

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE BASAMENTO A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS DE ORIGEN SATELITAL, EN EL ESTADO GUÁRICO

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Madriz V., Ali M.,
Para optar al Título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, 2018

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE BASAMENTO A PARTIR DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS DE ORIGEN SATELITAL, EN EL ESTADO GUÁRICO

TUTOR ACADEMICO: ING. Janckarlos Reyes

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Br. Madriz V., Ali M.,
Para optar al Título de
Ingeniero Geofísico

Caracas, 2018

*A mis padres Yolanda y Ali
y a mis hermanos Carlos y Andrea*

Agradecimientos

Dios gracias por haberme dado la oportunidad de vivir esta gran aventura, llena de trabajos y sacrificios, donde tú solo sabes todo lo que viví.

Mi Yole, te agradezco el amor infinito que me diste, me enseñaste que todo se logra si te lo propones, aun cuando las cosas se ven difícil siempre hay motivos para seguir adelante, todos tus consejos en algún momento tuvieron sentido. TE AMO y te dedico esto con todo mi corazón.

A mi padre Ali José le doy las gracias por siempre saber que decir y sobre todo por hacerme ver la realidad, me apoyaste de una manera que pocos entenderían, pero que yo si supe entender, por todo y muchas cosas más estaré siempre agradecido.

Gracias a mi familia que me abrió los brazos cuando llegue a Caracas y supo guiarme en ciertos momentos.

Entre las grandes personas que me encontré en este camino, se encuentra la familia Fuenmayor Pérez, que me adoptaron como uno de ellos, que siempre me ayudaron, aconsejaron, acompañaron, e incluso me regañaron. Gracias por quererme como un hijo.

Lisa, te doy las gracias por todo lo que hiciste por mí, me ayudaste y me motivaste a crecer, los últimos años han sido los mejores por todo lo que compartimos, lo que hicimos y lo que no hicimos también, me diste ese amor tu solo sabes dar y yo te acepte con tu humor y tus características únicas que te hacen ser quien eres, siempre te voy a querer y ocuparas un gran lugar en mi corazón, un lugar que pocos tendrán.

En la universidad conocí a grandes personas que hoy considero amigos y otros que considero hermanos, entre ellos está mi hermano Manuel Pérez, una persona que conocí cuando estábamos en calculo 2 y de ahí en adelante mantuvimos esa amistad única que nos llevó a considerarnos hermanos y que luego a esta gran amistad se unió Braulimar López quien supo regañarme y apoyarme con esa personalidad única, donde los que verdaderamente la conocen saben lo cariñosa que puedes llegar a ser.

Entre estas grandes personas y de manera muy especial se coleo Geraldine Torres, la “Chinita” querida, aunque nuestra amistad comenzó con un “me caías mal”, ahora eres esa amiga con la cual sé que siempre podré contar, nos hicimos inseparables

y supimos trabajar juntos en casi todas las materias, que incluso nos llegamos a molestar aunque nunca pareciera, pero fueron los 20 minutos más tenso que llegamos a tener, que con una mirada entendíamos si todo estaba bien o no, gracias por todo. Te deseo lo mejor en tu aventura en Italia y sabes que cuentas conmigo siempre, en las buenas y las malas.

En la etapa final de la carrera, llegaron otras personas que siempre sumaron, a las cuales en esta oportunidad no iba a pasar por alto, gracias a Carlos “ataque” Araque, Alexa Barrios, Akira Bello, Ruben Chavez, y finalmente Carlos “Ataque” Araque el cual supo ser el papá del grupo.

Para finalizar un agradecimiento especial a mi tutor Janckarlos Reyes, quien se mostró siempre dispuesto a ayudar, aconsejar, manteniendo su calma y gran paciencia.

Solo un “Ucevista” conoce el significado de “La casa que vence las sombras”, entendiendo el orgullo que conlleva ser egresado de Universidad Central de Venezuela, la casa de estudio más importante del país.

Madriz V., Ali M.

**ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE BASAMENTO A PARTIR DE
DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS DE ORIGEN SATELITAL, EN
EL ESTADO GUÁRICO**

Tutor Académico: Prof. Janckarlos Reyes.

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Año 2018**

Palabras Claves: Cuenca Oriental de Venezuela, basamento ígneo metamórfico, deconvolución Euler, deconvolución de Werner, Graben de Espino, modelo geológico.

RESUMEN.

