

Las estructuras planares tienen una gradación inversa lo que indica que su origen es por flujo y no por caída, pueden tener estratificación cruzada, son transportadas por flujos laminares de baja energía las cuales pueden erosionar capas subyacentes además de en algunos casos poder presentar formas lenticulares o cambios a estratificación cruzada dependiendo de la distancia de la fuente (Heiken y Fisher, 2000; Wohletz y Sheridan, 1979).

4. Procesamiento de datos gravimétricos, magnéticos y análisis granulométrico

4.1 Trabajo de gabinete

4.2 Trabajo de campo

4.3 Métodos analíticos

4.4 Trabajo de laboratorio

4. Procesamiento de datos gravimétricos, magnéticos y análisis granulométrico

En este capítulo se encontrará la descripción de cómo fue la realización de este trabajo, el procedimiento de este se divide en tres diferentes metodologías, en el apartado de gravimetría fue realizado con análisis de datos satelitales y con prospección terrestre además de ser utilizados aeromagnetometría y análisis textural como complementos. Se basa en datos cuantitativos que son medidos en campo y en laboratorio, la variable medida en gravimetría es la aceleración de la gravedad en mGal, en aeromagnetometría es la intensidad magnética medida en nT y el análisis textural se utiliza una clasificación de acuerdo con el tamaño de grano las partículas. A continuación, se describe como fue la recopilación y/o procedimiento con los datos y muestras recolectadas.

4.1. Trabajo de gabinete

Para la realización y logro de los objetivos se realizó búsqueda bibliográfica de la zona de estudio, tanto geología regional y local como los antecedentes de investigaciones realizadas previamente. Además de esto en la parte de prospección geofísica se hizo la planeación adecuada respecto a las salidas a campo, junto con el trazado de rutas en mapas satelitales donde se realizaron la adquisición de datos. También se realizó la adquisición de datos gravimétricos satelitales y aeromagnetometría y el desarrollo del marco teórico necesario para la realización.

4.1.1. Gravimetría satelital

Este tipo de prospección gravimétrica consiste en mediciones de variaciones en la componente vertical del campo gravitacional terrestre de forma indirecta mediante satélites.

El polígono contemplado como zona de estudio regional está ubicado en las coordenadas XY mínima (330600, 2455500) y XY máxima (333500, 2458500), la base de datos fue obtenida de Global Gravity Model Plus (GGMPlus) (Hirt et al., 2013), el cual es un modelo del campo gravitacional terrestre basado en datos de los proyectos GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) y GOCE (The Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer). Tiene una resolución espacial de ≈ 200 m entre cada dato, con una cobertura terrestre casi total, cubriendo un 80% de las masas terrestres (Hirt et al., 2013).

4.1.2. Aeromagnetometría

Se realizará un estudio regional con datos aeromagnéticos, estos se obtienen de cartas magnéticas las cuales fueron adquiridas del Servicio Geológico Mexicano (SGM) . Las cartas utilizadas llevan por clave F14-A74, F14-A75, F14-A84 y F14-A85 y sus características se muestran en el apartado de Anexo 1.

4.2.Trabajo de campo

4.2.1. Gravimetría terrestre

Se obtuvieron los datos mediante caminamientos en la zona de estudio, realizados en torno de la estructura volcánica siguiendo su topografía. Además, se incluyeron recorridos dentro del cráter limitados a las áreas donde se contaba con permisos de acceso (Guevara-Betancourt et al., 2023; Louro y Mantovani, 2012; Lupari et al., 2018). Para las lecturas se utilizará un gravímetro relativo Scintrex CG-5 Autograv, con una resolución de 1 μGal y una repetibilidad de menos de 10 μGal , la posición y la elevación de cada estación se obtuvo mediante un GPS Garmin map R66SR. Los datos fueron tomados a una distancia de 50 m entre sí, en perfiles dentro y fuera del cráter (Figura 5.10), se debe considerar que las posiciones de las lecturas también dependen de la morfología, permisos y accesibilidad en el área de estudio, por lo cual la distribución de las lecturas del dato no fue completamente homogénea. La medición de cada dato tiene una duración de 30 segundos (Cella et al., 2007).

Las mediciones base se realizaron en puntos fijos dentro del cráter en las coordenadas x: 331680.3043, y: 2457420.509 y en el Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica (IPICYT) en las coordenadas x: 290179.3775, y: 290179.3775, ya que en este punto se encuentra una lectura correspondiente a La Red Geodésica Gravimétrica (INEGI, 2017), la duración de medición en estos puntos fue de un minuto. Todos los datos obtenidos por el gravímetro se les realizó automáticamente la corrección Tidal o más conocida como corrección de mareas que calcula la compensación gravitacional provocada por la Luna y el Sol.

4.2.2. Análisis granulométricos y conteo de componentes

Se realizaron caminatas por los bordes interiores y exteriores del cráter con el fin de identificar la litología y estructuras características que se encuentran en las paredes. Junto a esto se elaboraron descripciones de los depósitos clásticos ubicados en diferentes puntos de los bordes (Figura 5.26), esta descripción incluyó color, espesor, clastos, soporte de clastos, porcentaje y tipo de matriz, forma y tamaño de los clastos, estructuras del depósito, grado de selección y compactación, tipos de contactos y estructuras de desgasificación.

También se tomaron fotografías de los afloramientos seleccionados, dimensionados con sus diferentes escalas según el tamaño del depósito. Se recolectaron muestras de rocas compactas y deleznales, estas se emplearon para tamizar, análisis de componentes y cálculo de densidad.

4.3.Métodos analíticos

Gravimetría satelital

Se utilizó el software Oasis Montaj para procesar y corregir los datos, dentro de las funciones que tiene este software también incluye herramientas para filtrado de datos, a continuación, se describe brevemente en qué consistió su aplicación.

En esta serie de datos consistió en realizar corrección de terreno, corrección de aire libre y corrección de Bouguer, para esta última se utilizó una densidad promedio de la corteza terrestre de 2.67 g/cm^3 y un gradiente vertical gravitacional de 0.3086 (Chapin, 1996; Hinze et al., 2005; Bonvalot et al., 2012), las bases de estos procesos se encuentra en el marco teórico.

Posteriormente del procesado se obtiene un mapa de la Anomalía de Bouguer, el cual es una herramienta que refleja la distribución de las densidades de las rocas en diferentes zonas y a distintas profundidades (Ayala et al., 2016). En este punto es importante obtener la Anomalía de Bouguer Residual (ABR) la cual es producto de restar la influencia de la tendencia regional del manto y corteza, se utilizó un polinomio de primer orden, por lo cual ABR será la base para la interpretación y posteriores filtros que se aplicarán:

4.3.1. Continuación ascendente

Es un método para separar una anomalía regional, ya sea gravitacional o magnética, resultante de fuentes profundas de los datos observados. El resultado de esta transformación facilita la identificación de anomalías magnéticas y gravitacionales además de estructuras regionales, como los principales lineamientos (fallas, fracturas y contactos). Para una explicación más amplia ver Anexo 2.

4.3.2. Derivadas horizontales

Las derivadas horizontales son los gradientes en los ejes x y y , los cuales permiten identificar límites o discontinuidades geológicas en un perfil o conjunto de datos (Whitehead, 2011).

$$HDR F(x, y) = \frac{\partial F}{\partial x} \circ L(\omega) = (\omega i)^n \quad (4.1)$$

Donde ω representa la función del potencial y n el orden de diferenciación.

4.3.3. Derivada Vertical

Esta se aplica comúnmente a los datos de campo magnético total para mejorar las fuentes geológicas más superficiales de los datos, sin embargo, este filtro también puede ser aplicado en gravimetría sin problema alguno. Consiste en el gradiente vertical del potencial.

$$VDR = \frac{\partial F}{\partial z} \quad (4.2)$$

4.3.4. Señal Analítica

Es una herramienta que resalta la envolvente de energía de las anomalías que no depende de la dirección de fuerza de las fuentes. La amplitud de la Señal Analítica (SA) tendrá una relación directa con la intensidad del campo y presentara intensidades máximas en los bordes de las fuentes, así ayudando a resaltar cuerpos que se pudieran encontrar (Nabighian, 1974; Qin, 1994). La SA se define como la suma de los gradientes en las direcciones x, y, z .

$$\|F(x, y, z)\| = \sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial z}\right)^2} \quad (4.3)$$

4.3.5. Deconvolución de Euler

Este proceso relaciona el campo magnético o gravitacional y sus componentes de gradiente con la ubicación de una anomalía, expresando el grado de homogeneidad con un índice estructural, el cual es una medida de la tasa de cambio del campo respecto a la distancia de la fuente.

El índice estructural corresponde a la relación de la tasa de cambio en la que el campo en cuestión disminuye conforme a la distancia de la fuente, esto funciona para ciertas fuentes de geometrías determinadas (Whitehead, 2007a).

*Tabla 4.1 Índices estructurales disponibles para Deconvolución de Euler.
Obtenido y modificado de Whitehead, (2007b)*

SI	Campo Magnético	Campo Gravitacional
0	Contacto/ escalon	Sill / Dique / Vetas / Escalon
1	Sill / Dique	Cilindro / Pipa
2	Cilindro / Pipa	Esfera
3	Esfera / Barrel	N/A

4.3.6. Deconvolución de Werner

Es una función automatizada para determinar la profundidad de origen de perfiles, se basa en la técnica de Ku y Sharp (1983). Fue originalmente diseñada para resolver el problema de detectar diques delgados. Hartman et. al., (1971) ampliaron la idea al considerar el cuerpo del dique delgado como una aproximación para resolver otro tipo de anomalías magnéticas. La deconvolución de Werner asume que los cuerpos de origen son diques o contactos con una extensión de profundidad finita.

Gravimetría terrestre

Se realizó el cálculo de la variación gravitacional durante el tiempo en que duró la campaña, esto para adicionar o sustraer de acuerdo con las lecturas tomadas por el gravímetro y así calcular la gravedad observada. Al término del proceso anterior se realizó corrección de terreno, corrección de aire libre y corrección de Bouguer. Se realizó mapa de la anomalía de Bouguer completa con polinomio de grado uno. Se filtró con primeras derivadas y se hizo cálculo de señal analítica. Los datos sirvieron para realizar el modelado del cráter.

Aeromagnetometría

Se utilizó el software Oasis Montaj para trabajar las cartas magnéticas aplicándoles diferentes filtros. Se procesó efectuando la unión de las cartas para generando un mapa completo de la zona, este mapa es llamado Campo Magnético Residual (CMR).

El CMR son las aportaciones de las anomalías magnéticas de la corteza terrestre, se obtiene a partir de correcciones y reducciones al campo magnético total terrestre, tales como correcciones en variaciones diurnas y corrección por IGRF.

Filtros aplicados

- **Reducción al Polo**

Este filtro se utiliza en latitudes magnéticas bajas para ubicar una anomalía a su equivalente como se observaría en el polo norte magnético. Esta transformación simplifica la interpretación y visualización de anomalías de latitudes magnéticas bajas (Baranov, 1957; Baranov y Naudy, 1964; Whitehead, 2011). La reducción al polo se expresa de la siguiente forma:

$$L(\theta) = \frac{1}{(\sin I_a + i \cos I \cdot \cos(D - \theta))^2} \quad (4.4)$$

Donde:

- I : Inclinación geomagnética
- I_a : Inclinación para la corrección de amplitud (nunca menor a I)
- D : Declinación geomagnética

Hay que tomar en cuenta que I_a en el software Oasis está configurada por defecto con los valores ± 20 , en dado caso que la inclinación sea menor, es posible aplicar otros filtros tales como reducción al ecuador.

- **Inclinación direccional**

Este filtro es útil para mapear lineamientos estructurales y/o estructuras poco profundas además de objetivos de exploración mineral. Se define como el ángulo de la tangente inversa de la derivada vertical sobre la derivada total horizontal (Miller y Singh, 1994; Verduzco et al., 2004).

$$TDR = \tan^{-1} \frac{VDR}{THDR} = \frac{\left(\frac{\partial F}{\partial z}\right)}{\sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y}\right)^2}} \quad (4.5)$$

- **Derivadas horizontales**
- **Derivada vertical**
- **Señal Analítica**
- **Continuación ascendente**
- **Deconvolución de Werner**
- **Deconvolución de Euler**

4.4. Trabajo de laboratorio

4.4.1. Análisis granulométricos

Este tipo de análisis es comúnmente utilizado como fuente de datos para caracterizar y determinar el tamaño de granos que conforman un depósito (Walker, 1971). Con esto se puede realizar una caracterización textural de los depósitos lo cual es una herramienta útil para conocer el mecanismo de transporte, fragmentación, sedimentación, grado de selección, niveles de energía correspondientes al evento que los ha generado. (Jutzeler et al., 2012; Spalletti, 1980).

Para este procedimiento se utilizaron en su mayoría muestras de material deleznable, en cambio para depósitos de material consolidado donde no era aplicable el método de tamizaje, se empleó el método granulométrico óptico.

4.4.2. Tamizado

El método de tamizado consiste en separar una muestra de sedimentos en fracciones granulométricas mediante el uso de una serie de tamices metálicos estándar. Cada tamiz posee una malla con aberturas cuadradas de tamaño definido, que permiten el paso de partículas con dimensiones menores o iguales al tamaño nominal de la abertura. Para realizar el procedimiento, los tamices se apilan en orden descendente, del de mayor abertura en la parte superior al de menor en la inferior, y se coloca la muestra en el tamiz superior. La pila de tamices se somete a agitación mecánica (vibración y golpeteo) durante un tiempo determinado, lo que permite que las partículas se distribuyan según su tamaño. Al finalizar el proceso, cada tamiz retiene partículas que no pudieron pasar a través de su malla pero que sí lograron atravesar la del tamiz inmediatamente superior, permitiendo así la clasificación granulométrica de la muestra.

En este estudio, se aplicó tamizado en seco a las muestras recolectadas, en un intervalo granulométrico de -4ϕ a $+4\phi$, utilizando tamices estándar espaciados a intervalos de 1ϕ . Para el proceso se empleó una tamizadora mecánica Rotap®, con un tiempo de agitación de diez minutos por muestra. Cada muestra, con un peso promedio de 500 gramos, fue previamente pesada en una balanza de precisión. Tras la separación, las fracciones retenidas en cada tamiz fueron pesadas individualmente para calcular los porcentajes en peso relativos a cada clase de tamaño. Estos datos permitieron la elaboración de curvas granulométricas y el cálculo de parámetros estadísticos característicos de la distribución (Sarocchi, 2007).

4.4.3. Análisis de componentes

La metodología se basó en lo publicado por Browne y Gardner (2004). El proceso consistió en lavar previamente las muestras deleznales en agua para facilitar el reconocimiento de las partículas. Posteriormente las muestras se colocaron en vasos de precipitado dentro de una tina ultrasónica al menos 5 ciclos de 5 minutos cada uno. Al final de cada ciclo, se revisó el agua de cada vaso y fue cambiada hasta que quedara limpia. Una vez limpias las muestras, se realizó el secado en un horno a $80\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante 7 horas. Debido a que las partículas resultaban cubiertas por una pátina clara impenetrable era imposible reconocer su naturaleza, por lo tanto, se incorporaron en moldes con resina y sucesivamente se realizaron secciones delgadas sobre las cuales se procedió al conteo.

Se trató de contar al menos 300 partículas por clase, analizando las fracciones en un rango desde 1ϕ a -1ϕ por un total de 1200 partículas por fracción, con un total de 1200 conteos .

Las partículas se analizaron bajo un microscopio binocular Leica MZ6, basándose en las diferencias de las características. Contando y clasificando solamente las partículas que se encontraban en coincidencia de los cruces bajo en un retículo cuadrado de $2\text{ mm} \times 2\text{ mm}$ (Figura 4.1), se determinó el porcentaje en volumen utilizando el método del conteo de puntos (Chayes, 1956) de cada componente individuado, siendo separadas en partículas juveniles, accesorios y cristales. Con estas proporciones se busca caracterizar los depósitos piroclásticos analizados (Cas y Wright, 2012).

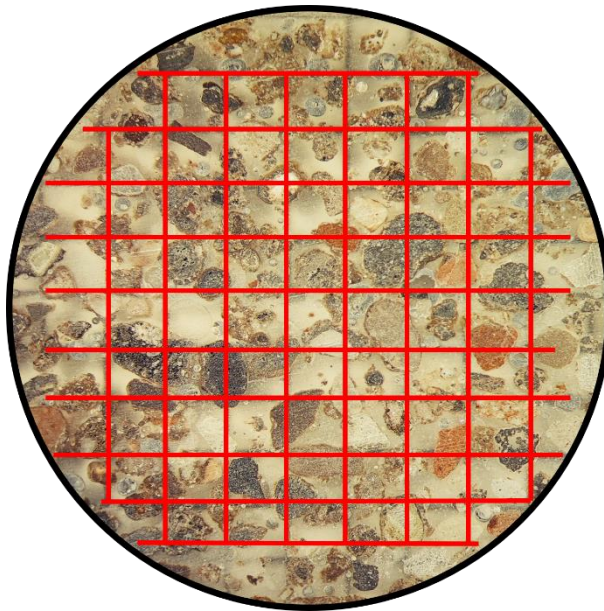


Figura 4.1. Visualización de una sección delgada bajo el microscopio, con una retícula superpuesta para el conteo de componentes.

5. Resultados de métodos geofísicos y granulométricos

- 5.1 Gravimetría satelital
- 5.2 Aeromagnetometría
- 5.3 Deconvolución de Euler
- 5.4 Gravimetría terrestre
- 5.5 Análisis granulométricos

5. Resultados de métodos geofísicos granulométricos

En el presente capítulo se mostrarán todos los resultados obtenidos a partir de los datos de gravimetría satelital, cartas magnéticas con el campo magnético residual, los datos que fueron recolectados mediante prospección terrestre en la zona de estudio y por último lo obtenido del análisis granulométrico de las muestras recolectadas.

5.1. Gravimetría satelital

En la Figura 5.1 se muestra la Anomalia Residual de Bouguer (ARB), resultado de las correcciones descritas en los métodos analíticos para gravimetría satelital presentadas en el capítulo anterior. Lo mostrado en esta figura refleja en lo general cuatro anomalías gravitacionales con formas elípticas alargadas con orientación NW-SE. En su totalidad se logra apreciar una amplitud gravimétrica que va desde los -12 hasta los 6 mGal, las anomalías se logran visualizar en transiciones de bajos y altos, se pueden identificar de izquierda a derecha con las notaciones I, II, III y IV.

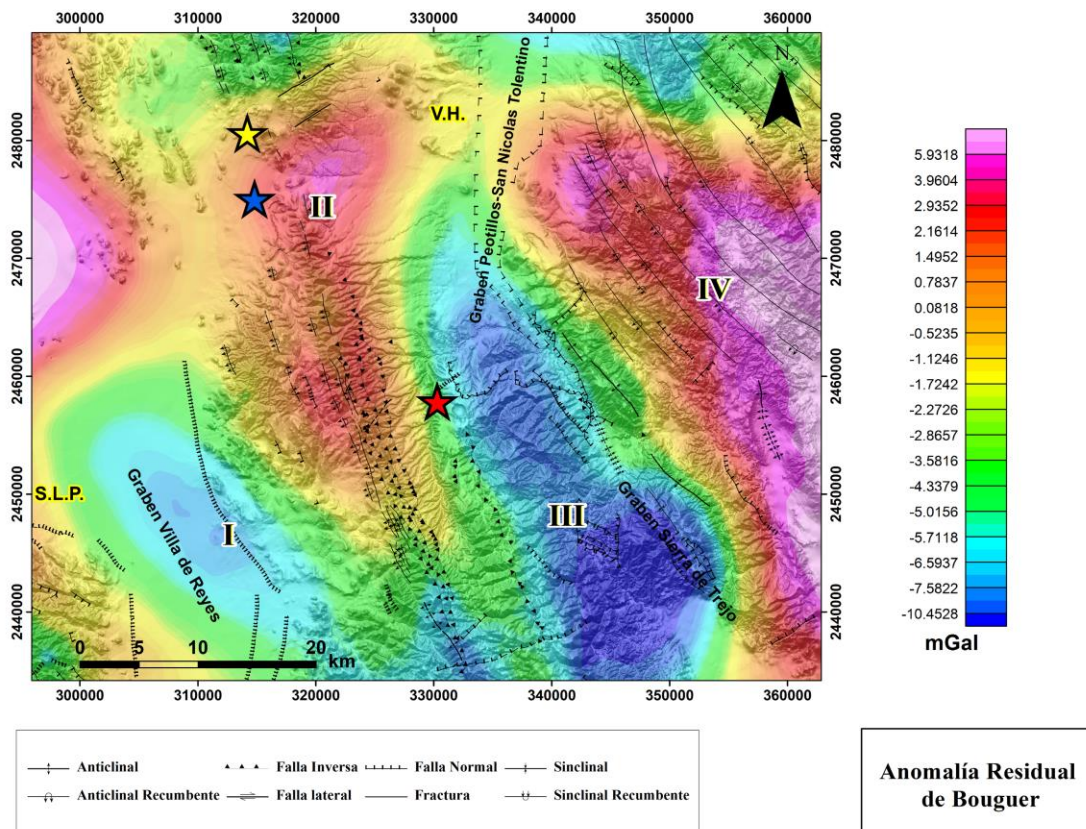


Figura 5.1 Anomalia Residual de Bouguer de la zona regional muestra valores de gravedad bajos y altos alternados, la orientación preferencial es en el rumbo NW-SE. La estrella amarilla corresponde al maar Joya Honda, la estrella azul al maar Joyuela y por último la estrella roja a la estructura Laguna de Los Palau.

La anomalía I presenta valores de gravedad de intermedios a bajos (-6 a -3 mGal) y está ubicada sobre el graben Villa de Reyes. A la derecha de esta, la anomalía II muestra una respuesta distinta, con valores de gravedad que varían de medios a altos (-1 a 3 mGal). Esta última se localiza sobre la Sierra de Álvarez y muestra una elongación mayor en comparación con las demás.

Seguido aparece la anomalía III con los valores más bajos de gravedad mostrados en la figura (-12 a -6 mGal), situados sobre el graben Sierra de Trejo. Finalmente, se encuentra la anomalía IV, que parece ser la más grande en comparación con las demás mostradas en la figura, está conteniendo los valores más altos de gravedad (3 a 6 mGal) continuando hacia el W del mapa.

La Figura 5.2 muestra la Señal Analítica correspondiente a la ARB, esta ayuda a mostrar bordes de cuerpos utilizando datos de métodos potenciales (magnetometría y gravimetría).

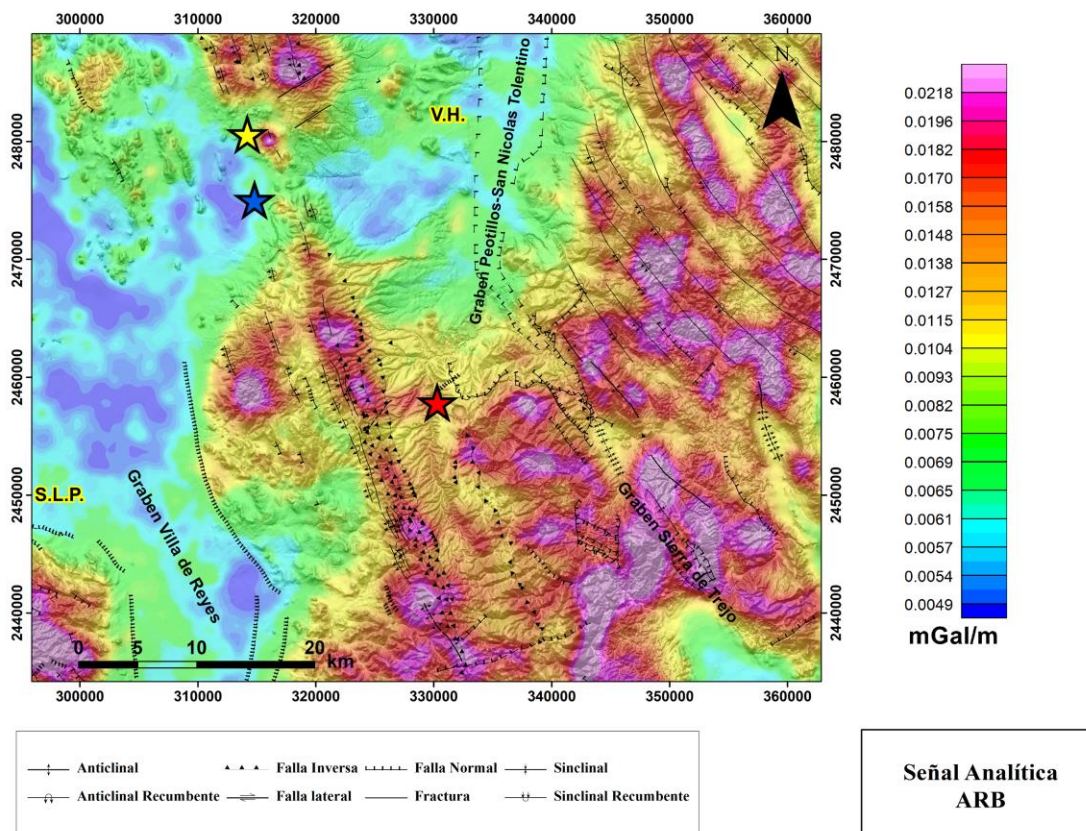


Figura 5.2 Señal Analítica obtenida de la Anomalia Residual de Bouguer, revela que las anomalías más prominentes se presentan en áreas con mayores elevaciones dentro de la región, siguiendo una orientación predominante NW-SE. En la representación, la estrella amarilla señala el maar Joya Honda, la estrella azul identifica el maar Joyuela y, por último, la estrella roja marca la ubicación de la estructura Laguna de Los Palau.

