

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS  
GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS EN EL PERFIL  
CALABOZO - DABAJURO**

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por La Br. Ramírez P. Evis A.  
Para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre 2014

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS  
GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS EN EL PERFIL  
CALABOZO - DABAJURO**

TUTOR ACADÉMICO: Dra. Nuris Orihuela  
TUTOR INDUSTRIAL: Dr. Javier Sánchez Rojas

Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela  
Por La Br. Ramírez P. Evis A.  
Para optar al Título  
de Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre 2014

Caracas, octubre de 2014

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller EVIS ADRIANA RAMIREZ PEREZ, titulado:

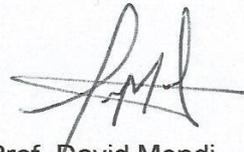
**“ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y  
MAGNÉTICOS EN EL PERFIL CALABOZO - DABAJURO”**

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.



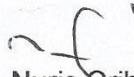
Prof. Inírida Rodríguez

JURADO



Prof. David Mendi

JURADO



Prof. Nuris Orihuela

TUTOR ACADÉMICO

*“No te rindas, por favor no cedas, aunque el frío queme, aunque el miedo muerda, aunque el sol se esconda, y se calle el viento, aún hay fuego en tu alma, aún hay vida en tus sueños. Porque la vida es tuya y tuyo también el deseo, porque cada día es un comienzo nuevo, porque ésta es la hora y el mejor momento”.*

*Mario Benedetti*

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios por encima de todo por ayudarme, a mis padres, mis hermanos especialmente a mi chiquito de la casa José Miguel por acompañarme consentirme y hacerme reír siempre.

A mi luisiño Luis López mi compañero amigo mi esposito, terminé la tesis!! Ahora el siguiente paso Te amo!!

A mis compañeros de campo Pedro Medina, José Juan Jorge, Javier Parra y Henderson Pinto por acompañarme y guiarme a lo largo de toda la adquisición y hacer de esta trabajo de grado una experiencia de turismo excelente.

Al equipo de Funvisis quienes me ayudaron en todos los aspectos de mi tesis Fernando Mazuera, Luis Yegres y Javier Sánchez. Ustedes me dieron la oportunidad de participar en las adquisiciones sísmicas y gravimétricas del proyecto GIAME, haciendo de mi tesis una experiencia inolvidable que más allá del aprendizaje académico y profesional me ayudó a crecer como persona y relacionarme con las virtudes y necesidades de mi país.

A mi tutora académica Nuris Orihuela por brindarme su apoyo y enseñarme tantas cosas para mí un honor haber trabajado con usted.

A Mariano Arnaiz por tenerme paciencia y sacarme de apuros cuando más los necesitaba, gracias por todos los conocimientos impartidos que fueron clave para llevar a cabo este trabajo.

A Matías Corrales que me acompañó y enseñó todas las técnicas de manejo de datos posibles para mi tesis.

Por supuesto y no puede faltar la compañía y apoyo de mis queridísimas leonas y rey león: Aurora Natale, Verónica Pérez, Andrea Peña y Jose Campos. Son lo máximo los quiero.

A mis compañeros del horno-nevera, con quienes he vivenciado momentos muy agradables, presentaciones, stress, rabietas, etc ustedes hicieron divertida la parte de sentarse a procesar y escribir el tomo jejeje Lisfer Flores, Jesús García, Fiorella Daza, Kathryn Pérez lo mejor para ustedes.

**Ramírez P., Evis A.**

**ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y  
MAGNÉTICOS EN EL PERFIL CALABOZO – DABAJURO.**

Tutor académico: Dra. Nuris Orihuela. Tutor Industrial: Dr. Javier Sánchez Rojas.  
U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2014

Palabras clave: GIAME, Napas de Lara, Alto de El Baúl, Falla de Boconó, gravimetría, magnetismo, Cuenca de Falcón, deconvolución de Euler y Werner.

**RESUMEN**

El presente trabajo se desarrolla como parte del proyecto GIAME (Geociencia Integral de los Andes de Mérida) y tiene por objeto crear una red de datos geofísicos normalizada que mejore la comprensión sobre el origen, evolución y configuración de los Andes de Mérida. En este sentido se llevó a cabo la adquisición de datos gravimétricos y magnéticos sobre un perfil que se prolonga desde la ciudad de Calabozo en el estado Guárico hasta Dabajuro en el estado Falcón, con una separación de 1 km entre estaciones, referenciadas geográficamente mediante el uso de sistema de posicionamiento global diferencial. A estos datos se les aplicó el análisis espectral, deconvolución de Euler y deconvolución de Werner para identificar la profundidad de las fuentes que causan las anomalías así como la interpretación de perfiles y mapas de anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total. Los resultados obtenidos en la prospección gravimétrica y magnética ratifican el adelgazamiento cortical en la cuenca de Falcón. Se identificó una profundidad para la discontinuidad de Mohorovic de 30 km y Conrad a 20 km. En las Napas de Lara se confirma que la profundidad de su basamento oscila entre los 8-12 km. La frontera entre el alto de El Baúl y la subcuenca de Guarumen refleja el mayor gradiente gravimétrico sobre el perfil, evidenciando el límite entre el Paleozoico (correspondiente al Alto de El Baúl) y el Cenozoico y Mesozoico (principalmente las Napas de Lara).

## ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS .....	v
RESUMEN .....	vi
ÍNDICE .....	vii
LISTA DE FIGURAS .....	xi
LISTA DE TABLAS.....	xv
CAPÍTULO I .....	1
INTRODUCCIÓN .....	1
1.1 Problema de la investigación.....	1
1.2 Objetivos .....	3
1.2.1 Objetivo general.....	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.2.3 Justificación .....	3
1.2.4 Ubicación del área en estudio.....	4
CAPÍTULO II .....	5
MARCO GEOLÓGICO .....	5
2.1 Placa del Caribe .....	5
2.2 Geología Estructural.....	6
2.2.1 Cuenca de Falcón .....	7
2.2.2 Falla de Oca – Ancón .....	11
2.2.3 Napas de Lara.....	11
2.2.4 Falla de Hato Viejo .....	12
2.2.5 Falla de Boconó .....	13
2.2.6 Surco de Barquisimeto .....	15
2.2.7 Cuenca de tracción de Cabudare.....	15
2.2.8 Subcuenca de Guarumen.....	16
2.2.9 Alto de El Baúl.....	17
CAPÍTULO III .....	19
MARCO TEÓRICO.....	19
3.1 Ley de Gravitación Universal.....	19
3.2 Gravedad de la Tierra.....	19

3.3	Geoide, Elipsoide y ondulación geoidal.....	20
3.4	Reducciones de gravedad.....	21
3.4.1	Corrección por deriva instrumental.....	22
3.4.2	Corrección por mareas.....	22
3.4.3	Corrección atmosférica.....	23
3.4.4	Corrección de aire libre.....	23
3.4.5	Corrección de latitud.....	24
3.4.6	Corrección de Bouguer.....	25
3.4.7	Corrección Topográfica.....	25
3.5	Anomalías gravimétricas.....	27
3.5.1	Anomalía de Aire Libre.....	27
3.5.2	Anomalía de Bouguer.....	28
3.6	Anomalía Magnética.....	28
3.6.1	Campo magnético de la Tierra.....	28
3.6.2	Variación diurna.....	30
3.6.3	El campo geomagnético y el IGRF.....	30
3.6.4	Anomalías magnéticas.....	31
3.7	Análisis espectral.....	31
3.8	Deconvolución de Euler.....	32
3.9	Deconvolución de Werner.....	33
CAPÍTULO IV.....		35
MARCO METODOLÓGICO.....		35
4.1	Adquisición.....	36
4.1.1	GPS diferencial.....	37
4.1.2	Gravimetría.....	40
4.1.2.1	Equipo.....	40
4.1.2.2	Calibraciones.....	40
4.1.2.3	Adquisición de datos gravimétricos.....	42
4.1.2.4	Bases gravimétricas.....	46
4.1.3	Magnetometría.....	48
4.1.3.1	Equipo.....	48
4.1.3.2	Adquisición.....	49
4.2	Procesamiento.....	51

4.2.1	GPS diferencial .....	51
4.2.2	Gravimetría.....	53
4.2.2.1	Cálculo de gravedad observada.....	54
4.2.2.2	Corrección topográfica .....	54
4.2.2.2.1	Corrección topográfica regional .....	54
4.2.2.2.2	Corrección topográfica local.....	56
4.2.2.3	Cálculo de la Anomalía de Bouguer .....	57
4.2.3	Magnetometría .....	58
4.2.4	Análisis espectral .....	59
4.2.5	Separación Regional – Residual .....	60
4.2.6	Deconvolución de Euler.....	61
4.2.7	Deconvolución de Werner .....	63
CAPÍTULO V .....		64
RESULTADOS Y ANÁLISIS.....		64
5.1	Gravimetría.....	64
5.1.1	Estadística.....	64
5.1.2	Anomalía de Bouguer.....	66
5.1.3	Separación regional – residual .....	70
5.1.4	Análisis espectral .....	71
5.2	Magnetometría .....	72
5.2.1	Estadística.....	72
5.2.2	Intensidad Magnética total.....	73
5.2.3	Separación regional - residual.....	76
5.2.4	Análisis espectral .....	77
5.3	Deconvolución de Euler.....	78
5.4	Deconvolución de Werner .....	81
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES .....		82
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS .....		84
APÉNDICES.....		90
1.	PDF que envía Canadian Spatial Reference System luego de realizar el procesamiento por PPP. ....	90
2.	Tabla de procesamiento de gravimetría, formato uniforme del proyecto GIAME. ....	91
3.	Perfil norte AB, IMT, topografía, gravedad observada.....	92

4. Fotos de Campo..... 93

## LISTA DE FIGURAS

### CAPÍTULO I

- Figura 1. 1 Gravimetría proyecto GIAME. .... 2  
Figura 1. 2 Ubicación del perfil norte (línea marrón). .... 4

### CAPÍTULO II

- Figura 2.1 Ubicación placa del Caribe tomado de Taboada et al., (2000)..... 6  
Figura 2. 2 Mapa de Fallas Cuaternarias y toponimia de Venezuela (Audemard, et al., 2005). .... 7  
Figura 2. 3 Principales rasgos estructurales de la Cuenca de Falcón, tomado y modificado de Muessig (1984). .... 8  
Figura 2. 4 A) Modelo pull-apart y B) Modelo retroarco Paleoceno-Eoceno; donde A = Aruba, AB = Cuenca Aruba, B = Bonaire, BB = Cuenca Bonaire, C = Curazao, D= Alto de Dabajuro, FB = Cuenca de Falcón, G = Península de la Guajira, LM = Islas Los Monjes, LV = Bahía La Vela, P = Península de Paraguaná, U = surco de Urumaco, FB = Cuenca de Falcón, BB = Cuenca de Bonaire. Tomado de Gorney et al., (2007). .... 9  
Figura 2. 6 Principales fallas en las zonas cercanas a Barquisimeto. Falla de Boconó (FB); Falla de Hato Viejo (HV); falla de Burbusay (FBU); falla de Valera (FV); sistema piedemonte noroccidental (POC); sistema piedemonte suroriental (POR); sistema Burro Negro – Mene Grande (SBM). Tomado de Beltrán (1993)..... 13  
Figura 2.7 Contexto geodinámico de los Andes de Mérida y las principales estructuras tectónicas, entre las que resalta la falla de Boconó. Tomado de Bernard (2009). .... 14  
Figura 2. 8 Sección esquemática de la cuenca de Cabudare. Tomado de Giraldo & Audemard (1997)..... 16

### CAPÍTULO III

- Figura 3. 1 Tipos de altura y relación con un modelo geoidal. .... 21

Figura 3. 2 a) Variación de la velocidad angular con la latitud alrededor de la Tierra representado con vectores. b) Forma elipsoidal de la Tierra, achatado en los polos.....	24
Figura 3. 3 Anillo utilizado en la retícula de Hammer. ....	26
Figura 3. 4 Definición de los elementos magnéticos. ....	29

## CAPÍTULO IV

Figura 4. 1 Metodología utilizada para cumplir los objetivos de la investigación. ....	36
Figura 4. 2 GPS Thales Z-Max (L1/L2) ....	37
Figura 4. 3 Configuración del GPS diferencial Magellan. ....	38
Figura 4. 4 Ventana observada en GPS Magellan durante medición.....	39
Figura 4. 5 Calibración vertical del gravímetro CG-5.....	41
Figura 4. 6 Bases gravimétricas con gravedad absoluta utilizadas para la calibración horizontal.....	41
Figura 4. 7 Deriva del gravímetro, 24 de octubre de 2013, San Rafael de Onoto. ....	43
Figura 4. 8 Conexión en el gravímetro para la descarga de datos. ....	44
Figura 4. 9 Configuración del gravímetro para la descarga de los datos. ....	44
Figura 4. 10 Adquisiciones gravimétricas previas realizadas en la zona.....	45
Figura 4. 11 Bases gravimétricas y circuitos realizados. ....	46
Figura 4. 12 Configuración de la toma de nota en campo de la corrección topográfica local. ....	48
Figura 4. 13 Deriva del magnetómetro 11 de noviembre 2013, Hato Piñero, Cojedes. ....	49
Figura 4. 14 Mapa de intensidad magnética mundial, (Geometrics, Inc., 2007). ....	50
Figura 4. 15 Adquisición de datos magnéticos. ....	51
Figura 4. 16 Secuencia de procesamiento de datos del GPS diferencial. ....	52
Figura 4. 17 Modelo Digital de Elevación para grid regional de corrección topográfica.....	55
Figura 4. 18 Configuración de la hoja de cálculo utilizada en la corrección topográfica local. ....	56

Figura 4. 19 Mapa de Isocorrección Topográfica del perfil norte.....	57
Figura 4. 20 Comparación entre AB de primer y segundo orden. ....	58
Figura 4. 21 Campo magnético total de un punto sobre la superficie terrestre, tomado de la NOAA.....	59
Figura 4. 22 Banda de 100 km de ancho utilizada para el análisis espectral de gravimetría. ....	60
Figura 4. 23 Espectro de frecuencia para separación regional – residual del mapa de AB e intensidad magnética total. ....	61
Figura 4. 24 Deconvolución de Euler en Oasis Montaj.....	62
Figura 4. 25 Parámetros utilizados para el cálculo de la deconvolución de Werner en Oasis Montaj.....	63

## CAPÍTULO V

Figura 5. 1 Histograma y diagrama de caja de los datos de anomalía de Bouguer.....	65
Figura 5. 2 Mapa geológico del área de estudio tomado y modificado de Hackley et al., (2006). Puntos rojos: ubicación de las estaciones de medición sobre el perfil norte. Líneas marrones: Fallas Cuaternarias de Venezuela (Audemard et al., 2000). ....	66
Figura 5. 3 Perfil y mapa de anomalía de Bouguer. Líneas color negro: Fallas Cuaternarias de Venezuela (Audemard et al., 2000). De fondo el Mapa geológico del área de estudio tomado y modificado de (Hackley et al., 2006). Puntos rojos: ubicación de las estaciones de medición sobre el perfil norte. Abreviaciones del perfil: FU = Falla de Urumaco, FHV = Falla de Hato Viejo, FB = Falla de Boconó, AB = Alto de El Baúl, SG = Subcuenca de Guarumen, CF = Cuenca de Falcón, NL = Napas de Lara, FOA = Falla de Oca – Ancón.....	69
Figura 5. 4 Separación regional – residual de la Anomalía de Bouguer haciendo corte en el número de onda de 0.025 rad/km (longitud de onda de 250 km). En color rojo: Anomalía de Bouguer, color azul: tendencia regional, color naranja: tendencia residual. Abreviaciones del perfil: FU = Falla de Urumaco, FHV = Falla de Hato Viejo, FB = Falla de	

Boconó, AB = Alto de El Baúl, SG = Subcuenca de Guarumen, CF = Cuenca de Falcón, NP = Napas de Lara, FOA = Falla de Oca – Ancón. ....	70
Figura 5. 5 Espectro de potencia promedio de la anomalía de Bouguer. ....	71
Figura 5. 6 Histograma y diagrama de caja de los datos de Intensidad Magnética Total. ....	73
Figura 5. 7 Perfil y mapa de Intensidad Magnética Total. Líneas color negro: Fallas Cuaternarias de Venezuela (Audemard et al., 2000). De fondo el Mapa geológico del área de estudio tomado y modificado de Hackley et al., (2006). Puntos rojos: ubicación de las estaciones de medición sobre el perfil norte. ....	75
Figura 5. 8 Separación regional – residual de los datos de Intensidad Magnética Total. En color rojo: IMT, color azul: tendencia regional, color naranja: tendencia residual. ....	76
Figura 5. 9 Espectro de potencia promedio de la Intensidad Magnética Total. ....	78
Figura 5. 10 Deconvolución de Euler, tamaño de ventana = 20, índice estructural = 1, error 5%. ....	79
Figura 5. 11 Deconvolución de Euler, tamaño de ventana = 20, índice estructural = 0.9, error 5%. ....	80
Figura 5. 12 Deconvolución de Euler, tamaño de ventana = 20, índice estructural = 0.8, error 5%. ....	80
Figura 5. 13 Deconvolución de Werner. Los puntos azules representan la profundidad de los contactos y los puntos verdes la profundidad de los diques. ....	81

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Valores de Índice Estructural (N) para distintos cuerpos en gravimetría y magnetometría.....	33
Tabla 2 Gravedades absolutas de bases gravimétricas, calibración horizontal. .....	42
Tabla 3 Calibración horizontal .....	42
Tabla 4. Gravedades absolutas de las bases utilizadas en el perfil norte. ....	47
Tabla 5. Estadística descriptiva de datos de Anomalía de Bouguer.....	64
Tabla 6. Estadística descriptiva de datos de Intensidad Magnética Total .....	72

# CAPÍTULO I

## INTRODUCCIÓN

### 1.1 Problema de la investigación

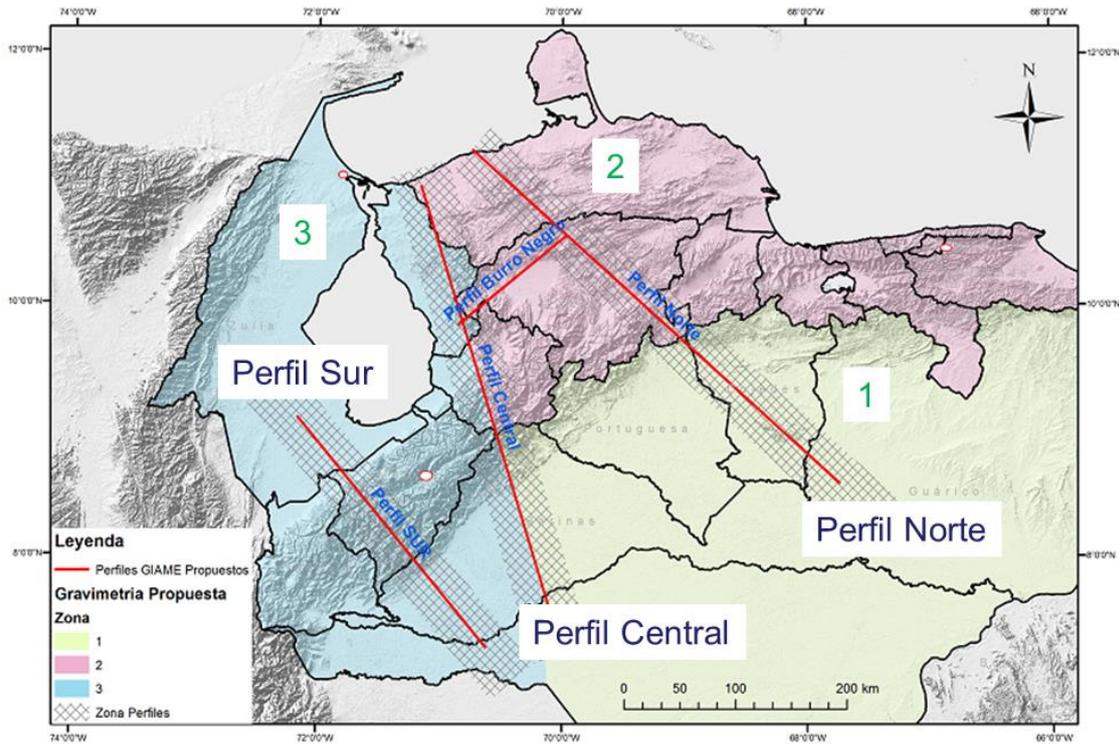
El proyecto GIAME (Geociencia Integral de los Andes de Mérida) surgió por la necesidad de establecer un modelo geomorfológico, geológico y estructural de la zona de los Andes de Mérida ante la incertidumbre y dudas en cuanto al origen, estructuras y deformaciones presentes como consecuencia de la interacción entre la Placa del Caribe y suramericana. En las áreas de gravimetría y magnetismo, se presenta la necesidad de estudiar el mínimo gravimétrico que no está centrado sobre el eje del sistema montañoso de los Andes de Mérida sino desplazado hacia el noroeste, por lo cual, en trabajos anteriores, se le ha atribuido a:

1. Respuesta del subsuelo por la presencia de grandes espesores de sedimentos de la cuenca de Maracaibo (Folinsbee, 1972).
2. Subducción de la placa del Caribe (Kellogg & Bonini, 1982).
3. Desplazamiento de la raíz del orógeno (Escobar & Rodríguez, 1995)
4. Una losa de la Placa Suramericana subduciendo debajo del Bloque de Maracaibo (Arnaiz, 2009).

Por otra parte, se presenta la ausencia de una red de datos gravimétricos confiables y de fácil acceso, unificada, que permita profundizar en este tipo de estudios para identificar los posibles rasgos geológicos que dominan las fuentes de contraste de densidad.

En este sentido, en el área de gravimetría del proyecto GIAME (figura 1.1) se pretende realizar un estudio de gran envergadura para aportar elementos de análisis sobre el origen, evolución y configuración de los Andes de Mérida y crear una red de datos normalizada de alcance nacional. Atendiendo a estas consideraciones se llevará a cabo la adquisición de datos gravimétricos en 3 zonas (Andes sur, Andes central y Andes norte) y 3 perfiles (perfil sur, central y

norte) que atravesarán los segmentos más representativos de la cadena andina, a estos datos se aplican el análisis espectral y la deconvolución de Euler y deconvolución de Werner para identificar la profundidad de las fuentes que causan las anomalías.



**Figura 1. 1** Gravimetría proyecto GIAME.

Con el objeto de cumplir lo anteriormente descrito, se realizó la adquisición de 402 estaciones gravimétricas y magnéticas sobre el perfil norte desde la ciudad de Calabozo en el estado Guárico hasta Dabajuro en el estado Falcón (figura 1.1), con una separación entre estaciones de 1 km, y una abertura permitida de 25 km, referenciadas geográficamente mediante GPS diferencial; con la finalidad de interpretar cualitativamente los mapas de anomalías de Bouguer, anomalía magnética y sus respectivas respuestas en profundidad.

## **1.2 Objetivos**

### **1.2.1 Objetivo general**

Adquirir y procesar datos gravimétricos y magnéticos sobre el perfil norte (Calabozo - Dabajuro) del proyecto GIAME, con el fin de caracterizar las principales estructuras presentes en el subsuelo.

### **1.2.2 Objetivos específicos**

- ✓ Calcular la Anomalía de Bouguer de datos adquiridos sobre el perfil norte (Calabozo – Dabajuro).
- ✓ Analizar el mapa de anomalía de Bouguer de la zona en estudio y sus componentes regional y residual.
- ✓ Analizar el mapa de anomalía magnética de la zona en estudio y sus componentes regional y residual.
- ✓ Estimar profundidades de las principales estructuras geológicas mediante el análisis espectral de mapas gravimétricos y magnéticos.
- ✓ Compilar, homogeneizar y reprocesar los datos gravimétricos existentes en la zona de estudio.

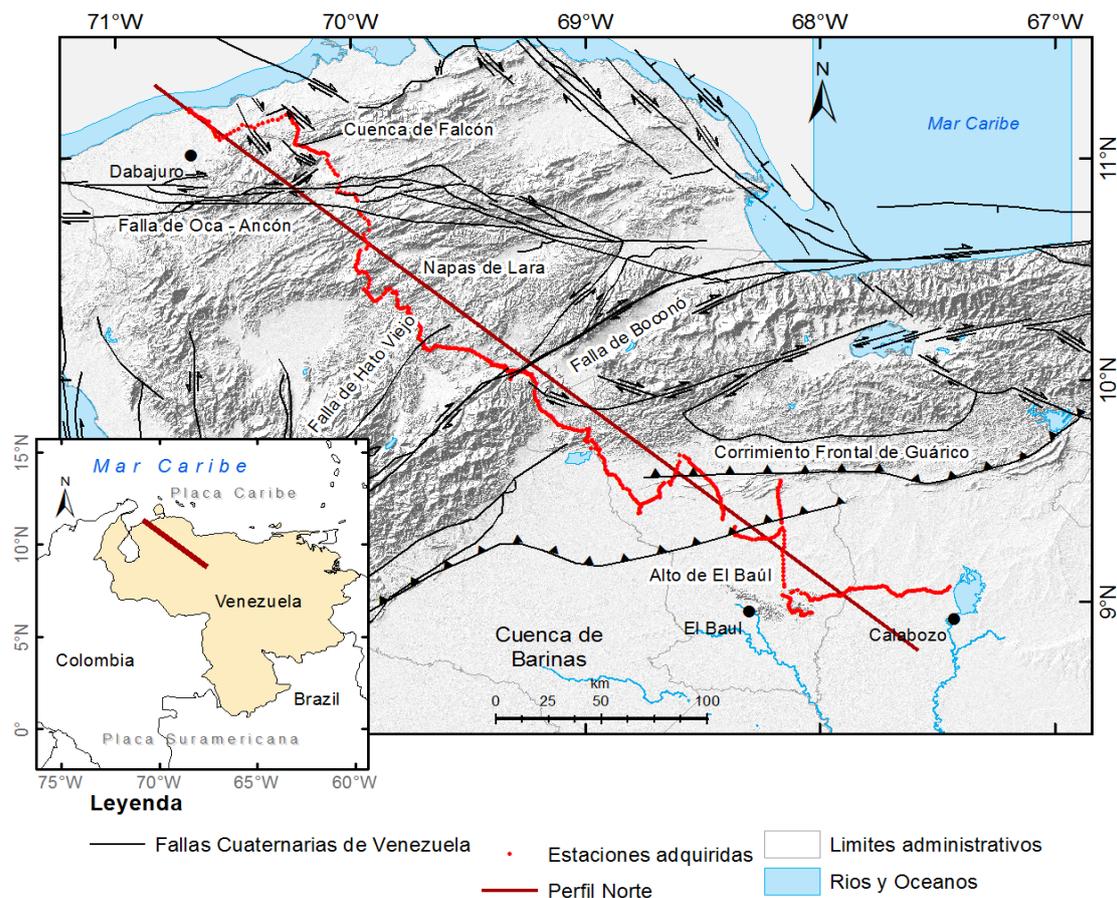
### **1.2.3 Justificación**

El presente trabajo de investigación es un aporte científico para la caracterización de las estructuras que se encuentran a través del perfil norte del proyecto GIAME. Por otra parte, sobre este perfil se realizó la adquisición de sísmica de refracción profunda, lo cual permite comparar el modelo geológico que se realice a partir de este trabajo con el modelo obtenido a partir de la sísmica de refracción profunda y así integrar y validar los resultados que de ambos se obtengan. Además, es una fuente de datos para futuras investigaciones y trabajos donde se desee integrar con otros métodos geofísicos o geológicos y la contribución a la elaboración de una base de datos

gravimétricos y magnéticos unificada con control de calidad en adquisición y nuevos estándares de procesamiento.

### 1.2.4 Ubicación del área en estudio

El perfil norte del proyecto GIAME está ubicado en la región centro-occidental de Venezuela y comprende los estados: Guárico, Cojedes, Portuguesa, Lara y Falcón (figura 1.2). El perfil tiene una longitud aproximada de 450 km con un dirección preferencial N40W y atraviesa de forma perpendicular a las serranías de Falcón y Lara, donde se realizó la adquisición del perfil en su mayoría en las quebradas secas que atraviesan esta zona; pasa a través de los llanos occidentales de los estados Guárico y Cojedes donde se adquirió en vías de acceso de fincas, hatos, fundos, etc; de igual manera sobre el Alto de El Baúl se aplicó el mismo criterio de los llanos.



**Figura 1. 2** Ubicación del perfil norte (línea marrón).

## CAPÍTULO II

### MARCO GEOLÓGICO

#### 2.1 Placa del Caribe

La placa del Caribe se constituyó desde el Mesozoico hasta el presente (Cotilla, 1999). Los principales límites de la Placa Caribe están marcados por la alta concentración de terremotos que se produce esencialmente en su periferia dando lugar a una franja ancha y difusa, y además por los procesos de vulcanismo activo en los márgenes este (arco volcánico de las Pequeñas Antillas) y oeste (Centroamérica). Así, en función de su sismicidad se definen los límites de interacción de las cuatro grandes placas con la placa Caribe: placa Norteamericana en los límites norte y este, la placa Suramericana en los límites sur y este, la placa de Cocos en el límite oeste y placa de Nazca en el límite suroeste (figura 2.1).

La placa del Caribe tiene como característica principal que es una zona de alta deformación, y su borde sur que interactúa con la placa Suramericana, ha definido la tectónica activa y la cantidad de estructuras que se encuentran en la zona occidental de Venezuela a través de su movimiento transpresivo (Audemard, *et al.*, 2005).