El presente trabajo tiene como finalidad estimar la variación de la profundidad del basamento partiendo de datos gravimétricos y magnéticos de origen satelital. El área de estudio es una zona compleja, dentro de la Cuenca Oriental de Venezuela, la Serranía del Interior, el Escudo de Guayana. Se utilizaron datos gravimétricos de origen satelital del modelo EMAG2008 y datos magnéticos del WMM año 2015. Se realizó un análisis estadístico, corrección topográfica de la anomalía de Bouguer y se calculó la anomalía magnética, para posteriormente obtener la separación regional/residual. Mediante la continuación analítica hacia arriba se determinó el comportamiento a diferentes niveles de altura para ambas anomalías. Adicionalmente se realizó la deconvolución de Euler y Werner para los datos gravimétricos y magnéticos para determinar las fuentes generadoras de las anomalías en profundidad. Para aplicar el método del centroide se subdividió el área de estudio en pequeñas ventanas de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ con la finalidad de obtener la profundidad del tope de basamento para los datos gravimétricos y magnéticos los cuales van en el orden de 2 a 6 km, buzando hacia el norte. Finalmente se realizaron dos modelos estructurales uno en dirección NE-SW y otro en dirección N-S, donde se consideraron un conjunto de formaciones geológicas y principalmente el efecto que causa el Graben de Espino en el área de estudio.

Índice

Agradecimientos.....	iv
RESUMEN.....	vi
Índice	iii
Índice de Figuras.	vii
Índice de Tablas.....	ix
1 CAPITULO 1	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivo General	2
1.3 Objetivo Específico.....	2
1.4 Zona de estudio	2
1.5 Justificación	3
1.6 Antecedentes	4
2 CAPITULO 2	7
MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Placa Caribe.	7
2.2 Límites de la placa Caribe.....	8
2.2.1 Tectónica asociada a la Placa Caribe.....	9
2.3 Evolución tectónica de la Placa Caribe:	9
2.4 Cuenca oriental de Venezuela:	10
2.5 Evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela	11
2.5.1 Fase Pre-Rifting.....	11
1.6.2 Fase de Rifting.....	12
1.6.3 Fase de Margen Pasivo	12
1.6.4 Fase de Colisión.	13
2.6 Subcuencas de la Cuenca Oriental de Venezuela	13
2.6.1 Subcuenca de Guárico	13
2.6.2 Subcuenca de Maturín.	14
2.7 Formaciones geológicas presentes en la Cuenca Oriental de Venezuela.	15
2.7.1 Formación Hato viejo.	15
2.7.2 Formación Carrizal.	15
2.7.3 Formación Ipire.	15

2.7.4	Grupo Temblador.	16
2.7.5	Formación Canoa.....	16
2.7.6	Formación La Pascua.....	16
2.7.7	Formación Roblecito.	16
2.7.8	Formación Menecure.....	17
2.7.9	Formación Chaguaramas.	17
2.7.10	Formación Mesa.	17
2.8	Graben de Espino.....	18
2.9	Corrimiento Frontal de Guárico.....	20
2.10	Basamento.....	20
2.11	Escudo de Guayana.....	21
2.12	Rasgos Estructurales en las cercanías del cetro oriental de Venezuela.	23
2.12.1	Arco El Baúl.	23
2.12.2	Fallas y corrimientos.	24
2.12.2.2	Falla de El Pilar.....	24
3	CAPITULO 3.....	25
	MARCO TEÓRICO	25
3.1	Ley de Gravitación Universal	25
3.2	Gravedad de la Tierra.	25
3.3	Campo Gravitatorio Terrestre	26
3.4	Geoide.....	26
3.5	Métodos Geopotenciales.....	28
3.6	Correcciones Gravimétricas.....	28
	• Corrección topográfica.	28
	• Corrección de Bouguer.	29
	• Corrección de Aire Libre	29
3.7	Anomalías Gravimétricas	30
	• Anomalía de Bouguer	30
3.8	Deconvolución de Euler.....	30
3.9	Deconvolución de Werner	31
3.10	Campo Geomagnético.....	32
3.11	Susceptibilidad magnética.	34
3.12	Propiedades magnéticas de los materiales:	34
	• Diamagnéticos.	34
	• Paramagnéticos.	35

• Ferromagnéticos.....	35
3.13 Modelos magnéticos terrestres.....	36
4 CAPÍTULO 4.....	37
MARCO METODOLÓGICO.....	37
4.1 Datos	39
4.1.1 Revisión de datos gravimétricos.....	39
4.1.2 Revisión de datos magnéticos	39
4.1.3 Consideraciones para datos gravimétricos y magnéticos	39
4.2 Corrección topográfica.	40
4.3 Análisis estadístico	40
4.4 Descomposición Espectral.....	43
4.5 Separación Regional – Residual.	45
4.6 Continuación analítica.	49
4.7 Deconvolución de Euler.....	58
4.8 Deconvolución de Werner.	58
4.9 Modelos 2D.....	58
4.10 Pozos de control.....	60
5 CAPÍTULO 5.....	62
ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	62
5.1 Análisis estadístico	62
5.2 Mapas Esctructurales	65
5.3 Anomalías gravimétricas	66
5.3.1 Anomalía de Bouguer.....	66
5.3.2 Anomalía Magnética.....	68
5.4 Deconvolución de Euler.....	70
5.5 Mapas de basamento gravimétrico y magnético.	71
5.5.1 Basamento Gravimétrico.	71
5.5.2 Basamento Magnético.	74
5.6 Modelos 2D.....	76
5.6.1 Modelo L1	77
5.6.2 Modelo L2	79
6 CAPÍTULO 6.....	82
CONCLUSIONES	82
7 Bibliografía.....	85
8 Apéndices.....	93