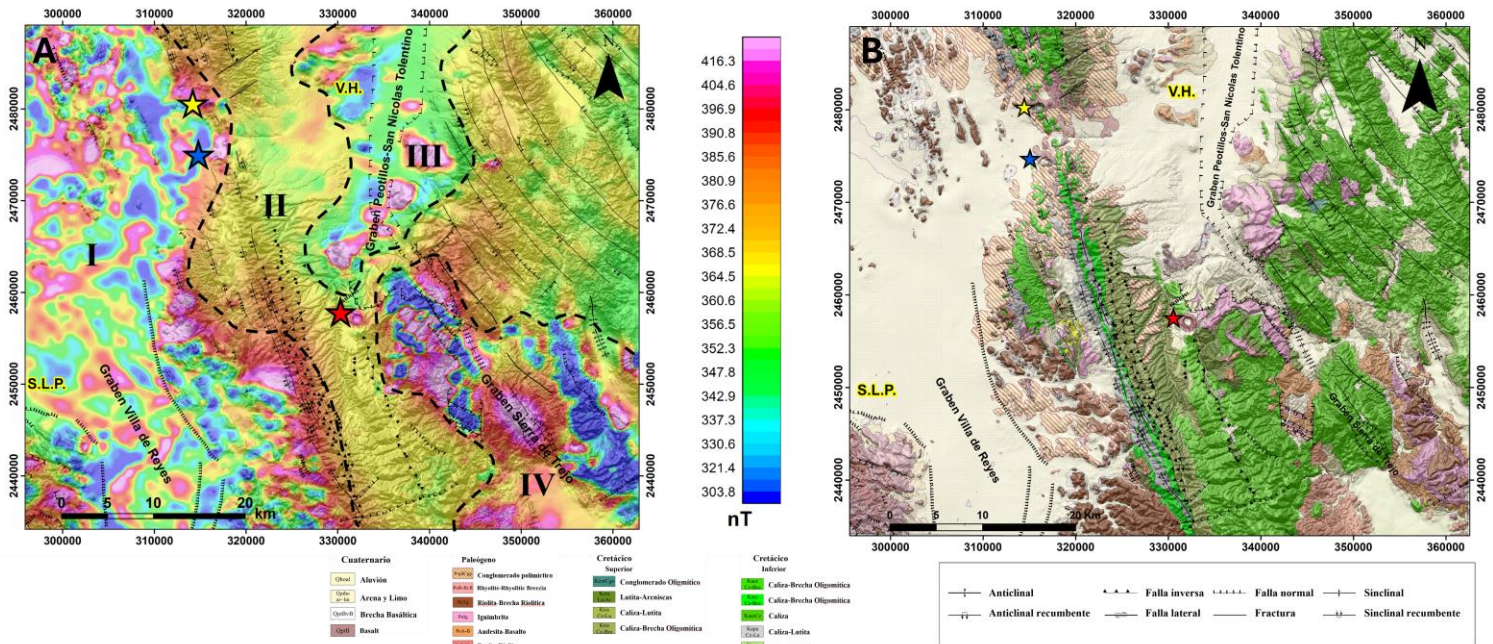
De acuerdo con la figura anterior, se observa es una clara tendencia NW-SE. Los valores más altos se ubican en la parte central correspondiente a la Sierra de Álvarez. Sin embargo, en la parte norte de esta anomalía se logra apreciar un ligero desplazamiento de la anomalía hacia la izquierda que de igual forma está representado geológicamente con una falla lateral.

Además, se observa un incremento en la cantidad de anomalías desde el centro hacia el oeste. Este comportamiento responde a las estructuras presentes en la zona, las cuales, en su mayoría, mantienen una orientación noroeste-sureste.

En zonas donde se ubican cuerpos volcánicos, como Joya Honda, Joyuela y Laguna de los Palau muestran valores medios, alcanzando valores altos solo en zonas muy específicas dentro de las estructuras.

5.2. Aeromagnetometría

Al obtener el Campo Magnético Residual (CMR), este fue procesado con el filtro de Reducción al Polo (RP) utilizando datos de declinación e inclinación magnética, esto ayuda a visualizar las anomalías sobre la fuente generadora y así eliminar el efecto bipolar del campo magnético, los resultados se visualizan en la Figura 5.3(A).



predominante hacia el NNW en la representación cartográfica. En términos globales, la intensidad magnética media correspondiente a esta área se estima en aproximadamente 350 nT.

La región anómala III modifica su orientación principal hacia un eje NE-SW, concentrando las magnitudes más elevadas de intensidad magnética dentro del área de estudio, con valores que fluctúan entre 310 nT y 500 nT. Este sector se ubica en la porción norte del levantamiento, colindando con el límite del área II. Por otro lado, la región anómala IV presenta, en ciertos puntos, intensidades similares a las observadas en el área I; no obstante, se caracteriza por la presencia de franjas con contrastes marcados en la intensidad del campo magnético, que varían entre 453 nT y 200 nT en extensiones significativas. Además, esta región exhibe una mayor amplitud en la distribución de los datos, evidenciada por una desviación estándar de 32 nT, superior a la registrada en el área anómala I (23 nT), lo que indica una dispersión más acentuada y resalta las diferencias en la intensidad magnética.

Tabla 5.1 Estadística obtenida de las diferentes zonas magnéticas del filtro de Reducción al Polo del CMR.

Dominio	Mínimo	Máximo	Promedio	D. Estandar
I	212 nT	472 nT	360 nT	33.5
II	169 nT	612 nT	390 nT	33.3
III	310 nT	500 nT	405 nT	38
IV	200 nT	453 nT	363 nT	48.9

En la siguiente tabla se muestran las distintas zonas magnéticas con las características de cada una además de su respectiva asociación geológica.

Tabla 5.2 (A). Descripción cuantitativa-geológica de las distintas zonas magnéticas de RP.

Zona magnética	Descripción cuantitativa	Asociación Geológica
I	- Intensidad magnética mínima: 212 máxima: 472 promedio: 360 nT D.E. $\approx$ 34 -Orientación: NNW	Hacia el norte, se encuentran diversos productos volcánicos intermedios a ácidos (TeA-B, ToA y ToA-B), así como productos piroclásticos (ToIg). También cuerpos de composición latítica denominada Latita Portezuelo. En el sur son localizados afloramientos de ignimbrita Santa María (ToIg) y nuevamente aparecen paquetes de rocas de Latita Portezuelo clasificada como traquita (ToTq), aflorando desde el borde occidental del Graben Villa de Reyes y en pequeñas ventanas en la Sierra de San Miguelito. Destaca el distrito minero de Cerro de San Pedro el cual contiene oro y plata además de estaño, zeolita y canteras. Diferentes tipos de depósitos clásticos continentales sobreyacen a segmentos de las unidades descritas (Qhoco y Qhoal) (Barboza-Gudiño et al., 2002; Tristán-González et al., 2003).
II	- Intensidad magnética mínima: 169 máxima: 612 promedio: 390 nT D.E. $\approx$ 33 -Orientación: NNW	Vestigios de actividad volcánica son representados por derrames de basalto (PplQptB y PplQptPc), asociados a los maares en la zona. Capas de roca caliza de la Formación Cuesta del Cura (KaceCz-Bro) y Formación Indidura (KtssCz-Bro), además de lutitas calcáreas y limonitas; hacia el este se encuentran capas de caliza pura de la Formación El Abra, afectadas por dos eventos deformativos, siendo el primero un evento compresivo por la Orogenia Laramide y posteriormente un evento meramente extensional formando fosas tectónicas (Barboza-Gudiño et al., 2002; Carrillo-Bravo, 1971; López-Doncel et al., 2008).

Tabla 5.2(B). Descripción cuantitativa-geológica de las distintas zonas magnéticas de RP.

Zona magnética	Descripción cuantitativa	Asociación Geológica
III	- Intensidad magnética mínima: 310 máxima: 500 promedio: 405 nT D.E.≈ 38 -Orientación: NNE	Se presentan en el área secuencias de lutita-arenisca de la Formación Cárdenas y depósitos de ignimbrita y planos de estratificación de óxidos de fosforo (López-Doncel et al., 2008)
IV	- Intensidad magnética mínima: 200 máxima: 453 promedio: 363 nT D.E.≈ 49 -Orientación: NW	Como producto de una deformación extensional se produjo el Graben Sierra de Trejo, el cual contiene rocas de la Formación El Abra que consiste por una secuencia de calizas. En los bordes de este graben son reconocidas lavas de composición andesítica, siendo la unidad inferior una riolita-dacita (Tor-Da) y sobre este conjunto se presenta una secuencia de andesita-basalto (To-AB) (Torres-Hernández et al., 2009).

La Figura 5.4 muestra la Señal Analítica obtenida a partir de la Reducción al Polo del campo magnético residual, permitiendo delimitar los cuerpos responsables de la señal magnética. Al igual que en la Reducción al Polo, este resultado identifica las zonas correspondientes a las distintas regiones magnéticas en RP, evidenciando que las zonas I y IV presentan las anomalías más elevadas. Además, en la región norte se aprecia con mayor claridad el cambio de orientación de NW a NE.

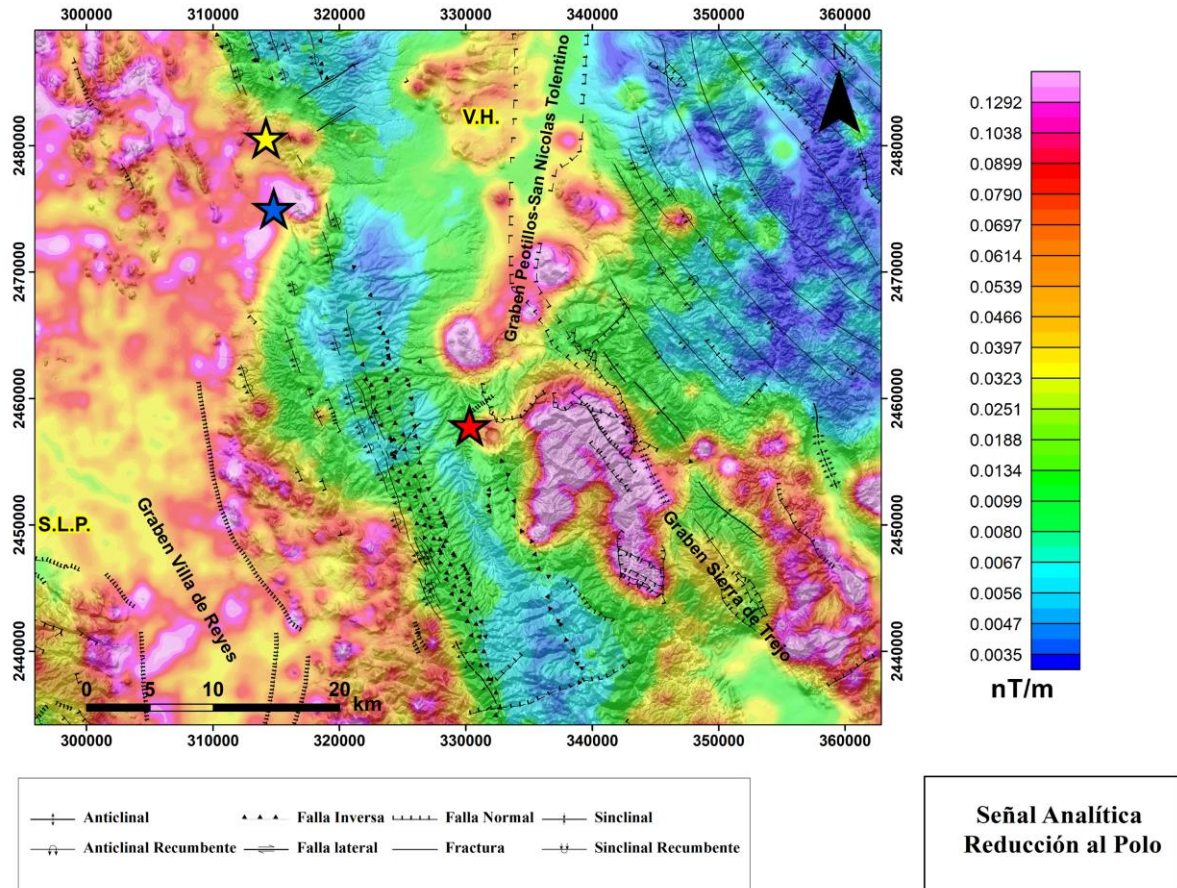


Figura 5.4 Señal Analítica obtenida de PR, muestra una delimitación de los cuerpos generadores de la señal magnética, además de mostrar de igual forma las distribuciones de las distintas regiones magnéticas.

Perfiles comparativos de las estructuras volcánicas

El objetivo de hacer estos perfiles es comparar las diferentes respuestas obtenidas, en cada estructura volcánica. La Figura 5.5 muestra un perfil con orientación NW-SE, atravesando las estructuras de Joya Honda y Joyuela. Este perfil incorpora datos del modelo digital de elevación, junto con valores

de RP, SA y Dz, obtenidos a partir de los datos magnéticos con el objetivo de analizar las características individuales de cada estructura.

En la zona marcada con la letra “A”, correspondiente a Joya Honda, la intensidad magnética promedio es de 380 nT, mientras que en la región identificada con la letra “B”, que representa Joyuela, el promedio se aproxima a los 390 nT, evidenciando una diferencia de 10 nT entre ambas estructuras.

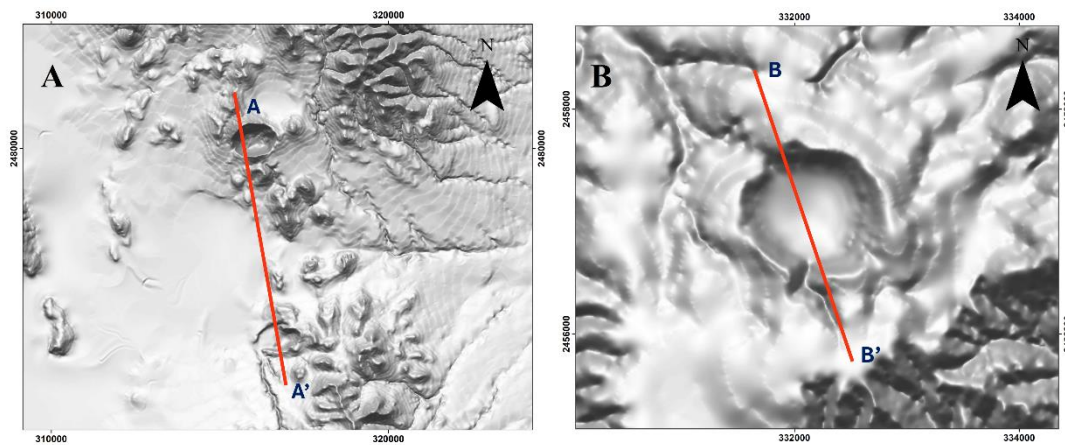


Figura 5.5 Perfiles mostrados en la figura 5.6 “A” abarcan Joya Honda y Joyuela, y “B” Laguna de Los Palau, ambos sobre el modelo digital de elevación.

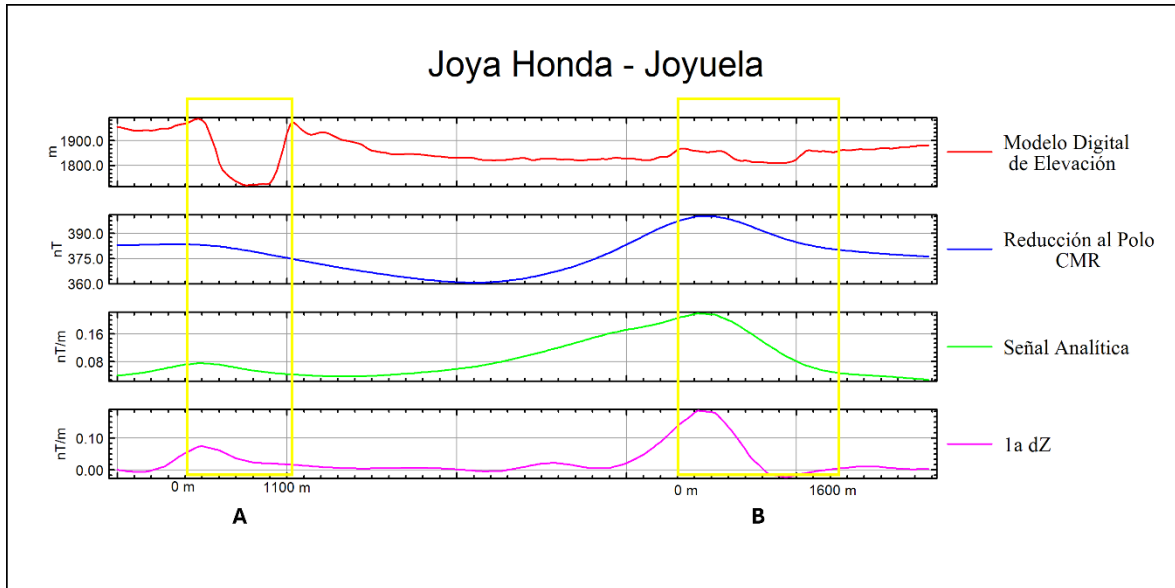


Figura 5.6 Perfil que muestra la comparación de señales espectrales de Reducción al Polo, SA y Dz, los rectángulos en amarillo pertenecen a estructuras volcánicas, Joya Honda "A" y Joyuela "B".

En la Figura 5.7 se muestra un perfil NW-SE que pasa sobre Laguna de los Palau. La sección marcada como "C" corresponde a el área del cráter y sus alrededores, la intensidad magnética sobre el lugar en promedio ronda los 379 nT.

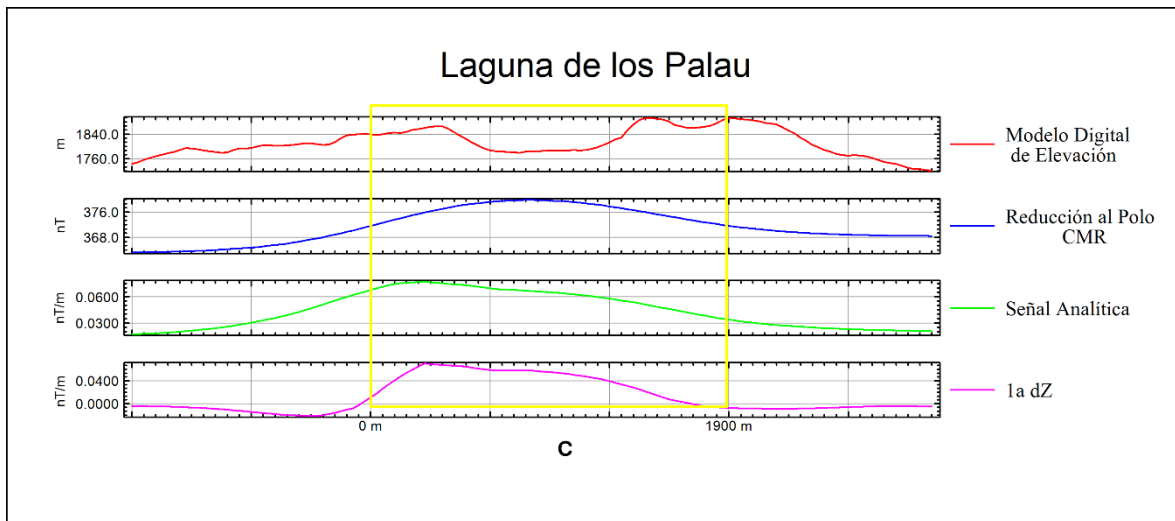


Figura 5.7. Perfil que muestra la comparación de señales espectrales de Reducción al Polo, SA y Dz, el rectángulo mostrado con "C" pertenece a la zona del cráter de Laguna de los Palau.

En la Figura 5.6 se observa que en Joya Honda “A” el valor promedio de SA es 0.0582 nT/m y en Dz es 0.0380 nT/m. En cambio, en Joyuela “B”, SA muestra un promedio de 0.1605 nT/m y Dz un promedio de 0.0671 nT/m.

En la Figura 5.7 correspondiente a Laguna de los Palau, SA presenta un valor promedio de 0.0655 nT/m y Dz de 0.0524 nT/m. Estos resultados muestran similitudes en las estructuras de Joya Honda y Joyuela en cuanto a SA, donde espectralmente el resultado es similar. Sin embargo, en Joyuela, el valor promedio de SA es 0.1605 nT/m, lo que indica una diferencia considerable. Además, se observa que en las tres estructuras los valores más altos de las anomalías se encuentran al norte de ellas.

5.3. Deconvolución de Euler

Esta técnica se utiliza para realizar una interpretación semiautomática respecto a las soluciones de sistemas estructurales y profundidades de posibles fuentes de señales de anomalías importantes en la zona de estudio.

Como anteriormente se mencionó, en base a la teoría del proceso (Anexo 2), este método fue aplicado a los datos gravimétricos y magnéticos en la Anomalía de Bouguer Residual y en Reducción al Polo del Campo Magnético Residual. El índice estructural elegido para el caso de gravimetría es 0, asociado a respuestas de diques y para magnetometría se utilizó nuevamente 0 que es relacionado con lineamientos y contactos.

La Figura 5.8 presenta los resultados de Euler obtenidos a partir de datos gravimétricos, evidenciando una alineación preferente en dirección NW-SE. En esta imagen se identifican tres zonas de soluciones lineales en la parte central, con profundidades estimadas entre 3000 m y 4000 m desde la superficie. Asimismo, se observan cúmulos de soluciones en áreas asociadas a cuerpos volcánicos, como JH y LP, con profundidades promedio de 1000 m a 2000 m. Las profundidades máximas registradas alcanzan aproximadamente los 6000 m.

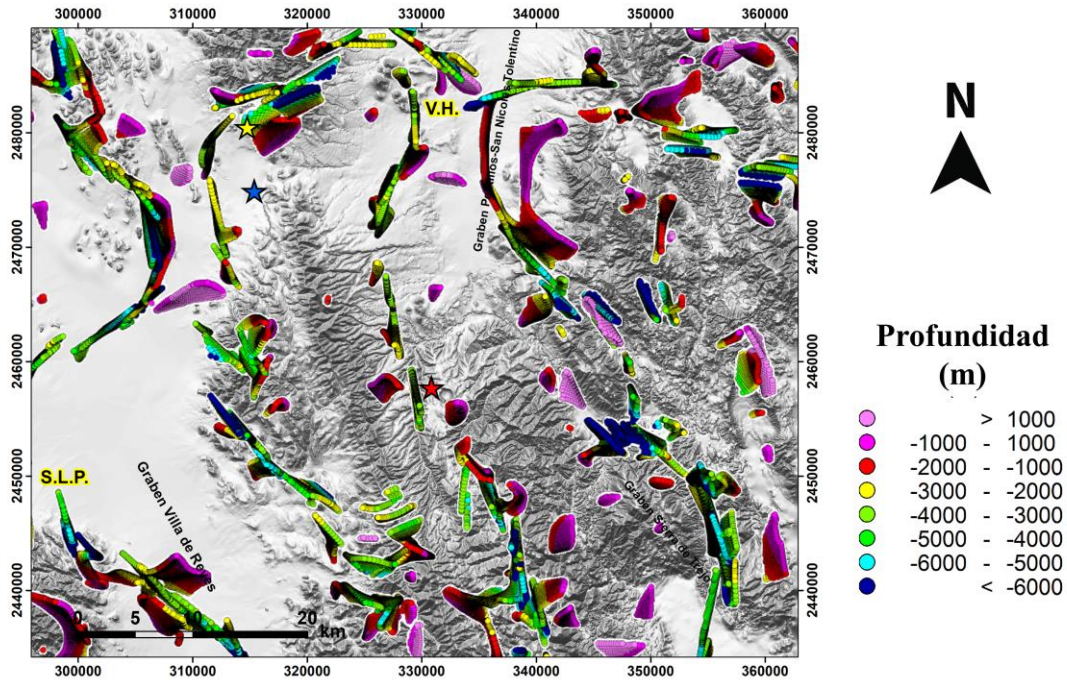


Figura 5.8 Deconvolución de Euler aplicado a datos gravimétricos, muestra tres lineamientos principales con dirección NW-SE en la parte central del mapa además de cúmulos de soluciones en estructuras volcánicas de la zona. La estrella amarilla corresponde al maar Joya Honda, la estrella azul al maar Joyuela y por último la estrella roja a la estructura Laguna de los Palau.

Este proceso también fue aplicado a los datos aeromagnéticos, en contraste con el anterior procedimiento, en esta parte, se hizo uso del índice estructural para evidenciar los principales lineamientos y contactos.