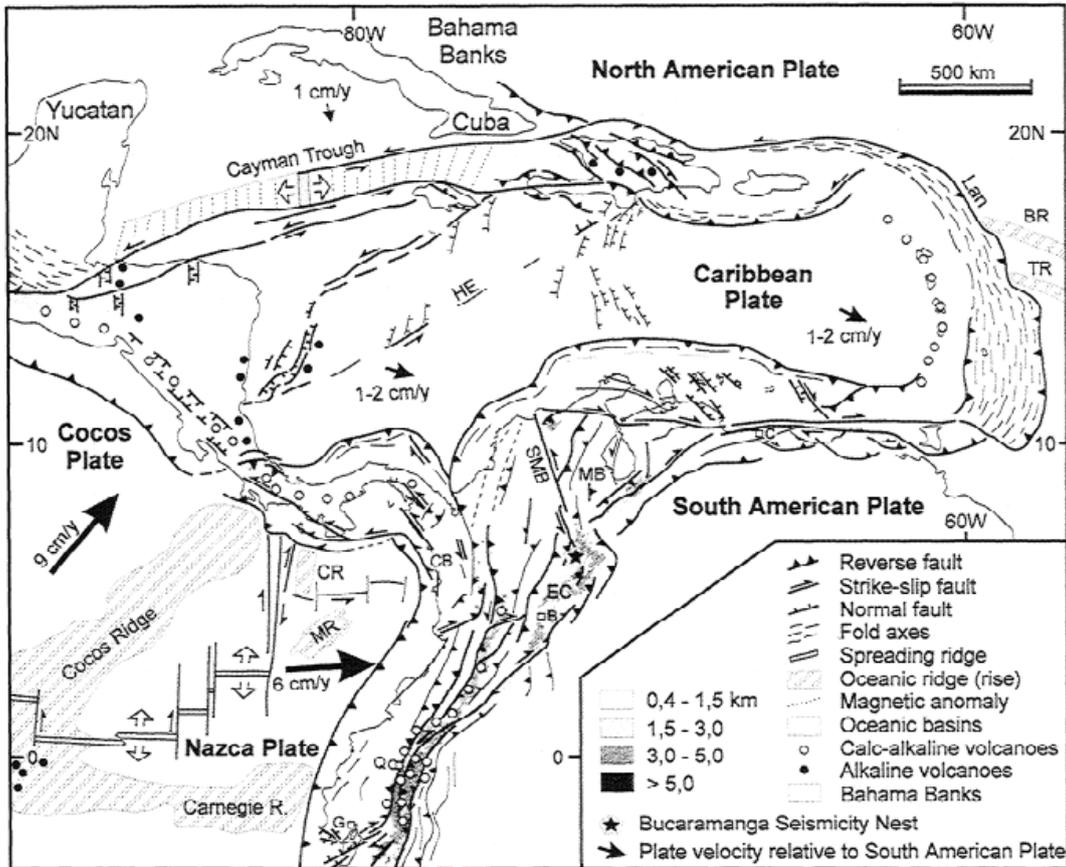


Figura 2.1 Ubicación placa del Caribe tomado de Taboada *et al.*, (2000).

## 2.2 Geología Estructural

A continuación se explicarán las principales estructuras que se encuentran a lo largo del perfil como se muestra en la figura 2.2, donde se evidencia entre las principales: Cuenca de Falcón, Falla de Oca Ancón, Napas de Lara, Falla de Hato Viejo, Falla de Boconó, Cuenca Pull Apart de Cabudare, Subcuenca de Guarumen, Corrimiento Frontal del Sur y por último pero que no se muestra en el mapa, el Alto de El Baúl.

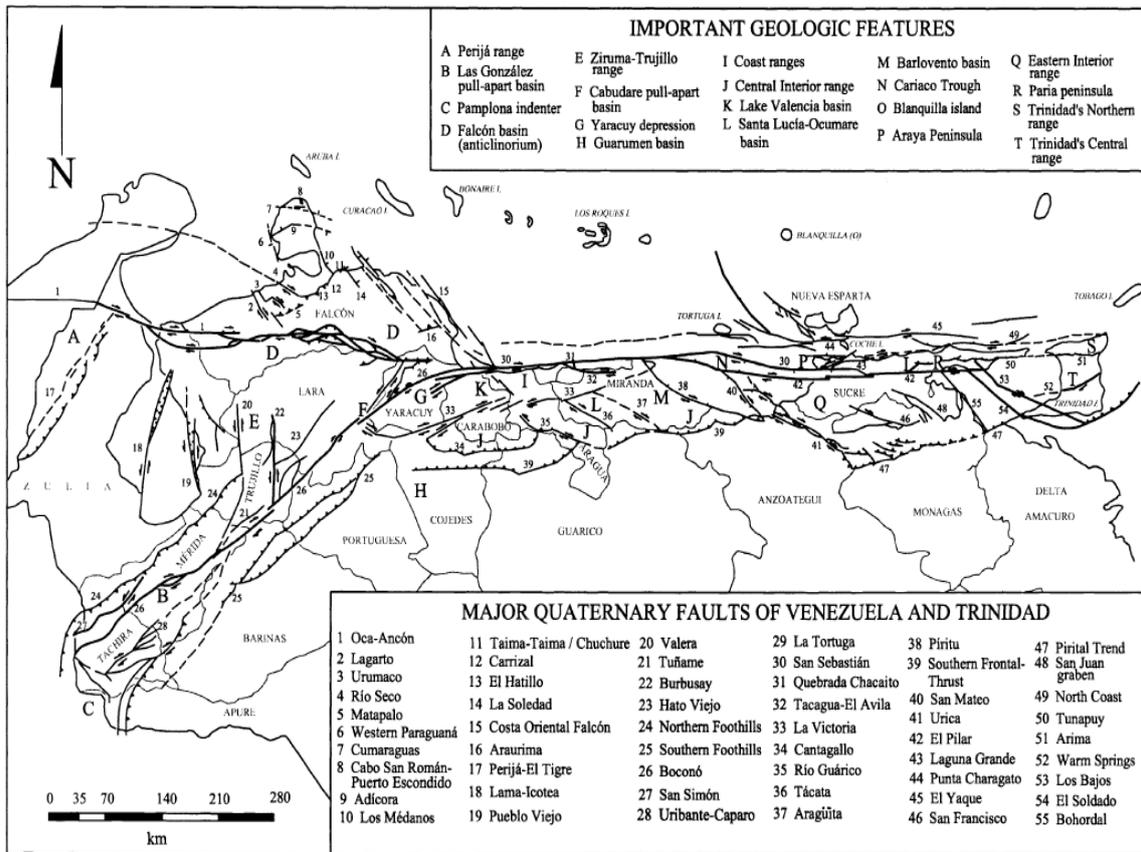
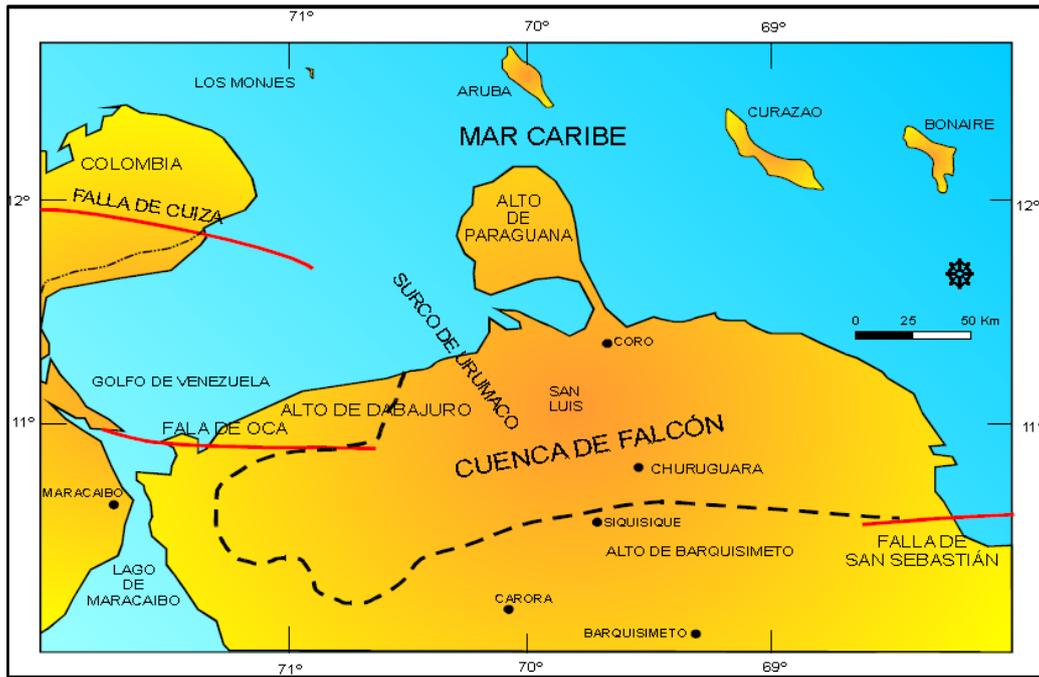


Figura 2. 2 Mapa de Fallas Cuaternarias y toponimia de Venezuela (Audemard, *et al.*, 2005).

### 2.2.1 Cuenca de Falcón

La cuenca de Falcón está ubicada en el noroccidente de Venezuela y abarca el estado Falcón, el este del estado Zulia y la parte septentrional de los estados Lara y Yaracuy. En la figura 2.3 se puede observar los principales rasgos estructurales de la cuenca, donde Muessig (1984) los describe como: fallas con transcurrencia lateral-dextral de rumbo este-oeste como lo son Fallas de Oca, Cuiza y San Sebastián. Fallas normales este-oeste como la Falla de Ancón ubicada al sur y paralela a la Falla de Oca. Fallas noroeste-sureste a norte-sur que se encuentran distribuidas por toda la cuenca. Pliegues con ejes en dirección este-noreste y fallas inversas este-oeste a noreste-suroeste, que se destacan en el Anticlinorio de Falcón. Fallas transcurrentes noroeste-sureste predominantes en Puerto Cumarebo y en el Surco de Urumaco y fallas transcurrentes norte-sur que son poco comunes.

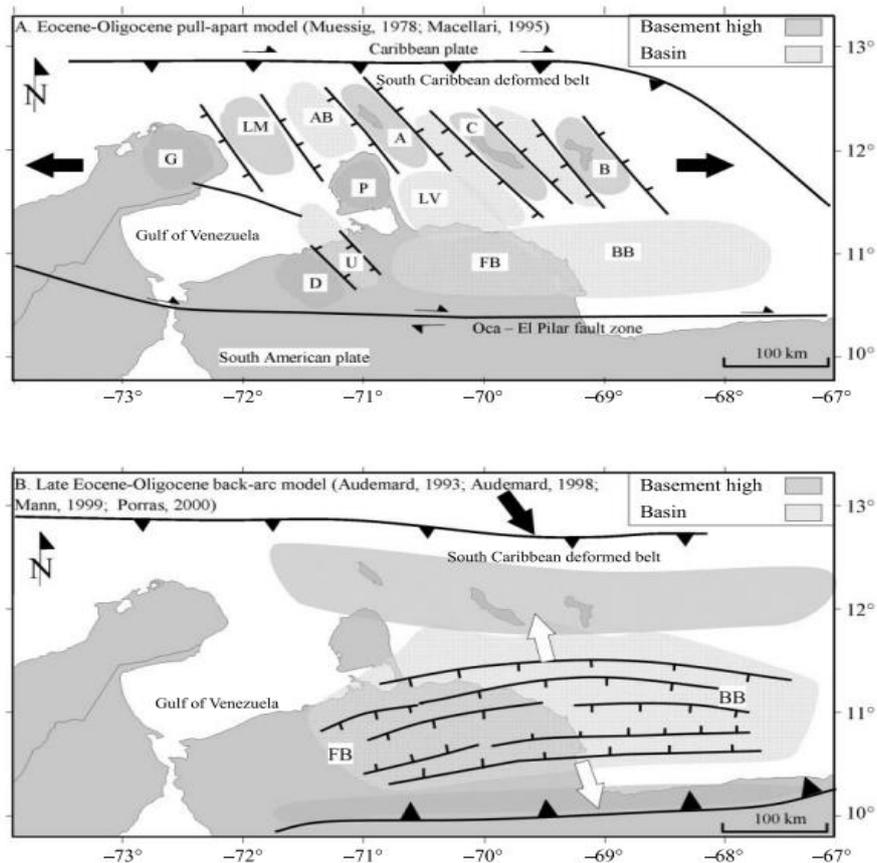


**Figura 2. 3** Principales rasgos estructurales de la Cuenca de Falcón, tomado y modificado de Muessig (1984).

El origen de la cuenca de Falcón es de gran complejidad ya que no existe un modelo único que explique la evolución tectónica del noroeste de Venezuela, la cual está estrechamente ligada a la interacción existente entre la Placa del Caribe y la Suramericana. Actualmente existen dos teorías que describen dicha evolución:

- Cuenca de Tracción (pull-apart): esta teoría parte de la presencia de aproximadamente 200 km de ancho de fallamiento lateral dextral durante el Oligoceno tardío - Eoceno entre la Falla Oca al sur y el cinturón de deformación del sur del Caribe al norte (figura 2.4 (a)). En la actualidad esta propuesta de límite de placa transcurrente abarca tanto la Cuenca continental de Falcón y la Cuenca de Bonaire. Muessig (1984), propone una zona pullapart difusa consistente de áreas de altos estables del basamento (Guajira, Paraguaná, Los Monjes, Antillas de Sotavento), y cuencas subsidentes (Fosa de Urumaco, Cuenca de Falcón, Bahía de La Vela y Cuenca de Bonaire). Sin embargo, esta teoría no explica la presencia de rocas basálticas en el centro de la cuenca de Falcón.

- Cuenca Retro Arco: Gorney *et al.*, (2007) menciona, citando a varios autores, que las cuencas de Falcón, Bonaire y Granada eran una cuenca retro-arco continua durante el Cretácico tardío asociada al gran arco del Caribe (Audemard, 1993, 1998; Mann, 1999; Porras, 2000) (figura 2.4 (b)). Por otra parte, los cuerpos intrusivos ígneos que afloran a lo largo del eje de la cuenca han sido relacionados con un adelgazamiento de la corteza en esta área de la Cuenca de Falcón identificado tanto en modelados gravimétricos (Rodríguez & Sousa, 2003; Linares, 2013) como en modelado de datos sísmicos de refracción/reflexión de alto ángulo (Bezada et al., 2008). Por lo tanto, estos modelos han permitido soportar el origen de la cuenca asociado a una extensión en dirección norte - sur, y relacionada a un rifting de retroarco (Mazuera, 2010).



**Figura 2. 4** A) Modelo pull-apart y B) Modelo retroarco Paleoceno-Eoceno; donde A = Aruba, AB = Cuenca Aruba, B = Bonaire, BB = Cuenca Bonaire, C = Curazao, D= Alto de Dabajuro, FB = Cuenca de Falcón, G = Península de la Guajira, LM = Islas Los Monjes, LV = Bahía La Vela, P = Península de Paraguaná, U = surco de Urumaco, FB = Cuenca de Falcón, BB = Cuenca de Bonaire. Tomado de Gorney *et al.*, (2007).

El modelo propuesto por Gorney *et al.*, (2007), resume la evolución tectónica de la Cuenca de Falcón en tres fases:

1. Extensión Intra - Arco en el Paleógeno: la interacción entre la placa Caribe y Suramérica comenzó en el Paleógeno (Ostos, 1990; Pindell *et al.*, 1998); donde los terrenos metamórficos de Lara fueron emplazados y formaron el borde sur de la cuenca de Falcón antes de su apertura (Kellog, 1984; Stephan, 1982). La apertura de la cuenca de Falcón se inició con la transgresión marina del Oligoceno (Wheeler, 1963). Dicha apertura en sentido este-oeste produjo la depresión donde se depositaron sedimentos marinos en la parte central de Falcón, mientras en los flancos se acumularon depósitos arrecifales y de plataforma (Macellari, 1995).
2. Transtensión del Oligoceno - Mioceno Temprano: al final del Oligoceno, el borde entre Caribe y Sudamérica en el oeste de Venezuela cambió de borde convergente a transtensivo con un sistema de fallas lateral dextral establecido a lo largo del margen. Con los sistemas de fallas activas se produjo una larga zona de subsidencia regional. La máxima cantidad de adelgazamiento cortical fue alcanzado durante el Oligoceno tardío-Mioceno temprano mientras la extensión intra-arco estaba en su pico, facilitando la intrusión de basaltos en el centro de la cuenca de Falcón. Para el Mioceno temprano, el rift intra-arco había disminuido y la actividad ígnea asociada había cesado.
3. Transpresión del Mioceno medio en adelante: La inversión de la cuenca de Falcón ocurrió en el Mioceno medio (Audemard, 2001) y ha sido atribuido a tres mecanismos: 1) esfuerzos producidos por el emplazamiento de los Andes (James, 2000); 2) combinación de la convergencia Norteamérica y Suramérica desde el final del Eoceno medio y la compleja deformación oblicua entre las placas Caribe y Sudamérica, resultando en transpresión (Audemard, 1994 y 2001; Audemard *et al.*, 2005); y 3) deformación relacionada a la subducción somera de la placa Caribe (Kellogg, 1984; Audemard, 1993; Van Der Hilst & Mann, 1994; Taboada *et al.*, 2000; Duerto *et al.*, 2006). Las características en el presente reflejan la progresión hacia el este de la inversión de Falcón (Audemard, 2001), donde el área en

estudio está dominada por una subducción somera de la placa Caribe, que se extiende de 300 a 400 km al sur bajo el noroeste de Venezuela (Van der Hilst & Mann, 1994).

### **2.2.2 Falla de Oca – Ancón**

El sistema de fallas Oca-Ancón es considerado el de mayor tamaño al norte del continente Suramericano. En el extremo septentrional de Suramérica se encuentra la Falla de Oca, la cual se extiende por unos 300 Km en sentido general Este – Sureste desde el borde Norte de la Sierra Nevada (Santa Marta–Colombia), pasando por el norte de Perijá en la Península de La Guajira, hasta la Isla de Toas, las llanuras costeras del norte del estado Zulia, las sierras de Falcón sur central, hasta los valles de Aroa, donde se une con el sistema de fallas de San Sebastián. Posee una longitud mayor a los 600 km (Audemard & Singer, 1996). El desplazamiento dextral aparente calculado para el sistema de fallas Oca - Ancón es de unos 30 Km (Audemard & Giraldo, 1997). Las trazas de la falla son difíciles de ver debido a los pocos afloramientos e incluso a través de las fotos aéreas ya que se encuentran cubiertas por sedimentos del Terciario tardío de la Cuenca de Falcón (Audemard, *et al.*, 1994).

### **2.2.3 Napas de Lara**

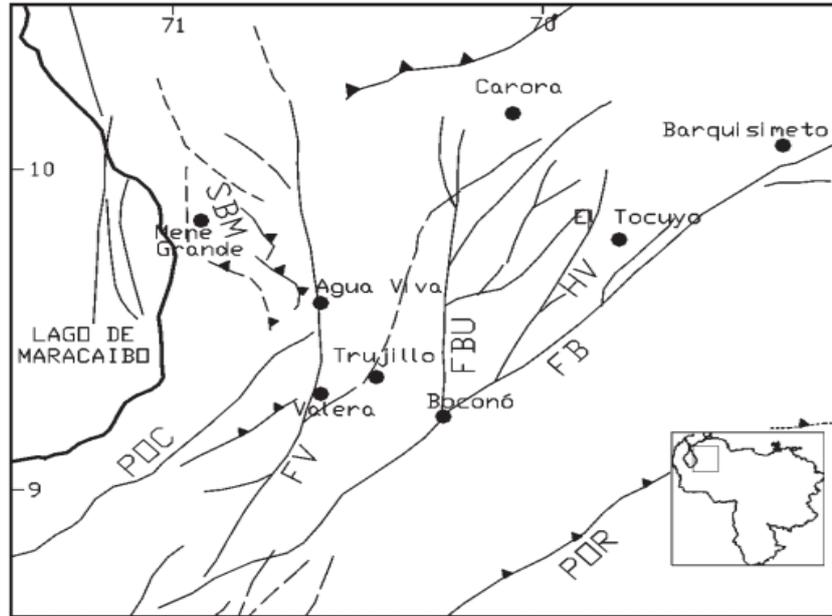
Las napas de Lara son una serie de rocas alóctonas, con un bajo grado de metamorfismo (formaciones Barquisimeto y Bobare) y sedimentarias (Formación Matatere) provenientes de zonas del noroeste que se desplazaron sobre las rocas autóctonas terciarias y cretácicas del margen pasivo de la Cordillera de los Andes (Stephan, 1982). Tienen su origen relacionado a la colisión de placas de tipo oceánica del Pacífico contra la Cordillera Central durante el Cretácico Superior y su posterior emplazamiento sobre el margen septentrional Suramericano, específicamente sobre el surco de los flysch Paleoceno – Eoceno Inferior (surco de Barquisimeto), en la región que

actualmente conforma el Estado Lara y Falcón (Stephan, 1982). Las Napas de Lara está conformada por el Grupo los Cristales (formaciones Aroa y Mamey), la Formación Bobare, Formación Barquisimeto, Formación Carorita y la Formación Matatere (Matatere I, II y III), siendo así el cuerpo principal de la Cadena del Caribe.

Varias fases de emplazamiento de las napas fueron reconocidas por Stephan (1982) tales como: emplazamiento del cuerpo principal en el Paleoceno Superior deformando los estratos cretácicos de plataforma, la erosión de estos estratos proporcionaron el material para los sedimentos marinos profundos de las primeras unidades de Matatere I y II (Stephan, 1982) que se depositaron en la antifosa que se formó al sur de las napas. Una segunda fase implicó el corrimiento de las Napas de Tinaco-Tinaquillo al este de las Napas de Lara durante el Eoceno Medio, causando que esta última fuera sobrecorrida formando la unidad de Siquisique. Otra fase de compresión se reactivó a finales del Eoceno Medio originando un nuevo corrimiento en el frente de las Napas de Lara conocido como el Corrimiento de Carora-El Tocuyo, causando que toda la secuencia alóctona y de antifosa se hayan desplazado hacia el sur tectónicamente. Toda esta secuencia alóctona forma parte del cinturón deformado del Caribe Sur y a su vez sirvió de “basamento” para las futuras secuencias de la cuenca de Falcón.

#### **2.2.4 Falla de Hato Viejo**

También llamada Falla de Humocaró, algunos autores le atribuyen movimiento dextral (Beltrán, 1993) y otros sinistral (Soulas, 1986; Rod, 1960) con componentes verticales secundarias inversas. Se encuentra localizada en las cercanías de Barquisimeto (Figura 2. 5) con un rango de profundidad estimada entre 2500 y 5000 m y un sentido próximo a N50° E (Martínez, 2007).



**Figura 2. 5** Principales fallas en las zonas cercanas a Barquisimeto. Falla de Boconó (FB); Falla de Hato Viejo (HV); falla de Burbusay (FBU); falla de Valera (FV); sistema piedemonte noroccidental (POC); sistema piedemonte suroriental (POR); sistema Burro Negro – Mene Grande (SBM). Tomado de Beltrán (1993).

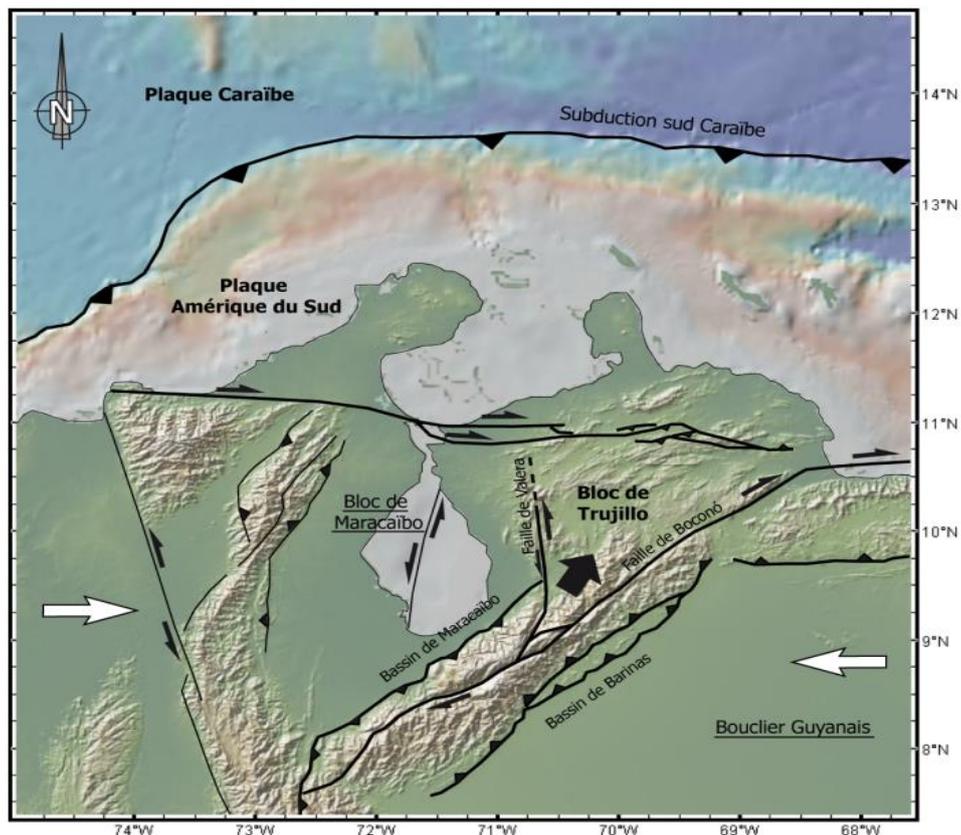
### 2.2.5 Falla de Boconó

La situación local tectónica está enmarcada por la cercanía a la falla de Boconó de dirección noreste-suroeste con desplazamiento del tipo transcurrente dextral, la cual forma parte de un cinturón de más de 1200 Km de fallas transcurrentes, junto a la falla de San Sebastián este-oeste en el centro de Venezuela y la falla El Pilar en el oriente del país (Singer & Audemard, 1997). La zona de fallas de Boconó es considerada uno de los rasgos más importantes en el extremo noroccidental de la placa Suramericana, ya que conforma el contacto entre la misma y la placa del Caribe a lo largo de los Andes venezolanos. Como producto de este contacto, y a su régimen compresivo asociado, se originó el sistema de napas que domina la región (Stephan, 1982).

Corre ligeramente oblicua al eje de los Andes de Mérida y alcanza las costas del Caribe hacia el norte, de este modo se extiende por más de 500 km. entre la depresión del Táchira en la frontera entre Venezuela y Colombia, y la

población de Morón en las costas del Caribe venezolano (Audemard & Audemard, 2002) y (Javadi, *et al.*, 2011).

La oblicuidad de la falla de Boconó en comparación a la orientación de los Andes venezolanos (figura 2.7) y el hecho de que ella corta y desplaza provincias geológicas de origen y edad diferentes, como la Cordillera de los Andes y la placa del Caribe, sugiere que es una estructura ajena a esos sistemas que fue incorporada a dicho lugar en un pasado geológico relativamente reciente. 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.



**Figura 2.6** Contexto geodinámico de los Andes de Mérida y las principales estructuras tectónicas, entre las que resalta la falla de Boconó. Tomado de Bernard (2009).

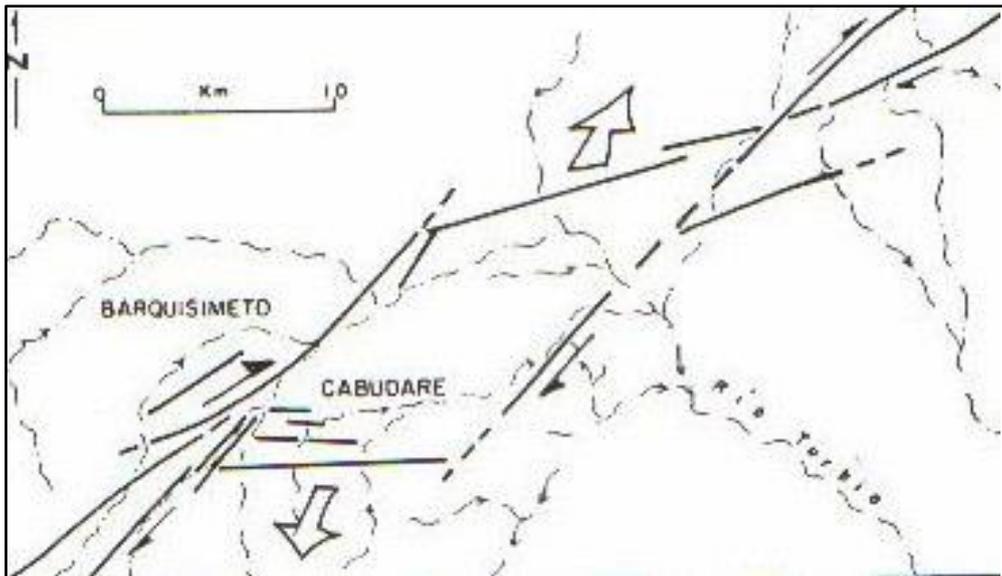
### **2.2.6 Surco de Barquisimeto**

El Surco de Barquisimeto, definido por Renz *et al.* (1955) como el sitio de sedimentación “flysch” y deslizamientos submarinos caóticos extendida desde algún lugar al norte del Alto de Siquisique, bordeando la llamada hoy “Plataforma de Barbacoas” hasta alcanzar el Estado Portuguesa, donde le ha asignado el nombre de “Surco de Portuguesa”. Los sedimentos más comunes del Surco de Barquisimeto pertenecen a la Formación Matatere, que Bellizzia y Rodríguez (1966) definen como una gruesa sección de turbiditas, principalmente areniscas impuras líticas o feldespáticas, areniscas conglomeráticas, conglomerados líticos, etc.

Las unidades cretáceas de la región se encuentran caóticamente relacionadas con las formaciones del Paleoceno-Eoceno. Dicha relación era integrada por la mayoría de los autores en el llamado “Surco de Barquisimeto”, bajo la teoría de deslizamientos submarinos causados por desplazamientos verticales en los bordes del surco, trasladándose las masas y bloques por gravedad hacia el centro del mismo (Bellizzia & Rodríguez, 1966).

### **2.2.7 Cuenca de tracción de Cabudare**

La cuenca de tracción de Cabudare, se define como el área situada entre dos ramales subparalelos de la falla de Boconó de orientación aproximada NE-SW (figura 2.8); las mejores evidencias tectónicas cuaternarias se encuentran a lo largo de las carreteras que van de Barquisimeto a Río Claro y de Cabudare a Fila El Palito. A nivel regional, el régimen imperante de esfuerzos es de carácter compresivo con una dirección aproximada NW-SE, sin embargo, a nivel de detalle, se pueden diferenciar un estilo transcurrente compresivo (afuera de la cuenca), y un estilo extensional dentro de la cuenca de tracción (Giraldo & Audemard, 1997). Esta cuenca corresponde a una depresión denominada como “pull-apart” de edad Plio-cuaternaria desarrollada entre dos ramales de la falla de Boconó. El basamento rocoso de esta cuenca corresponde a la formación Mamey, tiene unos 15 Km de largo y puede alcanzar transversalmente los 10 Km (De Marco C. , 2004)



**Figura 2. 7** Sección esquemática de la cuenca de Cabudare. Tomado de Giraldo & Audemard (1997).

### 2.2.8 Subcuenca de Guarumen

La Subcuenca de Guarumen se encuentra ubicada en la región centro – occidental de Venezuela. En la región del norte afloran sedimentos molásicos de edad Oligoceno y Mioceno, que están plegados y fallados. Posee una evolución geodinámica similar al resto de los terrenos aledaños, ubicados en el sector sur de la Cordillera del Caribe y en los Andes de Mérida.

