

Aplicación del método gravimétrico para la detección de cavidades subterráneas entre las cavernas El Nitro y Las Alsacias al sureste del municipio de Zapatoca, Santander

Juan Camilo Díaz Carreño, Gustavo Alberto Florian Pachón

Trabajo de grado para optar el título de Geólogo

Director:

José David Sanabria Gómez

Físico PhD

Codirector:

Juan Diego Colegial Gutiérrez

Geólogo PhD

Universidad Industrial de Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2020

Dedicatoria

A Dios, que con sus bendiciones me permite culminar un logro más en mi vida.

A mis padres, Amira y Jovany, que con su sacrificio, apoyo y amor incondicional me permitieron formarme en la Universidad Industrial de Santander. Por estar en cada paso que doy, cuidándome y dándome la fortaleza necesaria para continuar. Gracias por esos consejos que nunca me dejaron caer y siempre me mantuvieron en pie luchando por mis sueños, por la entera confianza depositada en mí y, sobre todo, por la paciencia que han tenido a lo largo de esta etapa universitaria.

A mis hermanos, Gio, por ser ese gran ser ejemplo y Santi, por permitirme compartir y ver la vida de manera maravillosa.

A toda mi familia y mis amigos, por siempre estar ahí, apoyándome, sufriendo y alegrándose por mí.

- *Gustavo.*

A Dios y a la vida por confabular positivamente a lo largo de todo mi proceso de formación como geólogo. A la persona más importante de mi vida, mi madre, Leticia Carreño que me inculcó la importancia de la educación integral como herramienta para enfrentar las adversidades intrínsecas de la vida y que con su amor e incondicionalidad tuvo siempre una sonrisa de orgullo para mis triunfos y una palabra de aliento durante mis momentos de frustración. A mi padre, Álvaro Díaz quien me ha escuchado atentamente en momentos claves y específicos de mi vida con respeto y me ha compartido sus enseñanzas de forma amorosa y objetiva.

A mi hermano, Luis Alejandro, persona con el corazón más noble, altruista y tierno que conozco.

A el padre de mi hermano, Alejandro Corrales quien asumió valientemente el *role* de padre y se ha esforzado por cumplir a cabalidad los retos diarios que esto conlleva.

A Tania Hernández, que ha sido un apoyo emocional y sentimental incondicional para mí durante mi etapa final del pregrado y quien siempre ha contribuido de forma positiva en mi vida.

A mi grupo de amigos más cercano, Michael Martínez, Luis Quintero, Fabián Arenas, Brayan León, Óscar Hernández, Fabián Oviedo y Nicolás Ospina por su compañía, enseñanzas y contribución en lo que actualmente es mi concepción del concepto de amistad.

- *Juan Camilo*

Agradecimientos

A Dios, por todas las bendiciones que derrama sobre mí.

A mis padres, y toda mi familia por su amor incondicional, por siempre ser el motor que me impulsa a cumplir todos mis sueños.

A José David Sanabria y Juan Diego Colegial, por su dirección en este proyecto de investigación, por el tiempo y la confianza que depositaron en nosotros.

A mis compañeros y amigos que me dejó la geología, por las miles de experiencias que nos enriquecieron como personas y como profesionales a lo largo de nuestra carrera, especialmente a Alexis González, por ayudarnos en las campañas de campo, en el manejo de equipos y una que otra vez, en no dejarnos atarear con los bolsos y los nudos.

A Jefferson Toledo y Noel Crasto, por orientarnos y brindarnos de su tiempo en la realización del proyecto.

- *Gustavo*

De manera especial, a mi madre, a quien le atribuyo el mérito máximo durante este proceso. Agradezco y resalto su compromiso porque mi proceso de formación en la UIS realmente inició con sus palabras de aliento durante mi niñez, mostrándome el mundo de posibilidades que trae consigo la educación.

A mi padre, Álvaro Díaz por aceptar aconsejarme poniéndose de ejemplo y recreando cualquier posible situación basado en su experiencia personal. Con su ejemplo me ayudó a romper paradigmas que tenía naturalizados y hoy puedo concluir que nunca es tarde.

Agradezco especialmente a nuestro director de tesis José David Sanabria por su paciencia y acertadas recomendaciones durante este trabajo de grado. También, al profesor Juan Diego Colegial por contribuir activamente en este proyecto de investigación. Finalmente, a los ingenieros geofísicos Jefferson Toledo y Noel Crasto por sus invaluable contribuciones, asesorías y acompañamiento durante todo el proceso de generación, interpretación y discusión de los resultados obtenidos en la investigación.

- *Juan Camilo*

Tabla de contenido

Introducción	18
1. Planteamiento del problema.....	19
2. Justificación.....	20
3. Objetivos	21
3.1. Objetivo general.....	21
3.2. Objetivos específicos	21
CAPÍTULO I.....	22
4. Antecedentes	22
5. Contexto geológico.....	26
5.1. Estratigrafía	27
5.2. Geología estructural	30
CAPÍTULO II.....	32
6. Marco Teórico	32
6.1. Ley de Gravitación Universal.....	32
6.1.1. Elipsoide.....	34
6.1.2. Geoide	35
6.2. Prospección gravimétrica	36
6.2.1. Fundamento físico del método gravimétrico.....	36

6.2.2.	Unidades de gravedad	38
6.2.3.	Variaciones de la gravedad por latitud.....	39
6.2.4.	Factores geológicos que afectan a medición de la gravedad.....	39
6.3.	Medición de la gravedad	40
6.3.1.	Gravedad absoluta.....	40
6.3.2.	Gravedad relativa	41
6.4.	Correcciones gravimétricas	42
6.4.1.	Deriva instrumental.....	42
6.4.2.	Corrección de marea	43
6.4.3.	Corrección por latitud	44
6.4.4.	Corrección de aire libre.....	45
6.4.5.	Corrección de Bouguer.....	45
6.4.6.	Corrección topográfica.....	46
6.5.	Anomalías gravimétricas.....	50
6.5.1.	Anomalías gravitatorias.....	50
6.5.2.	Anomalías de aire libre	50
6.5.3.	Anomalía de Bouguer	50
6.6.	Separación regional – residual.....	51
6.6.1.	Ajustes de superficies polinómicas.....	52

GRAVIMETRÍA PARA LA DETECCIÓN DE CAVIDADES SUBTERRÁNEAS	8
6.6.2. Filtro pasabanda.....	52
6.6.3. Filtro Butterworth	53
6.6.4. Continuación hacia arriba.....	54
6.6.5. Filtro Gaussiano regional/residual	55
6.7. Análisis espectral de Fourier (FFT)	56
6.8. Deconvolución de Euler.....	57
CAPÍTULO III	58
7. Marco metodológico.....	58
7.1. Diseño	59
7.2. Adquisición.....	59
7.3. Procesamiento.....	63
7.3.1. Procesamiento de datos GPS.....	63
7.3.2. Procesamiento de datos crudos de gravedad relativa.....	63
7.3.3. Generación de mapas de anomalías de Bouguer	69
7.3.4. Separación regional – residual.....	70
7.3.5. Estimación de profundidad con el espectro de potencia	70
7.3.6. Deconvolución de Euler.....	71
7.4. Integración.....	71
CAPÍTULO IV	73

8.	Resultados y discusión.....	73
8.1.	Cartografía Geológica.....	73
8.2.	Anomalía de Bouguer regional y residual.....	77
8.4.	Deconvolución de Euler.....	82
8.5.	Modelos inversos.....	84
CAPÍTULO V.....		90
9.	Conclusiones.....	90
10.	Recomendaciones.....	91
Referencias.....		92

Lista de figuras

Figura 1. Ubicación de la zona de estudio A) Localización en Colombia. Tomada y modificada de Caballero et al. (2010) y B) Localización zona de estudio (rectángulo rojo). Imagen tomada y modificada de Durán y Pérez (2020).	18
Figura 2. Columna estratigráfica generalizada del área de estudio. Formación Rosablanca tomada y modificada de Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia (2019). Formación Cumbre basada en Macías y Cabanzo (2017).	29
Figura 3. La elevación por encima del geoide (H), la altura con respecto al elipsoide (h) y la altura del geoide con respecto al elipsoide (N). Tomado y modificado de Celis (2017).	35
Figura 4. Diferencia exagerada entre una esfera y la elipse de rotación (esferoide). Tomado y modificado de Reynolds (1998).	37
Figura 5. Deformación del geoide. a) Efectos a escala continental y b) Efectos localizados debido a un exceso de masa bajo la superficie. Tomado de Reynolds (1998).	38
Figura 6. Aceleración centrífuga y variación de la gravedad con la latitud. Tomado de Reynolds (1998).	39
Figura 7. Efectos de las mareas terrestres y la deriva instrumental sobre las mediciones de aceleración de gravedad. Tomado de Reynolds (1998).	44
Figura 8. Corrección de curvatura a la losa simple de Bouguer. Tomado y modificado LaFehr (1991).	46
Figura 9. Procedimiento para corrección topográfica A) dividir la topografía en prismas verticales, B) añadiendo la influencia de cada prisma (Lowrie, 2007).	47

Figura 10. a) Corrección de Aire Libre, b) Corrección de Bouguer y c) Corrección topográfica. Tomado de (Kearey et al., 2002).	49
Figura 11. División de zonas a) Zona cercana, b) Zona intermedia y c) Zona lejana. (Geosoft, 2006).....	49
Figura 12. Diseño del filtro pasabanda. Tomado de Geosoft (2007).	53
Figura 13. Diseño del filtro Butterworth. Tomado de Geosoft (2007).	54
Figura 14. Diseño del filtro continuación hacia arriba. Tomado de Geosoft (2007).	55
Figura 15. Diseño del filtro Gaussiano. Tomado de Geosoft (2007).	55
Figura 16. Gráfico del espectro de potencia de datos gravimétricos. Tomado y modificado de Spector y Grant (1970).	56
Figura 17. Índices estructurales para fuentes gravimétricas acorde a su geometría. Modificado de Reid et al., 2013.	57
Figura 18. Esquema de la metodología implementada en el presente estudio.	58
Figura 19. Punto de medición de gravedad absoluta realizado por el IGAC (Instituto Geográfico Agustín Codazzi) en el municipio de Zapatoca, Santander.....	60
Figura 20. Equipos utilizados en las campañas de adquisición geofísica. A. gravímetro Scintrex modelo CG-6 autograv. B. GPS diferencial de alta precisión GeoMax modelo Zenith 35 Pro-GSM-UHF. C. Gravímetro y GPS diferencial en Base Media.....	62
Figura 21. Mapa base de la zona de estudio. La cartografía de las cavernas fue tomada de Zafra-Otero (2019).....	62
Figura 22. Etapas del tratamiento de los datos crudos de gravedad relativa.	65
Figura 23. Gravedad relativa vs tiempo en la Base El Nitro el día 19 de julio del 2019.	66
Figura 24. Gravedad relativa vs tiempo en la Base de control el día 19 de julio del 2019.	67

- Figura 25. Gravedad relativa corregida por deriva instrumental para todas las mediciones del día vs tiempo en la Base El Nitro el día 19 de julio del 2019. 67
- Figura 26. Mapa geológico de la zona de estudio a escala 1:25000. Modificado de Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia (2019). 74
- Figura 27. Entrada a la caverna El Nitro. A) Campo de lápiaces. B) Vista de la entrada a la caverna desde su interior. 75
- Figura 28. Mudstone negros de la Formación Paja en las cercanías a Zona Media. A) Muestra de mano de mudstone con presencia de bivalvos. B) Afloramiento de mudstone de la Formación Rosablanca. 76
- Figura 29. Estructuras kársticas, tipo lápiaces y dolinas en Zona Alsacias. 76
- Figura 30. Caverna La Escondida. A) Entrada a la caverna La Escondida en calizas tipo Packstone de la Formación Rosablanca. B) Calizas tipo packstone en la entrada a la caverna La Escondida. 77
- Figura 31. Mapa de anomalía de Bouguer total. 78
- Figura 32. Mapa de anomalía regional para la zona de estudio. 79
- Figura 33. Mapa de anomalía residual para la zona de estudio. En línea punteada se ilustran las zonas de interés. 80
- Figura 34. Estimación de las profundidades de las fuentes de anomalía con base en la metodología de Spector y Grant (1970). **A.** Espectro de potencias tabulado. **B.** Gráfica del espectro de potencia (Ln (Potencia) vs N° Onda). 82
- Figura 35. Deconvolución de Euler en la zona de estudio superpuesta al mapa de anomalía residual de Bouguer. 83
- Figura 36. Transectas A-A' y B-B. Vistas en planta sobre el mapa de la Figura 35. 85

Figura 37. Par de transectas y modelos inversos en cercanías de la caverna El Nitro.....	86
Figura 38. Transectas C-C', D-D'. Vistas en planta sobre el mapa de la Figura 35.....	88
Figura 39. Par de transectas y modelos inversos en cercanías de la caverna Las Alsacias.....	89

Lista de tablas

Tabla 1. Densidades para diferentes tipos de roca. Tomada de Telford et al. (1990)..... 64

Lista de apéndices

Apéndice A. Datos crudos de gravimetría (visualizar en la base de datos de la Biblioteca UIS)

Apéndice B. Datos crudos de GPS (visualizar en la base de datos de la Biblioteca UIS)

Resumen

Título: Aplicación del método gravimétrico para la detección de cavidades subterráneas entre las cavernas El Nitro y Las Alsacias al sureste del municipio de Zapatoca, Santander¹.

Autores: Juan Camilo Díaz Carreño², Gustavo Alberto Florian Pachón²

Palabras Clave: Gravimetría; Caverna; Anomalía de Bouguer; Transecta; Probable.

Descripción: Se determinó la probable presencia de cavidades subterráneas no reportadas a la fecha al sureste de Zapatoca mediante el análisis del mapa de anomalía de Bouguer de la zona, la integración de técnicas estimativas de la profundidad de las fuentes asociadas a anomalías y el conocimiento de los sistemas kársticos relacionados a las cavernas El Nitro y Las Alsacias. La distribución de los valores de anomalía en el mapa residual de Bouguer (~N110°E) muestra dos áreas probables con presencia de cavidades subterráneas. El amarre del análisis espectral con el conocimiento kárstico de la zona sugiere que la fuente asociada a la anomalía somera corresponde al plano de estratificación entre las Formaciones Paja y Rosablanca (~48 m), mientras que la fuente profunda tiene relación con la transición entre pared de roca y cavidades (~111 m). Las soluciones de Euler con valores entre 25 – 125 m de profundidad presentan una distribución preferencial en las áreas de interés, corroborando los resultados obtenidos usando el análisis espectral. Finalmente, la integración de los resultados mencionados anteriormente fue modelada a lo largo de cuatro transectas en cercanías a las cavernas El Nitro y Las Alsacias. Las tendencias bajistas y el decaimiento en los valores de anomalía a lo largo de estos perfiles pueden ser interpretados de diferente maneras, sin embargo, fueron modelados como cavidades subterráneas con base en el contexto geológico local y el conocimiento de los sistemas kársticos del municipio.

¹Trabajo de grado para optar al título de geólogo.

²Escuela de geología, facultad de ingenierías fisicoquímicas. Director: PhD. José David Sanabria Gómez, codirector: PhD. Juan Diego Colegial Gutiérrez.

Abstract

Title: Application of the gravimetric method for detection of underground cavities between El Nitro and Las Alsacias caves in the southeast of Zapatoca, Santander¹.

Authors: Juan Camilo Díaz Carreño², Gustavo Alberto Florian Pachón²

Keywords: Gravity; Cave; Bouguer anomaly; Profile; Probable.

Description: The probable presence of unknown cavities to date in the southeast of Zapatoca were determined by analysing the Bouguer anomaly map of the study zone, the integration of estimation techniques of source depths associated to anomalies and the knowledge about karst systems of El Nitro and Las Alsacias caves. The anomaly values distribution of the residual gravity map (~N110°E) shows two probable areas with presence of underground cavities. The tide of the spectral analysis to the karstic knowledge of the area suggests that the source associated to the shallow anomaly corresponds to the bedding plane between the Formations Paja and Rosablanca (~48 m), whereas the deep source has a relationship with the transition between rock and cavities (~111 m). The Euler solutions with values between 25 – 125 m depth exhibit a preferential distribution in the areas of interest, supporting the results obtained by using spectral analysis. Finally, the integration of the results previously mentioned was modelled along four sections in the surrounding areas of El Nitro and Las Alsacias caves. The downward trend and decay of the anomaly values along these profiles could be interpreted in many different ways, nevertheless, they were represented as underground cavities based on the geological settings and the karst system in the region.

¹Trabajo de grado para optar al título de geólogo.

²Escuela de geología, facultad de ingenierías físicoquímicas. Director: Ph.D. José David Sanabria Gómez, codirector: Ph.D. Juan Diego Colegial Gutiérrez.

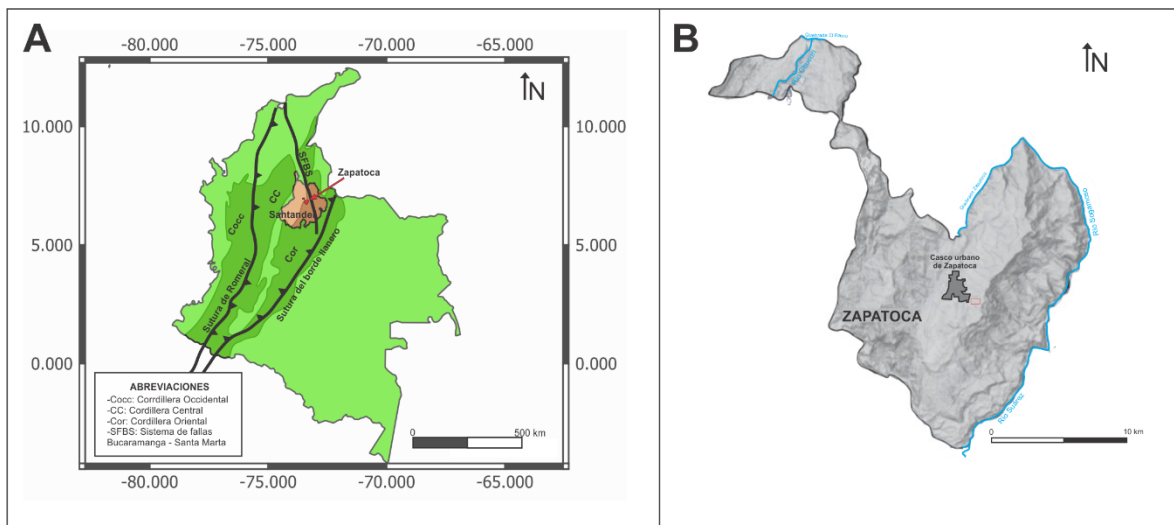
Introducción

La zona de estudio tiene un área aproximada de 3 km² (Figura 1), se encuentra al sureste del municipio de Zapatoca, Santander, formando parte de un conjunto montañoso de mediana altura en el borde occidental de la Cordillera Oriental conocido como la Serranía de los Yariguíes. Asimismo, dicha zona de investigación se sitúa sobre la vereda Las Flores y está atravesada por la Quebrada El Uchubal y la Quebrada Zapatoca, localizada en la hoja 120 (Bucaramanga) en la cartografía base 1:100.000 del IGAC y delimitada por las coordenadas:

$$X_1= 6,789 \quad Y_1= -73,276$$

$$X_2= 6,81 \quad Y_2= -73,252$$

Figura 1. Ubicación de la zona de estudio A) Localización en Colombia. Tomada y modificada de Caballero et al. (2010) y B) Localización zona de estudio (rectángulo rojo). Imagen tomada y modificada de Durán y Pérez (2020).



Geológicamente se encuentra sobre una sucesión de rocas sedimentarias de edad Cretácico Temprano (Macías y Cabanzo, 2017; Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia, 2019) sobre el Sinclinal de Zapatoca, un pliegue suave con orientación NNE-SSW en el bloque colgante de la Falla del Suárez, al

este de la Falla de Zapatoca (Durán y Pérez, 2020). El Sinclinal es ligeramente asimétrico, con su flanco oriental ligeramente más inclinado (Macías y Cabanzo, 2017). Esta estructura limita al este con el cañón del Río Sogamoso y al oeste con el Parque Nacional Natural Serranía de los Yariguíes (Durán y Pérez, 2020).

1. Planteamiento del problema

En Colombia la Cordillera Oriental es una región con gran exposición y diversidad de ambientes kársticos, principalmente en el departamento de Santander (Gélvez-Chaparro y Barajas, 2019). El municipio de Zapatoca representa una de las regiones más atractivas en Santander para desarrollar proyectos de investigación relacionados a los ambientes kársticos (Zafra-Otero, 2019).

Según Mendoza-Parada *et al.* (2007), las características morfológicas, morfodinámicas, topográficas y climatológicas del municipio propician un sistema kárstico activo. Recientemente, Zafra-Otero (2019) realizó una cartografía mediante métodos directos de las cavernas El Nitro y Las Alsacias. Sin embargo, se considera que el sistema kárstico de la región posee el potencial para ser estudiado con mayor detalle.

2. Justificación

La investigación y la descripción de cavidades subterráneas ha sido motivo de interés alrededor del mundo (Beres *et al.*, 2001; Martínez-Moreno *et al.*, 2014; Solbakk *et al.*, 2018 y Saddek *et a.*, 2019). Debido a que el estudio de estos componentes dentro de los sistemas kársticos brinda una amplia variedad de aportes al conocimiento geocientífico (Gélvez-Chaparro y Barajas, 2019 y Zafra-Otero, 2019), se considera que la detección de posibles cavidades subterráneas al sureste de Zapoteca es una aproximación al entendimiento más detallado del ambiente kárstico del municipio. Además, este estudio sirve como punto de partida para futuras investigaciones en diversas áreas de las geociencias. Por ejemplo, la detección de nuevas cavidades en el área motivaría a los apasionados de la geoespeleología y el geoturismo a explorar regiones subterráneas no conocidas a la fecha. Asimismo puede contribuir para estudios en temas hidrogeológicos y ambientales, aportando al conocimiento de posibles acuíferos en regímenes fracturados y la gestión del riesgo, respectivamente.

La dificultad y riesgo asociado al estudio de las cavidades de forma directa, exige explorar estos cuerpos desde el exterior de manera indirecta, lo que sugiere el uso de métodos geofísicos (Martínez-Moreno *et al.*, 2014). El método gravimétrico posibilita una adquisición indirecta de información en respuesta a contrastes de densidad en el subsuelo, lo cual es ideal para el estudio de cavidades subterráneas (Beres *et al.*, 2001; Martínez-Moreno *et al.*, 2014; Solbakk *et al.*, 2018 y Saddek *et a.*, 2019). Además, es un método que garantiza en todo momento la integridad física del operario y al ser una técnica no invasiva preserva el equilibrio medio ambiental del área de interés (Martínez-Moreno *et al.*, 2014).

Por consiguiente, se considera que la gravimetría es el método geofísico que resalta de mejor manera el contraste de densidades entre cuerpos rocosos y cavidades. A su vez, una correcta interpretación brinda información confiable que junto al conocimiento de los sistemas kársticos posibilita la detección de espacios vacíos asociados a las cavernas El Nitro y Las Alsacias, comprobando o refutando la existencia de cavidades subterráneas desconocidas.

3. Objetivos

3.1. Objetivo general

Examinar la posible presencia de cavidades subterráneas en el tramo comprendido entre las cavernas de El Nitro y Las Alsacias mediante la implementación del método gravimétrico.

3.2. Objetivos específicos

- Generar un modelo gravimétrico de la zona de estudio a partir de la información geológica y geofísica obtenida de la cartografía detallada y la adquisición gravimétrica, respectivamente.
- Determinar la profundidad aproximada de las fuentes de anomalía por medio de las técnicas de espectro de potencia y deconvolución de Euler.
- Modelar la existencia de probables cavidades subterráneas integrando el mapa residual de Bouguer, la estimación de profundidad de las fuentes asociadas a anomalías y el conocimiento geológico de la zona.

