

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**MODELADO ESTRUCTURAL DEL SUBSUELO DEL GNEIS GRANÍTICO
DE CHORONÍ A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Fernandes P. Juan F
para optar al título de Ingeniero Geofísico.

Caracas, noviembre de 2022.

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

**MODELADO ESTRUCTURAL DEL SUBSUELO DEL GNEIS GRANÍTICO
DE CHORONÍ A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES**

TUTORA ACADÉMICA: Prof. Inírida Rodríguez M.

COTUTOR ACADÉMICO: Prof. Ricardo Alezones

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Fernandes P. Juan F
para optar al título de Ingeniero Geofísico.

Caracas, noviembre de 2022.

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Caracas, 7 de noviembre de 2022

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Br. Juan Francisco Fernandes Pinto,

MODELADO ESTRUCTURAL DEL SUBSUELO DEL GNEIS GRANÍTICO DE CHORONÍ A PARTIR DE DATOS GRAVÍMETRICOS SATELITALES

consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducentes al título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas del autor, lo declaran **APROBADO**.



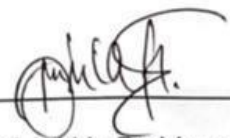
Prof. Mariano Arnaiz

Jurado



Prof. Sebastián Grande

Jurado



Prof. Inirida Rodríguez Millán

Tutor Académico

DEDICATORIA

Principalmente se lo dedico a la memoria de mi abuelo y a mis padres, que siempre soñaron con este momento.

A mi hermana que desde mi primer día de vida estuvo ahí enseñándome todo lo que necesitaba.

A mi esposa que durante este trabajo ella siempre estuvo presente apoyándome y dándome animo en todo momento.

AGRADECIMIENTOS

Son demasiadas las personas a las que tengo que agradecer, pero tratare de mencionar a las más importantes. Primeramente, a mi familia entera que desde el primer día de mis estudios estuvieron ahí apoyándome en cada decisión que hacía y apoyándome en todo momento.

A mi esposa que en los momentos en donde buscaba desistir ella me levantaba, me hacía continuar y estaba a mi lado, aunque no entendiera nada de lo que le estaba hablando.

A el famoso trio, esos compañeros de salón que se convirtieron en hermanos y me hicieron vivir unos de los mejores momentos de mi vida.

A Karen y a Noel que sin ellos este trabajo especial de grado no se hubiera podido concluir.

Y bueno la última pero no menos importante a la Universidad Central de Venezuela por hacerme vivir unas de mis mejores experiencias y brindarme todos los conocimientos que poseo actualmente.

Fernandes P., Juan F.

**MODELADO ESTRUCTURAL DEL SUBSUELO DEL GNEIS GRANÍTICO
DE CHORONÍ A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES**

Tutora Académica: Prof. Inírida Rodríguez Millán.

**T.E.G. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Año 2022, 65p.**

Palabras Claves: Gravimetría, Cordillera de la Costa, Gneis Granítico de Choróní,
Moho, Lago de Valencia.

RESUMEN

El objetivo general de este estudio es desarrollar un modelo estructural del subsuelo del Gneis Granítico de Choróní a partir de datos gravimétricos satelitales, para caracterizar esta unidad y las unidades que se encuentran a su alrededor. Para poder desarrollar dicho modelo se realizaron distintos mapas como topográficos, Aire Libre Bouguer y a su vez a este último se le aplicó una serie de filtros. Se realizaron unas continuaciones analíticas al mapa de la Anomalía de Bouguer completa con el fin de lograr una separación regional residual y así poder distinguir cual es la tendencia regional de la anomalía en la zona de estudio y sumado a esto se realiza un espectro de potencia que, aunado con la deconvolución de Euler, permite determinar cómo se encuentran las principales estructuras por encima de los 5 km de profundidad. El modelo realizado siguiendo un perfil A-B con dirección N15°E, el cual atraviesa parte de la depresión del lago de Valencia, muestra un aumento en la profundidad de la discontinuidad de Moho en sentido sur, la cual va desde los 30 km hasta los 37 km de profundidad. En la depresión del lago de Valencia hay una acumulación de sedimentos y en la Cordillera de la Costa se planteó un gran cuerpo de peridotita rodeado por granito y metatoba, con buzamiento predominante hacia el norte. Producto de la interpretación y modelado en esta región de la Cordillera de la Costa se recomienda hacer estudios de mayor detalle sobre esta zona.

ÍNDICE DE CONTENIDO

DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
RESUMEN.....	vi
ÍNDICE DE FIGURAS.....	ix
ÍNDICE DE TABLAS.....	x
CAPÍTULO I.....	11
INTRODUCCIÓN.....	11
1.1. Objetivos.....	12
1.1.1. Objetivo General.....	12
1.1.2. Objetivos específicos.....	12
1.2. Zona de estudio.....	12
1.3. Justificación.....	13
CAPÍTULO II.....	14
MARCO GEOLÓGICO.....	14
2.1. Generalidades de la Placa Caribe.....	14
2.2. Modelos de La Placa Caribe.....	14
2.2.1. Modelo del Caribe Autóctono.....	14
2.2.2. Modelo del Caribe Alóctono.....	15
2.1. Geología Regional.....	15
2.2. Geología Estructural.....	21
CAPÍTULO III.....	25
MARCO TEÓRICO.....	25
3.1. Métodos gravimétricos.....	25
3.2. Gravedad teórica.....	25
3.3. Correcciones de los datos gravimétricos.....	26
3.3.1. Corrección por latitud.....	26
3.3.2. Corrección por Aire Libre.....	27
3.3.3. Corrección de Bouguer.....	27
3.3.4. Corrección topográfica.....	28
3.4. Anomalías gravimétricas.....	28
3.4.1. Anomalía de aire libre.....	28
3.4.2. Anomalía de Bouguer.....	29

3.5. Separación regional-residual	29
3.5.1. Filtro Butterworth.....	30
3.5.2. Continuación hacia arriba.....	30
3.5.3. Filtro Pasabanda	30
3.6. Análisis espectral	30
3.7. Deconvolución de Euler	31
3.8. Modelado gravimétrico	32
CAPÍTULO IV	33
MARCO METODOLÓGICO	33
CAPÍTULO V.....	37
RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS	37
5.1. Análisis estadístico.....	37
5.1.1. Datos Topográficos	37
5.1.2. Datos de Anomalía de Aire Libre	40
5.1.3. Datos de Anomalía de Bouguer Completa.	42
5.2. Interpretación de anomalías.....	46
5.2.1. Mapa topográfico	46
5.2.2. Mapa de Anomalía de Aire Libre	47
5.2.3. Mapa de Anomalía de Bouguer completa	48
5.2.4. Mapa de derivada direccional N80E.....	49
5.2.5. Mapas de Continuación Analítica	50
5.2.6. Espectro de Potencia de la Anomalía de Bouguer completa.....	52
5.2.7. Deconvolución de Euler para la Anomalía de Bouguer completa.	53
5.3. Modelado estructural con base al perfil A-B	54
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	58
REFERENCIAS	60

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Localización del área de estudio (Google Earth 2021).	13
Figura 2.1. Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela. Modificado con indicación del área objeto de este estudio (recuadro rojo) de Audemard <i>et al.</i> (2005)	20
Figura 3.1. a) Variación de la velocidad angular con la latitud alrededor de la Tierra, representado con vectores. b) Forma elipsoidal de la Tierra, achatada en los polos.	24
Figura 3.2. valor a tomar para la corrección de aire libre. (Kearey <i>et al.</i> , 2002)	24
Figura 3.3. valores a tomar para la corrección de Bouguer. (Kearey <i>et al.</i> , 2002).	25
Figura 4.1. Esquema de la metodología utilizada en el TEG.	30
Figura 4.2. Esquema de metodología usada en la obtención de la corrección topográfica. ..	32
Figura 4.3. Esquema de la metodología utilizada en el software <i>Oasis Montaj</i>	33
Figura 5.1. a) Histograma de frecuencia y b) Diagrama de caja y bigotes para los datos topográficos.	36
Figura 5.2. a) Histograma de Frecuencia y b) Diagrama de caja y bigotes de los valores de Anomalía de Aire Libre.	38
Figura 5.3. a) Histograma de Frecuencia y b) Diagrama de caja y bigotes de los valores de Anomalía de Bouguer completa.	41
Figura 5.4. Mapa Topográfico de la región norcentral de Venezuela.	42
Figura 5.5. Mapa de Anomalía de Aire Libre de la zona de estudio.	44
Figura 5.6. Mapa de Anomalía de Bouguer Completa de la zona de estudio.	45
Figura 5.7. Mapa de coseno direccional N80E de la Anomalía de Bouguer.	46
Figura 5.8. Mapas regionales terrestres obtenidos por el método de continuación analítica. a) 5 km de altura; b) 10 km de altura; c) 15 km de altura y d) 30 km de altura.	47
Figura 5.9. Espectro de Potencia de la Anomalía de Bouguer completa.	48
Figura 5.10. Deconvolución de Euler para la Anomalía de Bouguer completa.	50
Figura 5.11. Mapa de Anomalía de Bouguer completa con dirección del perfil A-B.	52
Figura 5.12. Modelo estructural a lo largo del perfil A-B a partir de la anomalía de Bouguer.	53

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Resumen de unidades presentes en la zona de estudio. Tomado de URBANI (2015).	17
Tabla 3.1. Índices estructurales para fuentes gravimétricas acorde a su geometría. (Modificado de Reid et al., 2013).	29
Tabla 5.1. Estadísticos descriptivos de los datos topográficos.	35
Tabla 5.3. Estadísticos descriptivos de los valores de anomalía de Bouguer completa.	40
Tabla 5.4. Profundidades obtenidas a partir del Espectro de Potencia de la Anomalía de Bouguer completa.	49

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

La Cordillera de la Costa se encuentra en la región norcentral de Venezuela, abarcando una extensión este-oeste de 350 km y de norte-sur de 80 km aproximadamente. Con relación a su topografía la Cordillera de la Costa consta de alturas que superan los 2700 m.s.n.m e incluye depresiones como el lago de Valencia (Mambie, 2017).

La Cordillera de la Costa es el resultado del sistema activo de cizalla y transpresión entre el límite meridional de la placa del Caribe y el límite septentrional de la placa suramericana (Giunta, 1996), lo que generó que se conformara una superposición de varias napas, cuyos afloramientos son discontinuos en toda su extensión (Bellizzia, 1986).

En la región central de la Cordillera de la Costa se encuentra la zona de estudio, la cual abarca parte de la Serranía del Litoral y del Interior; dentro de la Serranía del Litoral aflora el Terreno Ávila, el cual abarca mayor extensión areal en la Serranía. Una de las unidades metaígneas plutónicas envueltas por el Complejo San Julián es el Gneis Granítico de Choroní.

Para el estudio en subsuelo mediante la prospección geofísica, específicamente se utilizará el método gravimétrico, para conocer así las anomalías gravimétricas de la zona, las cuales son producidas por la diversidad y heterogeneidad de la densidad de las rocas presentes en la región objeto de estudio

Con base en lo mencionado, en el presente proyecto del Trabajo Especial de Grado se plantea realizar un modelado estructural del subsuelo del Gneis Granítico de Choroní a partir de datos satelitales, para poder determinar la profundidad y extensión de esta

unidad metaígneas, la cual no ha sido estudiada gravimétricamente en detalle anteriormente.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo General

- Desarrollar un modelo estructural del subsuelo del Gneis Granítico de Choroni a partir de datos gravimétricos satelitales.

1.1.2. Objetivos específicos

- Determinar el comportamiento estadístico de los datos gravimétricos satelitales de la zona de estudio.
- Interpretar los diferentes mapas gravimétricos en relación con las estructuras geológicas de la zona de estudio.
- Generar cortes estructurales geológicos a partir de la información cartográfica existente de la zona de estudio.
- Determinar profundidades de fuentes anómalas mediante la deconvolución de Euler y análisis espectral.
- Proponer un modelado estructural del subsuelo en dirección de uno o varios perfiles trazados sobre el área de estudio.

1.2. Zona de estudio

El área de estudio se encuentra localizada entre las latitudes 10° a $10^{\circ} 40' N$ y longitudes -67° a $68^{\circ} 20' O$ (Figura 1), dichas coordenadas corresponden a la región centro-norte del territorio venezolano. Dentro de la zona de estudio se encuentra la Cordillera de la Costa y a su vez cubre una parte de los estados Distrito Capital, La Guaira, Miranda, Aragua, Carabobo y Cojedes.

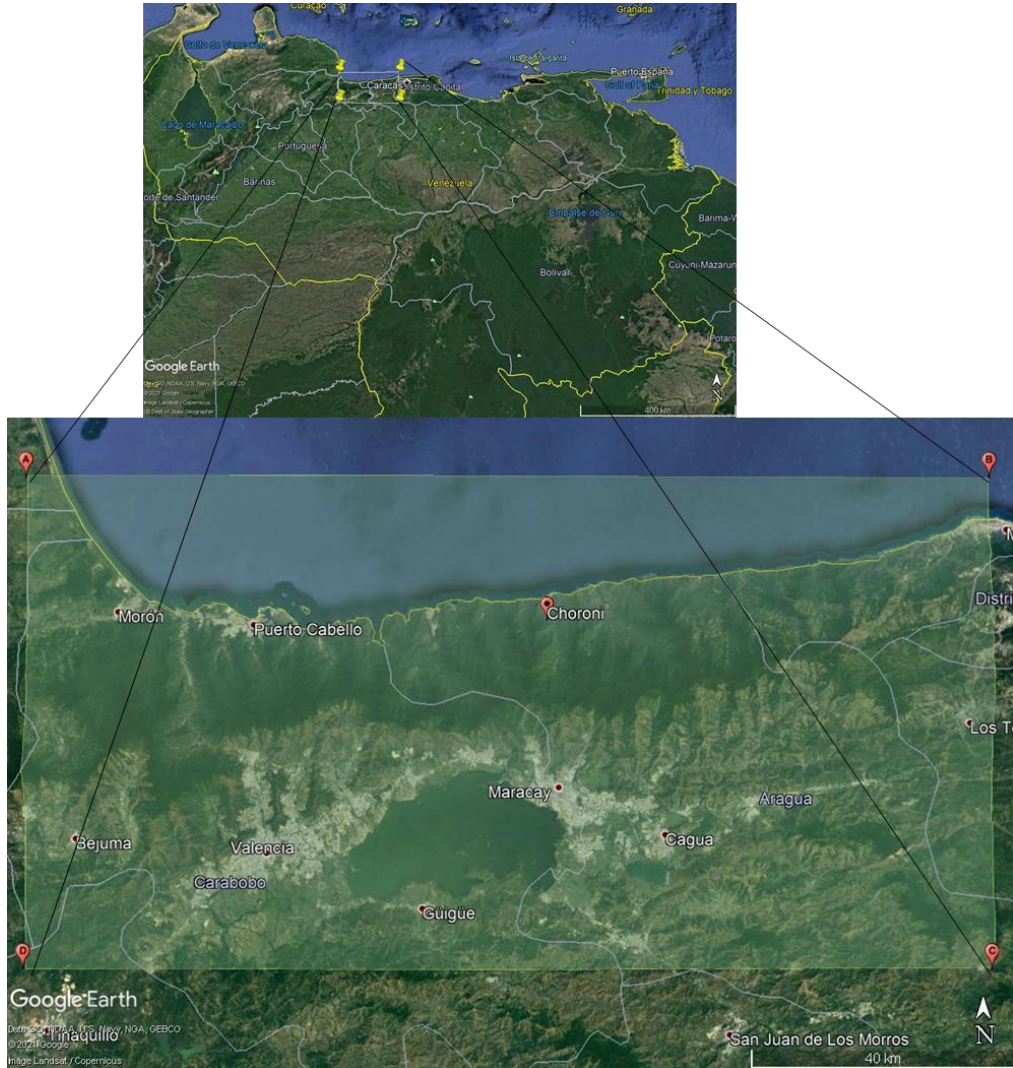


Figura 1. Localización del área de estudio (Google Earth 2021).