En la Figura 5.9 destaca el lineamiento principal al centro, con orientación NW-SE, con profundidades promedio de 3500 m, este lineamiento destaca sobre todas las soluciones encontradas, ya que las demás se representan en valores menos profundos aproximados a los 1000 m a 1500 m.

Por ello, el lineamiento principal ubicado en el centro representa una zona de especial interés, ya que su respuesta difiere completamente de las soluciones observadas en el resto del área, dividiendo la zona de estudio en los sectores este y oeste. Además, en la parte norte se identifican soluciones con una orientación NE-SW.

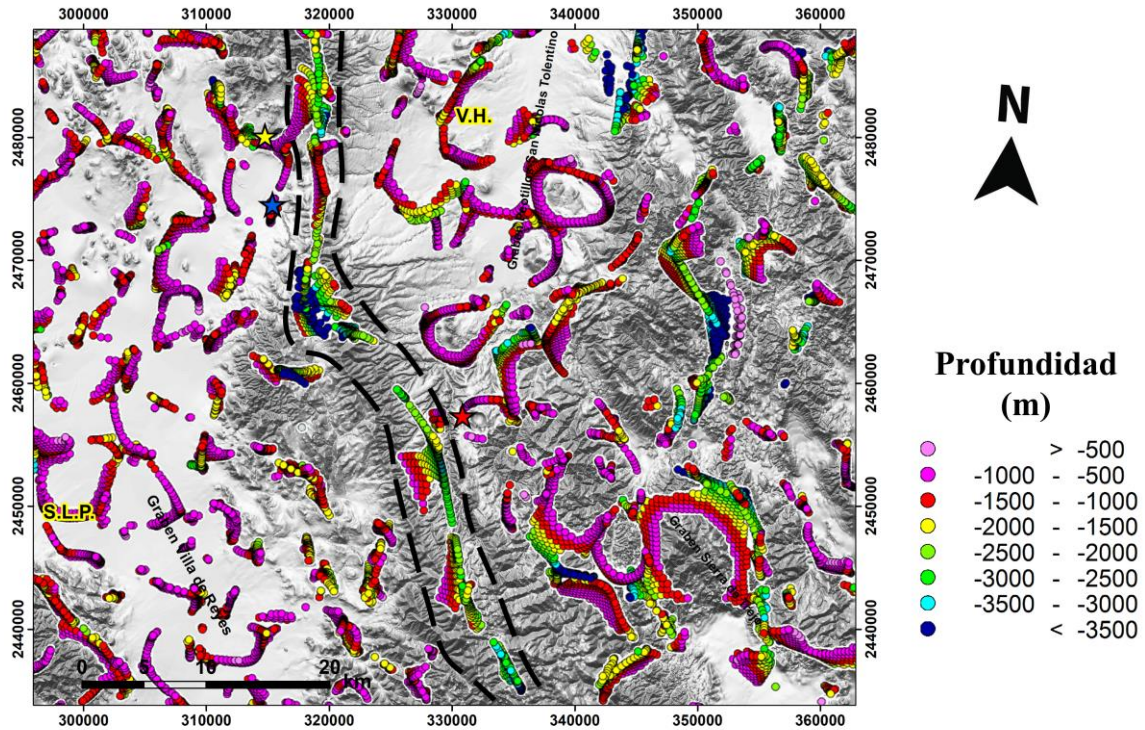


Figura 5.9 Deconvolución de Euler aplicada a datos aeromagnéticos revela un lineamiento principal con orientación NW-SE en la región central del mapa (encerrado con línea punteada).. En el sector norte, se observa un cambio de dirección, pasando de NW-SE a NE-SW. En la representación, la estrella amarilla señala el maar Joya Honda, la estrella azul identifica el maar Joyuela y la estrella roja marca la ubicación de la estructura Laguna de Los Palau.

5.4. Gravimetría terrestre

Tras las correcciones pertinentes, en la figura siguiente se muestra los resultados de la adquisición de 233 datos medidos en campo mediante prospección terrestre. En la Figura 5.10, se pueden visualizar dos zonas distintas dentro del cráter. En la parte este, los valores son intermedios, promediando -3 mGal. En contraste, en la parte oeste, se encuentra una anomalía con valores bajos, alrededor de -10 mGal. Esta presenta una geometría elíptica alargada, pareciendo estar dividida en dos: una zona al norte, de menor tamaño, y otra al sur. La orientación es NW-SE Finalmente, alrededor del cráter se registran los valores de gravedad más altos, con un promedio de 1 mGal. Estos valores parecen rodear el cráter, aunque debido a la falta de más datos, no se puede confirmar esta tendencia con certeza.

Debido a la naturaleza del estudio, es muy útil aplicar SA y Dz en esta zona, ya que nos proporcionarán gran parte de la información necesaria para alcanzar el objetivo de encontrar las zonas de emisión responsables de la formación del cráter.

La figura 5.11 muestra los resultados obtenidos con el filtro de SA “A” y Dz “B”. Las anomalías principales detectadas por SA se encuentran alrededor del cráter “A”, “B”, “C”, “D” y “E”. Es notable una anomalía mayor, de forma elíptica “A”, al sureste del cráter, con valores aproximados de 0.056 mGal/m, abarcando una parte significativa de la zona sur del cráter. Además, se observan anomalías menores en la zona norte del cráter “E”, “A”, con valores promedio de 0.045 mGal/m, y una última anomalía en la zona sur “C”

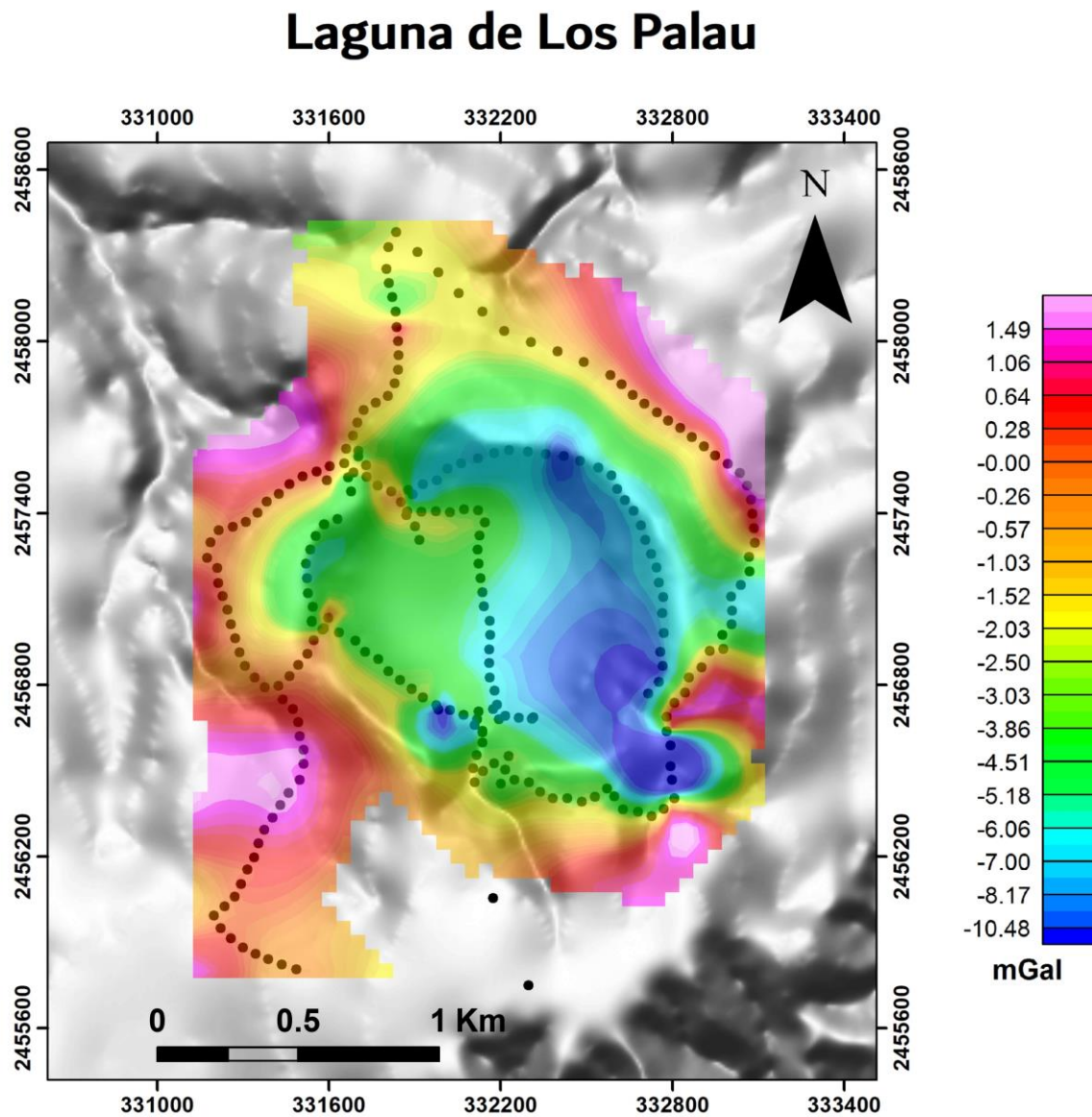


Figura 5.10. Anomalia Residual de Bouguer del cráter de Laguna de Los Palau, los puntos marcados dentro del mapa muestran las ubicaciones de adquisición de datos gravimetricos.

Laguna de los Palau

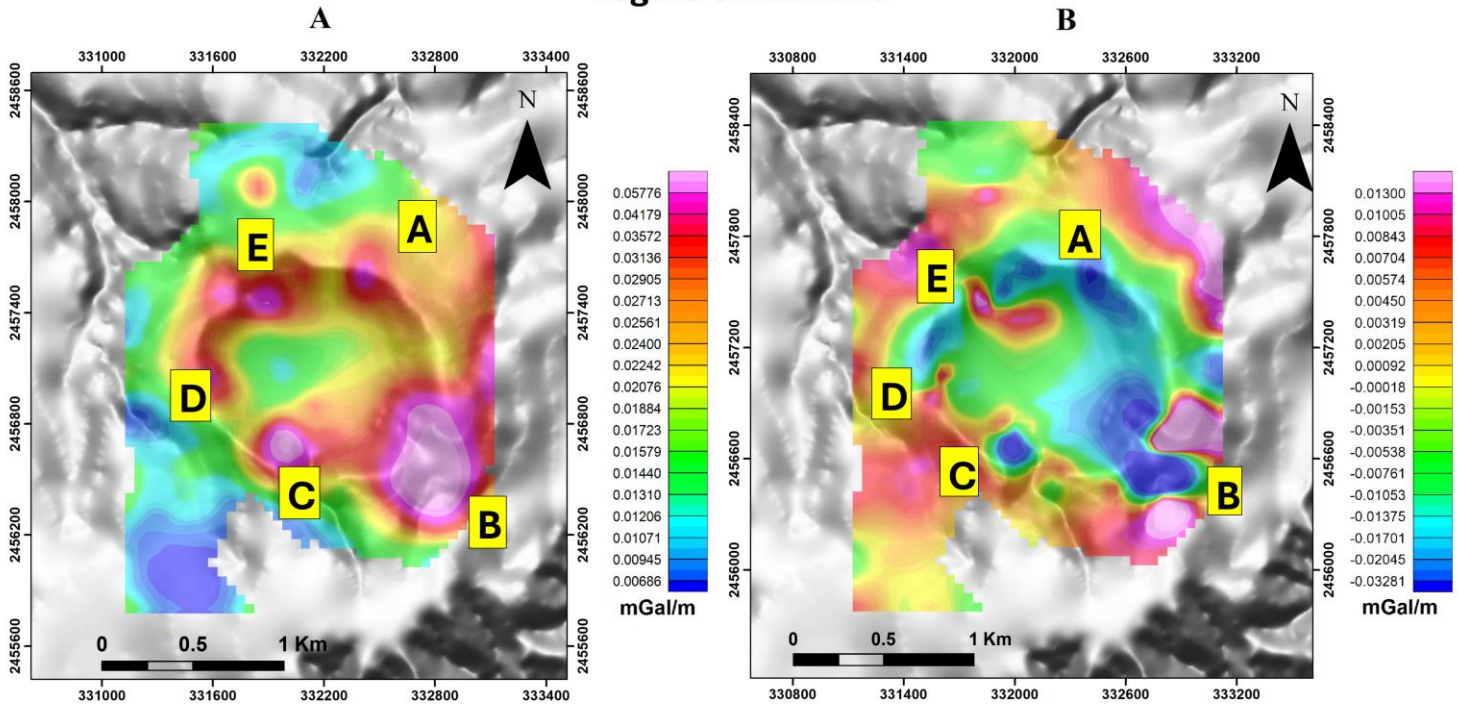


Figura 5.11 Señal Analítica (A) del crater de Laguna de Los Palau obtenida de la Anomalia Residual de Bouguer, mostrando anomalías positivas alrededor del crater (A, B, C, D y E). En la parte (B) muestra la primera derivada vertical (Dz) en la cual se muestran valores bajos en las principales anomalías señaladas

Es fundamental tener en cuenta que Dz representa la variación del gradiente del potencial en profundidad. Al comparar las áreas donde SA indica anomalías positivas, correspondientes a los bordes de cuerpos, se observa que en dichas zonas el cambio de potencial es mínimo, lo cual se evidencia en la mayoría de las anomalías.

5.4.1. Deconvolución de Werner

Después de trazar alrededor de 40 perfiles de los cuales solo se muestran 8 en la Figura 5.12, basados en los resultados mostrados en SA, se obtienen datos estructurales, tales como diques y contactos, estos señalados a la profundidad promedio en la que se encuentran. En la Figura 5.15, se muestran las soluciones con el índice estructural de contactos sobre el modelo digital de elevación, evidenciando que las distintas soluciones en el área se encuentran entre los 1950 y 1650 m.s.n.m.

Por otro lado, la Figura 5.16 presenta las soluciones correspondientes al índice estructural asociado a diques, los cuales se ubican entre los 2000 y 1700 m.s.n.m., concentrándose principalmente en zonas de emisión. Se mostrarán los perfiles donde se detectó la mayor cantidad de soluciones.

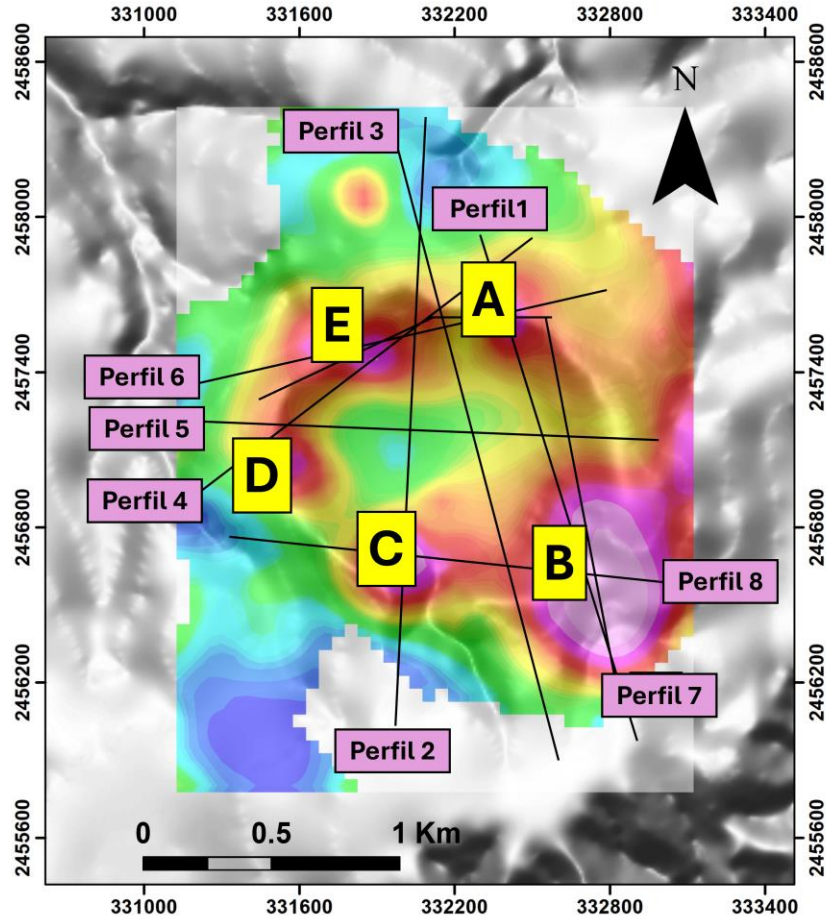


Figura 5.12 Perfiles trazados (8 de 40) para obtener los datos de Deconvolucion de Werner; esos son mostrados sobre el mapa de SA de Laguna de Los Palau.

- **Perfil 1:**

se muestran dos zonas con resultados encontrados por el método, la primera zona marcada corresponde a la anomalía A, las soluciones relacionadas con diques corresponden a una profundidad promedio de 142 m por debajo del terreno y contactos en promedio a 89.2 m de profundidad.

- **Perfil 2:**

A diferencia del perfil anterior, este atraviesa el sector oriental de la anomalía E, por lo que no abarca la totalidad de las soluciones identificadas en dicha área. En cuanto a los diques, se determinaron profundidades promedio de 148.8 m, mientras que los contactos se establecieron en un promedio de 105.3 m. Por otro lado, en la siguiente zona, correspondiente a la anomalía C, los diques fueron detectados a una profundidad promedio de 127.3 m y los contactos a 89.1 m.

- **Perfil 3:**

Este perfil atraviesa la anomalía E, que, a diferencia del perfil anterior, contiene más soluciones, los valores asociados con diques en esta zona muestran que están en una profundidad promedio de 161.3 m y los contactos a 110.2 m, en comparación de la zona de la anomalía B, donde las soluciones de diques se presentan a 153.9 m y los contactos a 75.2 m.

- **Perfil 4:**

Este perfil presenta una tendencia E-NW, el cual sobre pasa dos anomalías, D y E. En la zona de la anomalía D la profundidad promedio de los diques es de 102.8 m y en los contactos de 83.6 m. En la anomalía E fueron encontrados una gran cantidad de resultados, quedando en promedio la profundidad de diques en 126 m y de contacto en 135.6 m.

- **Perfil 5:**

Los datos calculados en este perfil abarcan parte de la anomalía E, en la cual la profundidad promedio para diques arrojó 97.3 m y contactos 87.7 m. En esta zona se encontraron la mayor cantidad de soluciones, en cambio para la anomalía A, promedio la profundidad en 99.9 m en diques y en contactos 74.1 m.

- **Perfil 6:**

Este perfil cruza la parte central del cráter de este a oeste, pasando sobre la anomalía D, donde se observó cálculos de diques a profundidades promedio de 95.1 m y contactos a 78.3 m. Por otro lado, aunque en los mapas de SA, no se muestre ninguna anomalía, en el centro del cráter se encontraron algunos resultados, los diques mostraron estar ubicados a una profundidad promedio de 227.2 m y los contactos a 118.4 m.

- **Perfil 7:**

Este perfil se centró en recorrer lo que se cree que son las principales anomalías A y B, En la zona A podemos encontrar que el promedio de la profundidad en diques está establecido en 83.3 m y en contactos en 62.2 m, seguido de la anomalía B, donde los valores de la profundidad en los diques son de 124.1 m y los contactos de 78.9 m en promedio.

- **Perfil 8:**

En este perfil se trazaron caminos paralelos sobre la anomalía marcada con B, esto para cubrir la mayor cantidad de área y poder encontrar más soluciones y así nutrir la estadística sobre los orígenes de las soluciones en esta zona. Para lo cual la profundidad promedio registrada para diques fue de 130.6 m y para contactos 107.1 m.

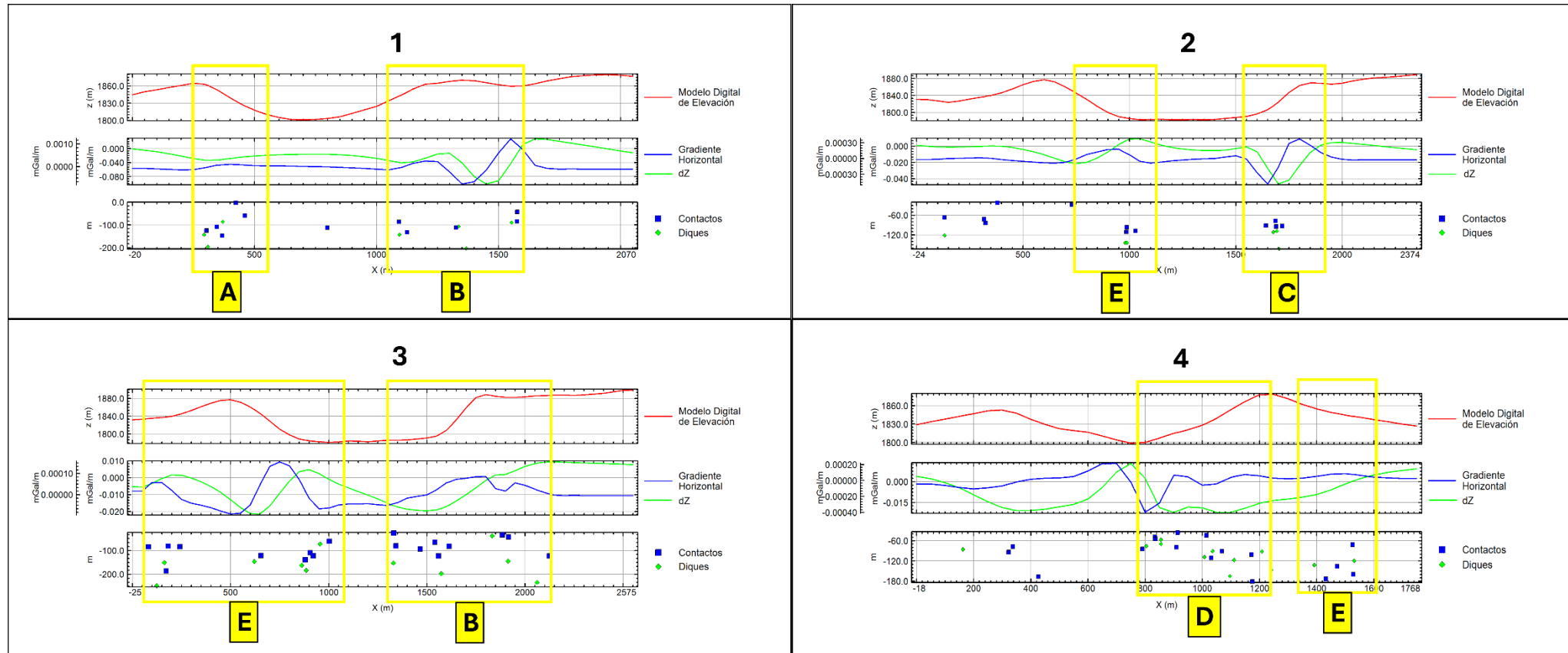


Figura 5.13 Muestra los perfiles trazados sobre el cráter, en los cuales se puede observar el gradiente horizontal y dZ , además de mostrar soluciones a profundidad de diques y contactos.

