

# INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Investigación de la estructura interna del VCM a partir de la interpretación de datos geofísicos  
de campo potencial

Angi Viviana Aparicio Guevara

Trabajo de Grado para Optar al Título de Magister en Geofísica

Director

Rocío del Pilar Bernal Olaya

Geóloga PhD.

Codirector

Jose David Sanabria Gómez

Físico PhD.

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ciencias

Escuela de Física

Maestría en Geofísica

Bucaramanga

2025

**|Tabla de Contenido**

	<b>Pág.</b>
Introducción .....	10
1       Objetivos.....	21
1.1     Objetivo General.....	21
1.2     Objetivos Específicos.....	21
2       Geología del VCM.....	21
3       Marco geofísico .....	24
3.1     Gravimetría: .....	24
3.2     Magnetometría: .....	31
4       Metodología .....	42
4.1     Modelado directo .....	42
4.2     Adquisición geofísica.....	45
4.2.1   Gravimetría .....	47
4.2.2   Magnetometría .....	51
5       Resultados .....	54
5.1     Gravimetría .....	54
5.2     Magnetometría .....	55
5.3     Modelamiento 2D .....	59
6       Discusión.....	64
7       Conclusión .....	70
8       Recomendaciones .....	71

Referencias Bibliográficas..... 72

Apéndices..... 78

### Lista de figuras

Figura 1. Mapa de ubicación de los estudios gravimétricos en el volcán Puy de Dôme. ....	11
Figura 2. a) Mapa de anomalías gravitacionales de Bouguer del centro volcánico de Menengai y la región circundante.....	13
Figura 3 a) Mapa de ubicación donde se muestran los tres grupos de volcanes activos de Colombia. ....	15
Figura 4. Modelo esquemático del sistema geotérmico del volcán Cerro Machín. Tomado de Rueda Gutiérrez (2020). ....	17
Figura 5. a). Anomalía residual de Bouguer gravimetría., b). Anomalía magnética residual reducida al polo. Tomado de Beltrán (2020). ....	18
Figura 6. Mapa geológico del área de estudio. Los principales elementos estructurales corresponden a la Falla Cajamarca (FCM) y la Falla Aguacaliente (FAC). Modificado de Herrera, 2025. Las líneas A-A” y B-B” corresponden a las secciones 2D modeladas a partir de los mapas de anomalías magnética y gravimétrica. ....	23
Figura 7. Atracción gravitacional. Las superficies equipotenciales gravitacionales y el campo gravitacional de una masa esférica. Tomado de Dentith y Mudge (2014). ....	25
Figura 8. Campo gravitacional de una esfera. a) Variación de la componente vertical de la gravedad a lo largo del perfil principal (X–X0) debido a los efectos combinados del campo gravitatorio terrestre y el de la esfera. b) El campo gravitatorio radial de la fuente y su componente vertical. Tomado de Dentith y Mudge (2014). ....	27
Figura 9. a) Aproximación del campo geomagnético mediante un dipolo inclinado respecto al eje de rotación terrestre.....	33

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Figura 10. Representación del vector del campo geomagnético con y sin anomalía magnética superpuesta. Tomado de Kearey et al (2002).....	35
Figura 11. Eliminación de un gradiente regional de un campo magnético mediante análisis de tendencias. El campo regional se aproxima mediante una tendencia lineal. Tomado de (Kearey et al., 2002). .....	38
Figura 12. Valores medios y rangos de la susceptibilidad magnética de algunos tipos de rocas comunes. Tomado de Lowrie (2007).....	39
Figura 13. Modelo directo o teórico realizado con la herramienta Gmsys2D del software Oasis Montaj, donde se considera la información geológica y geofísica preexistente para el VCM. ....	44
Figura 14. Anomalía de Aire Libre.....	48
Figura 15. Anomalía Simple de Bouguer .....	48
Figura 16. Anomalía Completa de Bouguer (ACB) .....	50
Figura 17. Zum del mapa de anomalía de Bouguer total de la república de Colombia. Tomado de Graterol & Vargas (2010). .....	50
Figura 18. Espectro de potencia de la Anomalía Completa de Bouguer, en el cual se estima una profundidad máxima de las fuentes de aproximadamente 700 m.....	51
Figura 19. Anomalía Magnética de Campo Total.....	52
Figura 20. Anomalía Magnética Reducida al Polo .....	53
Figura 21 Espectro de potencia de la Anomalía Magnética de Campo Total, en el cual se estima una profundidad máxima de las fuentes de aproximadamente 700 m. ....	53
Figura 22. Anomalía residual de Bouguer. FCM: Falla Cajamarca, FAC: Falla Agua Caliente. Las líneas blancas corresponden a los perfiles modelos.....	55

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

- Figura 23. Anomalía magnética residual reducida al polo. FCM: Falla Cajamarca, FAC: Falla Agua Caliente. Las líneas blancas corresponden a los perfiles modelos. .... 56
- Figura 24. Señal analítica de la anomalía magnética reducida al polo. FCM: Falla Cajamarca, FAC: Falla Agua Caliente. Las líneas blancas corresponden a los perfiles modelos. .... 57
- Figura 25. Derivada de inclinación de la anomalía magnética total. FCM: Falla Cajamarca, FAC: Falla Agua Caliente. Las líneas blancas corresponden a los perfiles modelos. .... 59
- Figura 26. Modelo directo A-A'. Los puntos representan los valores observados de la anomalía para cada campo potencial (gravimétrico y magnético), mientras que la línea continua corresponde a la anomalía calculada a partir del modelo propuesto. D: Densidad, S: susceptibilidad magnética. .... 61
- Figura 27. Modelo directo B-B'. Los puntos representan los valores observados de la anomalía para cada campo potencial (gravimétrico y magnético), mientras que la línea continua corresponde a la anomalía calculada a partir del modelo propuesto. D: Densidad, S: susceptibilidad magnética. .... 63
- Figura 28. Modelo magnético inverso 3D de la anomalía residual reducida al polo donde se resaltan los cuerpos con susceptibilidad de 0.12 SI (cuerpos rosados). Las líneas negras punteadas corresponden a los perfiles modelados 2D. .... 67

**Lista de tablas**

Tabla 1. Rangos de densidad aproximada (g/cm <sup>3</sup> ) de algunos tipos de rocas. Se resaltan las densidades de algunas de las rocas aflorantes en el área de estudio. ....	31
Tabla 2. Propiedades petrofísicas propuestas para el modelo teórico. ....	43
Tabla 3 Datos de la estación de referencia Base 1, con valor de gravedad absoluta de referencia. ....	46
Tabla 4. Tabla resumen con las propiedades petrofísicas y espesores en los perfiles modelados	64

## Resumen

**Título:** Investigación de la estructura interna del VCM a partir de la interpretación de datos geofísicos de campo potencial\*

**Autor:** Angi Viviana Aparicio Guevara\*\*

**Palabras Clave:** Gravimetría, Magnetometría, Complejo Cajamarca, Volcán.

### Descripción:

El volcán Cerro Machín, ubicado en el flanco oriental de la Cordillera Central en Colombia, es considerado uno de los más peligrosos del país debido a su alto potencial explosivo y al amplio alcance de sus depósitos piroclásticos (Piedrahita et al., 2018; Rueda Galeano, 2005). Este estudio presenta los resultados de levantamientos magnéticos y gravimétricos realizados en el interior y alrededores del volcán, con el objetivo de mejorar la comprensión de su estructura interna somera. Se recolectaron un total de 137 mediciones gravimétricas y 38.789 registros del campo magnético (modo walk), a partir de los cuales se generaron mapas de anomalías. Se construyeron dos modelos geológico-geofísicos 2D en las direcciones NO-SE y SO-NE. Los resultados revelan variaciones laterales en la densidad y susceptibilidad magnética dentro del domo volcánico principal, interpretados como posibles zonas de alteración hidrotermal asociadas al flujo de fluidos que generan desmagnetización, un posible conducto fracturado en rocas metamórficas del basamento (Complejo Cajamarca), y variaciones en el espesor de depósitos piroclásticos y lavas. Estos hallazgos resaltan la compleja interacción entre procesos tectónicos, magmáticos e hidrotermales en la evolución del sistema volcánico, y aportan información clave para su monitoreo y evaluación de amenazas.

---

\* Trabajo de Grado

\*\* Facultad de Ciencias. Escuela de Física. Programa Maestría en Geofísica. Director: Rocío del Pilar Bernal Olaya, Geóloga PhD. Codirector: Jose David Sanabria Gómez, Físico PhD.

### Abstract

**Title:** Geophysical research of the Internal Structure of the CMV based on the interpretation of Potential Field Geophysical Data \*

**Author(s):** Angi Viviana Aparicio Guevara \*\*

**Key Words:** Gravimetry, Magnetometry, Cajamarca Complex, Volcano.

### Description:

The Cerro Machín volcano, located on the eastern flank of the Central Cordillera in Colombia, is one of the country's most hazardous volcanoes due to its high explosive potential and the extensive reach of its pyroclastic deposits (Piedrahita et al., 2018; Rueda Galeano, 2005). This study presents the results of magnetic and gravity surveys conducted within and around the volcano, aimed at improving the understanding of its shallow internal structure. A total of 137 gravity measurements and 38,789 magnetic field readings (walk mode) were collected from which anomaly maps were generated. Two 2D geological-geophysical models were constructed along NW-SE and SW-NE transects. The results reveal lateral variations in density and magnetic susceptibility within the main volcanic dome, interpreted as potential hydrothermal alteration zones associated with fluid flow and demagnetization, a possible fractured conduit in metamorphic basement rocks (Cajamarca Complex), and variations in the thickness of pyroclastic and lava deposits. These findings highlight the complex interplay between tectonic, magmatic, and hydrothermal processes in the evolution of the volcanic system and contribute to ongoing hazard assessment and monitoring efforts.

---

\* Degree Work

\*\* Faculty of Sciences. School of Physics. Master's Program in Geophysics.

Director: Rocío del Pilar Bernal Olaya, Geologist, PhD.

Co-Director: Jose David Sanabria Gómez, Physicist, PhD.

### **Introducción**

El monitoreo de volcanes activos constituye una herramienta fundamental para la comprensión de los procesos volcánicos y la mitigación de riesgos asociados. Este proceso requiere la integración de múltiples técnicas geológicas, geofísicas, geoquímicas, de teledetección, entre otros, que permiten observar y registrar en el tiempo la dinámica interna del sistema volcánico (Piedrahita et al., 2018).

La aplicación de métodos geofísicos como la gravimetría y la magnetometría ha demostrado ser fundamental para el modelado de la estructura interna de los sistemas volcánicos (Gailler & Lénat., 2012). Estas técnicas permiten identificar la ubicación y geometría de cámaras magmáticas, diques, fallas, lineamientos, conductos y zonas de fracturamiento, lo cual es esencial para comprender los mecanismos de erupción, trazar posibles rutas de ascenso magmático y delimitar la extensión de sistemas hidrotermales (Laeger et al., 2013) o zonas de alteración hidrotermal (Rollin et al., 2000). Además, proporcionan información clave para la evaluación del riesgo volcánico (Wamalwa et al., 2013) y la identificación de potenciales reservorios geotermales (Portal et al., 2016).

Diversos estudios han empleado estas metodologías en distintos sistemas volcánicos con el fin de aportar al monitoreo y conocimiento de estos. Por ejemplo, en el volcán Puy de Dôme, ubicado en Francia, se llevó a cabo una adquisición terrestre de datos gravimétricos y magnéticos en un área aproximada de 4 km<sup>2</sup> (Portal et al., 2016). A partir de los mapas de anomalías, se identificó una región central con alta densidad y magnetización, interpretada principalmente como traquita masiva. En contraste, los flancos del edificio volcánico presentaron valores bajos de densidad y magnetización, asociados a brechas y depósitos piroclásticos. Esta información

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

permitió además la generación de perfiles geológicos bidimensionales, con interpretaciones estructurales hasta una profundidad máxima de 700 metros ( Figura 1).

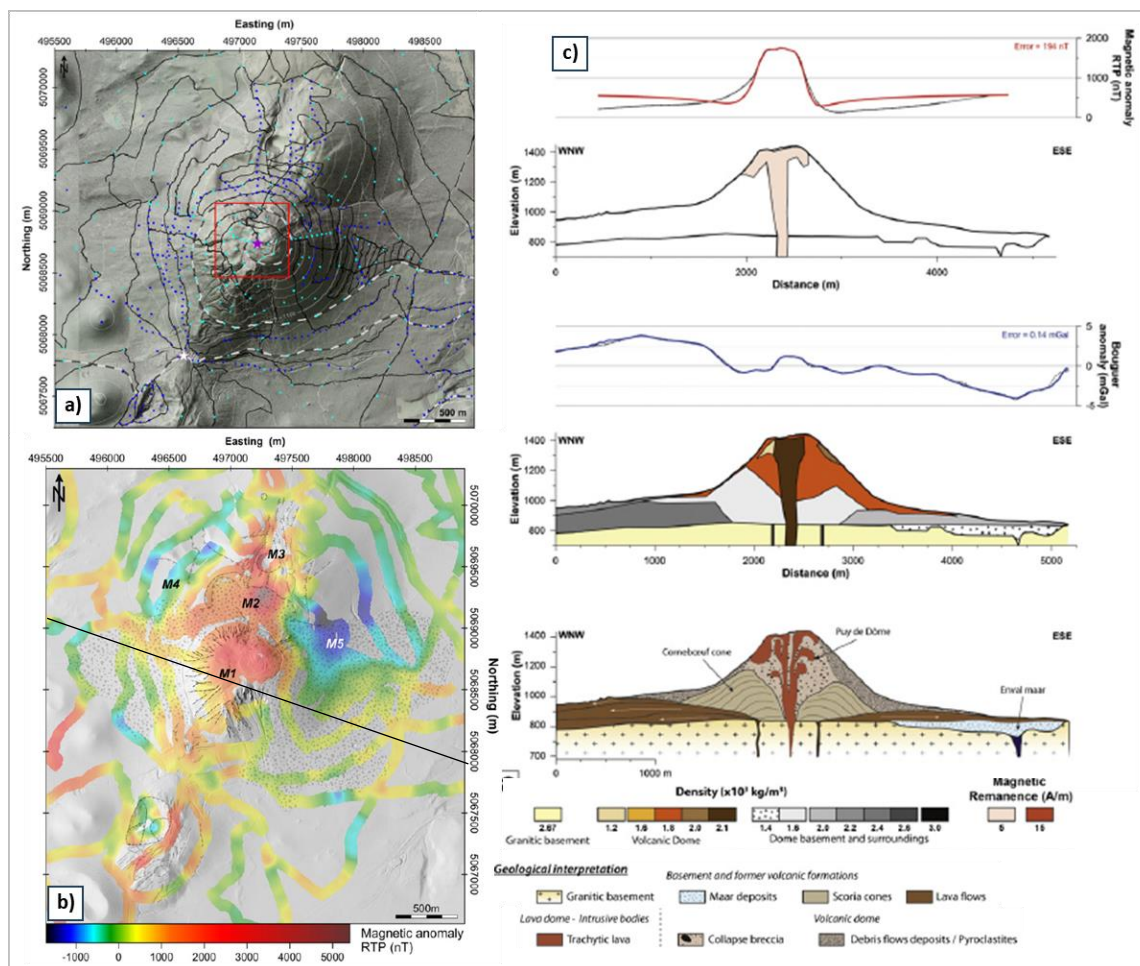


Figura 1. Mapa de ubicación de los estudios gravimétricos en el volcán Puy de Dôme. a) Las estaciones gravimétricas se representan mediante cuadrados azules, b) Anomalía magnética reducida al polo calculada a partir de los datos de continuación hacia arriba (+20 m). La línea negra corresponde a la sección 1 modelada. c) Modelo directo, anomalía de Bouguer (línea azul) y anomalía magnética (línea roja) a lo largo de la sección 1, con orientación ONO-ESE. Tomado de Portal et al. (2016).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

De manera similar, en el volcán Menengai, ubicado en el rift del este de África, en Kenia, se llevó a cabo un estudio centrado en el análisis de datos gravimétricos adquiridos en un área de aproximadamente 20 km<sup>2</sup> alrededor del edificio volcánico ( Figura 2.). Los resultados de las anomalías de gravedad residual revelaron valores negativos de baja amplitud en la caldera, los cuales fueron asociados a zonas de fracturamiento o a la presencia de material volcánico de baja densidad. Por otro lado, se identificaron anomalías positivas de alta amplitud en el centro de la caldera, vinculadas a flujos de lava post-caldera que cubren gran parte de su interior. Además, se sugiere que las fallas presentes en la zona, que facilitaron el ascenso del magma desde la cámara magmática original, podrían también influir en el movimiento del agua subterránea y de los fluidos hidrotermales (Wamalwa et al., 2013).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

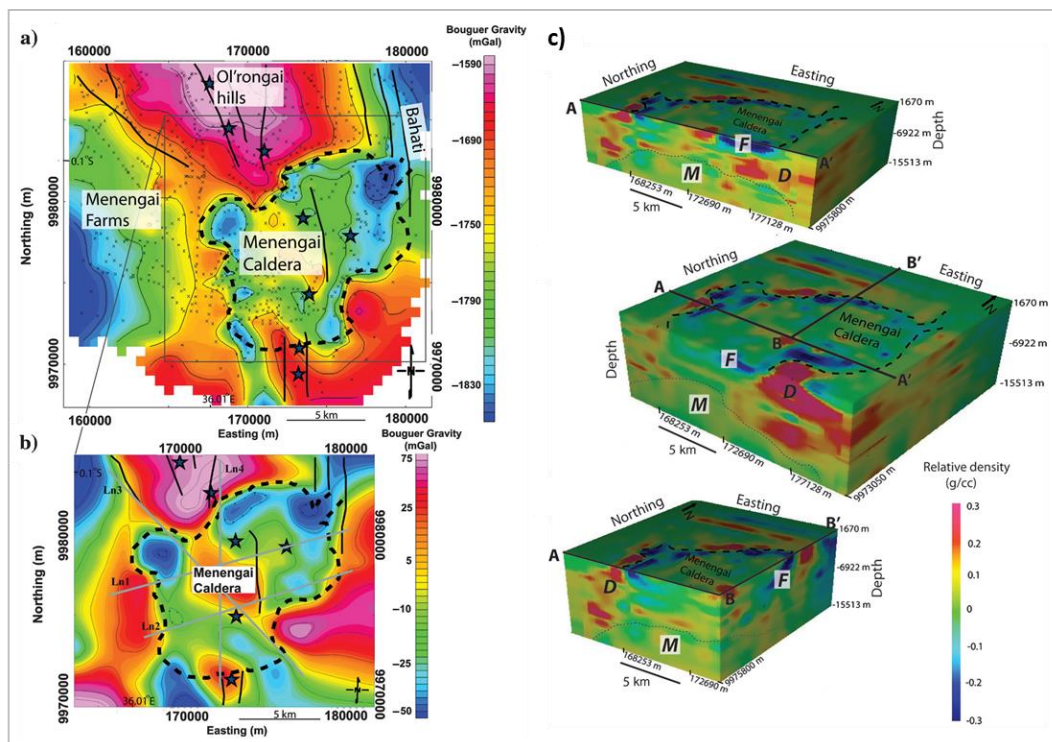


Figura 2. a) Mapa de anomalías gravitacionales de Bouguer del centro volcánico de Menengai y la región circundante, b) mapa de anomalías gravitacionales residuales derivado de una superficie polinómica de cuarto orden, c) Modelo de gravedad tridimensional de la región de Menengai. D representa cuerpos de alta densidad, F representa cuerpos de baja densidad y M representa una zona de densidades intermedias. Tomado de Wamalwa et al. (2013).