Apéndice A.	93
Apéndice B.	95
9 Anexos.....	97
Anexo A.....	97
Anexo B.	98
Anexo C.	99
Anexo D.....	100

Índice de Figuras

Figura 1.0.1 Ubicación del área de estudio (Ventana de estudio enmarcado por el cuadro negro).....	3
Figura 2.1 Mapa actual de placa Caribe tomado de Pindell et al (2009).....	7
Figura 2.2. Desplazamiento de placa Caribe (DeMets <i>et al.</i> 1994).....	8
Figura 2.3. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela dentro del recuadro negro (Tomado y modificado de Jácome <i>et al.</i> 2003, área de estudio enmarcado en el recuadro rojo).	11
Figura 2.4 Corte geológico conceptual que muestra la morfología de la subcuenca de Guárico. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).....	14
Figura 2.5 Ubicación de la Subcuenca de Maturín (Rojas, 2013).....	14
Figura 2.6 Columna estratigráfica Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de PDVSA INTEVEP).	18
Figura 2.7. Ubicación del Graben de Espino (WEC, 1997).	19
Figura 2.8. Mapa de las principales fallas del Graben de Espino (Salazar, 2006.).	19
Figura 2.9. Sección Geológica del Graben de Espino partiendo de interpretación sísmica (tomado y modificado de Salazar (2006.)	19
Figura 2.10. Edad del basamento (tomado de Smith, 1980.).	21
Figura 2.11. Ubicación del Escudo de Guayana (Tomado de Rosa-Costa <i>et al.</i> , 2006). 22	
Figura 2.12 Provincias del Escudo de Guayana.	22
Figura 2.13 Ubicación del Arco de EL Baúl (Tomado de FeoCodecido 1984).....	23
Figura 3.1 Diferencia entre las superficies de elipsoide, geoide y topografía.....	27
Figura 3.2. Altura Elipsoidal (h) y ortométrica (H) respecto a la forma de la tierra.	27
Figura 3.3. Relación entre superficies de referencia y la superficie terrestre.....	27
Figura 3.4 Componentes del campo magnético de la Tierra en el sistema de referencias geográfico (González, 2006).	32
Figura 3.5 Sección esquemática de la magnetosfera (ESA, 2007).....	33
Figura 3.6. Comportamiento material diamagnético (tomado de Castillo 2017).....	34
Figura 3.7 Comportamiento material paramagnético (tomado de Castillo 2017).....	35
Figura 3.8. Comportamiento material ferromagnéticos (tomado de Castillo 2017).....	35
Figura 4.1. Recopilación de información	37
Figura 4.2. Procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos.....	38
Figura 4.3 Interpretación de la información	38
Figura 4.4 Anomalía de Bouguer (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).	41
Figura 4.5. Anomalía Magnética (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).	42
Figura 4.6. Espectro de potencia radial de gravimétricos, interfaces presentes: a) Profunda; b) Intermedia; c) Somera; d) Cola de Ruido.....	44
Figura 4.7. Espectro de potencia radial de magnéticos, interfaces presentes: a) Profunda; b) Intermedia; c) Somera; d) Cola de Ruido.....	44
Figura 4.8. Filtro Interactivo Espectral para anomalía de Bouguer.	45
Figura 4.9. Anomalía de Bouguer Regional (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).	46
Figura 4.10. Filtro Interactivo Espectral para anomalía magnética.....	47