La columna estratigráfica consta de un basamento ígneo - metamórfico infrayaciendo a clásticos marinos de margen pasivo depositados en el Paleoceno - Eoceno inferior. La sedimentación continuó en el Eoceno medio y fue controlada por un régimen extensional de tipo antepaís fracturado. Durante el Eoceno superior - Oligoceno inferior se depositaron secuencias clásticas procedentes del frente montañoso situado al norte bajo un régimen de antepaís flexural. Posterior a los depósitos neríticos del Oligoceno superior - Mioceno inferior la región fue sometida a esfuerzos compresivos ligeramente oblicuos a las fallas extensionales preexistentes, reactivándolas y formando estructuras compresivas generando una faja de interés prospectivo paralela al frente de la Cadena Caribe. Se considera roca madre a las lutitas marinas de la Formación Pagüey del Eoceno medio. La generación y migración hacia las estructuras

anticlinales se asocia con el emplazamiento de la carga tectónica durante el Mioceno Medio (Belotti, *et al.*, 2003)

El marco geológico de Guarumen está caracterizado por la presencia de napas alóctonas de edad Cretáceo-Eoceno como elemento destacado y pertenecen a la misma secuencia alóctona encontrada en la Cordillera de la Costa, estas Napas se desplazaron al sureste de la subcuenca generando una subsidencia flexural en donde se depositaron sedimentos clásticos de ambiente transicional y pelíticos de ambiente nerítico (Belotti, *et al.*, 2003). Estas napas suprayacen en una sección de rocas autóctonas, cuyo rango de edad se estima Cretáceo-Mioceno. Que ésta sección descansa discordantemente sobre el basamento pre-Cretáceo y toda la secuencia está cubierta de sedimentos molásicos, rellenos característicos de las cuencas subandinas (Calzadilla & Pereira, 1997).

### **2.2.9 Alto de El Baúl**

El macizo del Baúl se encuentra ubicado en la parte suroeste del estado Cojedes, a 60 km al sur de la población de El Pao, en la parte norcentral de Venezuela y al noroeste del Escudo Guayanés. Corresponde a una zona montañosa con topografía escarpada, cuyas elevaciones siguen una orientación noroeste - sureste con un máximo de altura de hasta 512 m y cubre un área de cerca de 720 Km<sup>2</sup> (Viscarret *et al.*, 2012). El mismo autor menciona que el macizo de El Baúl ha sido muy estudiado desde 1858 hasta el presente, por su curiosidad geomorfológica de estar rodeado de llanuras, por su geología distinta a la de la Cordillera de la Costa cercana, también por su interés como fuente de recursos minerales y por ser un alto estructural que ha jugado un papel relevante en el desarrollo de las cuencas sedimentarias Barinas - Apure y del oriente de Venezuela.

Las rocas ígneas y metamórficas han recibido atención para entender la evolución y relaciones de campo entre los cuerpos graníticos y su roca caja. Por ello, Viscarret *et al.*, (2012) plantean un modelo para explicar la evolución del Alto de El Baúl de la siguiente forma:

En el Jurásico ocurre la fragmentación de Pangea, separando el norte de Suramérica, seguido por una subsidencia durante el Cretácico temprano (Aptiense). A partir de este período el macizo de El Baúl queda como una zona positiva en un prolongado tiempo de erosión, que dio como resultado la casi total eliminación de la cubierta Paleozoica. Esto queda soportado debido a que las formaciones Aguardiente, en el estado Barinas y Canoa, Tigre en el estado Guárico, muestra adelgazamiento (Kisser & Bass, 1985) hacia el área de El Baúl, lo cual indica cierta elevación estructural del macizo durante el Aptiense - Albiense. Durante el Cretácico Tardío los mares avanzan hacia el sur y este, cubriendo los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas. Hacia el suroeste la transgresión se extendió hasta Guasualito y Bruzual, manteniéndose en el macizo de El Baúl como una zona positiva entre estos mares. En el Oligoceno se desarrolló una transgresión que permitió la acumulación de los sedimentos de la Formación La Pascua. La forma del macizo El Baúl fue probablemente controlada por el último evento tectónico del área.

Según Viscarret *et al.*, (2012), el macizo de El Baúl forma parte del cinturón Paleozoico, de rocas ígneas y metamórficas, periférico al Escudo de Guayana. Sus características geológicas muestran gran afinidad litológica y geocronológica con rocas de los Andes de Mérida, pero no con los granitoides de Paraguaná. Lo que implica que, por sus características estructurales, el macizo de El Baúl y su raíz profunda de basamento de las cuencas sedimentarias adyacentes no corresponden a un "arco" que se extiende desde el escudo de Guayana hasta Paraguaná sino se debe considerar como el "Alto de El Baúl".

### CAPÍTULO III

#### MARCO TEÓRICO

#### 3.1 Ley de Gravitación Universal

La Ley de Gravitación Universal consiste en que toda partícula en el Universo atrae a cualquier otra partícula con una fuerza que es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellas (Serway, 1998). Siendo esta fuerza expresada en la ecuación 1:

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

Donde G es la constante gravitacional universal, y su valor en unidades SI es  $G = 6.673 \times 10^{-11} \text{ N.m}^2/\text{kg}^2$ .

#### 3.2 Gravedad de la Tierra

Considerando una masa en la superficie de la Tierra relativamente pequeña en comparación a la masa total de la misma, y dado que la fuerza es resultado del producto entre la masa y aceleración, a partir de la ecuación 1 se obtiene que la aceleración de gravedad en cualquier punto en la superficie de la Tierra es:

$$g = G \frac{M_T}{R_T^2} \quad (\text{Ecuación 2})$$

Donde  $R_T$  y  $M_T$  son el radio y masa de la Tierra (Kearey, *et al.*, 2002).

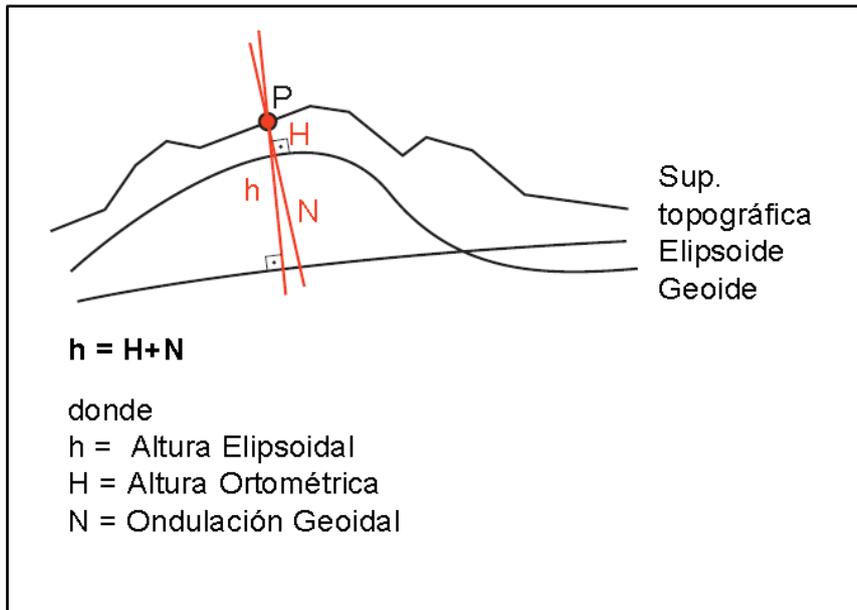
La unidad de la aceleración de gravedad en el Sistema Internacional es  $\frac{\text{m}}{\text{s}^2}$ , pero esta unidad no es práctica para el uso en geofísica. Por lo tanto, en el Sistema c.g.s. la unidad de aceleración es  $\frac{\text{cm}}{\text{s}^2}$ , la cual es denominada *gal* en reconocimiento a Galileo. Los pequeños cambios en la aceleración de gravedad causada por las estructuras geológicas se miden en miligal (*mGal*), equivalente a  $1 \times 10^{-5} \frac{\text{m}}{\text{s}^2}$  en el SI (Lowrie, 2007).

Pero la magnitud de la gravedad puede ser alterada por la latitud, elevación, topografía del terreno circundante, mareas, fuerza centrífuga causada por la rotación, y variaciones de la densidad en el interior de la misma (Telford et al., 2004), por lo tanto hay que tener en consideración los distintos modelos teóricos que existen para definir exactamente la topografía. Estos son:

### **3.3 Geoide, Elipsoide y ondulación geoidal.**

El geoide se define como aquel que coincide con la superficie del mar en equilibrio estático y se asigna una continuación ficticia por debajo de los continentes esquematizada en los distintos modelos de geoides existentes en la actualidad. El mismo también es definido como una superficie equipotencial donde la gravedad es constante en cualquier punto sobre el geoide y es siempre perpendicular a la superficie del terreno. La densidad de La Tierra tiene un efecto sobre el geoide, provocando que éste se eleve en las regiones más densas y caiga en las regiones menos densas.

El elipsoide es definido como un modelo matemático general o estandarizado a través del cual se puede calcular la gravedad teórica de la Tierra, tomando en cuenta que la forma de la Tierra no es perfectamente esférica, sino que es abultada en el Ecuador y achatada en los Polos. La altura obtenida a partir de este es definida como altura elipsoidal. La misma se compara con el valor de la altura ortométrica (referenciada al modelo de geoide), y se obtiene valor de la ondulación geoidal, así como se observa en la figura 3.1:



**Figura 3. 1** Tipos de altura y relación con un modelo geoidal.

### 3.4 Reducciones de gravedad

Sobre la superficie de la Tierra se tienen diferentes influencias que afectan los valores de gravedad medidos en el gravímetro, vinculadas con la fuerza de mareas, la rotación de la Tierra, la superficie topográfica irregular, la altura de la estación que tiene que ver con la influencia de la masa bajo el punto de medición, etc; por lo tanto estos valores deben ser corregidos para obtener el resultado real causado por el contraste de densidad existente en el subsuelo.

Pedraza & Tocho (2011) describen que tradicionalmente se pensó en trasladar los valores observados mediante adecuadas reducciones a una misma superficie de referencia para hacerlos comparables, donde la superficie de referencia que se utilizaba es el geode. Las reducciones al geode requieren el conocimiento del gradiente del campo de gravedad real, difícil de determinar en la práctica, por lo que se reemplaza por el del gradiente del campo de gravedad normal; el mismo se calcula a través de los nuevos estándares para reducir datos de gravedad. En los nuevos estándares se recomienda utilizar un único elipsoide, el del Sistema de Referencia Geodésico de 1980 (GRS80), recomendado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG). Para fines prácticos GRS80, WGS84 e *International Terrestrial Reference Frame*

(ITRF), no producen diferencias significativas en los cálculos de la anomalía de gravedad (Li & Götze, 2001).

A continuación las correcciones que se realizan a los datos de gravedad medidos en el gravímetro:

### 3.4.1 Corrección por deriva instrumental

La deriva instrumental corresponde a las variaciones de gravedad en función del tiempo que hay entre las lecturas repetidas en un mismo lugar, causadas por cambios de temperatura en el ambiente o por la fatiga del sistema de muelles del instrumento de medición (Lowrie, 2007). Para compensar esta variación la adquisición de datos gravimétricos se realiza a través de la apertura y cierre de circuitos, para así poder calcular el valor de la deriva instrumental del equipo para cada estación a través de la siguiente ecuación:

$$Deriva_{Ins} = \frac{\text{tiempo}_{est}(\text{lectura}_{final} - \text{lectura}_{inicial})}{\text{tiempo}_{total}} \quad (\text{Ecuación 3})$$

Donde:

$Deriva_{Ins}$  = Deriva instrumental del gravímetro

$tiempo_{est}$  = Tiempo en minutos de la medición en la estación con respecto al circuito.

$lectura_{final}$  = Lectura del gravímetro al cierre del circuito.

$lectura_{inicial}$  = Lectura del gravímetro en la apertura del circuito.

$tiempo_{total}$  = Tiempo total en minutos del circuito.

### 3.4.2 Corrección por mareas

Las atracciones gravitatorias del Sol y de la Luna causan el efecto de las mareas en los océanos, la atmósfera y el cuerpo sólido de la Tierra, donde se produce una pequeña deformación de la superficie. Esta variación influye sobre los gravímetros, sin embargo los de última generación son capaces de registrar

los efectos y corregirlo con un rango de hasta 0,3 *mGal* (Telford *et al.*, 2004), así mismo, también existen distintos algoritmos computacionales que calculan la corrección por mareas tomando en cuenta la latitud, fecha y hora de adquisición.

### 3.4.3 Corrección atmosférica

La masa de la atmósfera de la Tierra está incluida en la masa de la Tierra solida cuando se determina la gravedad teórica a partir de la Fórmula Internacional de Gravedad correspondiente al elipsoide de referencia de 1980 (Moritz, 1980). Sin embargo, la masa de la atmósfera sobre una estación gravimétrica no afecta la gravedad medida en un estación, considerando que la Tierra es esférica y que su atmósfera está constituida por capas esféricas (Hinze *et al.*, 2005). Por lo tanto, el efecto de la gravedad de la masa de la atmósfera se calcula aplicando la ecuación 4:

$$\delta g_{atm} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5} h + 3.56 \times 10^{-9} h^2 \quad (\text{Ecuación 4})$$

Donde  $\delta g_{atm}$  es en *mGal* y *h* la altura en metros con respecto al elipsoide GRS80.

### 3.4.4 Corrección de aire libre

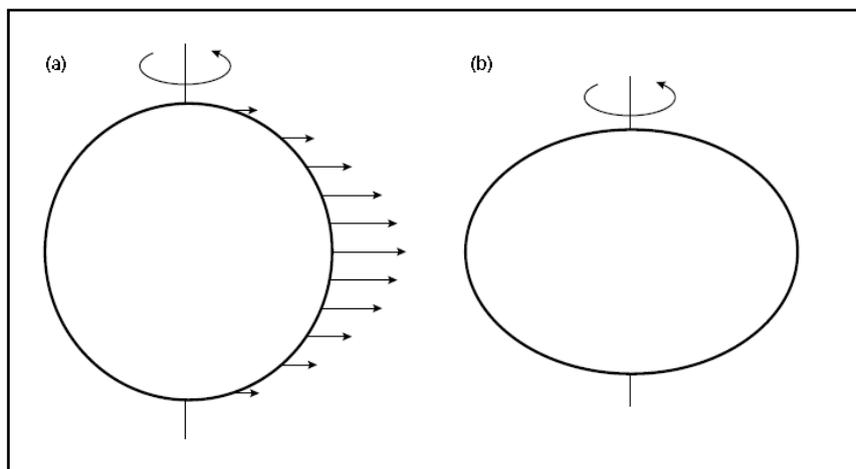
Consiste en el efecto de la gravedad de la altura de un lugar de observación en relación a una superficie de referencia (Hinze *et al.*, 2005). Esta corrección ignora los efectos de la masa del material presente entre la posición de la medición y el datum (Lowrie, 2007) y es positiva si la estación está por encima del nivel del mar y negativa si está por debajo del nivel del mar. La ecuación 5 muestra la forma de calcular la corrección de altura:

$$\delta g_h = -(0.3087691 - 0.0004398 \sin^2\theta)h + 7.2125 \times 10^{-8} h^2 \quad (\text{Ecuación 5})$$

donde  $\delta g_h$  es en mGal y h es la altura elipsoidal en metros con respecto al GRS80. Dependiendo de la latitud, la diferencia entre la ecuación tradicional de primer orden ( $0.3086xh$ ) y la de segundo orden puede variar en varios miligales en zonas con varios miles de metros de altura (Li & Götze, 2001).

### 3.4.5 Corrección de latitud

La gravedad varía con la latitud debido a la forma no esférica de la Tierra y porque la velocidad angular desde un punto de la superficie disminuye desde un máximo en el ecuador hasta cero en los polos figura 3.2 (a). La verdadera forma de la Tierra es un esferoide achatado o elipsoide figura 3.2 (b), cuya diferencia en el radio ecuatorial y polar es 21 km aproximadamente. En consecuencia, los puntos cerca del ecuador están más lejos del centro de masa de la Tierra que los que están en el polo causando una variación de gravedad que aumenta desde el ecuador hacia los polos (Kearey et al., 2002).



**Figura 3. 2** a) Variación de la velocidad angular con la latitud alrededor de la Tierra representado con vectores. b) Forma elipsoidal de la Tierra, achatado en los polos.

Para corregir este efecto se calcula el valor de gravedad en el nivel del mar en cualquier punto de la superficie de la Tierra y se resta de la gravedad observada para corregir la variación por latitud mediante la fórmula Somigliana (1930):

$$G_T = \frac{g_e (1+k (\sin \varphi)^2)}{\sqrt{1-e^2(\sin \varphi)^2}} \quad (\text{Ecuación 6})$$

Donde para el elipsoide GRS80, las contantes tienen los siguientes valores:

$$g_e = 978032.67715 \text{ mGal}$$

$$k = 0.001931851353$$

$$e^2 = 0.0066943800229$$

### 3.4.6 Corrección de Bouguer

Esta corrección consiste en suprimir el efecto de la gravedad de la masa de la Tierra entre el datum vertical y el sitio de observación (Hinze *et al.*, 2005). A diferencia de la corrección de aire libre que sólo toma en cuenta el cambio de altura entre las estaciones y la superficie de referencia, lo que deja a un lado la composición del material que existe entre ambos. Para calcular esta corrección se aplica la ecuación que plantea (LaFehr, 1991):

$$\delta g_{BC} = 2\pi G\rho [(1 + \mu) \times h - \lambda R] \quad (\text{Ecuación 7})$$

Donde:

$\delta g_{BC}$  = Corrección de Bouguer en mGal

G = Constante gravitacional de la Tierra

$\rho$  = densidad del material

$\mu$  y  $\lambda$  = son coeficientes sin unidades definidos por (LaFehr, 1991).

$h$  = altura elipsoidal

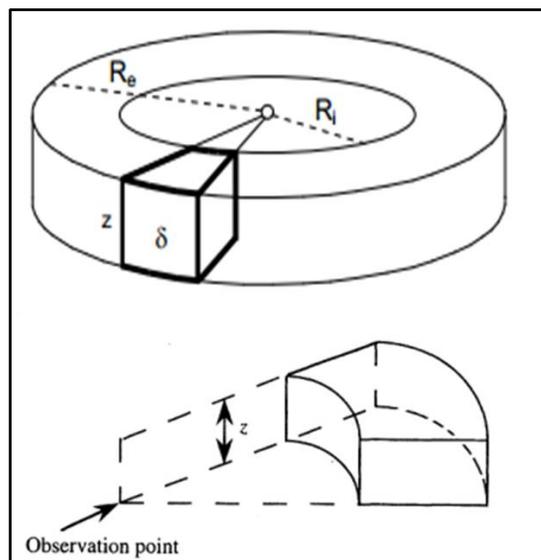
### 3.4.7 Corrección Topográfica

Esta corrección pretende eliminar el efecto causado por las irregularidades del terreno cercano y lejano a la estación de medición, es decir, considera los valles y las montañas que la placa de Bouguer no tuvo en cuenta de forma parcial. Para poder aplicar esta corrección, se necesita información detallada de la topografía ya sea mapas con curvas de nivel de la zona o modelos

digitales que modelen la forma del relieve alrededor de cada punto de medición y de un software especializado para poder programar los algoritmos correspondientes.

En el cálculo de la Anomalía de Bouguer, esta corrección siempre se suma ya que los relieves altos, al contener mayor masa, disminuyen la gravedad medida en las estaciones y los puntos cercanos a los valles registran baja fuerza de atracción por falta de masa.

Uno de los métodos utilizados para la corrección topográfica consiste en aplicar la retícula de Hammer (1939) quien ideó un procedimiento para corregir el efecto de las desigualdades topográficas basado en la estimación del relieve topográfico mediante su división en compartimientos definidos como anillos de espesor  $h$ , de radio externo e interno  $R_e$ ,  $R_i$  y densidad  $P$ ; figura 3.3:



**Figura 3. 3** Anillo utilizado en la retícula de Hammer.

Así, aplicando la ecuación de Hammer (1939), se realiza la sumatoria para cada anillo de la siguiente manera:

$$g_{\text{anillo}} = 2\pi G\delta \left[ R_e - R_i + (R_i^2 + h^2)^{\frac{1}{2}} - (R_e^2 + h^2)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (\text{Ecuación 8})$$

El centro del círculo se superpone sobre la estación del mapa topográfico, de donde se ha deducido su altura media. La acción del relieve real en los límites de cada sector se sustituye por la de un prisma curvilíneo de base igual a la del sector anular y de altura media del terreno en los límites del sector (norte, sur, este, oeste, y las subdivisiones que requiera según la distancia del anillo). Luego de sumar la influencia de todos los sectores, se obtiene la corrección por la influencia del relieve.

### 3.5 Anomalías gravimétricas

La diferencia entre el valor de gravedad observada y corregida entre el valor teórico de gravedad en el esferoide para la latitud y longitud de la estación se denomina anomalía gravitatoria (Lowrie, 2007), y va a depender de la situación de la estación y de los parámetros de corrección tomados en cuenta:

#### 3.5.1 Anomalía de Aire Libre

$$A_{\text{Aire Libre}} = g_{\text{obs}} - \gamma_{1980} + \delta g_h - \delta g_{\text{atm}} \quad (\text{Ecuación 9})$$

De donde:

$A_{\text{Aire Libre}}$  = Anomalía de Aire Libre

$g_{\text{obs}}$  = Gravedad observada, incluida deriva instrumental y corrección de mareas.

$\gamma_{1980}$  = gravedad teórica.

$\delta g_h$  = corrección de aire libre.

$\delta g_{\text{atm}}$  = corrección atmosférica.

Esta anomalía no toma en cuenta la atracción que existe por el cilindro de masa que se encuentra por encima del elipsoide, es por ello que no debe aplicarse para valores obtenidos sobre la superficie terrestre (Lowrie, 2007).

### 3.5.2 Anomalía de Bouguer

Esta anomalía si considera la atracción causada por la placa de Bouguer, por eso es adecuada para ser utilizada en mediciones realizadas sobre la superficie y se define como la aplicación de todas las correcciones descritas anteriormente. (Telford *et al.*, 2004)

$$AB = g_{obs} - \gamma_{1980} + \delta g_h - \delta g_{atm} + C_t - \delta g_{BC} \quad (\text{Ecuación 10})$$

De donde:

$g_{obs}$  = Gravedad observada, incluida deriva instrumental y corrección de mareas.

$\gamma_{1980}$  = gravedad teórica.

$\delta g_h$  = corrección de aire libre.

$\delta g_{atm}$  = corrección atmosférica.

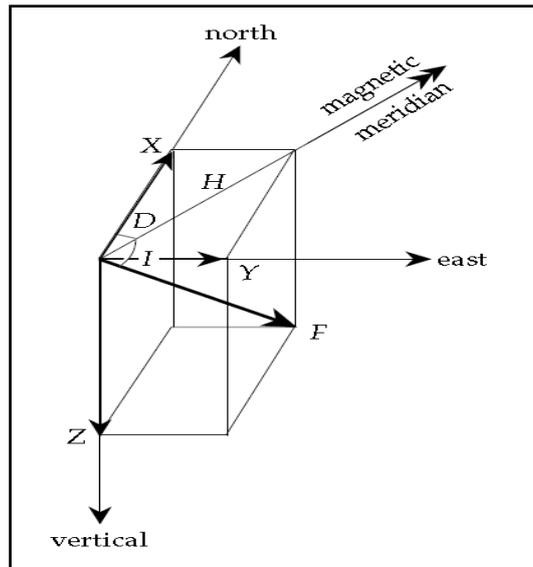
$C_t$  = Corrección topográfica.

$\delta g_{BC}$  = Corrección de Bouguer.

## 3.6 Anomalía Magnética

### 3.6.1 Campo magnético de la Tierra

El campo magnético es un vector en el espacio con dirección y sentido definido por las componentes que se presenta en la (figura 3.4). La intensidad horizontal (H) es el vector suma de las componentes geográficas norte y este, donde el ángulo que forma con respecto al norte geográfico se le denomina declinación (D) y se mide en sentido a las agujas del reloj partiendo desde el norte geográfico. La intensidad magnética total (F) es el vector suma de las tres componentes principales, donde la inclinación (I) es el ángulo entre (F) y la horizontal (Lowrie, 2007).



**Figura 3. 4** Definición de los elementos magnéticos.

De donde:

F = Intensidad Total del Campo

H = Intensidad Horizontal

Z = Intensidad vertical

X = Norte Geográfico

Y = Este geográfico

El campo magnético se mide en nanoTesla (nT), donde  $1 \text{ gauss} = 10^{-4} \text{ T}$ ; en exploración geofísica se utiliza el gamma ( $\gamma$ ) que equivale a  $10^{-5} \text{ gauss} = 1 \text{ Tesla}$ .

La anomalía magnética de un cuerpo es causada por el contraste de magnetización entre el cuerpo y su entorno. La forma de la anomalía no sólo depende de la geometría y profundidad del cuerpo que la origina sino también de la orientación, de igual manera, la intensidad y dirección del campo magnético varía con la ubicación geográfica (Lowrie, 2007).

Las fuentes magnéticas del campo geomagnético se ubican principalmente en dos regiones de la Tierra: el núcleo externo, que genera la mayor parte del campo magnético terrestre y la corteza, donde los minerales magnéticos que

se encuentran a temperaturas menores que la temperatura de Curié, aportan una fracción del campo observado en las cercanías de la superficie terrestre. A pequeña escala, los cambios en el campo magnético total son el resultado de variaciones en la presencia de minerales magnéticos en las rocas cercanas a la superficie. Tales anomalías en ocasiones llegan a doblar la magnitud del campo interno y su extensión generalmente es muy reducida, por ello, salvo anomalías regionales debidas a estructuras de gran extensión (Mendoza, 2004).

### **3.6.2 Variación diurna**

Cuando el viento solar llega a la magnetosfera, las partículas energéticas quedan atrapadas por el campo magnético formando los cinturones de Van Allen. La presión que el viento solar ejerce sobre la magnetosfera hace que ésta se deforme, de forma que la parte que se encuentra entre el Sol y la Tierra es más delgada que la parte oculta al Sol, la cual tiene forma de cola y algunas líneas de campo no se cierran. Al arrastrar el viento solar el campo magnético del Sol, choca con la magnetosfera y la deforma, actúa sobre el campo magnético terrestre creando la variación diurna y semi-diurna.

Los efectos de la variación diurna pueden ser corregidos de varias maneras. Una de las formas podría ser similar al gravímetro, donde se monitorea periódicamente durante un día en una base fija; las diferencias observadas en las lecturas luego son distribuidas a través de las mediciones realizadas en el día para corregir la variación diurna (Kearey *et al.*, 2002).

### **3.6.3 El campo geomagnético y el IGRF**

El Campo de Referencia Geomagnético Internacional (*International Geomagnetic Reference Field*, IGRF) es una descripción matemática del campo magnético terrestre usado extensamente en los estudios del interior de la Tierra, su corteza, ionosfera y magnetosfera. Se utiliza para eliminar el contenido de la componente de longitud de onda larga mediante un modelo

matemático que refleja o muestra el valor del campo geomagnético en cualquier punto de la Tierra (Lowrie, 2007),

El IGRF fue introducido por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (*The International Association of Geomagnetism and Aeronomy*, IAGA) en 1968, y es producto de la colaboración entre los modeladores del campo magnético y los institutos implicados en recoger y almacenar datos del campo magnético de satélites, observatorios y de diferentes estudios alrededor del mundo. Igualmente, el IGRF es revisado, generalmente, cada cinco años por un grupo de modeladores del IAGA. En el IGRF se exhiben los siguientes elementos: declinación, inclinación, intensidad horizontal del campo, las componentes norte, este y vertical del campo, y la intensidad total del campo.

#### **3.6.4 Anomalías magnéticas**

Las anomalías magnéticas se expresan como rasgos compuestos que asocian altos y bajos magnéticos que se complementan positiva o negativamente en función de los contrastes laterales de susceptibilidad magnética y de la posición relativa de los cuerpos respecto a la orientación del vector campo total en el área de estudio.

#### **3.7 Análisis espectral**

El método de análisis espectral transforma el dato del dominio del espacio al de frecuencia. Las relaciones de amplitud y fase entre las distintas frecuencias se ha utilizado extensamente para la estimación de profundidades (Spector, A. & Grant, F., 1970) o separación de longitudes de onda para diferenciar las distintas componentes del campo producido por las fuentes.

Esta herramienta matemática permite separar la contribución de distintas fuentes de anomalía de gravedad en función del número de onda radial de la señal completa. Cuando se grafica la frecuencia en función del logaritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logarítmica de la energía con la frecuencia puede ser representada por una función lineal.

El espectro radial del campo decrece a medida que la profundidad  $t$  de la fuente aumenta por el factor  $e^{-2tr}$ , siendo  $r$  el número de onda. Cada comportamiento lineal definido por intervalos de frecuencia en el espectro corresponde con una fuente que genera una anomalía, por lo tanto, la pendiente de la recta es proporcional a la profundidad del tope de la fuente como se muestra en la ecuación 11, donde  $s$  es la pendiente del logaritmo del espectro.

$$H = - \frac{s}{4\pi} \quad \text{(Ecuación 11)}$$

### 3.8 Deconvolución de Euler

La ecuación de homogeneidad de Euler (ecuación 12) relaciona un campo y las componentes de su gradiente con la localización de la fuente y el grado de homogeneidad es expresado por el índice estructural. Según (Thompson, 1982) la ecuación se escribe como:

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = -N(f - B) \quad \text{(Ecuación 12)}$$

Donde  $X, Y$  y  $Z$  corresponde a la ubicación de la medición,  $F$  es el campo potencial,  $x_0, y_0$  y  $z_0$  ubicación de la fuente,  $N$  es el índice estructural y  $B$  valor regional del campo total.