En Colombia, los volcanes que componen el frente volcánico activo actual se distribuyen en tres segmentos: el segmento volcánico sur, el segmento volcánico central y el segmento volcánico norte (Monsalve, 2020). El Volcán Cerro Machín (VCM) hace parte del vulcanismo activo del segmento norte de los andes y de la Provincia Volcano Tectónica San Diego –PVTSC, una cadena volcánica de aproximadamente 140 km relacionado con la subducción de la placa Nazca (Martínez et al., 2014) (Figura 3.a).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

El VCM se localiza en el flanco oriental de la Cordillera Central de Colombia, y se caracteriza por presentar actividad fumarólica y fuentes termales, lo que evidencia la existencia de un sistema hidrotermal activo en constante evolución, convirtiéndolo en un objeto de estudio permanente (Laeger et al., 2013; Inguaggiato et al., 2017; Gómez & Mariño, 2020) (Figura 3.b y c). Además, presenta sismicidad recurrente, principalmente asociada al fracturamiento de roca en las inmediaciones y sectores distales del volcán (SGC, 2022), eventos que han sido monitoreados como parte de la vigilancia volcánica.

Diversos estudios en áreas como sismología, geoquímica, geología estructural y geofísica (Laeger et al., 2013; Londoño et al., 2011; Londoño, 2016; Inguaggiato et al., 2017; Beltrán, 2020; Herrera & Calò, 2025) se han desarrollado en el VCM con el objetivo de comprender su estructura interna y aportar al conocimiento principalmente del potencial geotérmico, evolución eruptiva, y evaluación del riesgo volcánico.

En este contexto, el presente trabajo tiene como objetivo proponer un modelo geológico-geofísico somero a partir de dos secciones 2D modeladas y la interpretación de mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas. Este modelo busca contribuir al entendimiento del estado actual del volcán, apoyar su evaluación de riesgo y permitir la comparación con estudios previos.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

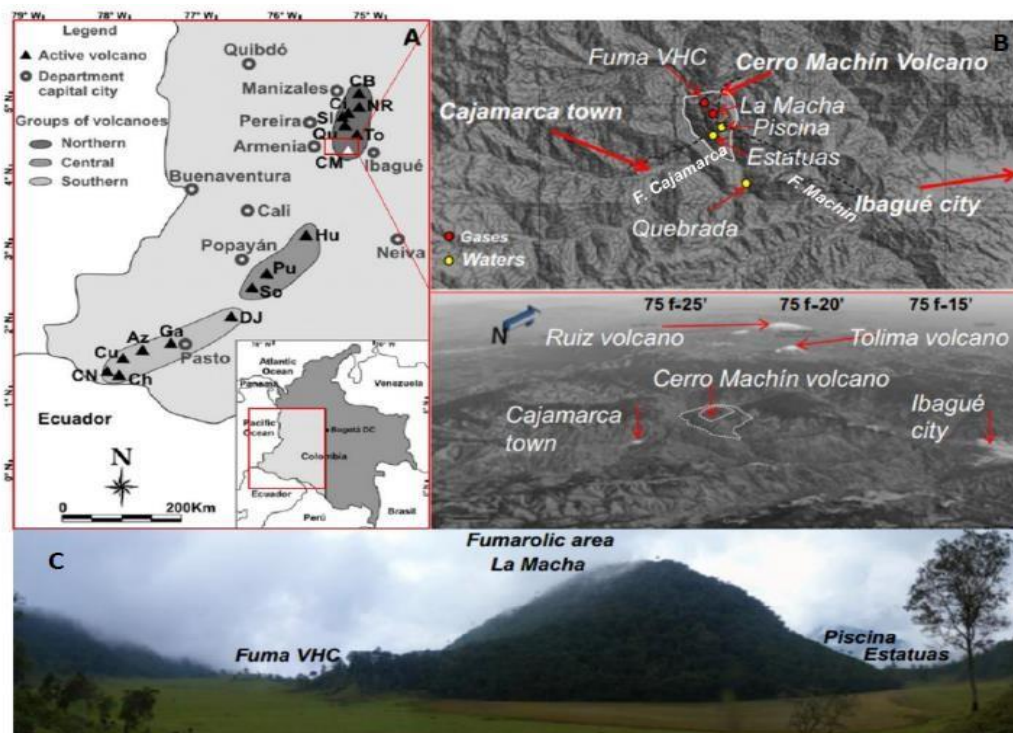


Figura 3 A) Mapa de ubicación donde se muestran los tres grupos de volcanes activos de Colombia. El volcán Cerro Machín (VCM) se encuentra en la zona norte (Modificado de Murcia et al., 2010). Abreviaturas. Volcanes del grupo norte: CB. Cerro bravo; NR. Nevado del Ruiz; Ci. Cisne; SI. Santa Isabel; Qu. Quindío; CM. Cerro Machín; To. Tolima. Volcanes del grupo central; Hu. Nevado del Huila; Pu. Puracé; So. Sotará. Volcanes del grupo sur: DJ. Doña Juana; Ga. Galeras; Ar. Azufral; Cu. Cumbal CN. Cerro negro; Ch. Chiles. B). Ubicación del volcán Cerro Machín, campo de fumarolas y aguas termales y fallas activas (líneas negras punteadas). C) Foto de la cúpula donde se muestra la ubicación de la evidencia hidrotérmica. Modificado de Inguaggiato et al., 2017.

### **Planteamiento del problema**

El Volcán Cerro Machín (VCM) ha sido objeto de múltiples estudios geofísicos orientados a comprender su estructura interna y evaluar su estado actual de actividad. Sin embargo, las interpretaciones derivadas de estos estudios presentan algunas diferencias en cuanto a la configuración del sistema volcánico (Londoño et al., 2011; Beltrán 2020; Herrera, 2020; Herrera & Calò, 2025; Rueda Gutiérrez, 2020; Gómez & Mariño, 2020)

Uno de los estudios más relevantes es el de Londoño et al. (2011) quien, a partir de la interpretación de velocidades de ondas P y S mediante tomografía sísmica 3D de alta resolución, propuso la existencia de un posible domo actual a una profundidad de hasta 2 km. Por su parte, Rueda Gutiérrez (2020), mediante modelamiento geológico 3D, elaboró un esquema conceptual del sistema geotérmico del VCM, en el cual sugiere la presencia de un domo cuya base sería más somera, suprayaciendo depósitos piroclásticos de hasta 300 m de espesor, según estudios previos ( Figura 4).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

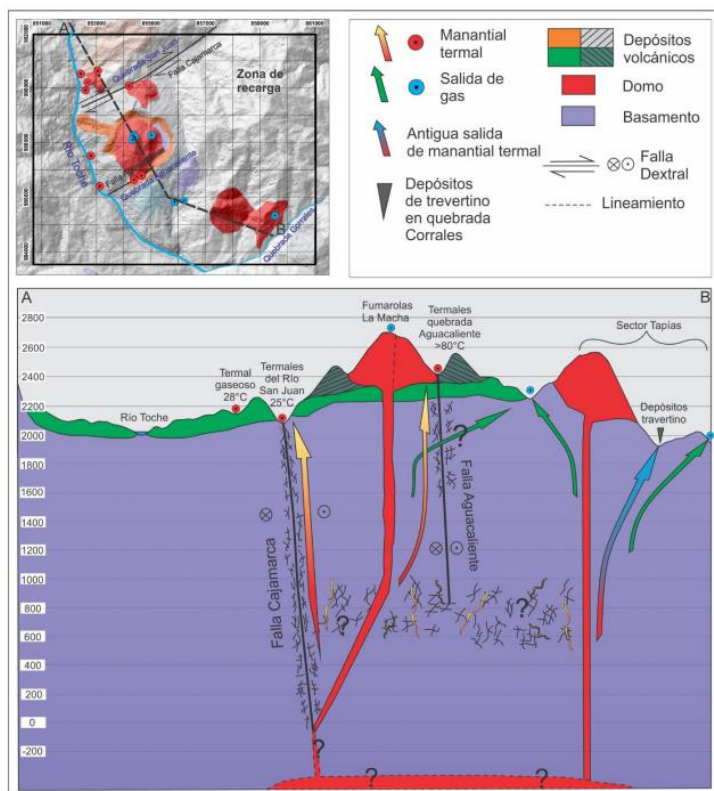


Figura 4. Modelo esquemático del sistema geotérmico del volcán Cerro Machín. Tomado de Rueda Gutiérrez (2020).

Adicionalmente, en años recientes, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) ha incorporado estudios basados en métodos de campos potenciales y electromagnéticos como parte del monitoreo del VCM (Beltrán, 2020, Herrera, 2020). En este contexto, se llevaron a cabo levantamientos gravimétricos y magnéticos que permitieron la elaboración de mapas de anomalías residuales (

Figura 5). Estos mapas revelaron bajos gravimétricos (A, B y C) ( Figura 5.a), interpretados como zonas de apertura del basamento para emplazamiento de domo volcánicos (A) y para el depósito de materiales vulcano sedimentarios (B); y posible domo volcánico activo al SE

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

del corregimiento de Tapias (C). El alto gravimétrico lo relacionan a zonas del complejo Cajamarca de alta densidad. Por otro lado, los altos magnéticos (A y B) se interpretaron como posible intrusivo (A) y domos volcánicos, y los bajos magnéticos (C y D) como zona del basamento que separa el intrusivo de Toche de los domos (C) y zona poco desmagnetizada del complejo Cajamarca ( Figura 5.b)

Finalmente, mediante el análisis del balance del vector gradiente y la técnica de convolución de Werner, se identificaron cuerpos volcánicos con profundidades estimadas entre 250 m (tope) y 1800 m (base), lo que sugiere que los domos principales del VCM pueden presentar un espesor mínimo de aproximadamente 1600 m.

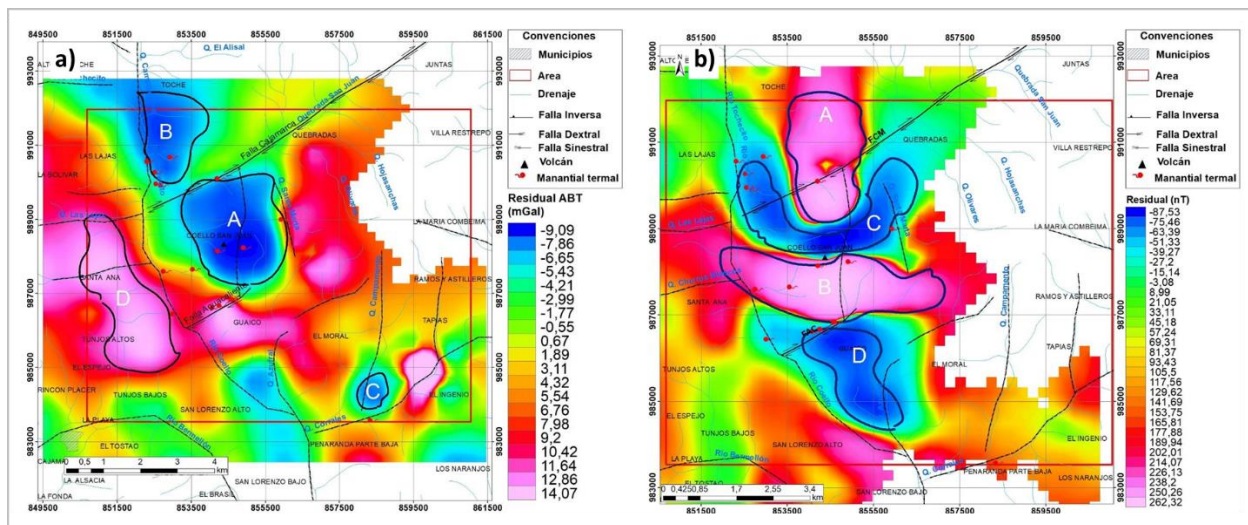


Figura 5. a). Anomalía residual de Bouguer gravimetría., b). Anomalía magnética residual reducida al polo. Tomado de Beltrán (2020).

En este contexto, se pretende desarrollar dos modelos geológico-geofísicos (2D) a partir de los resultados de las anomalías residuales gravimétrica y magnética de los datos adquiridos en

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

el presente trabajo, que permitan identificar las principales estructuras internas someras del VCM. Asimismo, se realizará una interpretación superficial a partir de los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas, cuyos resultados serán comparados con estudios previos, con el fin de aportar a la caracterización estructural del sistema volcánico y responder las siguientes hipótesis:

### **Hipótesis**

La interpretación y el modelado 2D de datos de campos potenciales permitirán identificar estructuras y geometrías someras asociadas al sistema volcánico-hidrotermal del Volcán Cerro Machín (VCM). Se espera que las zonas con alteración hidrotermal, especialmente aquellas cercanas a la falla Cajamarca, generen anomalías magnéticas negativas debido a su baja susceptibilidad magnética en comparación con la roca caja. Adicionalmente, la profundidad del domo dacítico bajo el cráter —estimada en hasta 2 km según la interpretación sísmica de Londoño (2011)— podría poner en contacto la roca ígnea con el Complejo Cajamarca, lo cual influiría significativamente en la respuesta gravimétrica. En caso de que el domo tenga un espesor menor, el contacto se limitaría a los depósitos piroclásticos, modificando principalmente la magnitud y distribución de la anomalía de gravedad.

### **Justificación**

En Colombia se han identificado aproximadamente cien volcanes, de los cuales treinta y ocho, han sido clasificados como activos. Debido a su nivel de actividad y ubicación geográfica, se ha priorizado el monitoreo y la evaluación de su amenaza volcánica (SGC, 2023). Actualmente, en el segmento volcánico norte, trece de estos volcanes activos son objeto de vigilancia continua

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

entre los cuales tres —Nevado del Ruiz, Cerro Machín y Nevado Santa Isabel— se encuentran en estado de alerta amarilla III, lo que indica “cambios en el comportamiento de la actividad volcánica” (SGC, 2023). Entre estos, Cerro Machín se destaca por su ocurrencia creciente de sismicidad denominada volcano-tectónica asociada al fracturamiento de roca en el interior del volcán (SGC, 2023).

El Volcán Cerro Machín (VCM), ubicado aproximadamente a 17 km al noroeste de la ciudad de Ibagué (Tolima), es considerado uno de los volcanes más peligrosos del país (Piedrahita et al., 2018; Rueda Galeano, 2005), debido a su alto potencial explosivo y al alcance de sus depósitos piroclásticos. Estos flujos piroclásticos se han originado principalmente en tres formas, generando zonas de amenaza diferenciadas: (i) por flujos de ceniza y pómez, (ii) por oleadas piroclásticas, y (iii) por flujos de bloques y ceniza. Estas zonas de amenaza cubren aproximadamente 240 km<sup>2</sup> e incluyen centros poblados como Cajamarca, Anaime, el corregimiento de Coello, Toche y Tapias (Núñez Tello y Rodríguez García, 2001).

Por tanto, la identificación y caracterización de sus estructuras internas someras mediante modelos geológico-geofísicos y la interpretación de anomalías gravimétricas y magnéticas permiten fortalecer el conocimiento sobre su dinámica interna. Esta información es esencial para mejorar las estrategias de monitoreo y evaluación del riesgo, especialmente considerando la proximidad del VCM a centros poblados vulnerables.

## 1. Objetivos

### 1.1 Objetivo General

Investigar la estructura interna somera del volcán Cerro Machín (VCM) a partir de la interpretación de datos geofísicos de magnetometría y gravimetría.

### 1.2 Objetivos Específicos

Identificar posibles localizaciones de conducto de flujo de fluidos del volcán cerro machín, a partir de la identificación de anomalías bajas de densidad y de susceptibilidad magnética.

Interpretar la profundidad del domo dacítico que aflora en el cráter del volcán a partir del modelado de las anomalías gravimétricas y magnéticas

Sugerir un espesor de los depósitos piroclásticos en los alrededores del cráter del volcán Cerro Machín a partir del modelado de las anomalías gravimétricas y magnéticas

## 2. Geología del VCM

El Volcán Cerro Machín (VCM), ubicado en la Cordillera Central de Colombia, es un volcán poligenético cuyo edificio principal se localiza a 2.750 metros sobre el nivel del mar y está rodeado por un anillo piroclástico de aproximadamente 2,4 km de diámetro. Este complejo presenta domos de lava de composición dacítica (Rueda Galeano, 2005) o andesítica (Piedrahita et al., 2018), emplazados sobre rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, de edad Permo-Triásica (Cepeda et al., 1995; Murcia et al., 2010). ( Figura 6).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

La actividad eruptiva del VCM se restringe al Holoceno, periodo durante el cual se han registrado al menos seis erupciones de tipo pliniano y vulcaniano. Estas erupciones han generado domos, depósitos por caída, flujos piroclásticos y lahares. Se ha documentado que el colapso de algunas columnas eruptivas superó barreras topográficas de hasta 200 metros, generando depósitos de hasta 100 metros de espesor (Rueda Galeano, 2005). Además, simulaciones de flujo para una erupción pliniana sugieren que podrían acumularse más de 60 metros de depósitos en el valle del río Toche (Murcia et al., 2010).

La cartografía que documenta la distribución de estos depósitos varía entre diferentes publicaciones (Mosquera et al., 1982; Cepeda et al., 1995; Piedrahita et al., 2018, Beltrán, 2020, Rueda Gutiérrez, 2020; Herrera & Calò, 2025), por lo que se tomó como base la publicación más reciente para la zona del VCM (Herrera & Calò, 2025), la cual fue ajustada con base en observaciones propias de campo. Por ejemplo, hacia el sector noreste, se reconocen depósitos piroclásticos que se extienden hasta las zonas más bajas de la ladera (quebrada Santa Marta) donde aparece mapeado rocas metamórficas, lo cual evidencia la necesidad de estudios adicionales para caracterizar con mayor precisión las unidades geológicas aflorantes.

El VCM también presenta manifestaciones de actividad termal, evidenciadas por campos fumarólicos sobre los domos y fuentes termales tanto dentro como fuera del edificio volcánico. Las aguas termales se clasifican en dos tipos principales: Na-HCO<sub>3</sub> y Ca-HCO<sub>3</sub>, ambas de origen meteórico. Se presume que provienen de una misma fuente, siendo modificadas por procesos subsuperficiales (Gómez & Mariño, 2020).

Desde el punto de vista estructural, destacan la Falla Cajamarca (FCM), descrita por Mosquera et al. (1982), y la Falla Agua Caliente (FAC), ambas con orientación NE-SW. Estas

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

estructuras delimitan los bordes norte y sur del edificio volcánico y están asociadas con el surgimiento de manantiales termales (Rueda Gutiérrez, 2020). En particular, la FAC se relaciona con las fuentes termales más calientes, clasificadas como Na-HCO<sub>3</sub>. Adicionalmente, se han propuesto lineamientos o fallas inferidas a partir de análisis de sensores remotos donde Gómez & Mariño (2020) sugieren que la FCM podría constituir una única estructura que atraviesa el domo y se conecta con la FAC, lo que explicaría la presencia de manantiales en ese sector.