1.3. Justificación

Al realizar un modelado estructural del subsuelo del Gneis Granítico de Choróní a través de datos gravimétricos satelitales se estaría generando nueva información geológica del subsuelo en esta área, información que es muy deficiente debido a que en la zona de estudio solo existe información geológica superficial y no del subsuelo, este motivo realza la importancia del presente trabajo de investigación, además de brindar nuevos conocimientos a la comunidad geocientífica en Venezuela.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1. Generalidades de la Placa Caribe

La Placa Caribe, desde el punto de vista geodinámico, es el resultado de la interacción de las placas Nazca, Cocos, Norte y Sur América desde el Mesozoico hasta el presente. La actividad magmática activa se asocia con las zonas de subducción donde se formaron los arcos de islas como las Antillas Menores, las Antillas de Sotavento, las Antillas Mayores y el arco Costa Rica-Panamá (Pindell y Barret, 1990).

La Placa Caribe representa un bloque de más de 4.000.000 km^2 (Giunta y Oliveri, 2009), el cual está limitado al norte por el Golfo de México, la Plataforma FloridaBahamas, la Fosa de Puerto Rico y la Plataforma de Yucatán. El límite occidental comprende parte de América Central y el límite oriental está definido por el arco de las Antillas Menores. El límite sur comprende la parte norte de Suramerica (Draper *et al.*, 1994).

2.2. Modelos de La Placa Caribe

2.2.1. Modelo del Caribe Autóctono

Al reconciliar algunos datos de paleomagnetismo, los cuales sugieren que la placa del Caribe se ha desplazado muy poco de su lugar de origen. Pero estos datos tienen como problema principal la falta de evidencia de material volcánico mezclado con las secuencias de dichas plataformas, además de la falta de disponibilidad de corteza suficiente para que se consuma en las zonas de subducción y generen el magmatismo de los arcos. (Iturralde-Vinent, 2004).

2.2.2. Modelo del Caribe Alóctono

Menciona que el Caribe se formó en dos partes, la primera etapa tiene lugar la apertura y formación del espacio entre Laurasia y Godwana, llamado corteza protocaribeña. La segunda etapa es el desplazamiento de la corteza protocaribeña, debido a que se consumió en zonas de subducción y por otra parte fue acrecionada y dio lugar a los cinturones plegados que rodean el Caribe. (Iturralde-Vinent, 2004).

2.1. Geología Regional

El sistema montañoso de la Cordillera de la Costa tiene una extensión de 350 km de longitud y 80 km de ancho, la cual comienza desde el Surco de Barquisimeto hasta Cabo Codera (González de Juana *et al.*, 1980). Esta cordillera corresponde a un sistema activo de cizalla y transpresión entre la placa Caribe y la placa Suramericana (Giunta, 1996). Entre Puerto Cabello y Cabo Codera, la Cordillera de la Costa es un elemento aproximadamente rectilíneo con una altura máxima de 2765 m (Pico Naiguatá).

Geográficamente se encuentra dividida en la Serranía del Interior y la Serranía del Litoral, cuya separación más visible es el Lago de Valencia, el cual está delimitado al norte por la falla de La Victoria y al sur por las fallas de Agua Fría y Santa Rosa, con un rumbo aproximado de estas fallas de N75°E.

La Cordillera de la Costa y gran parte de la Serranía del Interior central están formadas por rocas ígneas y metamórficas de edad Jurásico - Cretácico, con un espesor de corteza entre los 25 y 35 km (Giunta *et al.*, 2006).

Menéndez (1966) establece cuatro fajas tectónicas en función de las características estructurales de las unidades de rocas ígneas y metamórficas presentes en la Cordillera de la Costa (Faja de la Costa, Faja Caucagua – El Tinaco, Faja de Paracotos y Faja de Villa de Cura). Luego Beck (1986) subdividió la Faja de la Cordillera de la Costa, debido a la existencia de un cinturón metamórfico paralelo

a la costa, el cual denominaron Faja Margarita-Costera. Posteriormente, Urbani & Ostos (1989) realizaron una nueva subdivisión la cual separa a las rocas con protolitos sedimentarios depositados en el Jurásico – Cretácico (Faja Caracas) de las rocas con protolito sedimentario de origen continental depositados en el precámbrico e intrusionadas por rocas cámbricas (faja Ávila).

Los terrenos y unidades presentes en la zona central de la Cordillera de la Costa son de tipo alóctono metamórfico alcanzando un rango que abarca desde la facies de los esquistos verdes hasta la facies de la granulita (Urbani, 2015).

La geología presente en la zona de estudio se encuentra resumida en la tabla 2.1
 Tabla 2.1. Resumen de unidades presentes en la zona de estudio. Tomado de
 URBANI (2015).

Serranía	Faja	Terreno	Unidad
Litoral	Costera	Tacagua	Esquisto Tacagua
		Carayaca	Complejo Carayaca
			Mármol de Antímano
	Ávila	Ávila	Complejo San Julián
			Gneis granítico de Choroní
			Gneis de Colonia Tovar
			Gneis de Cabriales
	Caracas	Las Mercedes	Esquisto de Las Mercedes
		Las Brisas	Esquisto de Las Brisas
	Interior	Caucagua-El Tinaco	Cachinche
Tucutunemo			Filita de Tucutunemo
Loma de Hierro		Paracotos	Filita de Paracotos
Villa de Cura		Villa de Cura	Metatoba El Caño-El Chino

La zona de estudio se encuentra entre las longitudes 67° y 68° 20' y las latitudes 10° y 10° 40', por lo que el área de estudio se encuentra en la región central de la Cordillera de la Costa, abarcando parte de la Serranía de Litoral y la Serranía del Interior, separadas por la depresión del Lago de Valencia.

En la parte norte de la zona de estudio se encuentra la Faja Costera, la cual es un cinturón paralelo a la línea de costa que componen los terrenos Tacagua y Carayaca, cuyo origen posiblemente se produjo en una cuenca antearco. El Complejo Carayaca el cual compone la mayor parte del Terreno Carayaca es un *mélange* de subducción (Ostos, 1992).

En la Serranía del Litoral afloran tanto el Faja Ávila como la Faja Caracas, donde el Terreno Ávila es el que abarca mayor extensión areal dentro de la Serranía. Grande & Urbani (2009), Urbani (2010) y Jaimes (2012) sugieren que localmente el metamorfismo pudo llegar a alcanzar la facies de la anfibolita en el Terreno Ávila, la cual parece ser la más extensa para este terreno. Posteriormente, durante el Terciario las rocas sufrieron metamorfismo retrógrado, que los llevó a la facies de esquistos verdes (subfacies de la clorita).

En la Serranía del Interior, aflora en su parte norte la Faja Caucagua – El Tinaco; en su parte central se ubica la Faja Loma de Hierro y más hacia el sur se encuentra el Terreno Villa de Cura. El Terreno de Tucutunemo presenta rocas metasedimentarias intercaladas con rocas metavolcánicas volcánicas, algunas con estructuras almohadilladas; posiblemente a un marco de *rift* continental. Posiblemente correspondan a un marco de cuenca retro-arco expansiva (Grande, 2009). La Filita de Paracotos se encuentra ubicada en la Faja Loma de Hierro. Se interpreta como un conjunto de rocas sedimentarias depositadas en un ambiente turbidítico. Se piensa que este conjunto de depósitos turbidíticos se compuso de alternancias de lutitas, areniscas, conglomerados y calizas.

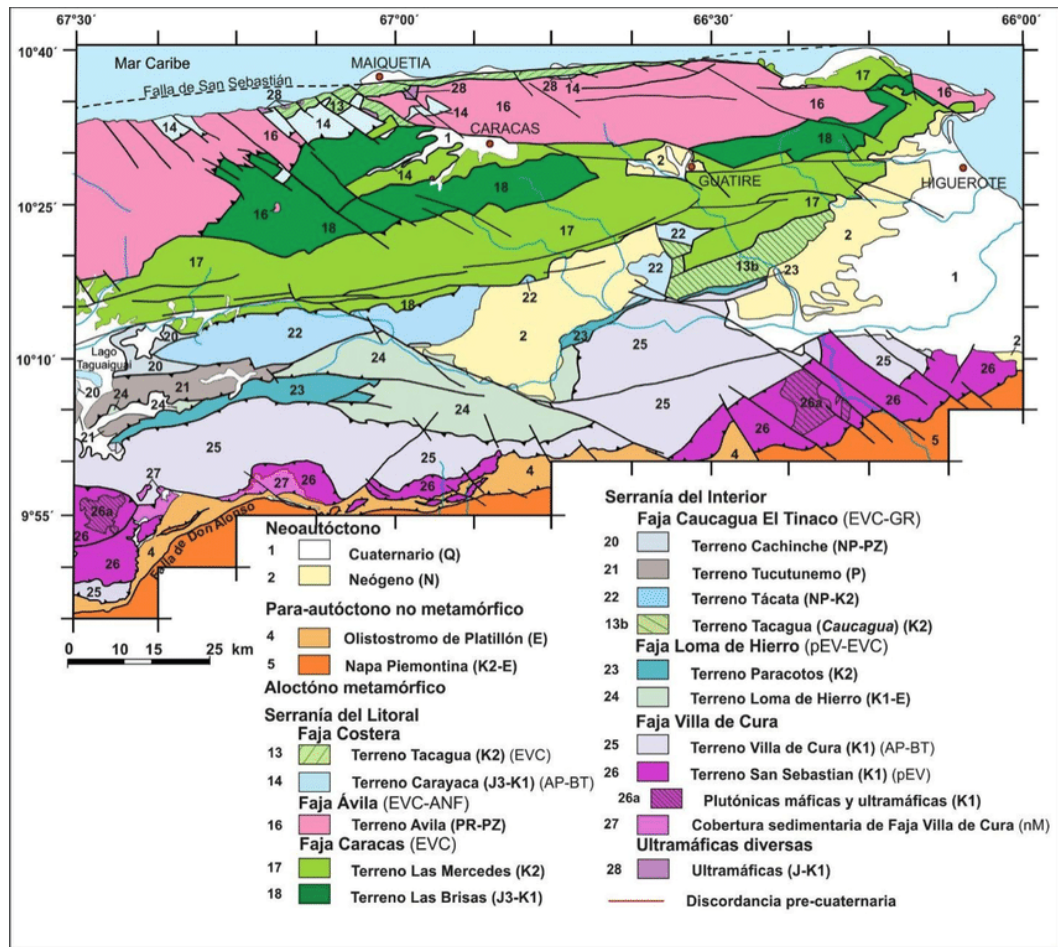


Figura 2.1. Mapa geológico de la zona oriental de la Cordillera de la Costa (Urbani, 2018).

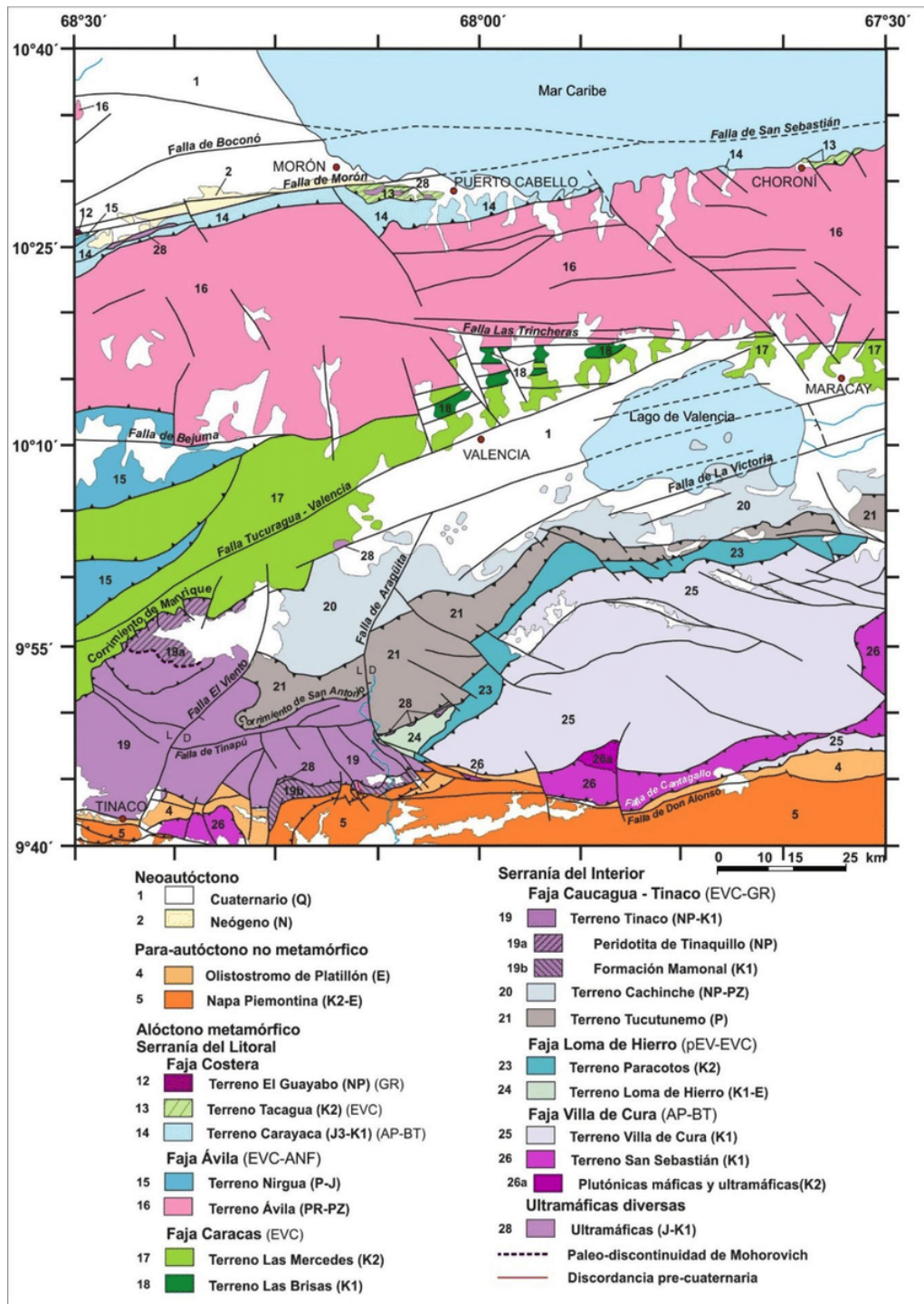


Figura 2.2. Mapa geológico de la zona occidental de la Cordillera de la Costa (Urbani, 2018).