El valor del índice estructural  $N$  corresponde a una medida de proporción de cambio con la distancia de un campo potencial. (Pasteka, 2006) cita entre varios autores a (Thompson, 1982) y (Reid, 1990) para construir la tabla 1 como se muestra a continuación:

**Tabla 1.** Valores de Índice Estructural (N) para distintos cuerpos en gravimetría y magnetometría.

Tipo de fuente	Número de dimensiones	N magnéticos	N gravimetría
Esfera	0	3	2
Cilindro vertical (pipe)	1 (z)	2	1
Cilindro horizontal	1 (x-y)	2	1
Dique (sheet)	2 (z & x-y)	1	0
Sill	2 (x & y)	1	0
Contacto	3 (x, y, & z)	0	-1

Dado un conjunto de archivos de datos totales observados, se puede determinar una ubicación de fuente óptima  $x_0$ ,  $y_0$  y  $z_0$  resolviendo las ecuaciones de Euler para un índice dado N, por la inversión de mínimos cuadrados de los datos. El proceso de la inversión puede producir una incertidumbre para cada uno de los parámetros ajustados, y esto puede usarse como un criterio para aceptar o rechazar una solución. Este proceso de la inversión es llamado deconvolución de Euler y la mejor solución sería aquella que dé un grupo de soluciones menos disperso.

### 3.9 Deconvolución de Werner

Método de interpretación de anomalías magnéticas introducido por (Werner, 1953) suponiendo cuerpos como láminas bidimensionales, donde las anomalías y las distancias de los puntos de observación a lo largo del perfil están dispuestos para formar una ecuación lineal, con sus coeficientes relacionados con los parámetros de la lámina. Esta anomalía es igual al gradiente horizontal de la anomalía del campo total sobre un espacio semi-infinito como se expresa en la ecuación 13:

$$\Delta T(x) = \frac{A(x - x_0) + B \cdot d}{(x - x_0)^2 + d^2} \quad (\text{Ecuación 13})$$

Donde:

$x_0$  = ubicación de la fuente.

D = Profundidad de la fuente.

A & B = combinación de constantes de magnetización.

Todos los datos que se disponen en el perfil se usan para la interpretación y no requiere de un modelo inicial. Las soluciones obtenidas a través de este método expresa principalmente los máximos contrastes laterales, resaltando contactos y fallas.

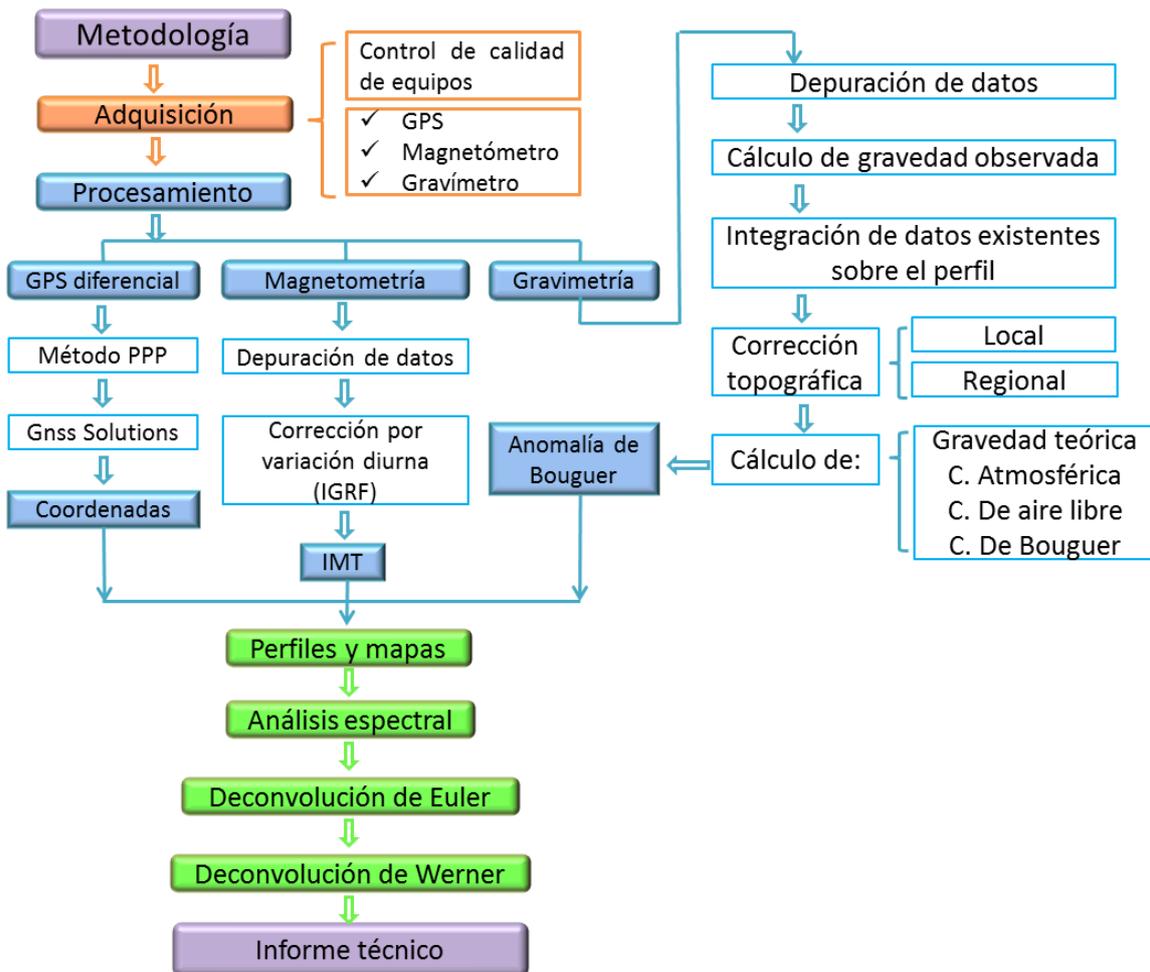
La deconvolución de Werner se considera un método de “ventana deslizante”, en donde el operador se mueve a través del perfil y genera soluciones para las incógnitas. Longitudes de ventanas muy cortas o muy largas generan soluciones falsas.

## CAPÍTULO IV

### MARCO METODOLÓGICO

La metodología empleada para llevar a cabo la investigación se explica en la figura 4.1, donde se muestra una secuencia de pasos que consisten principalmente en tres fases: adquisición, procesamiento e interpretación.

- ✓ Adquisición: consiste en los parámetros aplicados para adquirir los datos así como la descripción y control de calidad de los equipos para garantizar la eficiencia de los mismos.
- ✓ Procesamiento: se explica por cada método (GPS, gravimetría, magnéticos) la secuencia de pasos en los respectivos programas para obtener posición, anomalía de Bouguer e intensidad magnética total de cada estación.
- ✓ Interpretación: se realiza el análisis espectral, deconvolución de Euler y deconvolución de Werner para así generar los resultados e integrar la información correspondiente.



**Figura 4. 1** Metodología utilizada para cumplir los objetivos de la investigación.

#### 4.1 Adquisición

Como primer paso al iniciar la adquisición se realizó un mapa preliminar en el programa *Arcgis* de las posibles estaciones a adquirir tomando como referencia las imágenes satélite obtenidas a partir del programa *Google Earth*. El mapa preliminar se realizó semanalmente tomando en cuenta las posibles vías de acceso ya que comúnmente no había paso por malas condiciones, carreteras abandonadas, puentes caídos, o el requerimiento de permisos para el acceso a la propiedad privada de las fincas, hatos y afines. La metodología aplicada en la adquisición y equipos utilizados se explica a continuación:

#### 4.1.1 GPS diferencial

Para la ubicación geográfica de las estaciones adquiridas se utilizó distintos equipos que permitieron obtener desde una precisión milimétrica hasta 50 cm aproximadamente. Para garantizar la calidad de los datos obtenidos se toma en cuenta que ningún objeto interrumpa la visibilidad entre los satélites y GPS, como por ejemplo edificios y árboles.

Los equipos utilizados fueron:

- ✓ GPS diferencial THALES: GPS modelo Z-MAX, doble frecuencia de grabación (L1/L2), figura 4.2.

Por cada punto se configuraba en el menú *SURVCONF* los parámetros de adquisición que incluyen: máscara de elevación (grados de observación a partir del horizonte), intervalo de grabación (001.0 s. para esta adquisición), modo de adquisición (estático), nombre de la estación, *SBASS*: off; y la medición se detenía a los 15 min de grabación.



**Figura 4. 2** GPS Thales Z-Max (L1/L2)

✓ GPS diferencial Magellan

Con este equipo se adquirió la mitad de los datos aplicando la metodología de adquisición estática, la cual consiste en la recogida de datos simultánea entre dos receptores (GPS base y GPS móvil). En una base geodésica en algún lugar seguro se deja un GPS base midiendo constantemente durante la campaña del día y por cada estación se graban 15 minutos en el GPS móvil, así se podrá generar vectores entre ambos GPS por cada estación en el procesamiento.

En la figura 4.3 se muestra los parámetros a incluir por cada estación a adquirir, si es el caso del GPS base, se activa la casilla del punto de control. En el tipo de altura, si es el GPS base se mide la altura inclinada entre el punto de medición y el borde externo de la antena, si no, es la altura vertical de la barra fija que sostenía el trípode del GPS móvil. En el intervalo de grabación (tiempo en segundos entre dos adquisiciones consecutivas de datos GPS) se colocaba 0.01 s. que era la utilizada en esta adquisición.

The image shows a software window titled "Opciones de levantamiento" (Survey Options). It contains the following fields and controls:

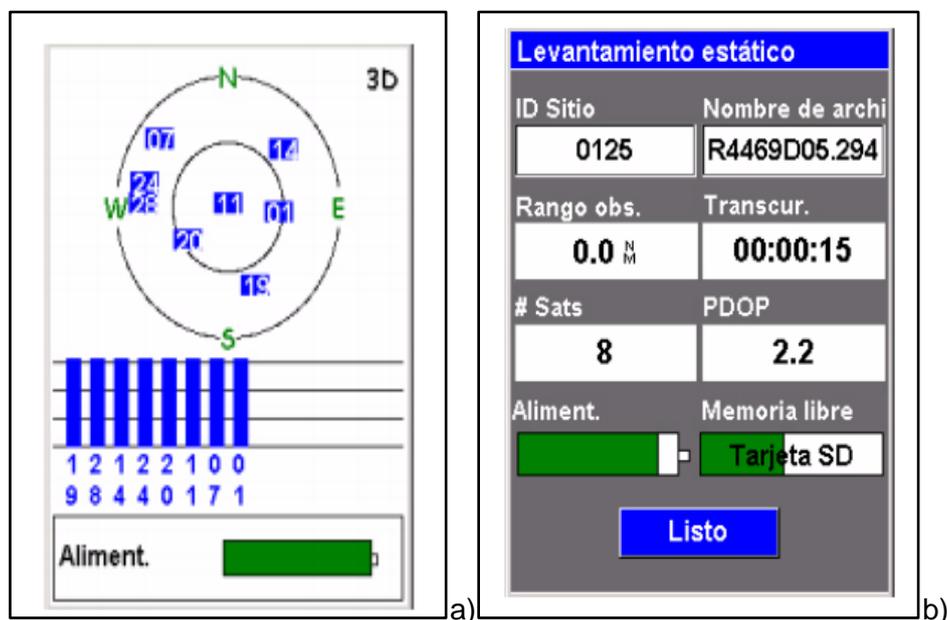
- ID Sitio:** Text input field containing "0125".
- Modo Medición:** Dropdown menu set to "Estática".
- Descripción Sitio:** Text input field containing "ST500".
- Altura Antena:** Text input field containing "1.730".
- Unidades:** Dropdown menu set to "Metros".
- Tipo Altura:** Dropdown menu set to "Vertical".
- Interv de Grab:** Dropdown menu set to "1 seg".
- Punto de control:** A checked checkbox.
- Log:** A button at the bottom of the window.

**Figura 4. 3** Configuración del GPS diferencial Magellan.

Al iniciar la grabación se puede observar en la pantalla del GPS las ventanas de la Figura 4. 4 donde se verifica la calidad del dato. En la figura 4.4 (a) se

observa la cantidad de satélites y su distribución en el espacio, se debe esperar a que reciba al menos 4 como mínimo.

En la figura 4.4 (b) se observa el estado del levantamiento, en el cual el rango de observación indica la longitud máxima de la línea de base que se podría determinar con precisión en el posprocesado teniendo en cuenta la cantidad de datos recogidos en cada momento, cuantos más datos recoja, mayor será el valor mostrado en este campo. El PDOP la posición de los satélites que orbitan alrededor de la Tierra, los cuales deben estar bien distribuidos para obtener una posición precisa (Magellan Navigation, Inc., 2006).



**Figura 4. 4** Ventana observada en GPS Magellan durante medición

- ✓ GPS Garmin 78s: este GPS fue usado como método de respaldo y guía en las rutas y distancias adquisición. En él se cargaban los datos de adquisiciones previas para no medir nuevamente en el mismo lugar, así como la facilidad de visualizar las carreteras o vías de acceso de la zona y almacenamiento de las rutas del perfil, que posteriormente será usada en la adquisición de la sísmica de refracción profunda del proyecto GIAME.

## **4.1.2 Gravimetría**

### **4.1.2.1 Equipo**

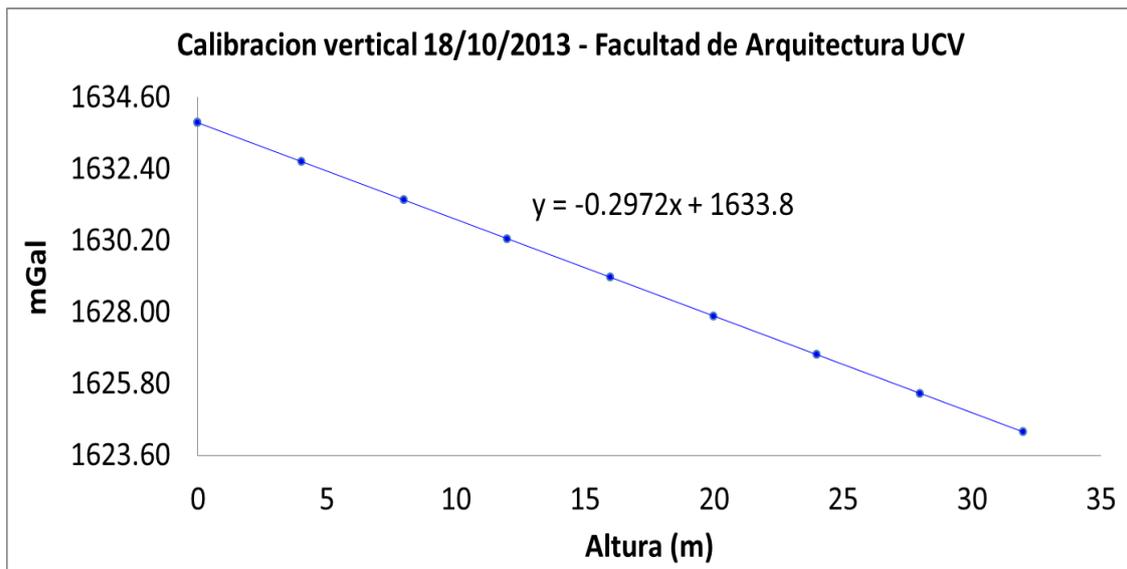
El equipo utilizado es un gravímetro marca *SCINTREX* modelo *Autograv CG-5* el cual posee una precisión de 0.001 mGal, con un sistema automatizado mediante un sensor electrónico, en el cual el elemento de detección se basa en un sistema elástico donde la fuerza gravitacional sobre la masa de prueba es balanceada por un resorte y una fuerza de restauración electrostática relativamente pequeña (Scintrex, 2006).

El equipo tiene un sistema de protección ante los cambios de temperatura ambiental y de la presión atmosférica, el cual consiste en una cámara que mantiene al sensor al vacío y a una temperatura estable. El sensor está hecho de cuarzo fundido no magnético que no se ve afectado por las variaciones del campo magnético terrestre.

Se realizó la calibración vertical y horizontal, así como la deriva para verificar su buen funcionamiento y la configuración interna, que consistió en chequear los parámetros dados por el fabricante. A continuación se explican a detalle cada una de las pruebas:

### **4.1.2.2 Calibraciones**

- ✓ Calibración vertical: se realizó en la Facultad de Arquitectura de la Universidad Central de Venezuela el 18 de octubre de 2013, en la escalera de emergencia que se encuentra en la parte trasera del edificio; en un mismo eje vertical se tomaron valores de gravedad por cada piso, y se midió la altura con respecto a la base. Posteriormente se graficó la gravedad vs. la altura en metros, y el resultado obtenido (figura 4.5) verifica como la pendiente de la recta muestra la variación de la gravedad por cada metro de altura, la cual como parámetro teórico se tiene que es de 0.3086 mGal según Moritz (1980), obteniendo como resultado de la calibración 0.011 mGal/m de diferencia con respecto al valor teórico.



**Figura 4. 5** Calibración vertical del gravímetro CG-5.

- ✓ Calibración horizontal en bases: se realizó la medición de gravedad en tres bases de gravedad conocida en la ciudad de Caracas, las cuales son: Cagigal 1 (sótano), Cagigal 2 (pasillo) y Santa Inés. La figura 4.6 corresponde a la base de Santa Inés y Cagigal 2 respectivamente. Se hicieron dos circuitos uno el 21 de octubre del 2013 y el segundo el 27 de marzo del 2014 para verificar el funcionamiento del mismo durante la jornada de adquisición. Las gravedades absolutas se tomaron de Drewes *et al.*, (1991), los valores se muestran en la tabla 2.



**Figura 4. 6** Bases gravimétricas con gravedad absoluta utilizadas para la calibración horizontal.

**Tabla 2** Gravedades absolutas de bases gravimétricas, calibración horizontal.

Santa Inés	978051.043±0.1
Cagigal 1 (sotano)	978024.695±0.07
Cagigal 2 (pasillo)	978024.72

**Tabla 3** Calibración horizontal en bases.

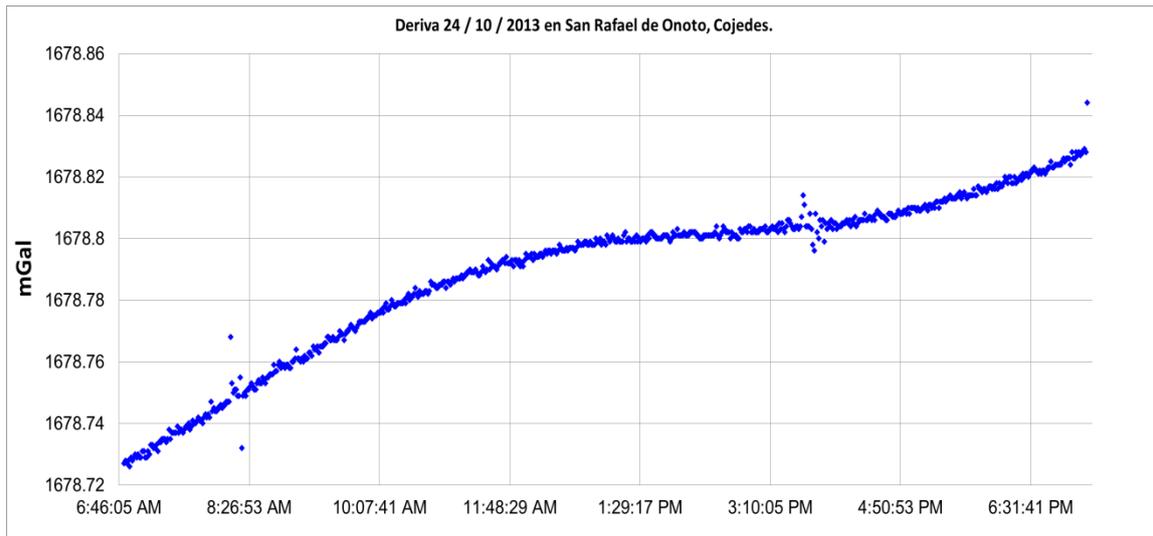
	Teóricos	27 de marzo 2014		21 de octubre 2013	
		Experimental	$\Delta$	Experimental	$\Delta$
$\Delta$ SI - C1	26.348	26.480	0.132	26.480	0.132
$\Delta$ C1 - C2	-0.025	-0.123	-0.098	-0.134	-0.109
$\Delta$ C2 - SI	-26.323	-26.358	-0.035	-26.345	-0.022

Como se observa en la tabla 3, el rango obtenido para los deltas correspondientes a cada una de las mediciones muestra una calidad de dato con variación en el primer decimal, lo cual no corresponde a los parámetros de calidad que el fabricante del equipo expone. Sin embargo, se puede acotar que el valor de gravedad de Cagigal 1 (Sótano) es altamente confiable pero el asignado a Cagigal 2 (pasillo) posiblemente este subestimado y esto explica la variación de los deltas en discusión.

#### 4.1.2.3 Adquisición de datos gravimétricos

Previamente a la adquisición, mediante el estudio de deriva diurna, se estableció el lapso de duración de los circuitos en un rango aproximado de 4 horas para evitar que la deriva del instrumento afectara las mediciones.

En la figura 4.7 se observa la gráfica de las deriva realizada en el Hotel San Valentín en San Rafael de Onoto (estado Cojedes) permitiendo aplicar la corrección por deriva lineal en el rango de tiempo seleccionado.



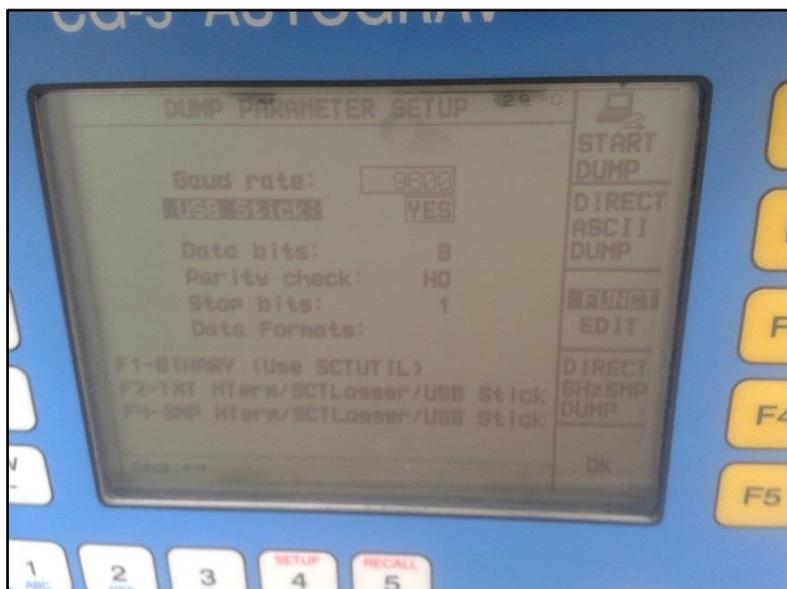
**Figura 4. 7** Deriva del gravímetro, 24 de octubre de 2013, San Rafael de Onoto.

El Autograv CG-5 se programó para que realizara tres ciclos, cada uno con 60 mediciones por minuto, es decir, 60 valores cada 60 segundos. Como parámetro de calidad se toma en cuenta que los valores observados no varíen entre ellos más de  $\pm 0.005$  mGal, la desviación estándar no mayor a 0.03 y los tilt tanto en X como en Y no superen a  $\pm 10$  segundos de arco en su valor; si alguna de estas condiciones no se cumplía se repetía la medición hasta obtener lo esperado y se tomaba nota de las condiciones de campo.

La descarga de datos se realizaba cada semana a través del *usb stick interface*, proporcionado por la Scintrex, el cual se conecta a un *flash drive*, y a un cable para comunicarse con el gravímetro a través de los puertos COM1 y COM2 simultáneamente. Primero se realiza la conexión (figura 4.8), luego se enciende el gravímetro y en el menú de *dump parameter setup* se activa la opción *usb stick*; se descarga primero el *direct ascii dump* y luego el *Direct 6 Hz 5MP dump*, como se muestra en la figura 4.9, ambos archivos corresponden a un .txt y a un .SMP respectivamente.

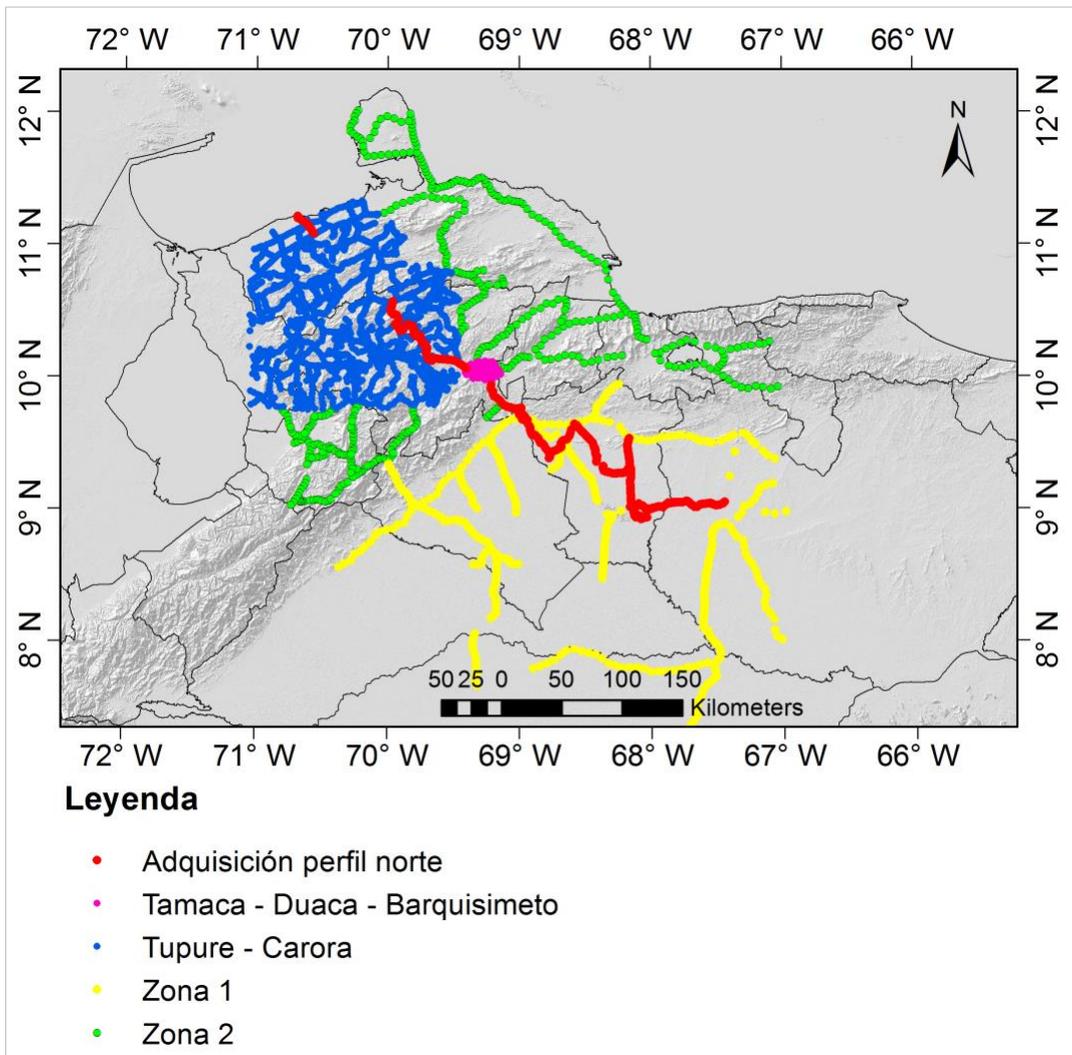


**Figura 4. 8** Conexión en el gravímetro para la descarga de datos.



**Figura 4. 9** Configuración del gravímetro para la descarga de los datos.

Durante la jornada de adquisición del presente trabajo de investigación se levantaron 402 estaciones gravimétricas, las cuales fueron integradas con las adquisiciones realizadas en las zonas circundantes como se muestra en la figura 4.10:



**Figura 4. 10** Adquisiciones gravimétricas previas realizadas en la zona.

- ✓ Tamaca – Duaca – Barquisimeto: este conjunto de datos fue proporcionado por FUNVISIS, provenientes de varias adquisiciones realizadas en distintos trabajos especiales de grado, entre ellos (De Marco R. , 2004).
- ✓ Tupure-Carora: Adquisición de 2365 estaciones gravimétricas realizada en los estados: Falcón, Lara, Zulia y Trujillo por PDVSA – INTEVEP y FUNVISIS en el año 2005.
- ✓ Zona 1 y Zona 2: adquisiciones en el marco del proyecto GIAME realizada por Dianeidy Gil (2014) y Ana Silva (2014), respectivamente.

#### 4.1.2.4 Bases gravimétricas.

En la adquisición realizada se utilizó como parámetro el uso de bases gravimétricas que estuviesen normalizadas a la red de orden cero, tomando como referencia las bases mencionadas en Drewes et al., (1991).

En la figura 4.11 se muestra la configuración del levantamiento gravimétrico a partir de la base de orden cero ubicada en Santa Inés, Caracas (la figura 4.11 hace referencia sólo a las bases utilizadas para la adquisición del perfil norte). En la primera etapa de las adquisiciones previas en zona 1 y zona 2 del proyecto GIAME se realizó el amarre de las bases utilizadas en este trabajo, adicionalmente, en este último, se añadió tres nuevas bases gravimétricas.