CAPÍTULO I

4. Antecedentes

El municipio de Zapatoca, Santander, ha sido foco de estudio de numerosas investigaciones geocientíficas. La mayoría de los proyectos realizados en el sector han abordado temas de sedimentología-estratigrafía (Horton *et al.*, 2010; Atuesta, 2018; Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia, 2019) y geología estructural (Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006; Macías y Cabanzo, 2017). Se considera que el sistema kárstico de la región posee el potencial para ser estudiado con mayor detalle. Por consiguiente, es necesario realizar una revisión del estado del arte de diferentes campañas de adquisición geofísica llevadas a cabo en otros países, encaminadas a la determinación de cavidades subterráneas y la evaluación de sus características asociadas. A continuación, se recopilará información de estudios asociados a la Formación Rosablanca y Paja y se citarán algunos trabajos realizados en el extranjero, con fundamento geofísico encaminados a la detección de cavidades subterráneas.

La Formación Rosablanca fue inicialmente descrita por Wheeler (1929) como una sucesión de calizas macizas y fosilíferas, con presencia de areniscas calcáreas, margas fosilíferas y niveles restringidos de *chert* aflorantes en el cerro Rosablanca, al sur del embalse de Hidrosogamoso. De acuerdo con Wheeler (1929), la Formación Rosablanca se encuentra infrayaciendo a la Formación Paja en contacto concordante, irregular y discontinuo. Según Morales (1958) la Formación Rosablanca suprayace a la Formación Cumbre en contacto neto. En el Cerro Rosablanca (localidad tipo de la formación), esta unidad presenta un espesor de unos 412 m según Wheeler (1929).

Varios autores han intentado precisar la edad de la unidad en mención. Según Morales (1985) la edad de la Formación Rosablanca se encuentra en el rango entre el Hauteriviano – Barremiano,

basándose en correlación fósil (*Acenthosicus*, *Crioceras*, *Favrella*, *Kilianella*, *Trigonia*, entre otros) en la zona comprendida entre el puente del Río Fonce y su confluencia con el Río Suárez (Rojas-Mantilla, 2019). De acuerdo con Etayo-Serna (1964) la edad de la Formación Rosablanca corresponde al Valanginiano Superior y posiblemente al Hauteriviano Inferior, con base en correlaciones bioestratigráficas. En contraste, Julivert (1968) sugiere que la Formación Rosablanca es una unidad oblicua respecto a las líneas isócronas, presentando una edad de Barremiano en el Norte del Valle de Magdalena Medio, Hauteriviano en la región de la Mesa de los Santos – San Gil y Valanginiano en Villa de Leyva (Rojas-Mantilla, 2019).

La Formación Paja fue inicialmente descrita por Wheeler (1929) para referirse a los *shales* negros aflorantes en la quebrada La Paja (Rojas-Mantilla, 2019). Wheeler (1929) postula que en la quebrada La Paja (localidad tipo de la unidad). La Formación Paja se encuentra suprayaciendo a la Formación Rosablanca en contacto concordante e irregular e infrayaciendo a la Formación Tablazo en contacto neto y gradacional (Morales, 1958). De acuerdo con Morales (1958) la Formación Paja varía su espesor significativamente en el área de su sección tipo, con un rango de espesor entre 125 m a 625 m. Morales (1958) caracteriza la Formación Paja como una sucesión de *shales* negros, ligeramente laminados, calcáreos y comúnmente micáceos y arcillosos con presencia de concreciones de caliza y venas de calcita en la parte inferior de la Formación.

La edad para la Formación Paja según Morales (1958) se ubica en el intervalo entre el Barremiano y el Aptiano con base en las sucesiones paleontológicas (*Nicklesia* (*Lower Barremian*), *Pulchellia* (*Middle Barremian*), *Heteroceras* and *Santandericeras* (*Upper Barremian*) y *Ammonites Cheloniceras* y *Colombiceras* (*Aptiano*)) (Rojas-Mantilla, 2019). Patarroyo (1997) reporta para el área de Barichara, una edad de Barremiano Inferior para la

Formación Paja con base en amonitas (*Nicklesia*, *Pseudohaploceras*, *Valdedorsella* y *Karsteniceras*) (Rojas-Mantilla, 2019).

Según Rodríguez-Orjuela *et al.* (2007) el estudio de los sistemas kársticos en Colombia inició con la espeleología en 1801, a cargo de El Barón Von Humboldt y El Barón Gross. Para los años 1968 – 1970, se exponen las bases de datos científicas de los trabajos geoespeleológicos realizados para la fecha (Gélvez-Chaparro y Barajas, 2019), permitiendo reconocer esta disciplina como parte de las geociencias y no como una actividad netamente recreativa (Moreno-Murillo *et al.* 2007 en: Gélvez-Chaparro y Barajas, 2019). Uno de los primeros estudios de los sistemas kársticos en Zapatoca fue el realizado por Zafra-Otero (2019). Este trabajo tuvo como objetivo general realizar la cartografía de las cavernas El Nitro y Las Alsacias a escala 1:20.000 y el análisis petrográfico de algunos espeleotemas representativos presentes dentro de las cavernas.

El trabajo realizado por Zafra-Otero (2019) aportó significativamente al estudio de los sistemas kársticos del municipio de Zapatoca. Zafra-Otero (2019) fue el pionero al dar nociones de las dimensiones de las cavernas El Nitro y Las Alsacias. Sin embargo, el autor considera que los resultados obtenidos por cartografía directa en estas cavernas no reportan la totalidad de cavidades subterráneas que podrían estar presentes en el área.

Numerosas investigaciones llevadas a cabo mayoritariamente en Europa abordan la aplicación de métodos geofísicos para la detección de cavidades subterráneas, siendo las más relevantes en este estudio las realizadas por Beres *et al.*, (2001), Martínez-Moreno *et al.* (2014), Solbakk *et al.* (2018) y Saddek *et al.* (2019).

Beres *et al.* (2001) integraron el método gravimétrico y de *GPR* para realizar un mapeo de cavernas someras en el oeste de Suiza. En este estudio los autores ejecutaron cuatro perfiles con

GPR llevando a cabo una adquisición gravimétrica con bases establecidas a una pequeña separación. Los autores exponen que el método de *GPR* presenta varias limitaciones, especialmente al momento de la interpretación. Sin embargo, el amarre del método del *GPR* con la gravimetría permite disminuir la incertidumbre de los datos. Finalmente, Beres *et al.* (2001) realizaron un modelamiento integrando la información de gravimetría y *GPR* con información topográfica de la caverna, consiguiendo correctas interpretaciones.

Martínez-Moreno *et al.* (2014) integraron métodos geofísicos como gravimetría, *MP*, *ERT*, *IP* y *GPR*. Además, de generar un modelo digital del terreno con GPS diferencial. La principal limitación que desempeñaron fue la adquisición de información de *GPR* por causa del terreno tan irregular en el área de estudio. Dichos autores contrastaron los resultados de los diferentes métodos geofísicos mencionados anteriormente y describieron el sistema kárstico de la Gruta de Las Maravillas al suroeste de España.

Solbakk *et al.* (2018) implementaron el método gravimétrico en Noruega para detectar características multiescala de los sistemas kársticos en un área de aproximadamente 280 x 300 m en cercanías a la caverna Svarthammarhola. Los autores expresan que la mayor limitante durante la interpretación de los datos estuvo relacionada con la heterogeneidad de los materiales que probablemente rellenarían las cavidades y el efecto de la variación de las facies carbonáticas. Finalmente, realizaron la interpretación de los datos gravimétricos, asociando los mínimos de anomalía a salones de la cueva Svarthammarhola desconocidos e inaccesibles para la fecha.

Saddek *et al.* (2019) realizaron una campaña de adquisición gravimétrica de en el noreste de Argelia haciendo un amarre de los resultados gravimétricos con información geoespeleológica de la zona, con el objetivo de evaluar la ventaja y efectividad de la gravimetría para la detección de

cavidades subterráneas. El mallado de adquisición fue de 70 x 210 m y de 5 m entre los puntos de medición. El total de mediciones realizadas fue de 614 puntos, distribuidos en 42 perfiles de 70 m de longitud. El mapa de anomalía residual generado les permitió definir y delimitar dos cavidades subterráneas. En términos generales, se concluyó que la gravimetría es una técnica idónea para la detección y la cartografía de cavidades subterráneas en ambientes kársticos.

Por consiguiente, los trabajos mencionados anteriormente incitan a la aplicación del método gravimétrico en el sureste de Zapatoca permitiendo delimitar áreas con probable presencia de cavidades subterráneas. Además, con base en la metodología implementada por Saddek *et al.* (2019) y la información sobre las cavernas El Nitro y Las Alsacias en Zafra-Otero (2019), se podría realizar un amarre del método gravimétrico con la información cartográfica y geoespeleológica para proponer la probable existencia de nuevas cavidades subterráneas en la zona de investigación.

5. Contexto geológico

Los Andes colombianos son una región tectónicamente compleja configurada por la interacción de la placa continental Sudamericana con las placas oceánicas Caribe y Nazca (Cortés y Angelier, 2005). El orógeno andino para Colombia está dividido en tres cinturones montañosos conocidos como, Cordillera Occidental (CO), Cordillera Central (CC) y Cordillera Oriental (CO_r). Las edades y características geológicas de estas cordilleras son producto de la interacción compleja entre las placas tectónicas mencionadas anteriormente. La Cordillera Oriental es un orógeno divergente cuyos flancos se transportan tectónicamente hacia las cuencas Valle Medio del Magdalena al oeste y la cuenca Los Llanos al este (Osorio, 2016). La Cordillera en mención está compuesta principalmente por potentes sucesiones sedimentarias Meso - Cenozoicas depositadas sobre un basamento ígneo - metamórfico Paleo - Mesozoicos (Osorio, 2016). Según Osorio, (2016)

la Cordillera Oriental tiene un rumbo general SW - NE, hasta un punto de inflexión donde el rumbo cambia a SE - NW. El cambio de rumbo en las estructuras puede ser atribuido a la configuración estructural y estratigráfica de las cuencas extensionales que fueron sometidas a inversión tectónica (Osorio, 2016) durante la orogenia Andina en el Cenozoico y que se encuentra activa actualmente (Colleta *et al.*, 1990, Cooper *et al.*, 1995).

De acuerdo con el modelo tectónico propuesto por Cooper *et al.* (1995) en el área que actualmente se encuentra el municipio de Zapatoca es predominante una megasucesión Triásica - Barremiana *sin-rift* dominada por unidades de afinidad continental hasta que ocurre la transgresión del Cretácico Inferior en donde inicia la sedimentación marina somera (Macías y Cabanzo, 2017). Horton *et al.*, (2010) realizó un análisis de proveniencia indicando que las unidades depositadas en la etapa *sin-rift* durante el Jurásico tienen un aporte de sedimentos del basamento Andino que progresivamente va disminuyendo y aumentando la contribución del basamento del Escudo de Guayana (Macías y Cabanzo, 2017).

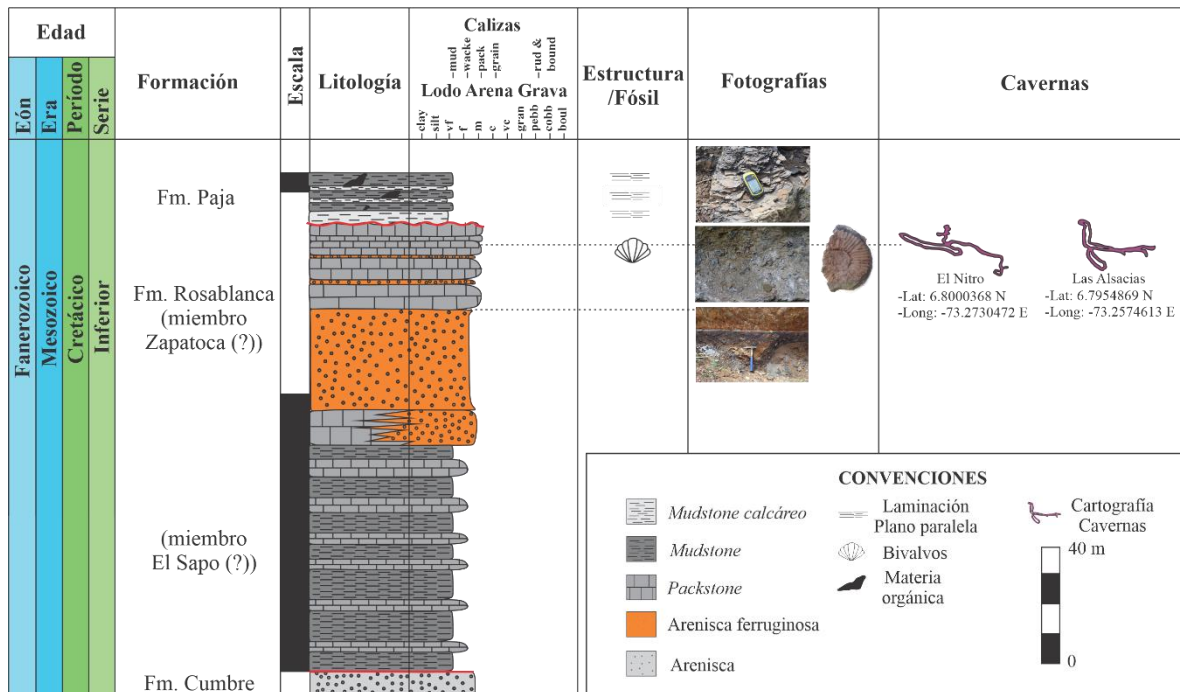
5.1. Estratigrafía

En el área de estudio se presenta la sucesión estratigráfica de las Formaciones Cumbre, Rosablanca y Paja. A medida que avanza la transgresión marina durante el Cretácico, se deposita la Formación Cumbre, compuesta principalmente por areniscas de grano fino grisáceo (Macías y Cabanzo, 2017). Suprayaciendo concordantemente a dicha Formación se encuentran las calizas de la Formación Rosablanca, las cuales contienen fósiles de tipo *Aestostreon Couloni* y *Ceratostreon Boussingaulti* como indicadores de oscilaciones marinas (Guzmán-Ospitia, 1985). Posteriormente, se depositó la Formación Paja, caracterizada por *shales* negros fosilíferos y calizas grises (Macías y Cabanzo, 2017).

Las unidades litoestratigráficas de interés para el presente estudio son la Formación Rosablanca y la Formación Paja (Figura 2). De acuerdo con Atuesta (2018) la Formación Rosablanca se caracteriza por tener en su base principalmente dolomías y yeso interestratificadas con *mudstone* y *wackestone*. El siguiente segmento se caracteriza por capas de *mudstone* y *wackestone* lodoso con alta bioturbación, bioclastos y bivalvos y moldes de bivalvos y al tope la Formación se caracteriza por calizas tipo *packstone* y *grainstone*, con menor contenido de *mudstone* y *wackestone*. Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia (2019), realizan una subdivisión de la Formación Rosablanca en la sección de la laguna El Sapo, en el municipio de Zapatoca, en cinco miembros, de base a techo, Miembro Lagunetas, Miembro Carrizal, Miembro Zo, Miembro El Sapo y Miembro Zapatoca.

El Miembro Lagunetas, definido como la base de la Formación Rosablanca, de edad Barresiana, está compuesto de base a tope por calizas dolomíticas de tonalidad grisácea y micrítas fosilíferas respectivamente, y finaliza con una superficie de erosión. El Miembro Carrizal, de edad Valaginiana inferior, inicia con una capa oolítica calcárea, la cual sirve de sello para la superficie de erosión mencionada anteriormente y continua con capas de *wackestone* con presencia de thalassinoides y abundantes restos fósiles (bivalvos, equinodermos, amonoideos, foraminíferos, gasterópodos, braquiópodos y vertebrados) con alternancias de *mudstone* terrígeno-calcáreos. Suprayaciendo y en contacto inconforme al Miembro Carrizal, se encuentra el Miembro Zo, de edad Hauteriviana, compuesto por capas de *wackestone* y *packstone* en menor proporción, con alternancia de *mudstone* terrígenos. Sobre este, se encuentra los Miembros El Sapo y Zapatoca,

Figura 2. Columna estratigráfica generalizada del área de estudio. Formación Rosablanca tomada y modificada de Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia (2019). Formación Cumbre basada en Macías y Cabanzo (2017).



El Miembro Lagunetas, definido como la base de la Formación Rosablanca, de edad Barresiana, está compuesto de base a tope por calizas dolomíticas de tonalidad grisácea y micríticas fosilíferas respectivamente, y finaliza con una superficie de erosión. El Miembro Carrizal, de edad Valaginiana inferior, inicia con una capa oolítica calcárea, la cual sirve de sello para la superficie de erosión mencionada anteriormente y continua con capas de *wackestone* con presencia de thalassinoides y abundantes restos fósiles (bivalvos, equinodermos, amonoides, foraminíferos, gasterópodos, braquiópodos y vertebrados) con alternancias de *mudstone* terrígeno-calcáreos. Suprayaciendo y en contacto inconforme al Miembro Carrizal, se encuentra el Miembro Zo, de edad Hauteriviana, compuesto por capas de *wackestone* y *packstone* en menor proporción, con

alternancia de *mudstone* terrígenos. Sobre este, se encuentra los Miembros El Sapo y Zapatoaca, también de edad Hauteriviana, el primero, compuesto por una sucesión de capas de *wackestone* con alternancia de *mudstone* carbonáticos-terrígenos. Por último, se encuentra el Miembro Zapatoaca, compuesto por dos cuerpos litológicos que interdigitan, el intervalo inferior corresponde a areniscas lodosas ferruginosas y el superior corresponde a *packstone* y *wackestone* con presencia de bivalvos.

La Formación Paja, descrita por Morales (1958) comprende edades entre el Barremiano y el Aptiano, caracterizada por una sucesión de *shales* negros, con ligeras laminaciones, calcáreos, comúnmente micáceos y arcillosos con presencia de concreciones de calizas y venas de calcita hacia la parte inferior de la Formación. En la localidad tipo, en la quebrada La Paja, afluente del río Sogamoso se encuentra en contacto neto y concordante con la Formación Rosablanca. En el estudio reciente de Rojas-Mantilla (2019), se caracteriza la Formación Paja como rocas silicicláticas, limolitas y arcillolitas ligeramente laminadas, micáceas y fosilíferas, de tonalidades oscuras, con intercalaciones de cuarzoarenitas micáceas de textura muy fina.

5.2. Geología estructural

La Cordillera Oriental ha sido descrita como un cinturón plegado, fallado asimétrico y de doble vergencia, en donde el cinturón del Piedemonte Llanero tiene una vergencia al este, mientras que el cinturón del VMM tiene vergencia al Oeste (Macías, y Cabanzo, 2017). Con base en dichos autores la deformación compresional se enfoca principalmente a lo largo de anisotropías preexistentes, por lo tanto, las fallas normales de edad Jurásico - Cretácico Temprano son las que controlan las principales estructuras compresionales y el espesor de la mayoría de las unidades

aflorantes en el área (Dengo y Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006, en: Macías y Cabanzo, 2017).

Según Mora *et al.*, (2010) en el margen este de la Cordillera Oriental los cambios de espesor en las unidades depositadas en la etapa *sin-rift* a lo largo de los cabalgamientos y fallas inversas sugieren que los bloques colgantes (Macías y Cabanzo, 2017) de las fallas inversas principales coinciden con áreas de mayor relieve topográfico, mientras que las zonas con relieves menores representan los *shortcuts* (Macías y Cabanzo, 2017). En contraste, en el margen oeste de la Cordillera Oriental la relación estructural con el relieve no es tan evidente, debido a que los principales anticlinales del basamento raramente se encuentran limitados por fallas continuas (Macías y Cabanzo, 2017).

CAPÍTULO II

6. Marco Teórico

6.1. Ley de Gravitación Universal

Las primeras nociones sobre el concepto de gravedad fueron formalmente postuladas por Isaac Newton (1642-1727). Newton correlacionaba el evento de una manzana cayendo de un árbol con el campo que mantiene a la luna en órbita alrededor del Planeta Tierra basándose en la interacción de estos cuerpos por el efecto de sus masas. Basado en esto, Lowrie (2007) define esta fuerza como:

$$F = -G \frac{mM}{r^2} \hat{r} \quad (1)$$

Esta relación describe la fuerza de atracción **F** experimentada por una partícula de masa **m** debido a una partícula de masa **M**, separadas por una distancia **r**. El vector unitario \hat{r} parte del centro de la masa **M** en dirección al centro de la masa **m**. El signo negativo en esta relación indica que la fuerza **F** actúa en dirección opuesta al vector unitario \hat{r} . Finalmente, la constante **G** convierte esta ley física en una relación y es conocida como la Constante de Gravitación Universal (Lowrie, 2007 en: Celis, 2017).

La relación en mención es actualmente conocida como Ley de Gravitación Universal. Esta ley plasma el concepto que dos partículas de masas **m** y **M** es directamente proporcional al producto de estas masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa (Telford *et al.*, 1990).

La Constante de Gravitación Universal ha sido motivo de estudio por décadas. Principalmente, con el objetivo de precisar al máximo su valor y reducir el error asociado a su cálculo. Inicialmente, Charles Cavendish (1731-1810) determinó experimentalmente el valor de G como $6.67 \times 10^{-11} \frac{m^3}{kg s^2}$ (Lowrie, 2007 en: Celis, 2017).

De acuerdo con Lowrie (2007) la geofísica trabaja con la aceleración de la gravedad y no con la fuerza de gravedad propiamente dicha. Para estimar la aceleración de la gravedad que experimenta determinada partícula, se debe igualar la Ley de Gravitación Universal con la primera ley de Newton, teniendo como premisa masas constantes (Celis, 2017).

$$-G \frac{mM}{r^2} \hat{r} = m \cdot a \quad (2)$$

Donde m es la masa de la partícula sometida al campo gravitacional de la masa M .

Posteriormente, tomando M como la masa de La Tierra y r como su radio, la aceleración de la gravedad asociada para una partícula en la superficie terrestre se define como:

$$g = -G \frac{M}{r^2} \hat{r} \quad (3)$$

El valor teórico aproximado de la aceleración de la gravedad en la superficie de La Tierra es de $9.80 m/s^2$. La unidad de medición para la aceleración de la gravedad es el Gal en honor a Galileo Galilei (1564-1642) lo cual equivale a $1 cm/s^2$ (Celis, 2017). Sin embargo, según Telford

et al. (1990) la unidad utilizada para mediciones de anomalías gravimétricas por practicidad es el mGal que es equivalente a 0.001 Gal.

6.1.1. Elipsoide

La Tierra es comúnmente definida como una esfera en rotación (Celis, 2017). Sin embargo, puede ser también vista como un elipsoide equipotencial en movimiento. De acuerdo con Celis (2017) el campo gravitacional de un elipsoide es importante porque facilita los cálculos matemáticos asociados al tratamiento de datos de gravedad y además presenta una pequeña desviación con respecto al valor del campo gravitacional real (Li and Götze, 2001 en: Celis, 2017).

El cálculo de la gravedad teórica, que se define como la gravedad con respecto al elipsoide (superficie matemática), se realiza por medio de la Ecuación 4 que es conocida como la Fórmula de Gravedad Internacional de 1980, deducida en la serie convencional de expansión abreviada a partir de la fórmula Somigliana (1930) (Moritz, 1980 en: Celis, 2017). Esta es la relación históricamente más utilizada para el cálculo de la gravedad teórica en función de latitud geodésica (\emptyset) (Celis, 2017) y su expresión de acuerdo con Li and Götze (2001) es:

$$\gamma_{1980} = 978032.7 (1 + 0.0053024 \sin^2\emptyset - 0.0000058 \sin^2 2\emptyset) \text{ mGal} \quad (4)$$

De donde la constante 978032.7 mGal es el valor de la gravedad ecuatorial, 0.0053024 el aplanamiento gravimétrico y 0.0000058 es un factor relacionado al aplanamiento gravimétrico (Celis, 2017).