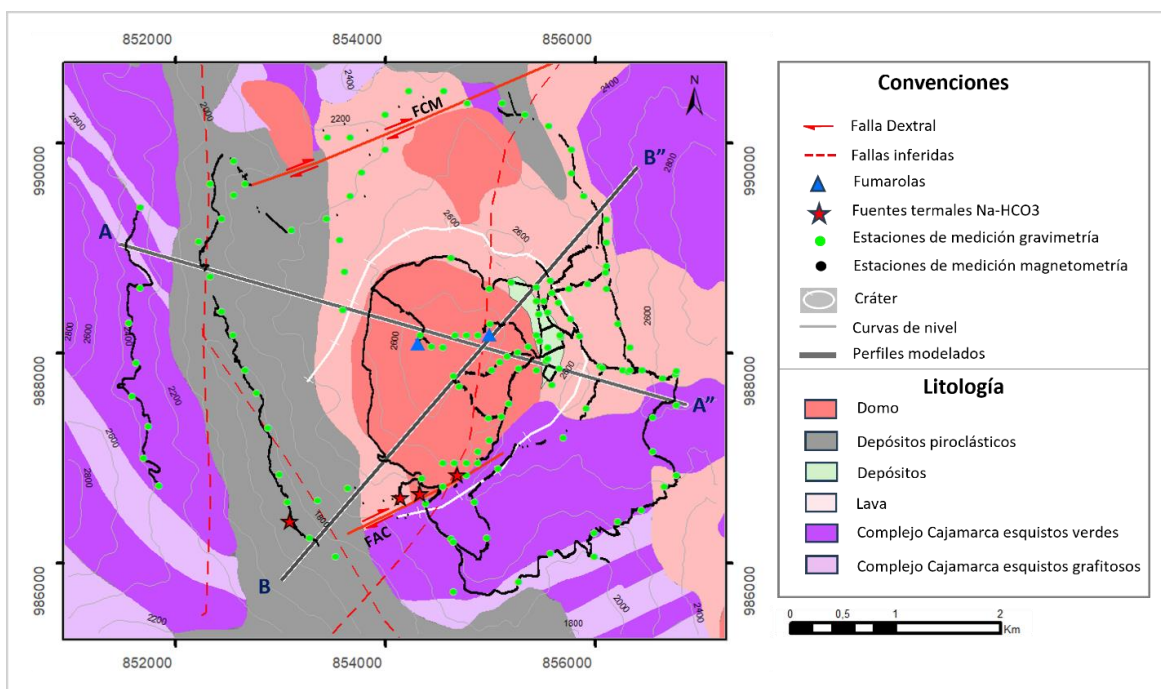


Figura 6. Mapa geológico del área de estudio. Los principales elementos estructurales corresponden a la Falla Cajamarca (FCM) y la Falla Agua Caliente (FAC). Modificado de Herrera & Calò, 2025. Las líneas A-A'' y B-B'' corresponden a las secciones 2D modeladas a partir de los mapas de anomalías magnética y gravimétrica.

### 3. Marco geofísico

Los métodos potenciales o exploración geofísica basada en campos potenciales, gravimetría y magnetometría, son técnicas que permiten obtener imágenes bidimensionales en planta y perfiles en profundidad que ayudan a identificar variaciones laterales de la densidad y susceptibilidad magnética. Aunque ambas técnicas comparten principios fundamentales, el campo geomagnético es geoméricamente más complejo que el campo gravitacional terrestre, ya que presenta variaciones irregulares en orientación y magnitud según la latitud, longitud y tiempo. Para lograr conclusiones precisas de los resultados, es crucial considerar el contexto geológico, ya que las anomalías detectadas están directamente relacionadas con las características estructurales y composicionales del subsuelo (Kearey et al., 2002).

#### 3.1 Gravimetría:

La prospección gravimétrica se fundamenta en la medición de las variaciones espaciales del campo gravitacional terrestre debido a contrastes en la densidad de las rocas del subsuelo. Un campo gravitatorio es causado por la masa de un objeto. Este afecta a objetos con masa. El potencial en torno a una masa se representa mediante una serie de superficies equipotenciales, donde cada punto de una superficie tiene la misma energía potencial (Dentith & Mudge, 2014). El potencial es una cantidad escalar y disminuye con la distancia a la fuente. Por ejemplo, el potencial gravitacional de un objeto esférico homogéneo se describe mediante superficies equipotenciales esféricas circundantes ( Figura 7). El campo gravitacional se representa mediante líneas de

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

campo imaginarias dirigidas hacia el centro de la masa que lo genera, líneas que intersecan perpendicularmente las superficies equipotenciales, formando así un patrón radial.

En el caso del campo gravitacional terrestre, las superficies equipotenciales se aproximan a la forma de la Tierra. El geoide es la superficie equipotencial que coincide con el nivel medio del mar y define la horizontal en todas partes. (Dentith & Mudge, 2014).

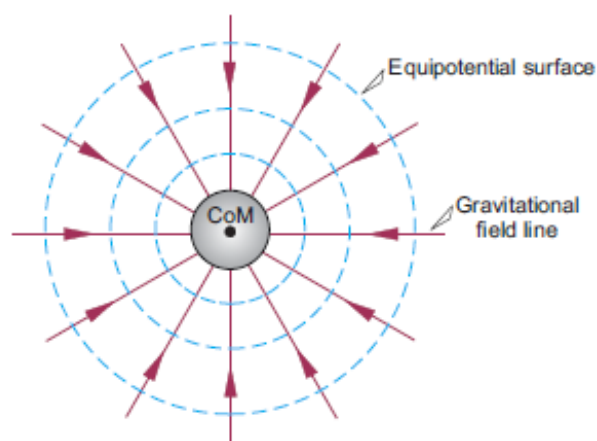


Figura 7. Atracción gravitacional. Las superficies equipotenciales gravitacionales y el campo gravitacional de una masa esférica. Tomado de Dentith & Mudge (2014).

Todos los objetos se atraen con una fuerza proporcional a sus masas y, para masas esféricas cuyo tamaño es mucho menor que la distancia entre ellas, inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros de masa. Esto se conoce como la Ley de Gravitación Universal y es la razón por la que los objetos son atraídos hacia la Tierra. La fuerza de atracción ( $F$ ) entre las dos masas ( $m_1$  y  $m_2$ ) separadas por una distancia ( $r$ ) viene dada por la ecuación de la gravedad (Ec.1)

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1)$$

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

La constante de proporcionalidad ( $G$ ) se conoce como constante gravitacional universal.

La fuerza de atracción que actúa sobre el objeto, debido a la masa de la Tierra, es su peso, que es proporcional a su masa. Para un cuerpo con una unidad de masa ( $m^2 = 1 \text{ kg}$ ), la aceleración media causada por la masa de la Tierra, es decir, la gravedad, a nivel del mar es aproximadamente igual a  $9,81 \text{ m/s}^2$  (Ec.2) (Dentith & Mudge, 2014).

$$F = 9.8 \text{ m/s}^2 \quad (2)$$

Los cambios en la aceleración gravitacional asociados con los cambios de densidad debido a las características geológicas de la corteza son mínimos en comparación con la fuerza promedio del campo gravitatorio terrestre, generalmente inferiores a una cienmilésima parte del valor estándar de la aceleración de la gravedad terrestre ( $9.81 \text{ m/s}^2$ ) (Lowrie, 2007)

La Figura 8 muestra el efecto sobre el campo gravitatorio de una fuente esférica en el subsuelo, más densa que su entorno, el campo de la fuente se dirige radialmente hacia su centro de masa ( Figura 8.b). El campo terrestre se dirige radialmente hacia el centro de la Tierra, pero esta es tan grande que las líneas de campo son prácticamente paralelas en el área representada por la figura. En presencia de un exceso de masa, las líneas de campo se desvían hacia la masa anómala; sin embargo, el efecto es insignificante porque la intensidad del campo gravitatorio terrestre es sustancialmente mayor que la de cualquier exceso de masa en la corteza.

Los campos gravitatorios de la Tierra y la esfera se suman para formar el campo gravitatorio total resultante. El instrumento de gravedad está alineado en la dirección del campo total, por lo que la anomalía de gravedad medida (cambio en la gravedad) es simplemente la magnitud de la variación en el campo total, que es el componente vertical del campo debido a la

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

masa anómala ( Figura 8a) y su pico se centra directamente sobre la fuente. (Dentith & Mudge, 2014).

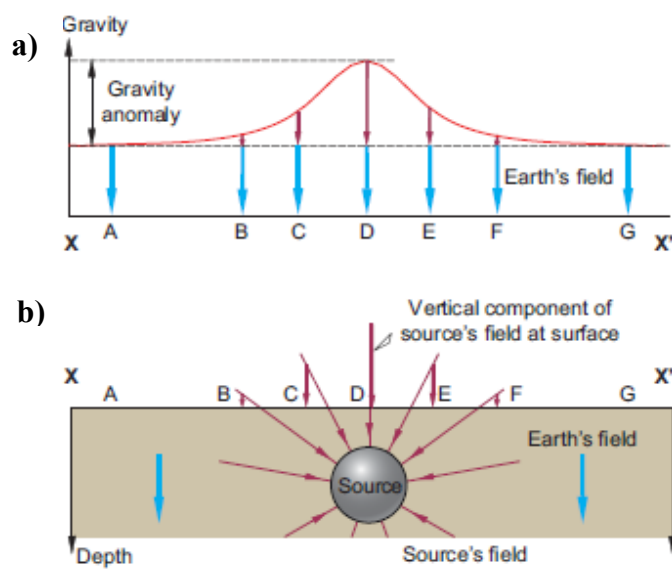


Figura 8. Campo gravitacional de una esfera. a) Variación de la componente vertical de la gravedad a lo largo del perfil principal ( $X-X_0$ ) debido a los efectos combinados del campo gravitatorio terrestre y el de la esfera. b) El campo gravitatorio radial de la fuente y su componente vertical. Tomado de Dentith & Mudge (2014).

La adquisición de datos de gravedad requiere equipos de alta precisión, especialmente en lo que respecta a la determinación de la altitud. Una baja precisión en las mediciones de altura introduce incertidumbre significativa en las correcciones de elevación aplicadas a los valores de gravedad, por lo que se recomienda el uso de sistemas de posicionamiento global de alta precisión (Kearey et al., 2002).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Adicionalmente, las variaciones en el campo gravitacional están influenciadas por factores como: las características del instrumento utilizado, las mareas, la ubicación latitudinal, la altitud y la topografía del área de estudio. Para compensar estas variaciones, es necesario aplicar un proceso conocido como reducción o correcciones gravimétricas, cuyo objetivo es eliminar los efectos que no están relacionados con las diferencias de densidad en las rocas subyacentes (Kearey et al., 2002). La corrección por mareas generalmente es automática en cada gravímetro.

**Corrección por latitud:** Tanto la rotación de la tierra como la diferencia de diámetro del planeta entre el ecuador y el polo producen un incremento de gravedad con la latitud, ya que el aplanamiento polar aumenta la gravedad en los polos al acercar el geoide al centro de masa de la tierra. Por ello, la corrección por latitud se suma cuando el punto de observación se acerca al Ecuador (Telford et al., 1990). Si la gravedad medida es un valor absoluto, la corrección de la latitud puede ser reemplazada por la fórmula de gravedad normal que resulta ser la gravedad teórica en una latitud dada y se calcula por medio de la siguiente ecuación (Lowrie, 2007) (Ec.3)

$$\gamma = 978032,7 \cdot (1 + (0.00530244 \cdot \text{SEN}(\varphi))^2 - 0.0000058 \cdot \text{SEN}(2 \cdot \varphi)^2) \quad (3)$$

Donde  $\varphi$  corresponde a la latitud.

**Corrección de aire libre:** se corrige la disminución de gravedad por efecto de la altura. La gravedad observada en una altura  $h$  se reduce a su equivalente al nivel del mar asumiendo que las masas topográficas se desplazan verticalmente hasta el nivel del mar. Por lo tanto, la corrección

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

de aire libre es la diferencia de la gravedad medida al nivel del mar en el geoide y una altura  $h$  en aire libre, sin tener en cuenta la densidad del material que ocupa este espacio (Lowrie, 2007) (Ec. 3.3). Si el punto de observación está por encima del nivel del mar la corrección debe sumarse al valor medido, en el caso contrario se resta (Ec.4).

$$\delta g_{FA} = 0,3087 \cdot h \text{ mGal/m} \quad (4)$$

Donde  $h$  es la altura en metros.

**Corrección de Bouguer:** La corrección de placa de Bouguer compensa el efecto de una capa de roca cuyo espesor es la diferencia de elevación entre la estación de medición y el nivel de referencia. Esto se modela como un disco sólido de densidad  $\rho$  y un radio infinito centrado en la estación de gravedad  $P$  (Lowrie, 2007). Para estaciones ubicadas por encima de la altura del nivel de referencia, esta corrección se resta al valor medido por el gravímetro, en caso contrario se suma (Ec.5).

$$\delta g_{BP} = 2\pi G\rho h = \mp 0.04193 \rho h \text{ mGal/m} \quad (5)$$

Donde  $G$  es la constante gravitacional universal,  $\rho$  es la densidad media de la placa en  $\text{g/cm}^3$  y  $h$  es la altura al punto de medición (metros).

**Corrección de terreno:** La corrección de terreno es usada para compensar los efectos gravitacionales de la topografía residual de la placa de Bouguer en la zona de estudio (LaFehr, 1998 y Vanicek et al., 2001 en Tong y Guo, 2007). En los valles la corrección de Bouguer ha restado un efecto no existente que se compensa con esta corrección, en contraste en zonas montañosas la placa de Bouguer no ha tenido en cuenta el efecto de las masas que existen por encima de esta (Ortega, 2014). Esta corrección topográfica ( $\delta g_{TER}$ ) puede realizarse utilizando la

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

aplicación Oasis Montaj (Geosoft), a partir de dos modelos digitales de elevación (DEM); uno local y otro regional, seleccionados según la topografía del área de estudio (Oasis Montaj, s.f.). Este resultado se suma a la anomalía simple de Bouguer para obtener la anomalía completa de Bouguer ( $\delta g_{CBA}$ ). (Ec.6) (Oasis Montaj, s.f.).

$$\delta g_{CBA} = g_{OBS} - \gamma + \delta g_{FA} + \delta g_{BP} + \delta g_{TER} \quad (6)$$

Las rocas sedimentarias suelen presentar las menores densidades entre los distintos tipos de rocas; sin embargo, esta propiedad tiende a incrementarse con la profundidad, debido a los procesos de compactación, y con la edad, como resultado de la cementación progresiva. En contraste, la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas presentan densidades más altas, las cuales aumentan a medida que disminuye su contenido de sílice. Por lo tanto, se observa un incremento en la densidad desde las rocas ígneas ácidas hacia las básicas y ultrabásicas. Los rangos de densidad correspondientes a los tipos de rocas más comunes, con énfasis en aquellas presentes en el área de estudio, se resumen en la Tabla 1. (Telford et al., 1990).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Tipo de roca	Rango	Promedio
<b>Sedimentos</b>		
Suelo	1,2-2,40	1,92
Arcilla	1,63-2,6	2,21
Gravas	1,70-2,40	2,00
Arenas	1,70-2,30	2,00
<b>Rocas sedimentarias</b>		
Arenisca	1,61-2,76	2,35
Shale	1,77-3,20	2,40
Caliza	1,93-2,9	2,55
<b>Rocas ígneas</b>		
Riolita	2,35-2,70	2,52
Andesita	2,40-2,80	2,61
Granito	2,50-2,81	2,64
Granodiorita	2,67-2,79	2,73
Diorita	2,72-2,99	2,85
Lavas	2,80-3,00	2,90
Basalto	2,70-3,30	2,99
Gabro	2,70-3,50	3,03
Peridotita	2,78-3,37	3,15
Ígneas ácidas	2,30-3,11	3,61
Ígneas básicas	2,09-3,17	2,79
<b>Rocas metamórficas</b>		
Cuarcita	2,50-2,70	2,60
Esquisto	2,39-2,90	2,64
Mármol	2,60-2,90	2,75
Serpentinita	2,40-3,10	2,78
Gneis	2,59-3,00	2,80
Anfibolita	2,90-3,04	2,96

Tabla 1. Rangos de densidad aproximada ( $\text{g/cm}^3$ ) de algunos tipos de rocas. Se resaltan las densidades de algunas de las rocas aflorantes en el área de estudio.

### 3.2 Magnetometría:

La prospección magnética mide las variaciones espaciales en el campo magnético terrestre debido a contrastes en la susceptibilidad magnética de las rocas en el subsuelo.

El campo magnético terrestre se puede representar en gran parte como el de un imán de barra ubicado en el núcleo (Figura 9.a), generado por corrientes eléctricas impulsadas por la convección. El polo norte magnético está cerca del polo norte geográfico, aunque no coinciden exactamente. El campo interno, originado en el núcleo, es estable y responsable del magnetismo en las rocas, mientras que el campo externo, más inestable y varía en el tiempo, por lo cual debe

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

corregirse en estudios magnéticos para obtener mediciones precisas de las variaciones espaciales del campo terrestre.

El componente relativamente estable del campo geomagnético se describe mediante un modelo matemático desarrollado a partir de observaciones realizadas durante muchos años en numerosos lugares del mundo. Este se conoce como Campo Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF). (Dentith & Mudge 2014).

El campo magnético terrestre es vectorial, es decir, tiene magnitud y dirección. El vector magnético puede expresarse como componentes cartesianas paralelas a tres ejes ortogonales cualesquiera. Los elementos geomagnéticos se consideran componentes paralelos a las direcciones geográficas norte y este y a la dirección vertical descendente (Lowrie, 2007), además, los elementos geomagnéticos pueden expresarse en coordenadas polares esféricas. La magnitud del vector magnético viene dada por la intensidad de campo  $F$ ; su dirección se especifica mediante dos ángulos. La declinación  $D$  es el ángulo entre el meridiano magnético y el meridiano geográfico; la inclinación  $I$  es el ángulo en el que el vector magnético se inclina por debajo de la horizontal (Dentith & Mudge 2014). ( Figura 9.b).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

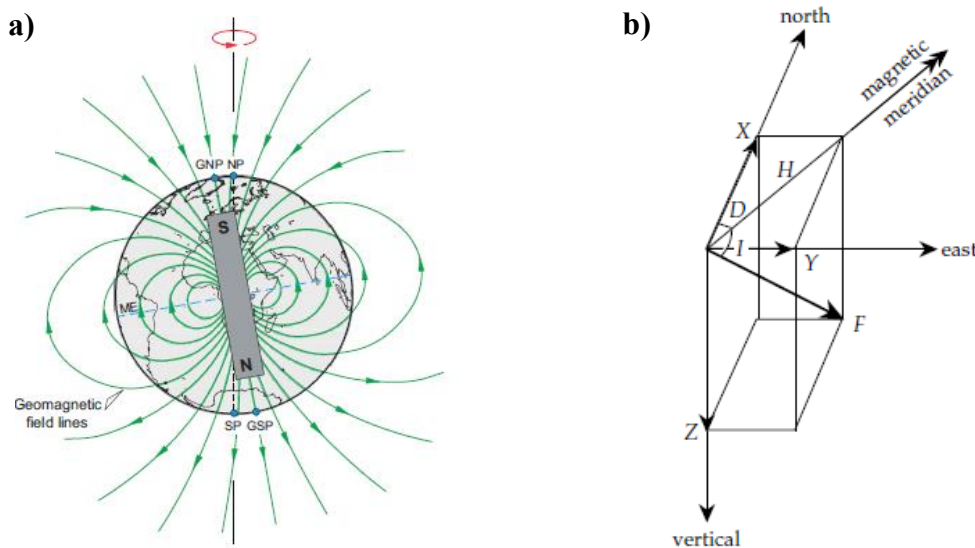


Figura 9. a) Aproximación del campo geomagnético mediante un dipolo inclinado respecto al eje de rotación terrestre. GNP – polo norte geomagnético, GSP – polo sur geomagnético, ME – ecuador magnético, NP – polo norte geográfico, y SP – polo sur geográfico. VMI – intensidad magnética vertical. Tomado de Dentith & Mudge (2014). b) Definición de los elementos geomagnéticos. El campo geomagnético puede describirse mediante las componentes cartesianas norte (X), este (Y) y vertical descendente (Z), o mediante los ángulos de declinación (D) e inclinación (I) junto con la intensidad total del campo (F). Tomada de Lowrie, (2007).