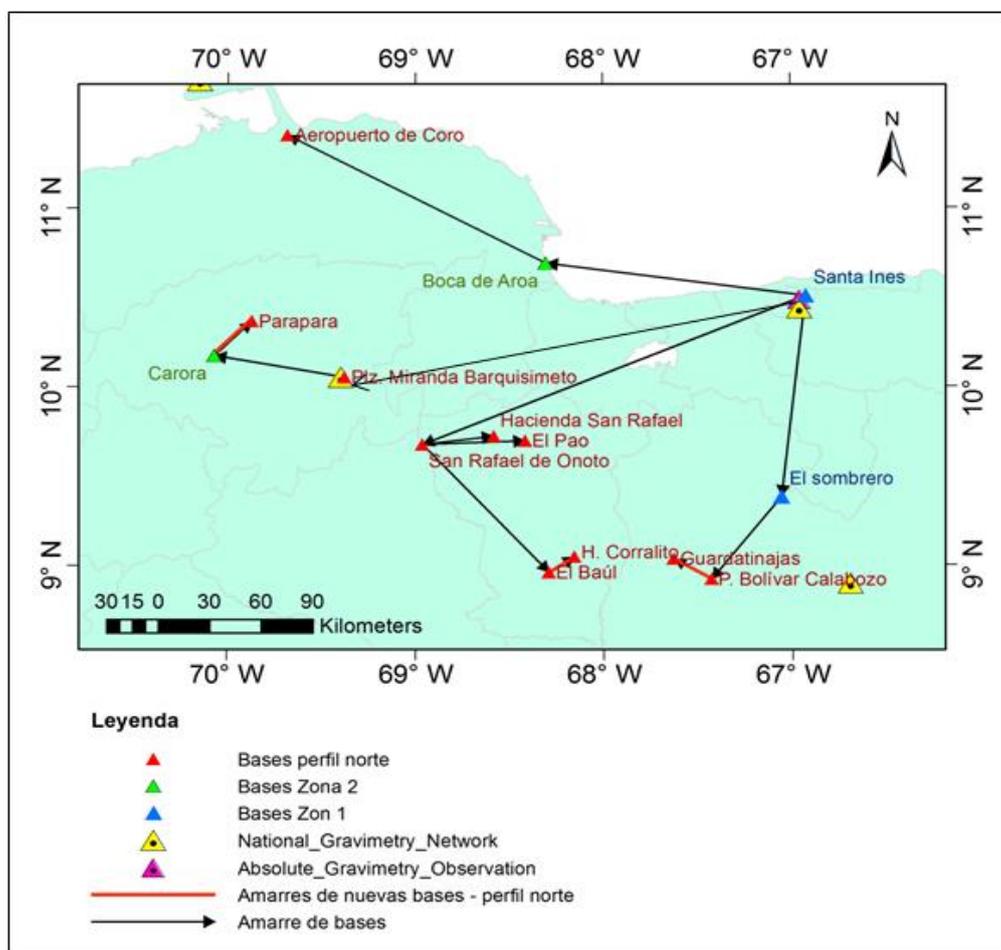


Figura 4. 11 Bases gravimétricas y circuitos realizados.

El levantamiento de tres nuevas bases gravimétricas en el perfil norte se realizó con la ejecución de tres circuitos y medición continua con el GPS

diferencial durante 8 – 10 horas para la asignación de posición geográfica con precisión. Como se observa en la Figura 4. 11 representado con rectas rojas, se levantaron a partir de las siguientes bases:

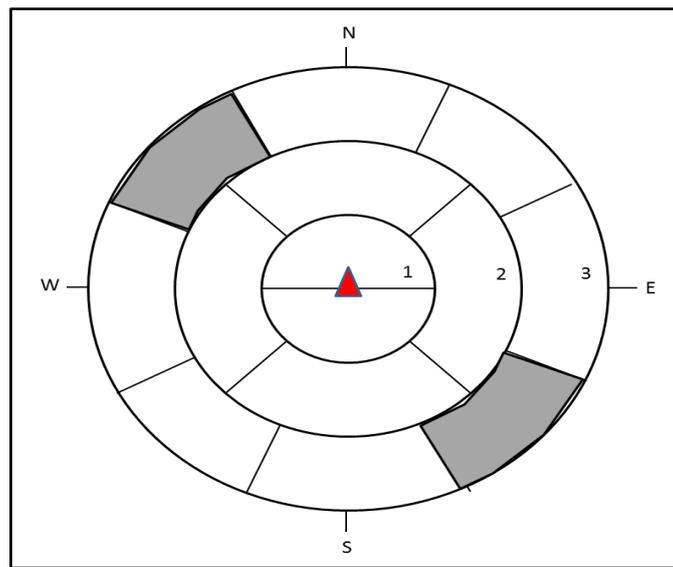
- ✓ Plaza Bolívar de Calabozo → GN Guardatinajas.
- ✓ Plaza Bolívar de El Baúl → Entrada de Hato Corralito, El Baúl.
- ✓ Aeropuerto de Carora → Casa de los Poderes Públicos, Parapara.

En la tabla 4 se muestran las gravedades absolutas obtenidas luego de realizar el amarre mencionado anteriormente y mediante el cual se procesarán los datos adquiridos.

**Tabla 4.** Gravedades absolutas de las bases utilizadas en el perfil norte.

Code	Nombre	Descripción	Tipo	Lat	Long	Altura (m)	Grav. Absoluta	Estado
9022	San Rafael de Onoto	San Rafael de Onoto	REGVEN	9.6813	-68.9615	138.00	978104.3831	Cojedes
9040	Hacienda San Rafael	San Carlos, Cojedes	REGVEN	9.7276	-68.5812	142.04	978104.9148	Cojedes
9041	El Crucero	Ubicada en la bifurcación del Pao-Dos caminos	REGVEN	9.7028	-68.4139	179.50	978107.9507	Cojedes
9042	Plaza Bolívar de Calabozo	Plaza Bolívar Calabozo	REGVEN	8.9268	-67.4268	98.00	978154.149	Guárico
9043	GN Guardatinajas	Entrada estacionamiento Punto de control GN	-	9.0407	-67.6285	88.98	978155.2286	Guárico
9044	Plaza Bolívar de El Baúl	Plaza Bolívar de El Baúl	REGVEN	8.9654	-68.2893	138.00	978168.4787	Cojedes
9045	Corralito	Entrada Hato Corralito	-	9.0532	-68.1539	61.79	978177.6812	Cojedes
9011	Plaza Miranda Barquisimeto	Plaza Miranda Barquisimeto	REGVEN	10.0596	-69.3740	611.00	978027.5629	Lara
9026	Aeropuerto de Carora	Aeropuerto de Carora	RGN	10.1747	70.4803	364.00	978070.9671	Lara
9051	Parapara	Casa de los Poderes Públicos, Carora	REGVEN red municipal	10.3711	-69.8674	356.84	978084.0836	Lara
9030	Aeropuerto de Coro	Entrada aeropuerto de Coro	REGVEN	11.4135	-69.6794	15.99	978221.0886	Falcón

Adicionalmente, en campo, se tomó nota de la topografía circundante siguiendo el formato de la figura 4.12 **Error! No se encuentra el origen de la referencia.**, donde el aro 1, es la diferencia de topografía entre la estación (0 m) hasta 2 m, el aro 2 es de 2 a 15 m, y el aro e es desde 15 a 50 m. Se medía en todas las direcciones tantas veces como sea necesario según el aro. Este procedimiento es con la finalidad de en la etapa de procesamiento realizar la corrección topográfica local.



**Figura 4. 12** Configuración de la toma de nota en campo de la corrección topográfica local.

### 4.1.3 Magnetometría

#### 4.1.3.1 Equipo

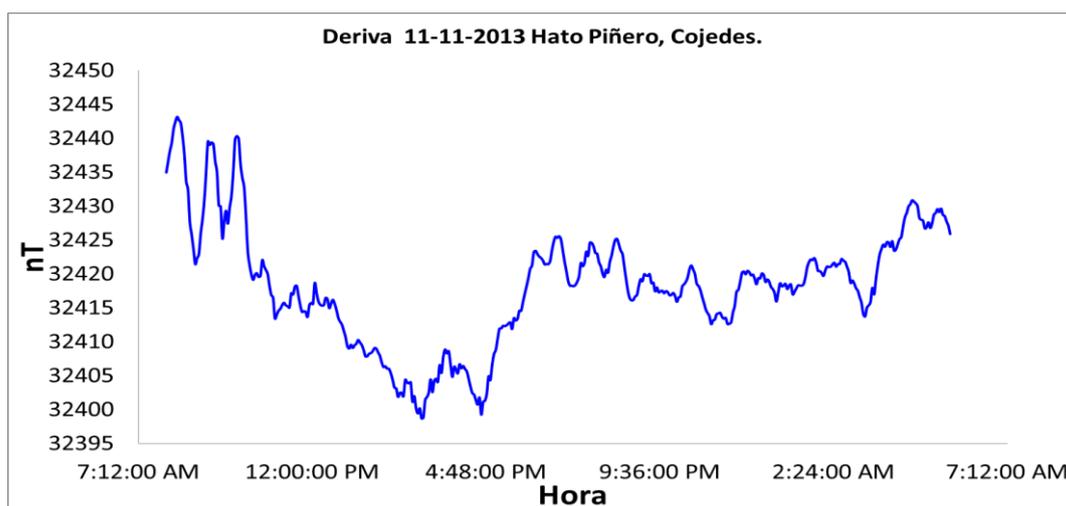
EL equipo utilizado fue un magnetómetro de precesión protónica modelo G-856AX marca Geometrics, el cual tiene una resolución de 0.1 nT y una memoria digital de 12500 lecturas. Su reloj interno trabaja con el calendario juliano lo cual permite llevar un control al momento de descargar los datos.

El G-856AX permite hacer mediciones sin dependencia de variables como orientación del sensor, temperatura, o localización. El equipo da lecturas de campo magnético total. El funcionamiento consiste en el uso de una bobina de

inducción para crear un campo alrededor de un líquido rico en hidrógeno, en este caso se utilizó el kerosén. Los protones de hidrógeno se alinean o polarizan con el campo magnético; esta técnica es llamada medida de precesión protónica (Geometrics, Inc., 2007).

#### 4.1.3.2 Adquisición

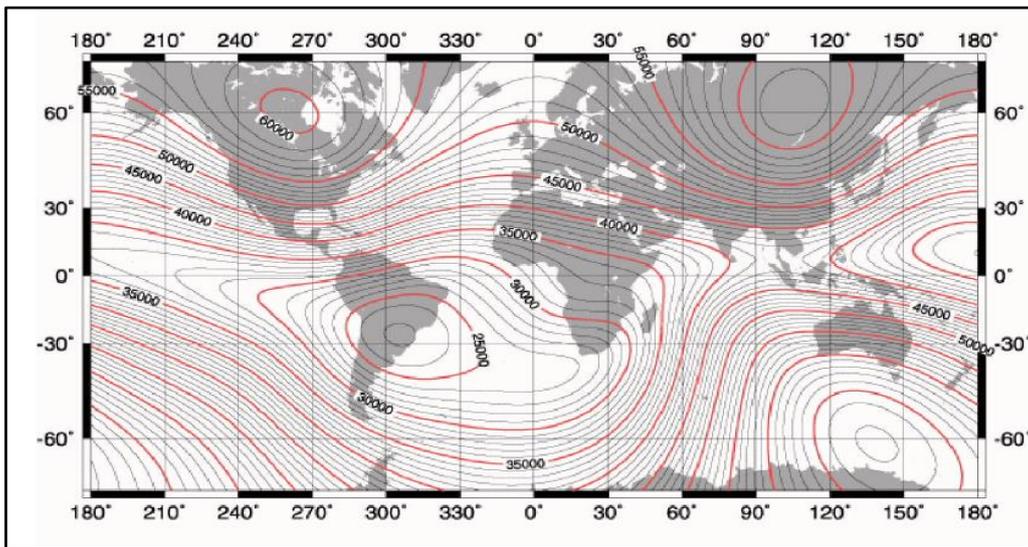
Previa a la adquisición se realizó la variación diurna del instrumento durante 12 horas continuas a través del ciclo automático en el que el equipo se programa para que tome medidas cada 3 minutos, y así poder observar la variación diurna del campo magnético de la Tierra (figura 4.13)



**Figura 4. 13** Variación diurna del magnetómetro 11 de noviembre 2013, Hato Piñero, Cojedes.

Los parámetros de adquisición consistieron en tomar tres valores de campo magnético total con una variación no mayor a 10 nT entre ellos, alejándose elementos que pudiesen afectar la actividad, como lo son: tendidos eléctricos, artículos metálicos como vayas de publicidad, vigas, construcciones, etc. Sin embargo, el magnetómetro fue configurado para que filtre el ruido y dé el valor más adecuado para el campo magnético de ese punto, a través del módulo TUNE, se configura la frecuencia de precesión de protones correspondientes a

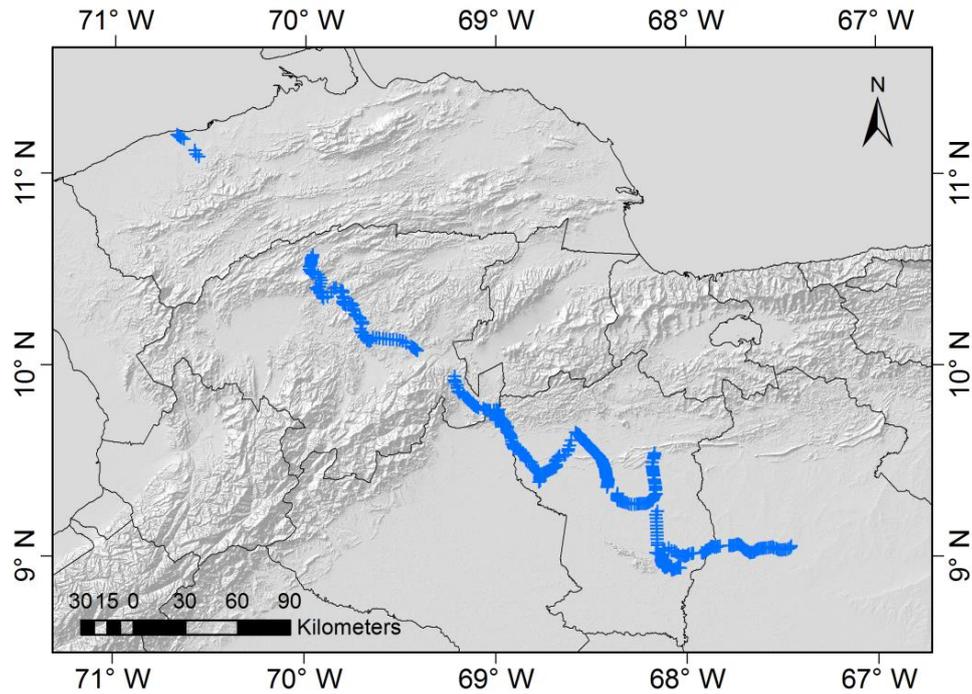
la intensidad del campo magnético local. Tomando como referencia el mapa de intensidad magnética mundial de la figura 4.14 se ajustó el valor de configuración en 35000 nT que es el promedio de la línea que pasa por Venezuela.



**Figura 4. 14** Mapa de intensidad magnética mundial, (Geometrics, Inc., 2007).

Para la descarga de datos se utilizó el software MapMap 2000 el cual permite una rápida transferencia de datos desde el magnetómetro a la PC a través del puerto de salida RS-232 universal. En la descarga, los datos obtenidos por cada estación son: día juliano, hora minutos y segundos, número de la estación (numeración automática desde 0 a 12000), campo magnético total. Adicionalmente los valores eran anotados en la libreta de campo ya que en la base de datos del magnetómetro no especifica a qué estación corresponde cada valor.

Se adquirieron 366 estaciones magnéticas como se muestra en la figura 4.15, teniendo menos densidad que la gravimetría ya que en la depuración de datos se eliminaron estaciones y en las zonas en las que se integró con adquisiciones gravimétricas previas no se adquirieron datos magnéticos.

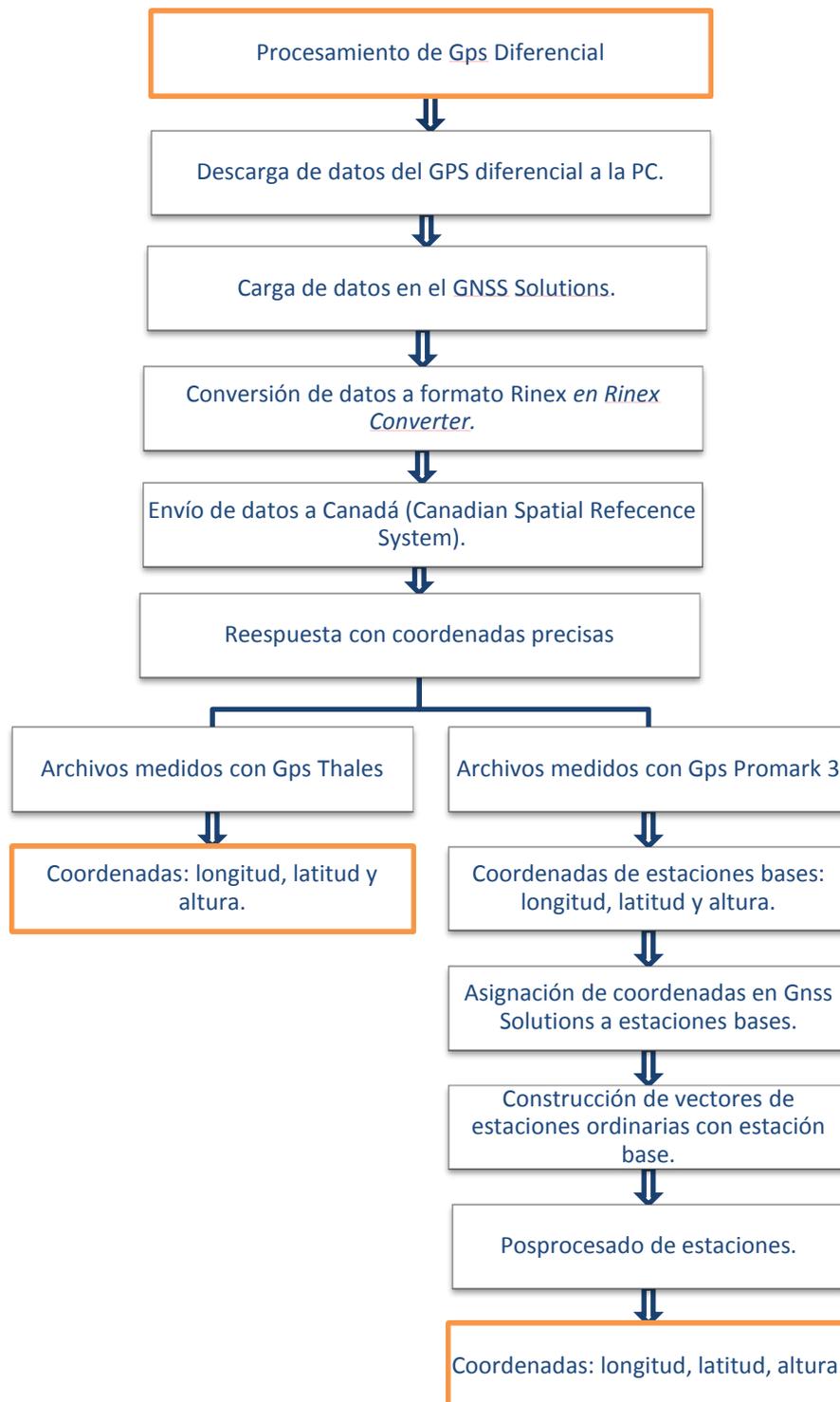


**Figura 4. 15** Adquisición de datos magnéticos en el perfil norte.

## 4.2 Procesamiento

### 4.2.1 GPS diferencial

Se adquirieron un total de 402 estaciones, de las cuales 180 puntos fueron medidos con el GPS marca Thales (sin gps base), y 222 con el Promark 3 (Gps base y móvil). Las metodologías de procesamiento fueron diferentes para cada uno de las dos vías de adquisición, como lo indica la figura 4.16:



**Figura 4. 16** Secuencia de procesamiento de datos del GPS diferencial.

Para el GPS marca *Thales*, se procedió a cargar los datos en el programa de procesamiento llamado *GNSS Solutions*, donde se descomprimen los archivos y se visualizan los parámetros adquiridos así como la calidad de la señal

recibida de los satélites. Posteriormente estos archivos se transformaron a formato RINEX (*Receiver INdependent Exchange*) en la extensión *RINEX converter* del programa *GNSS Solutions* y luego son subidos a la página del Canadian Georeference System (<http://webapp.geod.nrcan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php>) donde serán procesados en el módulo PPP.

El método PPP (Posicionamiento del Punto Preciso) consiste en obtener una solución de coordenadas exactas con tan sólo un receptor GPS. El método parte de la misma teoría que el procesamiento estático tradicional, la única diferencia es que las bases que se utilizan son tres estaciones IGS y tienen una distancia considerable con respecto a los puntos de medición utilizados; por este motivo la principal fuente de error es el modelado de la ionosfera.

Así mismo, se aplica para los datos provenientes del Promark 3, con la diferencia de que en esta etapa de la adquisición se midió con un GPS base y uno móvil. A Canadá se envía el archivo *RINEX* que por la cantidad de horas midiendo (de 6 a 8) tendrá mayor precisión, posteriormente este resultado, en el programa *GNSS Solutions* se especifica que ese punto es un punto de control o punto base, al cual serán amarrados todas las estaciones ordinarias medidas en ese día. Este postproceso le asigna mayor precisión a las coordenadas, pudiéndola considerar hasta milimétricamente.

#### **4.2.2 Gravimetría**

Los datos fueron descargados del gravímetro a la computadora en formato .txt y exportados a Excel para realizar todas las operaciones matemáticas necesarias para la corrección de perturbaciones sobre la medida de gravedad.

Como primer paso en esta etapa del procesamiento se realiza la depuración de datos, donde, tomando en cuenta las diferencias entre un valor de gravedad relativa y otro, desviación estándar, *tilt Y*, y *tilt X*; se toman los tres mejores valores para cada estación, se separan los datos por circuitos, se le asigna un color a cada base gravimétrica para llevar así un mejor orden en el control de los datos y poder identificar posibles errores en esta fase inicial. Luego de tener los datos preparados se comienza con las correcciones a realizar:

#### 4.2.2.1 Cálculo de gravedad observada

En esta fase del procesamiento se calcula el varmin (variación por minuto como consecuencia de la deriva instrumental del equipo) mediante la ecuación 14 y se corrige los valores medidos para que la deriva no afecte a las mediciones, y a su vez, se lleva los valores relativos a gravedades absolutas.

$$\text{Varmin} = \frac{(L_f - L_i)}{\Delta t} \quad (\text{Ecuación 14})$$

Donde:

$L_f$  = es la lectura medida en la base al cierre del circuito.

$L_i$  = es la lectura medida en la base al inicio del circuito.

$\Delta t$  = diferencia de tiempo entre los dos valores  $L_f$  y  $L_i$ .

Posteriormente, se distribuye el varmin en todas las mediciones del circuito y luego de tener la lectura corregida se le suma la diferencia a la gravedad absoluta de la base con quien fue relacionado.

#### 4.2.2.2 Corrección topográfica

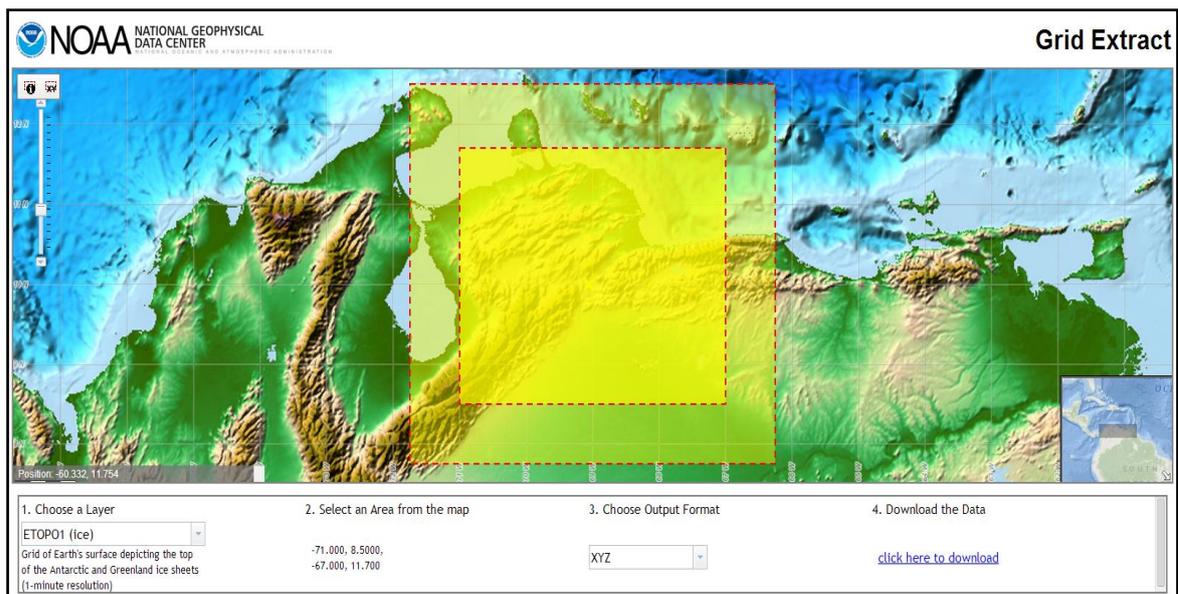
Para el cálculo de la corrección topográfica se realizaron dos: corrección topográfica regional en el programa Oasis Montaj y la local aplicando el método de Hammer (1939).

##### 4.2.2.2.1 Corrección topográfica regional

El programa usado para esta corrección es el Oasis Montaj, el mismo crea un *Regional Correction Grid*, a partir de un grid regional y uno local tomando como fuente un DEM (Modelo Digital de Elevación), el cual contiene la corrección topográfica para el área que rodea a la zona de evaluación. A partir del grid de corrección, el programa calcula los valores para cada una de las estaciones que se le suministró. A continuación se presenta una serie de pasos para llevar a cabo la corrección topográfica:

En el módulo *Gravity* del Oasis Montaj, en el *terrain correction* se seleccionó *Create regional correction grid* y como parámetros de entrada se utilizaron:

- *Regional DEM grid*: de la página de la NOAA se descargaron dos Modelos Digital de Elevación como se muestra en la figura 4.17, donde se abrió la ventana de estudio en  $0.5^\circ$  y  $1^\circ$  respectivamente. Estos modelos usan como base de datos el ETOPO1, basado en el SRTM30.



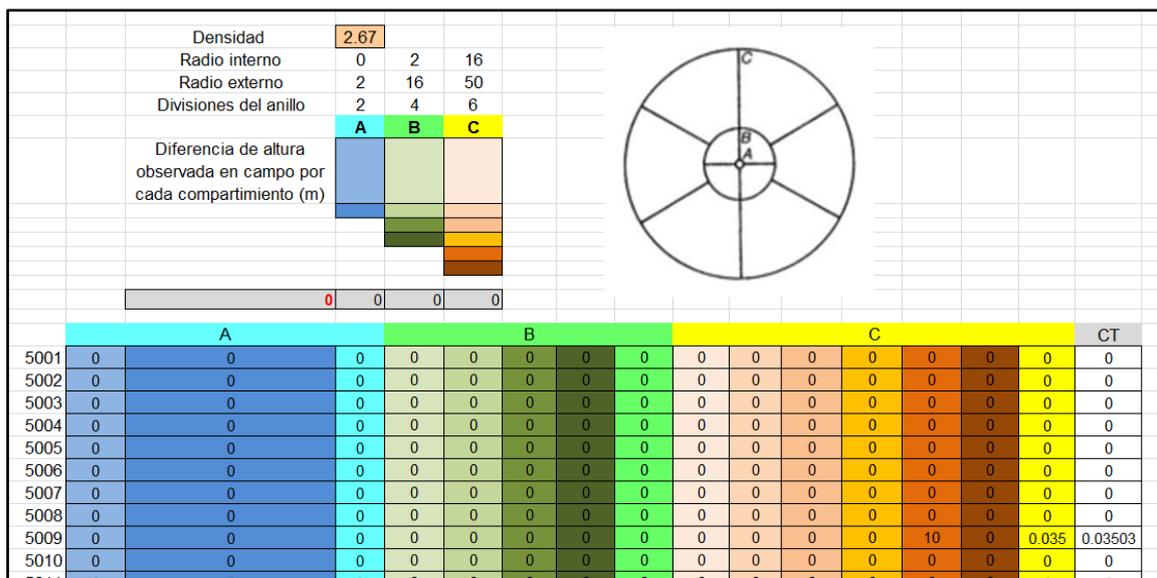
**Figura 4. 17** Modelo Digital de Elevación para grid regional de corrección topográfica.

- *Local DEM grid*: Se utilizó el modelo STRM90 (The NASA Shuttle Radar Topographic Mission).
- *Terrain Density*: 2.67 Mg/m<sup>3</sup>.
- *Outer (regional) correction distance*: distancia regional de corrección de 100 km, ya que a estas distancias todavía la diferencia entre elevaciones del relieve influye en el valor de Anomalía de Bouguer.
- *Inner (local) correction distance*: distancia local de corrección de 20 km.
- *Optimization: faster*. La diferencia entre usar la rápida o no es el 3% de la precisión del resultado a obtener y días de espera por el resultado de este volumen de datos con una computadora de condiciones óptimas.

En el módulo *terrain correction* la corrección topográfica se calcula basándose en algoritmos diferentes por la combinación de los métodos de Nagy (1966) y Kane (1962), explicados en los manuales de Geosoft Inc. (2006).

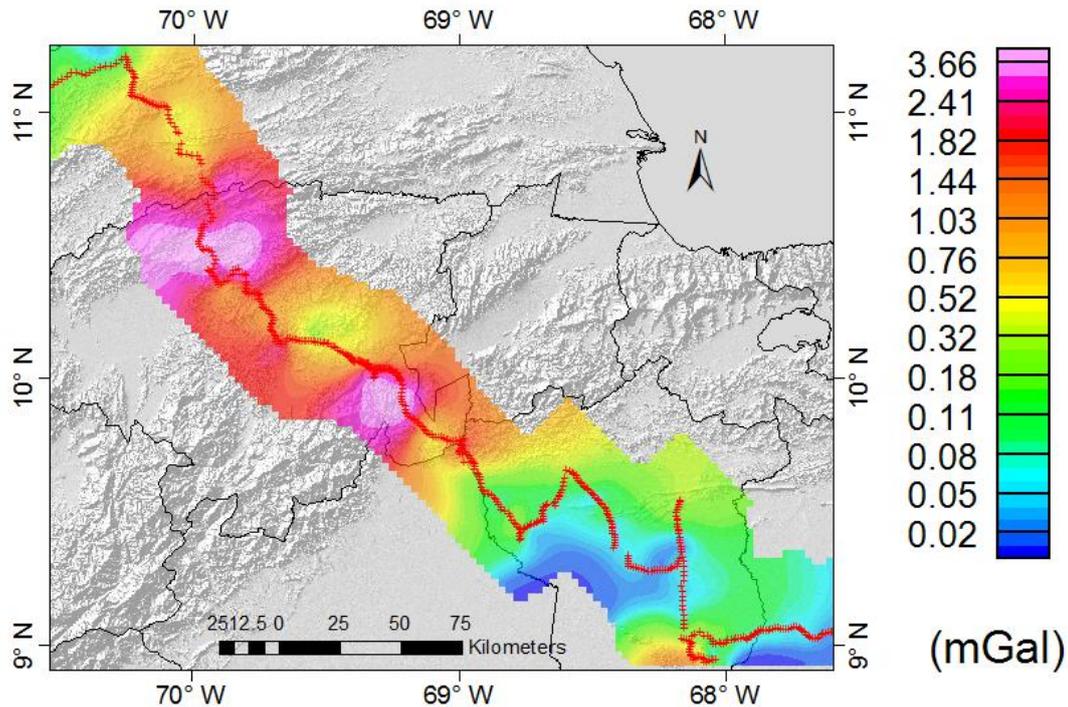
#### 4.2.2.2 Corrección topográfica local

La corrección topográfica local se realizó a 50 m de distancia como se explicó en la etapa de adquisición. En el programa Excel se organizó la hoja de cálculo (figura 4.18) asignándole un color a cada celda según sea su posición en el anillo de la retícula de Hammer para así llevar un mejor control de las diferencias de altura entre la estación medida y su entorno, y a su vez, llevar un orden en el manejo de la fórmula de Hammer (ecuación 8) para el cálculo de la corrección topográfica.