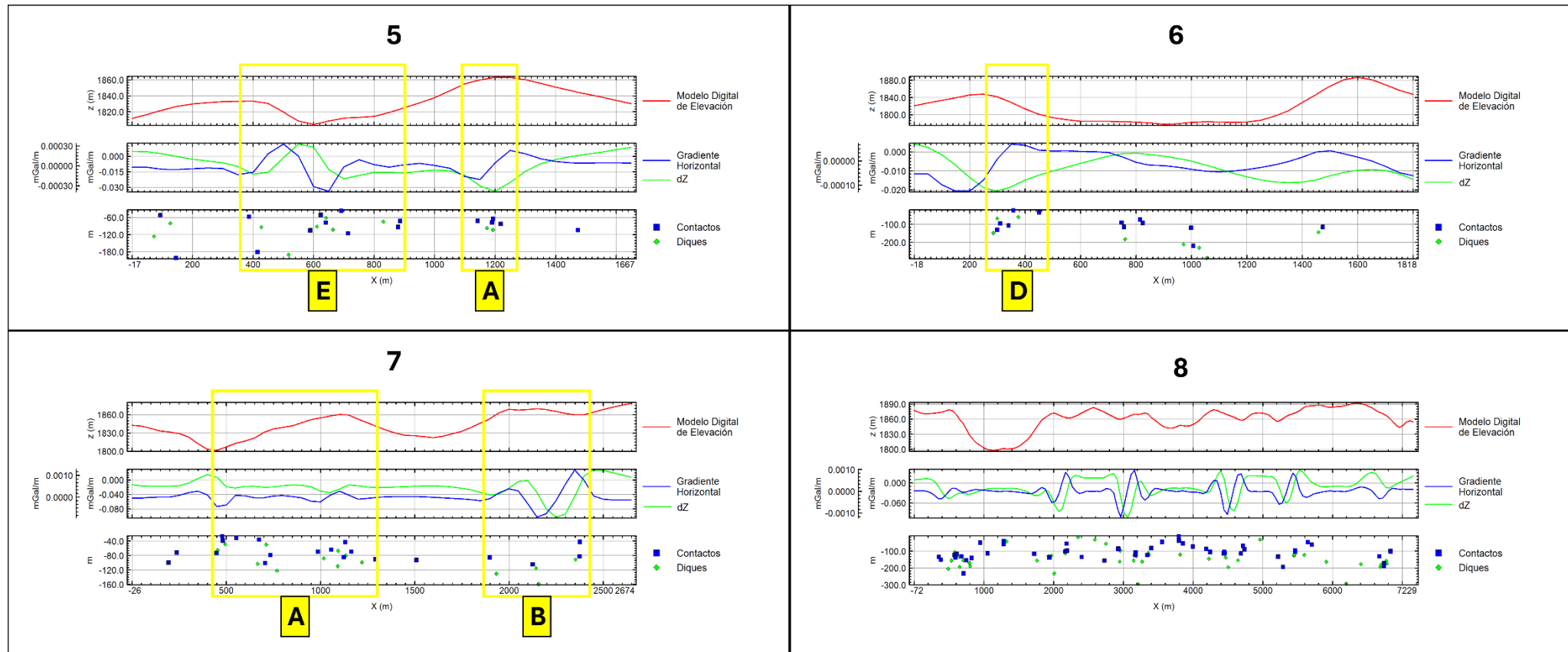


Figura 5.14 Muestra los perfiles trazados sobre el cráter, en los cuales se puede observar el gradiente horizontal y Dz, además de mostrar soluciones a profundidad de diques y contactos

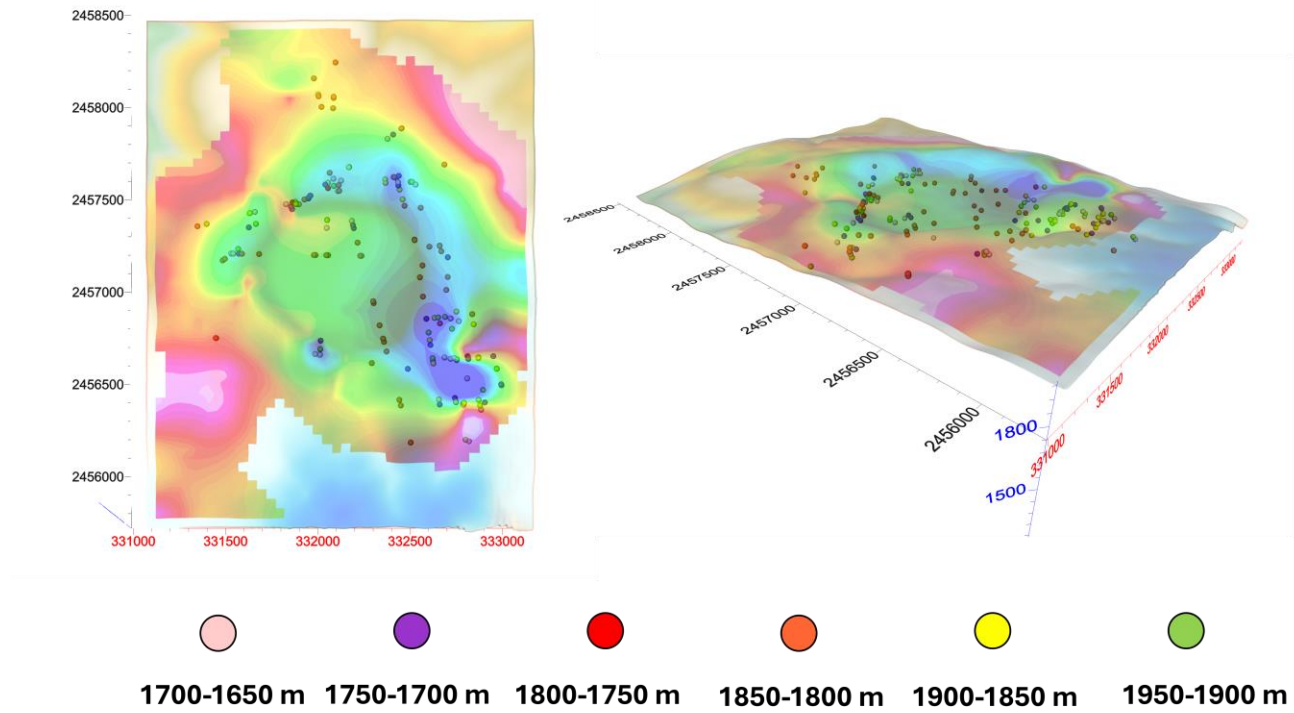


Figura 5.15 muestra los puntos calculados mediante Deconvolución de Werner, cada punto está situado en su localización correspondiente, esto corresponde al índice estructural denominado contactos.

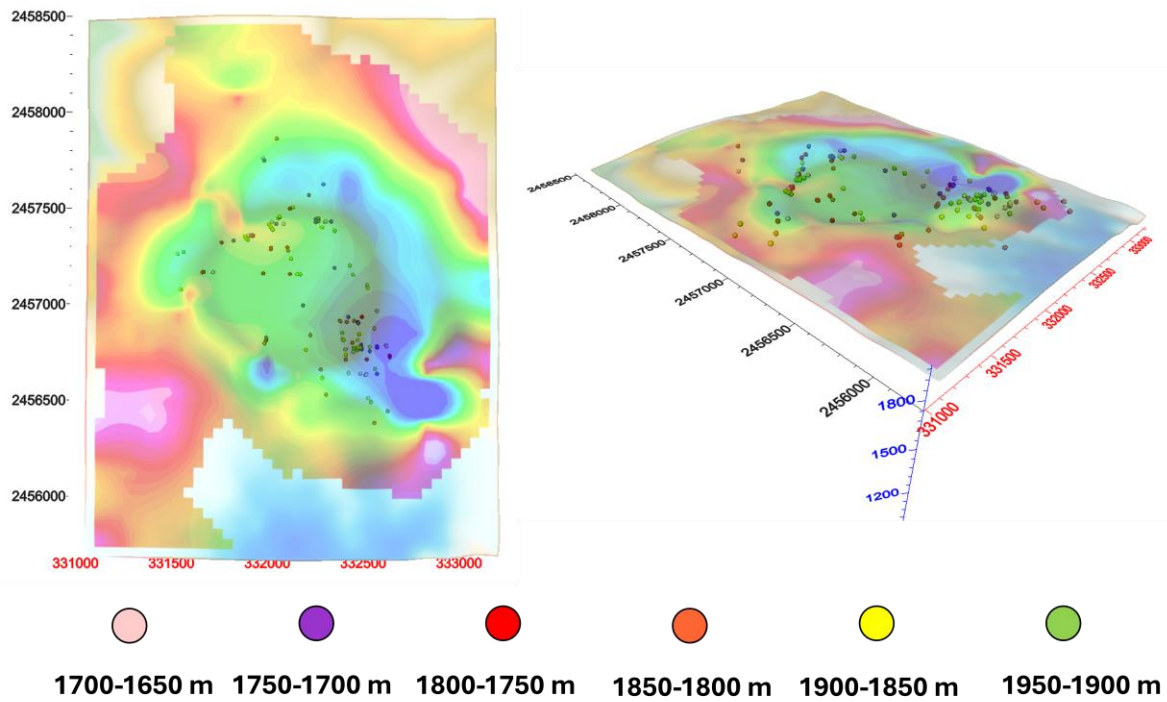


Figura 5.16 muestra los puntos calculados mediante Deconvolución de Werner, cada punto está situado en su localización correspondiente, esto corresponde al índice estructural denominado dique

5.4.2. Inversión gravimétrica 3D

Con los datos de prospección terrestre se realizó el modelado en 3D de la estructura interna del cráter, obteniendo distintas distribuciones de valores de densidad (isosuperficies). Se muestran las principales isosuperficies que están relacionadas con los resultados obtenidos por medio de los filtros aplicados a la Anomalía Residual de Bouguer y los perfiles de Deconvolución de Werner.

El software utilizado para realizar el modelo fue ZondGM3D, se utilizó la anomalía de Bouguer residual, consistió por 5835 datos los cuales estaban conformado por sus coordenadas XY, elevación en metros (Z) y el valor de la aceleración de la gravedad en mGal.

Se construyó una malla sobre la cual se realizó el modelo, compuesta por 71 celdas en el eje X, 94 en Y, y por último con 150 en Z, esta última fue sin incremento en el tamaño de celda a profundidad, dando un total de 1001100 celdas. Cada celda tiene un aproximado de 45 m de ancho, no se agregaron celdas extras y la altura inicial tomada fue de 20 m, además para la topografía se escogió un coeficiente de suavizado 1.0.

En la etapa de parámetros de modelación se escogió el valor máximo de densidad como $5 \frac{g}{cm^3}$ y un mínimo de $-5 \frac{g}{cm^3}$, tomando como densidad de referencia inicial $2.67 \frac{g}{cm^3}$ tal como se indica en el manual del software (Zond Software LTD, 2024), en la geometría preferencial (Smoothness ratio) se eligió el valor 2.0. El algoritmo de inversión seleccionado fue Focused con un factor de suavizado 0.05, Threshold 0.01 y Sharpness 0.02, el límite de iteraciones elegido fue de 20. De acuerdo con el error calculado del modelo, se obtuvo 1.4 de RMS. El modelo arroja distintos valores de densidad relativa, estos deben ser restados al valor referencial para así obtener el calculado correcto.

En la Figura 5.17 se muestra el mapa de la anomalía de Bouguer residual sobre una isosuperficie con valor de $1.87 \frac{g}{cm^3}$, esta figura muestra una geometría amorfa, con el mayor volumen concentrado en la región sureste. Se muestra como esta isosuperficie se extiende hacia el fondo, alcanzando una profundidad estimada de 1700 m, ubicándose en los puntos con los valores más bajos de la anomalía de Bouguer residual.

Esta geometría muestra una conexión a una profundidad aproximada de 500 m que se extiende hacia el norte del cráter culminando en otro conducto. En esta zona, la raíz de la isosuperficie alcanza un

tamaño aproximado de 1200 m. Finalmente, en la región noreste, se identifica otra área con el mismo valor de densidad, que se extiende desde la superficie hasta una profundidad estimada de 700 m.

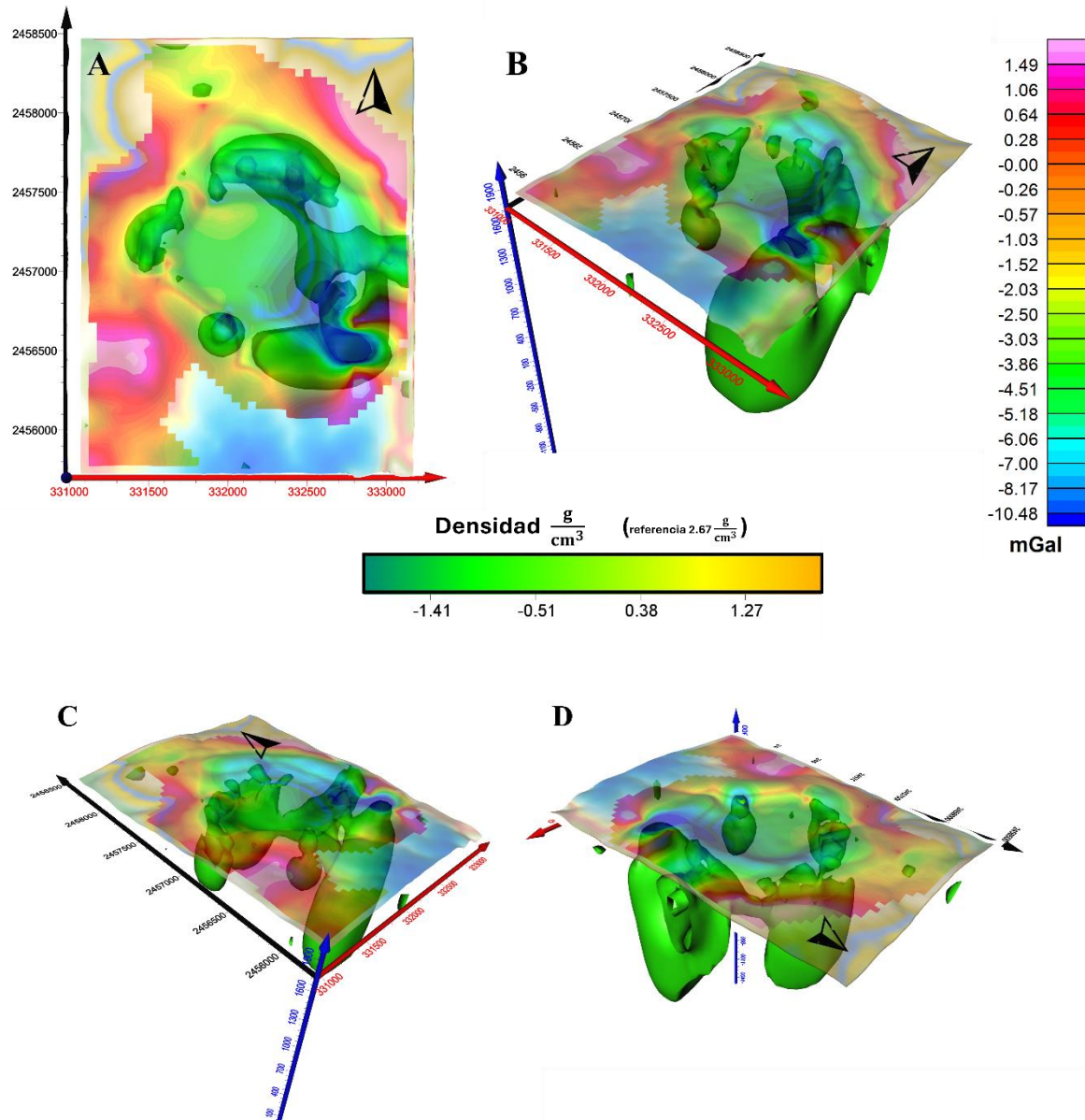


Figura 5.17. Modelo gravimétrico que muestra una isosuperficie con un valor de $1.87 \frac{g}{cm^3}$ (verde), por encima de esto se muestra la anomalía de Bouguer residual.

En la parte sureste de la figura 5.18 donde se encuentra la isosuperficie de mayor profundidad, se ubica dentro otra isosuperficie con un valor de $1.37 \frac{g}{cm^3}$. Esta presenta una geometría en forma de manga cónica y alcanza un tamaño aproximado de 1200 m. En la región sur, se localiza un cuerpo

con una densidad similar y la misma geometría, pero con un tamaño menor, de aproximadamente 450 m de profundidad. Por último, en la parte norte, se identifica un volumen muy pequeño con densidades similares a las mencionadas, que no supera profundidades de 400 m.

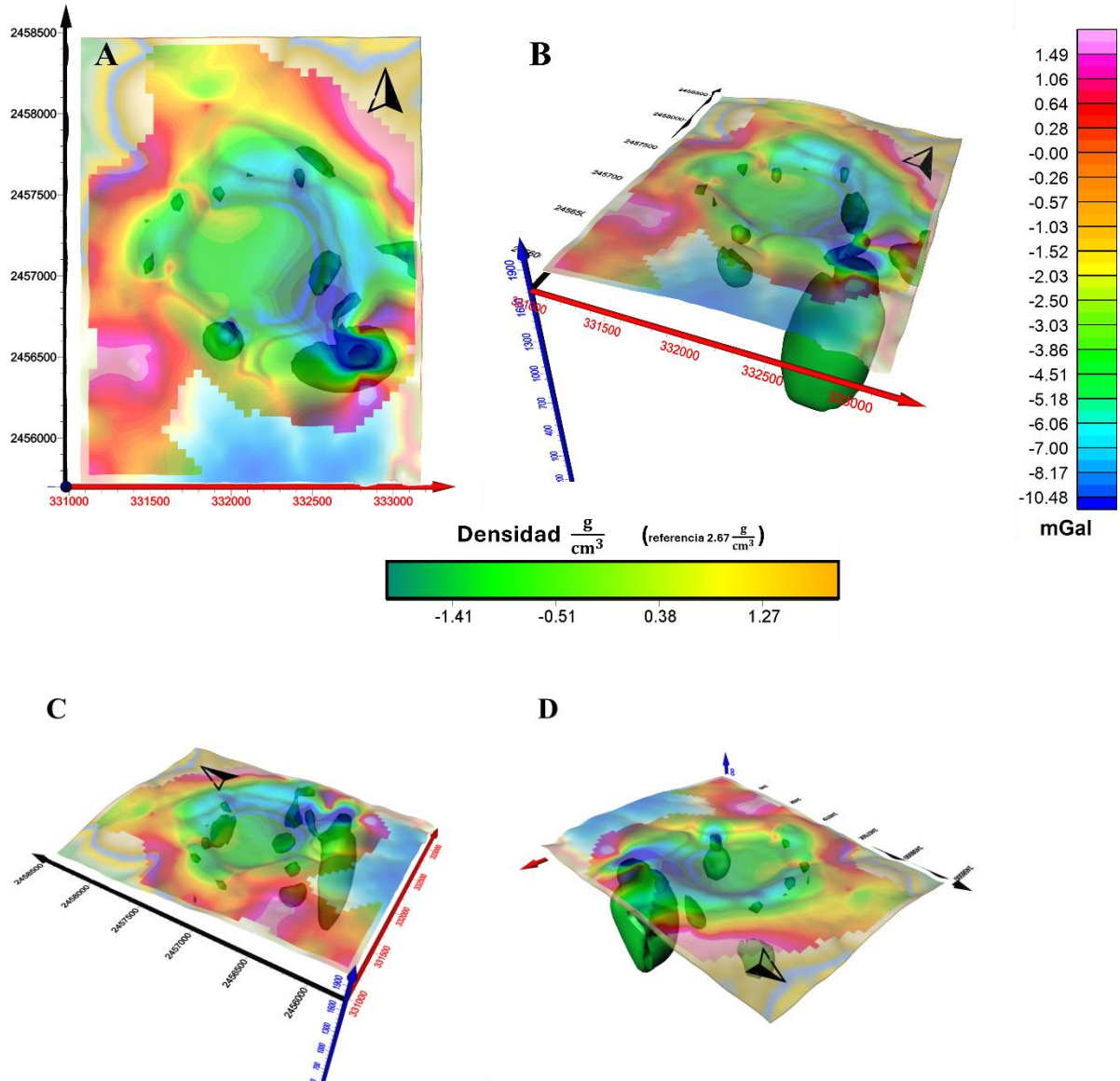


Figura 5.18 Resultados del modelo gravimétrico que muestra una isosuperficie con un valor de $1.37 \frac{g}{cm^3}$, por encima de esto se muestra la anomalía de Bouguer residual.

Además de lo presentado anteriormente, se encuentran isosuperficies con densidades altas, en la Figura 5.19 se visualizan las zonas que contienen valores de densidad $3.4 \frac{g}{cm^3}$, Estas presentan una geometría indefinida que aparenta tener un origen en el sureste, aunque su profundidad no puede determinarse con certeza debido a la falta de datos en esta zona. Además, en la parte central del cráter se encuentran varios cuerpos con la misma densidad, los cuales coinciden con valores medios a altos de la anomalía de Bouguer residual. Estos cuerpos no exceden una profundidad de 500 m y, al igual que los anteriormente descritos, sin embargo, muestran una tendencia SW.

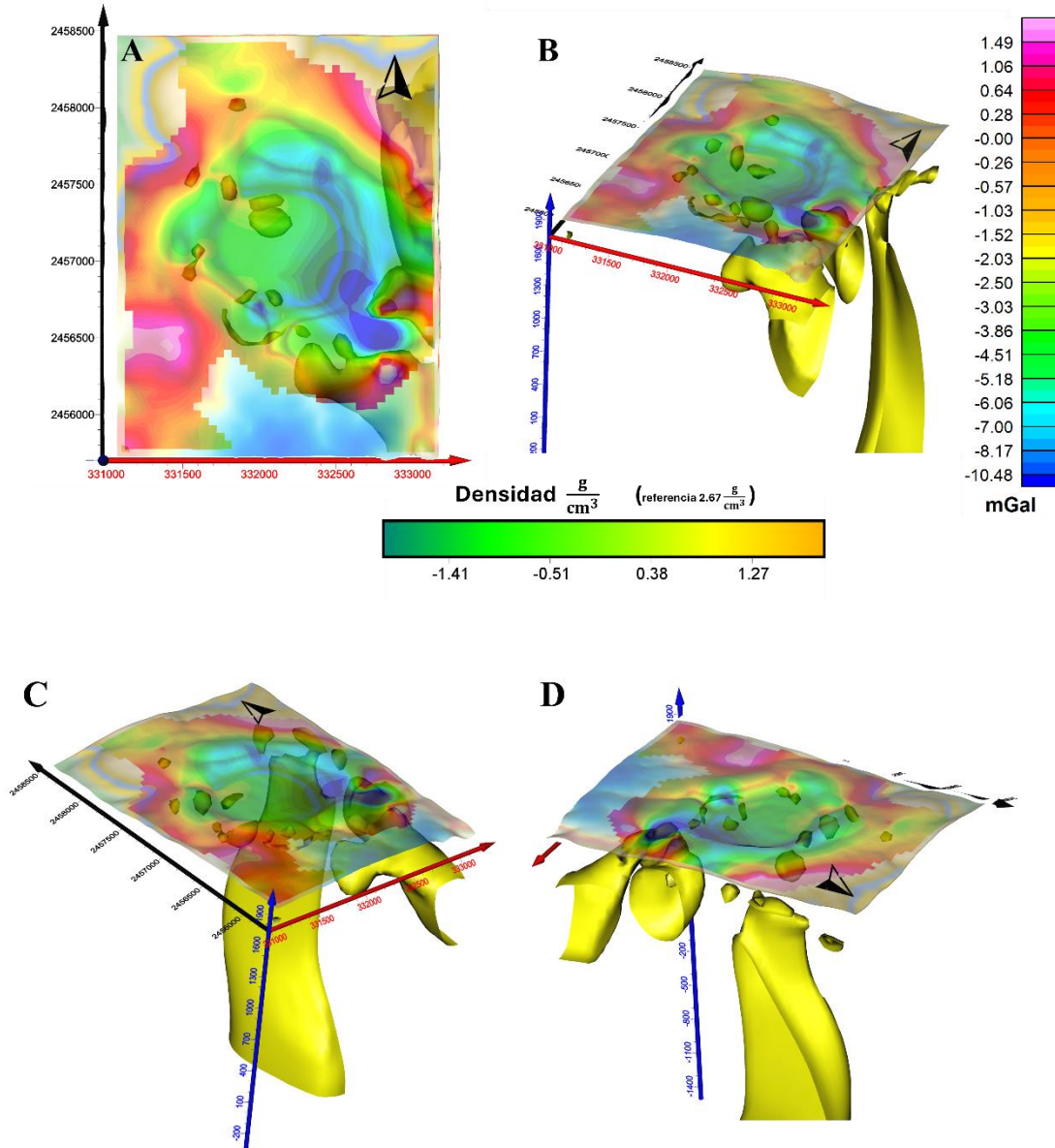


Figura 5.19 Resultados del modelo gravimétrico que muestra una isosuperficie con un valor de $3.4 \frac{g}{cm^3}$, por encima de esto se muestra la anomalía de Bouguer residual.

Por último, se muestra la isosuperficie con una densidad de $3.1 \frac{g}{cm^3}$ (Figura 5.20), la cual se distribuye alrededor del cráter y alcanza la superficie en las áreas con valores altos de ABR. Su tendencia parece extenderse hacia el exterior del mapa, aunque debido a la falta de datos en las zonas hacia donde se proyecta, no es posible confirmar con precisión su profundidad ni su geometría. Además, en la parte norte del cráter se observa una zona aislada donde esta isosuperficie se extiende, alcanzando una profundidad máxima aproximada de 250 m.