Los polos magnéticos son, por definición, aquellos puntos donde el campo magnético es vertical, es decir, perpendicular a la superficie terrestre. La inclinación es de  $+90^\circ$  en el polo norte magnético y de  $-90^\circ$  en el polo sur magnético. El ecuador magnético es donde la inclinación es cero. Tomado de Dentith & Mudge (2014).

Cuando un material se coloca en un campo magnético, puede adquirir una magnetización en la dirección del campo. Este fenómeno se conoce como magnetización inducida o polarización magnética y resulta de la alineación de dipolos elementales dentro del material en la dirección del

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

campo. La intensidad de la magnetización inducida  $J_i$  de un material se define como el momento dipolar por unidad de volumen de material (Ec.7). (Kearey et al., 2002):

$$J_i = \frac{M}{LA} \quad (7)$$

Donde  $M$  es el momento magnético de una muestra de longitud  $L$  y área de sección transversal  $A$ .  $J_i$  se expresa en consecuencia en Am-1. En el sistema c.g.s. la intensidad de magnetización se expresa en emu cm-3 (emu = unidad electromagnética), donde 1 emu cm-3 = 1000 Am-1.

La intensidad de magnetización inducida también es proporcional a la fuerza de magnetización del campo inductor  $H$  (Ec.8).

$$J_i = kH \quad (8)$$

donde  $k$  es la susceptibilidad magnética del material que tanto en el sistema SI como en el c.g.s. es adimensional.

Los objetos magnéticos alteran la intensidad y la dirección del campo magnético terrestre. Los cambios en la dirección del campo debidos a la mayoría de las características geológicas son muy pequeños y ofrecen poca resolución para detectar variaciones en las propiedades magnéticas del subsuelo. Sin embargo, el efecto en la intensidad del campo es significativo y es, con mucho, el elemento más sensible a los cambios en las propiedades magnéticas de las rocas de la corteza. Es la intensidad del campo magnético lo que se mide y cartografía en los levantamientos magnéticos. (Dentith & Mudge, 2014).

Todas las anomalías magnéticas causadas por rocas se superponen al campo geomagnético de la misma manera que las anomalías gravitacionales se superponen al campo gravitacional

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

terrestre. Sin embargo, el caso magnético es más complejo, ya que el campo geomagnético varía no solo en amplitud, sino también en dirección, mientras que el campo gravitacional es vertical en todas partes, por definición. Al describir el campo geomagnético normal mediante un diagrama vectorial ( Figura 10.a) los elementos geomagnéticos están relacionados (Ec.9).

$$B^2 = H^2 + Z^2 \quad (9)$$

Una anomalía magnética se superpone al campo magnético terrestre, lo que provoca un cambio  $\Delta B$  en la intensidad del vector de campo total  $B$ . Supongamos que la anomalía produce una componente vertical  $\Delta Z$  y una componente horizontal  $\Delta H$  en un ángulo  $\alpha$  con respecto a  $H$  ( Figura 10.b) Solo la parte de  $\Delta H$  en dirección a  $H$ , es decir,  $\Delta H'$ , contribuirá a la anomalía.

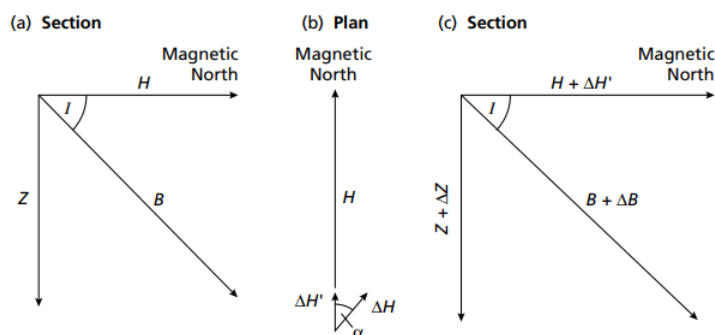


Figura 10. Representación del vector del campo geomagnético con y sin anomalía magnética superpuesta. Tomado de Kearey et al (2002).

La forma de las anomalías depende no solo de la forma y profundidad del objeto fuente, como ocurre con las anomalías gravimétricas, sino también de la orientación del objeto respecto al perfil y al campo magnético inductor, cuya intensidad y dirección varían según la ubicación geográfica (Lowrie, 2007).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Al igual que en la gravimetría, en la prospección magnética es necesario aplicar procesos de reducción de datos para eliminar todas las causas de variación magnética ajenas a los efectos generados por las estructuras del subsuelo (Kearey et al., 2002).

La intensidad de campo se expresa en unidades de Tesla (T), No obstante, dado que un Tesla representa un campo extremadamente intenso en comparación con el campo magnético terrestre —cuya intensidad máxima se aproxima a  $6 \times 10^{-5}$  T en las regiones polares—, se emplea comúnmente el nanotesla (nT) como unidad práctica en geofísica (Lowrie, 2007).

Los magnetómetros modernos, instrumentos utilizados para medir el campo magnético, poseen una sensibilidad del orden de  $10^{-9}$  T (nanotesla), lo que permite una detección precisa de variaciones en el campo geomagnético (Lowrie, 2007). Para trabajos de adquisición terrestre, se utilizan principalmente magnetómetros portátiles de precesión de protón (Telford et al., 1990).

**Variaciones diurnas magnéticas:** Las variaciones del campo magnético terrestre inferiores a aproximadamente un año se deben a cambios en el campo magnético externo, relacionados con fuentes externas a la Tierra. Se trata principalmente de corrientes eléctricas que fluyen en la ionosfera, la capa ionizada de la atmósfera superior, y están asociadas con la radiación solar. Estas generan campos magnéticos que interfieren con el campo magnético terrestre, provocando su variación y fluctuación a lo largo de minutos y horas, especialmente durante el día. Estas variaciones diarias o diurnas alcanzan unos 30 nT. La variación diurna de la intensidad del campo magnético tiene un gran efecto en los datos de los estudios magnéticos, por lo que se monitorea rutinariamente durante el estudio con un magnetómetro que se ubica en una base, en la

cual, está adquiriendo datos continuamente durante la jornada de adquisición (Dentith & Mudge, 2014).

**Corrección geomagnética:** El campo geomagnético se presenta como un campo regional de longitud de onda muy larga. Su eliminación aumenta la resolución de las anomalías magnéticas asociadas con fuentes corticales y permite por tanto aislar las anomalías magnéticas locales que son causadas por la geología del subsuelo (Dentith & Mudge, 2014). El método más riguroso de corrección geomagnética es el uso del IGRF, que expresa el campo geomagnético no perturbado en términos de un gran número de armónicos e incluye términos temporales para corregir la variación secular (Kearey et al., 2002). La variación secular corresponde a los cambios lentos del campo que solo se hacen apreciables tras décadas o siglos de observación. (Lowrie, 2007).

Un método alternativo es el análisis de tendencias permite eliminar el gradiente regional en áreas pequeñas ajustando una línea o superficie de tendencia a los datos mediante mínimos cuadrados, dejando las anomalías locales como residuos. (Figura 11) (Kearey et al., 2002).

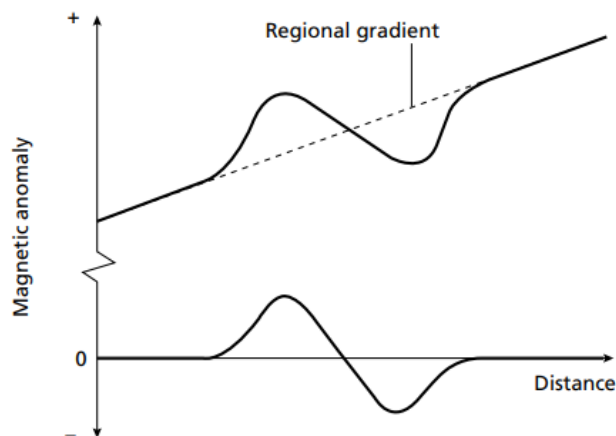


Figura 11. Eliminación de un gradiente regional de un campo magnético mediante análisis de tendencias. El campo regional se aproxima mediante una tendencia lineal. Tomado de (Kearey et al., 2002).

Las rocas sedimentarias suelen tener una susceptibilidad magnética baja, mientras que las rocas ígneas, especialmente las básicas, son altamente magnéticas por su contenido de magnetita, generando anomalías magnéticas locales. Las rocas metamórficas tienen un carácter magnético variable (Hashimoto et al., 2011; Kearey et al., 2002). ( Figura 12). En áreas activas geológicamente, la magnetización de las rocas puede disminuir significativamente por procesos de alteración que destruyen o transforman minerales magnéticos en minerales débilmente magnéticos o no magnéticos, o por el aumento de la temperatura hasta cerca o por encima de la temperatura de Curie, momento en el que los minerales pierden su magnetización remanente (Collinson, 1983).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

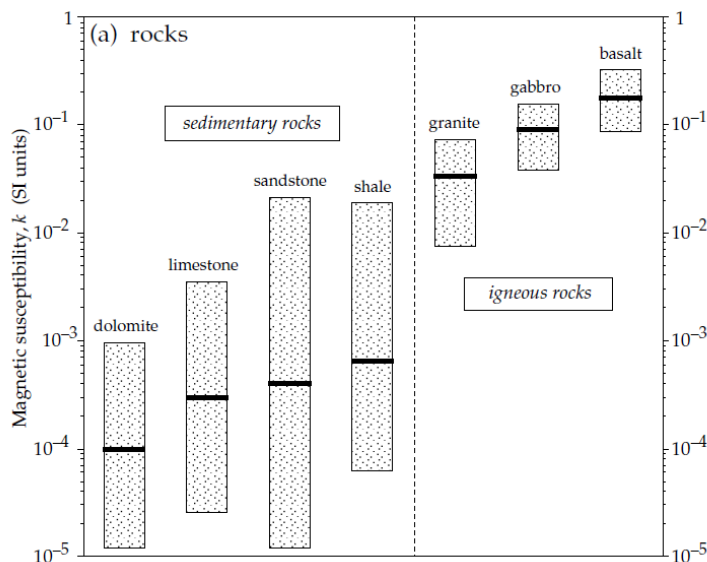


Figura 12. Valores medios y rangos de la susceptibilidad magnética de algunos tipos de rocas comunes. Tomado de Lowrie (2007).

La profundidad de investigación en el análisis de datos gravimétricos y magnéticos se calcula mediante el espectro de energía obtenido a través de la transformación rápida de Fourier (FFT). Este proceso comienza con la preparación de una malla de datos en el dominio espacial, seguida de su transformación al dominio de frecuencia mediante la FFT, descomponiendo los datos en sus componentes de frecuencia y obteniendo el espectro de energía correspondiente. A partir de este espectro, se grafica el logaritmo del espectro de energía contra la frecuencia radial, lo que permite identificar patrones de alta y baja frecuencia. Ajustando líneas en estas secciones, se determinan las profundidades asociadas a características geológicas profundas y someras. La herramienta MAGMAP de Oasis Montaj facilitan este análisis (Ozegin & Alile, 2021).

### Filtros

**Reducción al polo:** consiste en transformar las anomalías magnéticas a su equivalente en el polo norte magnético. Este procedimiento tiende a simplificar la interpretación de los datos, ya que en el polo el campo geomagnético es vertical y los cuerpos con magnetización puramente inducida generan anomalías de forma aproximadamente asimétrica. Sin embargo, la presencia de magnetización remanente puede limitar la efectividad de esta transformación, impidiendo que se logre la simplificación esperada en el patrón de anomalías resultante (Kearey et al., 2002). Adicionalmente, al reducir al polo desde latitudes casi ecuatoriales, cerca del azimut de declinación, el filtro se vuelve inestable, generando tendencias fuertemente dominantes que obstruirían las características reales. El problema se mitiga especificando un ángulo de inclinación modulador, Por tanto, minimizar esta distorsión de amplitud, la inclinación de corrección de amplitud ( $I_a$ ) debe ajustarse en relación con la inclinación. Debe ser lo suficientemente grande como para contrarrestar la inestabilidad y lo suficientemente pequeña como para minimizar la distorsión de amplitud. (Ec.10) (Geosoft Inc, 1996):

$$L(\theta) = \frac{1}{(\sin(I_a) + i \cos(I) * \cos(D - \theta))^2} \quad (10)$$

Donde  $I$  es la inclinación geomagnética,  $I_a$  es la corrección de amplitud por inclinación ( $I_a > I$ ) y  $D$  es la declinación geomagnética.

**Señal analítica:** La señal analítica, además de localizar el cuerpo anómalo, facilita la identificación de bordes, fallas, planos de contacto. Esto se debe a que los máximos de la señal

analítica tienen la propiedad de resaltar directamente estas discontinuidades, independientemente de la geometría de las estructuras. Esta señal se obtiene con la combinación de los tres gradientes direccionales del campo gravitatorio o magnético para obtener el gradiente total, que elimina las complejidades de las respuestas derivadas. Al aplicarlo a datos de campo de potencial, el gradiente total en una ubicación  $(x, y)$  se conoce como señal analítica (SA) y se expresa mediante (Ec.11) (Dentith & Mudge, 2014).

$$AS_{(x,y)} = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial z}\right)^2} \quad (11)$$

Donde  $f$  es el campo potencial. (Dentith & Mudge, 2014).

**Tilt angle:** Miller & Singh (1994) propusieron el uso del ángulo de inclinación para delimitar los bordes de cuerpos fuente en estudios geofísicos. Según su enfoque, las regiones donde los contornos del ángulo de inclinación son positivos corresponden al interior del cuerpo fuente, mientras que las zonas con valores negativos indican el exterior. El contorno donde el ángulo es cero, marca el límite vertical del cuerpo. Por lo tanto, los autores concluyeron que este método permite identificar de manera confiable los límites estructurales. El ángulo de inclinación se define como el arco tangente del cociente entre la derivada vertical y la derivada horizontal del campo potencial (Ec.12).

$$\theta_{(x,y)} = \tan^{-1} \left[ \frac{\partial f}{\partial z} / \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2} \right] \quad (12)$$

Donde  $\partial f / \partial x$ ,  $\partial f / \partial y$ ,  $\partial f / \partial z$  son derivadas de primer orden del campo potencial en las direcciones  $x$ ,  $y$ ,  $z$ ;  $\theta$  es el ángulo de inclinación y  $f$  es el campo potencial.

## 4. Metodología

### 4.1 Modelado directo

En el modelamiento teórico 2D se construyó un perfil con dirección NW–SE de aproximadamente 6 km de longitud, el cual atraviesa desde el Complejo Cajamarca hasta el domo volcánico y los depósitos piroclásticos (Figura 13). El objetivo fue simular los posibles contrastes en las propiedades físicas —densidad y susceptibilidad magnética— de las unidades geológicas presentes en el área de estudio y su respuesta en las anomalías magnética y gravimétrica.

Este modelo fue desarrollado con la herramienta GMSys 2D del software Oasis Montaj, integrando información geológica y geofísica preexistente para el Volcán Cerro Machín (VCM). Su propósito es apoyar una de las hipótesis formuladas antes de la adquisición de datos de campo, la cual plantea la existencia de un domo dacítico en contacto con depósitos piroclásticos en la parte superficial y un basamento metamórfico en profundidad.

Para los depósitos piroclásticos se utilizó un espesor máximo de 250 m, considerando estar cerca de los valores más altos reportados por distintos autores, que varían entre 295 y 360 m (Rueda Gutiérrez, 2020). Asimismo, se tuvieron en cuenta simulaciones de flujos piroclásticos realizadas por Murcia et al. (2010), las cuales indican espesores que oscilan entre 1 m y más de 60 m por evento eruptivo. Dado que en la zona se han registrado al menos seis erupciones, no se debería asumir un espesor mayor a 360 m aproximadamente (sin considerar procesos de erosión).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

En este modelamiento no se discriminaron los distintos tipos de depósitos, debido a la falta de datos sobre las propiedades físicas específicas de las rocas aflorantes. Por esta razón, los valores de densidad y susceptibilidad magnética utilizados se basaron en fuentes bibliográficas previas (Tabla 2) (Telford et al., 1990).

Litología	Densidad (g /cm <sup>3</sup> )	Susceptibilidad magnética (SI)
Depósitos piroclásticos	2.0	0.0001
Roca ígnea	2.6	0.013
Complejo metamórfico	2.7	0.0001

Tabla 2. Propiedades petrofísicas propuestas para el modelo teórico.

La respuesta del modelo corresponde principalmente a una anomalía gravimétrica y magnética positiva en el domo del volcán, atribuida a su mayor densidad y susceptibilidad magnética en comparación con los depósitos piroclásticos. Asimismo, se observa un alto gravimétrico hacia las zonas correspondientes al basamento metamórfico.

Adicionalmente, se desarrollaron dos escenarios alternativos para evaluar el comportamiento gravimétrico y magnético bajo diferentes condiciones, considerando otras hipótesis geológicas. En el primer caso, se modificó la geometría del domo, aumentando su profundidad a más de 1 km, manteniendo constantes los parámetros petrofísicos. Los resultados mostraron variaciones significativas en la forma y amplitud de las anomalías gravimétrica y magnética (Ver anexo).

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

En el segundo caso, se modeló el escenario base, pero se introdujo un conducto principal fracturado bajo el domo, asociado al flujo de fluidos. Para este modelo, se asumió una disminución en la densidad y susceptibilidad magnética de las rocas, representando una roca ígnea alterada con valores de densidad de  $2.5 \text{ g/cm}^3$  y susceptibilidad magnética de  $0.00013 \text{ SI}$ , y un complejo metamórfico con  $2.7 \text{ g/cm}^3$  y  $0.0001 \text{ SI}$ , respectivamente. Este escenario generó una anomalía gravimétrica y magnética negativa dentro del domo, en contraste con el modelo base. (Ver anexo).