6.1.2. Geoide

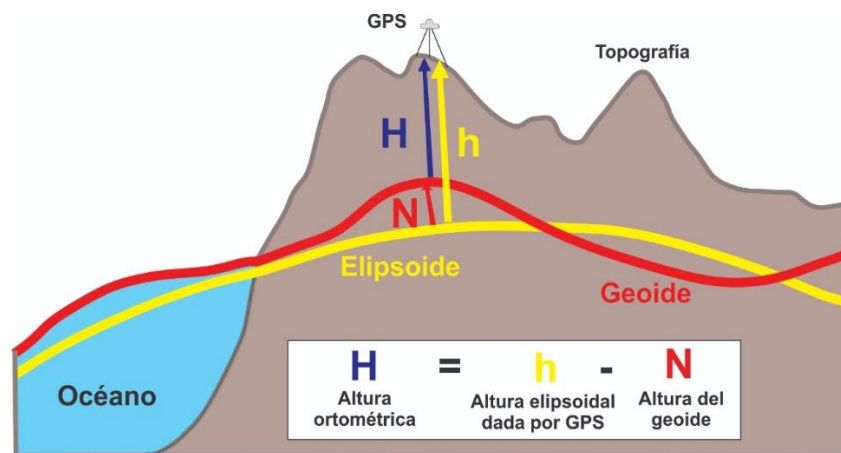
Li y Götze (2001) definen el geoide como una superficie equipotencial constante que coincide con el nivel medio del mar. Estos autores, además, resaltan que esta definición es imprecisa dado que el nivel medio del mar no es una superficie equipotencial en los continentes debido a que se ve afectada por la atracción gravitacional de masas suprayacentes (Li and Götze, 2001 en: Celis, 2017).

La relación entre el geoide y el elipsoide está representada por:

$$h = H + N \quad (5)$$

De donde **h** es la altura de un punto de medición con respecto al elipsoide, **H** la elevación relativa al geoide y **N** la altura del geoide con respecto al elipsoide (Celis, 2017) (Figura 3).

Figura 3. La elevación por encima del geoide (H), la altura con respecto al elipsoide (h) y la altura del geoide con respecto al elipsoide (N). Tomado y modificado de Celis (2017).



6.2. Prospección gravimétrica

La prospección gravimétrica analiza los valores de la gravedad medidos sobre determinados puntos de la superficie terrestre, diferenciando el valor real medido y el valor teórico para determinar, entre otras, la anomalía de Bouguer; del conocimiento de los valores de esta anomalía se pueden obtener mapas de alta precisión, donde se reflejan zonas de exceso o déficit de masa y que son una indicación de que las rocas subyacentes tienden a tener más peso que la media de su entorno. La determinación de las diferencias de la densidad en diversos terrenos es necesario en muchos proyectos ambientales y de ingeniería, donde se requieren las características kársticas del subsuelo para ser cartografiadas con alta precisión, (*e.g.* Meier *et al.*, 1997).

6.2.1. Fundamento físico del método gravimétrico

El método gravimétrico se fundamenta en dos de las leyes propuestas por Sir Isaac Newton; las leyes universal de la gravitación y del movimiento. La primera se ilustra en la Ecuación 6:

$$F = \frac{G \times M \times m}{R^2} \quad (6)$$

Dónde: F = fuerza, G = constante gravitacional = $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2\text{Kg}^{-2}$, M = masa de La Tierra, m = masa y R = distancia entre masas.

La ley del movimiento de Newton se ilustra en la Ecuación 7:

$$F = m \times g \quad (7)$$

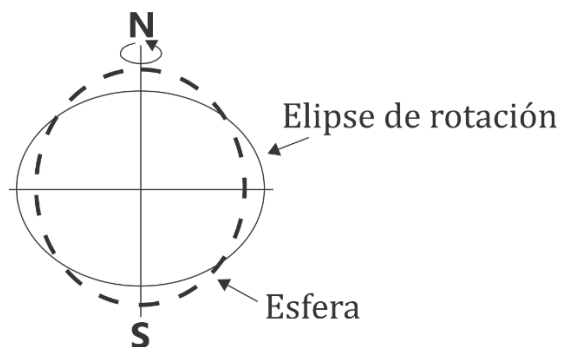
Donde: F = fuerza, m = masa y g = aceleración.

Si la aceleración es en dirección vertical, entonces se debe a la gravedad (g).

La Segunda Ley de Newton muestra que la magnitud de la aceleración debida a la gravedad de La Tierra es directamente proporcional a la masa de La Tierra e inversamente proporcional al cuadrado del radio de La Tierra. Teóricamente, la aceleración debida a la gravedad debería ser constante sobre La Tierra, pero en realidad, la gravedad varia de un lugar a otro ya que La Tierra tiene forma de esfera achatada (Reynolds, 1998) (Figura 4), gira sobre su eje, tiene una superficie topográfica irregular y una distribución variable de masa (Figura 5a) (Reynolds, 1998).

La forma de La Tierra es consecuencia del balance entre la aceleración gravitacional y centrifuga, causando un aplanamiento a partir de un esferoide achatado (Reynolds, 1998). Matemáticamente es conveniente para referirse a la forma de La Tierra como una elipse de rotación (Figura 4).

Figura 4. Diferencia exagerada entre una esfera y la elipse de rotación (esferoide). Tomado y modificado de Reynolds (1998).

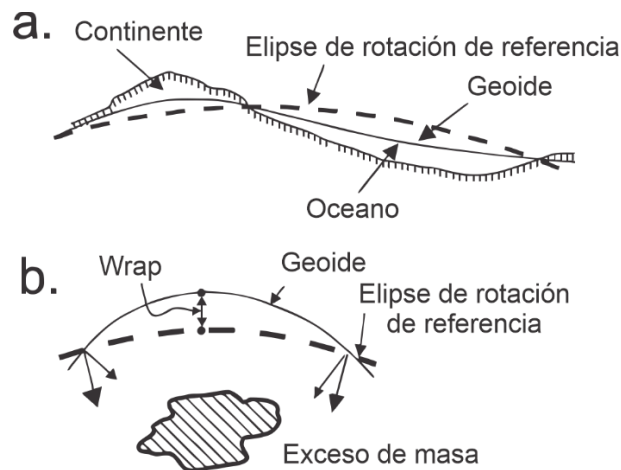


La forma de La Tierra es consecuencia del balance entre la aceleración gravitacional y centrifuga, causando un aplanamiento a partir de un esferoide achatado (Reynolds, 1998).

De acuerdo con Reynolds (1998) la superficie del nivel del mar, si no es perturbada por vientos y mareas, se conoce como el geoide y es particularmente importante en la medición de la gravedad, ya que es una superficie horizontal y está en ángulo recto con la dirección de la aceleración debido

a la gravedad en todos los puntos de esta superficie. El geoide representa una superficie sobre la cual el campo de gravitación tiene el mismo valor y es denominada superficie equipotencial Reynolds (1998). La distribución irregular de masa, especialmente cerca de la superficie de La Tierra, deforma el geoide, haciendo que este no sea idéntico a la elipse de rotación Reynolds (1998) (Figura 5A y 5B).

Figura 5. Deformación del geoide. a) Efectos a escala continental y b) Efectos localizados debido a un exceso de masa bajo la superficie. Tomado de Reynolds (1998).



6.2.2. Unidades de gravedad

La primera medición de la aceleración debida la gravedad fue realizada por Galileo, en su famoso experimento en donde dejaba caer objetos desde lo más alto de la torre de Pisa Reynolds (1998). El valor normal de la gravedad en la superficie de La Tierra es 980 cm/s^2 . En honor a Galileo, en el *C.G.S.* la unidad de aceleración de la gravedad es el Gal (1 cm/s^2). Gravímetros modernos pueden medir variaciones extremadamente pequeñas en la aceleración de la gravedad, comúnmente en el orden de 1×10^{-9} , mediciones equivalentes a medir la distancia desde La Tierra hasta la luna con un metro (Reynolds 1998). La sensibilidad de los instrumentos modernos es cerca

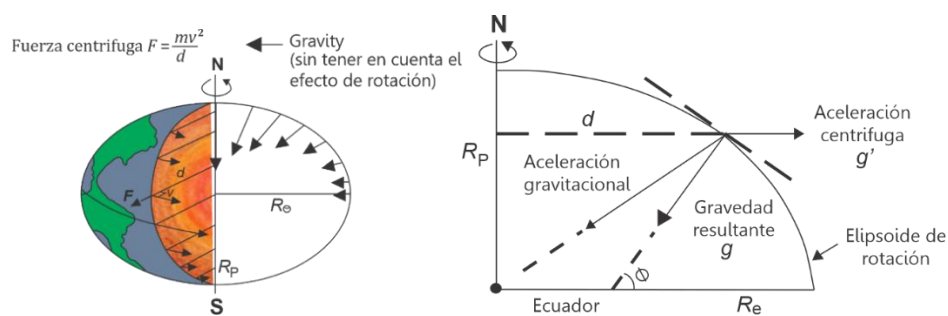
de 10 partes por millón, números tan pequeños que han dado como resultado el uso de subunidades como el mGal ($1mGal = 10^{-3}Gal$) y el microGal ($1\mu Gal = 10^{-6}Gal$) (Reynolds, 1998).

6.2.3. Variaciones de la gravedad por latitud

El valor de la aceleración debido a la gravedad varía sobre la superficie de La Tierra por varios motivos, uno de esos se asocia a la forma de La Tierra (Reynolds, 1998). Como el radio polar (6357 km) es 21 km más corto que el radio ecuatorial (6378 km) los puntos de los polos están más cerca del centro de masa de La Tierra y, por lo tanto, el valor de gravedad en los polos es menor (alrededor de 0.7%) que en el ecuador (Reynolds, 1998).

Mientras La Tierra rota una vez por día alrededor de su eje norte-sur, existe una aceleración centrífuga directamente proporcional a la velocidad de rotación (Figura 6). En el ecuador es ~1674 km/h, mientras en los polos disminuye a 0 km/h (Reynolds, 1998).

Figura 6. Aceleración centrífuga y variación de la gravedad con la latitud. Tomado de Reynolds (1998).



6.2.4. Factores geológicos que afectan a medición de la gravedad

El levantamiento por gravedad es sensible a las variaciones en la densidad de las rocas, por lo que la apreciación de factores que afecten la densidad ayuda con la interpretación de los datos de gravedad. En los estudios de gravedad, la determinación de las densidades se basa en rocas que se

encuentran de forma accesible en la superficie terrestre, donde pueden alterarse y/o deshidratarse, o en pozos, donde pueden haber sufrido relajación por liberación de estrés y estar mucho más agrietadas que cuando se encontraban *in situ* (Reynolds, 1998).

6.3. Medición de la gravedad

6.3.1. Gravedad absoluta

La determinación de la aceleración debido a la gravedad en términos absolutos requiere procedimientos experimentales muy precisos que normalmente se realizan únicamente en condiciones de laboratorio (Reynolds 1998). Se suelen utilizar principalmente dos métodos de medición, el cuerpo que se deja caer y el péndulo oscilante (Reynolds 1998). Una masa suspendida a una longitud L , oscila con un período T , y la gravedad es la fuerza recuperadora del Sistema.

$$T = 2\pi\sqrt{L/g} \quad (8)$$

El método de caída libre que utiliza la conocida relación $Z = \frac{1}{2}gt^2$, puede asegurar una precisión de 0,01 miligales cuando el tiempo y la distancia se miden electrónicamente. Para ello se arroja un cuerpo hacia arriba, pasando por dos marcas en subida y dos en bajada (z_1 y z_2) y se miden los correspondientes tiempos (t_1 , t_2 , t_3 y t_4). Entonces:

$$g = \frac{8(z_2 - z_1)}{(t_4 - t_1)^2 - (t_3 - t_2)^2} \quad (9)$$

Se ha establecido una red de estaciones de gravedad absoluta en todo el mundo, por ejemplo, el *National Bureau of Standards* en Gaithersburg, USA, el *National Physical Laboratory* en Teddington, Inglaterra, y la Universidad Nacional de Bogotá, Colombia. La red se conoce como la *International Gravity Standardisation Net 1971* (IGSN 71) (Morelli, 1971) y fue establecida por

Wollard y Rose (1963). Por lo tanto, es posible vincular cualquier estudio de gravedad regional a valores absolutos por referencia al IGSN 71 y formar una red primaria de estaciones gravimétricas. (Reynolds, 1998).

6.3.2. Gravedad relativa

En la exploración gravimétrica normalmente no es necesario determinar el valor absoluto de la gravedad, sino que se mide la variación relativa, se selecciona una estación base y se establecen estaciones secundarias de gravedad (Reynolds, 1998). Todos los datos de gravedad adquiridos en las estaciones usadas durante la campaña se relacionan con la estación base y si no hay necesidad de determinar los valores absolutos de la gravedad, el valor en una estación base local se designa arbitrariamente como cero (Reynolds, 1998).

El espaciamiento en las estaciones de gravedad es importante para el posterior procesamiento de los datos, en las campañas de campo regionales, las estaciones pueden ubicarse de 2-3 por km^2 , mientras que, en la exploración de hidrocarburos, la densidad de la estación puede aumentar de 8-10 por km^2 (Reynolds, 1998). En levantamientos localizados donde se requiere una alta resolución de las características superficiales, las estaciones de gravedad deben espaciarse en una cuadrícula con lados de 5-50 m de longitud y en trabajos de microgravimetría, el espacio entre estaciones puede ser pequeño, hasta de 0.5 m (Reynolds, 1998).

Para que un estudio de gravedad alcance una precisión de 0.1 mGal, la posición latitudinal del gravímetro debe conocerse dentro del rango de ± 10 mm, además de obtener lecturas múltiples de gravedad y una reducción precisa de las mediciones, que permitan obtener datos de gravedad con un valor de $\pm 5 \mu Gal$ (Owen, 1993). Las causas más comunes de error en los estudios de gravedad en el continente son las incertidumbres en las elevaciones de las estaciones de

adquisición (Owen, 1993). En el mar, las profundidades se miden fácilmente utilizando ecosondas de alta precisión. Las posiciones están determinadas por satélite; y en particular por Sistemas de Posicionamiento Global (GPS) (Bullock, 1998), con un hardware compacto y su rápido tiempo de respuesta, hace que la fijación de la posición del GPS sea más precisa (Bullock, 1998).

6.4. Correcciones gravimétricas

Para que los valores de gravedad medidos puedan ser interpretados, es necesario corregir todas las variaciones del campo gravitacional de La Tierra que no dependen de las diferencias de densidad de las rocas subyacentes (Reynolds, 1998). Este proceso es conocido como reducción de la gravedad o reducción de la gravedad al geoido, donde el nivel del mar es usualmente el *datum* más conveniente. Para ello se aplican las siguientes correcciones.

6.4.1. Deriva instrumental

Cambios en las lecturas del gravímetro en el tiempo, son el resultado de la deformación elástica del resorte, produciendo un cambio aparente en la gravedad en una estación dada (Reynolds, 1998). La deriva instrumental puede ser determinada simplemente repitiendo mediciones en las mismas estaciones en diferentes horas del día, típicamente cada 2-3 horas. La diferencia entre las mediciones sucesivas en la misma estación es ploteada para producir una curva de deriva (Reynolds, 1998). Los valores de la gravedad observada provenientes de las estaciones se pueden corregir extrayendo la deriva de los valores de gravedad observada (g_{obs}) (Reynolds, 1998).

De acuerdo con Reynolds (1998) la adquisición gravimétrica consiste en un grupo de mediciones donde ese abre y cierra el circuito en un mismo punto, lo que permite reducir el error mecánico para las otras mediciones por medio de la siguiente formula:

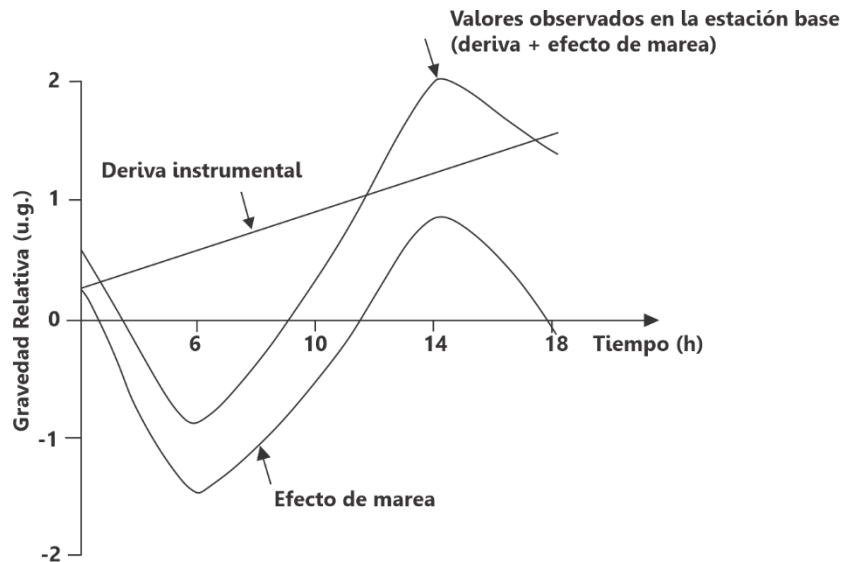
$$Deriva = \frac{t_x (Lectura_f - Lectura_i)}{t_{total}} \quad (10)$$

Donde, *deriva*: Este valor debe ser restado al valor de cada medición para así simular que todas las mediciones fueron realizadas en el mismo instante, t_x : diferencia de tiempo en minutos para cada estación con respecto a la medición de apertura, $lectura_f$: valor de la lectura de cierre del circuito, $lectura_i$: valor de la lectura de apertura del circuito y t_{total} : diferencia de tiempo en minutos entre la medición de cierre y la de apertura.

6.4.2. Corrección de marea

De la misma forma que el agua de los océanos tiene una respuesta a la atracción gravitacional de la luna y el sol, en menor medida, La Tierra sólida como tal, también lo hace (Reynolds, 1998). Las mareas terrestres pueden generar un cambio en la medición de la gravedad de hasta 0.3 mGal en un periodo mínimo de aproximadamente 12 horas (Reynolds, 1998). La toma de medidas repetidas en la misma estación permite estimar las correcciones necesarias para los efectos de la marea en intervalos cortos (Figura 7). Adicionalmente, se puede recurrir a tablas de mareas publicadas periódicamente, por ejemplo, *Tidal Gravity Corrections for 1991, European Association of Exploration Geophysicist, The Hague*. (Reynolds, 1998).

Figura 7. Efectos de las mareas terrestres y la deriva instrumental sobre las mediciones de aceleración de gravedad. Tomado de Reynolds (1998).



6.4.3. Corrección por latitud

La gravedad varía con la latitud debido a que La Tierra no es exactamente de forma esférica y debido a que la velocidad angular de un punto sobre la superficie de La Tierra decrece desde un máximo en el ecuador hasta cero en los polos (Reynolds, 1998). La aceleración centrípeta generada por la rotación de La Tierra tiene una componente radial negativa que consecuentemente causa que la gravedad decrezca a partir del polo hasta el ecuador (Reynolds, 1998).

La gravedad en los polos excede la gravedad en el ecuador por unos 5186 miligales (Reynolds, 1998). La fórmula de Heinze et. al, (2005) relaciona la gravedad a la latitud sobre el esferoide de referencia de acuerdo con una ecuación de la forma:

$$g_T = \frac{g_e(1 + k\text{sen}^2\varphi)}{(1 - e^2\text{sen}^2\varphi)^{1/2}} \quad (11)$$

Donde, g_e (gravedad en el ecuador)= 978032.67715 mGal, $k=0.001931851353$, $e^2=0.0066943800229$ y φ : latitud.

6.4.4. Corrección de aire libre

La corrección de aire libre se aplica debido a que las estaciones de gravimetría tienen diferentes elevaciones y corrige el decrecimiento de la gravedad con la altura, resultante de un incremento de la distancia desde el centro de La Tierra a la estación de medida, de acuerdo con la Ley de Newton (Reynolds, 1998). Esta corrección es positiva por encima del *datum* utilizado, en este caso, la elevación sobre el nivel del mar y negativa, en el caso contrario. El valor de la reducción de aire libre de segundo orden (Hinze *et al.*, 2005) en mGal viene dado por:

$$\delta g_h = -(0.3087691 - 0.0004398\text{sin}^2\theta)h + 7.2125 \times 10^{-8}h^2 \quad (12)$$

Donde, θ : es latitud de la estación, h : es la altura en metros respecto al nivel de referencia.

De acuerdo con Reynolds (1998) la corrección de aire libre cuenta solo para variaciones en la distancia del punto de observación al centro de La Tierra; no toma en cuenta los efectos de la roca presente entre el punto de observación y el *datum*, es decir es la diferencia entre la gravedad medida a nivel del mar y la medida a una elevación h sobre el nivel del mar, sin tener en cuenta la masa de roca que se encuentra en medio.

6.4.5. Corrección de Bouguer

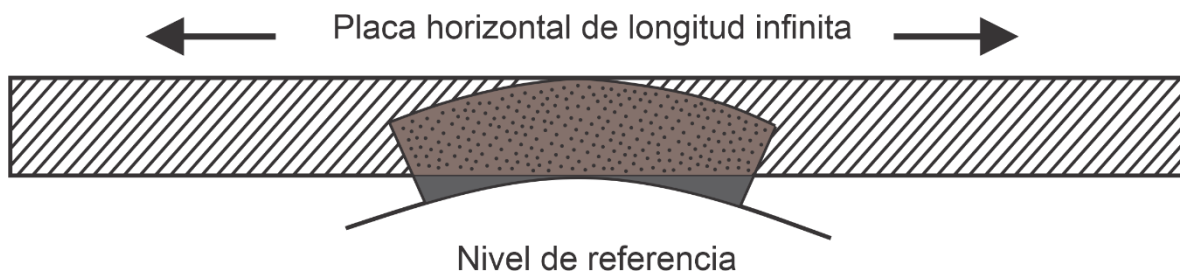
La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción generada por el material entre la estación y el nivel de referencia que no se consideraba en la corrección de Aire Libre. Elimina el efecto

gravitacional de una placa de espesor igual a la altura respecto al nivel de referencia y de densidad igual a la estimada para las formaciones de roca del entorno (Figura 8). La reducción de Bouguer fue planteada por LaFehr (1991) y viene dada por:

$$\delta g_B = 2\pi G\rho[(1 + \mu) \times h - \lambda R] \quad (13)$$

Donde, G : es la constante de gravitación universal, ρ : densidad del material, μ y λ : coeficientes adimensionales definidos por LaFehr (1991), R : distancia relativa al radio promedio de La Tierra explicada también por LaFehr (1991) y h : es la altura en metros respecto al nivel de referencia.

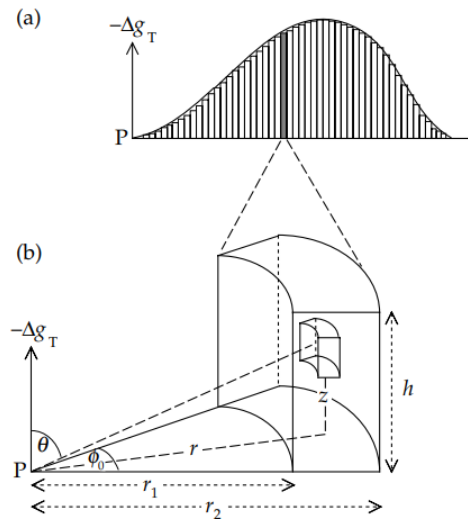
Figura 8. Corrección de curvatura a la losa simple de Bouguer. Tomado y modificado LaFehr (1991).