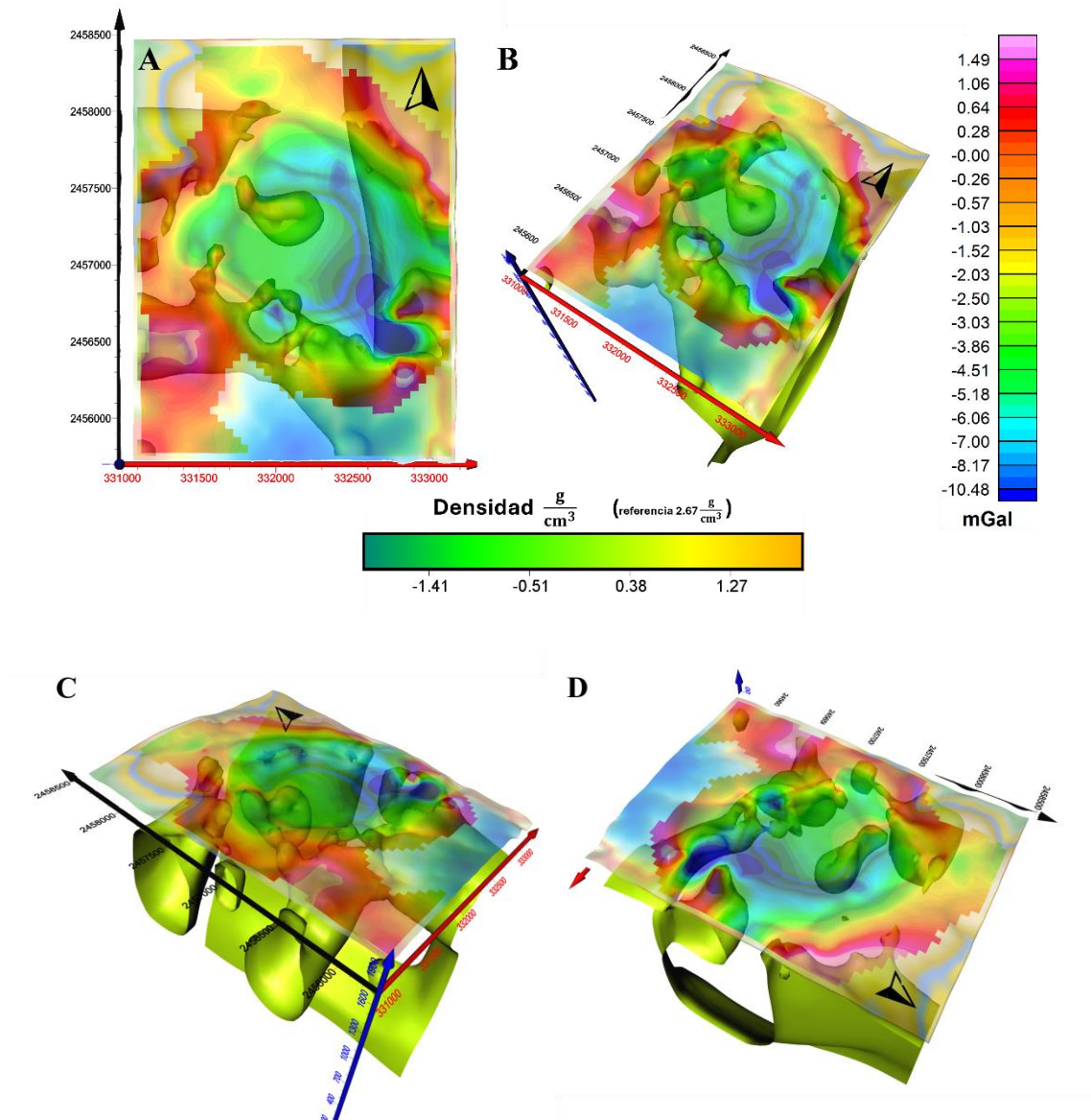


Figura 5.20 Resultados del modelo gravimétrico que muestra una isosuperficie con un valor de $3.1 \frac{g}{cm^3}$, por encima de esto se muestra la anomalía de Bouguer residual.

Es importante destacar que únicamente se muestran valores específicos de densidad aparente para facilitar su visualización. Por esta razón, existen isosuperficies con valores menores contenidas dentro de otras las cuales no se representan simultáneamente. La visualización se basa exclusivamente en los valores seleccionados, dejando de lado todos los valores contenidos en cada isosuperficie diferente.

5.5. Análisis granulométrico

5.5.1 Tamizado

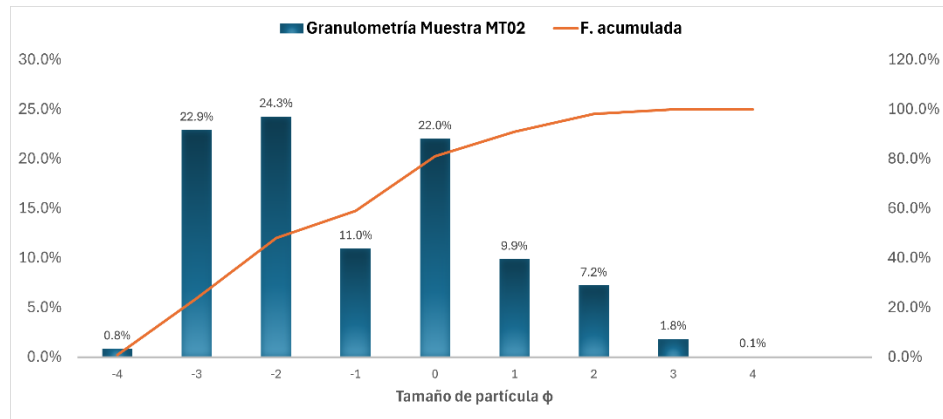
Se reco cinco muestras de los bordes del cráter (Figura 5.26), de las cuales se seleccionaron 500 gramos de material de cada una. Luego, se llevó a cabo el tamizado por secciones y, al concluir el proceso, se realizó el pesaje para determinar la distribución de los tamaños de partícula. Finalmente, se efectuaron cálculos estadísticos empleando el algoritmo GRADISTAv8 y el software DECOLOG 3.0.

Tabla 5.2 Presenta la distribución porcentual de los tamaños de partícula en cada una de las muestras tamizadas

Muestra			MT02	MT03-B	MT03-C	MT04	MT05
Depósito volcánico		ϕ	Porcentaje				
Lapilli	grueso	-4	1%	6%	6%	5%	5%
	mediano	-3	23%	18%	9%	12%	35%
	fino	-2	24%	11%	14%	13%	17%
	muy fino	-1	11%	6%	8%	9%	10%
Ceniza	muy gruesa	0	22%	22%	26%	26%	18%
	gruesa	1	10%	15%	18%	15%	7%
		2	7%	16%	15%	13%	6%
	mediana	3	2%	5%	4%	4%	1%
		4	0%	0%	0%	4%	1%

- **MT02:**

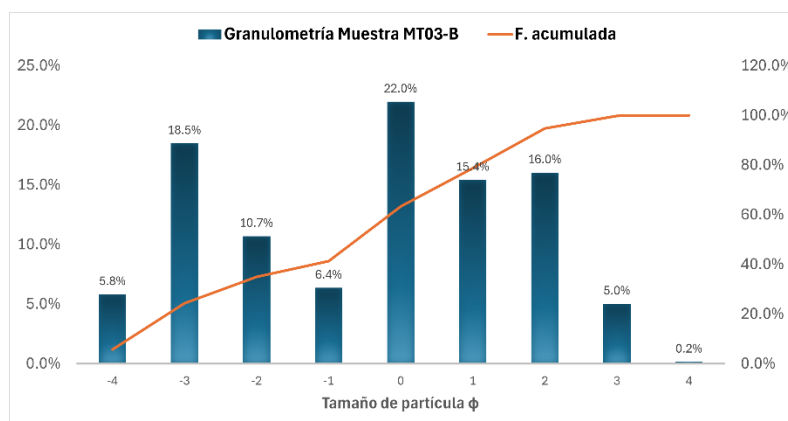
Se obtuvo que el tamaño promedio de ϕ es de -1.62ϕ con una desviación estándar de 1.672. Corresponde a una distribución bimodal pobremente clasificada, siendo grava fina arenosa del grupo textural de grava arenosa, donde el 59% corresponde a grava y el 41% restante a arena. Los datos del tamizaje se muestran en la tabla 5.2, además de la distribución de frecuencias en la gráfica 5.1.



Gráfica 5.1. Los resultados del tamizaje de la muestra MT02 indican un tamaño promedio de -1.62ϕ , con una desviación estándar de 1.672. Corresponde a una distribución bimodal pobremente clasificada

- **MT03-B:**

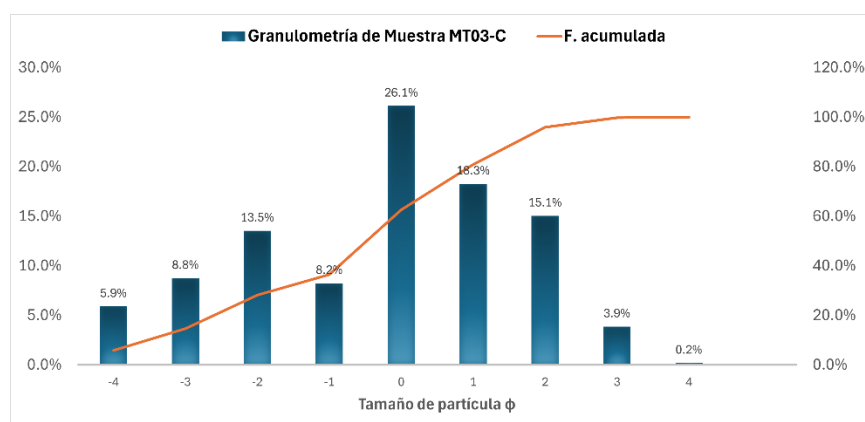
En esta muestra el resultado obtenido fue que el tamaño promedio fue de -0.93ϕ , con una desviación estándar de 2.027, mostrando una distribución polimodal, muy mal clasificada, definida como grava mediana arenosa del grupo textural de grava arenosa, con una porción de 41.4% de grava y 58.6% de arena. Los datos del tamizaje se muestran en la tabla 5.2, Por último, en la gráfica 5.2 es mostrada la distribución de los porcentajes de cada tamaño de ϕ y componente.



Gráfica 5.2. Los resultados del tamizaje de la muestra MT03-B indican un tamaño promedio de -0.93ϕ , con una desviación estándar de 2.027, revelando una distribución polimodal.

- **MT03-C:**

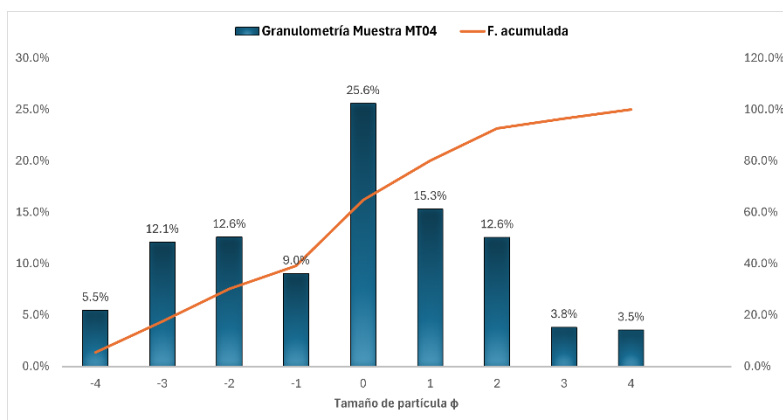
Mediante los datos obtenidos del tamizado se calculó que el tamaño promedio de partícula es de -0.7405ϕ presentando una desviación estándar de 1.845, siendo esta muestra polimodal pobremente clasificada, del grupo textural de grava arenosa, siendo esta grava arenosa fina con porcentajes de 36.4% de grava y 63.6% de arena. Los datos del tamizaje se muestran la gráfica 5.3.



Gráfica 5.3. Los resultados del tamizaje de la muestra MT02 indican que el tamaño promedio de partícula es de -0.7405ϕ presentando una desviación estándar de 1.845, siendo esta muestra polimodal pobremente clasificada.

- **MT04:**

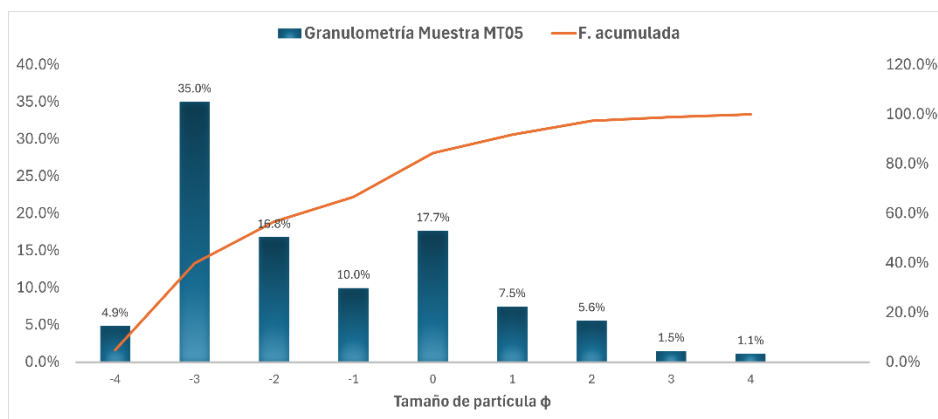
Presenta un tamaño de partícula promedio de -0.7614ϕ con desviación estándar de 1.9946. Esta muestra es bimodal, muy mal clasificada siendo grava fina arenosa del grupo textural grava arenosa en donde el 39.2% corresponde a grava y el 60.8% a arena. Los datos del tamizaje se muestran en la gráfica 5.4, presenta la distribución de los porcentajes de cada partícula.



Gráfica 5.4. Los datos del tamizado de la muestra MT04 indican un tamaño promedio de partícula de -0.7614ϕ , con una desviación estándar de 1.9946. La muestra presenta una distribución bimodal y está clasificada como muy deficiente.

- **MT05:**

Los resultados de esta muestra mostraron que el tamaño promedio de partícula es -1.9018ϕ , con una desviación estándar de 1.8086, es bimodal, pobremente clasificada siendo grava mediana arenosa del grupo textural grava arenosa, mostrando que el 66.4% es grava y el 33.4% es arena.



Gráfica 5.5. Los datos obtenidos del tamizado de la muestra MT04 indican un tamaño promedio de partícula de -1.9018ϕ , con una desviación estándar de 1.8086. La muestra presenta una distribución bimodal pobremente clasificada.

En general se logró obtener que la mayor parte de las muestras son bimodales a excepción de las muestras MT03-B y MT03-C, las cuales una estaba una sobre la otra. El promedio de partícula ϕ de todas las muestras recolectadas fue de -1.19 .

La muestra MT03-C presenta el tamaño de partícula en promedio más grande (-0.7405ϕ) en comparación con el tamaño más pequeño que corresponde a la muestra MT05 (-1.9018ϕ). La selección de la muestra MT03, es de un mismo sitio, solo que fueron tomadas en 2 partes ya que presentaban a la vista diferencias texturales en el sitio, estando la muestra MT03-B por encima de MT03-C.

Los porcentajes del tamaño de partícula en las muestras varía dependiendo de la ubicación, en la muestra MT02 se muestra que la mayor cantidad de partículas se encuentra en los tamaños -3 a -2ϕ y de -1 a 0ϕ . Se visualiza en la muestra MT04 que los porcentajes mayores se ubican en los tamaños -4 a -2ϕ y de 0 a 1ϕ , por último, en la recolección MT05 los porcentajes más altos se localizan en el tamaño -4 a -3ϕ y de -1 a 0ϕ .

5.5.2 Análisis de componentes

A raíz del resultado obtenido tras finalizar el lavado de las muestras, no fue posible realizar el conteo según lo planeado inicialmente debido a la presencia de una pátina alrededor de las partículas. Por lo tanto, se modificó la metodología como ya mencionado en el capítulo de metodología, optando por realizar unas láminas delgadas que incluyeran la mayor cantidad de partículas, lo que permitió visualizar correctamente cada componente presente en los depósitos. Para efectuar el conteo de partículas se prepararon secciones delgadas tratando de incluir la mayor cantidad de partículas por cada sección realizada.

Descripción petrográfica de los componentes

Se trata de un depósito de caída de escoria basáltica de color negro a gris claro con fragmentos no consolidados, mantiene formas subangulosas a subredondeadas de composición basáltica y líticos de caliza, lutita, arenisca y brecha volcánica. A continuación, se describirá brevemente los fragmentos que contiene el depósito.

- **Escoria basáltica juvenil (Esb)**

Compuesta por fragmentos de escoria basáltica de color negro a gris oscuro, formas principalmente angulosas, subredondeadas y subangulosas. La roca presenta textura escorácea (porosa) y microporfirítica compuesta de fenocristales aislados de: clinopiroxeno, ortopiroxeno y esporádico olivino (Figura 5.21).

Algunos fragmentos de escoria presentan textura afieltrada (microcristales de plagioclasa alineados) y cristales alargados de piroxeno paralelos a las vesículas. La mayoría de los fragmentos de escoria están cementados por calcita y posible ceniza de color café oscuro. La escoria basáltica presenta costras de calcita y líticos compuesto de cuarzo policristalino. La mayoría de los fenocristales se encuentran rotos y/o astillados que pueden indicar un emplazamiento explosivo y por la forma del depósito se postula que fue por caída.

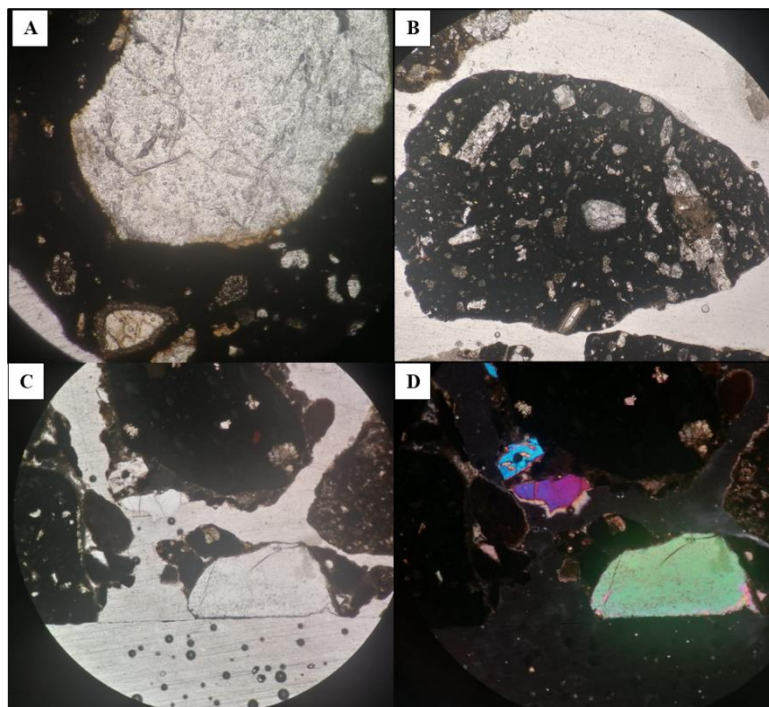


Figura 5.21 fragmentos juveniles de escoria basáltica bajo microscopio petrográfico con el objetivo 4x visto con luz natural. Se observan cristales grandes de ortopiroxeno y cristales pequeños de feldespato (A y B), además de fragmentos de olivino y clinopiroxeno con luz natural (C) y polarizada (D).

- **Agregados policristalinos volcánicos (Apv)**

Elementos vistos para posible brecha volcánica de color gris, café claro a oscuro visto en luz natural con formas subangulosas. Se compone de fragmentos líticos de caliza, lutita, escoria basáltica, arenisca y fenocristales de piroxeno, feldespato alcalino y cuarzo, algunos fragmentos están dentro de una matriz aparentemente de calcita además de distintos fragmentos embebidos en una matriz color café claro que puede corresponder a ceniza. Presentan alto contenido en carbonato de calcio que produce efervescencia al aplicarse ácido clorhídrico (Figura 5.22).

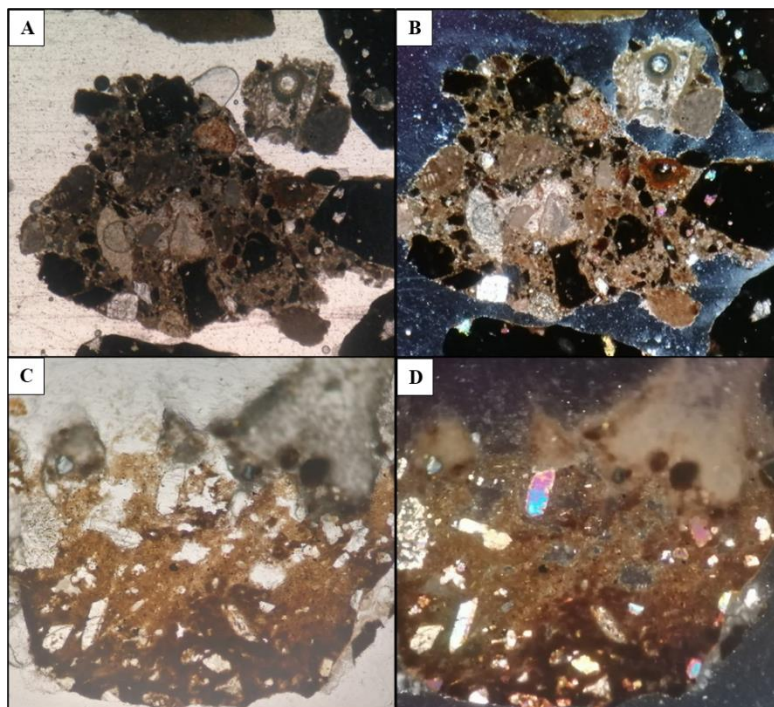


Figura 5.22 Fragmentos de agregados policristalinos volcánicos visto bajo microscopio con el objetivo 4x en luz natural (A y C) y polarizada (B y D). se aprecia líticos de brecha volcánica, lutita, escoria basáltica y caliza en una matriz color café claro que puede corresponder a ceniza rica en carbonato de calcio.

- **Líticos de lutita (Llu)**

Fragmentos de lutita de color café oscuro y tonalidades rojizas con formas angulosas, se conforma de microcristales de cuarzo y posibles fósiles con morfologías circulares de color blanco vistos con luz polarizada, contenidos en una matriz de grano muy fino de color café oscuro, los fragmentos presentan laminación paralela y bandas de óxidos de hierro (Figura 5.23).

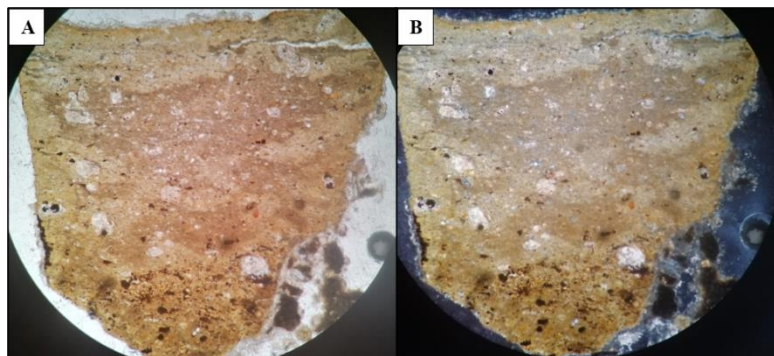


Figura 5.23 Fragmento de lutita visto en el microscopio petrográfico con el objetivo 4x en luz natural (A) y polarizada (B), mostrada de color café claro rico en estructuras circulares de calcita de color blanco que puede corresponder a globigerinas.

- **Líticos de arenisca (Lar)**

Fragmentos de arenisca de color café claro con tonalidades verdosas y oscuras vistas luz natural, que tienen formas subangulosas a subredondeadas. Se compone de fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino en menor medida de plagioclasa. Contiene minerales accesorios en hojuelas de biotita oxidada, fenocristales de calcita, magnetita y circones esporádicos, estos se encuentran rotos y/o fracturados. En estos líticos es frecuente apreciar que la cantidad de calcita puede incrementar visto como fenocristales desarrollados (Figura 5.24).

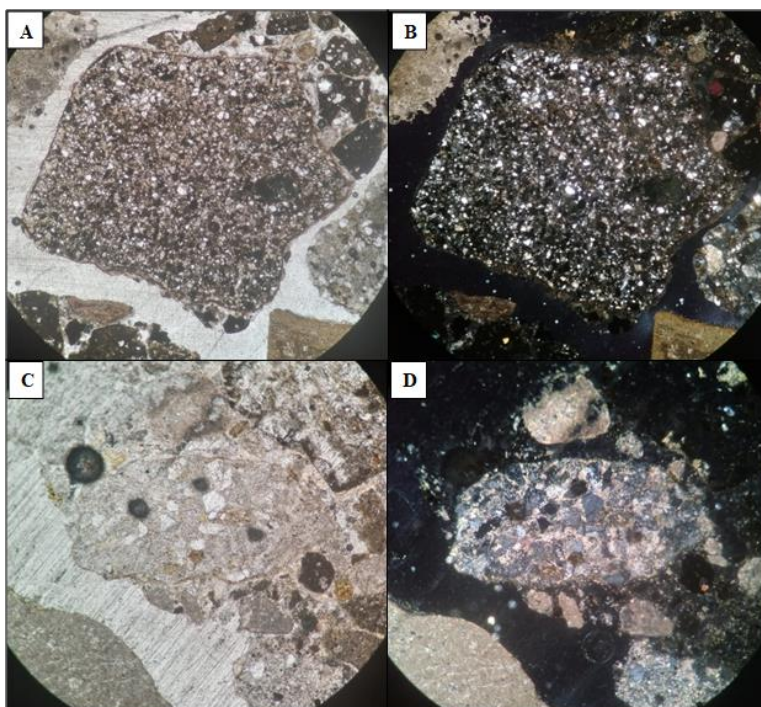


Figura 5.24 Líticos de arenisca visto en el microscopio petrográfico con el objetivo 4x en luz natural (A y C) y polarizada (B y D). A y B, arenisca de grano fino rico en microcristales. C y D, arenisca rica en calcita.

- **Líticos de caliza (Lcz)**

Fragmentos de caliza de color café claro, rosa claro y blanco en luz natural, de formas redondeadas a subredondeadas. Se compone de calcita micrítica de aspecto masivo de color café a blanco claro con esporádicos óxidos de hierro en la matriz y como fragmentos rojizos.