Figura 4.11. Anomalía Magnética Regional (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).	48
Figura 4.12 Continuación analítica hacia arriba de la anomalía de Bouguer: a) 1000 m; b) 2000 m; c) 3000 m; d) 4000 m); e) 5000 m; f) 6000 m.	50
Figura 4.13. Continuación analítica hacia arriba de la anomalía de Bouguer: a) 7000 m; b) 8000 m; c) 9000 m; d) 10.000 m).....	51
Figura 4.14. Continuación analítica hacia arriba de la anomalía de magnética: a) 1000 m; b) 2000 m; c) 3000 m; d) 4000 m); e) 5000 m; f) 6000 m.	52
Figura 4.15 Continuación analítica hacia arriba de la anomalía de magnética: a) 7000 m; b) 8000 m; c) 9000 m; d) 10.000 m.....	53
Figura 4.16. Método de Centroide (Nwankawo <i>et al.</i> 2008).....	55
Figura 4.17 Mapa de profundidad de basamento gravimétrico en la región centro oriental de Venezuela (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado). .	56
Figura 4.18. Mapa de profundidad de basamento magnético en la región centro oriental de Venezuela (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).....	57
Figura 4.19 Líneas de perfil para modelos 2D.	59
Figura 4.20 Ubicación de pozos utilizados para control en profundidad	61
Figura 5.1 Histograma de frecuencia con ajuste normal de la anomalía gravimétrica..	63
Figura 5.2 Grafica de caja correspondiente a la anomalía magnética.	63
Figura 5.3. Histograma de frecuencia con ajuste normal de la anomalía magnética. ...	64
Figura 5.4. Grafica de caja correspondiente a la anomalía magnética.	65
Figura 5.5. Anomalía de Bouguer (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).	67
Figura 5.6. Anomalía Magnética (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).	69
Figura 5.7. Focos de Euler en Anomalía de Bouguer	70
Figura 5.8 Focos de Euler Anomalía Magnética	71
Figura 5.9. Mapa de basamento gravimétrico, Sectores: A) Flanco occidental Subcuenca de Guárico (recuadro negro ventana original de investigación); B) Fosa de Cariaco; C) flanco occidental Subcuenca de Maturín; D) Zona norte Escudo de Guayana	73
Figura 5.10 Mapa de basamento magnético, Sectores: A) Flanco occidental Subcuenca de Guárico (recuadro negro ventana original de investigación); B) Fosa de Cariaco; C) flanco occidental Subcuenca de Maturín; D) Zona norte Escudo de Guayana	75
Figura 5.11. Fallas del Graben de Espino sobre anomalía de Bouguer (González, 2006).	76
Figura 5.12. Modelo estructural perfil L1 SE-NW.....	78
Figura 5.13. Modelo L2 en dirección S-N.....	80
Figura 5.14. Basamento Ígneo Metamórfico	81
Figura 9.1 . Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela (tomado y modificado de FUNVISIS, 2000).....	97
Figura 9.2 Mapa Geológico de Venezuela, escala 1:750.000 (USGS, 2008)).....	98
Figura 9.3 a) Deconvolución de Euler modelo L1 b) Deconvolución de Werner modelo L1.....	99
Figura 9.4 a) Deconvolución de Euler modelo L2 b) Deconvolución de Werner modelo L2.....	100

Índice de Tablas.

Tabla 3.1 Tipo de fuente y valor de Índice Estructural (GEOSOFT INC., 2013).....	32
Tabla 4.1 Valores de profundidades a partir del espectro radial de potencia:.....	45
Tabla 4.2 Ubicación de pozos utilizados para la investigación	60
Tabla 4.3. Profundidad promedio de las formaciones geológicas presentes en el área de estudio.....	60
Tabla 5.1 Resumen estadístico a los datos de la anomalía de Bouguer.....	62
Tabla 5.2. Resumen estadístico a los datos de la anomalía de magnética.	64
Tabla 5.3 Densidades utilizadas para realizar modelos 2D en los perfiles L1 y L2.....	76
Tabla 8.1 Profundidad de centroide para estimación de mapa de basamento mediante espectro de potencia radial gravimétrico.	93
Tabla 8.2 Profundidad de centroide para estimación de mapa de basamento mediante espectro de potencia radial gravimétrico.	95

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

La Cuenca Oriental de Venezuela (COV) se encuentra ubicada en la región centro este del país. Su continuación costa afuera representa una cuenca antepaís asociada directamente con las cadenas montañosas transpresivas del norte del país (Di Croce, 1995). Parnaud et al. (1995) señalan que la evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela puede dividirse en cuatro fases principales: 1) Prerift (Paleozoico), 2) Rifting y drifting (Jurásico-Cretácico Temprano), 3) Margen pasivo (Cretácico-Paleógeno), 4) Colisión (Neógeno-Cuaternario).

Dicha cuenca se encuentra subdivida en dos subcuencas (Erlich y Barrett, 1992): subcuenca de Maturín y subcuenca de Guárico. Ésta última pertenece a la zona de estudio, las cuales están separadas por el Arco de Úrica, asociada al corrimiento de Anaco – San Joaquín – Santa Ana (González de Juana et al., 1980).