2.2. Geología Estructural

La geología estructural de la Cordillera de la Costa presenta gran complejidad además de no contar con la suficiente información geofísica (Ostos, 1985). La zona de estudio está principalmente compuesta por terrenos metamórficos alóctonos y puestos en contacto por fallas de alto ángulo y corrimientos, muchas generadas por la interacción entre la Placa del Caribe con la Placa Suramericana

Estas interacciones inician en el Jurásico Tardío con la apertura del Proto-Caribe como consecuencia del proceso divergente del Atlántico Central. En el Cretácico Medio según Meschede y Frisch (1998) inicia la generación de una serie de arcos de islas en el Norte y Sur de la región de las Antillas Mayores y un proceso de subducción en los límites Norte y Sur del Caribe durante el Aptiense y Albiense.

En el Cretácico Tardío ocurre una mayor compresión entre la placa Caribe y la Suramericana, consecuencia de la reducción de la velocidad de expansión de la placa del Proto-Caribe. (Pindell y Kendall, 2002). Según Jordán (1975) durante el Maastrichtiense la placa Caribe colisiona con la placa Suramericana compactando el material cortical, originando así un cinturón de deformación en el norte de la placa Suramericana.

Durante el Eoceno – Oligoceno la placa Caribe se desplaza hacia el Este, generando un desplazamiento diacrónico de las napas de Venezuela. Finalmente, durante el Neógeno, se forma el prisma de Acreción de Curazao, producto de la convergencia entre Norte y Suramérica (Giunta *et al.*, 2003) lo que trajo como consecuencia el sobre corrimiento de todo el cinturón de deformación de Venezuela sobre la meseta oceánica de las cuencas de Colombia y Venezuela.

A través de varios modelos propuestos sobre la evolución tectónica de la placa Caribe y la parte norte de Venezuela, el límite entre ambas placas se ha supuesto como un área paralela al límite transformante del sistema de fallas Boconó-San Sebastián-El Pilar y la zona de subducción al norte de las costas colombovenezolanas (Pérez, 2004).

En la figura 2.1 se pueden apreciar las principales estructuras presentes en la zona de estudio.

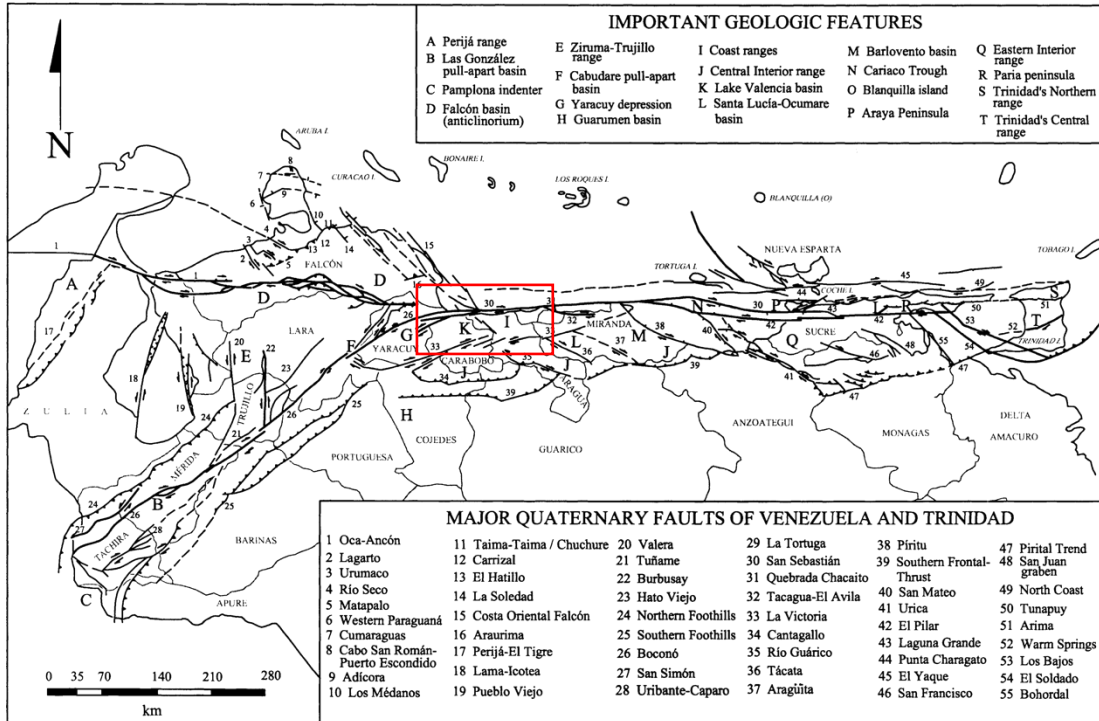


Figura 2.3. Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela. Modificado con indicación del área objeto de este estudio (recuadro rojo) de Audemard *et al.* (2005)

• Fallamiento

- **Falla de Boconó:** es una falla transcurrente dextral que se extiende a lo largo de 600 km y se extiende desde la depresión del Táchira en el extremo norte de la Cordillera Oriental de Colombia hasta el este de Morón y a lo largo de la costa del Mar Caribe con las fallas de Morón y El Pilar (Molnar & Sykes, 1969). Se sugiere que su desplazamiento rumbo-deslizante comenzó posiblemente a partir del Terciario tardío.

El análisis de los mecanismos focales de terremotos recientes es consistente con un desplazamiento predominantemente lateral- derecho, profundidades focales generalmente menores de 35 km e indica una dirección aproximada de compresión este-oeste (Allin, 1972).

- **Falla El Limón:** es una falla con un sentido aproximado de N45°O que corta diferentes unidades del Terreno Ávila, está se inicia en la ciudad de Maracay pasando por el poblado El Limón y se extiende hasta el poblado de Ocumare de la Costa.
- **Sistema de Falla La Victoria:** es un sistema de fallas dextral que corta de forma longitudinal, en sentido aproximado N80°E y E-O al Lago de Valencia. Este sistema lo conforman la falla de Guacamaya, falla La Cabrera, falla El Horno y falla de La Victoria.

La Falla de Guacamaya es la traza noroccidental del sistema que abarca el oeste de Valencia, la cual tiene un movimiento dextral con componente normal, cuya orientación varía desde N65°E en la zona oeste hasta N75°E en la zona central. La falla de La Cabrera también de rumbo dextral se ubica en su totalidad por debajo del Lago de Valencia. La falla de La Victoria es una falla de rumbo aproximado de N75°E con componente dextral, que se ubica entre La Victoria, estado Aragua y Ocampo, estado Miranda, y La Falla El Horno de edad Cuaternaria tiene una orientación aproximada de N75°E con rumbo dextral se ubica al sur de las islas Bruja-Brujitas y El Horno.

- **Corrimientos**

- En el Terreno Tacagua se encuentra cabalgando sobre la unidad del Complejo San Julián, específicamente en las cercanías de los poblados de Chuao y Choroní. Este corrimiento se orienta en sentido este-oeste.
- Entre el Terreno Villa de Cura y el Terreno Paracotos se ubica un corrimiento con tendencia este-oeste. Este corrimiento hace cabalgar a la

unidad de Metatoba de Caño – El Chino sobre la unidad de la Filita de Paracotos.

- El contacto entre la Napa de Caucagua – El Tinaco contra los Esquistos de Las Mercedes es definido como el corrimiento de Manrique, donde la Peridotita de Tinaquillo se encuentra sobre corrida hacia el norte sobre el Esquisto de Las Mercedes (Mackenzie, 1966).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1. Métodos gravimétricos

Los métodos gravimétricos tienen como finalidad medir las variaciones laterales de la atracción gravitatoria del suelo, las cuales se encuentran relacionados a cambios de densidades próximos a la superficie. Este método permite estudiar estructuras geológicas en el subsuelo y su composición, además de la estructura interna de la corteza terrestre, debido a la diferencia de densidades (Dobrin, 1980).

3.2. Gravedad teórica

La gravedad teórica es la aceleración gravitatoria prevista en la superficie elipsoidal terrestre que mejor se ajusta y que toma en cuenta la masa, la forma y la rotación de la Tierra. El efecto de esta gravedad teórica a la altura de la estación de un elipsoide de referencia es el más dominante y puede ser calculada mediante una sola fórmula cerrada, pero es dividida de forma rutinaria en dos estimaciones: el efecto de latitud en la superficie elipsoidal y el efecto de altura en la altitud de observación (Li *et al.*, 2006).

Hinze *et al.* (2005) exponen que el último modelo elipsoidal recomendado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica es el Geodetic Reference System 1980 (GRS80) (Moritz, 1980). La expresión para calcular la gravedad teórica (*GTEO*) sobre este elipsoide a una latitud (sur o norte) φ , es:

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

Donde el elipsoide de referencia GRS80 tiene el valor g_e de 978032.67715 mGal, siendo éste el valor de la gravedad en el ecuador; $k = 0.001931851353$ y

representa a una constante; $e = 0.0066943800229$ siendo el valor de la primera excentricidad numérica.

3.3. Correcciones de los datos gravimétricos

Las lecturas gravimétricas se encuentran generalmente afectadas por la influencia de los factores como latitud, altitud, topografía, mareas terrestres, deriva instrumental, entonces se deben realizar correcciones para así llevar los datos de gravedad a una superficie equipotencial de referencia como el geoide (Telford *et al.*, 1981).

3.3.1. Corrección por latitud

La gravedad varía con la latitud debido a dos motivos, uno es la forma no esférica de la Tierra y el otro es el cambio en la velocidad angular debido a la rotación del planeta que va de cero en los polos a valores máximos en el ecuador (Figura 3.1). Los puntos cercanos al ecuador están más alejados del centro de masa de la Tierra que aquellos cerca de los polos, y como consecuencia la gravedad aumenta desde el ecuador hacia los polos (Parasnis, 1971). Por ellos se debe corregir la gravedad por la latitud.

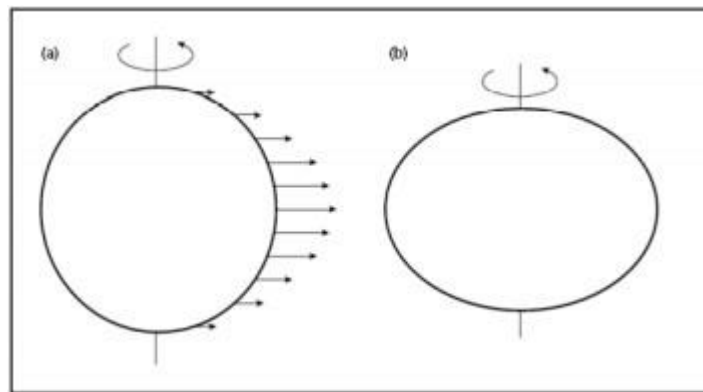


Figura 3.1. a) Variación de la velocidad angular con la latitud alrededor de la Tierra, representado con vectores. b) Forma elipsoidal de la Tierra, achatada en los polos. (Kearey et al., 2002)

3.3.2. Corrección por Aire Libre

Consiste en el efecto que tiene en la gravedad la altura de un lugar de observación en relación a una superficie de referencia (Hinze *et al.*, 2005). Esta corrección no toma en cuenta el material entre la estación y el datum (Lowrie, 2007). El signo de esta corrección es positivo cuando la estación está por encima del datum y negativo en el caso contrario. Según Dobrin (1980) la ley del inverso de los cuadrados dice que la atracción de la Tierra a una altura h viene dada por:

$$C_{AL} = 0,3086 * h. \text{ (mGal)}. \text{ (Ecuación 2)}$$

Donde h es la altura a la que se encuentra la estación del punto de referencia en metros (Figura 3.2).

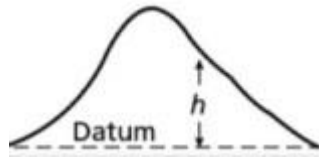


Figura 3.2. Valor a tomar para la corrección de aire libre. (Kearey *et al.*, 2002)

3.3.3. Corrección de Bouguer

La corrección de Bouguer es definida por Lowrie (2007) como la corrección que compensa el efecto de una capa de roca correspondiente a la diferencia de elevación entre la estación y el nivel de referencia. Esta corrección se calcula suponiendo que las capas terrestres ubicadas entre la estación y el datum vertical se pueden representar por una placa horizontal, mediante la siguiente fórmula:

$$C_B = 0,04192 * \rho * h \text{ (mGal)} \quad \text{(Ecuación 3)}$$

Donde ρ es la densidad de la capa (capa sombreada) y h es la altura desde el nivel de referencia hasta la estación (Figura 3.3).

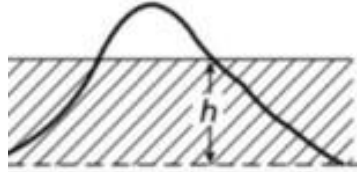


Figura 3.3. Valores a tomar para la corrección de Bouguer. (Kearey *et al.*, 2002).

3.3.4. Corrección topográfica

La corrección topográfica toma en cuenta la atracción de las masas situadas por encima de la estación y corrige las depresiones situadas por debajo del nivel de la estación, que hacían incorrecta la hipótesis de Bouguer (Dobrin, 1961).

3.4. Anomalías gravimétricas

Es la diferencia entre el valor de la gravedad observada y el valor teórico de gravedad en el esferoide para una estación de la latitud y longitud determinada (Lowrie, 2007). Los tipos de anomalías dependerá de las correcciones que se hayan realizado al valor observado (Dobrin, 1961).

3.4.1. Anomalía de aire libre

La anomalía representa la diferencia entre la gravedad medida, la gravedad teórica y el efecto atmosférico ejercido sobre la estación (Lowrie, 2007). La anomalía se calcula con la siguiente ecuación:

$$A_{AL} = G_{OBS} - G_{Teo} \pm C_{AL} (mGal) \quad (\text{Ecuación 4})$$

G_{OBS} : Gravedad observada.

G_{Teo} : Gravedad teórica.

C_{AL} : Corrección de aire libre.

3.4.2. Anomalía de Bouguer

Musset y Aftab (2000) definen esta anomalía como aquella que indica las variaciones de la gravedad, con respecto a la disposición, densidad y forma de las rocas del subsuelo. La anomalía se calcula de la siguiente forma:

$$A_B = G_{OBS} - G_{Teo} \pm C_{AL} \mp C_B + C_T \quad (\text{Ecuación 5})$$

C_B : Corrección de Bouguer.

C_T : Corrección Topográfica.

3.5. Separación regional-residual

Según Telford *et al.* (1990), la exploración gravimétrica se enfoca en las anomalías que resultan del cambio en la densidad de los cuerpos del subsuelo a diferentes profundidades. Algunas de estas anomalías provienen de masas cercanas a las zonas de interés, pero otras provienen de profundidades inferiores o superiores. A medida que las fuentes de anomalías se profundizan, la anomalía se amplía y se suaviza. Dependiendo de la profundidad del objetivo se utilizan anomalías de distintos rangos. Se utilizan diferentes métodos para poder obtener la separación de las anomalías, los cuales se explicarán a continuación:

3.5.1. Filtro Butterworth

Es un filtro usado el cual permite el paso de frecuencias mayores o menores a cierto valor, esto se logra controlando el grado del filtro (Geosoft, 2007).