Algunos fragmentos líticos presentan vetillas de calcita y los fragmentos de color café llegan a presentar estructuras redondeadas de color blanco en luz polarizada que pueden corresponder con foraminíferos plantónicos de globigerinas. Estos líticos de caliza se caracterizan además por no estar en contacto con otros líticos (Figura 5.25).

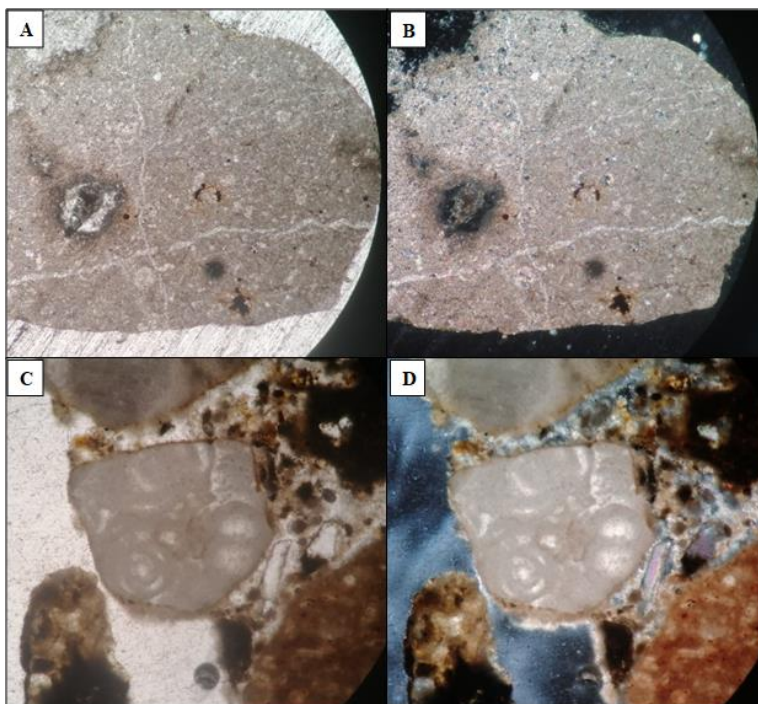


Figura 5.25 Fragmentos de caliza vistos en el microscopio petrográfico con el objetivo 4x (A y B) y 10 x (C y D) en luz natural (A y C) y polarizada (B y D). A y B, fragmento de caliza típico de color blanco a gris claro rico en fósiles, principalmente de miliolidos y vetillas de calcita. C y D, fragmento rico en miliolidos principalmente con simetría binoculina.

Conteo de componentes

Después de realizar el respectivo conteo de componentes de cada muestra, se presenta mediante tablas los porcentajes obtenidos.

Tabla 5.3. Resultados totales obtenidos a partir del conteo de componentes. Apv corresponde a agregado policristalino volcánico; Esb: escoria basáltica; Llu: líticos de lutita; Lar: líticos de arenisca; Lcz: líticos de caliza.

Totales		
Componente	Cantidad	Porcentaje
Apv	924	42%
Esb	647	29%
Llu	213	10%
Lar	214	10%
Lcz	170	8%
cristales	39	2%
Total	2207	100%

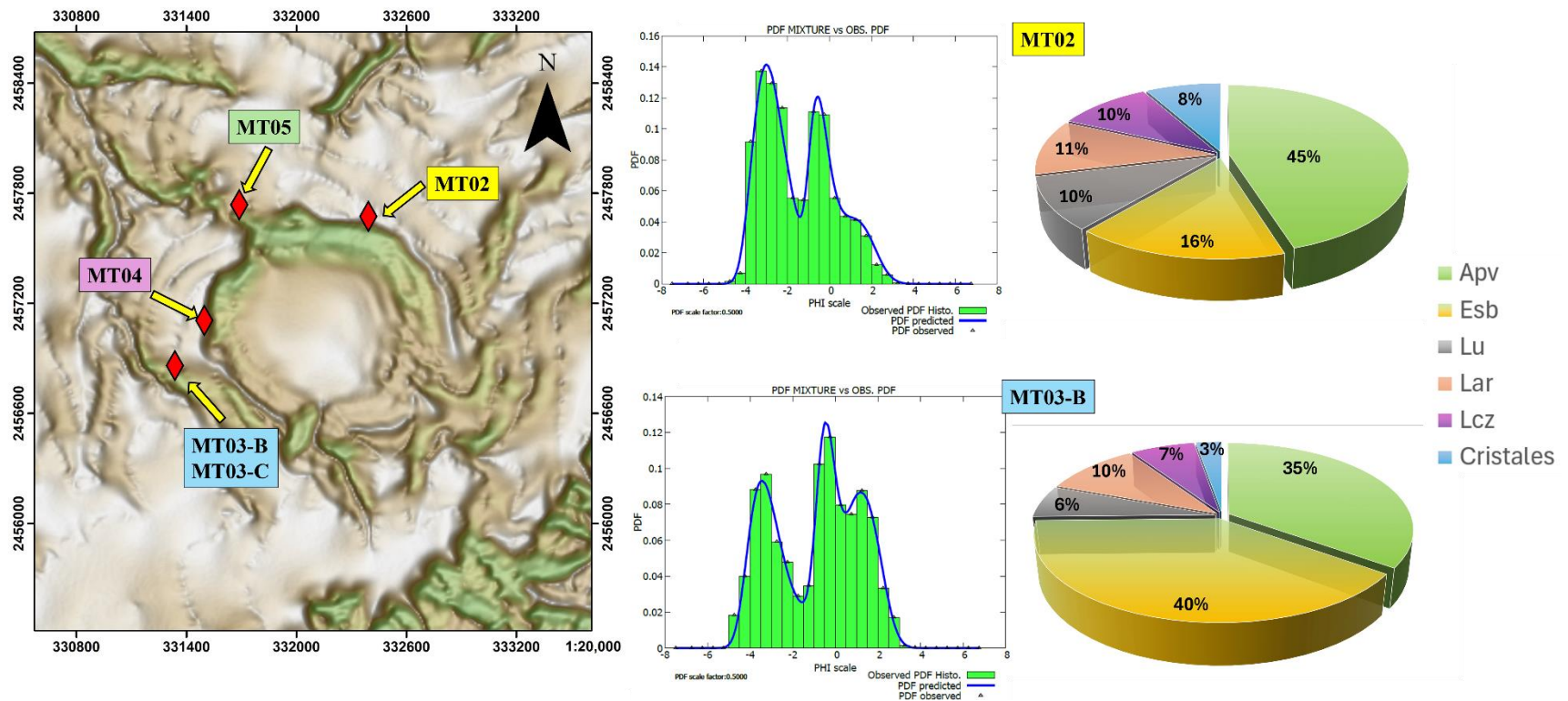


Figura 5.26(A). Resultados obtenidos de la distribución de granulometría y del conteo de componentes de las muestras MT02 y MT03B, indicando el porcentaje final de cada tipo de componente. Apv corresponde a agregado policristalino volcánico; Esb: escoria basáltica; Llu: líticos de lutita; Lar: líticos de arenisca; Lcz: líticos de caliza.

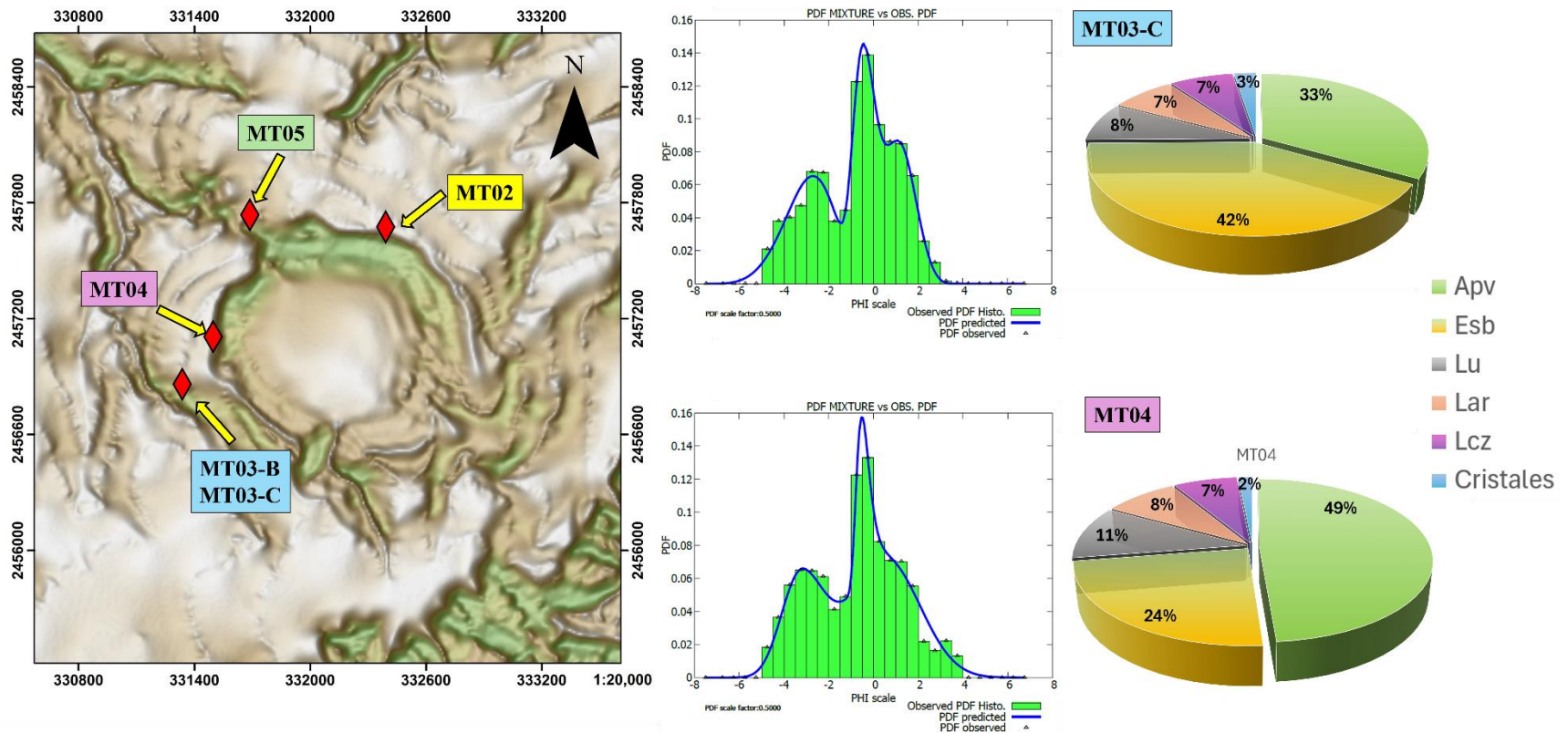


Figura 5.26(B). Resultados obtenidos de la distribución de granulometría y del conteo de componentes de las muestras MT03C y MT04, indicando el porcentaje final de cada tipo de componente. Apv corresponde a agregado policristalino volcánico; Esb: escoria basáltica; Llu: líticos de lutita; Lar: líticos de arenisca; Lcz: líticos de caliza.

6. Discusión

6.1 Gravimetría satelital y aeromagnetometría

6.2 Sistema volcánico-estructural de Laguna de Los Palau

6.3 Análisis granulométrico

6. Discusión

6.1. Gravimetría satelital y Aeromagnetometría

A partir de los resultados de gravimetría satelital (Figura 5.1 y 5.2) y aeromagnetometría [Figura 5.3(A) y 5.4], se identificó una orientación predominante NW-SE, este comportamiento también se refleja en las estructuras geológicas presentes en el área, donde las zonas magnéticas destacan en contraste con la litología del campo volcánico [Tabla 5.1(A) y 5.2(B)].

El control estructural en la zona sur que en ARB muestra una anomalía de media a baja es mayormente influenciado por el Sistema de Fallas San Luis-Tepehuanes (SFSLT) que interseca con el graben de Villa de Reyes (Tristán-González, 1986).

En la parte central, caracterizada por una tendencia NNW-SE, presenta cinemática formada por el sistema de fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA) (Figura 1.2), una estructura que se extiende desde Real de Catorce, en el norte, hasta Taxco, Guerrero. Estas son fallas normales del cenozoico (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

Los resultados obtenidos mediante SA de gravimetría y CMRP (Figura 5.2 y 5.4) indican que esta tendencia se mantiene, influenciada por el sistema de fallas previamente mencionado, dentro del cual se encuentran las estructuras volcánicas de Joya Honda y Joyuela. En la región se documentó la reactivación de fallas mesozoicas durante la extensión cenozoica, reactivando estructuras de acortamiento mesozoico de orientaciones NW-SE y NNW-SSE en la cual se propone que las estructuras mayores del SFTMSA fue segmentada con sentido lateral izquierdo a través del SFSLT (Xu et al., 2021), estas pudieron haber facilitado el ascenso de material magmático en la formación de las estructuras volcánicas en la zona.

Sobre la base de los resultados obtenidos mediante gravimetría y aeromagnetometría, en la zona este, que abarca la mayor parte de la PVSLP, se mantiene la tendencia estructural NW-SE. No obstante, esta corresponde al Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras (CPCM), los valores de densidad y magnetismo muestran relación en cuanto a las características físicas de las unidades litológicas que son mostradas en las cartas geológicas.

Por otro lado, en la parte norte, cerca del graben Peotillos-San Nicolas Tolentino, cambia el rumbo de las estructuras a NE-SW, este cambio es debido al plegamiento y cabalgaduras durante la formación del orógeno mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018), lo que resultó en una modificación completa de la orientación estructural.

Los resultados obtenidos mediante el proceso de Deconvolución de Euler, utilizado para interpretar de forma semi automática sistemas estructurales a profundidad. En los datos magnéticos (Figura 5.9) al aplicar un índice estructural que indica contactos, se observa un lineamiento principal en la zona central, ubicado sobre el SFTMSA, este sistema de fallas sigue el talud Cretácico entre la CMCM y la PVSLP indicado en el trabajo de Nieto-Samaniego et al., (2023). A partir de estos resultados se propone que el límite estructural se encuentra a una profundidad promedio de 2500 m.

Las demás soluciones de Euler mantienen las mismas orientaciones que sus datos base, en la zona de la CMCM se tiene la orientación NW-SE, en cambio se ve con mayor facilidad la intersección entre el sistema de SFSLT y el graben Villa de Reyes, mostrando profundidades máximas en el área de 3500 m. Por otro lado, en la zona de la PVSLP se visualiza la tendencia NW-SE del y NE-SW originado por el Orógeno Mexicano, en cambio aquí las profundidades son menores, en torno a 2000 m, lo que podría deberse a la variación en las vergencias y las rocas plegadas durante el Orógeno Mexicano como lo señala en el trabajo elaborado por Cid-Villegas et al., (2022).

En el análisis de los datos gravimétricos, se empleó un índice estructural que, en su mayoría, proporciona respuestas vinculadas a diques, manteniendo las tendencias regionales previamente descritas. Además, se observa una alta concentración de soluciones en estructuras volcánicas y en áreas donde se han reportado productos volcánicos como lo es el CVVES en el centro, al noroeste el Campo Volcánico de Ahualulco y hacia el SW el Campo Volcánico de San Luis Potosí, .

A partir de las comparativas de datos geofísicos de las estructuras volcánicas Joya Honda (JH), Joyuela (JY) y Laguna de los Palau (LP) (Figura 5.6 y 5.7), es observado que morfológicamente Joya Honda y Laguna de los Palau son estructuras parecidas, considerando diferencias en cuanto a profundidad, tal como ya lo había descrito anteriormente Aranda-Gómez y Luhr (1996). A partir de la señal espectral de cada estructura, se determinó que JH y LP presentan una gran similitud en los aspectos analizados, particularmente en la intensidad magnética, cuyos valores promedio resultaron bastante próximos. Asimismo, SA y Dz exhibieron anomalías con una tendencia NW-SE, siguiendo el mismo patrón que la intensidad magnética, con valores promedio igualmente cercanos.

Considerando que al menos con datos regionales se tratan de eventos o estructuras similares, estas comparaciones también han sido aplicados en otros trabajos en distintas zonas del mundo como los de Blaikie et al., (2014); Cassidy et al., (2007) y Gabriel, (2003).

6.2. Sistema volcánico-estructural de Laguna de Los Palau

Con base en los resultados obtenidos por gravimetría terrestre dentro del cráter, el análisis realizado a través de ARB, SA, Dz y el modelo de inversión, revela que la anomalía principal se encuentra en el sector sur del cráter, esta corresponde a la diatrema principal, causante del cráter, ya que los valores de gravedad en el área son de aproximadamente -10 mGal y de densidad $1.37 \frac{g}{cm^3}$ (Figura 5.10, y 5.18) con una tendencia de origen desde el SW hacia el NE, siguiendo la morfología actual del cráter.

La diatrema tiene una profundidad de 1200 metros aproximadamente, y presenta una morfología alargada en dirección NNE-S. Esta orientación está determinada por el control estructural del graben Peotillos-San Nicolás Tolentino, ya que Laguna de Los Palau está en la zona sur, donde el control estructural predominante en el área es NE como lo muestra el trabajo de Ferrusquía-Villafranca et al., (2016). La característica principal de una diatrema que menciona Valentine y White, (2012), es que está formada por mezclas de rocas fragmentadas, resultado de la inmensa interacción freatomagmatica, lo que explica las bajas densidades y el reducido valor de la anomalía gravitacional. Para este caso de acuerdo con la litología presentada en la zona (Figura 1.3), la roca encajonante aparente corresponde a caliza que gracias a la interacción freatomagmatica pudo ser fragmentado causando una anomalía gravitacional baja.

Ross et al., (2011) menciona que las diatremas superficiales sugieren que la erupción origen, donde la interacción magma-agua ocurrió permaneció en niveles pocos profundos. Esto concuerda con los resultados obtenidos, ya que el modelo refleja la presencia de dos fuentes de emisión adicionales con la misma densidad que la previamente descrita, estas fuentes son cuerpos menores en comparación con la principal, que se extiende a más de 1200 m de profundidad. En esta última, la interacción magma-agua ocurrió a niveles más profundos, lo que sugiere una progresiva profundización de la base de la diatrema debido a la disminución del nivel freático, de acuerdo por lo descrito que sucede en este tipo de situaciones por Lorenz, (1986).

Mediante la realización del modelo geofísico de Laguna de Los Palau (Figura 5.27), se muestran 3 zonas de emisión volcánica, la existencia de múltiples fuentes de emisión es un rasgo común en diversos centros volcánicos, como se ha documentado en los estudios de Blaikie et al., 2014; Martín-Serrano et al., 2009; Ross et al., 2011.

Alrededor de estas estructuras principales también ocurre fragmentación de la roca encajonante, ya sea por una interacción menor, además de que con nuevos métodos experimentales y numéricos se ha comprobado que esto puede ocurrir por colapsos de roca que no tienen soporte en las paredes provocando que tenga densidades mayores a las de una diatrema (White y Ross, 2011). Con lo anterior

argumentando lo mostrado en la Figura 5.17, una estructura cónica con una densidad aproximada de $1.87 \frac{g}{cm^3}$, que envuelve la zona de la diatrema y las demás áreas de emisión, aportando mismo contenido de la roca encajonante caliza, solo que con menor fragmentación. Además, se observa una conexión hacia el norte que rodea la zona de emisión norte, configurando una geometría que prácticamente circunscribe la mitad del cráter. Algunos estudios han sugerido que esta estructura podría formar parte de la propia diatrema, con distintas zonas diferenciadas por variaciones en densidad como en el modelo propuesto por Marshall et al., (2015).

Por otro lado, el modelo conseguido arroja densidades altas de 3.1 y $3.4 \frac{g}{cm^3}$ (Figura 5.19 y 5.20), lo que se asocia directamente con depósitos y derrames de basaltos a nivel de superficie, corroborados visualmente durante las campañas de recolección de datos en campo. Asimismo, el modelo indica que estos cuerpos se encuentran en sectores someros, posiblemente resultado del estancamiento del magma ascendente, con un origen aparentemente del SE con dirección al NE, que finalmente tendió a depositarse en el subsuelo superficial, como también se muestra en trabajos similares, uno de ellos realizado por Valentine y van Wyk de Vries, (2014). Este fenómeno ha sido documentado en investigaciones previas como las realizadas por Le Corvec et al., 2018.

Mediante el uso de la técnica de Deconvolución de Werner y el modelado 3D se ha logrado identificar la base pre-eruptiva, localizada en promedio a una profundidad estimada de 15 a 20 m, aunque en algunas zonas alcanza niveles más profundos, llegando hasta 40 m. Esta es rellenada por material fluvio-lacustre de una densidad aparente de $2.56 \frac{g}{cm^3}$. Gracias a la aplicación de la Deconvolución de Euler, que permite determinar zonas de diques y contactos, se ha identificado un lineamiento con tendencia NE en la parte central, el cual podría corresponder a una depresión del terreno previa al evento eruptivo, en concordancia con la morfología de la zona circundante.

Asimismo, se ha observado un lineamiento con el índice estructural de diques en dirección NW, superpuesto sobre las anomalías más bajas, que corresponden a las zonas alimentadoras responsables de la formación de esta estructura durante los eventos eruptivos. Esta técnica de Werner fue utilizada de manera similar en JH ayudando a caracterizar la estructura interna del maar anteriormente mencionado como en lo realizado por Almaguer et al., (2023).

6.3. Análisis granulométrico

El análisis granulométrico de las muestras recolectadas en el área de Laguna de Los Palau evidencia características típicas de depósitos originados por oleadas piroclásticas de densidad diluida. Según Sheridan et al. (1987), estos depósitos se distinguen por una clasificación deficiente y un tamaño medio correspondiente a ceniza gruesa, es decir, partículas menores a 1ϕ . Las Figuras 5.26(A), 5.26(B) muestran curvas granulométricas con distribuciones bimodales, lo que sugiere una dinámica eruptiva variable.

Las muestras cercanas a las zonas de emisión propuestas por el modelo geofísico (MT02 y MT05) exhiben una tendencia hacia partículas de mayor tamaño (-3ϕ), mientras que las muestras más distales están principalmente compuestas por fracciones finas (0ϕ).

Destaca la muestra MT03-B, que presenta un aumento leve en partículas gruesas en comparación con la muestra subyacente (MT03-C), lo que sugiere su posible pertenencia a un flujo distinto. Esta distribución espacial concuerda con lo señalado por Carreras-Soriano y Capra-Pedol (2008), quienes indican que el tamaño de las partículas disminuye con la distancia a la fuente eruptiva, aunque en este caso las distancias no sean especialmente grandes. Para corroborar esta idea es necesario obtener más evidencias que ayuden a corroborar lo antes descrito.

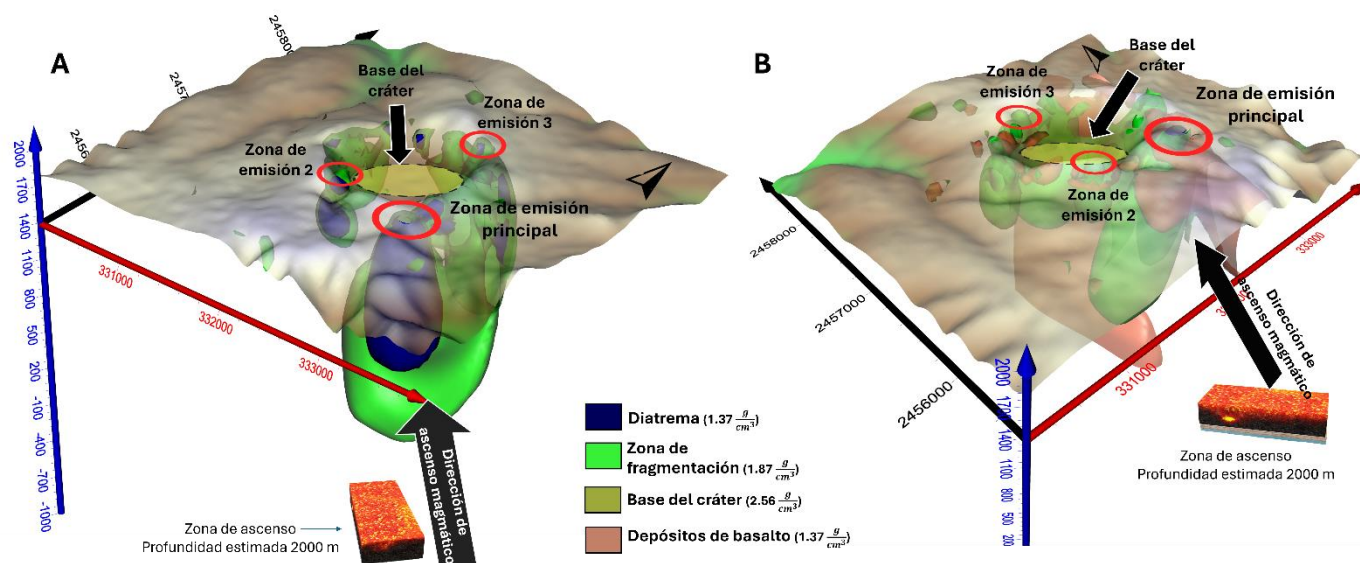


Figura 5.27. Modelo geofísico conceptual del cráter Laguna de Los Palau sobre el modelo digital de elevación, que incorpora sus características principales, incluyendo las tres zonas de emisión, la diatrema ubicada en la región sureste y las áreas de fragmentación circundantes, cada una con su densidad correspondiente.