La subcuenca de Guárico se encuentra ubicada entre los estados Guárico y Anzoátegui; la cual se ve influenciada por la presencia del Graben de Espino, Arco de El Baúl, la Cuenca Barinas-Apure, la Cordillera de la Costa y el Escudo de Guayana (Yoris y Ostos, 1997), las cuales han sido caracterizadas por diferentes métodos geofísicos como son la gravimetría, magnetometría y la sismología. Conocer la profundidad de basamento en la COV resulta de gran importancia debido a que permite conocer, a grandes rasgos, cómo descansan los cuerpos geológicos sobre éste, permitiendo actualizar y complementar los estudios realizados hasta la fecha, cómo los llevados a cabo por Rodríguez-Millán (1978) y Cahuana (2012).

Los modelos geopotenciales del campo terrestre obtenidos de manera satelital representan largas longitudes de onda, lo que hace que sea muy útil para estudios a grandes escalas, resultado de gran importancia para modelajes a nivel cortical. Al ser datos de origen satelital, resulta más simple y económica la obtención de información en zonas de difícil acceso. Además, dicha información posee una gran resolución, lo cual permite que los resultados obtenidos sean de muy buena calidad. Utilizar y aplicar estos datos para el estudio del subsuelo al este del estado Guárico, permitirá conocer con

mejor detalle las estructuras presentes y la profundidad del basamento ígneo-metamórfico a partir de la interpretación integrada de las anomalías gravimétricas y magnéticas observadas en el área de estudio.

1.2 Objetivo General

Estimar la variación del basamento al este del estado Guárico partiendo de datos gravimétricos y magnéticos de origen satelital.

1.3 Objetivo Específico

- Analizar estadísticamente los datos gravimétricos y magnéticos.
- Determinar anomalías gravimétricas y magnéticas del área de trabajo
- Caracterizar geométricamente el basamento
- Identificar las características estructurales a lo largo de diferentes perfiles en el área de trabajo.

1.4 Zona de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada al este del estado Guárico en una región comprendida entre las latitudes $9^{\circ}40'0''N$, $8^{\circ}40'0''N$ y las longitudes $66^{\circ}0'0''W$, $65^{\circ}0'0''W$ (figura 1.1).

La Cuenca Oriental de Venezuela abarca los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Sucre y Delta Amacuro. Limita al norte por el Mar Caribe, al sur por la Faja Petrolífera del Orinoco y el escudo de Guayana, al Oeste por el Arco de El Baúl y al este por la corteza oceánica del Atlántico (Di Croce, 1995).