6.4.6. Corrección topográfica

Las montañas y los valles sobre o bajo el nivel de la estación, tienen un efecto sobre la gravedad medida. Estas irregularidades en la topografía se modelan dividiéndola en una cantidad de prismas verticales cuyas contribuciones a la aceleración de un punto de observación se calculan suponiendo una simetría cilíndrica alrededor de la estación (Figura 9a) (Toledo, 2018). La altura de este prisma es h , su radio interno es r_1 y el externo es r_2 y ϕ_0 el ángulo respecto a la estación (Figura 9b).

Figura 9. Procedimiento para corrección topográfica A) dividir la topografía en prismas verticales, B) añadiendo la influencia de cada prisma (Lowrie, 2007).



En la práctica esta corrección puede ser realizada por medio de una retícula que consiste en círculos concéntricos alrededor de la estación y su correspondiente valor debe ser sumado a la gravedad medida. La fórmula para la corrección viene dada por (Lowrie, 2007):

$$\Delta g_T = G\rho\phi_o\left(\left(\sqrt{r^2 + h^2} - r_1\right) - \left(\sqrt{r^2 + h^2} - r_2\right)\right) \quad (14)$$

Para la corrección topográfica regional se hace uso de medios computacionales que agilizan el trabajo. A través del programa *Oasis Montaj* se implementan los métodos desarrollados por Nagy (1966) y Kane (1962) (*Geosoft*, 2006) para realizar las correcciones. Estos métodos dividen las contribuciones de la topografía en tres zonas, una cercana, una intermedia y otra lejana de la siguiente forma:

- Zona cercana: toma en cuenta entre la celda 0 y 1 y suma los efectos de 4 secciones triangulares mostradas en la Figura 11 mediante la fórmula:

$$\Delta g_T = GD\phi \left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad (15)$$

- Zona intermedia: toma los efectos entre las celdas 1 y 8 utilizando prismas cuadrados truncados mostrados en la Figura 11, mediante la fórmula:

$$\Delta g_T = -GD \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} x * \ln(y + R) + y * \ln(x + R) + Z \arctan\left(\frac{Z * R}{x * y}\right) \quad (16)$$

- Zona lejana: para las celdas mayores a 8 se corrige el efecto de topografía basándose en una aproximación del segmento anular del anillo a un prisma cuadrado mostrado en la Figura 11. La fórmula para esta corrección es:

$$\Delta g_T = 2GDA^2 \frac{\left(R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2} \right)}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (17)$$

Donde, G: constante de gravitación universal, D: densidad de reducción, A: longitud del lado del prisma, R₁: radio interno de la sección prismática anular, R₂: radio externo de la sección prismática anular y H: altura de la sección prismática anular.

Figura 10. a) Corrección de Aire Libre, b) Corrección de Bouguer y c) Corrección topográfica.

Tomado de (Kearey et al., 2002).

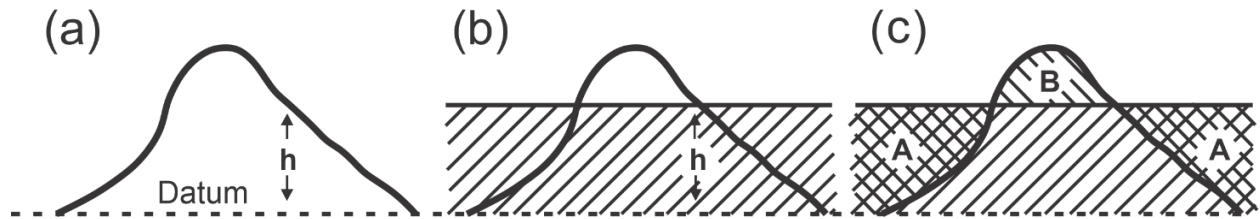
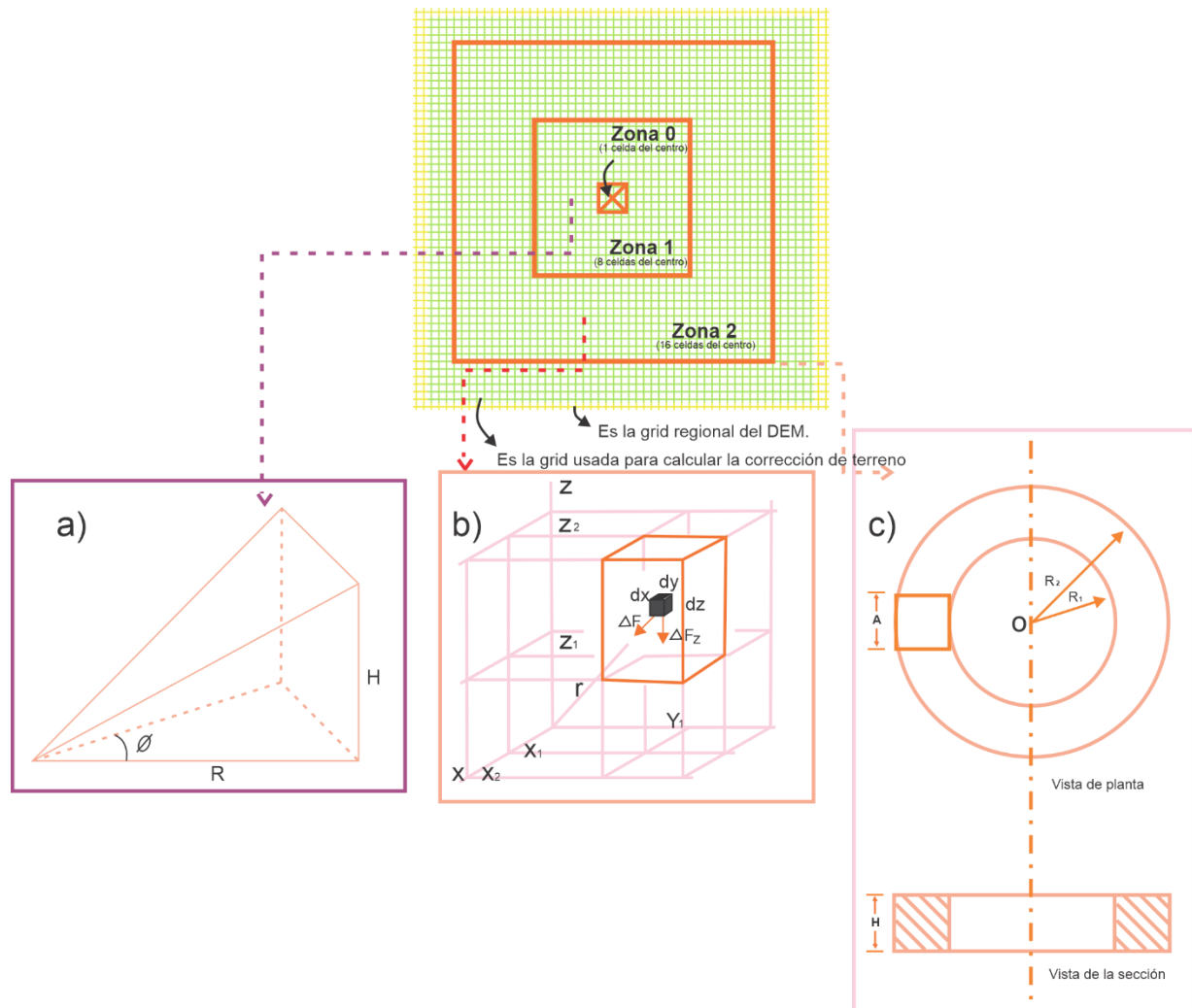


Figura 11. División de zonas a) Zona cercana, b) Zona intermedia y c) Zona lejana. (Geosoft, 2006).



6.5. Anomalías gravimétricas

6.5.1. Anomalías gravitatorias

La anomalía gravitatoria está definida por la diferencia existente entre los valores de la gravedad observada, previamente corregida por deriva instrumental y mareas terrestres y los valores de gravedad teórica (Reynolds, 1998), es decir:

$$A_G = g_{OBS}|_M^D - g_T \quad (18)$$

Donde, $g_{OBS}|_M^D$: gravedad observada corregida por deriva instrumental y mareas y g_T : corrección por latitud.

6.5.2. Anomalías de aire libre

Las anomalías de aire libre incluyen las anomalías gravitatorias, y se le añaden las correcciones de aire libre y atmosférica (Reynolds, 1998), de la siguiente manera:

$$A_{Al} = g_{OBS}|_M^D - g_T + \delta g_h - \delta g_{atm} \quad (19)$$

Donde, $g_{OBS}|_M^D$: gravedad observada corregida por deriva instrumental y mareas, g_T : corrección por latitud, δg_h : corrección de aire libre y δg_{atm} : corrección atmosférica.

6.5.3. Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer se define como la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad modelada aplicándole las correcciones de Aire libre, Bouguer y la corrección de terreno (Lowrie, 2007). Esta anomalía es comúnmente usada para interpretar las variaciones de masas que refleja la geología del subsuelo (Hinze *et al.*, 2005).

Lowrie (2007) define esta anomalía con la siguiente ecuación:

$$A_{BC} = g_{OBS}|_M^D - g_T + \delta g_h - \delta g_{atm} + \Delta g_T - \delta g_B \quad (20)$$

Donde, $g_{OBS}|_M^D$: gravedad observada corregida por deriva instrumental y mareas, g_T : corrección por latitud, δg_h : corrección de aire libre, δg_{atm} : corrección atmosférica, Δg_T : corrección topográfica y δg_B : corrección de Bouguer.

Las correcciones de Aire Libre y Bouguer siempre llevan signos opuestos dentro del cálculo de la anomalía y dependen del nivel de referencia elegido, si este es mejor que el resto de las estaciones, la corrección de Aire Libre debe sumarse y la de Bouguer sustraerse, ya que la altura disminuye el valor de la gravedad y la presencia de masas lo aumenta (Celis, 2017).

6.6. Separación regional – residual

La separación de anomalías regionales y residuales es un paso fundamental en la interpretación de los mapas de gravedad (Lowrie, 2007; Celis, 2017; Toledo, 2018). Este análisis se puede basar en los perfiles seleccionados de alguna estructura o puede involucrar la distribución bidimensional de anomalías en un mapa de gravedad, las técnicas aplicadas a la descomposición de una anomalía gravitacional varían desde una simple inspección visual del patrón de anomalía hasta un análisis matemático avanzado (Lowrie, 2007).

Las anomalías gravimétricas se ven afectadas por las dimensiones, el contraste de densidad y por la profundidad de los cuerpos anómalos; según Telford *et al.* (1990) algunas de estas anomalías provienen de masas cercanas a las zonas de interés, pero otras vienen de cuerpos que se profundizan a un mayor o menor nivel. La longitud de onda de una anomalía es una medida de la profundidad de la masa que lo produce (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 1998). Cuerpos grandes y profundos dan lugar a anomalías de baja amplitud con una respuesta amplia (longitud de onda

larga), mientras que los cuerpos pequeños y superficiales causan anomalías agudas con una respuesta angosta (longitud de onda corte) (Lowrie, 2007).

Dependiendo de la profundidad del objetivo se utilizan anomalías de distintos rangos, las longitudes de onda larga, se denominan Anomalías Regionales y son importantes para el entendimiento de grandes estructuras en el interior de La Tierra (arcos oceánicos, zonas de subducción, etc.) (Lowrie, 2007) y en objetivos de explotación para la industria del petróleo, mientras que las longitudes de onda corta, se denominan Anomalías Residuales y se relacionan con masas anómalas cercanas a superficie que pueden ser de interés en la industria minera. (Celis, 2017; Toledo, 2018).

6.6.1. Ajustes de superficies polinómicas

El polinomio se ajusta mediante el método de mínimos cuadrados al perfil de gravedad observada (Celis, 2017; Toledo, 2018). Cuanto mayor sea el orden del polinomio, se ajustará de una mejor manera a la tendencia de los datos observados (Lowrie, 2007). No debe ocurrir que el orden del polinomio sea menor que el número de observaciones, pues la curva pasaría a través de todos los puntos de datos, pero la anomalía regional no tendría ningún sentido geológico (Reynolds, 1998; Lowrie, 2007), generalmente se usa el polinomio de menor orden que represente la mayor parte de la tendencia regional. El cálculo de la anomalía residual se realiza punto por punto, restando la respuesta regional de los datos crudos (Lowrie, 2007).

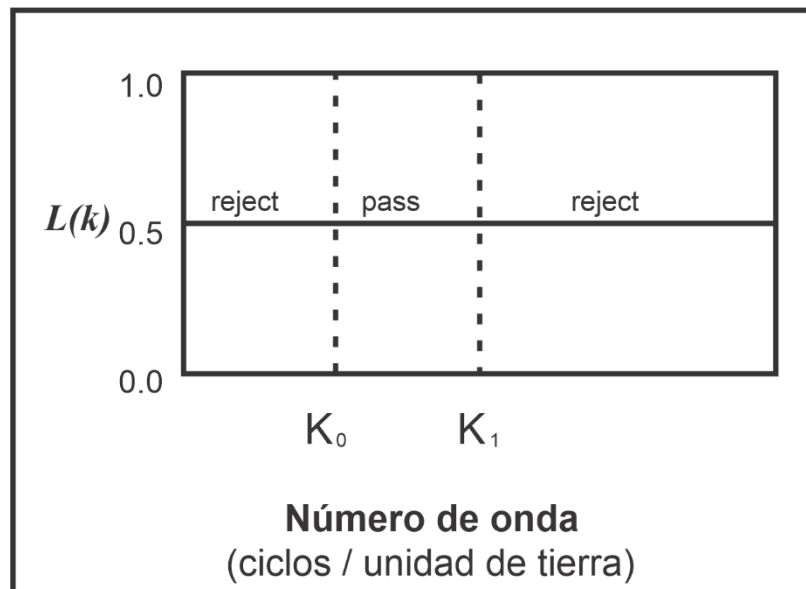
6.6.2. Filtro pasabanda

El filtro pasabanda se usa para dejar pasar o rechazar un rango de números de onda de una serie de datos (Geosoft, 2007). La Figura 12 muestra el diseño del filtro.

$$\begin{cases} L(k) = 0 \text{ para } K < k_o \\ L(k) = 1 \text{ para } k_o \leq K \leq k_1 \\ L(k) = 0 \text{ para } K > k_1 \end{cases}$$

Donde, k_o = número de onda corta bajo en [ciclos/unidades terrestres] y k_1 = número de onda corta alto en [ciclos/unidades terrestres].

Figura 12. Diseño del filtro pasabanda. Tomado de Geosoft (2007).



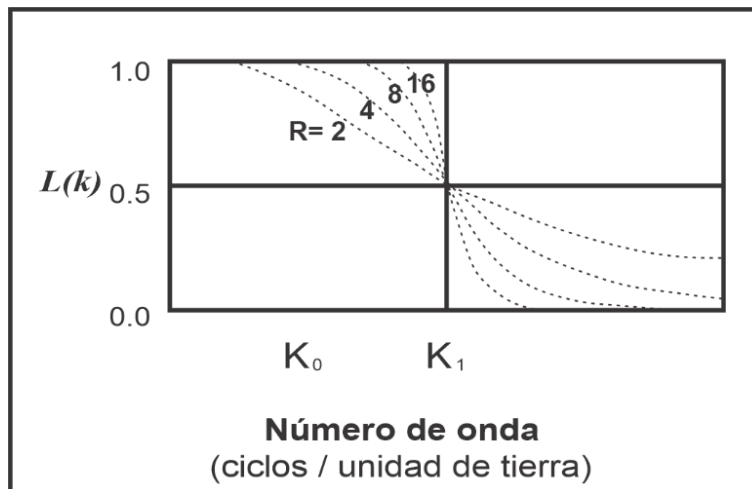
6.6.3. Filtro Butterworth

El filtro Butterworth es usado como filtro pasa alto o pasa bajo, dicho de otra manera, permite el paso de frecuencias mayores o menores a cierto valor. Ajustando el grado del filtro (Figura 13) mientras se deja el número de ondas central fijo (Geosoft, 2007). La Figura 14 muestra el diseño del filtro.

$$L(K) = \frac{1}{1 + \left(\frac{k}{k_o}\right)^n} \quad (21)$$

Donde, k_o : número de onda central del filtro y N : el grado de la función del filtro.

Figura 13. Diseño del filtro Butterworth. Tomado de Geosoft (2007).



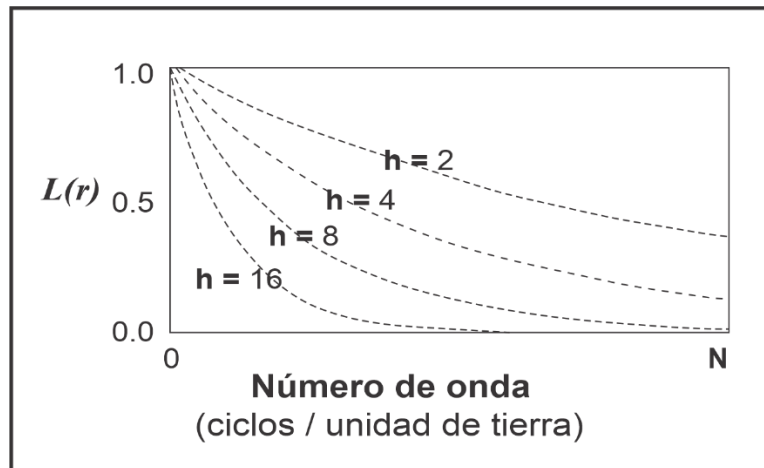
6.6.4. Continuación hacia arriba

Este análisis es utilizado para generar una mejor respuesta de las fuentes regionales o remover el ruido llevando el plano de referencia a un nivel más elevado. Es un filtro que no produce efectos adversos considerables y no requiere de otros procesos para ser corregido (Geosoft, 2007). La Figura 14 muestra el diseño del filtro.

$$L(k) = e^{-hr} \quad (22)$$

Donde, h : la distancia del plano de observación a la que se realizará la continuación y r : número de ondas.

Figura 14. Diseño del filtro continuación hacia arriba. Tomado de Geosoft (2007).



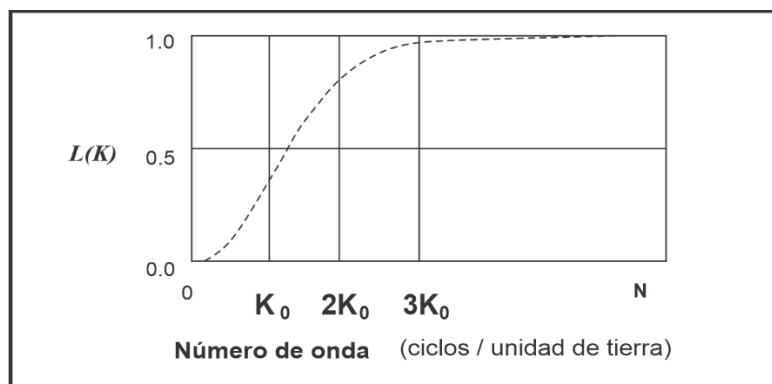
6.6.5. Filtro Gaussiano regional/residual

Es un filtro suave que se utiliza frecuentemente como un filtro pasa bajo o pasa alto (Geosoft, 2007). La Figura 15 muestra el diseño del filtro.

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_0^2}} \quad (23)$$

Donde, k_0 = desviación estándar de la función Gaussiana.

Figura 15. Diseño del filtro Gaussiano. Tomado de Geosoft (2007).



6.8. Deconvolución de Euler

Es una herramienta matemática usada para la estimación de profundidades de elementos de interés. Se basa en la ecuación de homogeneidad de Euler que según Reid *et al.* (1990) y se describe como:

$$(x - x_o) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_o) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_o) \frac{\partial f}{\partial z} = N(B - F) \quad (25)$$

Donde, x_o, y_o, z_o = posición de la fuente anómala, x, y, z = ubicación del campo total f , B = regional del campo total f , N = grado de homogeneidad o índice estructural.

Los resultados generados por este método ubican un conjunto de soluciones que dependen de los parámetros utilizados para su ajuste según el objetivo geológico estudiado (Reid *et al.*, 1990).

Reid *et al.* (2013) explican que las variaciones de este método requieren del trabajo de los datos en pequeños grupos variables llamados ventanas dentro de la cual se resuelven un conjunto de ecuaciones lineales para ubicar tanto en planta como en profundidad las diversas fuentes. Además, se requiere la implementación de un índice estructural asociado a la fuente geológica de interés (Reid *et al.*, 2013). En la Figura 17 se muestran algunos de los índices estructurales utilizados.

Figura 17. Índices estructurales para fuentes gravimétricas acorde a su geometría. Modificado de Reid et al., 2013.

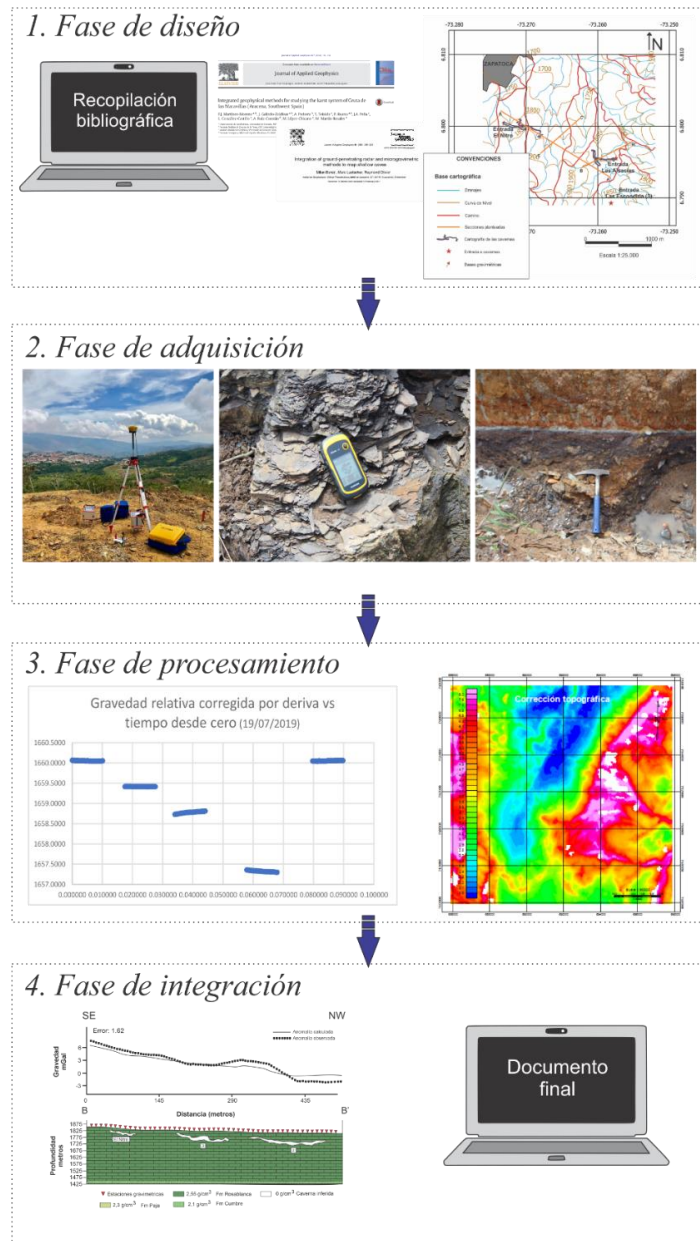
Fuente	Índice
Esfera	2
Cilindro Horizontal	1
Falla	0
Contacto	-1

CAPÍTULO III

7. Marco metodológico

El presente trabajo se desarrolló siguiendo las etapas de diseño, adquisición, procesamiento e integración (Figura 18).