“A” vista desde la parte SE del cráter y “B” vista desde la parte SW

Indicadores de dinámica freatomagmática

La distribución granulométrica, junto con otros rasgos texturales y estructurales, respalda la hipótesis de que el evento eruptivo en Laguna de Los Palau fue de tipo freatomagmático. Esta interpretación se basa en la presencia de zonas múltiples de emisión, identificadas mediante el modelo geofísico, y en la morfología de los cráteres, que incluye conjuntos espaciados, cráteres anidados y posibles estructuras colapsadas, como han descrito Valentine et al. (2015).

Un elemento fundamental que respalda esta interpretación es la presencia de agregados policristalinos volcánicos (Apv), constituidos por fragmentos líticos y escorias juveniles unidos por una matriz de ceniza fina. Este tipo de agregación es característico de procesos freatomagmáticos, donde las cenizas húmedas se adhieren a fragmentos sólidos más grandes, formando agregados cohesivos (Lorenz, 1974; Moore et al., 1966; Self, 1983).

Un factor clave es la elevada presencia de fragmentos líticos, que representan un 26.8% del total, una cifra considerablemente superior a la proporción típica en anillos de toba freatomagmáticos, que suele oscilar entre 1% y 5%, según Lorenz (1986). Esta diferencia podría deberse a la existencia de una diatrema profunda, como en los maares, o a la incorporación de partículas líticas dentro de los Apv, cuya contribución no ha sido cuantificada con precisión en este estudio. La abundancia de fragmentos líticos también es una característica frecuente en erupciones freatomagmáticas, como indican White y Ross (2011).

Composición de las partículas

El conteo y análisis de componentes permitió clasificar las partículas en tres grupos principales:

- Material lítico (26.8%), que incluye fragmentos de areniscas, calizas y lutitas, representando la erosión del substrato sedimentario.
- Material juvenil (71%), compuesto principalmente por escoria basáltica y fragmentos vítreos volcánicos.
- Cristales sueltos (2.2%), en menor proporción.

Los agregados policristalinos volcánicos están constituidos por fragmentos líticos, escorias y matriz de ceniza, lo que indica procesos de aglomeración en condiciones húmedas. Estos Apv, aunque clasificados dentro del material juvenil, contienen proporciones no cuantificadas de líticos, por lo que el porcentaje real de este último componente podría ser mayor.

El reconocimiento de estas partículas no siempre es sencillo, ya que las erupciones posteriores pueden fragmentar rocas ya formadas —como diques o tapones— o incorporar material de las rocas encajonantes, dificultando la distinción entre partículas juveniles y líticas (Ross et al., 2017).

Por último, aunque en este trabajo no se realizó un análisis cuantitativo de vesicularidad, se ha observado visualmente la presencia de escorias con vesículas en las partículas juveniles. Según White y Valentine (2016), la vesicularidad es un rasgo relevante para diferenciar fases magmáticas de fases freatomagmáticas en secuencias eruptivas.

Consideraciones morfológicas

El modelo geofísico sugiere que la base del cráter de Laguna de Los Palau se encuentra entre 15 y 20 metros por debajo de la superficie colindante (ver Figuras 5.6 y 5.27), lo cual es consistente con la excavación de un maar, según la definición de Lorenz (1974). No obstante, la topografía de la zona —en un descenso de la Sierra de Álvarez— hace que el relieve excavado no sea tan evidente como en otras estructuras como Joya Honda. Además, la presencia de una laguna pudo haber favorecido el relleno parcial del cráter con sedimentos lacustres, fenómeno también documentado en otros casos por White (1989) y Pirrung et al. (2008). Este tipo de relleno, definido como post-eruptivo por White y Ross (2011), puede contribuir a enmascarar la morfología original del cráter.

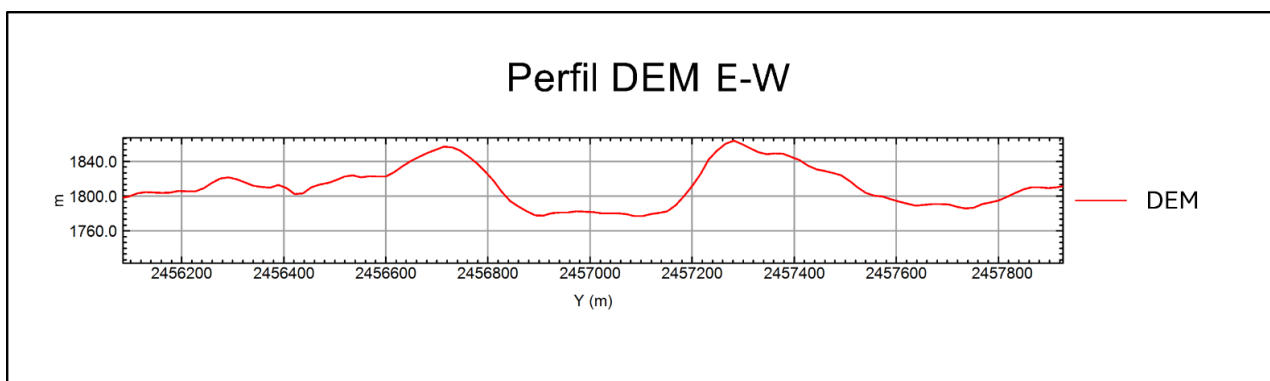


Figura 5.28. Perfil en dirección este-oeste de las zonas circundantes de Laguna de Los Palau.

Conclusiones y recomendaciones

1. Influencia estructural regional
2. Caracterización geofísica del cráter
3. Evidencia granulométrica

Conclusiones y recomendaciones

Los análisis realizados en esta investigación, mediante métodos geofísicos como gravimetría terrestre, aeromagnetometría y granulometría, han permitido caracterizar la estructura volcánica del área de estudio, destacando aspectos clave sobre su morfología interna, origen eruptivo y evolución estructural.

1. Influencia estructural regional

Se ha identificado una clara influencia de los sistemas de fallas regionales en la configuración estructural del área, en particular con orientaciones predominantes NW-SE y NE-SW, asociadas al Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende (SFTSMA) y al Orógeno Mexicano, respectivamente. Estos sistemas parecen haber desempeñado un papel esencial en la formación y localización de los maares JH, JY y LP.

2. Caracterización geofísica del cráter

Los resultados de la gravimetría terrestre revelan la presencia de tres zonas de emisión (Figura 5.27):

- Primera fuente: una diatrema principal ubicada al sur del cráter, con una densidad de 1.37 g/cm^3 y una profundidad estimada de 1200 m, la cual constituye el principal conducto volcánico.
- Segunda fuente: conectada a la diatrema por conductos someros, se localiza hacia la parte norte del cráter y presenta menor tamaño y profundidad.
- Tercera fuente: situada en el sureste del cráter.

Asimismo, se identificaron depósitos basálticos densos [3.1 y 3.4 g/cm^3 (Figura 5.19 y 5.20)] tanto en superficie como en zonas someras del centro del cráter. El modelo 3D muestra una clara tendencia de ascenso de estos materiales desde el sureste hacia el noroeste, interpretación respaldada por la técnica de Deconvolución de Werner.

En la base del cráter se detecta una unidad con densidad de 2.56 g/cm^3 y espesor de 20 a 40 m, interpretada como relleno aluvial post-eruptivo, también validada por los resultados de la deconvolución.

3. Conclusiones basadas en la evidencia granulométrica

El análisis granulométrico sugiere que se trate de un evento freatomagmático, basado en la abundante presencia de fragmentos líticos incluidos en matrices de ceniza, distribuidos en distintas zonas de emisión según el modelo geofísico.

El conteo de componentes arrojó un 26.8% de fragmentos líticos, lo que permite descartar preliminarmente la formación de un anillo de tobas (donde se esperan proporciones entre 1 y 5%) y favorece la interpretación de un maar. No obstante, este valor podría incrementarse debido a la presencia de líticos en partículas juveniles (Apv), y a la falta de un estudio estratigráfico formal, impide una conclusión definitiva. Se recomienda, por tanto, un análisis detallado de facies. Con base en los datos geofísicos y granulométricos, se propone que la estructura estudiada corresponde a un maar, sustentado por:

- La presencia de una diatrema profunda (aprox. 1200 m).
- Zonas con mayores densidades alrededor del conducto, asociadas a estructuras de diatremas profundas.
- Una excavación por debajo del nivel superficial, como se discutió previamente.
- Rellenos lacustres en la base del cráter (densidad 2.56 g/cm^3), compatibles con depósitos post-eruptivos.
- Fragmentos líticos de la roca encajonante, arrancados durante las explosiones profundas, que refuerzan la hipótesis de un maar.

Estas observaciones concuerdan con modelos conceptuales y sintéticos previamente aplicados a maares en otros contextos geológicos (e.g., Blaikie et al., 2014; Le Corvec et al., 2018; Chen et al., 2021; Hrubcová et al., 2023), así como con modelados realizados con datos magnéticos.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G. J., y McDowell, F. W. (1991). The volcanic section at Nazas, Durango, Mexico, and the possibility of widespread Eocene volcanism within the Sierra Madre Occidental. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B8), 13373–13388. <https://doi.org/10.1029/91JB00245>
- Alaniz-Álvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, Á. F. (2005). El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(1), 65–82.
- Almaguer, J., Guevara-Betancourt, R., Sieck, P., Aguillón-Robles, A., Lopez-Loera, H., Cerca-Ruiz, M. F., y Tristán-González, M. (2023). An integrated geophysical and geological 3D model to characterize the feeder system of La Joya Honda and La Joyuela maars complex in central Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 125, 104254.
- Aranda-Gomez, J. J. (1983). Ultramafic and high-grade metamorphic xenoliths from central Mexico: Eugene, Oregon, University of Oregon, [Tesis doctoral], 228 p.
- Aranda-Gómez, J. J., Carrasco-Núñez, G., Torres-Hernández, J. R. T., y Aguillón-Robles, A. (2000). Contrasting styles of Laramide folding across the west-central margin of the Cretaceous Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 17(2), 97–111.
- Aranda-Gómez, J. J., y Dávila-Harris, P. (2014). Maars associated with fracture- and/or conduit-controlled aquifers in folded limestone in San Luis Potosí, México. Centro de Geociencias, UNAM.
- Aranda-Gómez, J. J., y Luhr, J. F. (1996). Origin of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74(1), 1–18. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00044-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00044-3)
- Aranda-Gómez, J. J., Luhr, J. F., Housh, T. B., Valdez-Moreno, G., Chávez-Cabello, G. (2005). El volcanismo tipo intraplaca del Cenozoico tardío en el centro y norte de México: Una revisión. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 187–225. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a1>
- Atwater, T. (1989). Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America. En E. L. Winterer, D. M. Hussong, y R. W. Decker (Eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Vol. N* (p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-N.21>
- Ayala, C., Bohoyo, F., Maestro, A., Reguera, M. I., Torne, M., Rubio, F., Fernández, M., y García-Lobón, J. L. (2016). Updated Bouguer anomalies of the Iberian Peninsula: A new perspective to interpret the regional geology. *Journal of Maps*, 12(5), 1089–1092. <https://doi.org/10.1080/17445647.2015.1126538>
- Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, 22(2), 359–382.
- Baranov, V., y Naudy, H. (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, 29(1), 67–79.
- Barboza-Gudiño, R., López-Doncel, R., y Mata-Segura, J. L. (2002). Carta Geológico-Minera Villa Hidalgo F14-A74, escala 1: 50000: México. Estado de San Luis Potosí, Secretaría de Economía, Consejo de Recursos Minerales y Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, 42.

- Bird, P. (2002). Stress direction history of the western United States and Mexico since 85 Ma. *Tectonics*, 21(3). <https://doi.org/10.1029/2001TC001319>
- Blaikie, T. N., Ailleres, L., Betts, P. G., y Cas, R. A. F. (2014). A geophysical comparison of the diatremes of simple and complex maar volcanoes, Newer Volcanics Province, south-eastern Australia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 64–81.
- Bonvalot, S., Balmino, G., Briais, A., Kuhn, M., Peyrefitte, A., Vales, N., Biancale, R., Gabalda, G., Moreaux, G., y Reinquin, F. S. M. (2012). World gravity map, 1: 50000000 map. Eds.: BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris, France.
- Branney, M. J., y Kokelaar, B. P. (2002). Pyroclastic Density Currents and the Sedimentation of Ignimbrites. Geological Society of London.
- Browne, B. L., y Gardner, J. E. (2004). The nature and timing of caldera collapse as indicated by accidental lithic fragments from the AD~ 1000 eruption of Volcán Ceboruco, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 130(1–2), 93–105.
- Camargo, J. E. A. (1998). The middle Cretaceous El Abra Limestone at its type locality (facies, diagenesis and oil emplacement), east-central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(1), 2.
- Carreras-Soriano, L. M., y Capra-Pedol, L. (2008). Estudio granulométrico comparativo de los depósitos epiclásticos en ambientes volcánicos. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(1), 97–114.
- Carter, R. M. (1975). A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow, and fluxoturbidites. *Earth-Science Reviews*, 11(2), 145–177.
- Cas, R., y Wright, J. (2012). Volcanic Successions Modern and Ancient: A geological approach to processes, products and successions. Springer Science y Business Media.
- Cashman, K. V., y Scheu, B. (2000). Magmatic fragmentation. *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press.
- Cassidy, J., France, S. J., y Locke, C. A. (2007). Gravity and magnetic investigation of maar volcanoes, Auckland volcanic field, New Zealand. *Journal of volcanology and geothermal research*, 159(1–3), 153–163.
- Cella, F., Fedi, M., Florio, G., Grimaldi, M., y Rapolla, A. (2007). Shallow structure of the Somma–Vesuvius volcano from 3D inversion of gravity data. *Journal of volcanology and geothermal research*, 161(4), 303–317.
- Chao, B. F., Dong, D. N., Liu, H. S., y Herring, T. A. (1991). Libration in the Earth's rotation. *Geophysical Research Letters*, 18(11), 2007–2010. <https://doi.org/10.1029/91GL02491>
- Chapin, D. A. (1996). The theory of the Bouguer gravity anomaly: A tutorial. *The Leading Edge*, 15(5), 361–363. <https://doi.org/10.1190/1.1437341>
- Chayes, F. (1956). Petrographic modal analysis. Wiley, New York, 113.

- Chen, C., Zheng, Z., Zeng, L. F., Xiao, F., Tian, L. P., y Huang, K. Y. (2021). A combined geophysical and lithological study on eruptive history and Quaternary lacustrine stratigraphy of a maar in Leizhou Peninsula, China. *Journal of Palaeogeography*, 10(1), 2.
- Cid-Villegas, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Xu, S., Vásquez-Serrano, A., y Juárez-Arriaga, E. (2022). Late Cretaceous deformation at the border between the Mesa Central and the Sierra Madre Oriental, central Mexico. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 74(2).
- Coney, P. J. (1976). Plate tectonics and the Laramide Orogeny. *Tectonics and Mineral Resources of Southwestern North America*. New Mexico Geol. Soc. Special Publication, 6, 5–10.
- Dávalos-Elizondo, M. G., Aranda-Gómez, J. J., Levresse, G., Cervantes de la Cruz, K. E. (2016). Química mineral y geoquímica de xenolitos del manto del Campo Volcánico Santo Domingo, San Luis Potosí: Evidencias de procesos metasomáticos del manto bajo porciones de la Mesa Central, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 33(1), 81–104.
- Delesse, M. A. (1847). Procédé mécanique pour déterminer la composition des roches. *CR Acad. Sci. Paris*, 25, 544–545.
- Dickinson, W. R. (2004). Evolution of the North American Cordillera. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 32(1), 13–45. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120257>
- Domínguez, M. B., y de Salamanca, J. M. E. (2006). El potencial gravitatorio. Servicio Publicaciones UCA.
- Eguiluz De Antuñano, S., Aranda García, M., y Marrett, R. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 1–26. <https://doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a1>
- Estrada, I. L. A. (2012). Prospección gravimétrica, Catedra de Geofísica, Universidad Nacional de Tucuman, 30 p.
- Fabian, K., Shcherbakov, V. P., y McEnroe, S. A. (2013). Measuring the Curie temperature. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(4), 947–961. <https://doi.org/10.1029/2012GC004440>
- Featherstone, W. E., y Dentith, M. C. (1997). A geodetic approach to gravity data reduction for geophysics. *Computers y Geosciences*, 23(10), 1063–1070. [https://doi.org/10.1016/S0098-3004\(97\)00092-7](https://doi.org/10.1016/S0098-3004(97)00092-7)
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. (2005). Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 343–378. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a5>
- Ferrusquía-Villafranca, I., Ruiz-González, J. E., Torres-Hernández, J. R., Martínez-Hernández, E., Gama-Castro, J. (2016). A new Miocene Formation from The Peotillos-Tolentino Graben fill, Western Sierra Madre Oriental at San Luis Potosí, Mexico: Part 1, Geology. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 68(2), 247–282.
- Fitz-Díaz, E., Camprubí, A., Cienfuegos-Alvarado, E., Morales-Puente, P., Schleicher, A. M., y van der Pluijm, B. (2014). Newly-formed illite preserves fluid sources during folding of shale and limestone rocks; an example from the Mexican Fold-Thrust Belt. *Earth and Planetary Science Letters*, 391, 263–273. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.12.025>

- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., y Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56–84.
- Gabriel, G. (2003). Die gravimetrische Anomalie Baruth (sachsen)–Aussagen über die Struktur eines verdeckten Maars. *Z. angew. Geol.*, 49(1), 18–25.
- Gonnermann, H. M. (2015). Magma Fragmentation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43(Volume 43, 2015), 431–458. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105206>
- Graettinger, A. H. (2018). Trends in maar crater size and shape using the global Maar Volcano Location and Shape (MaarVLS) database. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 357, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.04.002>
- Guevara-Betancourt, R., Yutsis, V., Varley, N., Almaguer, J., Alvarez, R., Calderón-Moctezuma, A., y Sieck, P. (2023). Insights into the plumbing system of Colima Volcanic Complex from geophysical evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 433, 107711.
- Hammer, S. (1974). Topographic and terrain correction for airborne gravity. *Geophysics*, 39(4), 537–542. <https://doi.org/10.1190/1.1440445>
- Hartman, R., Teskey, D., y Friedberg, J. (1970). A system for rapid digital aeromagnetic interpretation. *Geoexploration*, 8(3), 237–237.
- Heiken, G., y Fisher, R. (2000). Water and magma can mix - a history of the concepts of hydrovolcanism (article la-ur-00-3093). Maar conference, Alemania, 08/2000; Los Alamos National Laboratory. <https://digital.library.unt.edu/ark:/67531/metadc718047/>
- Heiken, G. H. (1971). Tuff rings: Examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley Basin, south-central Oregon. *Journal of Geophysical Research* (1896-1977), 76(23), 5615–5626. <https://doi.org/10.1029/JB076i023p05615>
- Hinze, W. J. (2003). Bouguer reduction density, why 2.67? *Geophysics*, 68(5), 1559–1560. <https://doi.org/10.1190/1.1620629>
- Hinze, W. J., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, G. R., Kellogg, J., Kucks, R., Li, X., Mainville, A., Morin, R., Pilkington, M., Plouff, D., Ravat, D., Roman, D., Urrutia-Fucugauchi, J., ... Winester, D. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70(4), J25–J32. <https://doi.org/10.1190/1.1988183>
- Hinze, W. J., Von Frese, R., y Saad, A. H. (2013). Gravity and magnetic exploration: Principles, practices, and applications. Cambridge University Press.
- Hirt, C., Claessens, S., Fecher, T., Kuhn, M., Pail, R., y Rexer, M. (2013). New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field. *Geophysical Research Letters*, 40(16), 4279–4283. <https://doi.org/10.1002/grl.50838>
- Hofmann-Wellenhof, B., y Moritz, H. (2006). Physical geodesy (2nd, corrected ed eds.). SpringerWienNewYork.

- Honnorez, J., y Kirst, P. (1975). Submarine basaltic volcanism: Morphometric parameters for discriminating hyaloclastites from hyalotuffs. *Bulletin Volcanologique*, 39(3), 441–465. <https://doi.org/10.1007/BF02597266>
- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., Del Carlo, P., Coltelli, M., Sable, J. E., y Carey, R. (2004). The influence of conduit processes on changes in style of basaltic Plinian eruptions: Tarawera 1886 and Etna 122 BC. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(1), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.009>
- Hrubcová, P., Fischer, T., Rapprich, V., Valenta, J., Tábořík, P., Mrlina, J., ... y Turjaková, V. (2023). Two small volcanoes, one inside the other: Geophysical and drilling investigation of Bažina maar in western Eger Rift. *Earth and Space Science*, 10(8), e2023EA003009.
- INEGI. (2017). *La Red Geodésica Gravimétrica* (vii; p. 25).
- Jutzeler, M., Proussevitch, A. A., y Allen, S. R. (2012). Grain-size distribution of volcanoclastic rocks 1: A new technique based on functional stereology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 239, 1–11.
- Kereszturi, G., Németh, K. (2012). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. En *Updates in Volcanology—New Advances in Understanding Volcanic Systems*. IntechOpen. <https://doi.org/10.5772/51387>
- Kilty, K. T. (1983). Werner deconvolution of profile potential field data. *Geophysics*, 48(2), 234–237. <https://doi.org/10.1190/1.1441463>
- Ku, C. C., y Sharp, J. A. (1983). Werner deconvolution for automated magnetic interpretation and its refinement using Marquardt's inverse modeling. *Geophysics*, 48(6), 754–774. <https://doi.org/10.1190/1.1441505>
- Labarthe-Hernández, G. (1978). Algunos xalapazcos en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, 58.
- Le Corvec, N., Muirhead, J. D., y White, J. D. L. (2018). Shallow magma diversions during explosive diatreme-forming eruptions. *Nature Communications*, 9(1), 1459. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03865-x>
- Li, Q., Xue, C., Liu, J.-P., Wu, J.-F., Yang, S.-Q., Shao, C.-G., Quan, L.-D., Tan, W.-H., Tu, L.-C., y Liu, Q. (2018). Measurements of the gravitational constant using two independent methods. *Nature*, 560(7720), 582–588.
- Li, X., y Götze, H. (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66(6), 1660–1668. <https://doi.org/10.1190/1.1487109>
- López Loera, H., Aranda-Gómez, J. J., Arzate, J. A., y Molina-Garza, R. S. (2008). Geophysical surveys of the Joya Honda maar (México) and surroundings; volcanic implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170(3–4), 135–152. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.08.021>
- López-Doncel, R., Rodríguez-Hernández, E., Cruz-Márquez, J., Navarro-Moctezuma, A., Pichardo-Barrón, Y., y Aguilar-Pérez, J. (2007). Microfacial and stratigraphic relationships of the Aptian-Santonian deposits of a transitional “platform-to-basin” area. An example at the east central portion

of Mexico. 4th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America: Madrid, Instituto Geológico Minero de España, Cuadernos del Museo Geominero, 8, 251–255.

López-Doncel, R., Soto-Araiza, R., y Dircio-Castro, D. (2008). Carta Geológico-Minera Peotillos F14-A75, escala 1:50000: México [Carta Geológico-Minera]. Secretaria de Economía.

Lorenz, V. (1974). Vesiculated tuffs and associated features. *Sedimentology*, 21(2), 273–291.

Lorenz, V. (1986). On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. *Bulletin of Volcanology*, 48(5), 265–274. <https://doi.org/10.1007/BF01081755>

Lorenz, V. (2007). Syn- and posteruptive hazards of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 159(1), 285–312. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.02.015>

Lowrie, W. (2011). A student's guide to geophysical equations. Cambridge University Press.

Luhr, J. F., y Aranda-Gomez, J. J. (1997). Mexican peridotite xenoliths and tectonic terranes: correlations among vent location, texture, temperature, pressure, and oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 38(8), 1075–1112. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.8.1075>

Luhr, J. F., Aranda-Gomez, J. J., y Pier, J. G. (1989). Spinel-lherzolite-bearing quaternary volcanic centers in San Luis Potosí, Mexico: 1. Geology, mineralogy, and petrology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B6), 7916–7940. <https://doi.org/10.1029/JB094iB06p07916>

Luhr, J. F., Pier, J. G., Aranda-Gómez, J. J., y Podosek, F. A. (1995). Crustal contamination in early Basin-and-Range hawaiites of the Los Encinos Volcanic Field, central México. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(4), 321–339. <https://doi.org/10.1007/s004100050018>

Lupari, M. N., Pesce, A., Gonzalez, M., Leiva, M. F., Nacif Suvire, S. V., Alvarez Pontoriero, O., Gimenez, M. E., La Vecchia, J., y Folguera Telichevsky, A. (2018). Modelado gravimétrico 3D de la corteza superior de la subcuenca Palauco y alrededores, sur de Mendoza.

Marshall, A., Connor, C., Kruse, S., Malservisi, R., Richardson, J., Courtland, L., Connor, L., Wilson, J., y Karegar, M. A. (2015). Subsurface structure of a maar-diatreme and associated tuff ring from a high-resolution geophysical survey, Rattlesnake Crater, Arizona. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 304, 253–264. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.006>

Martínez, M. C. (1990). Geometría estructural de la sierra madre oriental, entre Peñamiller y Jalpan, estado de Querétaro. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 9(1), 62–70.