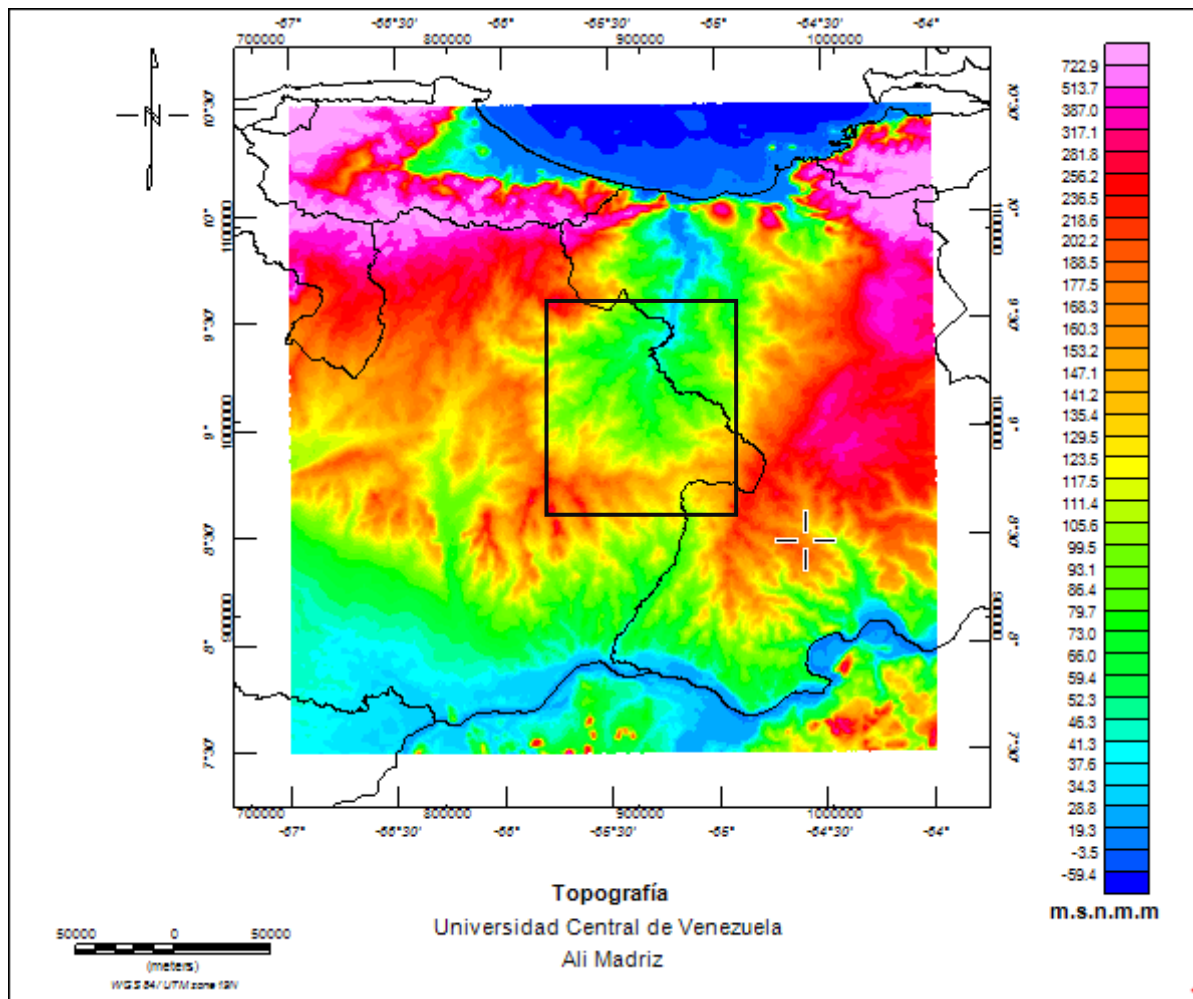


Figura 1.0.1 Ubicación del área de estudio (Ventana de estudio enmarcado por el cuadro negro).

1.5 Justificación

Diferentes autores han realizados estudios geológicos y geofísicos en la Cuenca Oriental de Venezuela, considerando sus dos subcuencas, adicionalmente se han realizado muchos estudios con fines petroleros sobre todo en la Faja Petrolífera del Orinoco. Diferentes autores han realizados numerosas investigaciones para así presentar modelos 2D del área entre estos autores se encuentra: Feo-Codecido et al (1984), Di Croce (1995), Hung (1997), Jácome (2003), Salazar (2006) entre otros autores

Pocos autores han realizados estudios para determinar profundidad de basamento a partir de la inversión del campo geopotencial en el estado Guárico, entre estos autores se encuentran Rodríguez-Millán (1979), Porras (2003), Cahuana (2012).

Debido a lo anterior, el presente Trabajo Especial de Grado se realizó con la finalidad de obtener un mapa de basamento en la zona oriental del estado Guárico, utilizando métodos de inversión de datos gravimétricos y magnéticos, partiendo de datos satelitales. El proceso de inversión utiliza herramientas que se basan en soluciones matemáticas para determinar la profundidad de las fuentes generadoras de las anomalías de los métodos potenciales.

En esta investigación se hizo uso de información de pozos para tener mayor control de la geología en los modelos 2D más precisos, dando un aporte a la comunidad científica ya que permitirá conocer las condiciones actuales de las estructuras presentes en el subsuelo del área de estudio, partiendo de la integración de los estudios previos realizados por diferentes autores junto con la información geológica existente sobre el área.

1.6 Antecedentes

Rodríguez-Millán (1978), realizó estudio gravimétrico al sur del estado Guárico en el cual establece que la anomalía de Bouguer permite distinguir una tendencia regional con orientación preferencial E-W, la cual se debe, probablemente, a la influencia de la estructura del basamento. Para realizar este trabajo realizó una integración de datos geoelectrónicos con datos gravimétricos en la zona de estudio, donde establece que se distinguen un máximo gravimétrico de +37.0 mGal ubicado al norte de la localidad de Parmana y otro de +20.0 mGal al norte de la población de Cabruta, las cuales pueden estar asociadas a la presencia de rocas intrusivas o afloramientos del basamento. Por su parte determinó un mínimo gravimétrico de -9.2 mGal ubicado en el sector surcentral que profundiza hacia el suroeste. La profundidad del tope de basamento aumenta de hacia el norte mientras que en el sur dichos valores son más someros, estas profundidades se encuentran en el rango de -400 pies (121 m.) hasta los -3800 pies (1150 m.), los menores valores del tope de basamento fueron localizados cercanos al Río Orinoco, el cual se encuentra en la zona limítrofe entre los estados Guárico, Anzoátegui, Bolívar.