3.5.2. Continuación hacia arriba

Se eleva el plano de mediciones o el nivel de referencia para mejorar las respuestas de fuentes regionales o remover ruido. Se considera un filtro que no produce efectos adversos considerables (Geosoft, 2007).

3.5.3. Filtro Pasabanda

Se utiliza para realzar los efectos de las diferentes fuentes que afectan la señal, creando así mapas representativos de las fuentes someras, intermedias y profundas (Geosoft, 2007).

3.6. Análisis espectral

Es un método que ayuda a determinar las profundidades de un cuerpo aplicando filtros a los datos en el dominio del espacio, y los lleva al dominio de la frecuencia. Esta transformación se aplica realizando una transformada bidimensional de Fourier. Spector y Grant (1970) enfatizan que las pendientes de las relaciones lineales son directamente proporcionales a la profundidad del tope de la estructura que se encuentra asociada a ese rango de frecuencias. La fórmula para estimar la profundidad es la siguiente:

$$Z = \frac{m}{4\pi} \quad (\text{Ecuación 6})$$

Z: profundidad del tope de la fuente. m:

pendiente de la relación lineal.

3.7. Deconvolución de Euler

Es una herramienta basada en la ecuación de homogeneidad de Euler (ecuación 7) para la estimación de profundidades de elementos de interés. Reid et al. (1992) describen la ecuación como:

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - Z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = N(B - F) \quad (\text{Ecuación 7})$$

x_0, y_0, z_0 : 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.

Reid *et al.* (1992) explican que las variaciones de este método requieren del trabajo de los datos en pequeños grupos variables llamados ventanas dentro de las cuales se resuelve 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. En la Tabla 3.1 se muestran algunos de los índices estructurales utilizados.

Tabla 3.1. Índices estructurales para fuentes gravimétricas acorde a su geometría. (Modificado de Reid et al., 2013).

Fuente	Índice
Esfera	2
Cilindro vertical u horizontal	1
Dique, sill	0

3.8. Modelado gravimétrico

Dobrin (1988) menciona que ésta es una de las técnicas más usadas en la interpretación cuantitativa de los datos gravimétricos la cual consiste en calcular directamente el efecto gravimétrico de una distribución de densidad. La distribución se va ajustando con ciertos controles de información geológica y geofísica del área hasta lograr alcanzar un ajuste satisfactorio entre el valor calculado y el observado.

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

En la elaboración del presente trabajo se siguieron una serie de pasos tanto para la obtención de los datos como para el procesamiento de estos, y teniendo como parte final un modelado gravimétrico. El esquema de trabajo fue el siguiente:

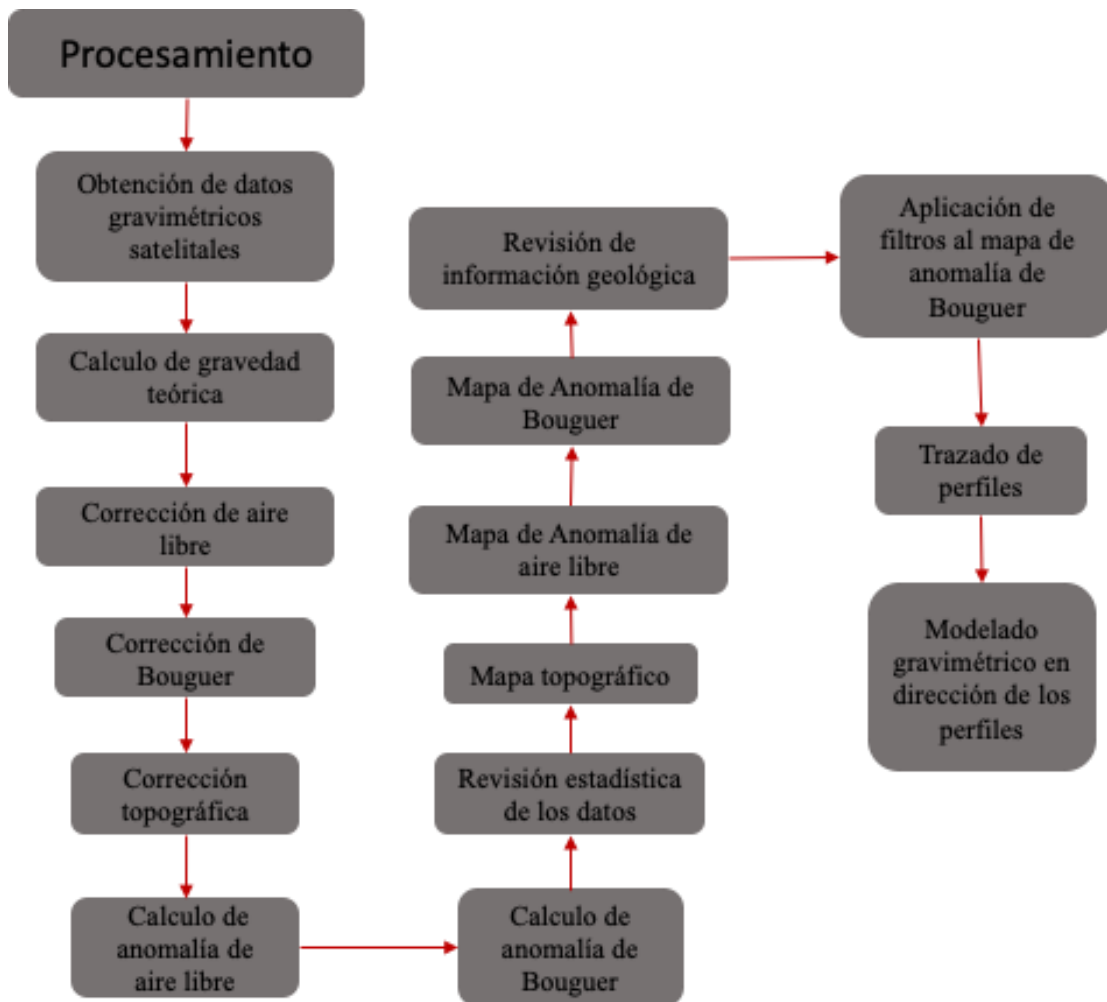


Figura 4.1. Esquema de la metodología utilizada en el TEG.

Al descargar los datos gravimétricos satelitales del portal, se procedió a pasarlos al programa *Microsoft Excel* para calcular la gravedad teórica utilizando la ecuación 1, y sobre la misma hoja de cálculo del programa se procedió a obtener tanto la Corrección de aire libre como la Corrección de Bouguer con las ecuaciones 2 y 3 respectivamente, para luego poder utilizarlas para obtener las anomalías de aire libre y Bouguer.

Para la obtención de la corrección topográfica se utilizó el *software* de procesamiento *Oasis Montaj* donde primero se tuvo que descargar una base de datos de la topografía de la zona de estudio y una base de datos de la topografía a escala regional. Ya con ambas bases de datos descargadas se procede a utilizar el *software* mencionado anteriormente siguiendo los pasos mostrados en la figura 4.2.

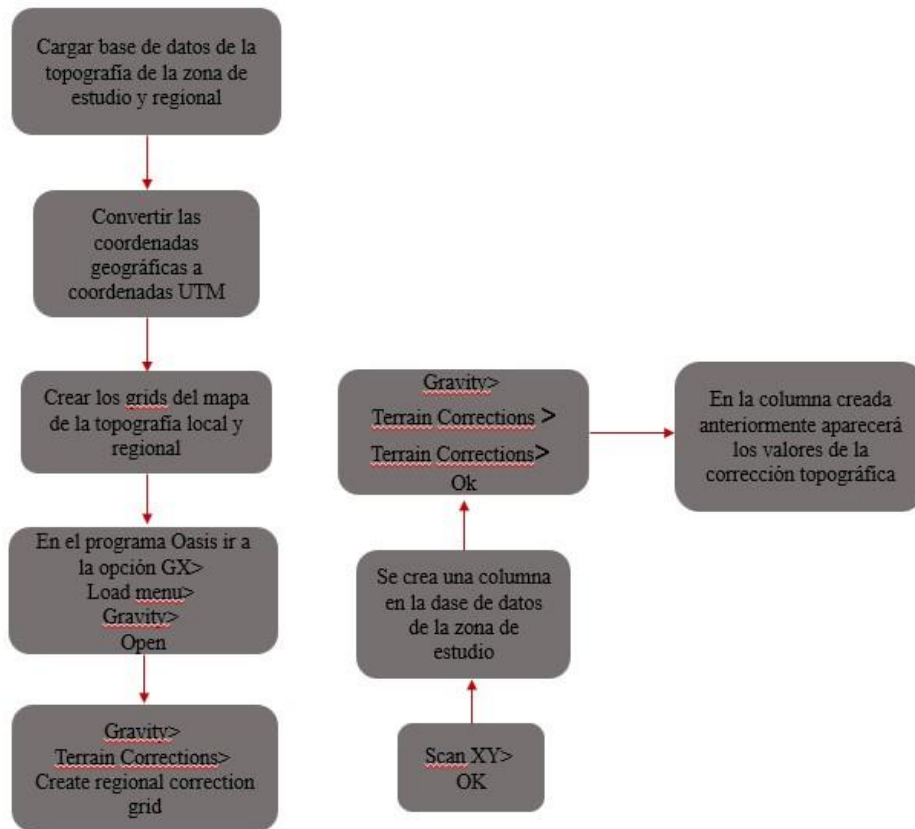


Figura 4.2. Esquema de metodología usada en la obtención de la corrección topográfica.

Luego de haber obtenido los valores de la corrección topográfica, fueron enviados al programa *Microsoft Excel* a la misma tabla en donde se encuentran los valores de corrección de aire libre y Bouguer para así poder obtener la anomalía de aire libre y de Bouguer utilizando las ecuaciones 4 y 5 para calcular cada una respectivamente.

Al ya tener los valores de anomalía de aire libre y Bouguer se creó una nueva base de datos en el *software* de *Oasis Montaj*, para así poder generar los mapas de las anomalías y poder aplicarles filtros que puedan mejorar el análisis de los datos.

En el mismo *software* de *Oasis Montaj* se generó el modelo gravimétrico de la zona de estudio. En el esquema siguiente se muestran los pasos que se siguieron en el programa *Oasis Montaj* para calcular los mapas y el modelo gravimétrico.

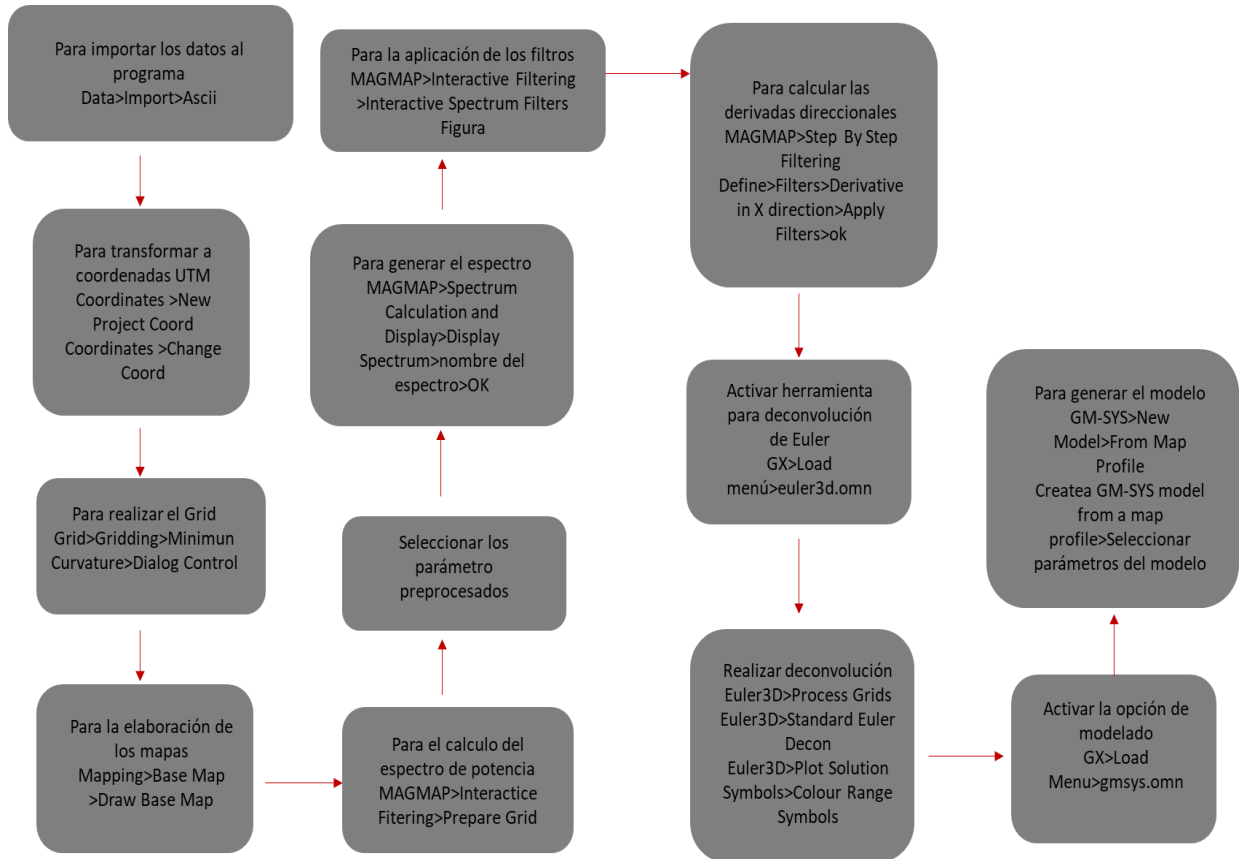


Figura 4.3. Esquema de la metodología utilizada en el software *Oasis Montaj*.

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

5.1. Análisis estadístico

En el presente trabajo se encuentran tres conjuntos de datos principalmente que son los valores topográficos y los valores de Anomalía de Aire Libre y Anomalía de Bouguer completa, los cuales cada uno posee una cantidad total de 36045 datos.

A cada grupo de datos se le aplicó un control estadístico para poder identificar cualquier error que afecte la calidad de éstos, además de identificar la distribución que siguen y si existen valores atípicos que puedan afectar los mapas elaborados.