**Figura 4. 18** Configuración de la hoja de cálculo utilizada en la corrección topográfica local.

Finalmente estas dos correcciones se sumaron para obtener la corrección topográfica total (figura 4.19) y formaron parte de la Anomalía de Bouguer.

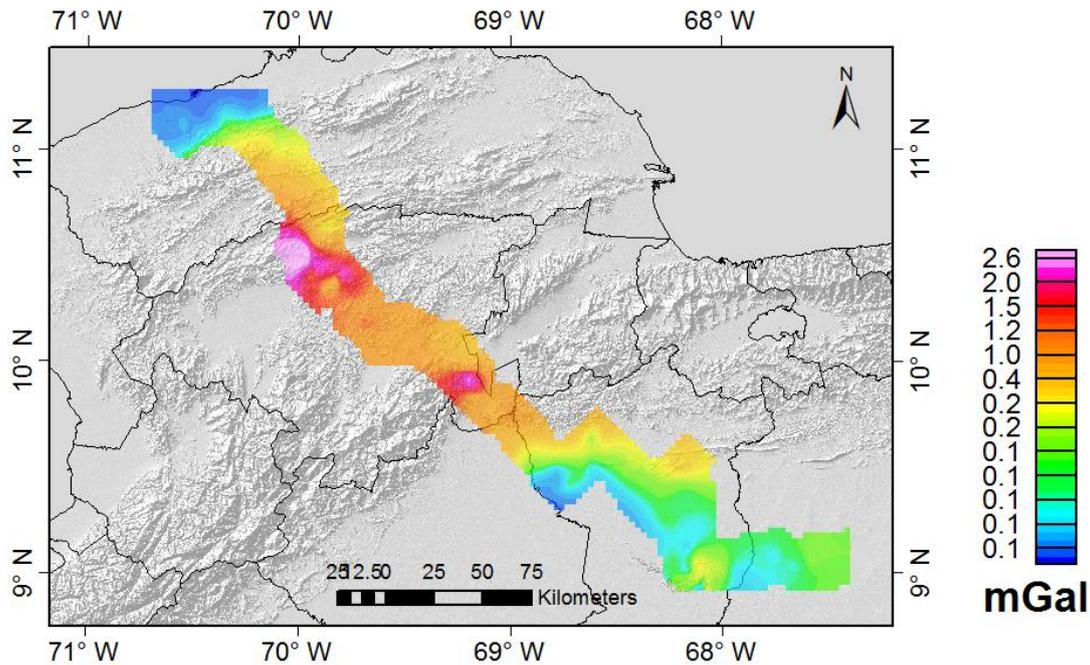


**Figura 4. 19** Mapa de Isocorrección Topográfica del perfil norte.

#### 4.2.2.3 Cálculo de la Anomalía de Bouguer

Para el cálculo de la Anomalía de Bouguer se aplicaron las ecuaciones mencionadas en el marco teórico para cada una de las correcciones: corrección de Bouguer, altura, atmosférica, Anomalía de Aire Libre y Anomalía de Bouguer. Fueron programadas en Excel donde se realizaron las operaciones matemáticas correspondientes.

Como un control de calidad se realizó la comparación entre las ecuaciones de primer y segundo orden (figura 4.20) y como se puede observar, la variación no supera los 3 mGal y los valores más altos se encuentran en las zonas con mayor topografía.



**Figura 4. 20** Comparación entre AB de primer y segundo orden.

### 4.2.3 Magnetometría

Como en gravimétricos, los datos fueron importados en el programa Excel y se realizó la depuración, que como se había establecido en la etapa de adquisición, los tres mejores valores son aquellos que no varíen entre ellos  $\pm 10$  nT. Posteriormente, se calculó el varmin, que en este caso no se le atribuye la variación a la deriva del instrumento sino a la variación diurna del campo magnético de la Tierra.

Seguido a esto, los datos fueron amarrados con el valor del IGRF 2011, descargados directamente de la página de la NOAA (<http://www.ngdc.noaa.gov/>) asignándole longitud, latitud, altura y fecha a cada estación base donde se abría y cerraba el circuito magnético. En este caso, el valor de IGRF de referencia se tomaba sólo del primer día de adquisición y se utilizaba para los días posteriores en esa misma base. En la figura 4.21 se muestra para la base de San Rafael de Onoto (9022) el valor de IGRF correspondiente al 26 de octubre de 2013. Al realizar la corrección de variación diurna, el valor obtenido corresponde al IMT (Intensidad Magnética Total).

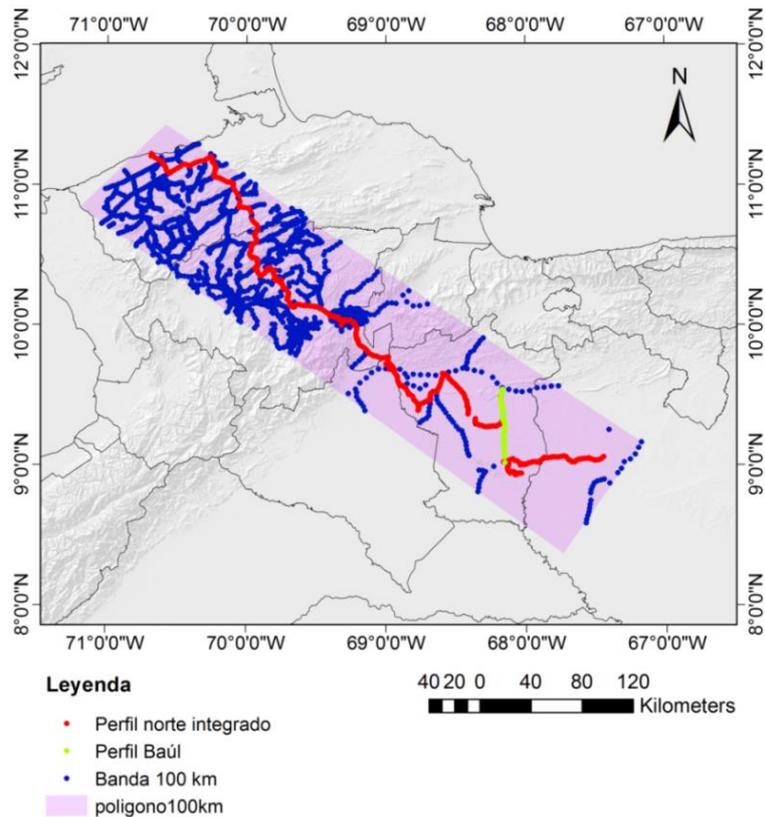
Magnetic Field							
Latitude:	9.65000° N						
Longitude:	68.74000° W						
Elevation:	-2310.0 M						
Date	Declination (+ E   - W)	Inclination (+ D   - U)	Horizontal Intensity	North Comp (+ N   - S)	East Comp (+ E   - W)	Vertical Comp (+ D   - U)	Total Field
2013-10-26	-10.77°	34.13°	27,324.7 nT	26,843.0 nT	-5,108.0 nT	18,521.2 nT	33,010.2 nT
Change/year	-0.1°	-0.2°	-25.1 nT	-33.6 nT	-42.2 nT	-156.8 nT	-108.5 nT

**Figura 4. 21** Campo magnético total de un punto sobre la superficie terrestre, tomado de la NOAA.

#### 4.2.4 Análisis espectral

En el módulo MAGMAP del programa Oasis Montaj, se selecciona el grid al cual se le va a realizar el análisis espectral, se le realiza el FFT (*Forward Fourier Transform*), y en *Spectrum Calculation and Display* se obtiene el espectro de potencia. Fue exportado a Excel y se graficó el logaritmo de la potencia (energía) en función del número de onda para poder seleccionar las pendientes respectivas como se explicó en el marco teórico, partiendo del hecho de que la pendiente de la recta es proporcional a la profundidad de la fuente que genera la energía.

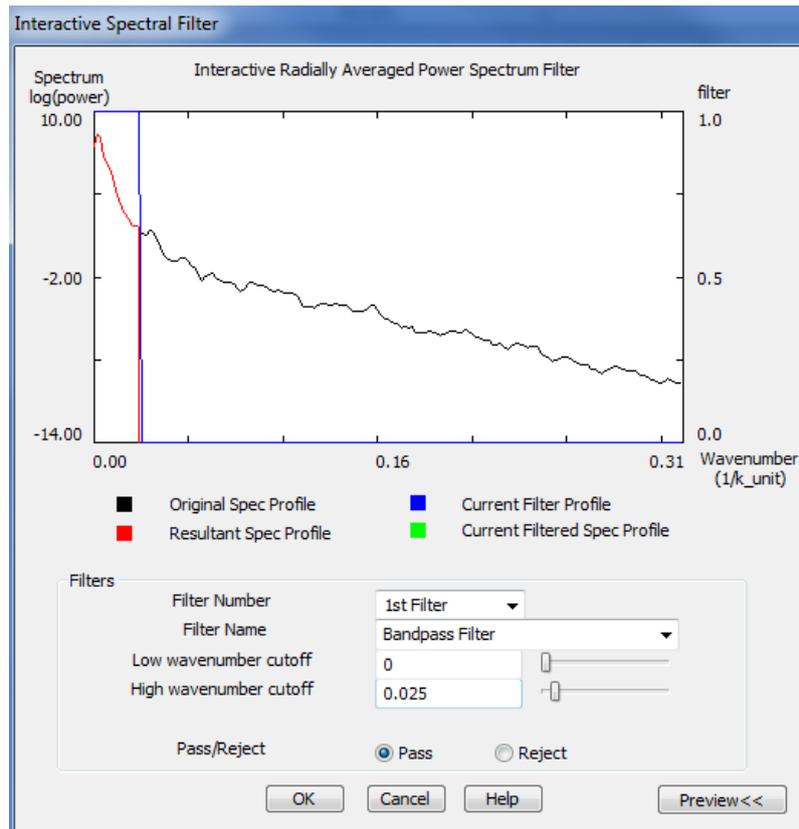
Al trabajar los datos en forma de perfil se presenta una limitante en cuanto a la carga espectral necesaria para poder iluminar uno de los objetivos de estudio que en un principio es la discontinuidad de Mohorovic, por lo tanto, para gravimetría se tomó un ancho de banda de 100 km (figura 4.22) a través de la homogeneización que se realizó con los datos de adquisiciones previas y en magnéticos sólo la ventana de datos adquiridos en este trabajo de investigación.



**Figura 4. 22** Banda de 100 km de ancho utilizada para el análisis espectral de gravimetría.

#### 4.2.5 Separación Regional – Residual

A través del espectro de potencia obtenido en el apartado anterior, se realizó la separación regional-residual en el módulo *Interactive Spectralm Filter* de Oasis seleccionando el filtro pasa banda y número de onda de 0.025 rad/km (longitud de onda de 250 km) figura 4.23. El grid obtenido corresponde a mapa regional de AB ya que se eliminaron las influencias de las contribuciones residuales o someras. Posteriormente este grid se le restó al de AB obteniendo así el mapa residual. Esta metodología fue aplicada tanto para el mapa de Anomalía de Bouguer como para el de Intensidad Magnética Total.

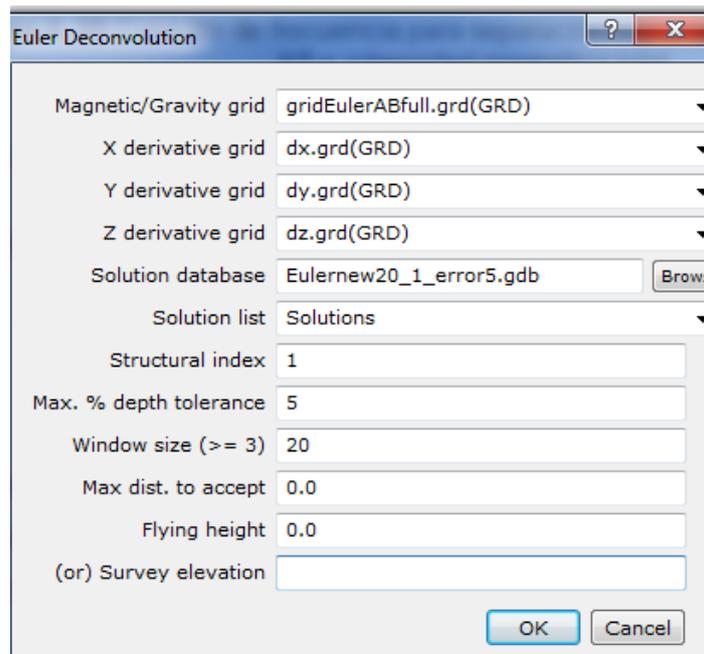


**Figura 4. 23** Espectro de frecuencia para separación regional – residual del mapa de AB e intensidad magnética total.

#### 4.2.6 Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler se realizó en dos programas a manera de comparación:

1. Módulo *Euler 3D* del programa *Oasis Montaj*, a través del cual se coloca un grid de entrada, se calculan las derivadas en X, Y y Z, y posteriormente con estas derivadas se calcula la deconvolución de Euler asignando los parámetros que se muestra en la figura 4.24:



**Figura 4. 24** Deconvolución de Euler en Oasis Montaj.

El barrido se hizo probando índices estructurales desde 0 a 2 de la siguiente forma: 0, 0.5, 1, 1.5 y 2. Obteniendo los mejores resultados entre 0 y 1, así que se procedió a realizar el barrido con más detalle probando entre 0 y 1 (0.1, 0.2, 0.3, ...); 5, 10, y 15 % de error y 3, 5, 10, 15 y 20 el tamaño de ventana. Esta gama de resultados permitió escoger la mejor solución (evitando la subestimación y sobrestimación de profundidades) la cual fue de tres mapas para 5% de error, tamaño de ventana 20 e índices estructurales de 0.8, 0.9 y 1

2. REGDER1\_0v1: programa diseñado en Matlab por Pasteka (2006) basado en algoritmos diseñados por Thompson (1982) y Reid (1990). El usuario importa los datos en un .txt donde se colocan dos columnas: distancia y AB, realiza un control de calidad, calcula las derivadas y luego la deconvolución de Euler. Este programa tiene dos módulos: 2D (perfil) y 3D (*grid*). Los parámetros para calcular la deconvolución incluyen: tamaño de la ventana, índice estructural y grado del coeficiente (por defecto es cero). Para este trabajo se hicieron pruebas comparando con los resultados de Oasis, obteniendo comportamientos similares de las soluciones de Euler.

#### 4.2.7 Deconvolución de Werner

La deconvolución de Werner se realizó en el programa Oasis Montaj mediante el módulo *Pdepth* donde se escogieron los parámetros (figura 4.25) haciendo un barrido por distintos tamaños de ventana. La mínima y máxima profundidad corresponde a la profundidad de las estructuras que están estudio y que se quieren observar en este trabajo. La inclinación, declinación y campo representan valores promedio de los datos obtenidos en campo.

Parameter	Value
X Channel	este
Y Channel	norte
Elev. Channel	h
Mag Channel	IMT
Horizontal Derivative	<Calculate>
Topography	<None>
Min. Depth	2000
Max. Depth	30000
Min. Window Length	10000
Max. Window Length	100000
Window Expansion Increment	10000
Window Shift Increment	0
Detrend Order	1
Relative Strike	90.0
Field Strength	32000
Inclination	33
Declination	-10.5
Residual cut-off	0.0
X cut-off	20.0
Output Database Name	.\Werner_10000.GDB

**Figura 4. 25** Parámetros utilizados para el cálculo de la deconvolución de Werner en Oasis Montaj.

**CAPÍTULO V**  
**RESULTADOS Y ANÁLISIS**

**5.1 Gravimetría**

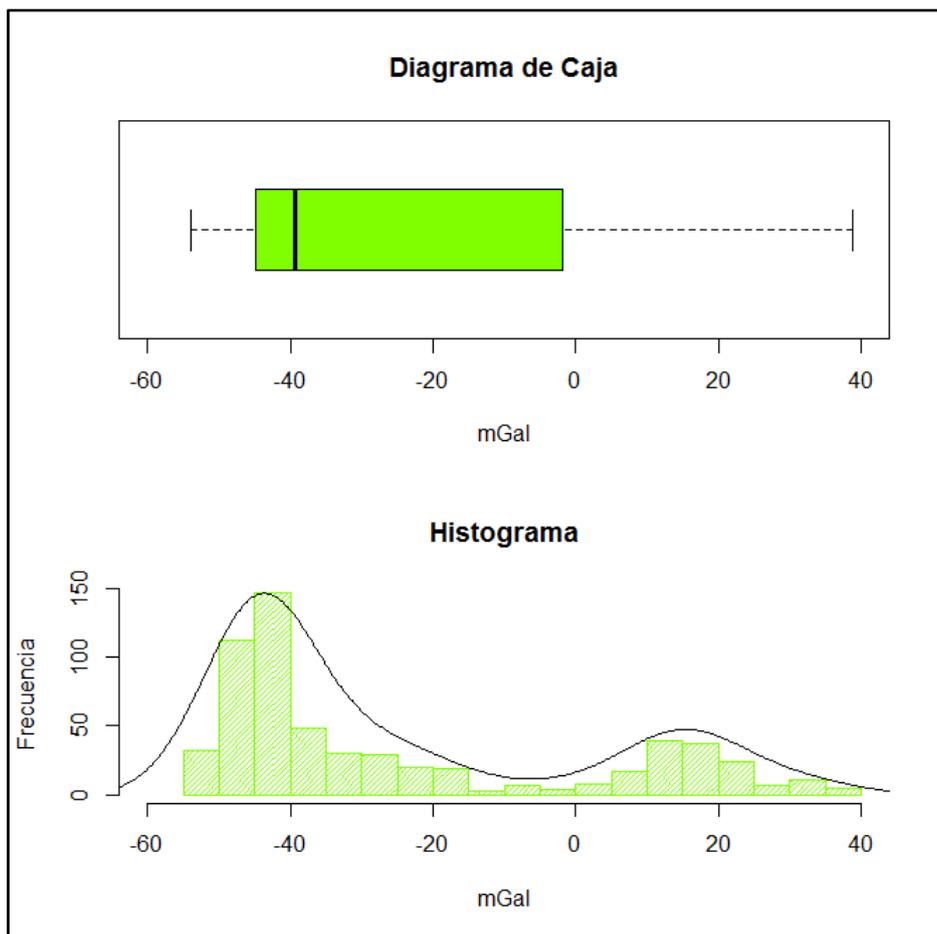
**5.1.1 Estadística**

El análisis de la estadística descriptiva (tabla 5) de la variable anomalía de Bouguer para un total de 599 datos, muestra un valor máximo de 38.823 mGal, el cual se ubica en las coordenadas  $-68.1219^{\circ}\text{O}$   $9.0356^{\circ}\text{N}$ , específicamente en la localidad del El Baúl cercano a la entrada de Hato Piñero, estado Cojedes. El valor mínimo correspondiente a  $-54.071$  mGal se ubica en las coordenadas  $-70.6841^{\circ}\text{O}$   $11.2238^{\circ}\text{N}$  sobre las costas del estado Falcón, específicamente sobre la localidad de Altagracia, cercano a Dabajuro. Por otra parte se mencionan las medidas de concentración: media, mediana y moda con una valor de  $-25.256$ ,  $-39.373$  y  $-46.599$  mGal respectivamente, donde se puede observar que el comportamiento de distribución normal no se ajusta a estos valores de promedio ya que se diferencian entre ellos.

**Tabla 5.** Estadística descriptiva de datos de Anomalía de Bouguer

<b>Mínimo</b>	-54.071
<b>Máximo</b>	38.823
<b>Media</b>	-25.256
<b>Mediana</b>	-39.373
<b>Moda</b>	-46.599
<b>Desviación estándar</b>	26.308
<b>Rango</b>	92.894
<b>Número de datos</b>	599

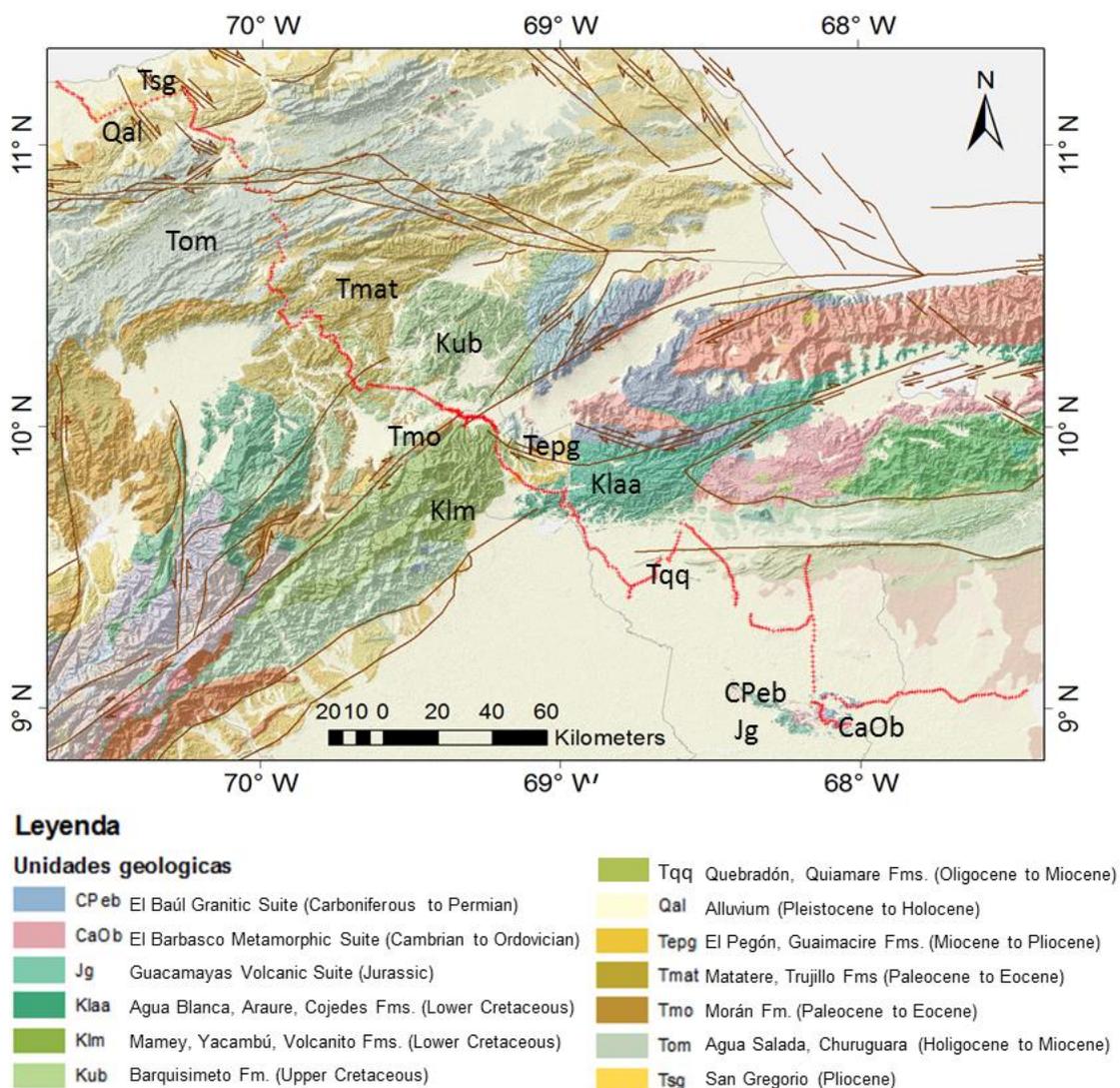
En el histograma realizado a los datos de anomalía de Bouguer (figura 5.1) se observa un comportamiento bimodal con la mayor frecuencia de datos hacia valores negativos. Las dos poblaciones de datos identificadas se toma como un indicador de geología, donde ambas corresponden principalmente al Alto de El Baúl (valores positivos) y a las Napas de Lara (valores negativos). Esto también se corresponde al comportamiento identificado en el diagrama de caja, donde se visualiza la dispersión y simetría de los datos. La mediana tiene un valor de -39 mGal aproximadamente, y el 75% de los datos corresponden a valores negativos de AB; hacia los valores menores a la mediana, se observa que el 50% de los datos tiene menos dispersión ya que la caja es asimétrica y cierra hacia estos valores, lo cual se le atribuye a las anomalías correspondientes a las Napas de Lara y Subcuenca de Guarumen que se encuentran en este rango.



**Figura 5. 1** Histograma y diagrama de caja de los datos de anomalía de Bouguer.

### 5.1.2 Anomalía de Bouguer

En el mapa geológico de la figura 5.2, se pueden observar las distintas formaciones y fallas que conforman la geología del perfil norte como ya se explicó a detalle en el marco geológico cada una de ellas. En este apartado se hará referencia a las mismas sobre el mapa geológico relacionado con el mapa de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total con la nomenclatura que se expresa en la figura 5.2.



**Figura 5. 2** Mapa geológico del área de estudio tomado y modificado de Hackley et al., (2006). Puntos rojos: ubicación de las estaciones de medición sobre el perfil norte. Líneas marrones: Fallas Cuaternarias de Venezuela (Audemard et al., 2000).

En el perfil y mapa de Anomalía de Bouguer (figura 5.3) se revela una serie de comportamientos acorde con la geología existente en el área, donde se evidencia hacia la zona de el Alto de El Baúl (AB), un significativo alto de gravedad correspondiente a 40 mGal y un comportamiento en la curva de Anomalía de Bouguer con tendencia regional y con ondulaciones de longitudes de onda corta típicos de esta estructura. El Alto de El Baúl es la razón del comportamiento regional del área por el alto contraste de densidad que hay entre los granitos de edad Carbonífero y Pérmico que la componen y su entorno.

Hacia el norte del Alto de El Baúl sobre el paralelo 9°30'N se evidencia la presencia de la Subcuenca de Guarumen (SG) que marca la frontera entre el Alto del Baúl y la Cordillera de la Costa. Sobre la Subcuenca de Guarumen se encuentran emplazadas las Napas de Lara (NL) y esto explica el alto gradiente que se observa en el perfil para esta estructura, ya que por la diferencia de densidad entre las napas y el basamento disminuye considerablemente el valor de Anomalía de Bouguer cercano a -45 mGal en comparación al comportamiento fronterizo con el Alto de El Baúl.

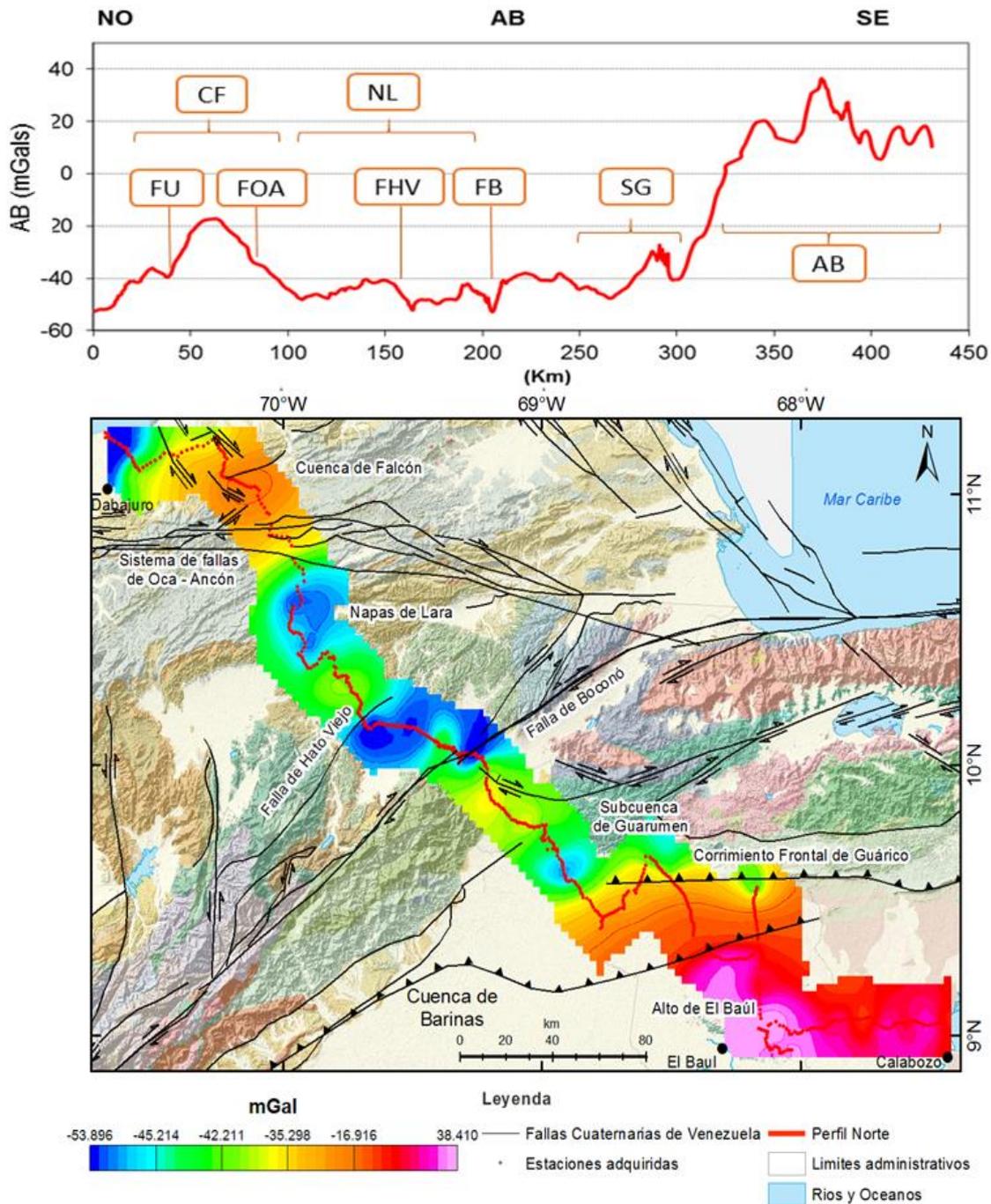
En el centro del perfil, entre la Falla de Boconó (FB) y la Subcuenca de Guarumen (SG), se ubican las formaciones Agua Blanca, Araure y El Pegón, todas consideradas parte de la subcuenca del complejo Turbio - Cojedes en el sureste del estado Lara. La Anomalía de Bouguer en esta zona es de -40 mGal sin algún rasgo estructural que marque un contraste notorio de densidad y por lo tanto en el valor de AB.