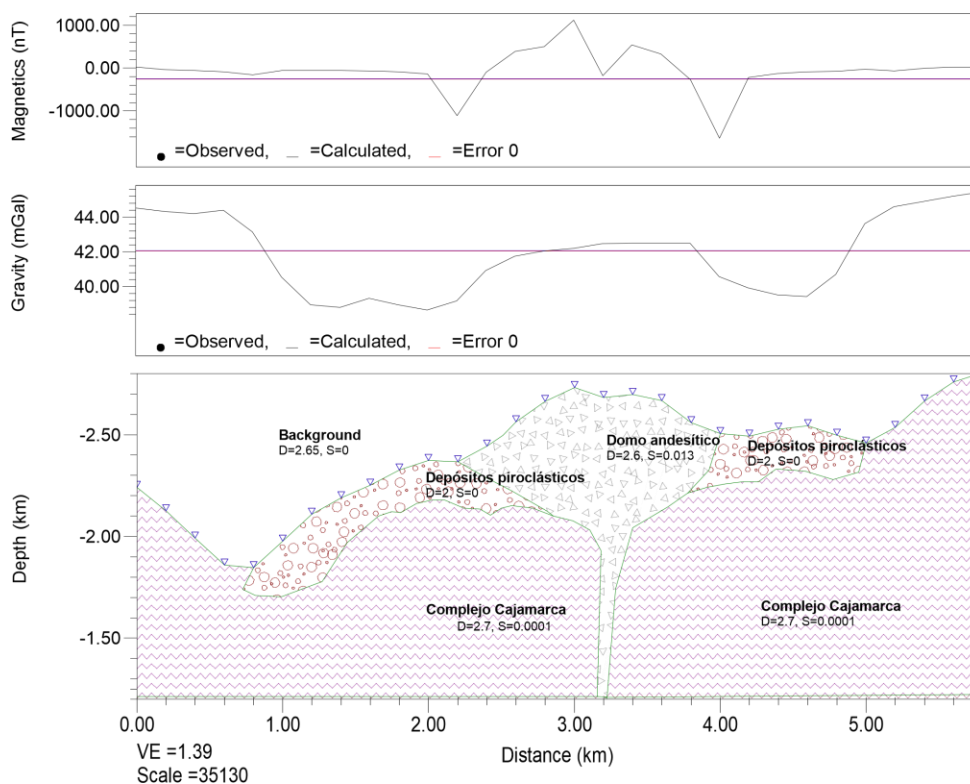


Figura 13. Modelo directo o teórico realizado con la herramienta Gmsys2D del software Oasis Montaj, donde se considera la información geológica y geofísica preexistente para el VCM.

## 4.2 Adquisición geofísica

Para la exploración gravimétrica se adquirieron 137 datos mediante gravimetría terrestre (Anexo B), utilizando dos gravímetros CG-6 Autograv™ de la empresa canadiense Scintrex (Scintrex Limited, 2018), propiedad de la Universidad Industrial de Santander (UIS). Estos equipos cuentan con una resolución de lectura de 0.0001 mGal.

Las estaciones de medición se distribuyeron con una separación de 100 a 200 metros en el cráter y de 300 a 400 metros en las laderas del volcán. En cada estación se realizaron cinco mediciones de gravedad, y para validar la calidad de los datos en campo, se evaluó el error de medición reportado por el equipo. El gravímetro incluye un software que aplica automáticamente correcciones por temperatura, inclinación (en segundos de arco) y mareas terrestres directamente sobre los datos adquiridos.

Se ejecutaron múltiples circuitos de medición, iniciando y finalizando en una estación base conocida (Tabla 3) con el fin de corregir la deriva instrumental (Ecuación 1) y obtener los valores de gravedad relativa observada. En esta misma base se instaló una estación GPS RTK de alta precisión (modelo GeoMax Zenith 35 Pro-GSM-UHF), que registró datos de forma continua durante cada jornada de adquisición. Esta estación permitió corregir las mediciones de altura tomadas con el GPS Rover en cada estación gravimétrica, alcanzando una precisión del orden de milímetros, lo cual redujo significativamente el error en la corrección por latitud (Ec.13).

$$Deriva(t) = \frac{(Lectura_f - Lectura_i)}{t_{total}} \text{ [miliGal/hora]} \quad (13)$$

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Nombre de la estación	Base 1
Sistema de Coordenadas	Geográficas – MAGNA-SIRGAS
Latitud	4°29'07,23052"N
Longitud	75°22'48,20006"W
Altura	2504.493
Gravedad Absoluta	977480.179

Tabla 3 Datos de la estación de referencia Base 1, con valor de gravedad absoluta de referencia.

En la exploración magnética se realizaron un total de 38,789 mediciones del campo geomagnético en modo *walk*, con registros cada 2 segundos, siguiendo los mismos recorridos utilizados para la adquisición de datos gravimétricos. Para esta tarea se emplearon dos magnetómetros GSM-19 de la empresa GEM Systems (GEM Systems, 2008), los cuales miden el campo magnético terrestre con una resolución de 0.01 nT y una precisión absoluta de 0.2 nT en todo su rango de temperatura operativa.

Uno de los magnetómetros fue instalado en una estación base, ubicada en una zona libre de afloramientos rocosos o interferencias, con el fin de registrar las variaciones del campo magnético y aplicar posteriormente la corrección diurna. El segundo magnetómetro fue utilizado para la adquisición de datos en campo.

Cabe destacar que, debido a la topografía irregular y a las zonas de difícil acceso en el área de estudio, se obtuvo una mayor densidad de datos en el sector sureste del volcán. En contraste, las zonas ubicadas hacia el oeste presentan una mayor dispersión de datos, lo que incrementa la incertidumbre en la interpretación de los resultados en esa región.

#### 4.2.1 Gravimetría

El procesamiento de los datos gravimétricos comenzó con un control de calidad, cuyo objetivo fue identificar y corregir o eliminar valores atípicos o con alta incertidumbre. Una vez depurados, se aplicó la corrección por deriva instrumental para cada jornada de adquisición, utilizando las mediciones realizadas en la estación base.

Posteriormente, se utilizó una estación base con medición de gravedad absoluta, proporcionada por el IGAC, para convertir los valores de gravedad relativa a gravedad absoluta. Esto permitió aplicar la fórmula de gravedad normal teórica (Ec.3) y realizar la corrección por latitud.

A continuación, se aplicó la corrección de aire libre (Ec.4), y su resultado se sumó a la corrección por latitud para obtener la anomalía de aire libre (Figura 14) cuyos valores oscilaron entre 88 y 222 mGal. Esta anomalía muestra una marcada correlación con la topografía, lo que evidencia la influencia del relieve sobre el campo gravimétrico.

Para calcular la corrección de Bouguer (Ec.5), se utilizó una densidad de referencia de 2.65 g/cm<sup>3</sup>, seleccionada mediante el método de Nettleton (Telford et al., 1990). Esta densidad fue determinada al analizar un perfil topográfico en el que se obtuvo la menor correlación entre la topografía y la anomalía gravimétrica, obteniendo así la anomalía simple de Bouguer (Figura 15), la cual tuvo valores entre -115 y -69 mGal.

INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

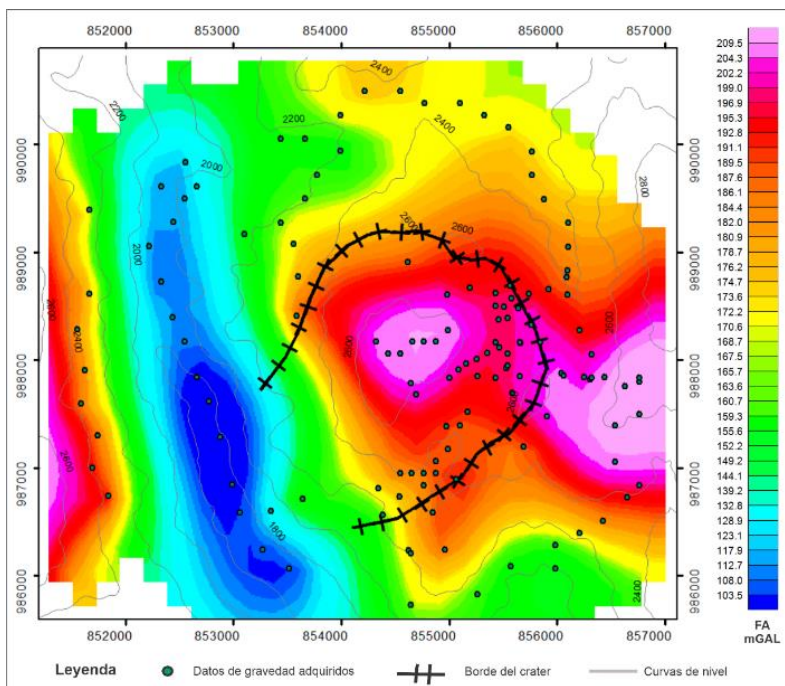


Figura 14. Anomalía de Aire Libre

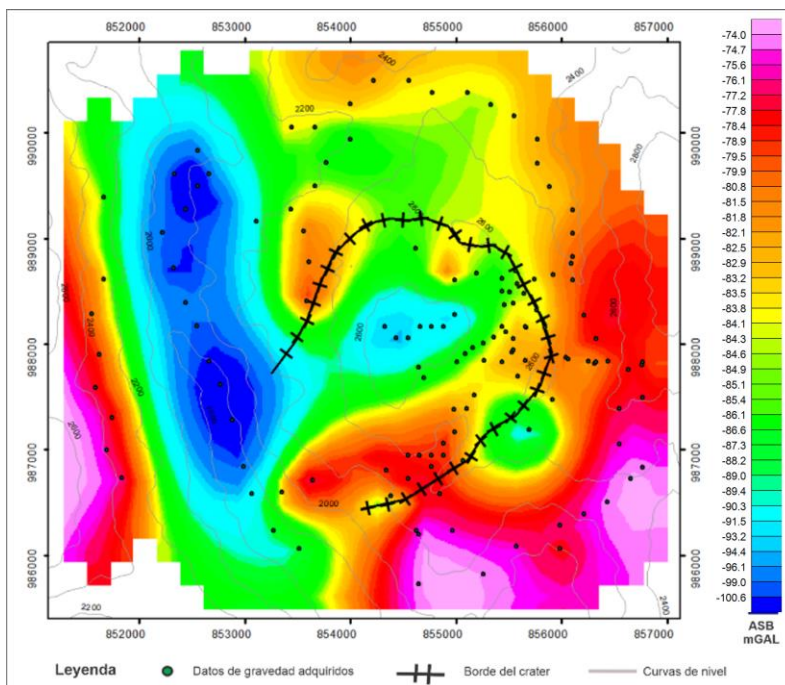


Figura 15. Anomalía Simple de Bouguer

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Finalmente, se aplicó la corrección de terreno usando dos modelos digitales de elevación (DEM): uno local de 25 km<sup>2</sup> y otro regional de 100 km<sup>2</sup>, cada uno con resolución de 12.5 m. Estos DEM proporcionan información detallada sobre la topografía del área de estudio, permitiendo compensar los efectos gravitacionales residuales ocasionados por el relieve no considerado en la placa de Bouguer (Tong & Guo, 2007). Esta corrección se realizó mediante el software Oasis Montaj, y permitió obtener la Anomalía Completa de Bouguer (ACB) (Ec 6) cuyos valores oscilaron entre -86 y -53 mGal. (Figura 16).

De acuerdo con la ubicación del Volcán Cerro Machín (VCM), los resultados obtenidos son consistentes con el Mapa de Anomalía de Bouguer Total de la República de Colombia, en el cual se observan valores negativos hacia el este, cerca de Ibagué (aproximadamente -100 mGal), que aumentan progresivamente hacia el oeste hasta alcanzar valores cercanos a -25 mGal en las proximidades de Armenia (Graterol & Vargas, 2010). Esta tendencia regional concuerda con los valores obtenidos en el presente estudio ( Figura 17).

Adicionalmente, se calculó el espectro de potencia de la ACB (Figura 18) con el fin de estimar una profundidad aproximada de las fuentes gravimétricas la cual, fue de 700 m aproximadamente.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

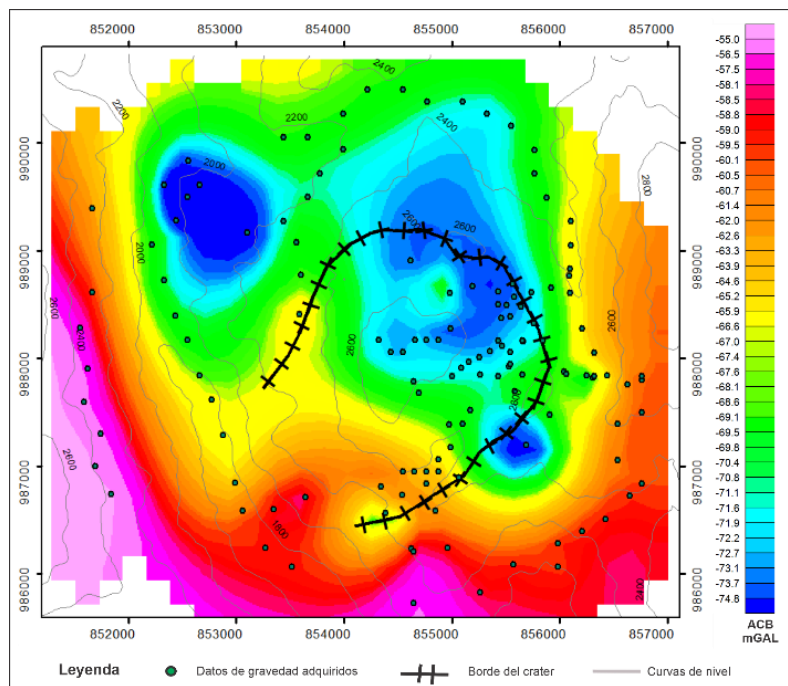


Figura 16. Anomalia Completa de Bouguer (ACB)

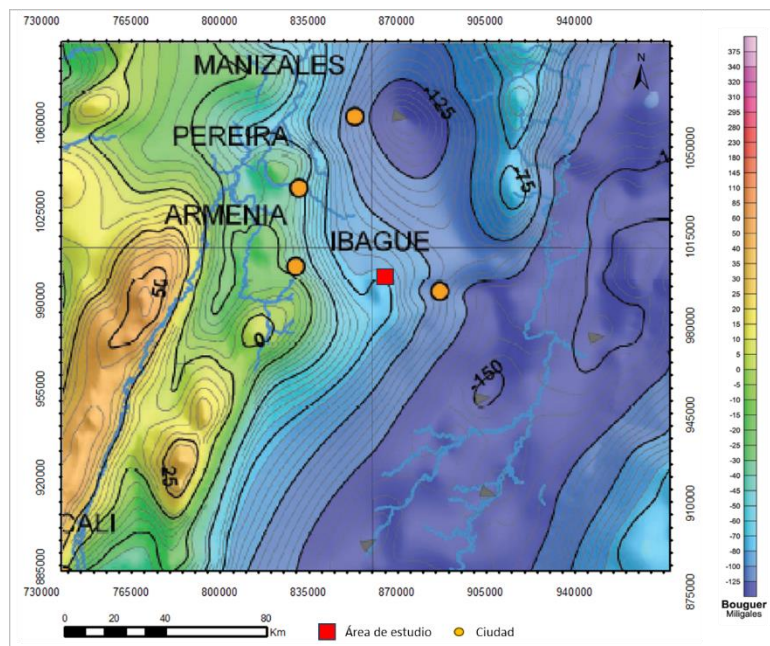


Figura 17. Detalle ampliado del mapa de anomalía de Bouguer total de la república de Colombia en la zona cercana a Ibagué. Modificado de Graterol & Vargas (2010).

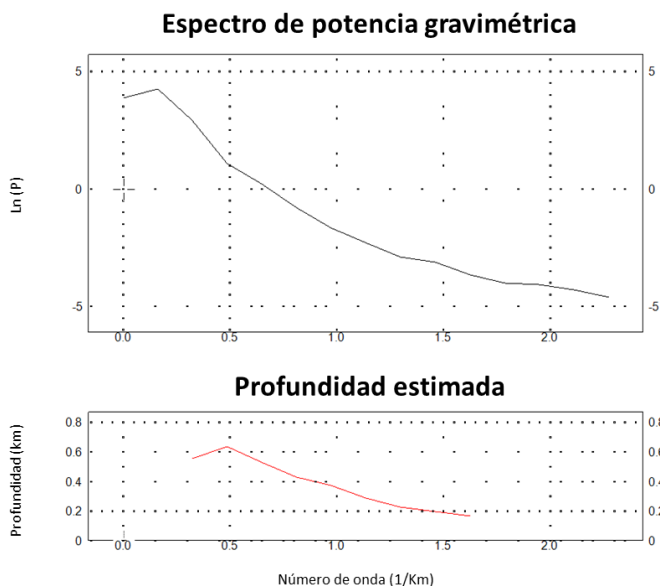


Figura 18. Espectro de potencia de la Anomalía Completa de Bouguer, en el cual se estima una profundidad máxima de las fuentes de aproximadamente 700 m.

#### 4.2.2 Magnetometría

Se efectuó un control de calidad de los datos, identificando y corrigiendo posibles *spikes*. A continuación, se aplicó la corrección por variación diurna a los datos magnéticos mediante el software GemLink, utilizando los valores diarios de la base magnética correspondientes a cada jornada de adquisición. Posteriormente, se restó el campo IGRF de los valores observados, obteniendo la anomalía magnética de campo total ( Figura 19); el resultado de sustraer el campo IGRF de los valores observados generó valores de Anomalía Magnética de Campo Total entre -950 y 1842 nT.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

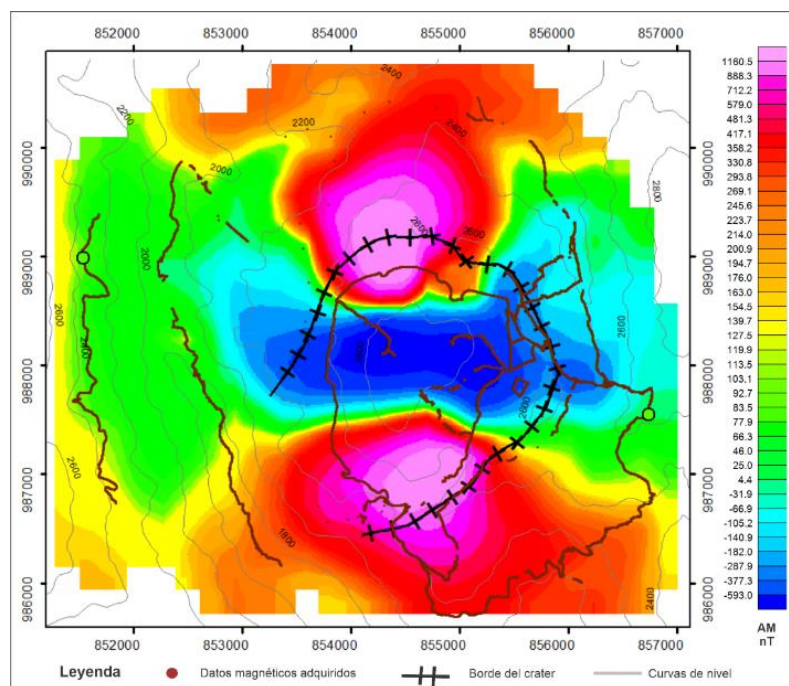


Figura 19. Anomalía Magnética de Campo Total.

Además, se aplicó la reducción al polo a la grilla de anomalía magnética, utilizando los siguientes parámetros: intensidad del campo magnético de 30,518 nT correspondiente a la fecha 20/11/2019, inclinación de  $27.7^\circ$ , declinación de  $-6.7^\circ$  y una corrección de amplitud por inclinación magnética de  $40^\circ$ . Este procedimiento transforma las anomalías magnéticas dipolares en anomalías de tipo monopolar, lo que permite centrar la respuesta de la anomalía de campo total directamente sobre la fuente geológica responsable, simulando un campo medido con una inclinación de  $90^\circ$  y facilitando así su interpretación. (Kearey et al., 2002).

Los valores del mapa magnético reducido al Polo (RTP) (Figura 20) están entre -500 y 1645 nT.

De manera similar, se calculó el espectro de potencia para la Anomalía Magnética Total (Figura 21), donde se estimó una profundidad de fuentes similar de 700 m.

# INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

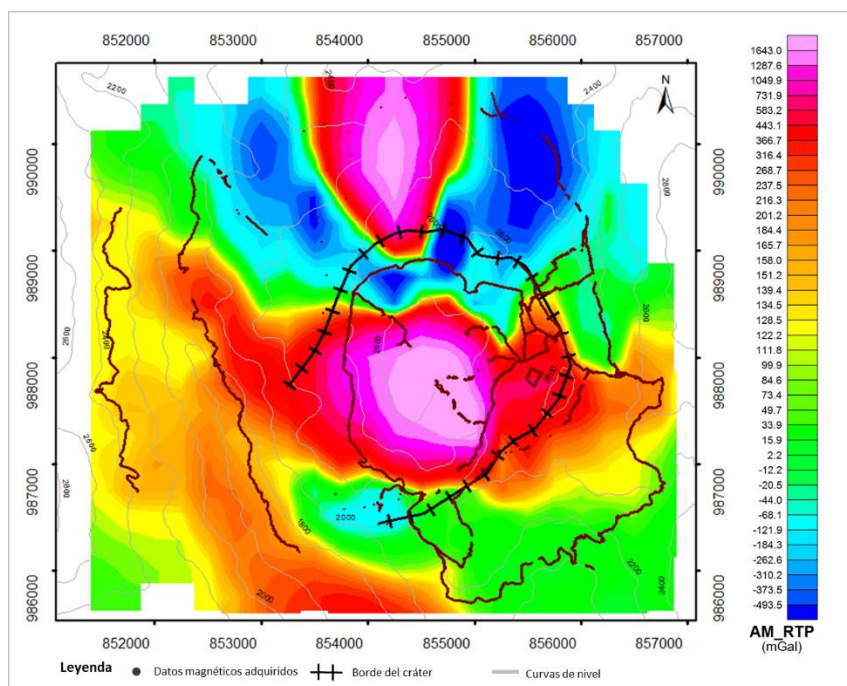


Figura 20. Anomalía Magnética Reducida al Polo

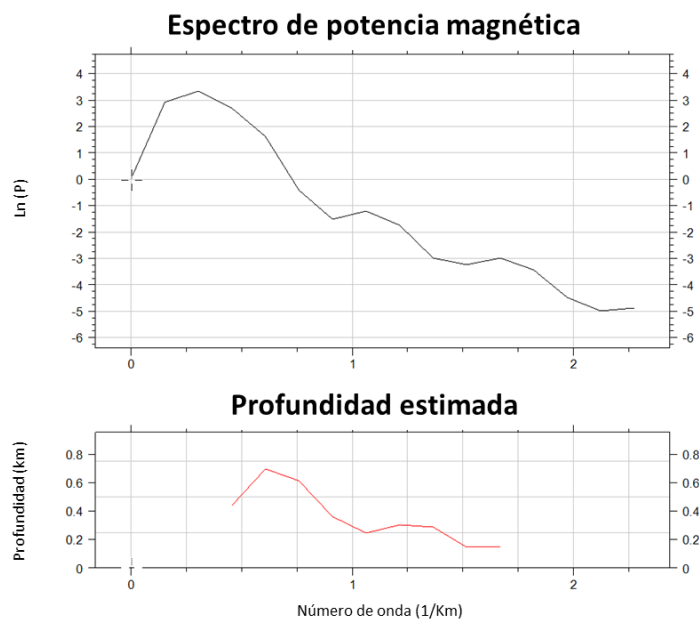


Figura 21. Espectro de potencia de la Anomalía Magnética de Campo Total, en el cual se estima una profundidad máxima de las fuentes de aproximadamente 700 m.

## 5. Resultados

### 5.1 Gravimetría

Con el objetivo de identificar cuerpos responsables de anomalías a profundidades someras, se aplicó un filtro de continuación ascendente a 500 m sobre la Anomalía Completa de Bouguer (ACB). Este procedimiento permitió aislar la componente regional de la señal gravimétrica, la cual fue sustraída de la ACB para obtener la Anomalía Gravimétrica Residual (AGR) ( Figura 22).

El mapa resultante de la AGR muestra valores que oscilan entre -6 y 3.2 mGal, y permite identificar seis anomalías principales. Entre ellas, destacan tres anomalías negativas (G1, G2 y G6). Las zonas G1 y G2 presentan mayor amplitud y se correlacionan espacialmente con el domo volcánico y depósitos piroclásticos consolidados, respectivamente ( Figura 6). En particular, la anomalía G1, de longitud de onda más corta, coincide con la ubicación de lavas y manantiales de tipo Na-HCO<sub>3</sub>.

Por otro lado, se identificaron tres anomalías positivas (G3, G4 y G5). La anomalía G3 se localiza al oeste del río Toche, en una zona dominada por rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, consideradas las unidades de mayor densidad en el área de estudio ( Figura 6). La anomalía G4 se sitúa en el flanco occidental del edificio volcánico, asociada a depósitos piroclásticos, mientras que la anomalía G5 se ubica al sur del cráter principal. Finalmente, se identificó una anomalía negativa al sureste del edificio volcánico, en una zona donde afloran rocas metamórficas. Esta anomalía está representada únicamente por un punto de medición en el conjunto de datos.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

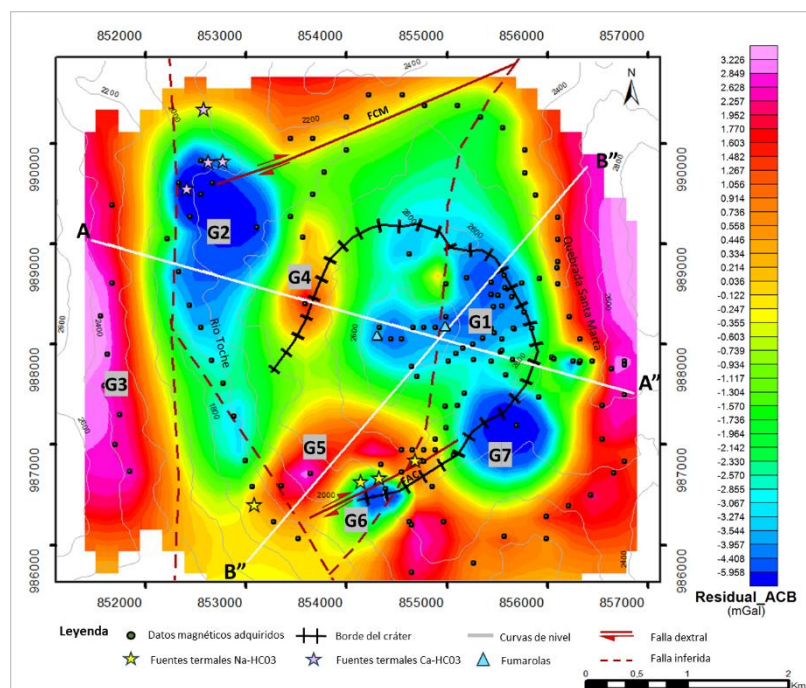


Figura 22. Anomalía residual de Bouguer. FCM: Falla Cajamarca, FAC: Falla Agua Caliente. Las líneas blancas corresponden a los perfiles modelos.

### 5.2 Magnetometría

Se aplicó la misma metodología utilizada en el análisis gravimétrico para extraer la anomalía regional y generar el mapa de Anomalía Magnética Residual (AMR) ( Figura 23) cuyos valores oscilan entre -482 y 1034 nT. Este mapa revela siete anomalías principales, denominadas M1 a M7.

Las anomalías positivas de mayor amplitud, M1 y M2, se localizan en los domos volcánicos del Volcán Cerro Machín y se asocian con zonas de alta susceptibilidad magnética. Por su parte, las anomalías M3 y M4 también presentan valores positivos y se correlacionan con áreas mapeadas como rocas metamórficas del Complejo Cajamarca, en contraste con los depósitos

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

piroclásticos circundantes ( Figura 6). Finalmente, la anomalía M5, ubicada hacia el sector del río Toche, muestra una correlación superficial con los depósitos piroclásticos.

En cuanto a las anomalías negativas, que generalmente corresponden a zonas de baja susceptibilidad magnética, M6 se localiza en depósitos consolidados que coinciden con la presencia de manantiales de tipo Ca-HCO<sub>3</sub>, mientras que M7 se asocia con depósitos de lava. Finalmente, la anomalía negativa M8, de menor magnitud, se relaciona con manantiales de tipo Na-HCO<sub>3</sub> ubicados al suroeste del volcán, delimitados por la Falla Agua Caliente.

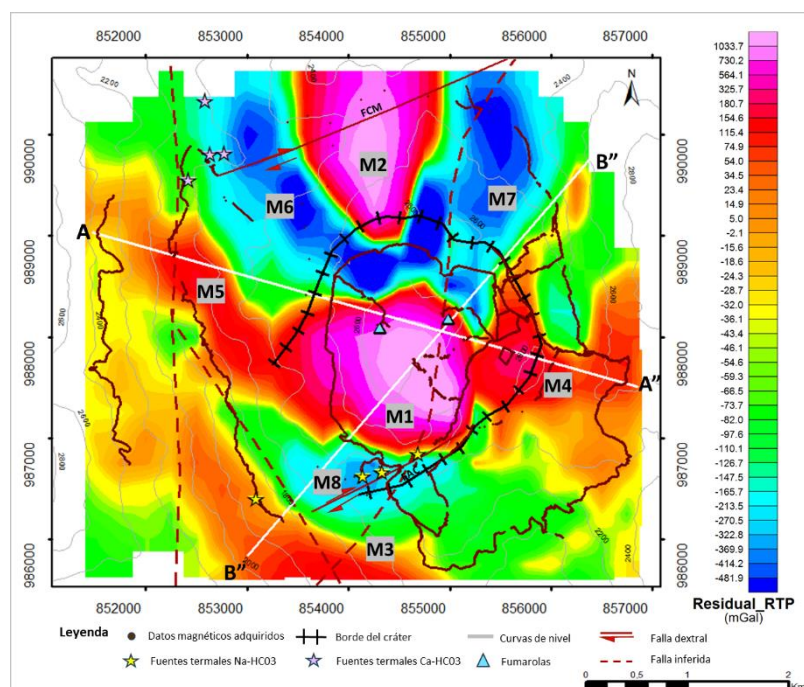


Figura 23. Anomalía magnética residual reducida al polo. FCM: Falla Cajamarca, FAC: Falla Agua Caliente. Las líneas blancas corresponden a los perfiles modelos.

Una vez obtenida la anomalía magnética residual, se aplican filtros como la señal analítica y la derivada de inclinación con el objetivo de identificar diversos rasgos estructurales, tales como lineamientos, límites de cuerpos y contactos geológicos.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

La señal analítica fue aplicada a la anomalía magnética total ( Figura 24) lo que permitió identificar bordes o límites estructurales referentes a la anomalía principal (S1). Uno de estos bordes se localiza en la cercanía de la Falla Agua Caliente, hacia el sur el área de estudio. Otro límite se interpreta como una posible subdivisión interna del domo volcánico, próxima a la falla inferida. Adicionalmente, se observa una delimitación hacia el norte que podría corresponder al trazo de la Falla Cajamarca; sin embargo, este contacto es menos marcado en comparación con los anteriores, lo que sugiere una transición más difusa o una menor expresión geofísica en esta zona.

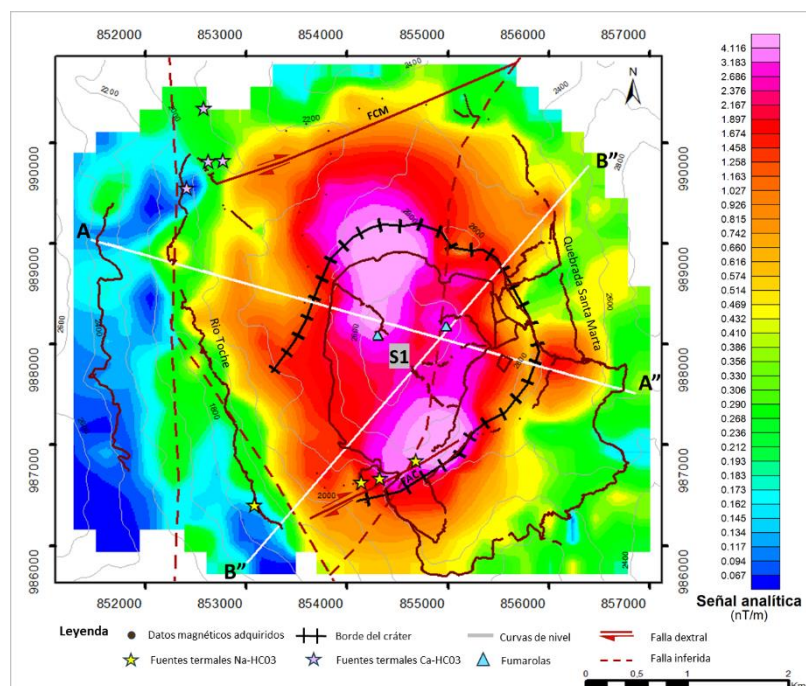


Figura 24. Señal analítica de la anomalía magnética reducida al polo. FCM: Falla Cajamarca, FAC: Falla Agua Caliente. Las líneas blancas corresponden a los perfiles modelos.

Por otro lado, con el fin de identificar con mayor precisión los contactos de los cuerpos al interior del volcán, se calculó la derivada de inclinación sobre la anomalía magnética reducida al

polo ( Figura 25). Este análisis permitió identificar varias características relevantes. Al noreste se observa una zona con valores negativos, indicativos del exterior de la fuente, en proximidad a una falla inferida con orientación NNE–SSW que conecta la Falla Cajamarca con la Falla Agua Caliente.

Este lineamiento continúa hacia el centro del área de estudio, atravesando el sector oriental del domo volcánico. Asimismo, la Falla Agua Caliente parece estar asociada a un contacto geofísico bien definido. En el sector occidental se identifica otro lineamiento, ubicado entre zonas de alto valor, que coincide con una de las fallas inferidas por sensores remotos (Gómez & Mariño, 2020) en la zona del río Toche. Adicionalmente, se observa un alto positivo lineal, que demarca el límite de otro cuerpo con mayor susceptibilidad magnética, en la misma dirección que la falla inferida por sensores remotos.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

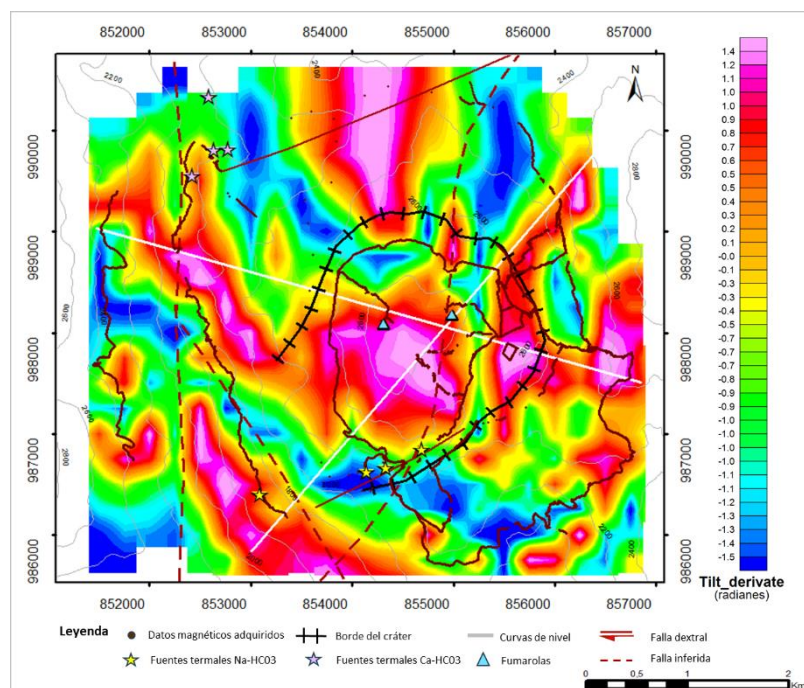


Figura 25. Derivada de inclinación de la anomalía magnética reducida al polo. FCM: Falla Cajamarca, FAC: Falla Agua Caliente. Las líneas blancas corresponden a los perfiles modelos.

### 5.3 Modelamiento 2D

Con base en los datos de la AGR y la AMR, se construyeron dos perfiles geofísicos orientados NW-SE (perfil A–A”) y SW-NE (perfil B–B”) ( Figura 26 y Figura 27) con longitudes aproximadas de 5.1 km y 5.3 km, respectivamente. El objetivo fue ilustrar la estructura interna somera del VCM, así como la distribución en profundidad de la densidad y la susceptibilidad magnética de los cuerpos rocosos responsables de las anomalías observadas. Los modelos obtenidos representan el mejor ajuste a dichas anomalías.

El modelo A–A” ( Figura 26) presentó un error de ajuste de 0.72 mGal en gravimetría y 83.9 nT en magnetometría. Este modelo sugiere la presencia de un domo dacítico con una base inferida a aproximadamente 750 m de profundidad, en contacto con el Complejo Cajamarca. El

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

domo se caracteriza por una baja densidad ( $2.4 \text{ g/cm}^3$ ) y baja susceptibilidad magnética ( $0.002 \text{ SI}$ ) en su parte somera y hacia el sector oriental, mientras que en la zona central se observa un incremento en ambos parámetros ( $2.5 \text{ g/cm}^3$  y  $0.12 \text{ SI}$ ).

Bajo el domo, se interpreta la existencia de un conducto compuesto por roca metamórfica fracturada, el cual presenta una densidad y susceptibilidad magnética relativamente menores ( $2.6 \text{ g/cm}^3$  y  $0.008 \text{ SI}$ ) en comparación con el basamento circundante ( $2.9 \text{ g/cm}^3$  y  $0.01 \text{ SI}$ ).

En la zona del río Toche, los depósitos piroclásticos muestran los valores más bajos de densidad y susceptibilidad magnética ( $2.0 \text{ g/cm}^3$  y  $0.0001 \text{ SI}$ ), con espesores que varían entre 50 m en zonas topográficamente elevadas y hasta 300 m en zonas bajas. Al este del perfil, donde afloran lavas, se estima un espesor aproximado de 150 m.

Adicionalmente, se identifican tres cuerpos con alta densidad y susceptibilidad magnética en el sector occidental y oriental del perfil: uno ubicado bajo los depósitos del valle del río Toche, con una densidad de  $2.9 \text{ g/cm}^3$  y susceptibilidad de  $0.1 \text{ SI}$ , otro bajo la zona occidental del domo, con densidad de  $2.9 \text{ g/cm}^3$  y susceptibilidad de  $0.12 \text{ SI}$  y el último igualmente con densidad de  $2.9 \text{ g/cm}^3$  y susceptibilidad de  $0.12 \text{ SI}$  en la zona oriental del domo. Estos cuerpos están alojados dentro del basamento metamórfico.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Finalmente, las zonas aflorantes de roca metamórfica al este cerca de la quebrada Santa Marta presentan una ligera disminución en densidad y susceptibilidad magnética ( $2.7 \text{ g/cm}^3$  y  $0.001 \text{ SI}$ ) en comparación con el metamórfico adyacente.