5.1.1. Datos Topográficos

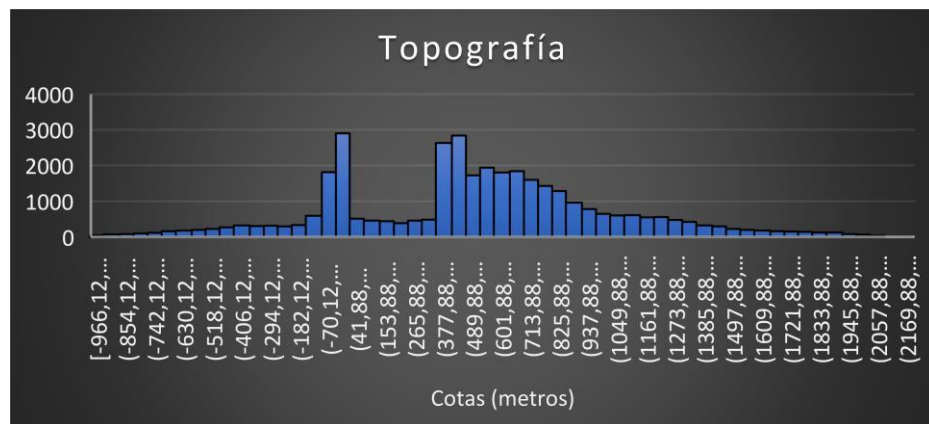
Los valores de topografía de la zona de estudio tienen un rango de 3159.65, donde su valor máximo de 2193 metros(m) se encuentra sobre la Cordillera de la Costa y su punto mínimo de -966.12 m se encuentra en el Mar Caribe, al noreste de la zona de estudio. El histograma de frecuencia (figura 5.1.a) muestra una distribución bimodal sesgada a la derecha donde los rangos con mayor frecuencia son los comprendidos entre -70 a -14 m y 377 a 433 m, los cuales corresponden a el territorio sobre el Mar Caribe y el espacio ubicado entre la Serranía del Litoral y Serranía del Interior respectivamente. El diagrama de caja (figura 5.1.b) presenta pocos valores atípicos los cuales están cercanos a los 2000 m.

Tabla 5.1. Estadísticos descriptivos de los datos topográficos.

Topografía	
Parámetros	Valor
Mínimo	-966,12
Máximo	2193,53
Media	530,33671
Mediana	536,3
Moda	407
Varianza	280164,135
Desviación estándar	529,305332
Rango	3159,65

Número de datos	36045
-----------------	-------

a)



b)

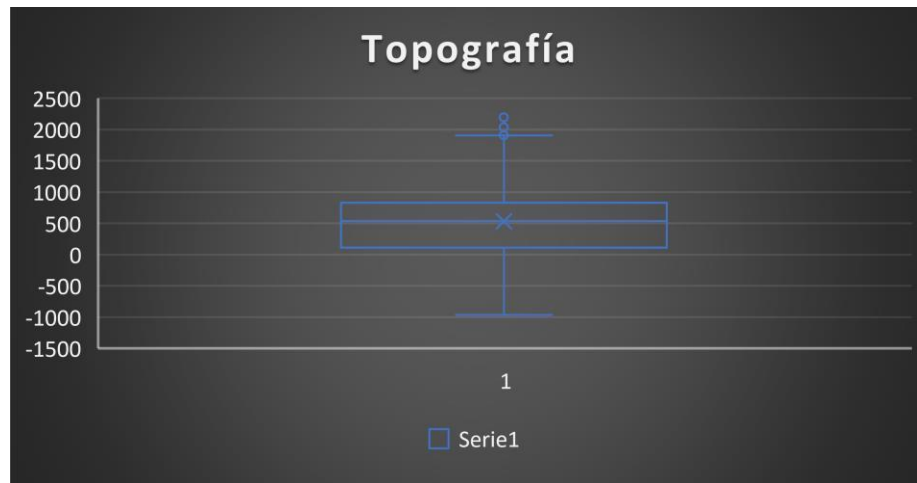


Figura 5.1. a) Histograma de frecuencia y b) Diagrama de caja y bigotes para los datos topográficos.

5.1.2. Datos de Anomalía de Aire Libre

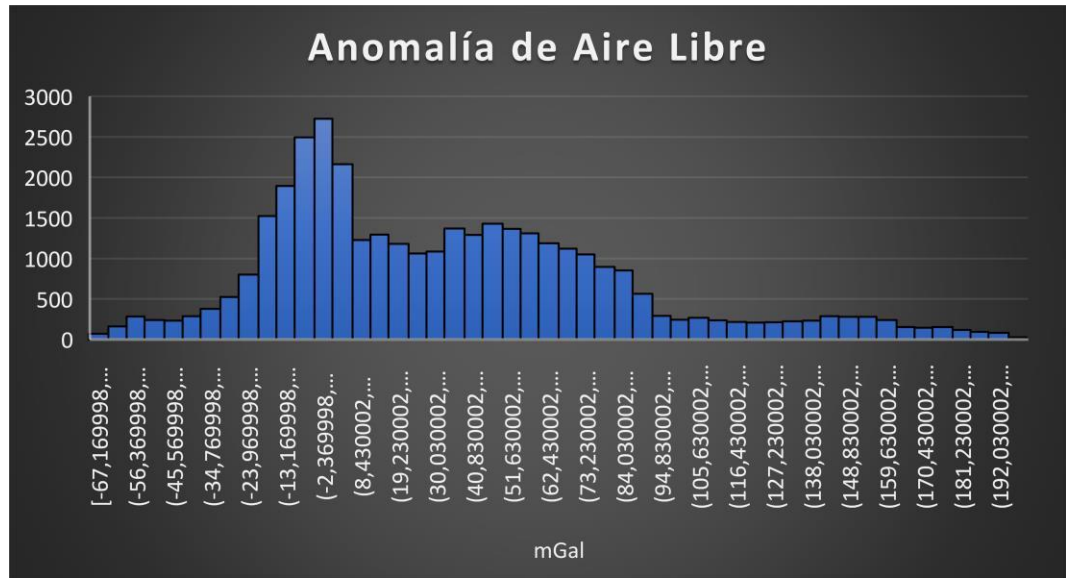
Los valores de Anomalía de Aire Libre obtenidos con la fórmula N° 4 presentan como valor máximo 199,85 mGal y un mínimo de -67.17 mGal dando como resultado un rango de 276.01 mGal. La moda obtenida es de -27.72 mGal y su media de 36.02 mGal.

El histograma de frecuencia (Figura 5.2.a) presenta una distribución unimodal sesgada hacia la izquierda, donde los valores de mayor frecuencia son los comprendidos entre -7 mGal y 8 mGal. El diagrama de caja y bigote (Figura 5.2.b) presenta valores atípicos en la parte superior por encima de los 150 mGal.

Tabla 5.2. Estadísticos descriptivos de los valores de Anomalía de Aire Libre.

Anomalía de Aire Libre	
Parámetros	Valor
Mínimo	-67,169998
Máximo	199,84807
Media	36,0276498
Mediana	27,32583
Moda	-27,721292
Varianza	2556,85575
Desviación estándar	50,5653612
Rango	267,018068
Número de datos	36045

a)



b)

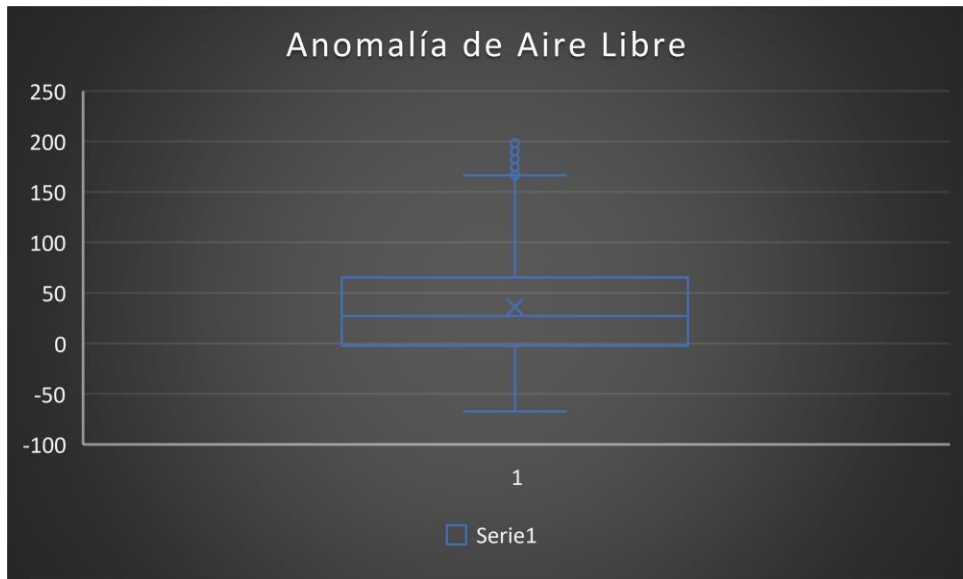


Figura 5.2. a) Histograma de Frecuencia y b) Diagrama de caja y bigotes de los valores de Anomalía de Aire Libre.

5.1.3. Datos de Anomalía de Bouguer Completa.

Al calcular los valores de la Anomalía de Bouguer completa de cada estación se obtuvo un valor máximo de 58.01 mGal y un mínimo de -98.51 mGal, ambos

valores se encuentran sobre la Cordillera de la Costa y además se obtuvo una media y mediana de -21.84 y -18.42 mGal respectivamente. El histograma de frecuencia (Figura 5.3.a) dio como resultado una distribución unimodal sesgada hacia la izquierda, donde los valores con mayor frecuencia se encuentran entre -8 a 0 mGal, el diagrama demuestra que la mayoría de los valores de la anomalía de Bouguer son valores negativos.

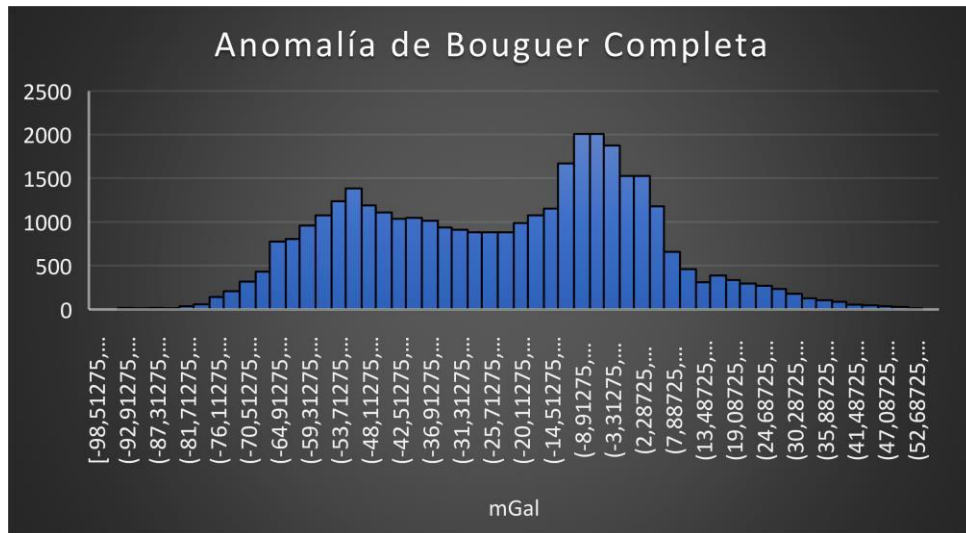
El diagrama de caja y bigote (Figura 5.3.b) no presenta valores atípicos en ninguno de sus extremos y se encuentra centrado aproximadamente en los -20 mGal.

Tabla 5.3. Estadísticos descriptivos de los valores de anomalía de Bouguer completa.

Anomalía de Bouguer	
Parámetros	Valor
Mínimo	-98,51275
Máximo	58,013348
Media	-21,84734
Mediana	-18,419803
Moda	-33,665332
Varianza	681,713445
Desviación estándar	26,1096428
Rango	156,526098

Número de datos	
	36045

a)



b)

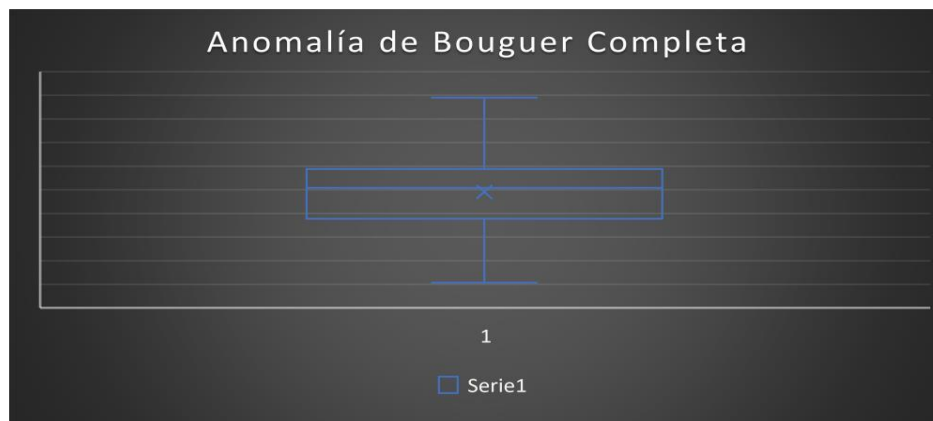


Figura 5.3. a) Histograma de Frecuencia y b) Diagrama de caja y bigotes de los valores de Anomalía de Bouguer completa.

5.2. Interpretación de anomalías

5.2.1. Mapa topográfico

La zona de estudio es un área ubicada en la región norcentral de Venezuela, en su parte norte se encuentra el mar Caribe (Figura 5.4), el cual constituye la región con cotas más bajas, las cuales alcanzan los -540 m.s.n.m aproximadamente. En la parte central del mapa se encuentra la Cordillera de la Costa, la cual conforma la zona con la topografía más alta de la zona de estudio con cotas de hasta 2000 m.s.n.m aproximadamente; la Cordillera se encuentra a lo largo del área de estudio.

Hacia la parte centro-sur del mapa se encuentra la depresión del Lago de Valencia, donde en su parte norte está delimitada por la Cordillera de la Costa y en su parte sur por la Serranía del Interior. El área de trabajo solo incluye una pequeña porción de esta serranía. El Lago de Valencia se encuentra sobre los 400 m.s.n.m.