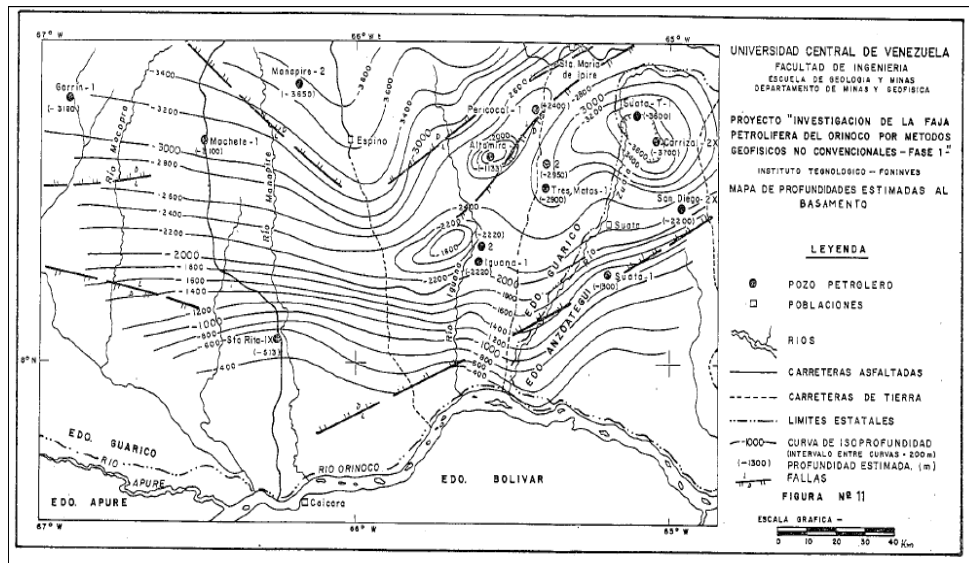


Figura 1.2. Tope de basamento (tomado de Rodríguez-Millán 1978).

Gonzales de Juana *et al* (1980) postula que el basamento posee discontinuidades y que además son irregulares, las cuales representan escarpes de fallas de un paleorelieve remanente y constituye una superficie de erosión y meteorización sobre el cual se depositan rocas sedimentarias de edad cretácica.

Ríos (2002), realizó una interpretación sísmica la cual fue respaldada con datos litológicos de pozos, en la cual se llevó a cabo una conversión en profundidad-tiempo para construir modelos gravimétricos, en la cual concluyo que los mayores espesores se registran hacia el Norte de su área de estudio y el borde oriental del Graben de Espino y donde el mayor espesor de la serie Pre-Cretácica (jurásico) varía entre 2 y 2.5 km a lo largo de los transectos de estudio

Según Porras (2003), sobre el basamento yacen de manera discordantes sedimentos de margen pasivo, lo cual mediante métodos eléctricos son fácilmente detectables, ya que existen aumentos bruscos de la resistividad y bajos valores del potencial espontaneo, donde el basamento Precámbrico aflora al sur en el Escudo de Guayana y consiste principalmente de rocas meta ígneas y meta sedimentarias cuyas facies varían de anfibolitas a granulitas. El subsuelo buza suavemente al norte y noreste y hasta profundizar por debajo del cinturón plegado de la Serranía del Interior.

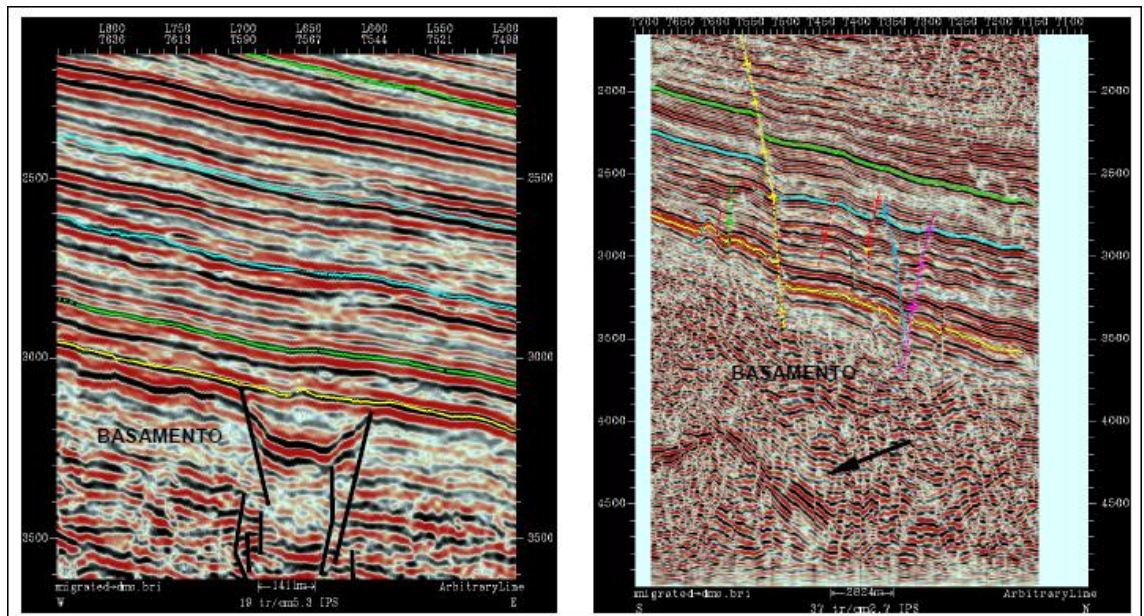


Figura 1.3. a) Estructura en *graben* por debajo del basamento acústico, rellena de sedimentos de edad indefinida b) Reflectores continuos e inclinados por debajo del basamento acústico.