Martínez-Contreras, O. (2025). Análisis magnetométrico para la caracterización de la estructura volcánica de Laguna de los Palau, en el municipio de Armadillo de los Infante, S.L.P. [Tesis de licenciatura]. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Martínez-Jimenez, M. (2024). Caracterización gravimétrica de los procesos geológicos que dieron origen al cráter Laguna de Los Palau, San Luis Potosí, México [Tesis de licenciatura]. Universidad Autónoma de San Luis Potosí.

Martín-Serrano, A., Vegas, J., García-Cortés, A., Galán, L., Gallardo-Millán, J. L., Martín-Alfageme, S., Rubio, F. M., Ibarra, P. I., Granda, A., y Pérez-González, A. (2009). Morphotectonic setting of maar lakes in the Campo de Calatrava volcanic field (central Spain, SW Europe). *Sedimentary Geology*, 222(1–2), 52–63.

- Miller, H. G., y Singh, V. (1994). Potential field tilt—A new concept for location of potential field sources. *Journal of applied Geophysics*, 32(2–3), 213–217.
- Mirónov, V. S. (1977). *Curso de prospección gravimétrica*. Reverté.
- Moore, J. G., Nakamura, K., y Alcaraz, A. (1966). The 1965 Eruption of Taal Volcano: Catastrophic explosions are caused by lake water entering a volcanic conduit. *Science*, 151(3713), 955–960.
- Morrissey, M. (2000). Phreatomagmatic fragmentation. *Encyclopedia of volcanoes*, 431–445.
- Mouton, P. R. (2002). *Principles and practices of unbiased stereology: An introduction for bioscientists*. (No Title).
- Nabighian, M. N. (1974). Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics*, 39(1), 85–92. <https://doi.org/10.1190/1.1440416>
- Németh, K., y Kereszturi, G. (2015). Monogenetic volcanism: Personal views and discussion. *International Journal of Earth Sciences*, 104(8), 2131–2146. <https://doi.org/10.1007/s00531-015-1243-6>
- Nieto-Samaniego, A. F., Del Pilar-Martínez, A., Suárez-Arias, A. M., Angeles-Moreno, E., Alaniz-Alvarez, S. A., Levresse, G., Xu, S., Olmos-Moya, M. de J. P., y Baez-Lopez, J. A. (2023). A review of the Cenozoic geology and tectonic evolution of the Mesa Central de México. *Revista Mexicana De Ciencias Geológicas*, 40(2), 187–213.
- Perez-Torrado, F. J., y Fernandez-Turiel, J. L. (2015). Peligros asociados a los depósitos piroclásticos. <https://digital.csic.es/handle/10261/123896>
- Pertsev, B. P. (2007). Tidal corrections to gravity measurements. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 43(7), 547–553. <https://doi.org/10.1134/S1069351307070038>
- Pineda-Galvan, J. (2016). *Métodos potenciales y electromagnéticos aplicados a la modelación bidimensional del volcán tipo maar “La Joyuela”, San Luis Potosí, México [Tesis de maestría]*. IPICYT.
- Pirrung, M., Buechel, G., Lorenz, V., y Treutler, H. (2008). Post-eruptive development of the Ukinrek East Maar since its eruption in 1977 AD in the periglacial area of south-west Alaska. *Sedimentology*, 55(2), 305–334.
- Qin, S. (1994). An analytic signal approach to the interpretation of total field magnetic anomalies1. *Geophysical Prospecting*, 42(6), 665–675. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1994.tb00234.x>
- Reitz, J. R. (1996). *Fundamentos de la teoría electromagnética*. Biblioteca Hernán Malo González de la Universidad del Azuay; Biblioteca Hernán Malo González. <https://biblioteca.uazuay.edu.ec/buscar/item/79028>
- Ross, P.-S., Carrasco Núñez, G., y Hayman, P. (2017). Felsic maar-diatreme volcanoes: A review. *Bulletin of Volcanology*, 79(2), 20. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1097-1>
- Ross, P.-S., Delpit, S., Haller, M. J., Németh, K., y Corbella, H. (2011). Influence of the substrate on maar-diatreme volcanoes—An example of a mixed setting from the Pali Aike volcanic field, Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 253–271.

- Rosseel, J.-B., White, J. D. L., y Houghton, B. F. (2006). Complex bombs of phreatomagmatic eruptions: Role of agglomeration and welding in vents of the 1886 Rotomahana eruption, Tarawera, New Zealand. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).
- Ruiz, J., Patchett, P. J., y Arculus, R. J. (1988). Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths—Evidence for the origin of mid-tertiary felsic volcanics in Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99(1), 36–43. <https://doi.org/10.1007/BF00399363>
- Rummel, R. (2005). Geoid And Gravity In Earth Sciences – An Overview. En J. Flury y R. Rummel (Eds.), *Future Satellite Gravimetry and Earth Dynamics* (pp. 3–11). Springer. https://doi.org/10.1007/0-387-33185-9_1
- Russ, J. C. (2012). *Computer-assisted microscopy: The measurement and analysis of images*. Springer science y business media.
- Sanders, J. E. (1965). Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms.
- Sarocchi, D. (2006). Análisis textural del depósito de flujo de bloques y ceniza del 17 de julio de 1999 en el volcán de Colima. Mexico, PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, 222.
- Sarocchi, D. (2007). Estudio sedimentológico del depósito de flujo de bloques (Vol. 11). UNAM.
- Sarocchi, D., Borselli, L., y Macías, J. L. (2005). Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 22(3), 371–382.
- Saucedo, R., Macías, J. L., Ocampo-Díaz, Y. Z. E., Gómez-Villa, W., Rivera-Olguín, E., Castro-Govea, R., Sánchez-Núñez, J. M., Layer, P. W., Torres Hernández, J. R., y Carrasco-Núñez, G. (2017). Mixed magmatic–phreatomagmatic explosions during the formation of the Joya Honda maar, San Luis Potosí, Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 446(1), 255–279. <https://doi.org/10.1144/SP446.11>
- Self, S. (1983). Large-scale phreatomagmatic silicic volcanism: A case study from New Zealand. *Journal of volcanology and geothermal research*, 17(1–4), 433–469.
- SGM, S. G. M. (1998a). Carta Magnética de Campo Total, escala 1:50000. San Luis Potosí F14-A84 (primera) [Map].
- SGM, S. G. M. (1998b). Carta Magnética de Campo Total, escala 1:50000. Santa Catarina F14-A85 (primera) [Map].
- SGM, S. G. M. (1999a). Carta Magnética de Campo Total, escala 1:50000. Peotillos F14-A75 (primera) [Map].
- SGM, S. G. M. (1999b). Carta Magnética de Campo Total, escala 1:50000. Villa Hidalgo F14-A74 (primera) [Map].
- Sheridan, M., Wohletz, K., y Dehn, J. (1987). Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology*, 15(4), 367–370.

- Spalletti, L. (2020). Suelos y vulcanismo: Argentina. Perla Imbellone y Osvaldo Andrés Barbosa (Editores) -Ciudad Autónoma de Buenos Aires: Asociación Argentina de la Ciencia del Suelo-AACS, 2020. Libro digital, PDF-ISBN 978-987-46870-2-9. Revista del Museo de La Plata, 5(2), 759–760.
- Spalletti, L. A. (1980). Paleoambientes sedimentarios: En secuencias silicoclasticas (Número 8). Asociación Geológica Argentina.
- Späth, F., Antokoletz, E., y Tocho, C. (2020). Tópicos de gravimetría. Primera parte: Vol. I (1a ed.). EDULP; descarga.
- Späth, F. G. E., Antokoletz, E. D., y Tocho, C. N. (2020). Tópicos de gravimetría: Primera parte. Editorial de la Universidad Nacional de La Plata (EDULP). <https://doi.org/10.35537/10915/97536>
- Steinberger, B., y O’Connell, R. J. (1997). Changes of the Earth’s rotation axis owing to advection of mantle density heterogeneities. *Nature*, 387(6629), 169–173. <https://doi.org/10.1038/387169a0>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (2nd ed). Cambridge University Press.
- Thompson, D. T. (1982). EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *GEOPHYSICS*, 47(1), 31–37. <https://doi.org/10.1190/1.1441278>
- Torge, W. (1989). *Gravimetry*. W. de Gruyter.
- Torres-Hernández, J. R., Barboza-Gudiño, R., Rodríguez-Ríos, R., Saucedo-Girón, R., Tristán-Capetillo, C., y García-Pérez, K. (2009). Carta Geológico-Minera y Geoquímica Santa Catarina F14-A85, escala 1:50000: México (Secretaría de Economía) [Carta Geológico-Minera]. Servicio Geológico Mexicano y Universidad Autónoma de San Luis Potosí-Instituto de Geología.
- Tristán-González, M. (1986). Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato. México: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico, 107, 91.
- Tristán-González, M., Aguillón-Robles, A., López-Ojeda, J., y Martínez-Rodríguez, L. (2003). Carta Geológico-Minera San Luis Potosí. F14-A85, escala 1:50000: (Secretaría de Economía) [Carta Geológico-Minera].
- Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J. R., y Bellon, H. (2009). Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55–25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, 471(1–2), 136–152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.021>
- Valentine, G. A., Graettinger, A. H., Macorps, É., Ross, P.-S., White, J. D. L., Döhring, E., y Sonder, I. (2015). Experiments with vertically and laterally migrating subsurface explosions with applications to the geology of phreatomagmatic and hydrothermal explosion craters and diatremes. *Bulletin of Volcanology*, 77(3), 15. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0901-7>
- Valentine, G. A., y van Wyk de Vries, B. (2014). Unconventional maar diatreme and associated intrusions in the soft sediment-hosted Mardoux structure (Gergovie, France). *Bulletin of Volcanology*, 76, 1–16.

- Valentine, G. A., y White, J. D. L. (2012). Revised conceptual model for maar-diatremes: Subsurface processes, energetics, and eruptive products. *Geology*, 40(12), 1111–1114. <https://doi.org/10.1130/G33411.1>
- Van Camp, M., de Viron, O., Watlet, A., Meurers, B., Francis, O., y Caudron, C. (2017). Geophysics From Terrestrial Time-Variable Gravity Measurements. *Reviews of Geophysics*, 55(4), 938–992. <https://doi.org/10.1002/2017RG000566>
- Verduzco, B., Fairhead, J. D., Green, C. M., y MacKenzie, C. (2004). New insights into magnetic derivatives for structural mapping. *The leading edge*, 23(2), 116–119.
- Walker, G. P. (1971). Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *The Journal of Geology*, 79(6), 696–714.
- White, J. D. L., y Houghton, B. F. (2006). Primary volcanoclastic rocks. *Geology*, 34(8), 677–680.
- White, J. D. L., y Valentine, G. A. (2016). Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: Absence of evidence is not evidence of absence. *Geosphere*, 12(5), 1478–1488. <https://doi.org/10.1130/GES01337.1>
- White, J. D., y Ross, P.-S. (2011). Maar-diatreme volcanoes: A review. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1–4), 1–29.
- Whitehead, N. (2007a). Depth to Basement Methods. Oasis Montaj, Geosoft.
- Whitehead, N. (2007b). Montaj Grav/Mag Interpretation. Oasis Montaj, Geosoft.
- Whitehead, N. (2011). Montaj Geophysics v7.2., Oasis Montaj, Geosoft.
- Wohletz, K. H., y Sheridan, M. F. (1979). A model of pyroclastic surge. En C. E. Chapin y W. E. Elston (Eds.), *Ash-Flow Tuffs* (Vol. 180, p. 0). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/SPE180-p177>
- Wohletz, K. H., y Sheridan, M. F. (1983). Hydrovolcanic explosions; II, Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American journal of science*, 283(5), 385–413.
- Wohletz, K., y Krinsley, D. (1982). Scanning electron microscopy of basaltic hydromagmatic ash. Los Alamos Scientific Laboratory.
- Xu, S., Nieto-Samaniego, Á. F., y Alaniz-Álvarez, S. A. (2021). Inherited structures controlling the development of the Arista-Ahualulco graben in the Mesa Central, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 112, 103586.
- Ye, H. (1997). The arcuate Sierra Madre Oriental orogenic belt, NE Mexico: Tectonic infilling of a recess along the southwestern North American continental margin. *Structure, Stratigraphy and Paleontology of Late Cretaceous-Early Tertiary Parras-La Popa Foreland Basin near Monterrey, Northeast Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Field Trip*, 10, 85–115.
- Zapata-Zapata, J. L., y Perez-Venzor, J. A. (1979). Cartografía Geológica de la Hoja Peotillos. S.L.P. (Folleto Técnico 63). Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia.
- Zond Software LTD. (2024). ZONDGM3D (p. 83).

Anexos

Anexo 1

Características de las cartas magnéticas F14-A74, F14-A75, F14-A84 y F14-A85

Los datos fueron tomados con un magnetómetro SCINTREX DE CESIO, BOMBEO ÓPTICO, montado en un avión ISLANDER BN2-B27, el equipo tiene una sensibilidad de 0.001 nT, para la estación base se utilizó un magnetómetro GEM SYSTEM GSM-19 con una sensibilidad de 0.01 nT, el avión contó con radar altímetro SPERRY.

Los parámetros de vuelo en la adquisición de datos mantuvieron una distancia entre líneas de vuelo de 1000 m y entre líneas de control 2000 m, la altura a la que voló sobre el nivel de terreno el avión fue de 450 m con navegación electrónica (GPS), los vuelos fueron realizados en 1995.

Los procesos realizados a los datos consistieron en corrección por deriva diaria y líneas de control, corrección por movimiento del avión (compensación magnética), sustracción del campo geomagnético internacional de referencia (IGRF) y la compilación digital en el software TERRATOOLS.

Dentro de las características finales de las cartas magnéticas todas mantienen las siguientes: están en una proyección UTM, el elipsoide de referencia es CLARKE 1866 y el intervalo entre curvas es de 2 nT. (SGM, 1998a, 1998b, 1999a, 1999b) . Las características individuales de cada carta son las siguientes:

Tabla 7.1. Características individuales de las cartas magnéticas utilizadas en este trabajo

Carta	Intensidad (nT)	Inclinación	Declinación
F14-A74	44089	50° 34'	07° 27'
F14-A75	44116	50° 38'	07° 19'
F14-A84	43957	50° 20'	07° 19'
F14-A85	43952	50° 20'	07° 19'

Anexo 2

Deconvolución de Euler

Considerando una función que involucra los tres ejes cartesianos x, y, z , denotada por la función $f(x, y, z)$ y asumiendo que el plano de referencia es en $z = 0$ y que es la dirección positiva hacia abajo, además de que el eje x representa el norte y y el este.

La función $f(x, y, z)$ se dice que es homogénea de grado n si:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z)$$

Se puede demostrar que si $f(x, y, z)$ es homogénea de grado n , se satisface la siguiente ecuación:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = n f$$

Esta ecuación diferencial parcial es conocida como la homogeneidad de Euler.

Índice estructural

Considerando una fuente puntual ya sea una masa puntual, dipolo magnético etc., localizado en un punto x_0, y_0, z_0 relativo al plano de medición, la intensidad total magnética puede escribirse de la siguiente forma:

$$\Delta T(x, y) = f[(x - x_0), (y - y_0), z_0]$$

La ecuación de Euler se puede reescribir de la siguiente forma:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y)$$

Los gradientes pueden ser calculados en las tres direcciones usando la teoría de potenciales, en algunos casos el gradiente vertical puede ser medido y usado directamente de la ecuación anterior (Thompson, 1982).

Este proceso relaciona el campo magnético y sus componentes de gradiente con la ubicación de la fuente de una anomalía expresando el grado de homogeneidad como un índice estructural, que este consiste en la tasa de cambio de caída del campo con la distancia de la fuente. N es la medida de la tasa de caída del campo magnético y se interpreta como el índice estructural.

Anexo 3

Deconvolución de Werner

Para el desarrollo de esta teoría es importante considerar que las anomalías magnéticas son originadas por un dique delgado vertical bidimensional, se considera que el eje x es perpendicular al rumbo del dique y el eje y es paralelo al rumbo y z es la vertical. El dique se extiende hasta el infinito en las direcciones y y z . Las anomalías magnéticas se pueden calcular mediante las ecuaciones (Kilty, 1983; Ku y Sharp, 1983):

$$VMAG(x, z) = 2 \iint \left[J_x \frac{2(x' - x)(z' - z)}{R^4} + J_z \frac{2(z' - z) - R^2}{R^4} \right] dx' dz'$$

$$HMAG = 2 \iint \left[J_x \frac{2(x' - x)^2 - R^2}{R^4} + J_z \frac{2(x' - x)(z' - z)}{R^4} \right] dx' dz'$$

$TMAG(x, z) = HMAG(x, z) \cos I \sin \alpha + VMAG(x, z) \sin I$, donde:

I = Inclinación magnética del campo principal.

α = Rumbo medido desde el norte magnético positivo en sentido antihorario.

$$R^2 = (x' - x)^2 + (z' - z)^2$$

$J = (J_x, J_z)$ = Vector de polarización inducida más magnetización remanente.

Sea D la profundidad hasta la parte superior del dique y $2\Delta T$ el grosor del dique, cuando ΔT es pequeño comparado con D , se puede integrar $VMAG$ y $HMAG$ para tener una aproximación más sencilla:

$$VMAG(x, z) = 2 \int_D^x \int_{-\Delta T}^{\Delta T} \left[J_x \frac{2(x' - x)(z' - z)}{R^4} + J_z \frac{2(z' - z) - R^2}{R^4} \right] dx' dz'$$

$$VMAG = (x, 0) \cong 2 \cdot 2\Delta T \left(J_x \int_D^x \frac{-2xz'}{R^4} dz' + J_z \int_D^x \frac{2z'^2 - R^2}{R^4} dz' \right) = 2\Delta T \frac{J_z D - J_x x}{x^2 + D^2}$$

Similarmente para $HMAG(x, 0) = -2\Delta T \frac{J_x D + J_z x}{x^2 + D^2}$ y

$TMAG(x, 0) = HMAG(x, 0) \cos I \sin \alpha + VMAG(x, 0) \sin I = \frac{Ax + BD}{x^2 + D^2}$, donde:

$$A = -2\Delta T (J_x \sin I + J_z \cos I \sin \alpha)$$

$$B = 2\Delta T(-J_x \cos I \sin \alpha + J_z \sin I)$$

En donde se puede expresar J_x y J_z en términos de A y B resolviendo las ecuaciones anteriores:

$$J_x = \frac{-BV_x - AV_z}{2\Delta T(V_x^2 - V_z^2)}$$

$$J_z = \frac{-AV + BV_z}{2\Delta T(V_x^2 + V_z^2)}$$

Donde:

$$V_x = \cos I \sin \alpha \text{ y } V_z = \sin I$$

Estas son la ecuaciones básicas utilizadas por Werner en su método de deconvolución para el método magnético (Ku y Sharp, 1983).

Anexo 4

ZondGM3D

Este software es una herramienta de interpretación y modelamiento inverso 3D para datos magnéticos y gravimétricos desarrollado por Zond Software LTD. Para resolver los problemas inversos utiliza distintos tipos de métodos de deconvolución además de utilizar el método de Newton como método de regularización:

$$(A^T W^T W A + \mu C^T R C) \Delta m = A^T W^T \Delta f - \mu C^T R C m$$

donde A es la matriz de derivadas parciales de los datos medidos respecto a los parámetros del modelo (Jacobiano), C operador de suavizado, W matriz de errores relativos de medición, m vector de parámetros del modelo, μ parámetro regularizador, Δf vector de residuos entre los valores de datos calculados y observados, R operador de enfoque.

Al realizar la resolución del problema inverso, el software permite el uso de información a priori como la modificación de pesos en de las mediciones individuales y la modificación de los rangos de los parámetros.

Dentro de los distintos tipos de algoritmos de inversión con los que cuenta en software, dependerá el resultado final del problema inverso, por lo cual se describen las características básicas de cada uno.

Smoothness constrained: se basa mediante el cálculo de mínimos cuadrados con el uso de un operador de suavizado, el resultado final es obtenido con un modelo de distribución suave y estable (cita).

La matriz de resolución de este algoritmo es la siguiente:

$$(A^T W^T W A + \mu C^T C) = A^T W^T \Delta f$$

Este algoritmo permite obtener valores de desajuste mínimos, el contraste de desajuste no se minimiza durante la inversión, se recomienda usar en etapas iniciales de interpretación.

Occam: está basado por la resolución de mínimos cuadrados usando un operador de suavizado adicional dando un resultado con una distribución de parámetros más suave, el grado de suavidad del modelo es proporcional al factor de suavidad externo, sin embargo, al aumentar este factor puede provocar un aumento en el desajuste.

La matriz que soluciona este problema inverso está dada por:

$$(A^T W^T W A + \mu C^T C) \Delta m = A^T W^T \Delta f - \mu C^T C m$$

Marquardt: basado en la técnica de regresión Ridge el cual es una variante del método de mínimos cuadrados con parámetros de amortiguamiento, permitiendo con pocos parámetros obtener un modelo de contraste.

La desventaja de este algoritmo es que puede dar resultados inestables y también el aumento de la desviación del error medio cuadrático. La matriz que resuelve este tipo de algoritmo es:

$$(A^T W^T W A + \mu I) \Delta m = A^T W^T \Delta f$$

Focused: este algoritmo permite obtener una distribución de parámetros suaves por partes, basado en el método de mínimos cuadrados con el uso de un operador de suavizado y con enfoque de contraste adicional.

Es de gran importancia utilizar de manera correcta el parámetro de Threshold, este parámetro define los límites para las celdas adyacentes entre sí, al alcanzarse el parámetro se considerará que hay un límite entre estas celdas. La dependencia del grado de premediación o peso entre dos celdas adyacentes dependerá del ajuste de celdas $R_i = \frac{e^2}{e^2 + r_i^2}$.

La matriz que resuelve este algoritmo está dada por:

$$(A^T W^T W A + \mu C^T R C) \Delta m = A^T W^T \Delta f - \mu C^T R C m$$

Dentro de la etapa de inversión el software permite la modificación de distintos parámetros en ciertos algoritmos resolución del problema los cuales se describen a continuación.

Smoothing factor: relaciona la dependencia de la minimización del desajuste de la medición del dato con respecto al desajuste del dato. Para situaciones en las cuales se considere que se tiene alta cantidad de ruido y obtener resultados suaves, se recomienda un valor alto (0.5-2.0), a diferencia de adquiridos con calidad se recomienda utilizar valores bajos (0.005-0.1), recordando que parámetros altos de suavizado conducen a desajuste del modelo alto. Este factor solo es utilizado en Occam y Focused.

Threshold: define como el límite entre las celdas adyacentes, donde si es alcanzado este parámetro en el cálculo, no se promediarán los valores de celdas adyacentes considerando un límite entre estas. Este valor es elegido empíricamente dentro de los límites $0.001 - 1$, al elegir un valor pequeño pueden surgir discrepancias en el algoritmo en contra parte si se utiliza un valor bastante alto, se obtendrá una distribución uniforme.

Sharpness: construye la relación entre la minimización del volumen causal y la construcción de una distribución uniforme por partes a raíz del volumen inicial. Este valor es elegido de forma empírica, recomendándose el uso de 0.7.

Por último, el modelo cuenta con diferentes límites que permitirán la modificación del modelo tales son: susceptibilidad mínima y máxima, densidad mínima y máxima, los cuales restringen estos parámetros en la inversión. Además, smoothness ratio especifica la relación de la suavidad horizontal y vertical, estableciendo un valor mayor de 1 para superficies estratificadas verticalmente y menor a 1 para estratificaciones horizontalmente, este valor puede variar entre 0.2 y 1.0

Anexo 5

Tabla de tamaño de partícula ϕ

Tabla 7.2. Tomada y editada de: Sarocchi (2006).

Tamaño	ϕ	Depósito Volcánico	
38.5 m	-15		Mega-Bloque
16.4	-14		
8.2	-13	muy grueso	Bloque
4.1	-12		
2	-11	grueso	
1	-10		
0.5 m	-9	mediano	
256 mm	-8		
128 mm	-7	fino	
64	-6	muy fino	
32	-5	muy grueso	Lapillo
16	-4	grueso	
8	-3	mediano	
4	-2	fino	
2	-1	muy fino	
1	0	muy gruesa	Ceniza
0.5 mm	1	gruesa	
250 μm	2		
125	3	mediana	
63	4		
31	5	fina	
15	6		
8	7		
4	8		
2	9	muy fina	
1	10		
0.5	11		
0.2	12		
0.1 μm	13		

Fe de erratas

Título de la tesis: Caracterización estructural del sistema de alimentación del cráter Laguna de Los Palau mediante gravimetría

Autor: Lic. Luis Fernando Rodríguez Sosa

Pagina	Línea/Sección	Texto original	Corrección
II y 20	Titulo	3. Teórico de los métodos geofísicos y vulcanológicos	3. Teoría de los métodos geofísicos y vulcanológicos
III y 69	Titulo	5. Resultados de métodos geofísicos granulométricos	5. Resultados de métodos geofísicos y granulométricos