Figura 18. Esquema de la metodología implementada en el presente estudio.



7.1. Diseño

La etapa de diseño inició con la consulta del estado del arte con información sobre estratigrafía, tectónica y aplicación de métodos geofísicos para identificar cavidades subterráneas. Al momento de escoger el método geofísico que se utilizaría en el presente estudio, se consideró la factibilidad de la aplicación de la técnica, el impacto ambiental que tendría en la región y el riesgo asociado. Con base en estas consideraciones, se seleccionó el método gravimétrico debido a que es una técnica de adquisición indirecta, no invasiva y que no representara un riesgo para la integridad de los operarios encargados de la toma de datos.

Una vez establecida el área de interés, se estudió la factibilidad de realizar una adquisición gravimétrica en la zona. Se tuvieron en consideración las vías de acceso y la irregularidad del terreno. En principio se planteó un diseño de toma de datos sobre un mallado geométrico con espaciamiento máximo de 250 m. Sin embargo, al realizar una visita de reconocimiento de campo en el área de interés, se observó que la topografía y la vegetación de la zona no permitía una adquisición gravimétrica geométrica. Por lo tanto, se consideró la alternativa de realizar un diseño de toma de datos no geométrico procurando densificar con puntos de adquisición las áreas en las que, de acuerdo con la cartografía geológica y el conocimiento del ambiente kárstico, sería más probable la presencia de cavidades subterráneas.

7.2. Adquisición

La etapa de adquisición estuvo dividida en dos jornadas, desarrolladas en julio del 2019, febrero del 2020 y una campaña geológica llevada a cabo en noviembre del año 2019. Durante estas dos campañas se realizó un total de ochenta mediciones. Las mediciones gravimétricas estuvieron organizadas en forma de itinerarios que comenzaban y terminaban diariamente en una

misma estación, que se consideró como punto de control (Figura 19). Esto con el objetivo de calcular y corregir el error relacionado a la deriva instrumental de los equipos.

Figura 19. Punto de medición de gravedad absoluta realizado por el IGAC (Instituto Geográfico Agustín Codazzi) en el municipio de Zapatoca, Santander.



No.	Nombre del punto	Departamento	Municipio	Línea	Valor_Gravedad	Desviación
5420	55-ST-3	Santander	Zapatoca	ST-3	977667.4370	0.181

Cada adquisición consistió en una lectura del gravímetro de 30 ciclos de 30 segundos o 45 ciclos de 30 segundos, dependiendo de la concurrencia alrededor del punto de medición. Si el punto de medición tenía asociado el paso constante de personas, vehículos o animales, se optaba por extender el tiempo de adquisición y realizar una medición de 45 ciclos de 30 segundos. La información proporcionada por los gravímetros *Scintrex* modelo CG-6 *autograv* (Figura 20A) era inmediatamente registrada en bitácoras de campo con información complementaria de fecha, hora, coordenadas y comentarios. De forma simultánea a la adquisición gravimétrica, se realizaba la

toma de datos altimétricos con un GPS diferencial (compuesto por Base y *Rover*) de alta precisión GeoMax modelo Zenith 35 Pro-GSM-UHF (Figura 20B). La capacidad de medición para los gravímetros utilizados está estimada en unos 8000 mGal y cuenta con una resolución mínima de medición de 0.0001 mGal.

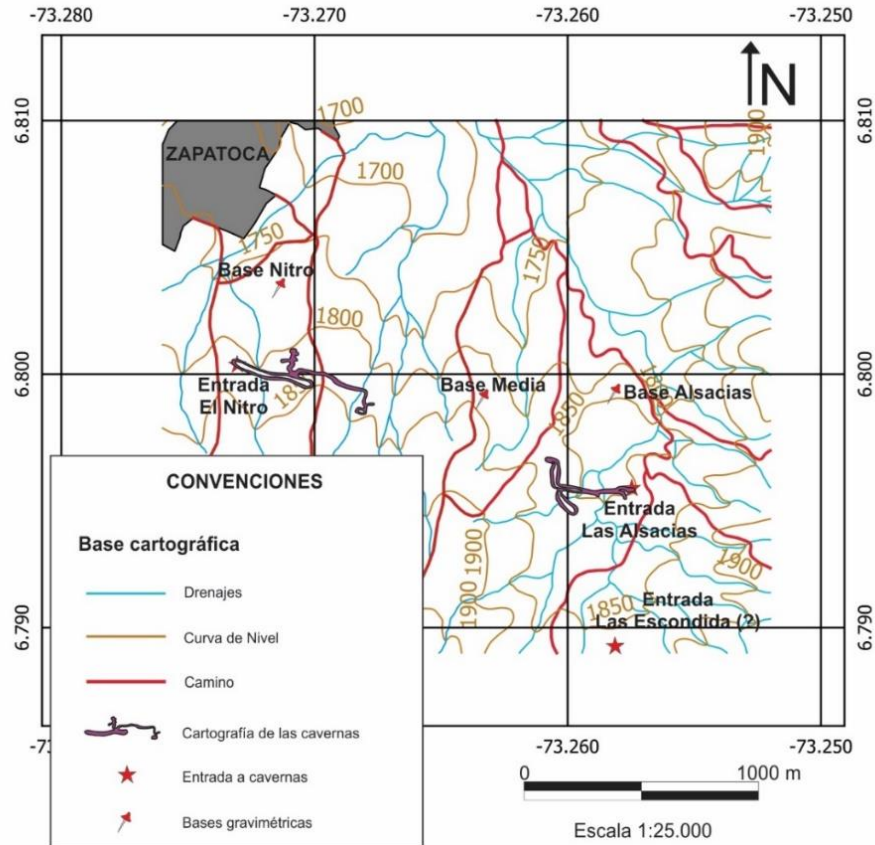
Ambas campañas de adquisición gravimétrica iniciaron con la búsqueda del punto de medición de gravedad absoluta realizado por el IGAC (Instituto Geográfico Agustín Codazzi) (Figura 19) en el municipio de Zapatoca. A partir de este punto de medición se calibraron tres bases gravimétricas, localizadas estratégicamente en la zona de estudio (Base El Nitro, Base Media y Base Alsacias) (Figura 21). La calibración de las bases en mención se realizó con los gravímetros *Scintrex* modelo CG-6 *autograv* (Figura 20A) y el GPS diferencial (compuesto por Base y *Rover*) de alta precisión GeoMax modelo Zenith 35 Pro-GSM-UHF (Figura 20B).

Una vez calibradas las bases, se iniciaba el día de adquisición gravimétrica y altimétrica. Esta toma de datos se realizó procurando cubrir de manera ordenada el área de estudio. Inicialmente, se encendía la base del equipo de GPS en el punto escogido como base de la zona que se estuviese trabajando (Figura 21). A continuación, se realizaba simultáneamente, la medición de gravedad relativa con uno de los dos gravímetros y la medición altimétrica con el GPS *rover*. Los puntos de adquisición cubiertos con el segundo GPS eran cubiertos con el GPS *rover* posteriormente. Asimismo, se procuró realizar mediciones repetitivas en las bases escogidas con el objetivo de llevar un control de la variación de la medición de gravedad relativa durante el día antes de cerrar el itinerario diario de medición en el punto de control propiamente dicho.

Figura 20. Equipos. A. gravímetro Scintrex modelo CG-6 autograv. B. GPS diferencial de alta precisión GeoMax modelo Zenith 35 Pro-GSM-UHF. C. Gravímetro y GPS diferencial en Base Media.



Figura 21. Mapa base de la zona de estudio. La cartografía de las cavernas fue tomada de Zafra-Otero (2019).



7.3. Procesamiento

7.3.1. Procesamiento de datos GPS

Los datos de GPS (base y *rover*) fueron calibrados y procesados con el software GeoMax Geo Office 3.4. Para este procedimiento fue necesaria la descarga de los datos rinex de las estaciones de medición de Bucaramanga y Barrancabermeja. Los datos rinex (*Receiver Independent Exchange Format*) corresponden a las siglas de un formato de intercambio de información de GPS, de las mediciones diarias e ininterrumpidas de la información satelital para las estaciones de Bucaramanga y Barrancabermeja. Mientras los datos de la Base y Rover fueron los obtenidos en la adquisición altimétrica. El resultado de este procesamiento fueron setenta y siete puntos con información de georreferenciación satelital con alta precisión.

7.3.2. Procesamiento de datos crudos de gravedad relativa

Para la estimación de la densidad de las rocas que constituyen las unidades de interés en el estudio, se consultaron las tablas de densidades en Telford *et al.*, (1990) (Tabla 1). El autor realiza la estimación de los rangos de valores de densidad promedio para diferentes tipos de roca a partir de la recopilación de valores de medidas directas e indirectas de múltiples trabajos. Para el presente estudio y de acuerdo con las descripción de las rocas aflorantes en el área, se le atribuye a las areniscas de grano fino de la Formación Cumbre un valor promedio de densidad de $2,1 \text{ mg/m}^3$, a las calizas tipo *wackestone – packstone* de la Formación Rosablanca un valor promedio de densidad de $2,55 \text{ mg/m}^3$, y para los *shales* de la Formación Paja un valor de densidad de $2,3 \text{ mg/m}^3$.

Tabla 1

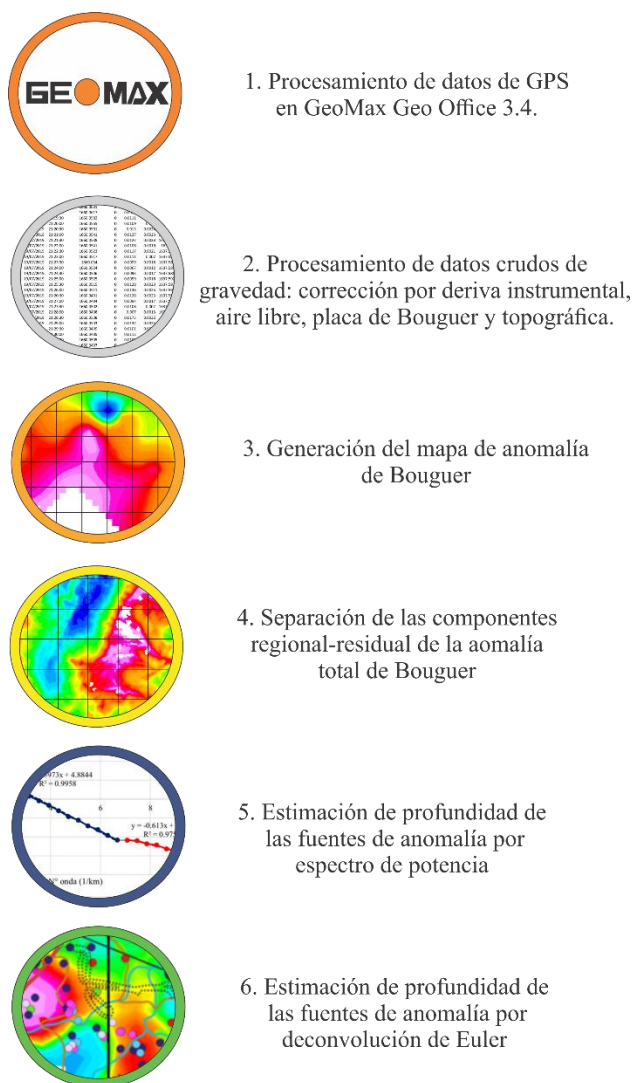
Densidades para diferentes tipos de roca. Tomada de Telford et al. (1990)

Tipo de material	Rango de densidad (Mg/m³)	Densidad promedio (Mg/m³)
Rocas sedimentarias		
Aluvión	1.96 - 2.00	1.98
Arcilla	1.63 - 2.60	2.21
Grava	1.70 - 2.40	2.00
Loess	1.40 - 1.93	1.64
Limo	1.80 - 2.20	1.93
Suelo	1.20 - 2.40	1.92
Arena	1.70 - 2.30	2.00
Arenisca	1.61 - 2.76	2.35
Shale	1.77 - 3.20	2.30
Caliza	1.93 - 2.90	2.55
Dolomita	2.28 - 2.90	2.70
Tiza	1.53 - 2.60	2.01
Halita	2.10 - 2.60	2.22
Hielo glaciár	0.88 - 0.92	0.90
Rocas ígneas		
Riolita	2.35 - 2.70	2.52
Granito	2.50 - 2.81	2.64
Andesita	2.40 - 2.80	2.61
Sienita	2.60 - 2.58	2.77
Basalto	2.70 - 3.30	2.99
Gabro	2.70 - 3.50	3.03
Rocas metamórficas		
Esquisto	2.39 - 2.90	2.64
Neis	2.59 - 3.00	2.80
Filita	2.68 - 2.80	2.74
Pizarra	2.70 - 2.90	2.79
Granulita	2.52 - 2.73	2.65
Anfibolita	2.90 - 3.04	2.96
Eclogita	3.20 - 3.54	3.37

Los datos colectados en las campañas geofísicas mencionadas con anterioridad fueron descargados en extensión .dat. Estos datos crudos (Anexo A y B) fueron guardados inalterados como material original y se generó una copia sobre la cual se trabajó y se realizó el tratamiento de datos plasmado en la Figura 22. Los gravímetros realizan automáticamente las correcciones por

temperatura, marea e inclinación. Por lo tanto, no es necesario aplicar estas correcciones de forma manual.

Figura 22. Etapas del tratamiento de los datos crudos de gravedad relativa.



El segundo paso consistió en la aplicación de las correcciones de deriva instrumental, aire libre, placa de Bouguer y topografía, llevadas al *datum* de 1701.1876 m.s.n.m.; valor que corresponde a la cota mínima de adquisición para el presente estudio. La corrección por deriva se aplicó sobre los valores de gravedad, tabulando los datos correspondientes a las mediciones realizadas en la

Figura 24. Gravedad relativa vs tiempo en la Base de control el día 19 de julio del 2019.

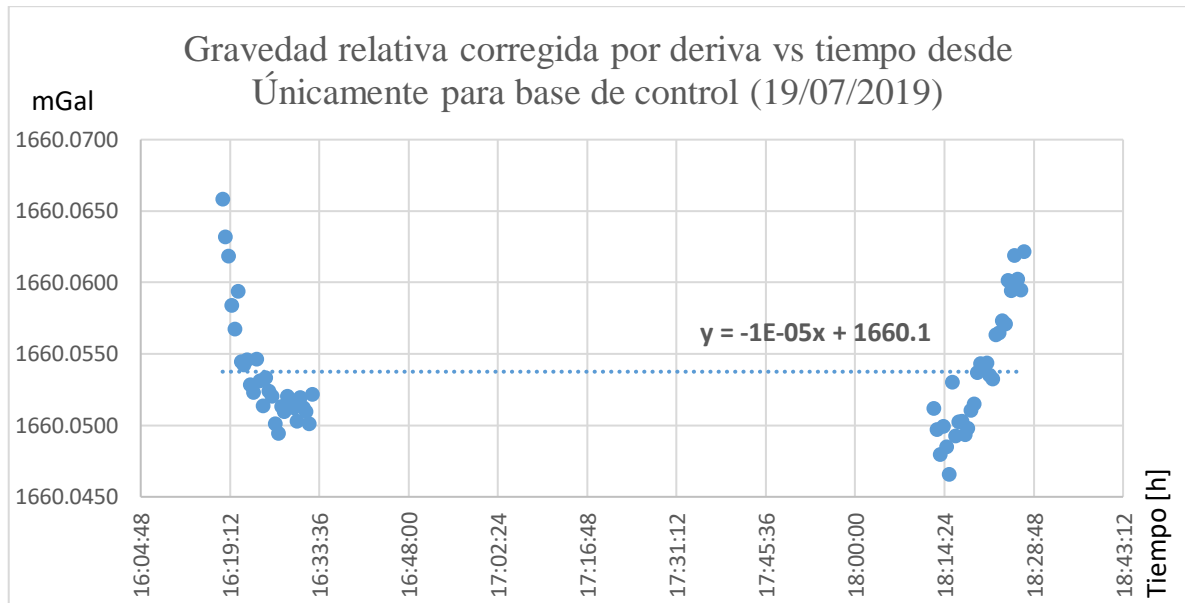
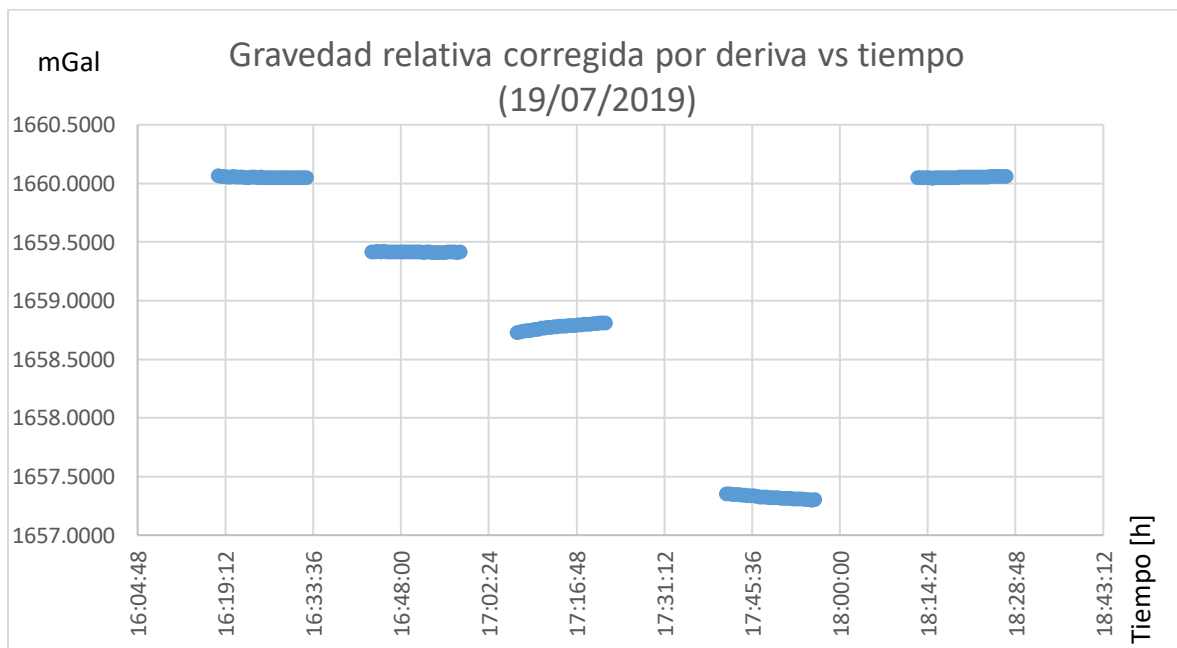


Figura 25. Gravedad relativa corregida por deriva instrumental para todas las mediciones del día vs tiempo en la Base El Nitro el día 19 de julio del 2019.



Una vez todos los datos de las campañas de campo fueron corregidos por deriva instrumental, se procedió a realizar la transformación de estos valores de gravedad relativa corregida a valores de gravedad absoluta. Para esto, se hizo un amarre con el valor de gravedad 55-ST-3 medido por el IGAC (Figura 19). Estos valores fueron calculados inicialmente para las bases El Nitro, Media y Alsacias calibradas al principio de cada una de las campañas geofísicas. Posterior a esto se calculó la diferencia de gravedades relativas de estas bases respecto a los puntos de medición cercanos y dicho valor fue sumado o restado (según el caso) al valor de gravedad observada de la base de control.

Los datos de gravedad observada para cada punto de adquisición gravimétrica fueron posteriormente corregidos por aire libre, placa de Bouguer y topografía. La corrección de aire libre se realizó en Microsoft Excel conforme a la ecuación:

$$g_{faa} = g_{obs} - g_t + 0,308596 h_s \quad (26)$$

Donde g_{faa} es la anomalía de aire libre, en miligales, g_{obs} es gravedad observada, en miligales, g_t es corrección por latitud y h_s corresponde a la elevación de la estación, en metros. El valor de corrección de aire libre fue sumado al valor de gravedad observada con el objetivo de acercar dicho valor de gravedad al que sería medido sobre el geoide.

La corrección por placa de Bouguer se realizó en Microsoft Excel de acuerdo con la ecuación $\delta g_B = 2\pi G\rho[(1 + \mu) \times h - \lambda R]$ (Ecuación 13), donde G es la constante de gravitación universal, ρ es la densidad del material, μ y λ son coeficientes adimensionales definidos por LaFehr (1991), R es la distancia relativa al radio promedio de La Tierra explicada también por LaFehr (1991) y h corresponde a la altura en metros respecto al nivel de referencia. El valor de la corrección por placa

de Bouguer fue restado al valor de gravedad observada. Esto con el objetivo de disipar la influencia de la masa de material (entre el geoide y el punto de adquisición) sobre el valor de gravedad observado en cada estación de gravedad.

Finalmente, se realizó la corrección por topografía para cada uno de los puntos de gravedad observada. Para esto, se utilizaron los *softwares Global Mapper 18* y *Oasis Montaj 8.4*. Inicialmente, se realizó una grilla regional y local en *Global Mapper 18* partiendo de un modelo de elevación digital en el que estuviese comprendido la zona de trabajo. La grilla regional fue realizada sumándole a los valores extremos las coordenadas norte y este el valor de 50.000 metros y restándole el mismo factor al valor mínimo de las coordenadas sur y este. La grilla local se realizó del mismo modo solo que adicionándole o restándole un valor de 5.000 m. Ambas grillas fueron posteriormente exportadas a *Oasis Montaj 8.4* y tras el procesamiento en esta interfaz se obtuvo un factor para la corrección de terreno el cual fue sumado al valor de gravedad observada en cada punto de adquisición gravimétrica.

7.3.3. Generación de mapas de anomalías de Bouguer

Una vez aplicadas las correcciones mencionadas con anterioridad a los datos de gravedad, se procedió a generar el mapa de anomalía de Bouguer total. Este mapa fue generado en el *software Oasis Montaj 8.4.*, realizando inicialmente un variograma *Gaussiano* y posteriormente aplicando el método de interpolación *kriging*, considerando un *blanking distance* (alcance mínimo de detección en un sensor de proximidad para rellenar *gaps* en el proceso de interpolación) de 200 m.

7.3.4. Separación regional – residual

En el proceso de separación regional – residual se utilizó el módulo *MAGMAP* del programa *Oasis montaj* en la opción *Interactive filtering*. Inicialmente, se cargó el *grid* en la opción *Prepare Grid*, el segundo paso fue *FFT (Transformada rápida de Fourier)*, cargando como archivo de entrada el generado anteriormente. El tercer paso fue *Radial Average Spectrum* en donde se usó como archivo de entrada el generado en el segundo paso. El cuarto paso fue *Interactive Spectrum Filters* donde se utilizó un filtro *Gaussiano*. El quinto paso fue aplicar el filtro establecido en el paso anterior, con este paso se obtuvo el mapa de componente regional de la anomalía de Bouguer.

Para la obtención del residual, se utilizó el menú *Grid – Expressions – Subtract Grids* y se colocó en la primera opción el *grid* de anomalías de Bouguer completa, en la segunda opción se colocó el *grid* regional obtenido anteriormente y en la tercera opción se le dio un nombre al mapa de componente residual de la anomalía de Bouguer.

7.3.5. Estimación de profundidad con el espectro de potencia

De acuerdo con Telford *et al.* (1990) la exploración gravimétrica está enfocada en la detección de anomalías gravimétricas que resultan del cambio en la densidad de los cuerpos o materiales en el subsuelo a diferentes profundidades. Ortega (2014) define la anomalía de Bouguer como el resultado de efectos gravimétricos de masas ubicadas a diferentes profundidades. Por lo tanto, se puede concluir que algunas anomalías gravimétricas son producidas por masas someras y otras, por el contrario, son producidas por masas profundas.