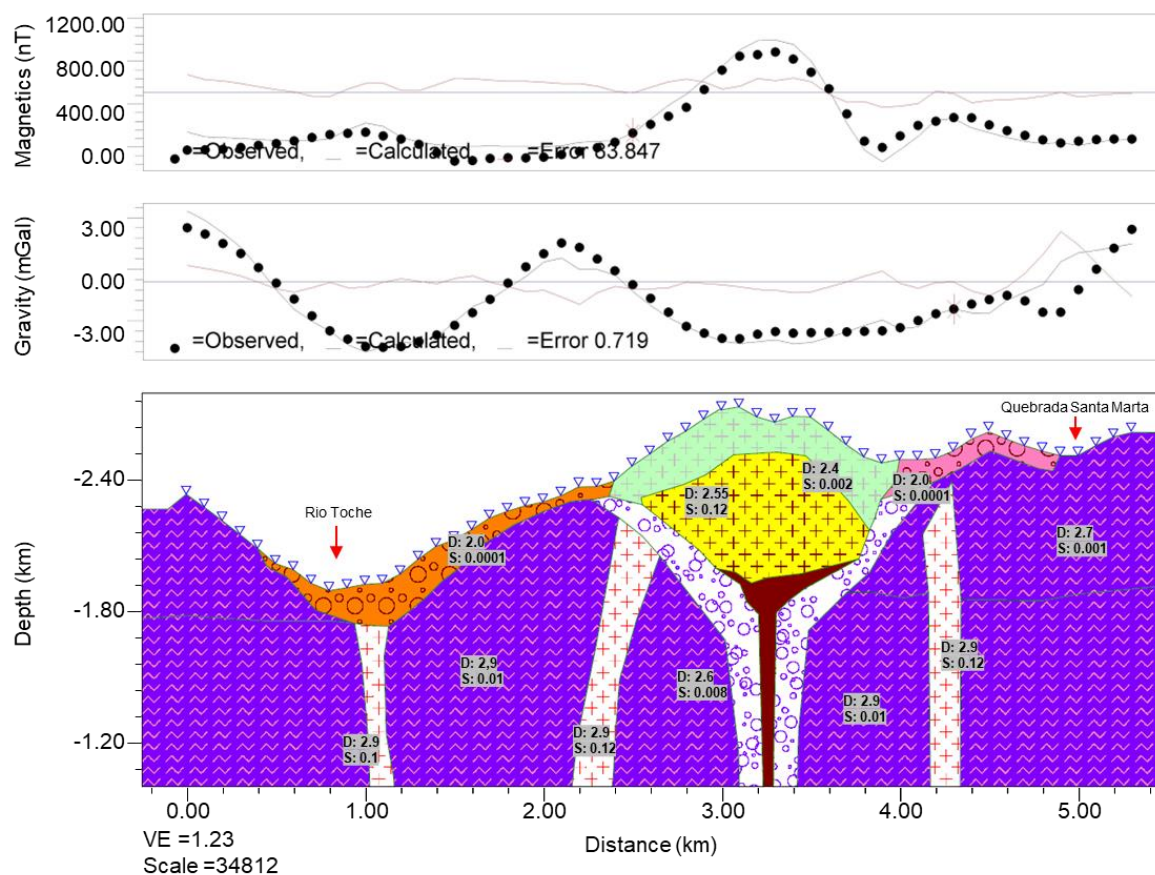
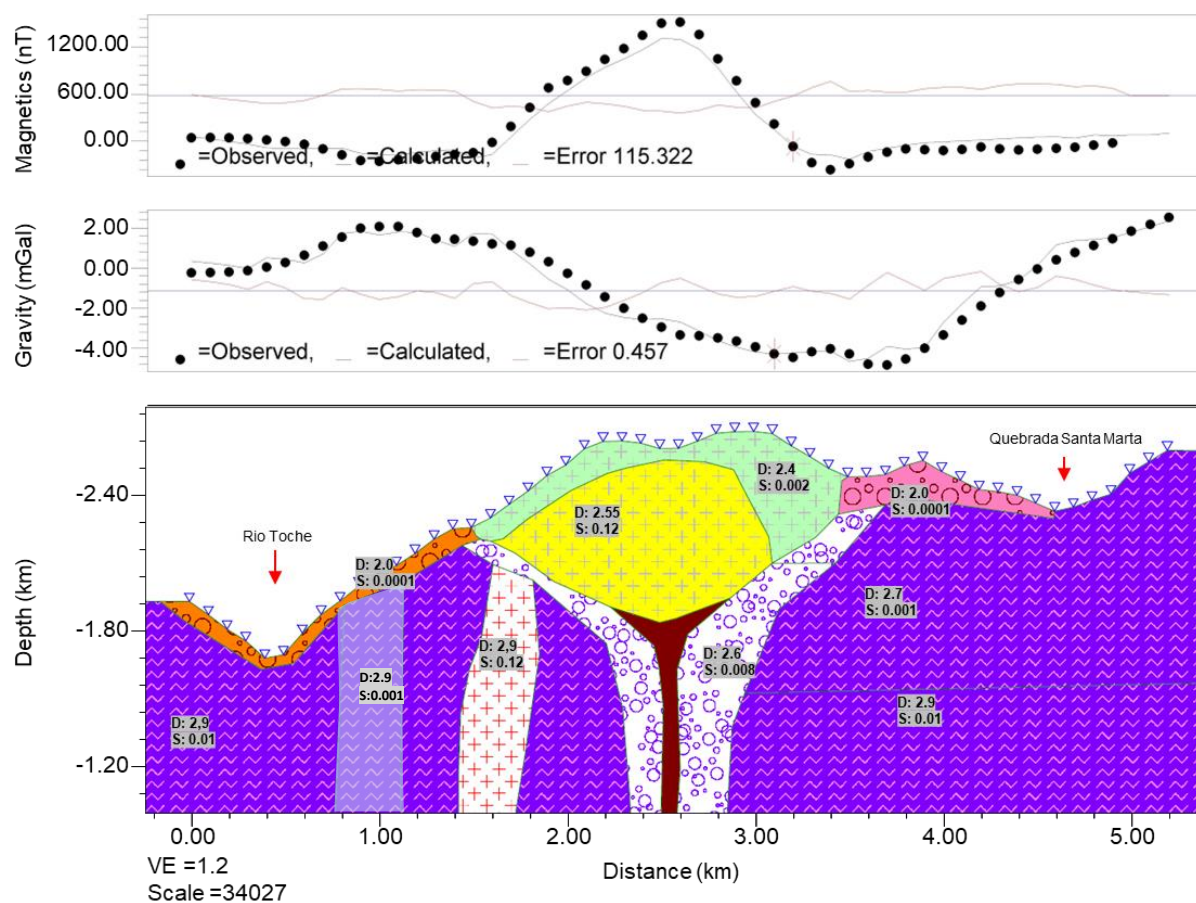


Figura 26. Modelo directo A-A'. Los puntos representan los valores observados de la anomalía para cada campo potencial (gravimétrico y magnético), mientras que la línea continua corresponde a la anomalía calculada a partir del modelo propuesto. D: Densidad, S: susceptibilidad magnética.

El modelo B-B'' ( Figura 27) presentó un error de ajuste de  $0.45 \text{ mGal}$  en gravimetría y  $115 \text{ nT}$  en magnetometría. Este perfil, con orientación SW-NE, atraviesa diferentes estructuras

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

en comparación con el modelo A-A”, pero presenta un punto en común en la zona de afloramiento del domo del Volcán. En consecuencia, el modelo sugiere la presencia de este mismo domo dacítico cuya base se infiere a una profundidad máxima de aproximadamente 820 m, en contacto con el Complejo Cajamarca, lo que indica un base irregular. Al igual que el perfil A-A”, el domo exhibe baja densidad y susceptibilidad magnética en su parte somera y hacia el sector oriental, mientras que en la zona central se observa un aumento significativo en ambos parámetros. Bajo el domo también interpreta un conducto de roca metamórfica fracturada, con las mismas propiedades petrofísicas del modelo A-A”.



## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Figura 27. Modelo directo B-B". Los puntos representan los valores observados de la anomalía para cada campo potencial (gravimétrico y magnético), mientras que la línea continua corresponde a la anomalía calculada a partir del modelo propuesto. D: Densidad, S: susceptibilidad magnética.

En cuanto a los depósitos piroclásticos, en la zona del río Toche, el espesor de estos es menos variable, entre 50 m y 100 m. Al este del perfil en el borde del cráter el espesor estimado es de aproximadamente 180 m.

En este caso, también se identificó un cuerpo con alta densidad (2.9 g/cm<sup>3</sup>) y susceptibilidad (0.12 SI) ubicado bajo el sector occidental del domo, igualmente alojado en el basamento metamórfico, pero con mayor dimensión. Además, entre este cuerpo y el río Toche se reconoció una zona con baja susceptibilidad magnética (0.001 SI).

Finalmente, al igual que el perfil A-A" las zonas aflorantes de roca metamórfica al este cerca de la quebrada Santa Marta muestran una disminución en densidad y susceptibilidad magnética en comparación con el metamórfico adyacente.

A continuación, se presenta una tabla resumen con las propiedades petrofísicas de las diferentes litologías y espesores encontrados.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM







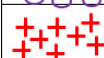
Litología		Propiedades petrofísicas		Modelo A-A''	Modelo B-B''
		Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Susceptibilidad (SI)	Espesor (m)	Espesor (m)
	Depósitos piroclásticos	2.0	0.0001	50-300	50-100
	Lavas	2.0	0.0001	150	180
	Domo dacítico	2.55	0.12	750	820
	Domo meteorizado o alterado	2.4	0.002		
	Rocas metamórficas Complejo Cajamarca	2.9	0.01		
	Rocas metamórficas alteradas	2.6	0.008		
	Cuerpos intrusivos	2.9	0.1 y 0.12		

Tabla 4. Tabla resumen con las propiedades petrofísicas y espesores en los perfiles modelados

## 6. Discusión

Los mapas de anomalías residuales revelan que la parte central del domo volcánico se caracteriza por la presencia de rocas con alta susceptibilidad magnética y baja densidad ( Figura 22 y Figura 23) La anomalía magnética positiva M1 puede asociarse a la presencia de roca dacítica magnetizada, que, con el ajuste de los modelos geofísicos (A-A'' y B-B''), presenta valores de 0.12 SI a profundidades aproximadas entre los 100 m de profundidad al tope y 820 m a la base, desde la topografía. Esta unidad se correlaciona espacialmente con una anomalía gravimétrica negativa (G1), una relación que ha sido documentada en estudios previos realizados en la zona (Beltrán, 2020). Según nuestros modelos esta correlación sugiere que el cuerpo dacítico está en contacto con unidades de mayor densidad, en este caso, el Complejo Cajamarca, por tanto,

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

la base del domo no podría estar tan superficial, ni en contacto con los depósitos, como sugiere Rueda Gutiérrez (2020), ya que estos presentan menor densidad ( $2.0 \text{ g/cm}^3$ ) de la roca ígnea y se obtendría como se observa en los modelos teóricos, una anomalía gravimétrica positiva.

En contraste, los valores bajos de susceptibilidad (0.002 SI) observados en la parte más superficial del domo en el modelo podrían estar relacionados a procesos de meteorización, posiblemente inducidos por la infiltración de agua a través de las fracturas en la roca.

Adicionalmente, la zona de menor intensidad magnética se localiza en el sector oriental del domo, lo que sugiere un proceso de desmagnetización asociado a una posible alteración hidrotermal (Rollin et al., 2000). Esta interpretación se ve reforzada por la proximidad espacial con la falla inferida de orientación NNE–SSE (Gómez & Mariño, 2020) la cual podría estar actuando como vía de ascenso de fluidos desde la roca metamórfica fracturada subyacente. La presencia de fumarolas en esta misma zona respalda la hipótesis de actividad hidrotermal activa.

Asimismo, el límite del bajo magnético M7 ( Figura 23) que también coincide con el trazo de la falla en la zona NE del área de estudio (lineamiento identificado también con la derivada de inclinación), podría representar una zona más extensa de desmagnetización que pueden ser atribuidos a la influencia de sistemas de fallas, o diques formados por fracturamiento, que favorecen el flujo de fluidos hidrotermales (Wamalwa et al., 2013). Según el estudio de Gómez & Mariño (2020) se discute como su dirección parece no facilitar la dilatación, ni el desplazamiento en ella, haciendo poco posible que el flujo de fluidos ocurra a través de ella. Por lo que estos resultados sugieren que se requieren más estudios que permitan conocer mejor las características de esta falla

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

En el modelo B-B”, que atraviesa el límite oriental de esta anomalía (M7), se observa también una disminución de la densidad ( $2.7 \text{ g/cm}^3$ ) y la susceptibilidad magnética ( $0.001 \text{ SI}$ ), en la parte superior de las rocas metamórficas, en comparación con los valores característicos del complejo Cajamarca inalterado ( $2.9 \text{ g/cm}^3$  y  $0.01 \text{ SI}$ , respectivamente).

Por lo que, esta anomalía (M7) alternativamente podría deberse al contraste entre la alta susceptibilidad del domo en su sector norte (asociada a la anomalía M2) y las rocas metamórficas adyacentes.

Por otro lado, según el modelo A-A” es posible que exista un cuerpo intrusivo bajo el sector occidental del domo, en la zona donde se extienden las anomalías M1, más allá del límite morfológico del domo además de la anomalía G4 y G5. Este cuerpo se caracteriza por una alta susceptibilidad ( $0.12 \text{ SI}$ ) y densidad ( $2.9 \text{ g/cm}^3$ ). Su techo se ubicaría a una profundidad aproximada de  $450 \text{ m}$  (Figura 26) y  $350 \text{ m}$  (Figura 25) extendiéndose hasta el límite inferior del modelo, en contacto con las rocas metamórficas del basamento.

Esta interpretación se ve reforzada por los resultados de la inversión 3D de la anomalía magnética residual reducida al polo, realizada mediante el módulo VOXI del software Oasis Montaj. Para esta inversión se utilizó una malla con celdas de tamaño de celda de  $x: 250 \text{ m}$ ,  $y: 250 \text{ m}$ ; y  $Z: 100 \text{ m}$ , con una muestra por celda. Los parámetros utilizados para el campo magnético fueron: intensidad de campo de  $30,518 \text{ nT}$ , inclinación de  $90^\circ$  y declinación de  $0^\circ$ . La inversión se llevó a cabo sin restricciones, lo que permitió una estimación libre de la distribución de susceptibilidad magnética en el subsuelo.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Dicha inversión revela dos cuerpos principales de alta susceptibilidad (0.12 SI): uno asociado a la anomalía M1, que se extiende hacia el occidente en la zona propuesta para el cuerpo intrusivo ( Figura 26 y Figura 27).

Y otro bajo la anomalía M2, que también podría corresponder a un cuerpo ígneo en profundidad elongado en dirección norte.

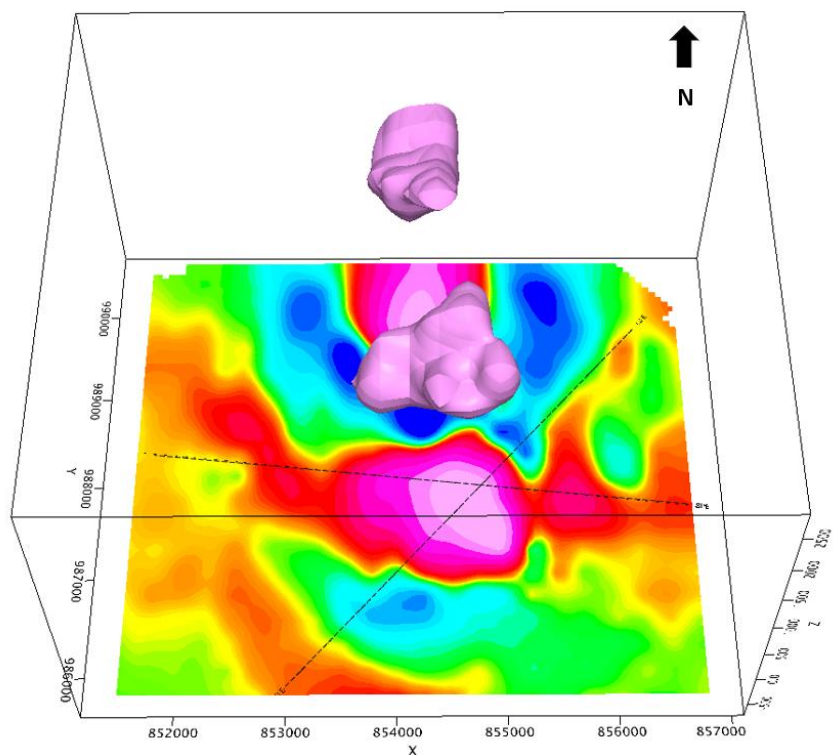


Figura 28. Modelo magnético inverso 3D de la anomalía residual reducida al polo donde se resaltan los cuerpos con susceptibilidad de 0.12 SI (cuerpos rosados). Las líneas negras punteadas corresponden a los perfiles modelados 2D.

Igualmente, se proponen la presencia de dos cuerpos intrusivos con densidad de  $2.9 \text{ g/cm}^3$  y susceptibilidad de 0.1 SI y 0.12 SI. El primero se localiza bajo los depósitos piroclásticos que

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

afloran al noroeste del área, en la zona del río Toche (anomalía M5 en Figura 23). La baja densidad (anomalía G2 en Figura 22) podría explicarse por el contacto lateral tanto de los depósitos como del intrusivo con las rocas metamórficas de alta densidad, mientras que la anomalía positiva G3 (Figura 22) corresponde a la alta densidad del complejo Cajamarca. El segundo cuerpo intrusivo se ubica bajo las lavas cerca de la quebrada Santa Marta (anomalía M4 en Figura 23).

Esta configuración sugiere un entorno estructuralmente favorable para el emplazamiento de intrusivos, posiblemente controlado por zonas de debilidad preexistentes en el basamento. Adicional, bajo el domo se sugiere una zona de roca metamórfica fracturada con densidad de 2.6 g/m<sup>3</sup> y susceptibilidad de 0.008 SI como el conducto principal, rasgo del modelo que correlaciona con las anomalías de velocidad baja descritas por Herrera & Calò (2025). Este elemento contribuiría a explicar la anomalía G1.

En cuanto a los depósitos piroclásticos los espesores se encuentran en los rangos encontrados en los diferentes afloramientos del área (Cepeda et al., 1995, Piedrahita et al, 2018), hacia el occidente del área, en el valle del río Toche presentan menor espesor en la zona sur que al norte, debido posiblemente a una mayor erosión. La baja densidad denominada anomalía G2 (Figura 22) corresponde al contacto de los depósitos con la roca metamórfica.

Se presentan en el área otras características importantes como la anomalía M2 (Figura 23) interpretada como parte de un segundo domo volcánico aflorante (Figura 6) o posible cuerpo intrusivo (Figura 28).

En la anomalía M8 (Figura 23) se observa una disminución en el valor de susceptibilidad magnética que corresponde con la anomalía gravimétrica negativa G6. En este

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

sector, se reporta evidencia superficial de fuentes termales originadas por el flujo de agua a través de fracturas (Alfaro et al., 2015). Además, se ha identificado la presencia de la Falla de Agua Caliente (FAC) (Gómez & Mariño, 2020) la cual también fue reconocida mediante el mapa de derivada de inclinación de magnetometría. A partir del modelo B–B”, se interpreta para la anterior anomalía (M8) una zona de baja susceptibilidad magnética al este del río Toche, posiblemente relacionada a estos procesos de alteración hidrotermal inducidos por el flujo de fluidos. Sin embargo, la anomalía M8 presenta una amplitud reducida, lo que podría deberse a que, aunque existe fracturamiento en la zona, el flujo de agua es localizado o su temperatura no es suficiente para generar una alteración mineralógica generalizada. Esta anomalía se encuentra en contacto con la anomalía M3, donde afloran depósitos piroclásticos de bajo espesor en contacto con rocas metamórficas de alta susceptibilidad magnética.