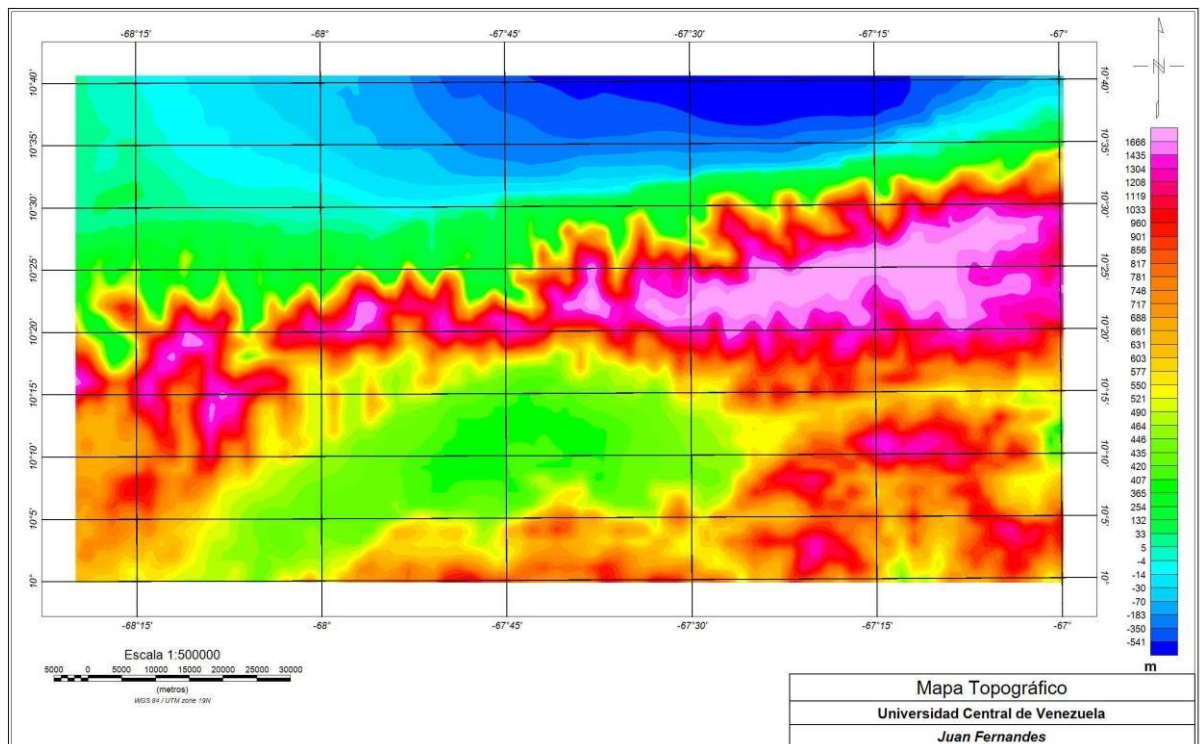


Figura 5.4. Mapa Topográfico de la región norcentral de Venezuela.

5.2.2. Mapa de Anomalía de Aire Libre

En la figura 5.5 se muestra el mapa correspondiente a la Anomalía de Aire Libre, donde en forma general se logra corroborar que las anomalías tienen una dependencia directa con la topografía de la zona de estudio, donde su parte norte se logran apreciar valores mínimos por la presencia del mar Caribe; luego entre las latitudes $10^{\circ} 15'$ y $10^{\circ} 30'$ se aprecia un gran contorno con dirección aproximada de N80E que constituye la Cordillera de la Costa, este contorno genera un máximo de 160 mGal, siendo el de mayor valor en toda la zona y al sur de la cordillera, en la parte central vuelven valores mínimos producto de la presencia del Lago de Valencia.

El mínimo más significativo del mapa se aprecia en la parte norte con un valor de -42.1 mGal, generado por la profundización de las cotas en el mar Caribe, exactamente producto de la plataforma de Choróní.

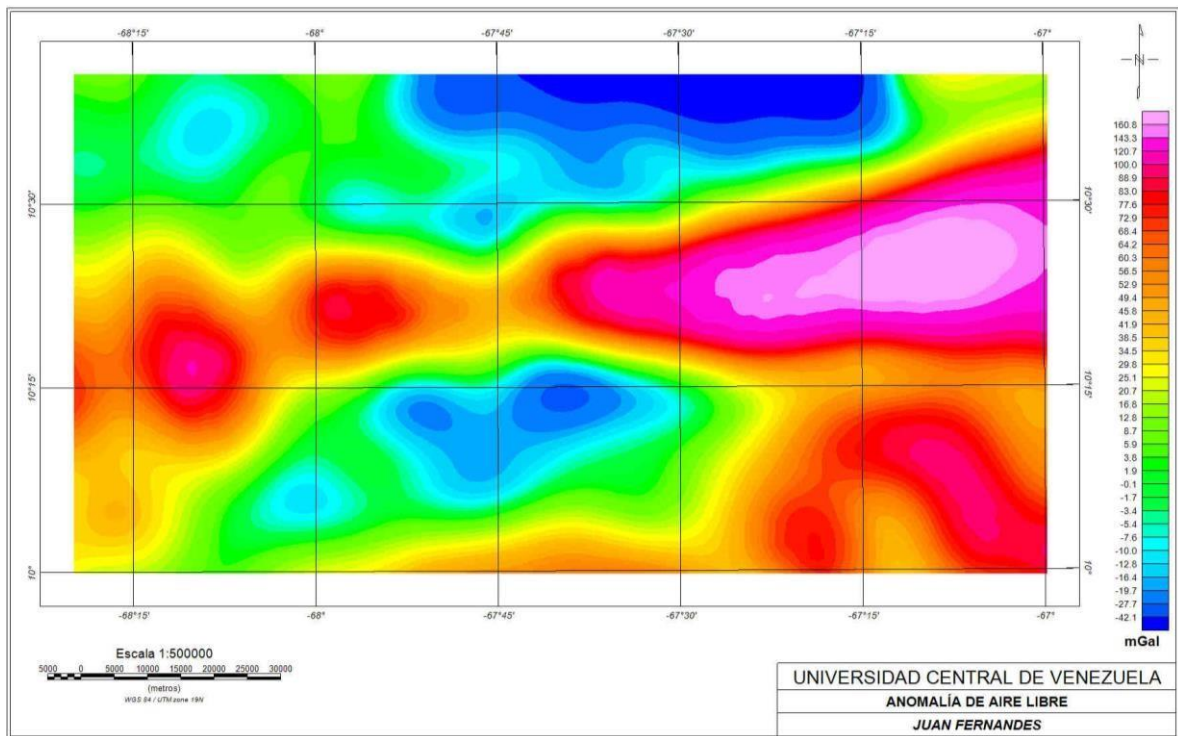


Figura 5.5. Mapa de Anomalía de Aire Libre de la zona de estudio.

5.2.3. Mapa de Anomalía de Bouguer completa

El mapa de Anomalía de Bouguer (Figura 5.6) presenta regionalmente unos contornos orientados en una dirección aproximada de N 80 E, teniendo una posible relación con las fallas principales que se consiguen al norte de Venezuela, las cuales son generadas por la interacción entre las Placas Caribe y Suramericana.

El incremento de los valores de anomalía en sentido sur-norte, puede estar asociado al adelgazamiento de la corteza al norte de Venezuela, descrito por Rodríguez y Sousa (2003), además en la parte sur-central del mapa se aprecia un gran mínimo, con un valor de anomalía aproximado de -67 mGal el cual es generado por la depresión del lago de Valencia y los sedimentos en ella depositados.

La mayoría de los valores máximos de anomalía se encuentran sobre la Cordillera de la Costa, y el de mayor extensión se ubica en la región nor-este del mapa entre

las longitudes -67° y $-67^{\circ} 15'$, alcanzando valores de 27.4 mGal. Este máximo puede estar relacionado a la Plataforma de La Guaira, donde se aprecia una disminución de la profundidad de la corteza.

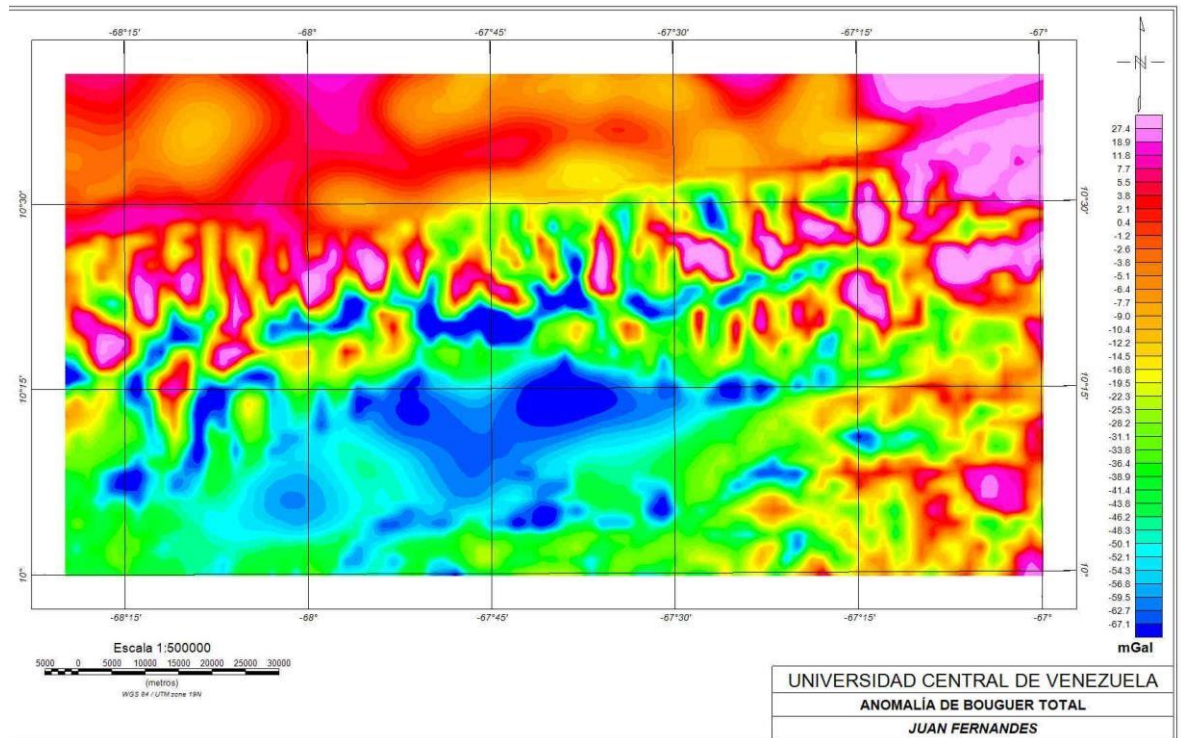


Figura 5.6. Mapa de Anomalia de Bouguer Completa de la zona de estudio.

5.2.4. Mapa de derivada direccional N80E

En el mapa de Anomalia de Bouguer (Figura 5.6) se observa una dirección de los contornos predominante de N80E, por lo que se le aplicó la derivada direccional en este sentido para hacer resaltar las estructuras que tienen esta tendencia (Figura 5.7). Se puede apreciar sobre la Cordillera de la Costa como es predominante esta dirección en las estructuras (entre las latitudes $10^{\circ}15'$ y $10^{\circ}30'$), donde en el flanco norte de la Cordillera se aprecia un máximo a lo largo de la misma, luego más al sur viene un mínimo paralelo al máximo y por debajo de éste en el flanco sur de la Cordillera otro máximo.

A su vez la anomalía generada por la depresión del Lago de Valencia se extiende hacia el este al aplicarle el coseno direccional.

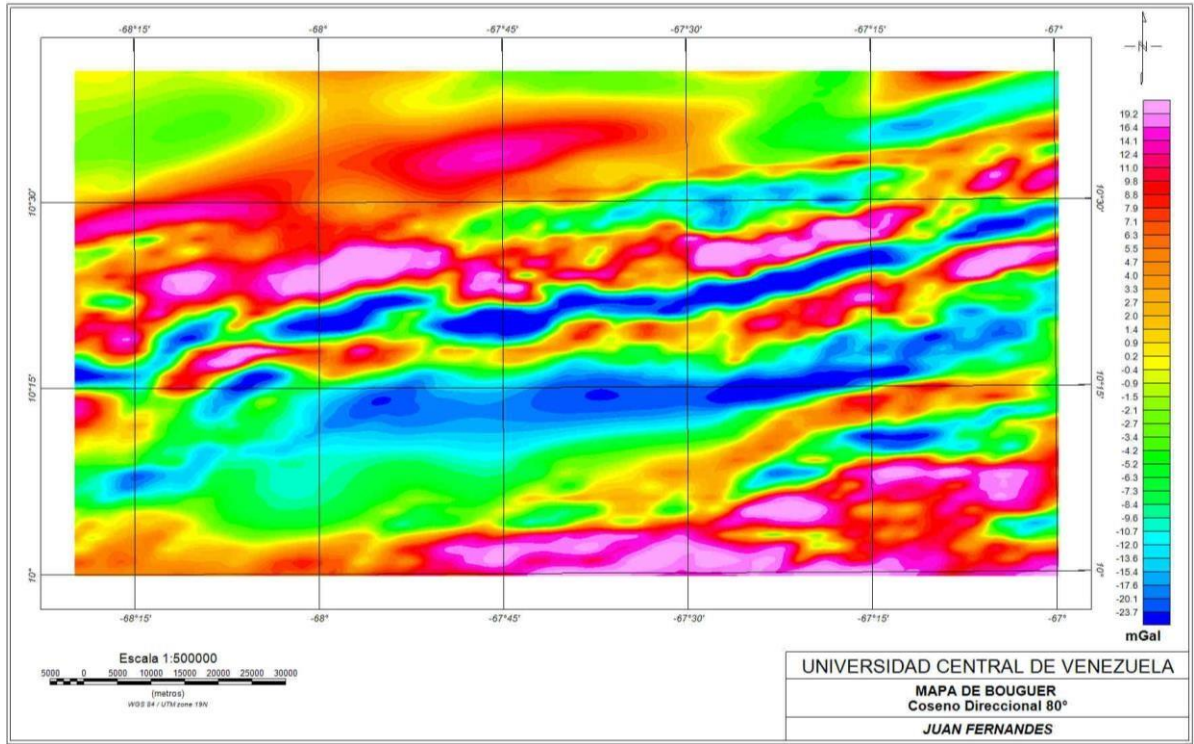


Figura 5.7. Mapa de coseno direccional N80E de la Anomalía de Bouguer.

5.2.5. Mapas de Continuación Analítica

Para el estudio de los efectos regionales generados por las estructuras presentes en la zona de estudio se aplicó la continuación analítica de campo a 5, 10, 15 y 30 km de altura (Figura 5.8). La continuación analítica a 5 km de altura se observa que en la región norte se encuentran valores máximos y en el extremo noreste se encuentra el punto máximo con un valor de 18 mGal, luego en dirección suroeste los valores de anomalías van disminuyendo, y sobre la depresión del Lago de Valencia se encuentra el mínimo con un valor de -52 mGal. A lo largo del mapa se aprecia como los valores máximos envuelven a los valores mínimos.