La componente regional o profunda de la anomalía de Bouguer contiene la información relacionada a longitudes de onda largas o bajas frecuencias asociadas a gradientes horizontales

suaves (Telford *et al.*, 1990). En contraste, la componente residual está asociada con masas superficiales y contiene la información de longitudes de onda intermedias, evidenciando gradientes horizontales abruptos (Telford *et al.*, 1990; Lowrie, 2007). Por lo tanto, es necesario realizar una separación de las componentes con el objetivo de analizar con mayor detalle el *target* en la investigación.

El espectro de potencia que se obtuvo de la separación regional – residual en el *software Oasis Montaj 8.4* fue exportado a *Microsoft Excel* como extensión .dat con el objetivo de poder tabular su información y graficarla de la forma Logaritmo Neperiano de la Potencia Ln (Potencia) vs N° de onda. Finalmente, se realiza el cálculo estimado de las profundidades de las fuentes de anomalía en base con la metodología de Spector y Grant (1970).

7.3.6. Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler se realizó en el módulo *Euler3D* de *Oasis montaj*, en la opción *Standard Euler Deconvolution*. Se cargó el *grid* de anomalías de Bouguer completas, así como los *grids* de las derivadas X, Y, Z, y finalmente, se obtuvieron las soluciones posibles para cada adquisición. La deconvolución de Euler puede arrojar valores distintos de profundidad para una misma zona, por lo que se debe seleccionar la respuesta que mejor se relacione con la geología de la zona de estudio.

7.4. Integración

La integración de los resultados obtenidos en las fases previas posibilitó la generación de modelos inversos a lo largo cuatro transectas diferentes, utilizando la extensión de *GM-SYS* del *software Oasis Montaj 8.4*. Estos modelos fueron realizados teniendo en cuenta el conocimiento

de la cartografía superficial y subterránea de la zona de estudio. Esto, con el objetivo de tener una aproximación consecuente que ilustrará el escenario más probable ante las variaciones de los valores de anomalía a lo largo de los perfiles propuestos. Finalmente, la etapa de integración culminó con la escritura del presente documento cumpliendo la normativa Apa (2019-2020).

CAPÍTULO IV

8. Resultados y discusión

En la interpretación de información gravimétrica, se deben tener en cuenta múltiples factores y soluciones que podrían dar respuesta a las variaciones en los valores de anomalía. El conocimiento de las formaciones rocosas, el desarrollo de sistemas kársticos y la cartografía directa de las cavernas al sureste de Zapatoca, permiten asociar las variaciones en los valores de gravedad a la probable presencia de cavidades subterráneas en la zona de estudio teniendo en cuenta el contexto geológico.

8.1. Cartografía Geológica

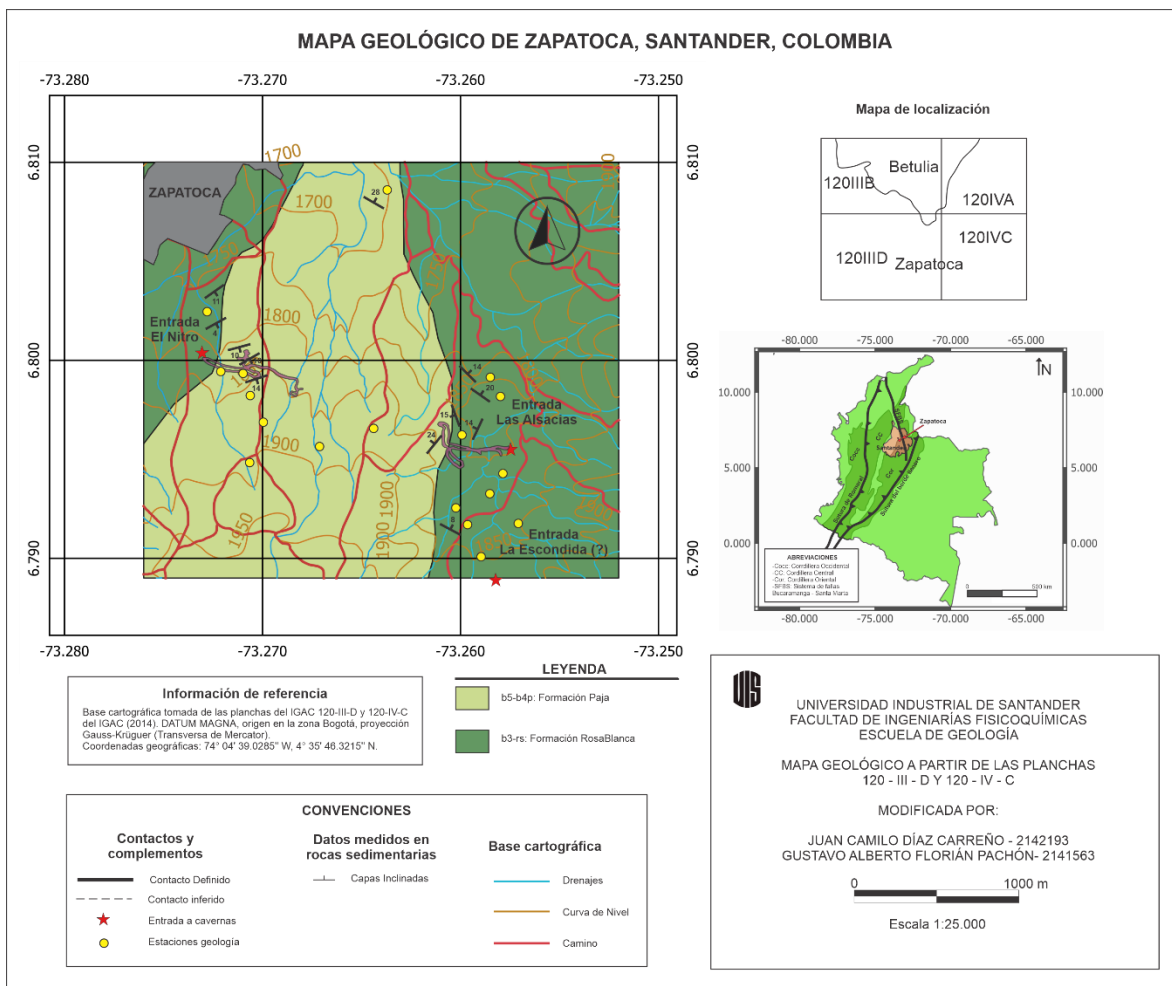
Se realizó una campaña de geología de campo en la cual se reconocieron las principales características litoestratigráficas de las rocas aflorantes en la zona de estudio. Durante la jornada en campo se encontró y localizó una caverna no reportada a la fecha. Se propone nombrar esta cavidad con el nombre de La Escondida. El resultado de esta actividad es el mapa geológico a escala 1:25.000 de la Figura 26.

En la zona de estudio se reconocieron dos unidades litoestratigráficas. La unidad ilustrada en verde claro en la Figura 26 corresponde a *mudstones* negros, con laminación plano-paralela y presencia de bivalvos. Esta unidad puede ser correlacionada con la Formación Paja con base en la descripción realizada por Rojas-Mantilla (2019), quien caracteriza esta unidad como *mudstones* negros ligeramente laminados, micáceos y fosilíferos.

La unidad representada en color verde oscuro (Figura 26) corresponde principalmente a capas potentes de calizas tipo *wackestone-packstone* con niveles delgados de areniscas de grano fino a

medio de color anaranjado. Esta unidad litoestratigráfica puede correlacionarse con el miembro superior de la Formación Rosablanca, descrito por Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia (2019) como areniscas ferruginosas en su parte inferior y calizas tipo *wackestone* – *packstone* de bivalvos en la parte superior, con edades del Hauteriviano.

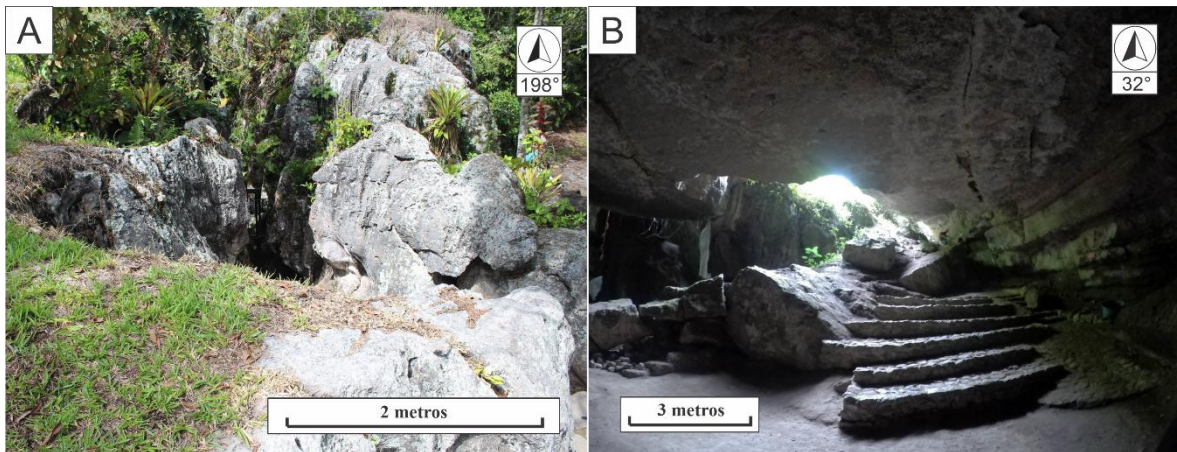
Figura 26. Mapa geológico de la zona de estudio a escala 1:25000. Modificado de Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia (2019).



Hacia la entrada de la caverna El Nitro y alrededores se observan capas de caliza *wackestone-packstone* potentes, con buzamientos suaves y campos de *lápices* de aproximadamente 1,5 m a

2,5 m de altura (Figura 27A). La entrada al Nitro tiene unas dimensiones de aproximadamente 18 m de alto por 20 m de ancho, como se observa en la Figura 27B.

Figura 27. Entrada a la caverna El Nitro. A) Campo de lápiaces. B) Vista de la entrada a la caverna desde su interior.



Avanzando en dirección NNW hacia la Base Media, se encuentran los *mudstones* negros con laminación plano-paralela y bivalvos, pertenecientes a la Formación Rosablanca (Figura 28A y 28B). El contacto entre la Formación Rosablanca y la Formación Paja no se observa con claridad en la zona. Las transiciones entre las rocas pertenecientes a estas unidades no afloran en un mismo espacio geográfico en el área de estudio. Por esta razón y con base en la descripción de Etayo-Serna y Guzmán-Ospitia (2019), se propone un contacto concordante, irregular y discontinuo entre las dos formaciones.

Hacia el este, en inmediaciones de la caverna Las Alsacias, se observa nuevamente la presencia de calizas tipo *wackestone* – *packstone*, de la Formación Rosablanca. Estas capas de caliza están dispuestas como una ramificación en dirección noroeste – sureste, de la zona de estudio. En cercanías a la Base Alsacias, se encontraron campos de *lapiaces* de dimensiones de decenas de

metros (Figura 28A y 28B) y dolinas alineadas, así como un aumento en el contenido fósil, principalmente de bivalvos

Figura 28. Mudstone negros de la Formación Paja en las cercanías a Zona Media. A) Muestra de mano de mudstone con presencia de bivalvos. B) Afloramiento de mudstone de la Formación Rosablanca.

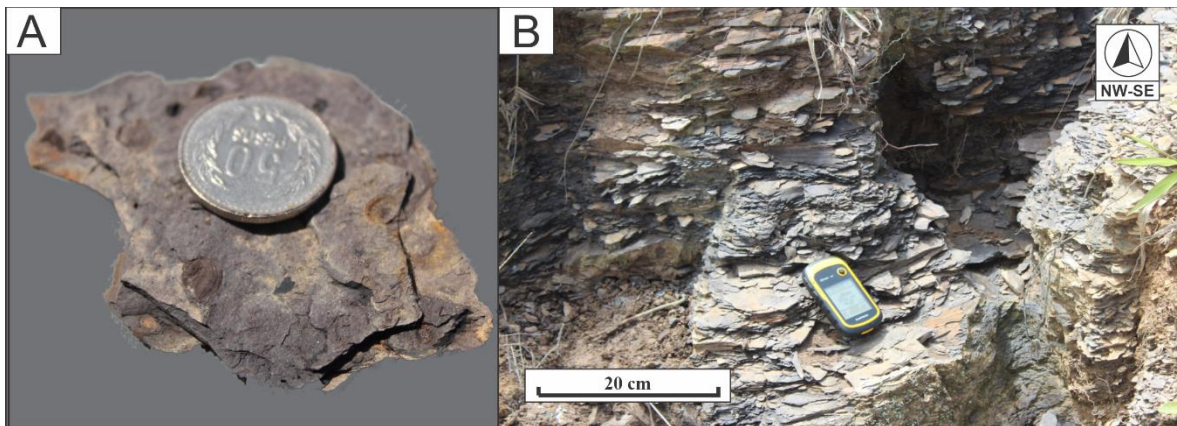
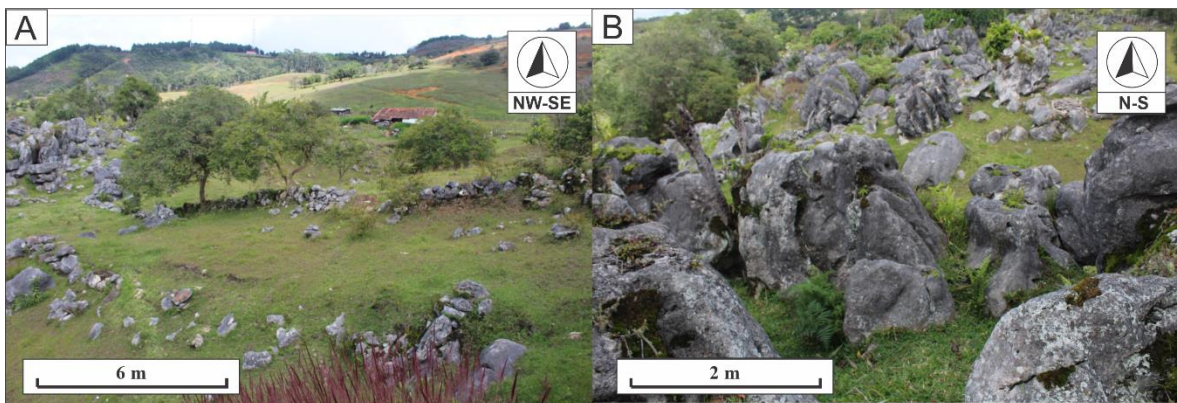


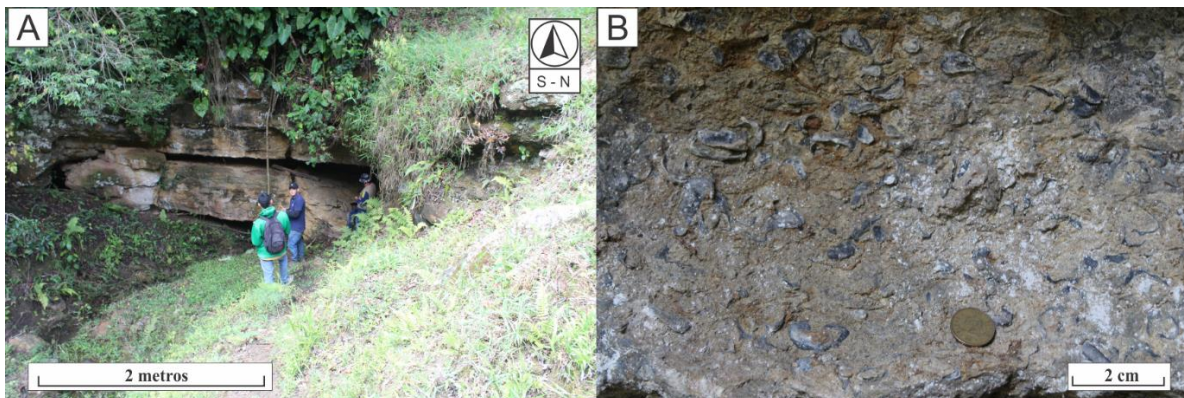
Figura 29. Estructuras kársticas, tipo lápiaces y dolinas en Zona Alsacias.



Al sur de la entrada de la caverna Las Alsacias ($\sim N85^{\circ}E$) se reporta la caverna La Escondida (nombre propuesto en el presente estudio). La entrada de esta caverna se encuentra en niveles potentes de calizas tipo *packstone* de tonalidades oscuras y gran contenido de bivalvos, pertenecientes a la Formación Rosablanca (Figura 30A y 30B). La Escondida está localizada en

geográficamente en las coordenadas, latitud: 6.7954 N y longitud: -73.2582 E, y su entrada (Figura 30A) posibilita un cómodo acceso por varios metros a los primeros salones y galerías de la caverna.

Figura 30. Caverna La Escondida. A) Entrada a la caverna La Escondida en calizas tipo Packstone de la Formación Rosablanca. B) Calizas tipo packstone en la entrada a la caverna La Escondida.



8.2. Anomalía de Bouguer regional y residual

Para realizar este procedimiento, se utilizó el *software Oasis Montaj 8.4*. Inicialmente, se generó el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 31). El mapa de anomalía de Bouguer total muestra unos valores en el rango de los -588.2 mGal a -375.1 mGal, con contornos que no tienen una orientación preferente. A continuación, se generaron los mapas de anomalía de Bouguer regional y residual (Figuras 32 y 33). El mapa regional de la anomalía de Bouguer presenta valores en un rango de -512.6 mGal a -399.4 mGal, con contornos que tienen una orientación aproximada de N135°E y cuya tendencia describe un incremento en los valores de anomalía de sur a norte en el área de estudio. Por otro lado, el mapa residual de anomalía muestra valores en el rango de los -82.0 mGal a 67.6 mGal, con contornos que tienen una orientación aproximada de y preferencial

de N110°E. La distribución de valores de anomalía residual no presenta una patrón creciente o decreciente claro.

Figura 31. Mapa de anomalía de Bouguer total.

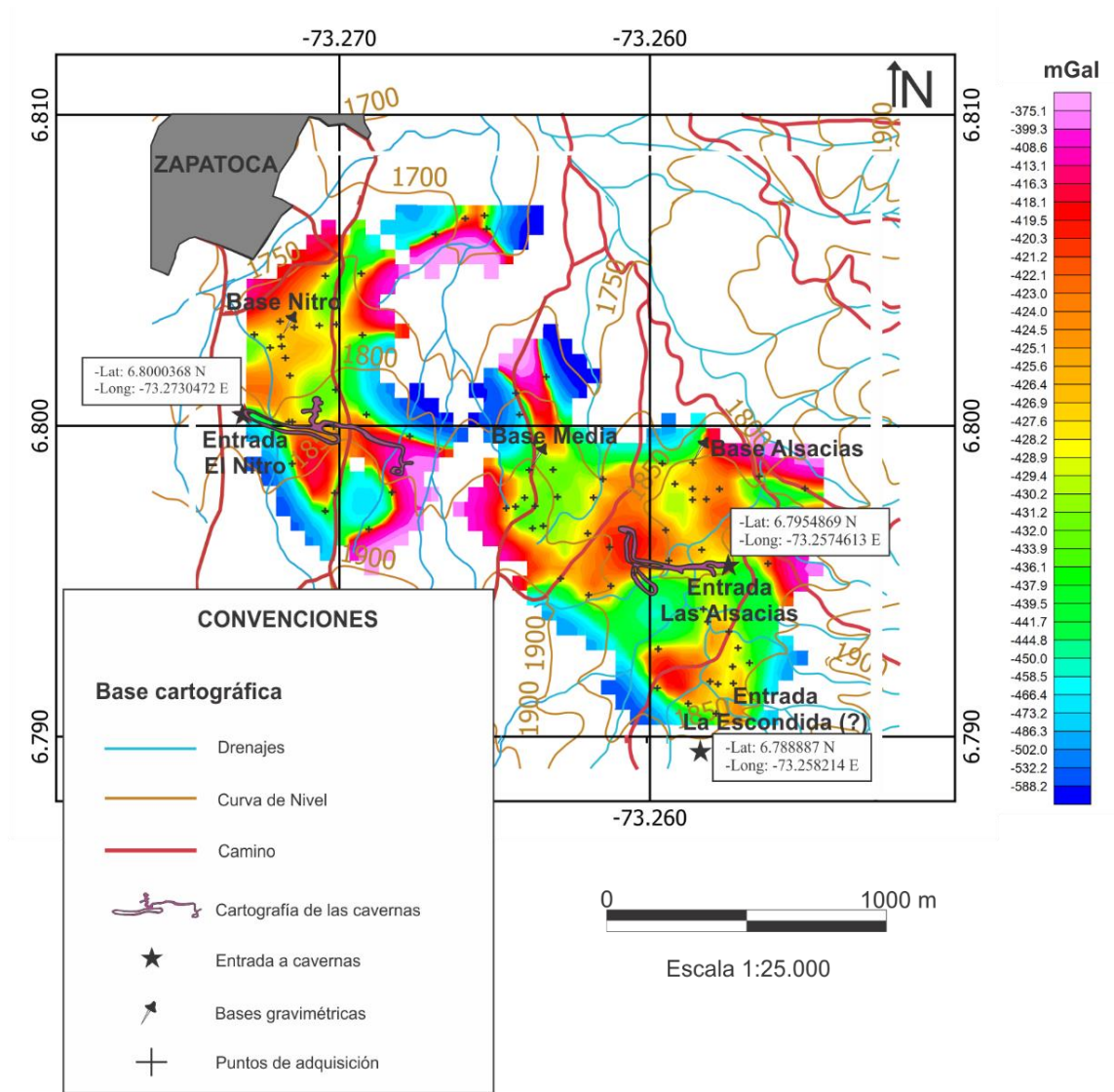


Figura 32. Mapa de anomalía regional para la zona de estudio.