Continuando en la descripción del perfil de sur a norte, al norte de la Falla de Boconó (FB), se ubican las ciudades de Barquisimeto y Cabudare. Los valores de Anomalía de Bouguer para esta zona varían entre -40 y -60 mGal, siendo el mínimo de -60 mGal correspondiente a la cuenca de tracción de Cabudare debido al espesor de sedimentos presente en la misma y el máximo de -40 mGal a la Terraza Aluvial de Barquisimeto; ambos separados por la Falla de Boconó.

Sobre el paralelo 70°W se ubica la Serranía de Baragua que forma parte de las Napas de Lara (NL) y es un bajo en el comportamiento de la Anomalía de

Bouguer con aproximadamente -50 mGal. La misma limita al norte con la cuenca de Falcón (CF). La anomalía de Bouguer en esta área con un máximo relativo regional de -18 mGal tiene un comportamiento que posiblemente se deba a la presencia de un adelgazamiento cortical que varía entre los 27-33 km de profundidad como lo indican trabajos previos (Bezada, *et al.*, 2008; Rodríguez & Sousa, 2003; Linares, 2013) basados en estudios de sismica de refracción de gran ángulo y en estudios gravimétricos y magnéticos.

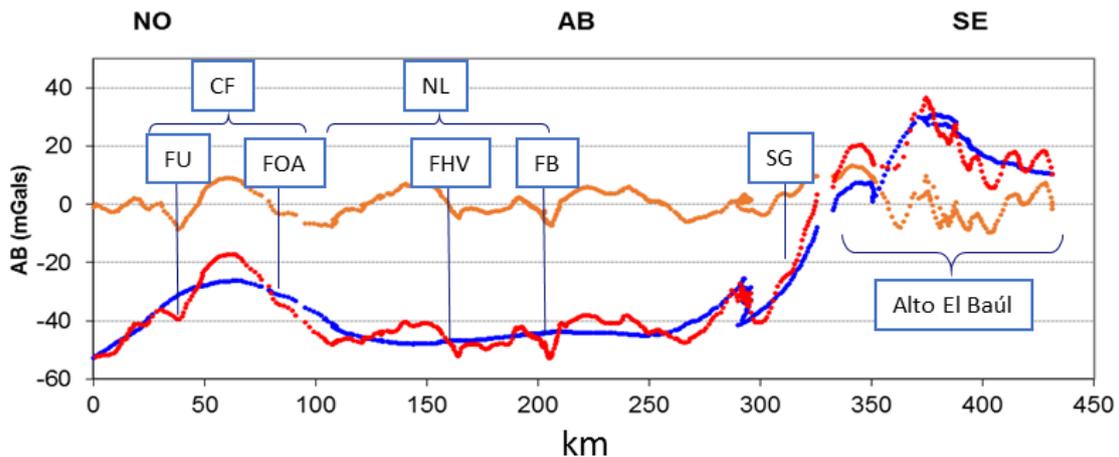
Al norte del perfil se puede observar la posible respuesta de la Falla de Oca Ancón (FOA) con expresión poco evidente de contraste lateral de densidad asociado en la Anomalía de Bouguer ya que el comportamiento regional del adelgazamiento cortical la minimiza. Así mismo, en el extremo norte del perfil se observa una respuesta característica de fallas transcurrentes que en este caso con aproximadamente - 40 mGal corresponde a la Falla de Urumaco (FU), sección oeste, como lo indica el mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela (líneas negras) en el mapa de Anomalía de Bouguer.



**Figura 5. 3** Perfil y mapa de anomalía de Bouguer. Líneas color negro: Fallas Cuaternarias de Venezuela (Audemard et al., 2000). De fondo el Mapa geológico del área de estudio tomado y modificado de (Hackley et al., 2006). Puntos rojos: ubicación de las estaciones de medición sobre el perfil norte. Abreviaciones del perfil: FU = Falla de Urumaco, FHV = Falla de Hato Viejo, FB = Falla de Boconó, AB = Alto de El Baúl, SG = Subcuenca de Guarumen, CF = Cuenca de Falcón, NL = Napas de Lara, FOA = Falla de Oca – Ancón.

### 5.1.3 Separación regional – residual

En la figura 5.4 se puede observar en el comportamiento regional (línea azul) la respuesta de las principales estructuras que se encuentran a través del perfil, donde el contraste de densidad es alto como para poseer este tipo de comportamiento; entre ellas se mencionan de sur a norte: el Alto de El Baúl con un máximo asociado de 30 mGal aproximadamente, seguido a esto se observa un fuerte gradiente de anomalía de unos 60 mGal correspondiente a la frontera autóctona Paleozoica (El Baúl) contra Napas de Lara y hacia el norte el máximo de -30 mGal asociado al adelgazamiento cortical presente en la cuenca de Falcón. Así mismo ocurre con la curva de color naranja correspondiente a la componente residual de la Anomalía de Bouguer, donde se observa el comportamiento de longitud de onda corta de el Alto de El Baúl debido al contraste de densidad entre los distintos granitos y rocas volcánicas que la componen así como también la expresión de las cuatro fallas transcurrentes que se encuentran a lo largo del perfil, de sur a norte son: falla de Boconó, falla de Hato Viejo, falla de Oca Ancón y falla de Urumaco; a 210, 160, 85 y 40 Km de distancia respectivamente.



**Figura 5. 4** Separación regional – residual de la Anomalía de Bouguer haciendo corte en el número de onda de 0.025 rad/km (longitud de onda de 250 km). En color rojo: Anomalía de Bouguer, color azul: tendencia regional, color naranja: tendencia residual. Abreviaciones del perfil: FU = Falla de Urumaco, FHV = Falla de Hato Viejo, FB = Falla de Boconó, AB = Alto de El Baúl, SG = Subcuenca de Guarumen, CF = Cuenca de Falcón, NP = Napas de Lara, FOA = Falla de Oca – Ancón.

### 5.1.4 Análisis espectral

El análisis espectral realizado a los datos de Anomalía de Bouguer sobre una banda de 100 km de ancho como se explicó en el marco metodológico dio como resultado el espectro de la figura 5.5, donde la primera pendiente sugiere el promedio de la profundidad a la que se encuentra Mohorovic con 30.01 Km (Bezada *et al.*, 2008; Schmitz *et al.*, 2008). La segunda pendiente de 8.34 Km se asocia al basamento de las Napas de Lara ya que según Baquero *et al.*, (2009) esta superficie se encuentra entre 8 – 12 km y la pendiente denominada somera con una profundidad asignada de 2.48 km se puede asociar a los sedimentos edad Paleoceno-Mioceno depositados en la zona central del perfil.

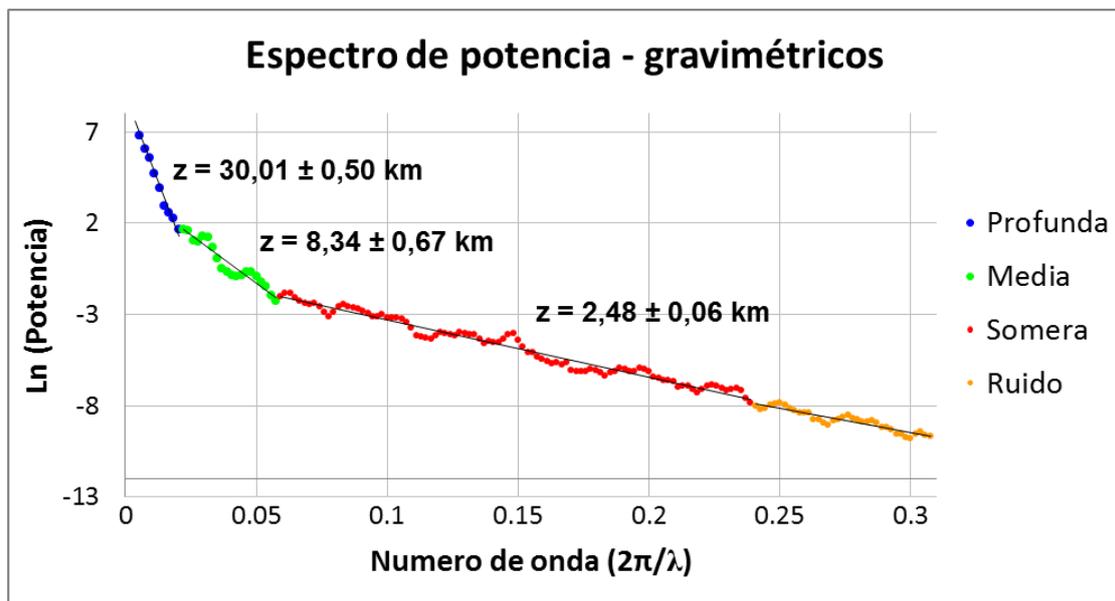


Figura 5. 5 Espectro de potencia promedio de la anomalía de Bouguer.

## 5.2 Magnetometría

### 5.2.1 Estadística

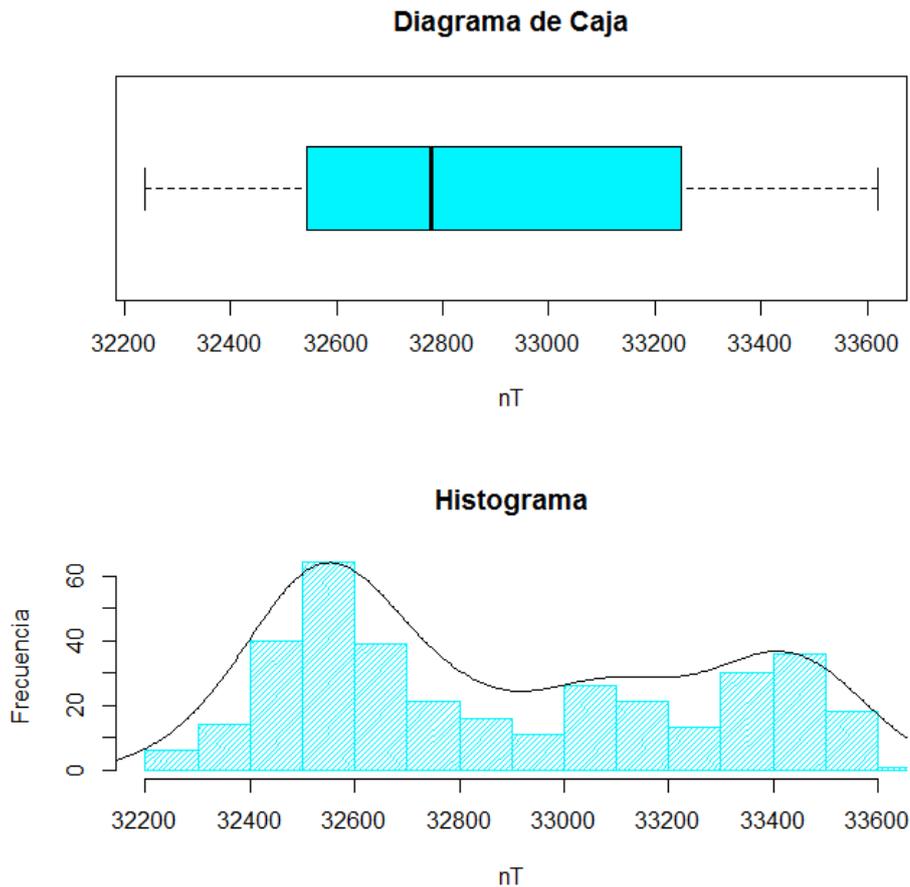
El análisis de la estadística descriptiva (tabla 6) para un total de 357 datos de Intensidad Magnética Total se puede observar que el rango está comprendido entre un mínimo y máximo de 32239.34 y 33620.20 nT respectivamente, el mismo se encuentra dentro del rango correspondiente para Venezuela de aproximadamente 34000 nT según la Figura 4. 14 correspondiente al mapa de Intensidad Magnética Mundial. El mínimo valor de este set de datos se ubica entre las coordenadas 10°N y 69.15°W asociado al alto y bajo magnético producido presuntamente por la Falla de Boconó, así mismo, el máximo se ubica entre 10.5°N y 70°W asociándose a la respuesta magnética de las Napas de Lara.

**Tabla 6.** Estadística descriptiva de datos de Intensidad Magnética Total

<b>Mínimo</b>	32239.344
<b>Máximo</b>	33620.201
<b>Media</b>	32883.346
<b>Mediana</b>	32784.002
<b>Moda</b>	32239
<b>Desviación estándar</b>	390.521
<b>Rango</b>	1380.900
<b>Numero de datos</b>	357

En el histograma realizado a los datos de Intensidad Magnética Total (figura 5.6) se observa un comportamiento bimodal. La primera moda identificada tiene la mayor frecuencia entre los valores cercanos a 32600 nT y corresponde a la respuesta del Alto de El Baúl y la segunda familia de datos con una moda de aproximadamente 33250 nT pudiese asociarse a la respuesta de las Napas de

Lara. El comportamiento del histograma se corresponde también con el resultado del diagrama de caja, donde la mediana tiene un valor de 32784 nT y se observa la división de las dos familias de datos con un comportamiento asimétrico, siendo los valores menores a la mediana los que presentan menos dispersión entre ellos.



**Figura 5. 6** Histograma y diagrama de caja de los datos de Intensidad Magnética Total.

### 5.2.2 Intensidad Magnética total

En los mapas y perfiles de Intensidad Magnética Total se representan los cambios del campo magnético causados por las variaciones laterales de magnetización de las diferentes rocas que conforman el subsuelo. A este respecto, en la figura 5.7 se presenta el mapa de Intensidad Magnética Total donde se puede observar que su comportamiento coincide con el trabajo realizado por Gonzalez (2006) quien digitalizó las cartas aeromagnéticas de la

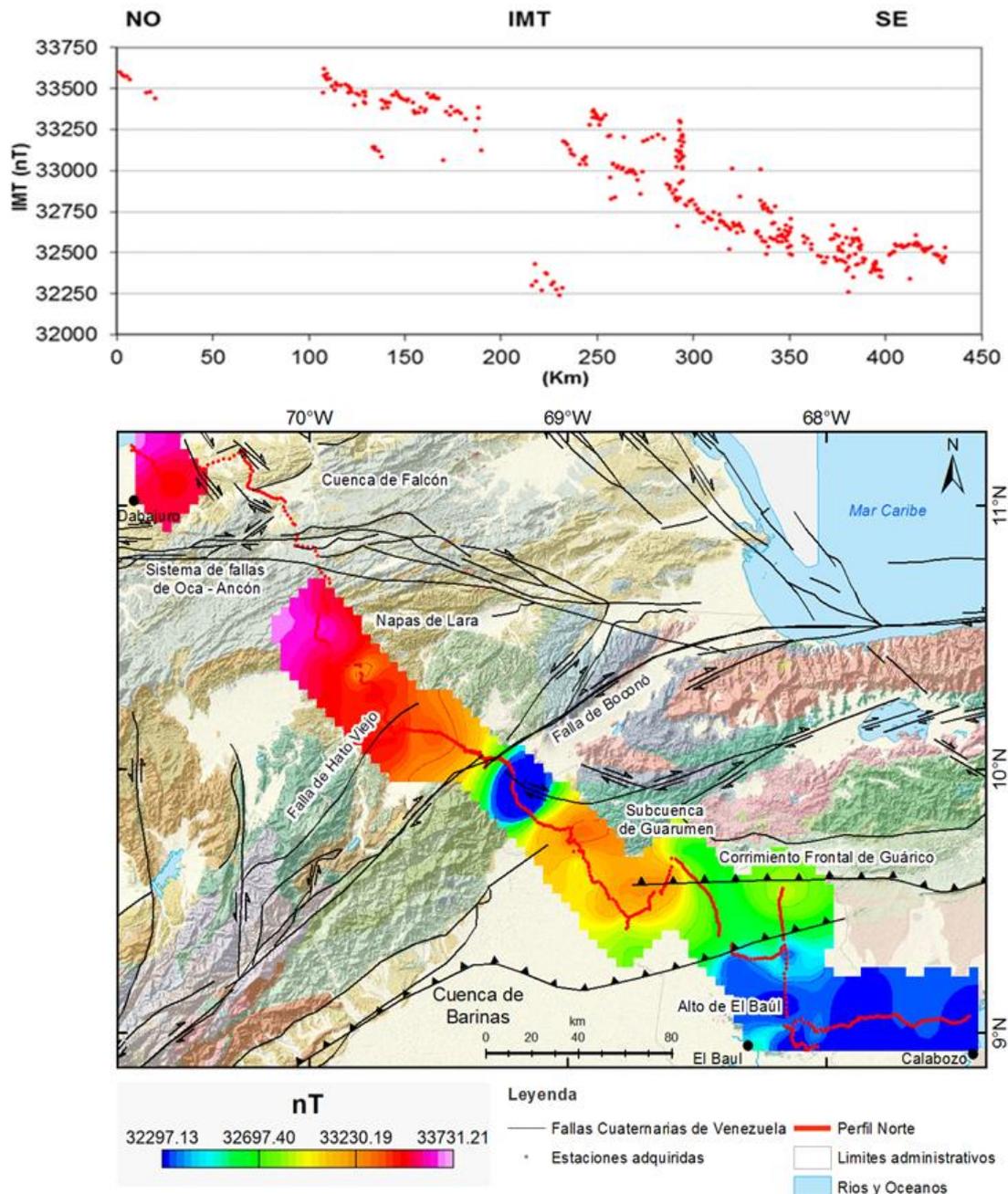
región centro-occidental de Venezuela del Mapa de Anomalías Magnéticas de Venezuela (1989).

En la figura 5.7 sobre el extremo norte del perfil en estudio, se observa un alto de 33731.21 nT cuyo comportamiento sugiere la presencia de un adelgazamiento cortical en la cuenca de Falcón ya previamente identificado en un estudio gravimétrico y magnético (Sousa & Rodríguez, 2003).

Entre el paralelo 70°W y 70.5°W con una respuesta magnética de 33500-33250 nT, entre las fallas de Oca Ancón y Boconó, se encuentran las Napas de Lara constituidas por rocas metamórficas y sedimentarias.

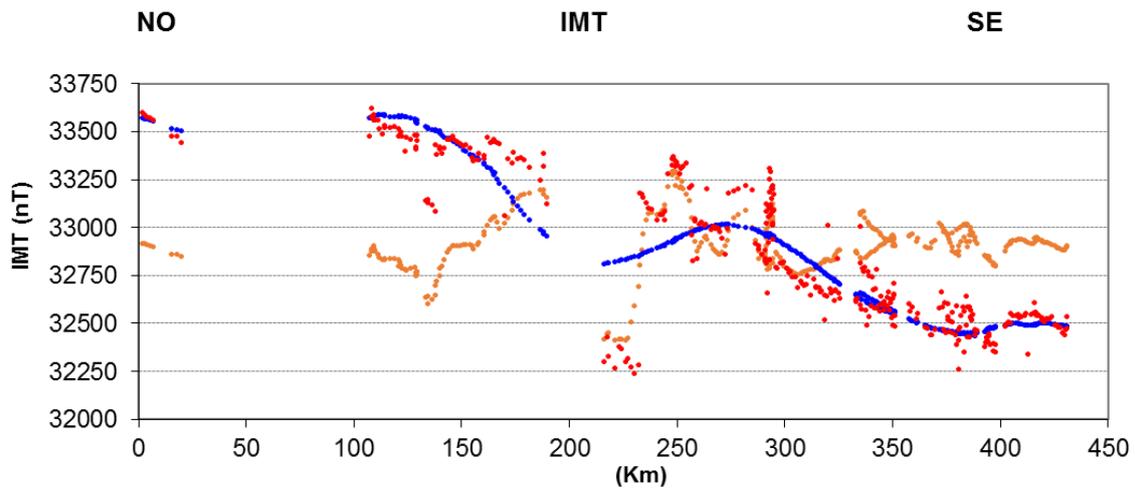
En el centro del perfil se ubica un bajo magnético de 32297 nT y al sur del mismo un alto de aproximadamente 33300 nT, dicha respuesta se asocia a un par de bajo y alto magnético producto de la presencia del sistema de fallas de Boconó (García, 2009).

Finalmente hacia el sur del perfil se observa un bajo magnético aproximadamente de 32500 nT, el mismo forma parte de un par alto bajo magnético que se asocia a la respuesta del Alto de El Baúl como se observa claramente en el mapa magnético de Venezuela elaborado en un estudio reciente por Orihuela *et al.*, (2011).



**Figura 5. 7** Perfil y mapa de Intensidad Magnética Total. Líneas color negro: Fallas Cuaternarias de Venezuela (Audemard et al., 2000). De fondo el Mapa geológico del área de estudio tomado y modificado de Hackley et al., (2006). Puntos rojos: ubicación de las estaciones de medición sobre el perfil norte.

### 5.2.3 Separación regional - residual



**Figura 5. 8** Separación regional – residual de los datos de Intensidad Magnética Total. En color rojo: IMT, color azul: tendencia regional, color naranja: tendencia residual.

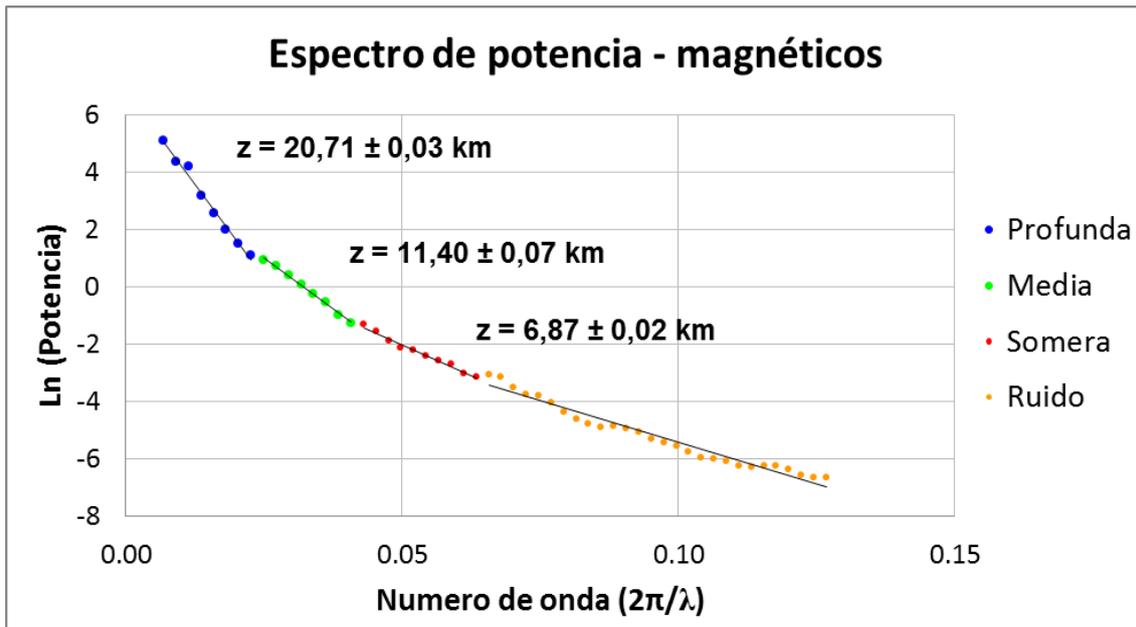
En la figura 5.8 se puede observar en el comportamiento regional (puntos azules) la respuesta de las principales estructuras que se encuentran a través del perfil. En efecto, al norte se mantiene la conducta regional del máximo identificado en el análisis del mapa de Intensidad Magnética Total de 33731 nT, lo cual apoya la teoría de que con un carácter regional corresponde a la presencia del adelgazamiento cortical. Así mismo entre los 100 y 180 km de distancia en el perfil se observa un alto de 33400 nT que se pudiese asociar a la presencia de rocas metamórficas que conforman las Napas de Lara. En el centro del perfil se expresa de forma regional la respuesta de la falla de Boconó con un promedio de 32750 nT. Desde los 300 Km de distancia hasta el extremo sur del perfil comienza a disminuir el valor de Intensidad Magnética Total marcando el inicio del Alto del Baúl; la subcuenca de Guarumen presente en el perfil gravimétrico no tiene respuesta evidente en el perfil de Intensidad Magnética Total posiblemente debido a que las anomalías circundantes la opacan.

En el análisis de la curva residual (puntos naranja) se observa que sobre la cuenca de Falcón la expresión magnética se debe casi en su totalidad al adelgazamiento cortical debido a que su respuesta se mantiene en la curva regional. En lo que respecta a las Napas de Lara se observa una bajo y alto

magnético que se le puede atribuir a la presencia del sistema de fallas de Hato Viejo así como el afloramiento de rocas metamórficas (Rodríguez & Sousa, 2003). Así mismo ocurre donde se ubica la falla de Boconó (250 Km de distancia en el perfil) ante la presencia de una continuidad de altos y bajos que pueden ser consecuencia de estructuras someras generadas a partir de la acción de la falla de Boconó. Por último, hacia El Baúl desde los 320 km en adelante se observa también la presencia de un conjunto de pares de altos y bajos magnéticos ya que en esta zona afloran las rocas ígneas y volcánicas que conforman esta estructura.

#### **5.2.4 Análisis espectral**

El análisis espectral aplicado a los datos de Intensidad Magnética Total (figura 5.9) sugiere tres tendencias que se explicarán a continuación: la primera pendiente correspondiente a 20.71 Km de profundidad se asocia a la expresión de la discontinuidad de Conrad, la misma coincide con un estudio previo hecho por Linares (2013) quien realiza un mapa de profundidades de Conrad que cubre casi el 70 % del perfil con profundidades que van desde 17 a 24 Km para esta superficie. La siguiente interface de 11.40 Km de profundidad se asocia al basamento de las Napas de Lara, que como ya se dijo en el análisis espectral de gravimétricos, este valor promedio de profundidad está dentro del rango asociado a las mismas (Baquero *et al.*, 2009) entre 8 – 12 Km. La tercera y última interface identificada con un promedio de profundidad de 6.87 Km sugiere la expresión del basamento donde se depositó los sedimentos que se encuentran a lo largo del perfil.



**Figura 5. 9** Espectro de potencia promedio de la Intensidad Magnética Total.

### 5.3 Deconvolución de Euler

Por medio del módulo Euler 3D del programa Oasis Montaj y el REGDER1\_0v1, luego de realizar el barrido correspondiente en ambos se obtuvieron los tres mejores índices como se observa en las figuras Figura 5. 10, Figura 5. 11 y Figura 5. 12. El descarte de los demás índices se debe a la sobreestimación o subestimación de profundidad de fuentes, específicamente en el área del Alto de El Baúl donde se asignan para índices cercanos a 2 profundidades de hasta 40 km. Así, entre otros factores, los que mejor describen la condición geológica del área son los I.E. 0.8, 0.9 y 1.

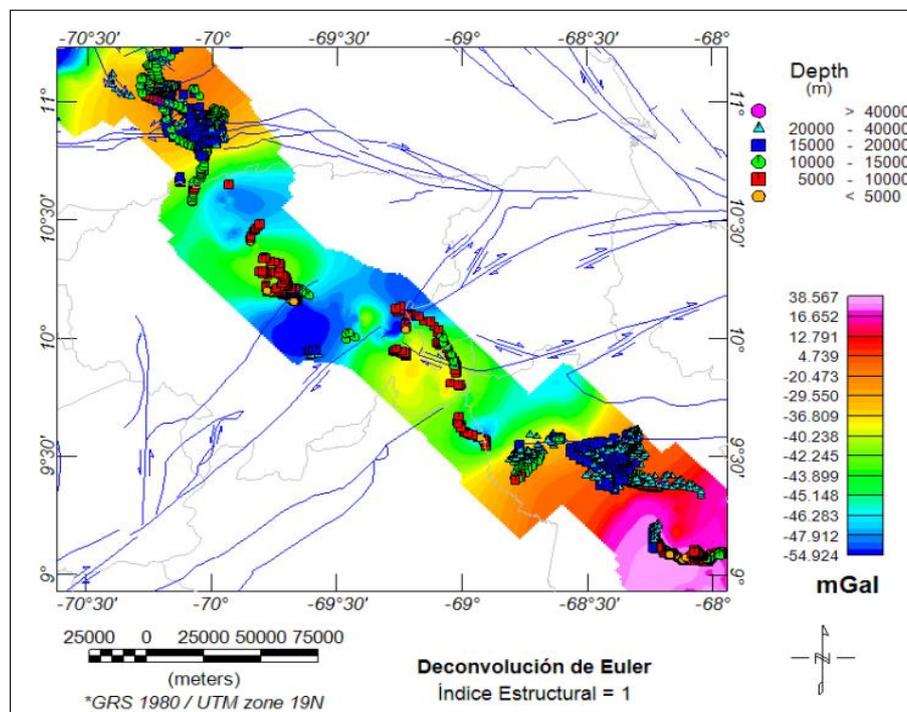
De forma general, en las figuras 5.10, 5.11 y 5.12 se puede observar la buena definición de los dominios existentes sobre el perfil como lo son el Paleozoico (correspondiente al Alto de El Baúl) y el Cenozoico y Mesozoico (principalmente las Napas de Lara).

En el área de El Alto de El Baúl se evidencia la presencia de un cuerpo plutónico que cristalizó y se diferenció en cada uno de los granitos y rocas volcánicas que la componen. Al norte del Alto de El Baúl se evidencia el límite entre los dominios mencionados anteriormente. En el centro del perfil, al norte y sur de la falla de Boconó, se observa una superficie de máximo contraste de

densidad en profundidades similares (5-10 km) a pesar de encontrarse en contacto cuerpos con historia y orígenes distintos. Al norte de la falla de Boconó se emplazaron las Napas de Lara, con ~8 km de profundidad a su basamento (Baquero et al., 2009).

Hacia el norte del perfil entre las coordenadas -70°W y 10.75°N la respuesta de Euler se relaciona a la presencia de la falla de Oca - Ancón. Dicha falla tiene expresión poco evidente de contraste lateral de densidad asociado en la Anomalía de Bouguer ya que el comportamiento regional del adelgazamiento cortical la minimiza, pero en profundidad esto cambia. Al observar el comportamiento del Euler en las figuras 5.10, 5.11 y 5.12 se evidencia que la falla de Oca - Ancón tiene un dominio típico de una falla rumbo - deslizante, la respuesta se expresa en un alto - bajo – alto de gravedad como se demuestra en la respuesta de las fallas de este tipo en el perfil de anomalía de Bouguer.