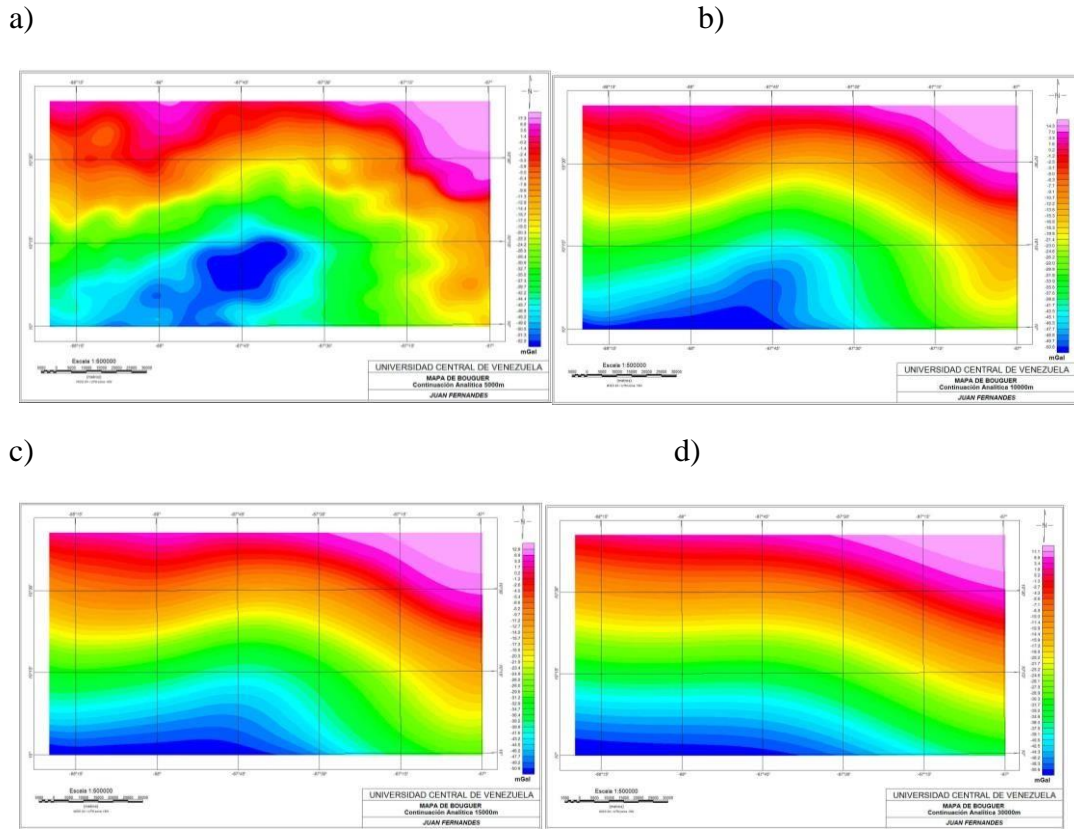


Figura 5.8. Mapas regionales obtenidos por el método de continuación analítica. a) 5 km de altura; b) 10 km de altura; c) 15 km de altura y d) 30 km de altura.

A medida que se va aumentando la altura en la continuación analítica los contornos se van suavizando ya que cada vez se vuelve más regional los resultados, pero se sigue manteniendo la tendencia donde en la parte noreste se encuentran los valores máximos de anomalía y al suroeste los mínimos, pero éste se va movilizándose desde la depresión del Lago de Valencia hacia el extremo suroeste de la zona de estudio.

A la altura de 30 km se aprecia sobre el mapa una dirección de los contornos cercana a la O-E entre las longitudes $-68^{\circ} 20'$ y $67^{\circ} 38'$ y luego la dirección de los contornos cambia a N45O.

5.2.6. Espectro de Potencia de la Anomalía de Bouguer completa.

A partir del espectro de potencia de la Anomalía de Bouguer (Figura 5.9) se obtuvieron 3 valores de profundidad asociada a fuentes profunda, intermedia y somera para la ventana de estudio (tabla 5.4). La fuente profunda se encuentra a 16,8 km que está asociada a la zona entre la Corteza Inferior y Superior, la fuente intermedia se encontró a una profundidad de 1,5 km que se asocia a estructuras presentes bajo la Cordillera de la Costa y la fuente somera de 0,25 km puede asociarse a las cuencas sedimentarias ubicadas tanto en el Lago de Valencia y en la Plataforma de Choroní.

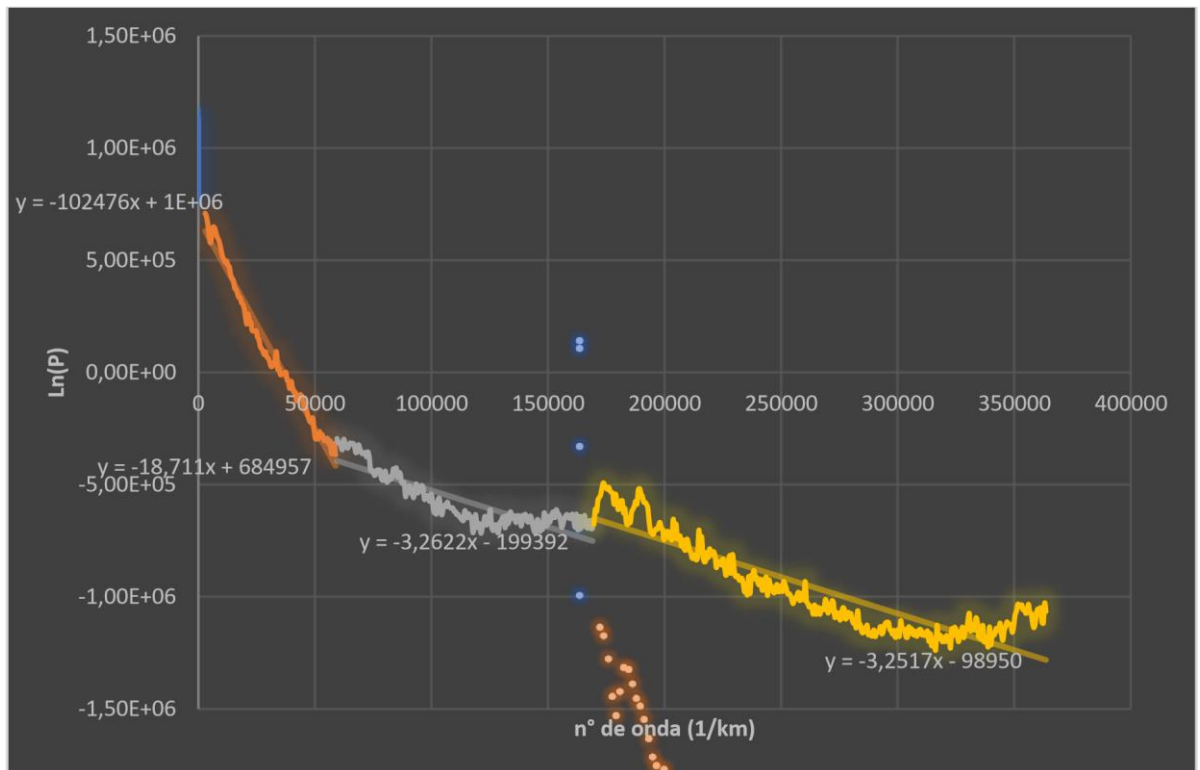


Figura 5.9. Espectro de Potencia de la Anomalía de Bouguer completa.

Tabla 5.4. Profundidades obtenidas a partir del Espectro de Potencia de la Anomalía de Bouguer completa.

Profundidades	
Profundo	16,8 km
Intermedio	1,5 km
Somero	0,28 km

5.2.7. Deconvolución de Euler para la Anomalía de Bouguer completa.

En la Deconvolución de Euler para la anomalía de Bouguer (Figura 5.10) se presentan múltiples soluciones con diferentes fuentes gravimétricas. Las fuentes de mayor profundidad se encuentran entre los 7 y 10 km, pero con puntos muy dispersos sobre el área de estudio, los cuales unos se encuentran sobre el Mar Caribe y los otros en la depresión del Lago de Valencia, este último puede estar asociado con el Sistema de Fallas de la Victoria. De igual forma las siguientes fuentes en el rango de profundidades de 7 a 5 km se encuentran en su gran mayoría sobre el territorio marino y en la depresión del Lago de Valencia, resaltando la dirección del Sistema de falla de La Victoria. Las fuentes de menor profundidad representadas de color rojo y amarillos las cuales están por debajo de los 5 km de profundidad son las que poseen mayor representación sobre el mapa y específicamente sobre la Cordillera de la Costa las fuentes bordean en su gran mayoría a los altos gravimétricos que se encuentran en esta área.

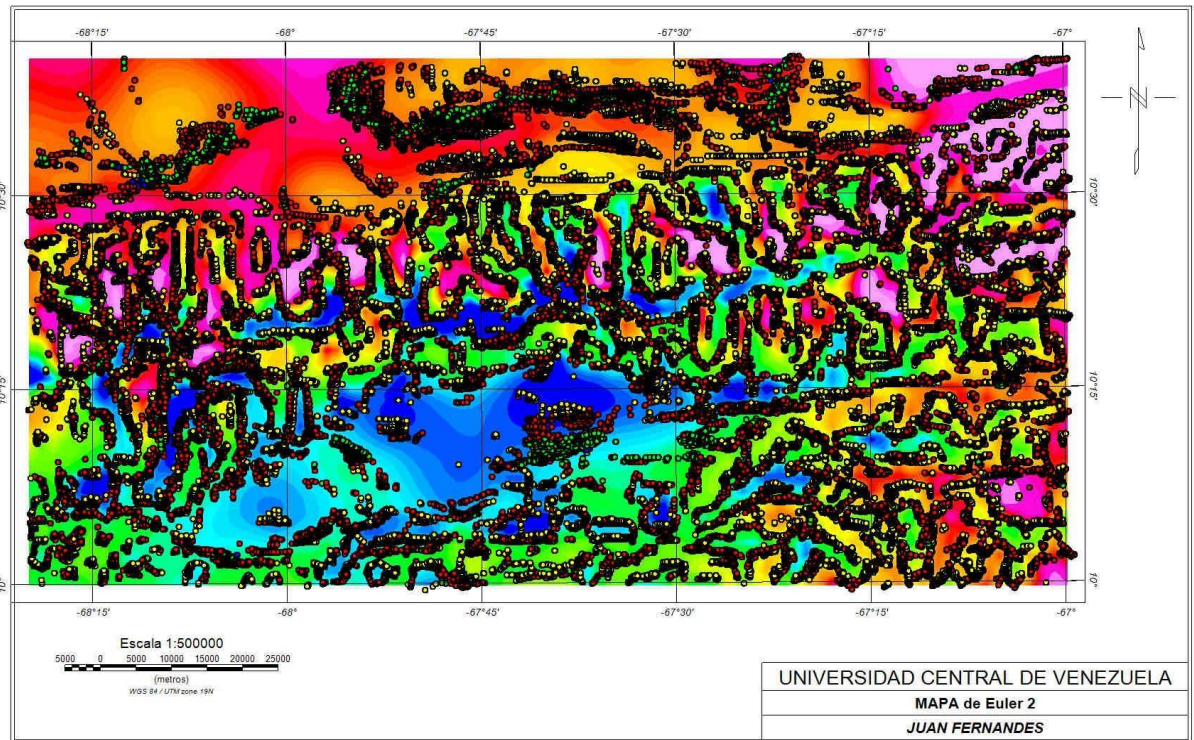


Figura 5.10. Deconvolución de Euler para la Anomalía de Bouguer completa.

5.3. Modelado estructural con base al perfil A-B

El perfil trazado (Figura 5.11) sobre la zona de estudio con dirección $N15^{\circ}E$ entre las longitudes $67^{\circ} 30'$ y $67^{\circ} 45'$, tiene una disminución en la profundidad de la Discontinuidad de Moho de Sur a Norte, donde en el extremo Sur posee un valor de profundidad de 37 km aproximadamente y en el lado Norte de 30 km, estos valores de profundidad son descritos en el trabajo de Schmitz (2021) sobre las profundidades de la Discontinuidad de Moho al Norte de Venezuela.

Luego por encima del manto se encuentran la Corteza Inferior y la Corteza Superior respectivamente. Por la carga litostática de la Cordillera de la Costa se plantea una flexión en la Corteza Superior e Inferior, las cuales están a profundidades de 12 km y 20 km respectivamente en el punto debajo de la cordillera.

En la parte Sur del modelo se encuentra la Serranía del Interior y en ella tenemos como unidad que abarca mayor extensión a el Complejo el Tinaco, a su vez en menor proporción se encuentra la Metatoba El Caño y El Chino y la Filita de Paracotos. El Complejo el Tinaco bordea a la metatoba y a la filita, las cuales se encuentran buzando hacia el Sur, aunque también estas dos unidades se encuentran aflorando sobre la superficie.

Entre la Serranía del Interior y del Litoral se presenta un depósito sedimentario el cual corresponde con la depresión del Lago de Valencia, la cual está señalada por una flecha de color rojo y bajo este depósito se planteó una falla, la cual sería la separación estructural entre la Serranía del Interior y del Litoral y perteneciente al Sistema de Falla de La Victoria. Esta falla separa puntualmente a el Complejo el Tinaco del Esquisto de Las Mercedes y a El Esquisto de San Julián.

Bajo la Cordillera de la Costa por su alto contraste en los valores de Anomalía, el modelo presenta una gran heterogeneidad de unidades geológicas, con grandes cuerpos de peridotita en contacto con cuerpos de metatobas y en la base de estos cuerpos se encuentra el granito. Todos estos cuerpos poseen un buzamiento hacia el Norte y están rodeados por el Complejo San Julián el cual es la unidad de mayor extensión en la Cordillera de la Costa.

Al Norte del modelo, ya sobre el Mar Caribe existen sedimentos del Terciario y del Cuaternario, los cuales se encuentran sobre la Formación San Julián a una profundidad aproximada entre 1 y 2 km.

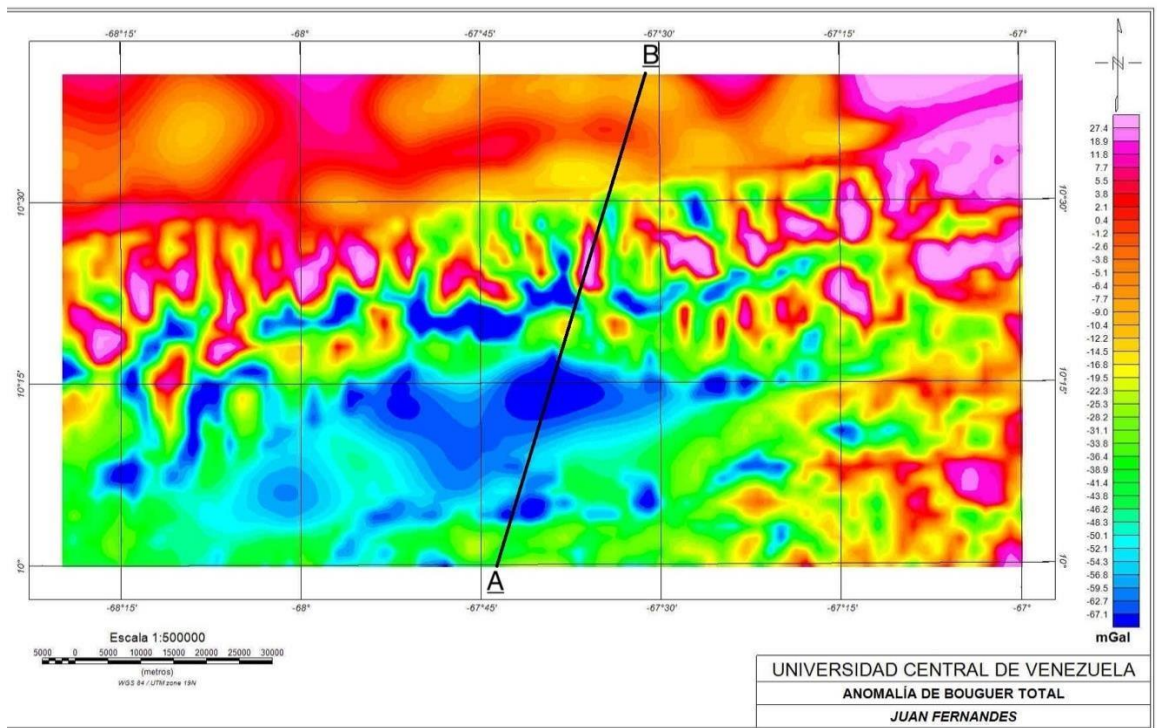


Figura 5.11. Mapa de Anomalía de Bouguer completa con dirección del perfil A-B.