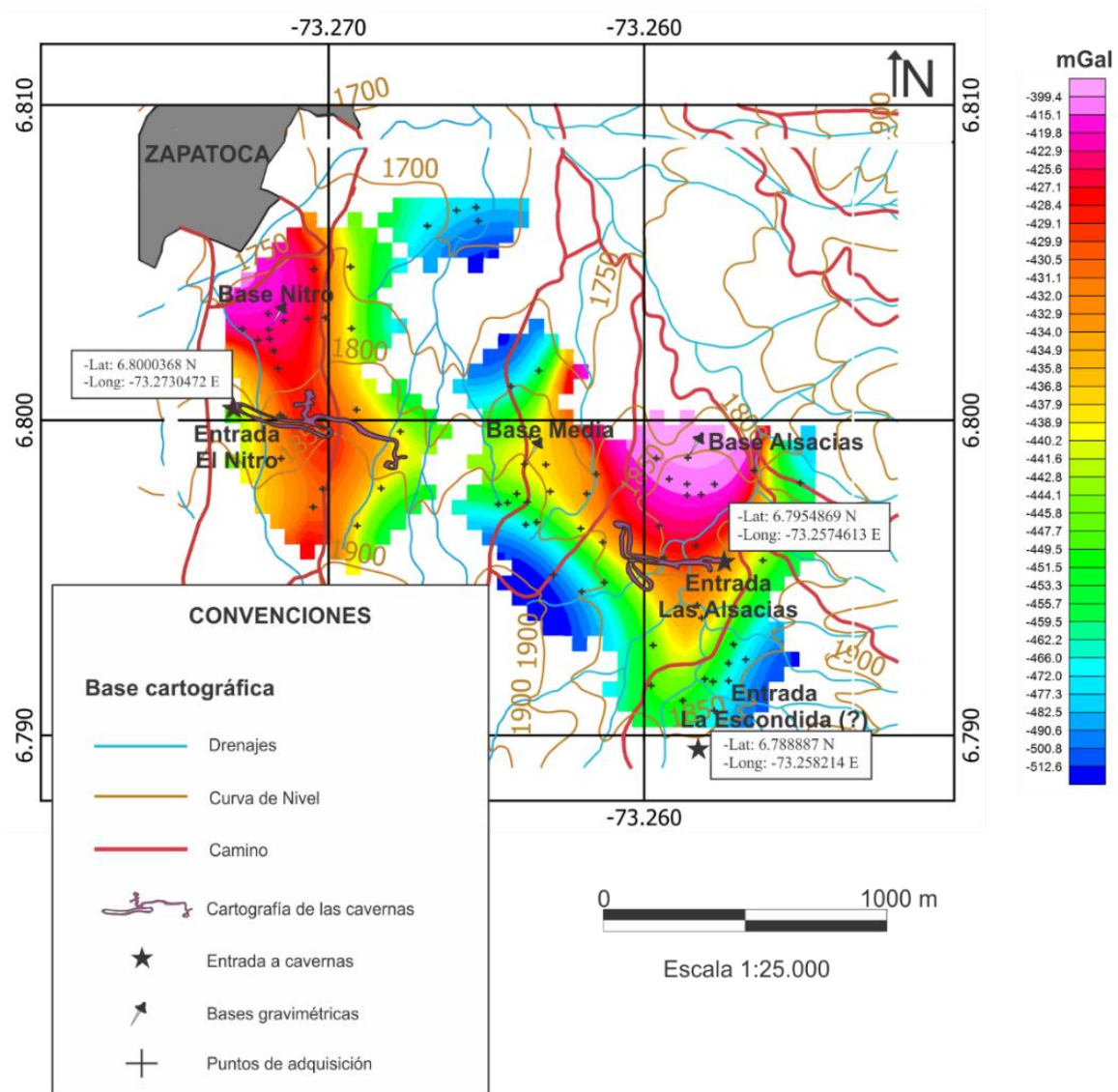
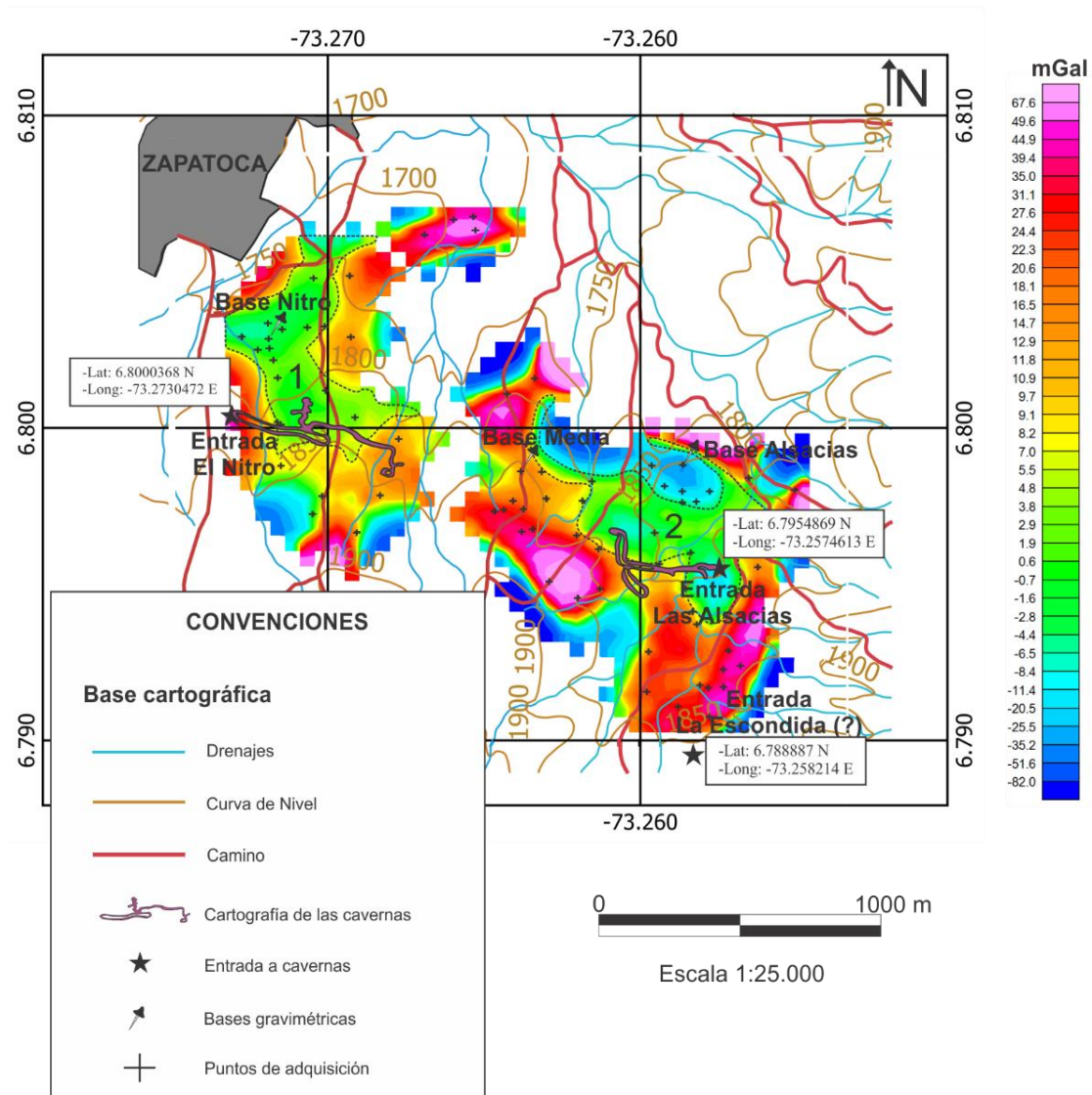


Figura 33. Mapa de anomalía residual para la zona de estudio. En línea punteada se ilustran las zonas de interés.



Teniendo en cuenta que las metodologías enfocadas a la interpretación de los valores de anomalía de los autores Beres *et al.*, (2001), Martínez-Moreno *et al.* (2014), Solbakk *et al.* (2018) y Saddek *et al.* (2019) y que cavidades asociadas a las cavernas El Nitro y Las Alsacias se encuentran en un rango de profundidad entre los 10 – 50 m aproximadamente (Zafra-Otero, 2019),

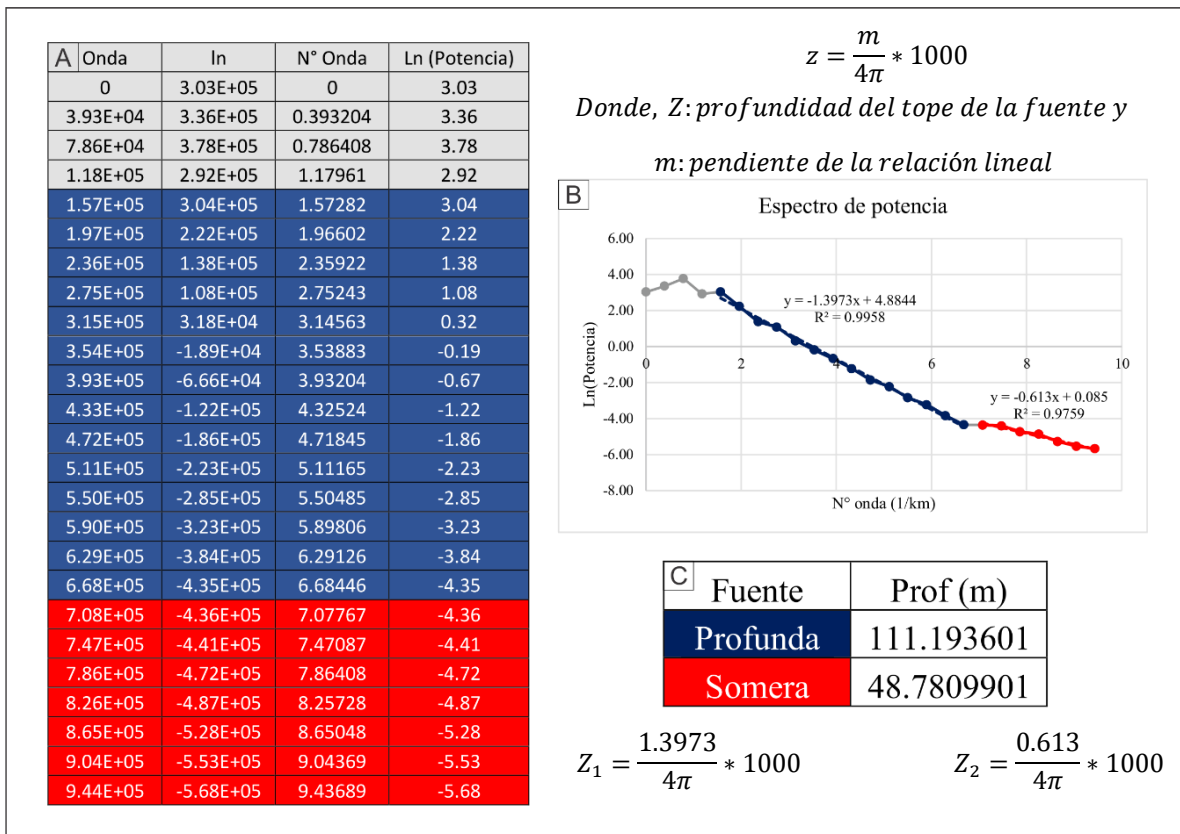
es idóneo enfocar la interpretación del presente estudio a la información suministrada por el mapa de anomalía residual.

8.3. Estimación de la fuente de anomalía por medio de análisis espectral

El espectro generado en *Oasis Montaj 8.4* fue exportado a Microsoft Excel para ser tabulado (Figura 34A) y graficado de la forma Logaritmo Neperiano de la Potencia Ln (Potencia) vs N° de onda (Figura 34B). A continuación, se analizaron las tendencias de cada grupo de fuentes de anomalía y fueron separadas manualmente. Finalmente, se calculó la pendiente de estas tendencias con el objetivo de estimar las profundidades de las fuentes asociadas a las anomalías somera y profunda con base en la metodología de Spector y Grant (1970).

Teniendo en cuenta el espesor de las unidades Rosablanca y Paja en el área de estudio y el conocimiento cartográfico de las cavidades asociadas a las cavernas El Nitro y Las Alsacias, se puede inferir que la fuente somera de anomalía (~ 48 m) correspondería a la superficie de transición entre la Formación Paja y la Formación Rosablanca. Por otro lado, la fuente profunda de anomalía (~ 111 m) podría asociarse a la probable transición entre pared rocosa y un espacio vacío perteneciente a una cavidad subterránea.

Figura 34. Estimación de las profundidades de las fuentes de anomalía con base en la metodología de Spector y Grant (1970). A. Espectro de potencias tabulado. B. Gráfica del espectro de potencia (Ln (Potencia) vs N° Onda).

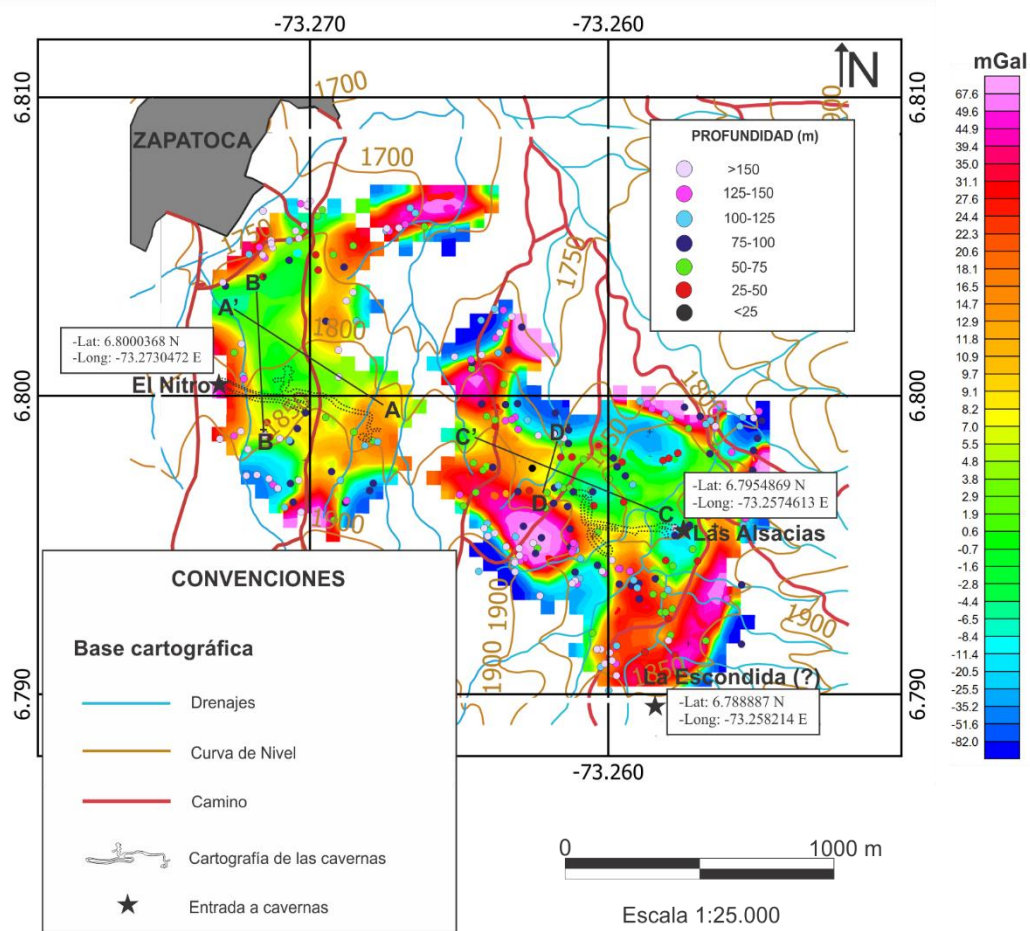


8.4. Deconvolución de Euler

Las soluciones de Euler mostradas en la Figura 35 ilustran un rango entre los 21.76 m a 273.62 m de profundidad, siendo la media 107.27 m. En términos generales las soluciones de mayor profundidad (100 m - 150 m y >150 m) tienen una distribución que se relaciona a los valores extremos de anomalía residual de Bouguer (-82.0 mGal a -20.5 mGal y 31.1 mGal a 67.6 mGal). Por otro lado, las soluciones de valores intermedios y bajos (25 m – 100m y <25 m), guardan mayor relación con los valores de anomalía residual intermedios (0.6 mGal a 18.1 mGal).

Particularmente, la distribución de los valores de soluciones de Euler bajos a intermedios (Figura 35) en las áreas de interés del estudio (Figura 33) sugieren que las profundidades de las superficies de contraste de densidad estarían en el rango entre los 25-125 m.

Figura 35. Deconvolución de Euler en la zona de estudio superpuesta al mapa de anomalía residual de Bouguer.



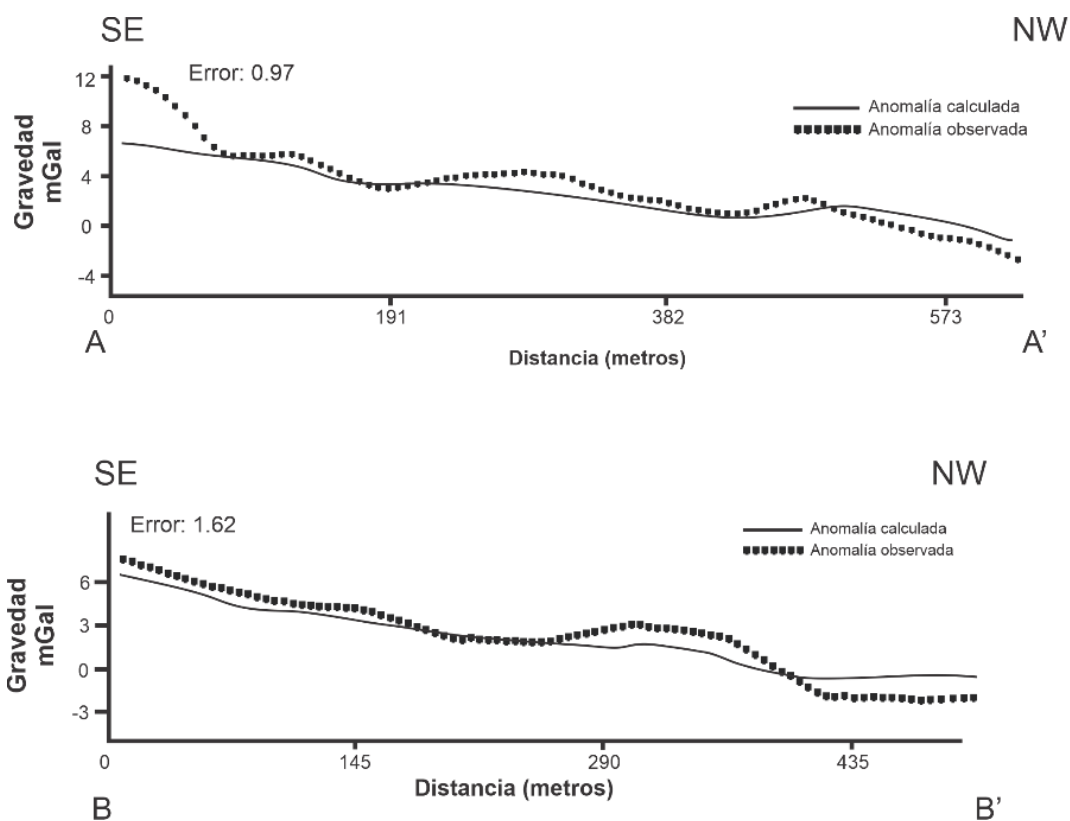
8.5. Modelos inversos

El modelamiento del subsuelo de la zona de estudio fue posible integrando lo especificado en las secciones 9.1, 9.2, 9.3. y 9.4. En esta etapa se trazaron cuatro transectas y se generó un modelo inverso para cada una de estas, utilizando la extensión *Gm-SYS* del *software Oasis Montaj 8.4*. Esto con el objetivo de ajustar de mejor manera los valores de anomalía observada con los valores de anomalía calculada. Los modelos indirectos se generaron en el *Software Oasis Montaj* con la extensión *Gm-SYS*, ajustando la anomalía observada a la anomalía calculada, de manera que el error *RMS* fuese el menor posible teniendo en cuenta el contexto geológico del área de estudio.

La Figura 36 muestra transecta A-A', ubicada en cercanías de la caverna El Nitro, tiene una longitud de aproximadamente 600 m en dirección SE-NW, los valores de anomalía residual varían entre -4 y 12 mGal. El comportamiento general del perfil de anomalía es decreciente y se podría asociar a la deficiencia de masa en profundidad.

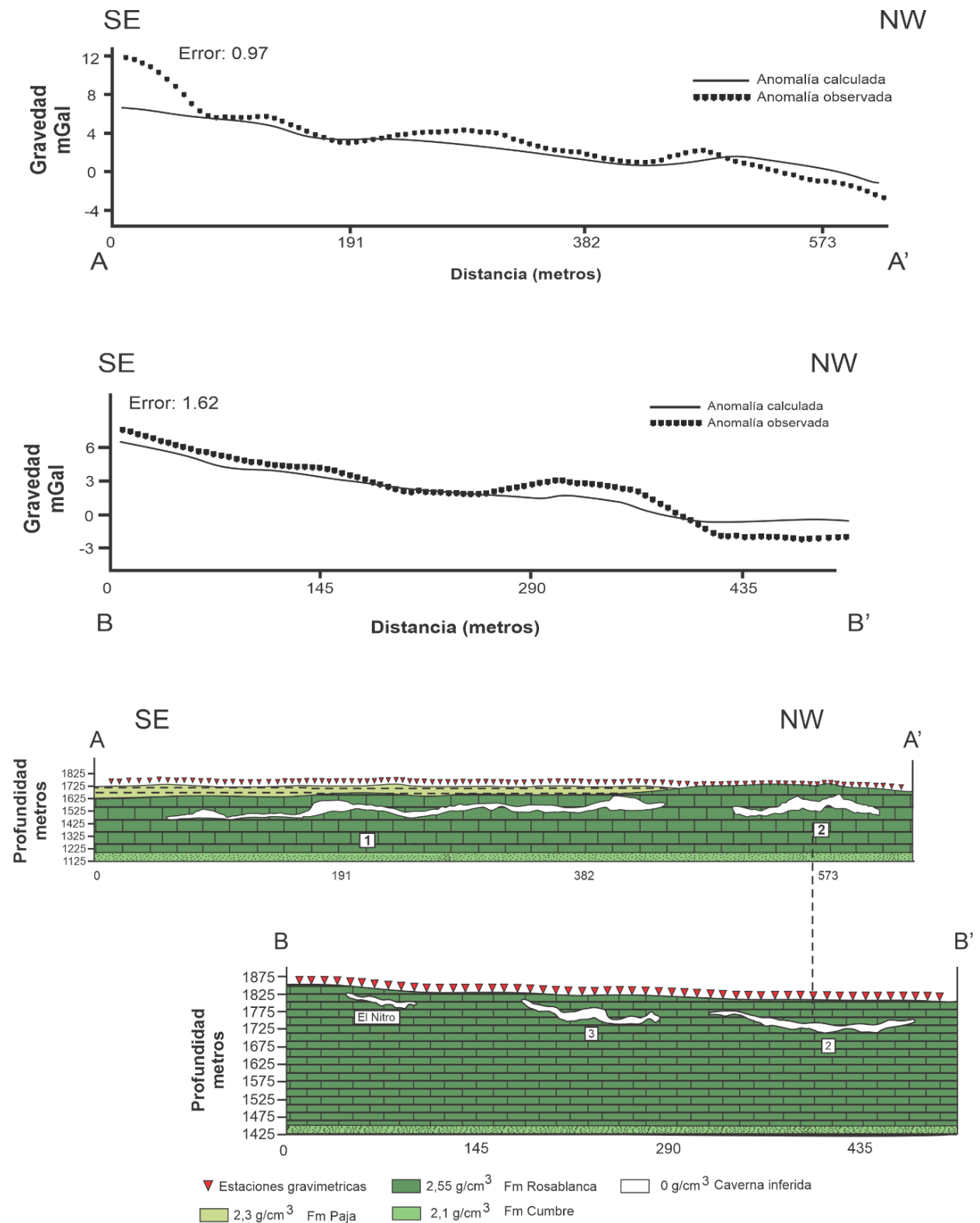
La transecta B-B' (Figura 36) tiene una longitud de aproximadamente 450 m en dirección SE-NW, tiene valores de anomalía residual que varían entre -3 y 6 mGal. El comportamiento del perfil en su primera mitad es decreciente, seguido de un ligero aumento del valor de anomalía residual, posiblemente asociado a un aumento de la densidad de las rocas del subsuelo.

Figura 36. Transectas A-A' y B-B. Vistas en planta sobre el mapa de la Figura 35.



Los modelos inversos a lo largo de las cuatro transectas (Figura 37 y 39) fueron calibrados procurando ajustar de la manera más acertada el valor de anomalía calculada al valor de anomalía observada. Con base en el conocimiento geológico y geoespeleológico se propuso la posible presencia de cavidades subterráneas a lo largo de estos perfiles, como respuesta a las variaciones de los valores de anomalía. Este amarre no reduce en totalidad la incertidumbre de la interpretación, y el modelamiento de cavidades es tan solo una posibilidad entre tantas. Sin embargo, se considera acertado el modelamiento de cavidades conforme al contexto geológico de la zona y la cartografía directa de las cavidades asociadas al Nitro y Las Alsacias.