Finalmente, es importante señalar que la anomalía gravimétrica positiva G7 no fue considerada en el análisis debido a que corresponde a un único punto de adquisición, lo cual impide establecer con certeza su validez o continuidad espacial. Se requiere una mayor densificación de datos en esta zona para confirmar o descartar dicha tendencia.

El modelo 2D resultante tuvo diversos ajustes a los modelos teóricos previstos ya que se variaron las geometrías de los cuerpos y las propiedades físicas en algunos sectores, por ejemplo, la densidad del basamento metamórfico aumento de 2.7 a 2.9 g/cm<sup>3</sup>. (Tabla 2 y Tabla 4).

## 7. Conclusión

Se identificaron posibles zonas de conducción de flujo de fluidos volcánicos que generan áreas de desmagnetización. Una de estas zonas se correlaciona con una falla inferida que atraviesa el edificio volcánico en dirección NNW-SSE (Gómez & Mariño, 2020), la cual podría estar asociada con procesos de alteración hidrotermal en el sector oriental del domo dacítico, alcanzando profundidades de hasta 300 metros. Esta alteración estaría combinada con efectos de meteorización superficial. Otra zona corresponde a la Falla Agua Caliente, la cual muestra correlación con la presencia de fuentes termales en superficie. El flujo de fluidos asociado a esta estructura podría estar afectando la roca caja, generando una desmagnetización de menor magnitud, evidenciada por la baja amplitud de la anomalía magnética registrada.

Se interpretó la profundidad del domo dacítico que aflora en el cráter del volcán a partir de los modelados 2D (A-A'' y B-B'') de las anomalías gravimétricas y magnéticas residuales, donde se encontró una base irregular con profundidad máxima de 820 m y presencia de variación lateral y vertical de las propiedades de densidad y Susceptibilidad magnética.

A partir del modelado de las anomalías gravimétricas y magnéticas residuales, se estimaron los espesores de los depósitos piroclásticos en los alrededores del cráter del volcán. En la zona norte del río Toche, estos depósitos presentan valores bajos de densidad ( $2.0 \text{ g/cm}^3$ ) y susceptibilidad magnética ( $0.0001 \text{ SI}$ ), con espesores que varían entre 50 metros en áreas topográficamente elevadas y hasta 300 metros en zonas más bajas. En contraste, al sur del río

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Toche, los espesores son más uniformes, oscilando entre 50 y 100 metros. Para las unidades de lava, se estiman espesores aproximados entre 150 y 180 metros.

Se ha identificado una oportunidad de mejora en la investigación geofísica al revisar las múltiples versiones de cartografía geológica del volcán ya que presentan discrepancias entre las diferentes litologías mapeadas que pueden llevar a confirmar el modelo o proponer nuevas hipótesis.

### **8. Recomendaciones**

Aumentar la densidad del muestreo de datos para caracterizar con mayor detalle los posibles cambios en las propiedades físicas en las zonas de falla.

Realizar un muestreo en campo con el fin de medir las propiedades físicas de densidad y susceptibilidad magnética en laboratorio que ayude a calibrar los modelos.

### Referencias Bibliográficas.

- Alfaro, C., Ponce, P., Monsalve, M., Ortiz, I., Franco, J.V., Ortega, A., Torres, R., & Gómez, D., (2015, April). A Preliminary Conceptual Model of Azufral Geothermal System, Colombia. En *Proceedings World Geothermal Congress*. Simposio llevado a cabo en el World Geothermal Congress, Melbourne, Australia.
- Beltrán, M. A. (2020). *Gravimetría y magnetometría del área geotérmica del volcán Cerro Machín*. Servicio Geológico Colombiano.
- Cepeda, H., Murcia, L. A., Monsalve, M. L., Méndez, R. A., y Núñez, A. (1995). *Volcán Cerro Machín, Departamento del Tolima Colombia: Pasado, Presente y Futuro*. Instituto de Investigaciones en Geociencias, Minería y Química INGEOMINAS.  
<https://catalogo.sgc.gov.co/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=13289>
- Collinson, D. W. (1983). *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*.  
<https://doi.org/10.1007/978-94-015-3979-1>
- Dentith, M. & Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist* [Geofísica para la exploración minera Geocientífica]. Cambridge University Press.
- Gailler, L. S., & Lénat, J. F. (2012). Internal architecture of La Réunion (Indian Ocean) inferred from geophysical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 221–222, 83–98. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.01.015>
- Geosoft Inc. (1996). OASIS Montaj Version 4.0 User Guide. Geosoft Incorporated, Toronto.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

- GEM Systems, Inc. (2008). *GSM-19 v7.0 Instruction Manual*. [https://userpage.fu-berlin.de/geodyn/instruments/Manual\\_GEM\\_GSM-19.pdf](https://userpage.fu-berlin.de/geodyn/instruments/Manual_GEM_GSM-19.pdf)
- Gómez E., & Mariño, O. M. (2020). Structural assessment and geochemistry of thermal waters at the Cerro Machin Volcano (Colombia): An approach to understanding the geothermal system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 400 (1), 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106910>
- Graterol, V. R., & Vargas, A. (2010). *Mapa de Anomalía de Bouguer Total de la República de Colombia*. Agencia Nacional de Hidrocarburos. <https://www.anh.gov.co/es/hidrocarburos/información-geológica-y-geofísica/métodos-remotos/anomalías-bouguer-total/>
- Hashimoto, T., Utsugi, M., Nakatsuka, T., Okuma, S., Koyama, T., & Kanda, W. (November 2011). Temporal magnetic changes possibly due to cooling magmas as revealed by repeat helicopter-borne surveys over an active volcano. Simposio llevado a cabo en el 10th SEGJ International Symposium, Kyoto, Japan. <https://doi.org/10.1190/segj102011-001.68>.
- Herrera, J., & Calò, M. (2025). Geophysical characterization of the Cerro Machin geothermal area using three dimensional seismic and resistivity models. *Geothermics*, 131, 1-14. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2025.103370>
- Herrera, J. C. (2020). *Caracterización magnetotelúrica del área geotérmica de Cerro Machín*. Servicio Geológico Colombiano. <https://catalogo.sgc.gov.co/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=81135>
- Inguaggiato, S., Londoño, J. M., Chacón, Z., Liotta, M., Gil, E., & Alzate, D. (2017). The hydrothermal system of Cerro Machín volcano (Colombia): New magmatic signals

- observed during 2011–2013. *Chemical Geology*, 469 (10), 60–68.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.12.020>
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An introduction to geophysical exploration* (Vol. 4). John Wiley & Sons.
- Laeger, K., Halama, R., Hansteen, T., Savov, I. P., Murcia, H. F., Cortés, G. P., & Garbe, D. (2013). Crystallization conditions and petrogenesis of the lava dome from the ~900 years BP eruption of Cerro Machín Volcano, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 48, 193–208. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.09.009>
- Londoño, J. M. (2016). Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex, central Colombia. Implications for future volcanic activity at Nevado del Ruiz, Cerro Machín and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 156–168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.003>
- Londoño, J. M., Serna, J., y Guzmán, J. (Agosto de 2011). Variaciones temporales del campo magnético residual asociadas a la actividad del volcán Cerro Machín. En H. Villegas (Presidencia). *Evolución tectónica de los Andes: Nuevos paradigmas. Geofísica*. Simposio llevado a cabo en el XIV Congreso Latinoamericano de Geología. XIII Congreso Colombiano de Geología Estructura Interna Del Volcán Cerro Machín, Medellín, Colombia.
- Londoño, J. M. (Agosto de 2011). Estructura interna del volcán Cerro Machín. En H. Villegas (Presidencia). *Vulcanología y geotermia*. Simposio llevado a cabo en el XIV Congreso Latinoamericano de Geología. XIII Congreso Colombiano de Geología Estructura Interna Del Volcán Cerro Machín, Medellín, Colombia.

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics, second edition*. Cambridge University Press.
- Martínez, L. M.; Valencia, L.G.; Ceballos, J. A.; Narváez, B.L.; Pulgarín, B.A.; Correa, A. M.; Navarro S. R.; Murcia, H. F.; Zuluaga, I.; Rueda, J. B. y Pardo, Natalia (2014). *Geología y estratigrafía del complejo volcánico Nevado del Ruiz*. Servicio Geológico Colombiano.
- Miller, H. G., & Singh, V. (1994). Potential field tilt a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32, 213-217. [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0926-9851(94)90022-1)
- Monsalve, M. L. (2020). The Volcanic Front in Colombia: Segmentation and Recent and Historical Activity. En Gómez, J. & Pinilla, A.O. (Eds), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary* (pp.97-159). Servicio Geológico Colombiano. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.03>
- Mosquera, D., Núñez, A., y Vesga, C. J. (1982). *Reseña explicativa del mapa geológico preliminar Plancha 244 Ibagué*. Instituto Colombiano de Geología y Minería INGEOMINAS.
- Murcia, H. F., Sheridan, M.F., Macías, J.L. & Cortés, G.P. (2010). TITAN2D simulations of pyroclastic flows at Cerro Machín Volcano, Colombia: Hazard implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 29 (2), 161-170. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2009.09.005>
- Núñez Tello, A., y Rodríguez García, G. (2001). *Mapa Geológico Departamento del Tolima - Geología, Recursos Geológicos y Amenazas Geológicas. Escala 1:250.000 y 1:300.000. Versión 2001*. Servicio Geológico Colombiano. <https://miig.sgc.gov.co/Paginas/Resultados.aspx?k=1301001010400021950000000000>

Oasis                      Montaj.                      Terrain                      Correction.                      Sequent.

[https://help.sequent.com/Oasismontaj/2023.1/Content/gxhelp/g/geosoft\\_gx\\_gravity\\_terrain\\_correction.htm](https://help.sequent.com/Oasismontaj/2023.1/Content/gxhelp/g/geosoft_gx_gravity_terrain_correction.htm)

Ortega, A. M. (2014). *Modelo de fuentes de anomalías gravimétricas regional y locales del volcán Galeras, asociadas a su estado de actividad entre junio 2008 – abril de 2009* (Tesis de maestría). Recuperado de <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/21890>

Ozegin, K. O., & Alile, O. M. (2021). Depth Estimation Based on Fourier Spectral Analysis of Potential Field Data. *Nigerian Research Journal of Engineering and Environmental Sciences*, 6(2), 540-547. <https://doi.org/10.5281/zenodo.5805122>

Piedrahita, D. A., Aguilar, C., Arango, E., Murcia, H., y Gómez, J. (2018). Estratigrafía del cráter y morfología del volcán Cerro Machín, Colombia. *Boletín de Geología*, 40(3), 29–48. <https://doi.org/10.18273/revbol.v40n3-2018002>.

Portal, A., Gailler, L. S., Labazuy, P., & Lénat, J. F. (2016). Geophysical imaging of the inner structure of a lava dome and its environment through gravimetry and magnetism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 320 (15), 88–99. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.04.012>

Rollin, P. J., Cassidy, J., Locke, C. A., & Rymer, H. (2000). Evolution of the magmatic plumbing system at Mt Etna: new evidence from gravity and magnetic data. *Terra Nova*, 12(5), 193–198. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3121.2000.00285.x>

Rueda Galeano, H. (2005). *Erupciones plinianas del holoceno en el volcán Cerro Machín, Colombia, estratigrafía, petrografía y dinámica eruptiva* (Tesis de maestría). Recuperado de <https://hdl.handle.net/20.500.14330/TES01000343808>

## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

Rueda Gutiérrez, J. B. (2020) Reconocimiento geológico, estructura y modelo geológico 3D del área geotérmica del volcán Cerro Machín. Servicio Geológico Colombiano.

Scintrex Limited. (2018). *CG-6 Autograv Gravity Meter, Operation Manual*.  
<https://scintrexltd.com/wp-content/uploads/2018/04/CG-6-Operations-Manual-RevB.pdf>

Servicio Geológico Colombiano (2022). *Informe técnico-operativo de la actividad volcánica. Segmento volcánico norte de Colombia – enero de 2022*. Recuperado de  
[https://www2.sgc.gov.co/Publicaciones/Informes%20tcnicos/Informe\\_de\\_actividad\\_volcanica\\_segmento\\_norte\\_enero\\_2022.pdf](https://www2.sgc.gov.co/Publicaciones/Informes%20tcnicos/Informe_de_actividad_volcanica_segmento_norte_enero_2022.pdf)

Servicio Geológico Colombiano (2023). *Colombia cambia su esquema de medición de la actividad volcánica*. Recuperado de  
<https://srvags.sgc.gov.co/PortalWeb/Comunicaciones/Esquema-de-medicion-de-actividad-volcanica-en-Colombia-SGC-Actualizacion-Mayo2024.pdf>

Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*.  
<https://doi.org/10.1017/CBO9781139167932>

Tong, L. T., & Guo, T. R. (2007). Gravity Terrain Effect of the Seafloor Topography in Taiwan. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 18(4), 699-713.  
[10.3319/TAO.2007.18.4.699\(T\)](https://doi.org/10.3319/TAO.2007.18.4.699(T))

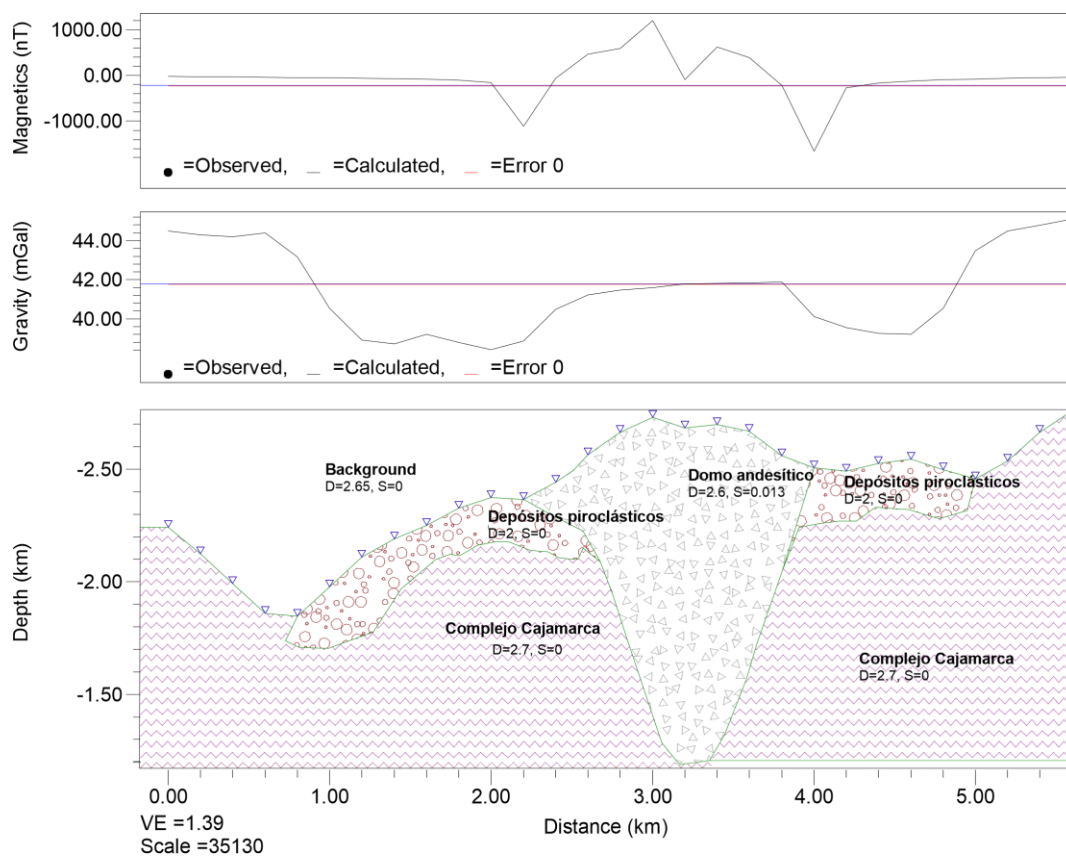
Wamalwa, A. M., Mickus, K. L., & Serpa, L. F. (2013). Geophysical characterization of the Menengai volcano, Central Kenya Rift from the analysis of magnetotelluric and gravity data. *Geophysics*, 78(4), 187–199. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0419.1>

# INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM

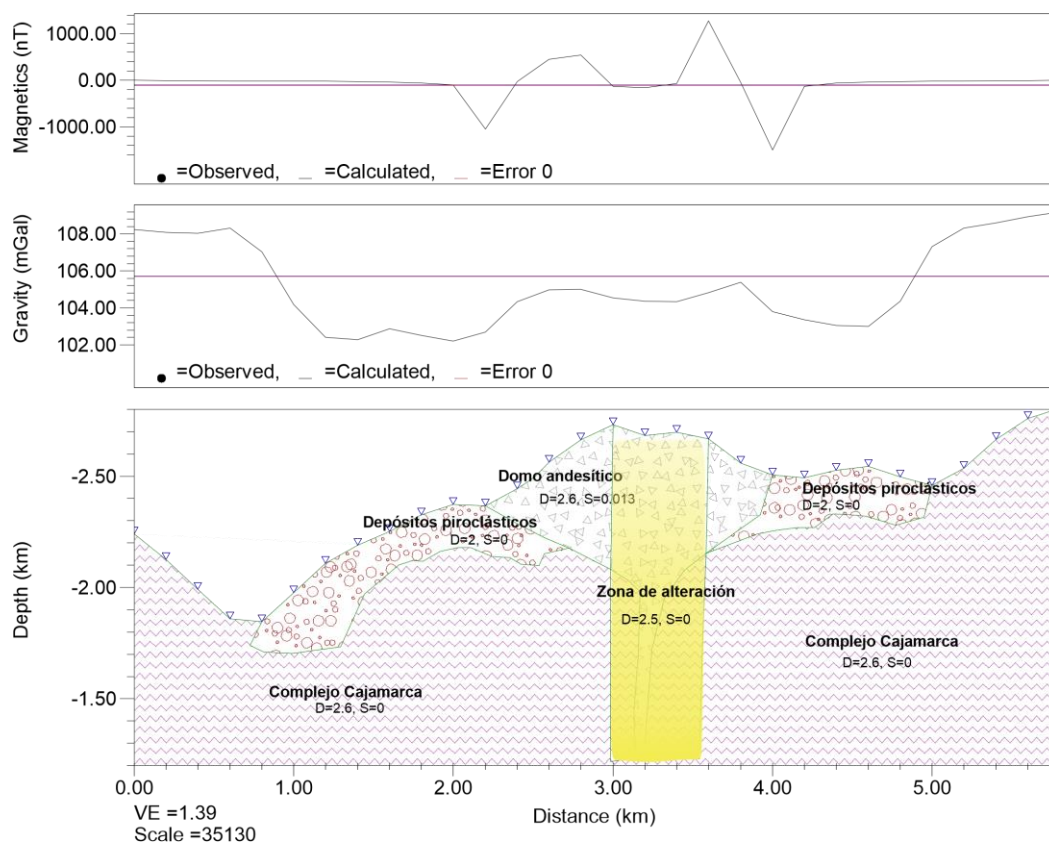
## Apéndices

### Apéndice A. Modelos sintéticos

Se anexan los dos modelos sintéticos realizados previos a la adquisición de datos, variando los valores de densidad y la geometría de los cuerpos correspondientes a las unidades geológicas del subsuelo asociadas con el Volcán Cerro Machín.



## INVESTIGACIÓN DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL VCM



### Apéndice B. Datos crudos

La información correspondiente a los datos adquiridos se encuentra disponible y será suministrada previa solicitud al correo electrónico del autor principal.