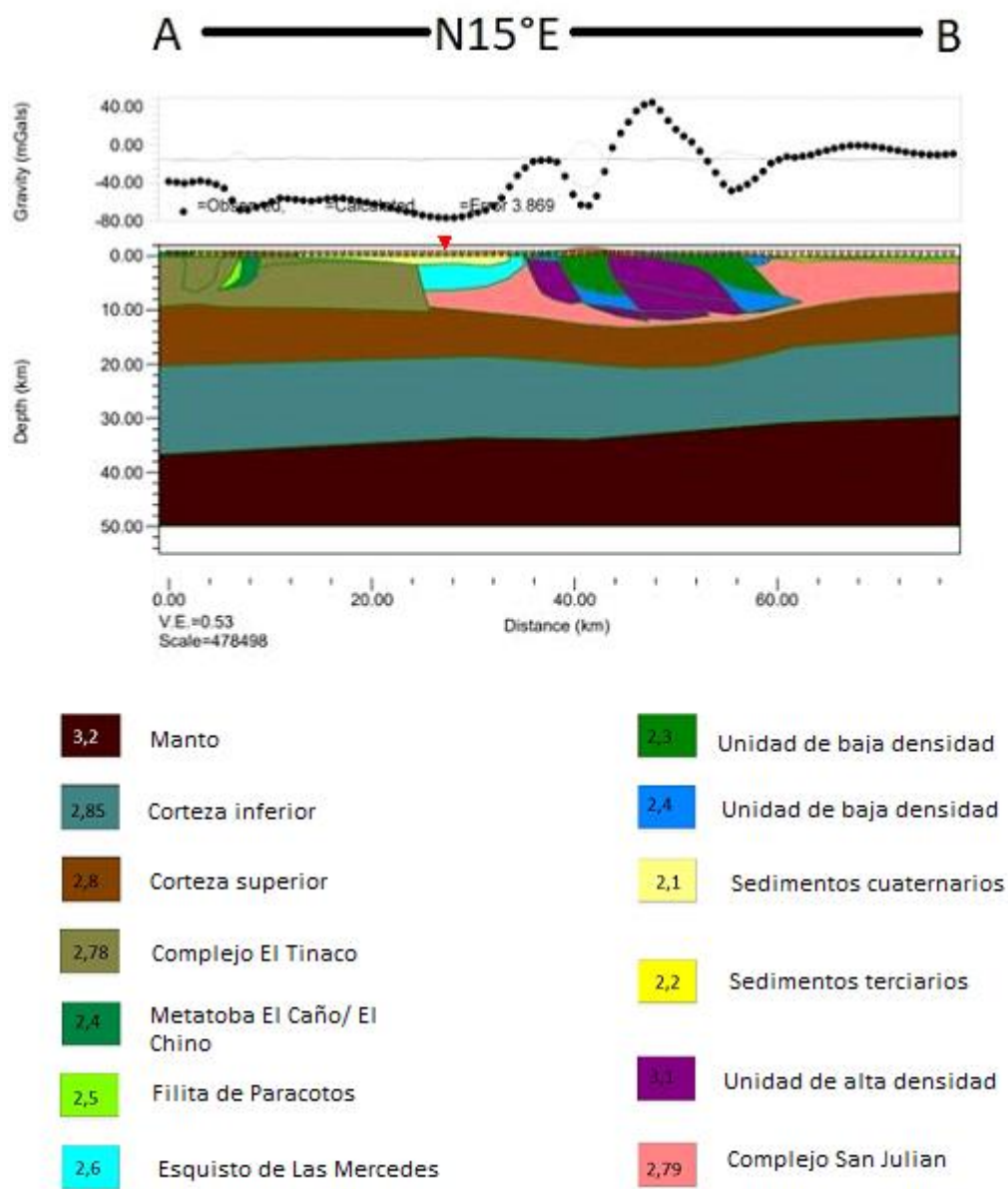


Figura 5.12. Modelo estructural a lo largo del perfil A-B a partir de la anomalía de Bouguer.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conforme a los objetivos planteados y al desarrollo de la investigación se puede llegar a las siguientes conclusiones:

- A partir del análisis estadístico de los datos gravimétricos satelitales, se obtuvo un comportamiento normal de los 3 conjuntos de datos analizados; datos topográficos, datos de Anomalía de Aire Libre y datos de Anomalía de Bouguer completa, lo cual permitió tener confiabilidad en los datos para continuar con la investigación.
- Se verifica la dependencia del mapa de Anomalía de Aire Libre con la topografía de la zona, lo cual apunta a la estabilidad de la zona en términos isostáticos.
- Los valores máximos de anomalía de Bouguer fueron hallados sobre la Cordillera de la Costa y al noreste de la zona de estudio relacionados a la peridotita y a la disminución de la profundidad de la corteza que se refleja en la Plataforma de La Guaira.
- La continuación analítica de 15 km hacia arriba del mapa de Anomalía de Bouguer muestra la respuesta regional de la zona de estudio evidenciando el aumento en la profundidad de Moho hacia el sur.
- En el espectro de potencia se obtuvo como profundidad intermedia un valor de 1,5 km de profundidad que se asocia con los topes de las posibles estructuras de los cuerpos de alta y baja densidad en la Cordillera de la Costa.
- En la Deconvolución de Euler los valores de mayor abundancia fueron los menores a los 5 km de profundidad relacionándose con la respuesta obtenida en el espectro de potencia, donde se obtuvo como valor de profundidad intermedia 1,5 km y de profundidad somera 0,25 km.
- En el modelo gravimétrico generado se asoció al máximo de 40 mGal (ubicado en la progresiva 40 – 50 Km) a un posible gran cuerpo de alta densidad por debajo de la Cordillera de la Costa, bordeado por cuerpos de menor densidad.

Se recomienda en futuras investigaciones realizar un estudio gravimétrico más detallado sobre el área de la Cordillera de la Costa, específicamente sobre el área del perfil trazado para este estudio y complementarlo con algunos estudios de sismica para intentar precisar la naturaleza de los cuerpos de alta densidad que en el modelado exige.

REFERENCIAS

- Audemard, F., A. Singer y J. Soulas (2005). Quaternary faults kinematic and stress tensors along the southern Caribbean from faults-slip data and focal mechanism solution. *Earth Science Reviews* 69: 181-223.
- Beck, C. (1986). La chaîne Caräibe au meridien de Caracas. Geologie, tectogenese, place dans l'evolution geodynamique mesozoique-cenozoique des caräibes meridionales. Reproducción en: *Rev. Venezolana Cienc. Tierra (Geos)* 43: 24-25 + 469 p. en carpeta 17 de DVD, 2012.
- Bellizzia, A. (1985). Sistema montañoso del Caribe: Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur. Memorias del VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas, Venezuela.
- Cantisano, M. 1989. Estudio geológico y geotécnico de la cuenca de la quebrada Mamera, Distrito Federal. *Mem. VII Congr. Geol. Venezolano*, Barquisimeto, 4: 1047-1069.
- Dengo, G. (1951). Geología de la región de Caracas. *Bol. Geol., Caracas*, 1(1): 39115.
- Dobrin, B. M. (1961). Introduction to Geophysical Prospecting. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 51 (1):131.
- Dobrin, B.M. y C.H. Savit. (1988). Introduction to Geophysical Prospecting. 4th Edition, McGraw- Hill.
- Draper, G.; Jackson, T. y Donovan, S. (1994), Geologic Provinces of the Caribbean Region. *Caribbean Geology: An Introduction* U.W.I. Publishers' Association, Kingston. pp. 3-12.
- Geosoft Inc. (2007). Montaj MAGMAP Filtering: 2D frequency domain processing of potential field data extension for Oasis montaj v.4. Tutorial. Canada: 82 p.

- Giunta, G., Marroni M., Padoa E. y Pandolfi L. (2003). Geological constraints for the geodynamic evolution of the southern margin of the Caribbean Plate. In C. Bartoloni, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 104-125.
- Giunta, G.; Beccaluva, L. y Siena, F. (2006), Caribbean Plate margin evolution: constraints and current problems. *Revista Geológica Acta*, 4 (2): 265 – 277.
- Giunta, G. y E. Oliveri, E. (2009). Some remarks on the Caribbean Plate kinematics: facts and remaining problems. In: *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*, James, K. H., M.A. Lorente y J.L. Pindell (eds). Geological Society, London, Special Publications, Vol. 328: 57-75.
- Giunta G. *et al.* (1996). Geología de los márgenes de la Placa del Caribe: generalidades en Guatemala, Costa Rica, La Española y resultados preliminares del análisis de una transversal en la Cordillera de la Costa de Venezuela. *Rev. Geol. Amer. Central*, 19/20: 7-28,1996.
- González, L. (1972). Geología de la Cordillera de la Costa, zona centro occidental. IV Cong. Geol. Venezolano, Caracas. Noviembre 1969, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5,3: 1589-1616.
- González De Juana, C., J. Iturralde De A. Y X. Picard. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos. 1021p.
- Grande S. & Urbani F. (2009). Presence of a high grade rocks in NW Venezuela of possible Grenvillian affinity. In: K. JAMES, M. A. LORENTE & J. L. PINDELL (eds.). *The geology and evolution of the region between North and South America*. Geological Society of London, Special Publication 328: 533-548.

- Grande S. (2009). Geoquímica de las Metavolcanosedimentarias de Los Naranjos, Filita de Tucutunemo, Aragua central y su interpretación tectónica. UCV. Fac. Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Laboratorio de Geología y Geoquímica. Caracas.
- Hinze, W., C. Aiken, J. Brozena, B. Coakley, D. Dater, G. Flanagan y T. Hildenbrand. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics* 70(4):25-32
- Iturralde-Vinent, M. (2004). La paleogeografía del Caribe y la biogeografía histórica. *Revista del Jardín Botánico Nacional, Cuba.* 25: 49-78.
- Jaimes, M. (2012). *Estudio geológico-petrográfico de la zona de Crucito-Albarico- Carabobo, edo. Yaracuy.* Universidad Central de Venezuela. Geologist thesis. (Reproducido en *Geos*, UCV, Caracas, 42: 126-127 + 108 p. en carpeta 5 de DVD, 2012).
- JORDAN, T. (1975). The present – day motion of the Caribbean Plate. *Journal of Geophysical Research*, 80: 4433 – 4439.
- Kearey, P., Brooks, M., y Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration.* Oxford: Blackwell Science
- Li, X.; Hildenbrand, T.; Hinze, W.; Randy Keller, G. Ravat, D. y Webring, M. (2006), The quest for the perfect gravity anomaly: Part 1 — New calculation standards. *SEG Technical Program Expanded Abstracts.* [Artículo en línea]. Disponible en: Disponible en: www.researchgate.net/publication/249861765_The_quest_for_the_perfect_gravity_anomaly_Part_1_-_New_calculation_standards [Consulta: 2020, enero 28]
- Lowrie, W. (2007). *Gravity, the figure of the Earth y geodynamics. Fundamentals of Geophysics.* New York, Estados Unidos: Cambridge University Press, 99p.

- Mackenzie, D. B. (1966). Geología de la región norte-central de Cojedes. *Boletín de Geología*, Caracas, 8(15): 3-72.
- Mederos, I. (2009). Modelaje geofísico de la región Farriar-Morón, estados Yaracuy y Carabobo. Trabajo especial de grado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 112 p.
- Menéndez, A. 1966. Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. *Boletín de Geología*, Caracas, 8(15): 116-139.
- Meschede, M. y W. Frisch (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate. *Tectonophysics*, 296: 269-291.
- Molnar, P. y L. Sykes (1969). Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80:1639- 1684.
- Moritz, H. (1980). Geodetic Reference System 1980. *Journal of Geodesy*, 54, 395405 p.
- Mussett A. y Aftab, M. (2000), *Looking into the earth*. Cambridge University Press:
New York. p. 107-138.
- Novoa, E. y Rodríguez, C. (1990). Geología de una zona ubicada al norte de la ciudad de Maracay, Aragua. Universidad Central de Venezuela, Fac. Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Trabajo especial de grado, 121 p.
- Ostos, M. (1990). Evolución tectónica del margen Sur-Caribe del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, (30): 1-294.
- OSTOS M. (1985). Evolución Tectónica del margen Sur-Central del Caribe basado en datos geoquímicos. Trabajo de grado. UCV, Escuela de Geología, Minas y geofísica.

- OSTOS M. (1992). Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical and structural data. *Geos*, UCV, Caracas, 30: 1-194
- PARASNIS, D. (1970). "Principios de Geofísica Minera". Editorial Paraninfo, Madrid.
- Pérez, A. (2004). Paleooceanografía de la Formación Cubagua basada en el estudio de foraminíferos béticos. UCV-GEOS. 110 p.
- Piburn, M. D. (1968). Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, norte de Venezuela, *Bol. Geol.*, Caracas, 9(18): 183-290.
- Pindell, J.L. y S. Barret. (1990) Geologic evolution of the Caribbean region. En: Dengo, G. y J.E. Case (eds.). *The Caribbean Region. The Geology of North America*, Geological Society of American, H: 339-374.
- PINDELL, J. y L. KENNAN. (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. Gulf Coast Association of Geological Societies Conference. Consultado marzo 15, de 2022: <http://tectonicanalysis.com/site/download/papercarib01.pdf>.
- Reid, A., Allsop, L., Granser, H., Millet, A., and Somerton, I. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, 55: 80-91 p.
- Rodríguez, D. (1972). Geología de la región de Choróní – Colonia Tovar y lago de Valencia (Resumen y mapa). *Bol. Geol.*, Caracas, Public. Esp. 5, 3: 1783-1784.
- Shagam, R. (1960). Geología de Aragua central (Venezuela). III Cong. Geol. Venez., Caracas, 1959, 2: 574-675.
- Smith, R., (1952). Geología de la región Los Teques-Cúa. *Bol. Geol.*, Caracas, 2(6): 333-406.
- Spector, A., y Grant, F. S. (1970). Statistical models for interpreting Aeromagnetic data. *Geophysics*, 35 (2): 293-302.

- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University.
- Urbani, F., (1989). El Gneis de Cabriales, Carabobo, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, (29): 276-277.
- URBANI, F. (2010). Sillimanita en el norte de Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 40 (2009): 39-40 + 34 p. en carpeta 21 de DVD.
- Urbani, F. & Ostos, M. (1989). El Complejo Ávila, Cordillera de La Costa, Venezuela. *Geos*, UCV, Caracas, 29: 205-217.
- Urbani, F. 2015. Terrane distribution in north-central Venezuela. En M. Schmitz, A. Audemard & F. Urbani (Eds). *El límite Noreste de la Placa Suramericana- Estructuras litosféricas de la Superficie al Manto*, Capítulo 3, p.77-100.
- Wehrmann, M. (1972). Geología del área de Guatire – Colonia Tovar. *Bol. Geol.*, Caracas, Public. Esp. 5, 4: 2093-2121.