Figura 37. Par de transectas y modelos inversos en cercanías de la caverna El Nitro.

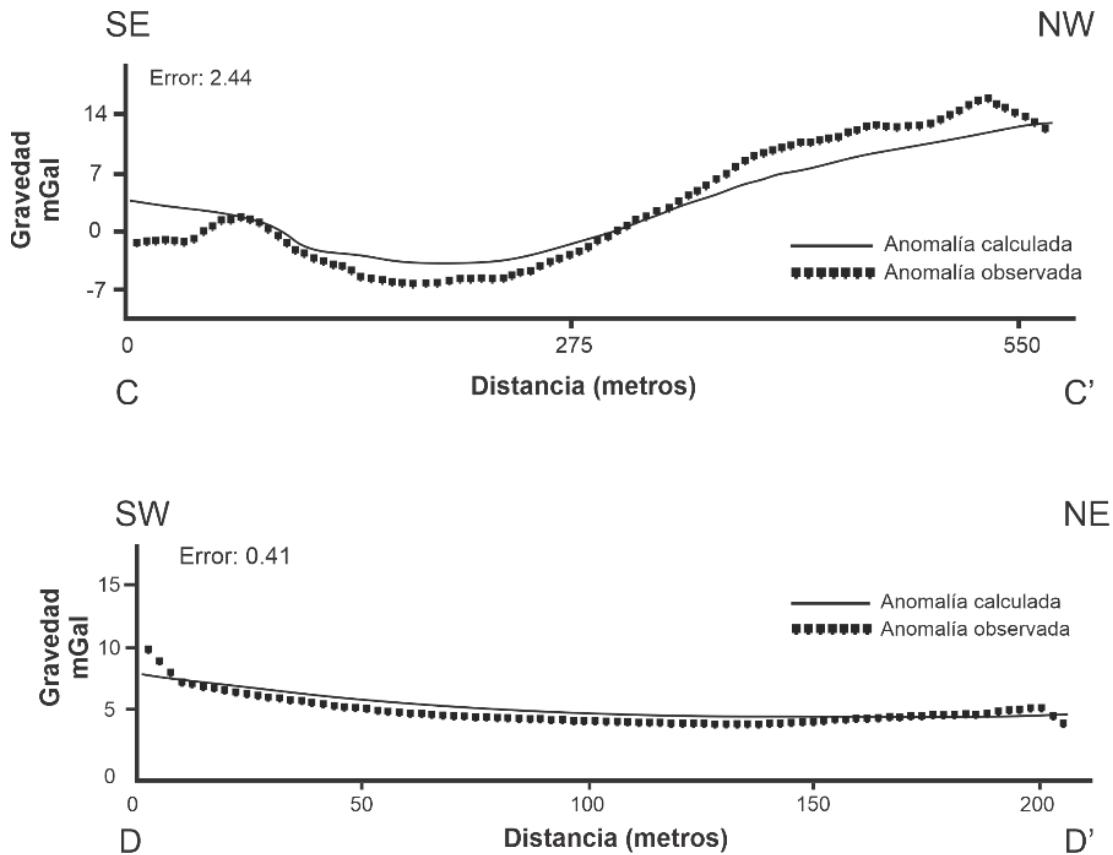


De acuerdo con el modelamiento a lo largo de A-A' se plantea la probable existencia de dos cavidades subterráneas, con dimensiones variables pero un rango similar de profundidad. En este perfil se le atribuye la disminución del valor de anomalía a compensaciones producto del déficit de masa de las cavidades 1 y 2. A lo largo del perfil B-B' se modela una cavidad asociada a la caverna El Nitro como respuesta al descenso del valor de anomalía en el intervalo entre los 50 – 100 m. Asimismo, se modela la cavidad 3 en respuesta al intervalo convexo de la curva de anomalía en el tramo de los 145 – 280 m. Finalmente, se observa que la cavidad 2 sería correlacionable al NW de ambos perfiles, ya que su localización corresponde al punto de intersección entre las dos transectas. Esta cavidad tendría dimensiones máximas de 70 m de altura (?) y 150 m de longitud (?) y estaría localizada a una profundidad estimada de 65 m (?).

La Figura 38 muestra la transecta C-C', tiene una longitud de aproximadamente 580 m en dirección SE-NW, los valores de anomalía residual varían entre -7 y 14 mGal. El comportamiento del perfil en los primeros 70 m aproximadamente, es creciente, seguido de una disminución en el valor de anomalía residual asociado a un déficit de masa, hasta la mitad de su trayectoria, donde vuelve a presentar un aumento en este valor como respuesta al aumento de densidad de las rocas.

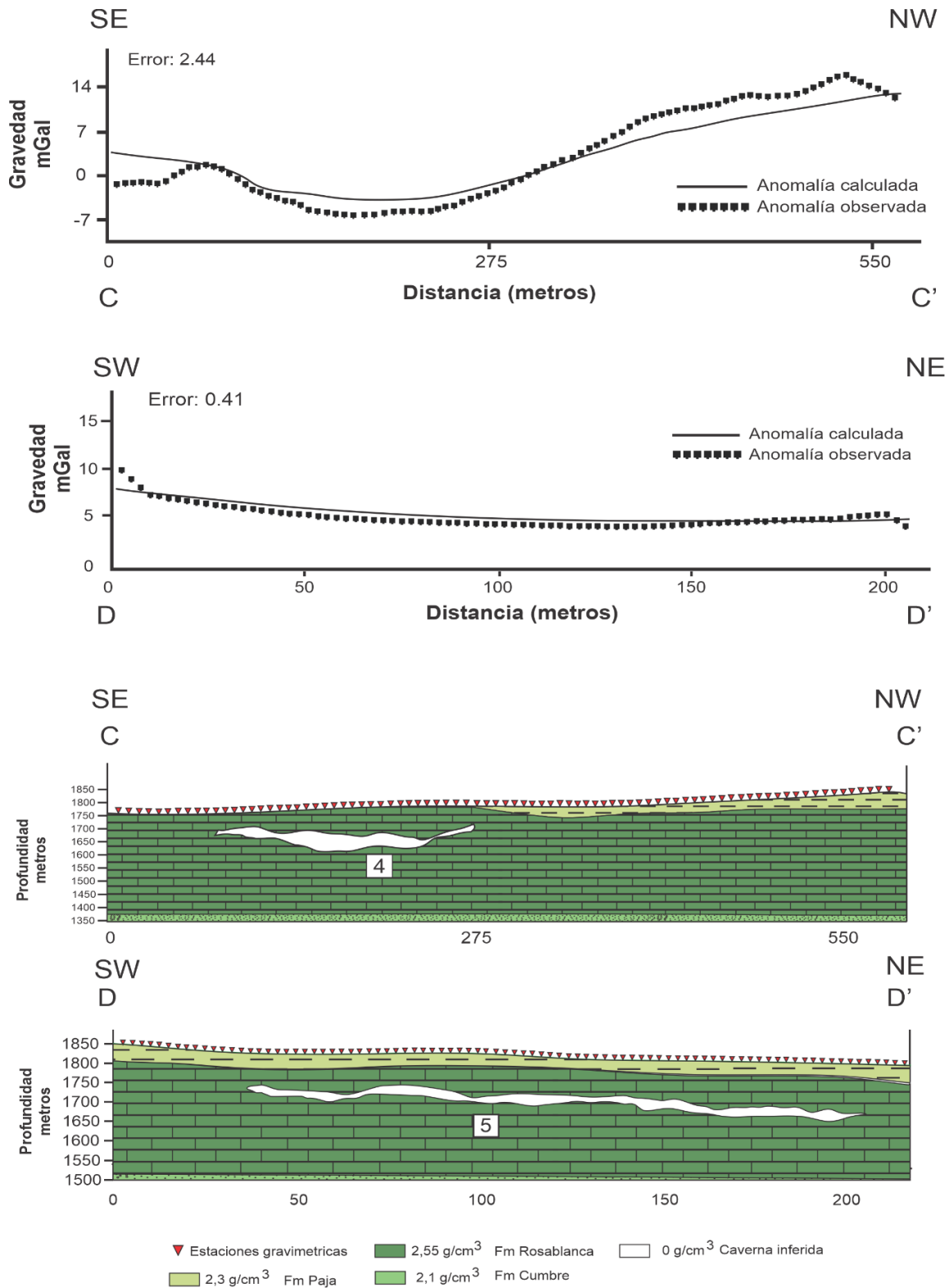
La transecta D-D' (Figura 38) tiene una longitud de 200 m en dirección SW-NE, los valores de anomalía residual varían entre 5 y 15 mGal. Este perfil presenta una disminución en sus valores a lo largo de la trayectoria, asociada a un posible déficit de masa en las rocas del subsuelo.

Figura 38. Transectas C-C', D-D'. Vistas en planta sobre el mapa de la Figura 35.



De acuerdo con el modelamiento a lo largo de C-C' (Figura 39) se plantea la probable existencia de una cavidad subterránea, en respuesta al decaimiento del valor de anomalía en el intervalo entre los 70 – 280 m a una profundidad de aproximadamente de 50 – 70 m (?). El perfil D – D' (Figura 39) muestra una variación leve en el valor de anomalía, lo que sugiere la probable presencia de una cavidad de longitud casi equivalente a la de la transecta. La cavidad 5 estaría localizada a una profundidad de unos 100 m (?) y tendría unas dimensiones tendría de 30 m de altura (?) y 170 m de longitud (?).

Figura 39. Par de transectas y modelos inversos en cercanías de la caverna Las Alsacias.



CAPÍTULO V

9. Conclusiones

La integración del mapa de anomalía residual de Bouguer con la información geológica, sugiere dos áreas con presencia probable de cavidades subterráneas. Con base en el conocimiento de las unidades aflorantes en la zona de estudio se considera idóneo suponer que estas cavidades estarían restringidas a los niveles superiores de la Formación Rosablanca. Además, los resultados obtenidos tras la estimación de la profundidad de las fuentes de anomalía y el conocimiento de los sistemas kársticos asociados a las cavernas El Nitro y Las Alsacias hacen factible el modelamiento de cavidades subterráneas en estas dos regiones.

Las variaciones en los valores de anomalía a lo largo de las cuatro transectas podrían ser modeladas como compensaciones producidas por déficit de masa de espacios vacíos, los cuales se pueden interpretar con la probable presencia de cavidades subterráneas. Este análisis se fundamenta con el conocimiento de las unidades litoestratigráficas, el desarrollo de sistemas kársticos y la cartografía directa de las cavernas al sureste de Zapatoca.

Las profundidades estimadas de la fuente asociada a la anomalía somera y profunda pueden atribuirse al contacto entre las formaciones Rosablanca-Paja (~ 48 m) y a la transición entre rocas calizas y espacios vacíos (25-125 m), respectivamente.

Finalmente, se realiza una contribución al conocimiento regional de los sistemas kársticos con el reporte de una nueva cavidad subterránea aflorante en superficie, nombrada en este trabajo como La Escondida. Esta caverna se encuentra localizada geográficamente en las coordenadas: 6.788887 N y -73.25824 E y geológicamente en el miembro Zapatoca de la Formación Rosablanca.

10. Recomendaciones

Realizar un muestreo de núcleos para las formaciones Rosablanca y Paja, con el fin de estimar con pruebas de laboratorio las densidades de las rocas constituyentes para disminuir la incertidumbre de los modelos planteados.

Densificar con puntos de adquisición gravimétrica, especialmente las áreas al oeste de Base Media y a lo largo de los tramos de las cavernas El Nitro y Las Alsacias, para refinar la distribución de los valores de anomalía sobre los mapas regional y residual de Bouguer. Se recomienda que esta adquisición sea realizada obedeciendo un patrón geométrico para entender de mejor manera las variaciones laterales de las cavernas, debido a que en el presente estudio no fue posible guardar una distancia equivalente entre los puntos de adquisición por las características irregulares del terreno.

Finalmente, se recomienda integrar otros métodos geofísicos que permitan resaltar con mayor detalle los rasgos someros del subsuelo. De acuerdo con la metodología de Martínez-Moreno *et al.* (2014) la tomografía de resistividad eléctrica (*ERT*) y la polarización inducida (*IP*) posibilitarían el amarre con la información gravimétrica a profundidades bajas e intermedias. Asimismo, el método electromagnético (*TEM*) podría contribuir con información relevante a mayor profundidad sobre los contrastes entre las cavidades y los materiales adyacentes (Martínez-Moreno *et al.*, 2014).

Referencias

- Atuesta, D. (2018). Caracterización sedimentológica y bioestratigráfica del contacto entre las Formaciones Rosablanca y Paja en la Mesa de Barichara, Santander. Tesis de grado para optar al título de geólogo. Universidad Nacional de Colombia, Colombia.
- Beres, M.; Luetscher, M.; Olivier, R. (2001). Integration of ground-penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves. *Journal of Applied Geophysics*, 46(4), 249–262. [https://doi.org/10.1016/S0926-9851\(01\)00042-8](https://doi.org/10.1016/S0926-9851(01)00042-8)
- Bullock S. J., (1988). Future and Present Trends of Navigation and Positioning Techniques in Exploration Geophysics. *Geophysical Journal*, 92(3), 521. DOI: [10.4236/ojg.2013.32B001](https://doi.org/10.4236/ojg.2013.32B001)
- Caballero, V. *et al.*, (2010). Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano: Proveniencia sedimentaria en el Sinclinal del Nuevo Mundo, cuenca Valle Medio del Magdalena. *Boletín de Geología*, 32(1), 45-77.
- Celis, S. (2017). Modelo gravimétrico 3D de los Andes de Mérida. Tesis de pregrado para optar al título de ingeniero geofísico, Universidad Simón Bolívar, Venezuela.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., and Rudkiewicz, J. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section, in *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, edited by J. Letouzey, 81-100, Technip, Paris.
- Cooper, M.A.; Addison, F. T.; Alvarez, R.; Coral, M.; Graham, R. H.; Hayward, A. B.; Howe, S.; Martínez, J.; Naar, J.; Penas, R.; Pulham, A. J.; Taborda, A. (1995). Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and middle Magdalena Valley, Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 79, 1421-1443.
- Cortés, M.; Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403, 29-58. DOI: [10.1016/j.tecto.2005.03.020](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.03.020)
- Dengo, C. A., Covey, M.C. (1993). Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77, 1315-1337.

- Durán, S.; Pérez, S.D (2020). Determinación de las direcciones de anisotropías de resistividad eléctrica en la Formación Rosablanca por medio de sondeos eléctricos azimutales y tomografías eléctricas de resistividad, Zapatoca, Santander. Tesis para optar al título de geólogo, Universidad Industrial de Santander, Colombia.
- Etayo-Serna, F.; Guzmán-Ospitia, G. (2019). Formación Rosa Blanca: subdivisión de la Formación y propuesta de Neoestratotipo. Sección laguna El Sapo, vereda El Carrizal, municipio de Zapatoca, departamento de Santander. En Estudios geológicos y paleontológicos sobre el Cretácico en la región del embalse del río Sogamoso, Valle Medio del Magdalena, dirección científica y edición de Fernando Etayo-Serna. Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia vol. XXIII. Bogotá: Servicio Geológico Colombiano.
- Etayo-Serna, F. (1964). Posición de las faunas en los depósitos cretácicos colombianos y su valor en la subdivisión cronológica de los mismos. Boletín de Geología, UIS, 16-17, 142, Bucaramanga.
- Gélvez-Chaparro, J.; Barajas, D. (2019). “Geoespeleología y Geoturismo en Cuevas de El Peñón (Santander): Conocimiento y alternativas para la Geoconservación de Sistemas Kársticos. Tesis de grado para título de geólogo. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Geosoft (2006). *Montaj Gravity and Terrain Correction*. Toronto: Geosoft Inc.
- Geosoft (2007). *Montaj MAGMAP Filtering: 2D Frecuency Domain Processing of Potential Field Data Extension for Oasis Montaj v.4*. Tutotial. Canada: 82 p.
- Guzmán-Ospitia, G. (1985): Los grifeidos intracretácicos *Aetostreon couloni* y *Ceratostreon boussingaulti*, de la Formación Rosablanca, como indicadores de oscilaciones marinas. *INGEOMINAS*, Publicación especial. No. 16, XII, página 16, Bogotá.
- Hinze, J.; Aiken, C.; Brozena, J.; Coakley, B.; Dater, D.; Flanagan, G.; Forsberg, R.; Hildenbrand, T.; Keller, R.; Kellogg, J.; Kucks, R.; Li, X.; Mainville, A.; Morin, R.; Pilkington, M.; Plouff, D.; Ravat, D.; Roman, D.; Urrutia-Fucugauchi, J.; Véronneau, M.; Webring, M.; Winester, D. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70(4): J25-J32. <https://doi.org/10.1190/1.1988183>

- Horton, B. K.; Saylor, J. E.; Nie, J.; Mora, A.; Parra, M.; Reyes-Harker, A.; Stockli, D. F. (2010). Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages. Eastern Cordillera, Colombia. *GSA Bulletin*, 122(10), 1423-1442. <https://doi.org/10.1130/B30118.1>
- Julivert, M. (1968). Colombie (première), Précambrien, Paléozoïque, et intrusions, d'âge mésozoïque-tertiaire. En *Lexique Stratigraphique International V. Amérique Latine, dirigido por R. Hoffstetter*. 4, Paris: Centre National de la Recherche Scientifique.
- Kane, M.F. (1962) A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. *Geophysics*, 27(4), 455-462.
- Kearey, P.; Brooks, M.; Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Oxford: Blackwell Science.
- LaFehr, T. R. (1991). Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56(8), 1170-1178.
- Li, X.; Götze, H. J., (2001). Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics*, 66, 1660-1688. <https://doi.org/10.1190/1.1487109>
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Macías, Y.; Cabanzo, M., (2017). Análisis y caracterización estructural de zonas transversales en el bloque colgante de la falla del Suárez. Tesis de pregrado para aspirar al título de geólogo. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Martínez-Moreno, F. J.; Galindo-Zaldívar, J.; Pedrera, A.; Teixido, T.; Ruano, P.; Peña, J. A.; Martín-Rosales, W. (2014). Integrated geophysical methods for studying the karst system of Gruta de las Maravillas (Aracena, Southwest Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 107, 149–162. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2014.05.021>
- Meier, E.; Huggenberger, P.; Stiefelhagen, W.; Muller, I.; Christe, R., (1997). Geophysical methods as a tool for speleological and geotechnical investigation in karst Maira, Plateau de Bure (JU), Switzerland. *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, Switzerland*, 2, 221–224.
- Mendoza-Parada, J.E., Moreno-Murillo, J.M., Rodríguez-Orjuela, G., Ochoa L.H. (2007). Registro Catastral de los Sistemas Cársticos de Colombia. *XI Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia.

- Mora, A.; Parra, M.; Strecker, M. R.; Sobel, E. R.; Zeilinger, G.; Jaramillo, C.; Ferreira Da Silva, S.; M. Blanco (2010), The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 1846-1864. DOI:10.1130/B30033.1
- Morales, L. G. (1958): General Geology and oil occurrence of Middle Magdalena Valley, Colombia. En: Habitat of Oil. *Symposium American Association of Petroleum Geology*, 641-695. <https://doi.org/10.1306/SV18350C25>
- Morelli, C. (1971) The International Gravity Standard Net 1971 (IGSN 71). Special Publication No. 4, International Association of Geodesy, Bureau Central de l'Association Internationale de Geodesie, 19 Rue Auber, 75009, Paris.
- Moreno-Murillo, J.M.; Salazar L.; Rodríguez-Orjuela, G.; Mendoza-Parada, J.E. (2007). Reconocimiento Geoespeleológico en la Provincia de Vélez Santander. *XI Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia.
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System. *Journal of Geodesy*, 74, 128-133. <https://doi.org/10.1007/s001900050278>
- Nagy, D., (1966). The Gravitational Attraction of a Right Rectangular Prism. *Geophysics*, 31, 362-371. <https://doi.org/10.1190/1.1439779>
- Ortega, A. (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 para optar al título de magister en geología. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá. Colombia.
- Osorio, D., (2016). Estratigrafía y deformación del Grupo Girón en el anticlinorio de los Yarigués (“Anticlinal de Los Cobardes”) sectores Zapatoca y Río Lebrija. Tesis de pregrado para aspirar al título de geólogo. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.
- Owen, T.E. (1983) Detection and mapping of tunnels and caves. In: Fitch, A.A. (ed.), *Developments in Geophysical Exploration Methods*, Vol. 5. Applied Science Publishers, 161-258.
- Patarroyo, P. (1997). Barremiano Inferior en la Base de la Formación Paja, Barichara, Santander, Colombia. *Boletín de Geología Colombiana*, 22, 135-138.

- Reid, A. B., Ebbing, J.; Webb, S. D. (2013). Avoidable Euler Errors – the use and abuse of Euler deconvolution applied to potential fields. *Geophysical Prospecting*, 62, 1162-1168. DOI: 10.1111/1365-2478.12119
- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millet, A.J. and Somerton, LW. (1990) Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55(1): 80-91. DOI: 10.1190/1.1442774
- Reynolds, M. (1998). *Introduction to applied and environmental Geophysics*. Geo-Sciences Ltd, UK.
- Rodríguez-Orjuela, G.; Mendoza Parada, J.E.; Moreno Murillo, J.M.; Sierra-Trujillo D. F. (2007). El Desarrollo Endocárstico del Cretaceo Inferior en el Municipio de Santa Sofía, Boyacá. *XI Congreso Colombiano de Geología*, Bucaramanga, Colombia.
- Rojas-Mantilla, A. (2019). Estratigrafía y Petrografía del tope de la Formación Rosablanca y la base de la Formación La Paja en el municipio de Zapatoca, Santander. Tesis para optar al título de geólogo, Universidad Industrial de Santander, Colombia.
- Saddek, B.; Chemseddine, F.; Djamel, B.; Nabil, B. (2019). Surface and Subsurface Investigations for the Detection and Mapping of Underground Karst Cavities in MChentel Area, Cheria Basin, Northeast of Algeria. *Journal geological society of india*, 93, 228-234. <https://doi.org/10.1007/s12594-019-1157-1>
- Sarmiento-Rojas, L. F.; Van Wess, J.D.; Cloetingh, S. (2006). Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4), 383-411. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.07.003>
- Solbakk, T.; Fichler, C.; Wheeler, W.H.; Lauritzen S.E.; Ringrose P. S. (2018). Detecting multiscale karst features including hidden caves using microgravimetry in a Caledonian nappe setting: Mefjell massif, Norway. *Norwegian Journal of geology*, 98(3), 359-378. <https://dx.doi.org/10.17850/njg98-3-04>.
- Spector, A., y Grant, F. S. (1970). Statistical models for Interpretating Aeromagnetic Data. *Geophysics*, 35(2), 293-302. <https://doi.org/10.1190/1.1440092>
- Telford W. M.; Geldart, L.P.; Sheriff, R.E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.

- Toledo, J. (2018). Procesamiento e integración de datos gravimétricos de la región de Parguaza estado Bolívar. Tesis de pregrado para optar al título de ingeniero geofísico, Universidad Central de Venezuela, Venezuela.
- Wheeler, O.C. (1929). Report on the Palmira Series with Notes on Stratigraphy of the Umir, Lisama, and La Paz Formations near the Eastern part of the Mares Concession. *Informe geológico 37*. Ecopetrol.
- Wollard, G.P.; Rose, J.E. (1963) International Gravity Measurement. Tulsa. *Society of Exploration Geophysicists*.
- Zafra-Otero, D. (2019). Caracterización geoespeleológica de sistemas kársticos en Zapatoca (Santander) con fines de geoeducación Y geoconservación, caso de las cavernas: El Nitro y Las Alsacias. Tesis de grado para título de geólogo. Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, Colombia.