Por otro lado hacia el extremo norte del perfil, con un menor contraste de soluciones, la tendencia de las fuentes profundas está relacionada a la discontinuidad de Mohorovic con una profundidad que se encuentra en el rango de 20 a 40 Km.



**Figura 5. 10** Deconvolución de Euler, tamaño de ventana = 20, índice estructural = 1, error 5%.

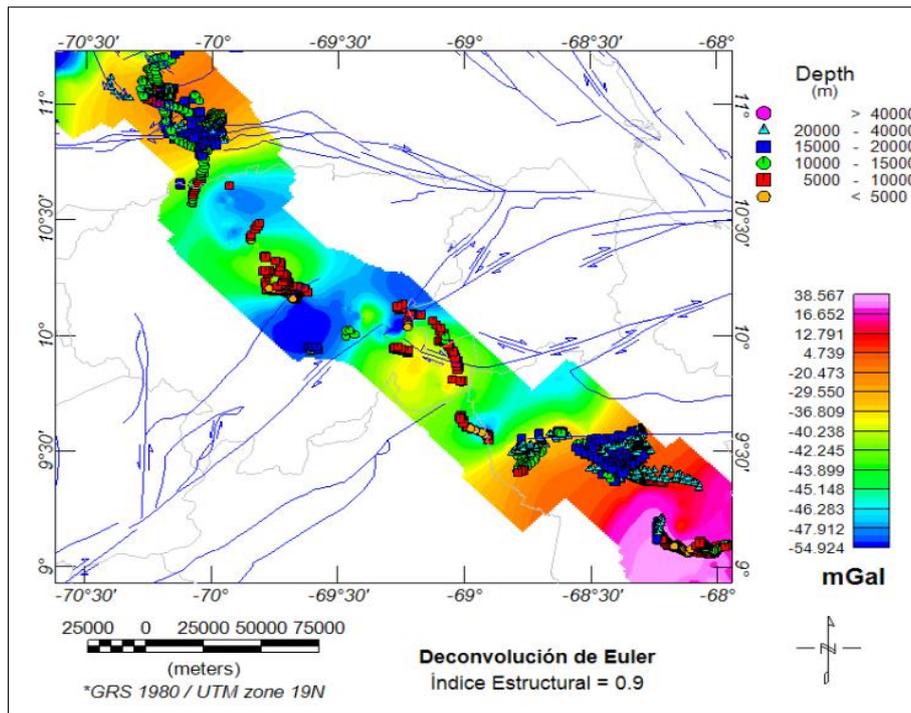


Figura 5. 11 Deconvolución de Euler, tamaño de ventana = 20, índice estructural = 0.9, error 5%.

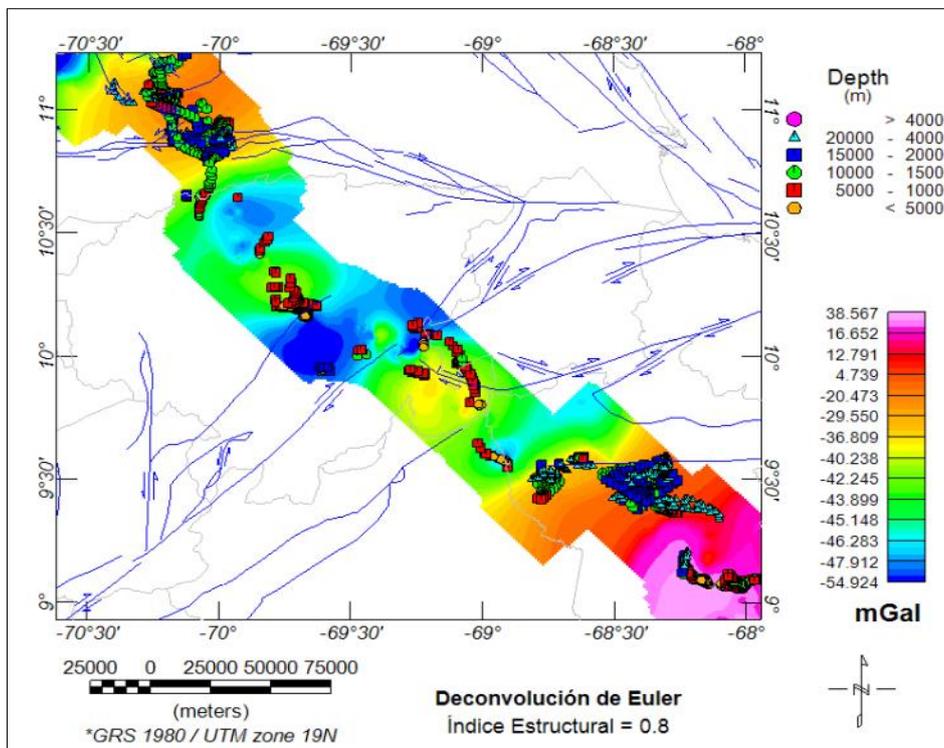


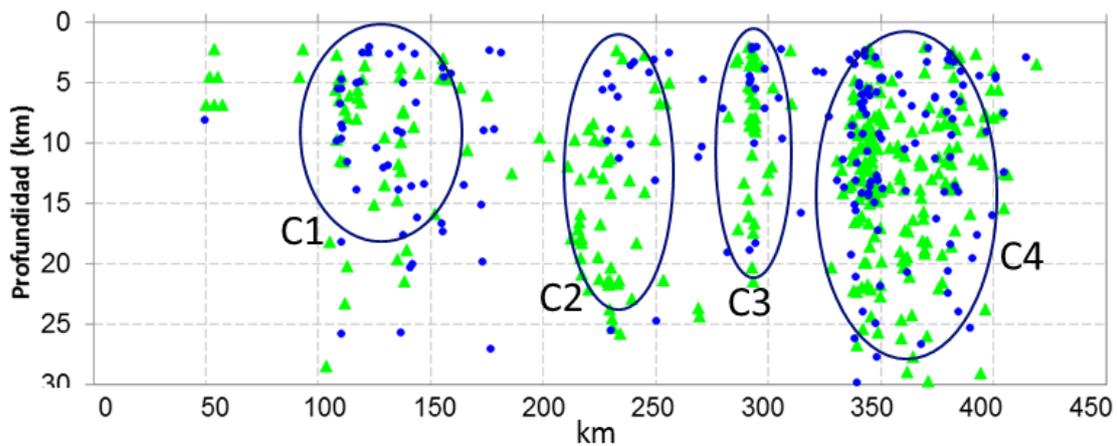
Figura 5. 12 Deconvolución de Euler, tamaño de ventana = 20, índice estructural = 0.8, error 5%.

## 5.4 Deconvolución de Werner

El resultado de la deconvolución de Werner concentra los máximos contrastes magnéticos, ya sea en forma de diques o contactos, tomando principalmente la fuente como un cuerpo delgado vertical. En la figura 5.13 se puede observar hacia la zona del Alto de El Baúl (C4) la expresión del contraste a través de toda la corteza (aproximadamente 30 Km), donde se evidencia el cambio de signo de la respuesta magnética de la zona o punto de inflexión.

Hacia el norte de El Baúl se asocia el siguiente conjunto de puntos a la respuesta del Corrimiento Frontal del Sur (C3) o Corrimiento de Guárico (Audemard et al., 2005) en forma de dique y con una profundidad de hasta 10-20 Km. De igual manera sucede con la Falla de Boconó (C2), se muestra como un falla transcortical en forma de dique.

Hacia el norte del perfil hay expresiones tanto en forma de dique como de contacto que se pudiese asociar a cada uno de los bloques que conforman las Napas de Lara (C1).



**Figura 5. 13** Deconvolución de Werner. Los puntos azules representan la profundidad de los contactos y los puntos verdes la profundidad de los diques.

## CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- ✓ Se confirma el adelgazamiento cortical de Falcón sobre la base de los resultados tanto gravimétricos como magnéticos.
- ✓ Los resultados obtenidos a partir del análisis espectral, Euler y Werner, para las Napas de Lara confirman que la profundidad de su basamento oscila entre los 8 - 12 km como lo indicaron Baquero et al., (2009).
- ✓ Se identificó a través del análisis espectral una profundidad promedio para las discontinuidades de Mohorovic de 30 km y Conrad a 20 km. Así mismo en conjunto con los resultados de Euler y Werner para las Napas de Lara se confirma que la profundidad de su basamento varía entre los 8 - 12 km.
- ✓ Los resultados obtenidos con la deconvolución de Euler permitieron identificar una zona con contraste de densidad en profundidades que varían entre los 5-10 km al norte y sur del sistema de fallas de Boconó, esto sugiere que se encuentran, en profundidades similares, dos cuerpos con historia y orígenes distintos.
- ✓ La frontera entre el alto de El Baúl y la Subcuenca de Guarumen refleja el mayor gradiente gravimétrico sobre el perfil, aproximadamente de 60 mGal, evidenciando el límite entre el Paleozoico (correspondiente al Alto de El Baúl) y el Cenozoico y Mesozoico (principalmente las Napas de Lara) debido al contraste de densidad en esta frontera tectónica.
- ✓ Se identificó un comportamiento característico de las fallas transcurrentes que se encuentran a lo largo del perfil, de sur a norte son: falla de Boconó, falla de Hato Viejo, falla de Oca Ancón y falla de Urumaco; en la respuesta de anomalía de Bouguer el cual consistió en una anomalía de longitud corta con bajo gravimétrico relativo sobre el trazo de falla.

- ✓ Se recomienda realizar un modelo gravimétrico y magnético a partir de estos resultados y hacer una campaña de adquisición de muestras de rocas a través del perfil para asignar las densidades y susceptibilidades magnéticas a los diferentes tipos de formaciones presentes.
  
- ✓ Para seguir con la continuidad en la línea de investigación se recomienda integrar los resultados de este trabajo con los obtenidos a partir de la sísmica de refracción profunda del proyecto GIAME sobre el perfil norte en estudio.
  
- ✓ Realizar este mismo estudio hacia la zona central y oriental de Venezuela para contar con una red de datos unificada a nivel nacional.

## BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Arnaiz, M. (2009). *Modelado gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela*. Caracas.: Universidad Central de Venezuela.
- Arráiz, D., & Dinis de Freitas, E. (2008). *Interpretación integrada del macizo igneo-metamórfico de la región de El Baúl, estado Cojedes*. Caracas: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.
- Audemard, F. (2001). *Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcon Basin, northwestern Venezuela*. *Journal of Structural Geology*, Vol. 23, p.431-453.
- Audemard, F., Machette, M., Cox, J., Dart, R., & Haller, K. (2000). *Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Venezuela and its Offshore Regions*. *USGS Open-File report 00-0018 (accessible from USGS webpage; open file reports ofr-00-0018)*.
- Audemard, F., Singer, A., & Soulas, J. (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.
- Audemard, F., Singer, A., Rodríguez, J., & Beltran, C. (1994). Definición de la Traza Activa del Sistema de Fallas Oca-Ancón, Noroccidente de Venezuela. *Caracas: Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos*. pp 43-50.
- Baquero, M., Acosta, J., Kaassabji, E., Zamora, J., Sousa, J., Rodríguez, J., . . . Schneider, F. (2009). Polyphase development of the Falcón Basin in northwestern Venezuela: implications for oil generation. *Geological Society Special Publication*, Vol. 328, No. 1, p. 587-612, Doi:10.1144/SP328.24.
- Belotti, H., Conforto, G., Silvestro, J., Rodríguez, J., & Kraemer, P. (2003). Sistema Petrolero Terciario Pagüey- Pagüey Inferior en La Sub-Cuenca De Guarumen, Venezuela. *ACGGP 8th Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas* .
- Bernard, M. (2009). *Evolution Neogene de la partie centrale des Andes de Merida (Venezuela): Analyse structurale, modelisation geologique et numerique d'un systeme en echappement*. Tesis Doctoral - Laboratoire de Modélisation et Imagerie en Géosciences - Pau.
- Bezada, M., Schmitz, M., Jácome, M., Rodríguez, J., Audemard, F., & Izarra, C. (2007). Crustal structure in the Falcón Basin area, northwestern. *Journal of Geodynamics*, Vol. 827, pag. 1-10.

- Bezada, M., Schmitz, M., Jacome, M., Rodriguez, J., Audemard, F., & Izarra, C. (2008). Crustal structure in the Falcón Basin area, Northwestern Venezuela, from seismic and gravimetric evidence. *Journal of Geodynamics*, v. 45, p. 191-200.
- Calzadilla, J., & Pereira, A. (1997). Estudio estratigráfico de la subcuenca de Guarumen, Acarigua, estado Portuguesa. *Trabajo Especial de Grado, Universidad de Oriente*.
- Cotilla, M. U. (1999). Geodinámica del límite Caribe-Norteamérica. *Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid*, 175-186.
- De Marco, C. (2004). *Caracterización geofísica de la terraza aluvial de Barquisimeto, estado Lara*. Caracas.: Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.
- De Marco, R. (2004). *Caracterización geofísica de la terraza aluvial de Barquisimeto, estado Lara*. Trabajo Especial de Grado UCV, Caracas.
- DeMets, C. J. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophysical Research Letters*, 27(3), 437-440.
- Drewes, H., Torge, W., Röder, R., Badell, C., Bravo, D., & Chourio, O. (1991). *Absolute and relative gravimetric surveys of national and geodynamic networks in Venezuela*. *Journal of South American Earth Sciences*, 4(4), 273-286.
- Duerto, L., Escalona, A., & Mann, P. (2006). *Deep structure of the Merida Andes and Sierra de Perija mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela*. AAPG Bulletin, Vol. 90, p. 505–528.
- Escobar, I., & Rodríguez, I. (1995). *Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos*. Ponencia presentada en el I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil, pp.273-276.
- Folinsbee, R. (1972). *The gravity field and plate boundaries in Venezuela*. Tesis doctoral no publicada. Mass. Inst. Techn. y Wodds Hole Oceanog. Inst., USA.
- Garcia, A. (2009). *Mapas de anomalía de gravedad y magnetismo de Venezuela generado a partir de datos satelitales*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.
- Geometrics, Inc. (2007). Operation Manual. *Proton Precession Magnetometer G-856AX*.

- Giraldo, C., & Audemard, F. (1997). La Cuenca de Tracción de Cabudare, Venezuela centro-occidental. *Mem. VIII Congreso Geológico Venezolano*, 1: 351-357.
- Gonzalez, W. (2006). *Compilación de datos magnéticos en el norte de Venezuela y el Caribe y un estudio de prueba en el graven de Espino*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Simón Bolívar, p.155.
- Gorney, D., Escalona, A., Mann, P., Magnani, M., & The Bolivar Study Group. (2007). Chronology of Cenozoic tectonic events in western Venezuela and the Leeward Antilles based on integration of offshore seismic reflection data and on-land geology. *AAPG Bulletin*, Vol.91, No. 5, p. 653-684.
- Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A., & Garraty, C. (2006). *Mapa Geológico de Venezuela. 2 hojas. USGS OPEN-FILE REPORT 2006-1109*.
- Hinze, W., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., . . . Hildenbrand, T. (2005). *New standards for reducing gravity data: The North American gravity database*. *GEOPHYSICS*, VOL. 70, NO. 4.
- James, K. (2000). *The Venezuelan hydrocarbon habitat: Part 2. Hydrocarbon occurrences and generated-accumulated volumes*. *Journal of Petroleum Geology*, Vol. 23, p. 133–164.
- Javadi, H., Foroutan, M., Urbina, J., & Marzieh, E. (2011). Tectonics changes in NW South American Plate and their effect on the movement pattern of the Boconó Falutl Sysmtem during the Mérida Andes Evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, Volume 32, Issue 1, Pag. 14–29.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd, 125-154.
- Kellogg, J. (1984). *Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela–Colombia, and adjacent basins*. In W. Bonini, R. Hargraves, and R. Shagam, eds., *The Caribbean–South American plate boundary and regional tectonics*. Geological Society of America Memoir, Vol. 162, p. 239–261.
- Kellogg, J., & Bonini, N. (1982). *Subduction of the Caribbean Plate and Basement Uplifts in the overriding South-American Plate*. *Tectonics* 1 (3), 251–276.
- Kisser, G., & Bass, I. (1985). La reorientación del arco de El Baúl y su importancia económica. *Memoria IV Congreso Geológico Venezolano*, 6: 5122-5135.

- LaFehr, T. (1991). *An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction*. GEOPHYSICS. VOL. 56. NO. 8, P. 1179-1184.
- Li, X., & Götze, H. (2001). *Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics*. GEOPHYSICS, VOL. 66, NO. 6.
- Linares, F. (2013). *Generación del mapa de basamento de la cuenca de Falcón, a partir de datos gravimétricos y magnéticos satelitales*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.
- Lowrie, W. (2007). *Gravity, the figure of the earth y geodynamics Fundamentals of Geophysics*. New York, Estados Unidos: Cambridge University Press, 43-99.
- Macellari, C. (1995). *Cenozoic sedimentation and tectonics of southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia*. . En: Tankard A. J, R. Suárez S. y Welsink H.J., *Petroleum basins of South América: AAPG Memoir*, Vol. 62, p. 757-780.
- Magellan Navigation, Inc. (2006). Manual de referencia Promak 3. *Magellan Professional*.
- Martinez, C. (2007). Análisis espectral y modelado 3D de datos gravimétricos de la cuenca de Carora, estado Lara-Venezuela. *Trabajo Especial de Grado, UCV*.
- Maschede, M., & W. Frisch. (1998). A plate tectonic model for the mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics*, 296 (3-4), 269-291.
- Masy, J., Niu, F., Levander, A., & Schmitz, M. (2011). Mantle flow beneath northwestern Venezuela: Seismic evidence for a deep origin of the Mérida Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 9.
- Mazuera, F. (2010). Evolución Tectono – Estratigráfica, Estructura Cortical y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca Invertida de Falcón, Venezuela Noroccidental. *Compilación Asignatura: Geología de Cuencas Petrolíferas de Venezuela (Sem. 1-2010)*., pp 43.
- Mendoza, O. (2004). *Creación de un programa para realizar modelado directo 2D de datos gravimétricos y magnéticos*. Universidad Simón Bolívar, Trabajo Especial de Grado.
- Moritz, H. (1980). *Geodetic Reference System 1980*. Journal of Geodesy, 54, 395-405.
- Muessig, K. W. (1984). Structure and cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela and adjacent areas. *GSA Memoir*, Vol. 162, p. 217-230.

- Orihuela, N., Garcia, A., Garzón, Y., González, J., & Tabare, T. (2011). Mapa de Anomalías Magnéticas de Venezuela derivado de datos satelitales. *Revista de la Facultad de Ingeniería UCV, Vol.26, N°1, pp. 43-49.*
- Ostos, M. (1990). *Evolución tectónica del margen Sur-Caribe del Caribe basado en datos geoquímicos*. Geos, Caracas, (30): p. 1-294.
- Pasteka, R. (2006). *The role of the interference polynomial in the Euler deconvolution algorithm*. Department of Applied and Environmental Geophysics, Comenius University, Bratislava, Slovakia.: Vol. 47, n. 1-2, pp. 171-180.
- Pedraza, A., & Tocho, C. (2011). Análisis de nuevos estándares para reducir datos de gravedad: aplicación en Tierra del Fuego. *Geoacta vol.36 no.2 Ciudad Autónoma de Buenos Aires*.
- Pindell, J., Higgs, R., & Dewey, J. (1998). *Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic reconstruction and hydrocarbon setting of the northern margin of South America, in J. Pindell and C. Drake, eds., Paleogeographic evolution and non-glacial eustacy, northern South America*. SEPM Special Publication No. 58, p. 45-85.
- Porras, L. (2000). *Evolución tectónica y estilos estructurales de la region costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire*. . PDVSA, Caracas. VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.
- Reid, A. (1990). *Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution*. Geophysics, 55, 80-91.
- Rodriguez, J., & Sousa, J. (2003). *Estudio Geológico-Estructural y Geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto, Estados Falcón y Lara*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Schmitz, M., Ávila, J., Bezada, M., Vieira, E., Yáñez, M., Levander, A., & Zelt, C. (2008). *Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations*. Tectonophysics 459 pp 14–26.
- Scintrex. (2006). *Manual CG-5, Scintrex Autograv System*. Ontario, Canada.
- Serway, R. (1998). *Física* (Cuarta Edición ed.). Tomo I. James Madison University: Mcgraw Hill. 540p.
- Singer, A., & Audemard, F. (1997). *Aportes de Funvisis al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico*. Publicación Especial Academia de las Ciencias Naturales, Matemáticas y Físicas 33, 25-38.

- Somigliana, C. (1930). *Geofisica Sul campo gravitazionale esterno del geoide ellissoidico*. Atti Reale Acad Naz Lin Rend. 6:237-243.
- Sousa, J., & Rodríguez, J. (2003). *Estudio geológico - estructural y geofísico de la sección Cabo San Román - Barquisimeto. Estados Falcón y Lara*. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela.
- Spector, A., & Grant, F. (1970). *Statistical models for interpreting aero-magnetic data*. (Vol. 35, p. 293-302). Geophysics.
- Stephan, J. F. (1982). *Evolution géodynamique du domaine Caraïbe Andes et chaine Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla)*. Tesis Doctoral. Univ. Pierre y Marie Curie, Paris: 512 p.
- Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., . . . Rivera, C. (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation. *Tectonics*, Vol. 19, Nº5, pp 787 - 813.
- Telford, W., Geldart, L., & Sheriff, R. (2004). *Gravity Methods Applied Geophysics (Second ed.)*. New York, Estados Unidos: Cambridge University Press.
- Thompson, D. (1982). *EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data*. Geophysics 47, 31-37.
- Van der Hilst, R., & Mann, P. (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere Veneta Northwestern South America. *Geology*, v.22, p. 451-454.
- Viscarret, P., Urbani, F., & Wright, J. (Junio de 2012). Una nueva Geocronología del Macizo El Baúl, Cojedes, Venezuela. *Geos*, 42, 1-14.
- Viscarret, P., Urbani, F., Sifontes, R., & Tosiani, T. (2012). Petrología de las rocas del Macizo El Baúl, Cojedes, Venezuela. *Geos*, 42: 124-127.
- Werner, S. (1953). *Interpretation of magnetic anomalies of sheet like bodies*. Sveriges Geologist Under Ser. C.C, Arabok, 43(6).
- Wheeler, C. (1963). *Oligocene and Lower Miocene Stratigraphy of Western and Northeastern Falcón Basin, Venezuela*. *Bull. AAPG*, 47 (1): p. 35-68 129

## APÉNDICES

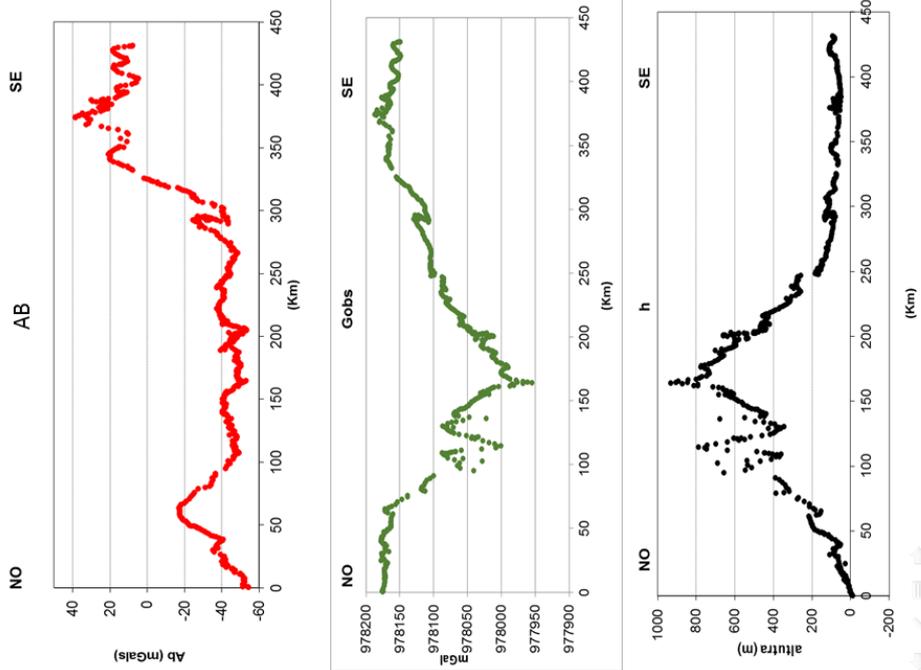
1. PDF que envía Canadian Spatial Reference System luego de realizar el procesamiento por PPP.

	<b>CSRS-PPP (V 1.05 03812 )</b>		
	B002		
<b>Data Start</b>	<b>Data End</b>	<b>Duration of Observations</b>	
2013-11-14 12:57:24.000	2013-11-14 19:32:30.000	6h 35m 6.00s	
	<b>Apri / Aposteriori Code Std</b>		
	2.0m / 2.512m		
<b>Observations</b>	<b>Frequency</b>	<b>Mode</b>	
Code	L1	Static	
<b>Elevation Cut-Off</b>	<b>Rejected Epochs</b>	<b>Observation &amp; Estimation Steps</b>	
10.000 degrees	0.17 %	1.00 sec / 1.00 sec	
<b>Antenna Model</b>	<b>APC to ARP</b>	<b>ARP to Marker</b>	
110454	Ant. not in PPP (0 m)	2.126 m	
(APC = antenna phase center; ARP = antenna reference point)			
<b>Estimated Position for 22223181.130</b>			
	<b>Latitude (+n)</b>	<b>Longitude (+e)</b>	<b>Ell. Height</b>
<b>ITRF08 (2013)</b>	9° 16' 45.2009''	-68° 15' 22.4013''	96.617 m
<b>Signas(95%)</b>	0.227 m	0.272 m	0.632 m

2. Tabla de procesamiento de gravimetría, formato uniforme del proyecto GIAME.

Circuito	ID	Estaciones	Longitud(g°.g)	Latitud(g°.g)	Este(m)	Norte(m)	H_EGM08(m)	h_GRS80(m)	Gobs(mG)	SD(μG)	Gt(mG)	Ac	Hc	srtm90_reg	Bc(mG)	FAA(mG)	BAA(mG) 2.67 Mg/m3
1	1	5001	-68.96586522	9.684666917	503744.569	1070548.669	129.3190	145.4080	978105.208	0.0150	978178.8096	0.860	-44.898	0.230	16.476	-27.844	-44.091
	2	5002	-68.95372958	9.687240806	505075.805	1070833.399	131.1690	147.2600	978104.869	0.0190	978178.8866	0.859	-45.470	0.230	16.686	-27.688	-44.145
	3	5003	-68.94489925	9.68539825	506044.514	1070629.828	131.1610	147.2540	978104.875	0.0257	978178.8315	0.859	-45.468	0.240	16.685	-27.629	-44.074
	4	5004	-68.93606011	9.683809722	507014.195	1070454.367	134.0940	150.1880	978104.488	0.0140	978178.784	0.859	-46.374	0.240	17.018	-27.063	-43.841
	5	5005	-68.93805683	9.674970333	506795.332	1069477.03	126.8820	142.9760	978104.437	0.0153	978178.5199	0.860	-44.147	0.190	16.201	-29.076	-45.087
	6	5006	-68.93812319	9.663007278	506788.292	1068154.377	121.3620	137.4560	978104.537	0.0203	978178.1628	0.860	-42.443	0.160	15.576	-30.322	-45.738
2	7	5007	-68.97514111	9.686349917	502726.995	1070734.656	135.8080	151.8960	978104.956	0.0310	978178.8599	0.859	-46.901	0.240	17.211	-26.144	-43.115
	8	5008	-68.92720194	9.648895	507986.756	1066605.396	110.0890	126.1850	978105.470	0.0233	978177.7451	0.862	-38.962	0.150	14.299	-32.451	-46.600
	9	5009	-68.92035228	9.641843139	508738.424	1065814.845	114.8620	130.9590	978105.294	0.0170	978177.5322	0.861	-40.436	0.155	14.840	-30.941	-45.626
	10	5010	-68.91761494	9.632959083	509038.984	1064832.683	112.3190	128.4160	978104.439	0.0177	978177.2678	0.861	-39.651	0.100	14.552	-32.316	-46.768
	11	5011	-68.91630369	9.623161361	509183.114	1063749.47	110.8860	126.9840	978104.175	0.0610	978176.9766	0.861	-39.209	0.090	14.390	-32.731	-47.031
	12	5012	-68.91431481	9.608303528	509401.743	1062106.825	108.1740	124.2720	978103.416	0.0217	978176.5355	0.862	-38.372	0.070	14.082	-33.886	-47.898
3	13	5013	-68.91157933	9.594329806	509702.29	1060561.952	103.4200	119.5180	978103.473	0.0323	978176.1212	0.862	-36.904	0.060	13.544	-34.882	-48.366
	14	5014	-68.9058145	9.584968472	510335.141	1059527.122	101.2340	117.3330	978104.724	0.0300	978175.844	0.862	-36.229	0.050	13.296	-34.029	-47.275
	15	5015	-68.90342194	9.576733056	510597.937	1058616.679	111.5200	127.6200	978104.702	0.0190	978175.6004	0.861	-39.405	0.055	14.462	-30.631	-45.039
	16	5016	-68.89826806	9.569125639	511163.744	1057775.759	101.1590	117.2600	978105.178	0.0343	978175.3755	0.862	-36.207	0.040	13.288	-33.129	-46.377
	17	5017	-68.88959731	9.568774667	512115.258	1057737.248	99.9470	116.0490	978105.874	0.0250	978175.3651	0.863	-35.833	0.040	13.151	-32.795	-45.906
	18	5018	-68.88055	9.570500833	513108.018	1057928.425	100.0490	116.1530	978106.489	0.0163	978175.4161	0.863	-35.865	0.040	13.163	-32.199	-45.322
19	5019	-68.870745	9.564943056	514184.216	1057314.34	101.8360	117.9420	978107.362	0.0240	978175.2519	0.862	-36.417	0.030	13.365	-30.610	-43.946	
20	5020	-68.86465306	9.555918889	514853.127	1056316.876	97.4450	113.5520	978108.218	0.0180	978174.9855	0.863	-35.062	0.030	12.868	-30.843	-43.681	

### 3. Perfil norte AB, IMT, topografía, gravedad observada.



#### 4. Fotos de Campo