Cahuana (2012), establece que la profundidad del basamento en la Cuenca Oriental de Venezuela va entre el rango de 2.5 km hasta los 11 km, estos valores fueron obtenidos a partir del análisis espectral de datos gravimétricos y magnéticos; En términos generales, se observa una predominancia de una profundidad de 5 a 8 km de profundidad, con la presencia de 3 depresiones que estarían asociadas al Graben de Espino, Arco de El Baúl y el depocentro de la Cuenca Oriental de Venezuela

CAPITULO 2

MARCO GEOLÓGICO

La Cuenca Oriental de Venezuela se produjo como consecuencia de un proceso tectónico que empieza desde el acomodo geodinámico de las placas posterior al rompimiento de Pangea hasta llegar a su configuración actual. Esta cuenca cubre un área aproximada de 190.000 km² subdividida en las subcuencas de Guárico y Maturín.

2.1 Placa Caribe.

Cotilla (1999) señala que la Placa Caribe se formó a partir del Mesozoico y se caracteriza principalmente por ser una zona de alta deformación, cubriendo un área de aproximadamente 3.200.000 km², extendiéndose desde Norteamérica hasta Suramérica (figura 2.1). Bachmann (2001) propone que ocurre una subducción de litosfera oceánica (por debajo de las Antillas menores y América Central) ambas en dirección E-W.

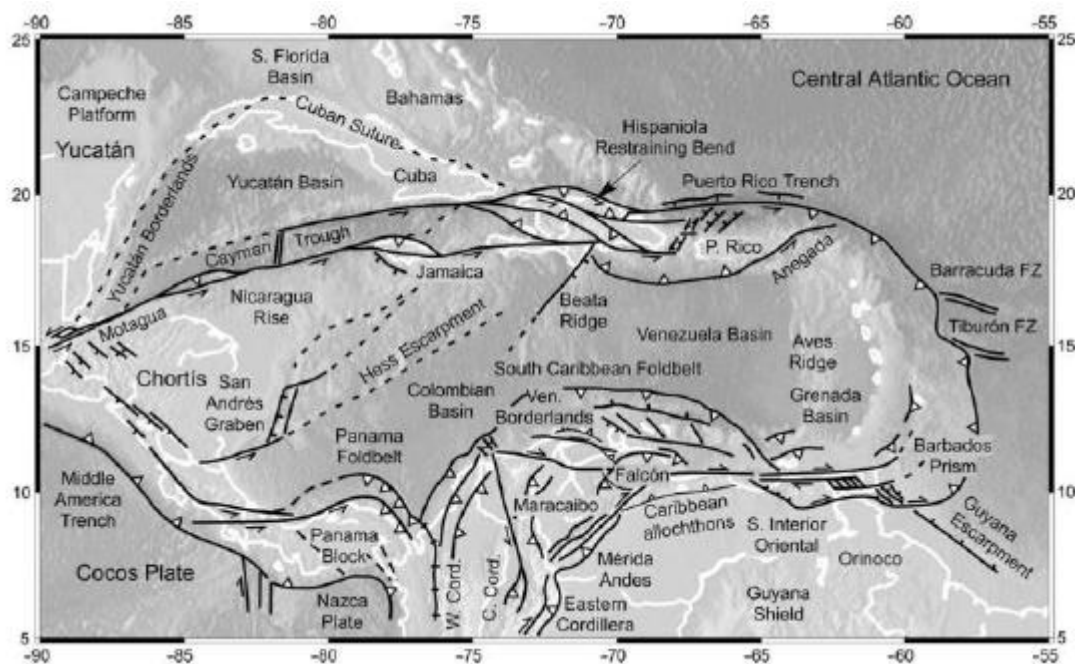


Figura 2.1 Mapa actual de placa Caribe tomado de Pindell et al (2009).

La placa Caribe presenta una composición geológica característica de corteza oceánica. Los espesores corticales de las cuencas transicionales de Venezuela, Colombia y el Golfo de México son de 15,18 y 20 km respectivamente (Bellizzia, 1985).

En Venezuela, el límite de las Placas Caribe - Suramericana se desarrolla a partir del Eoceno y consiste en una serie de cinturones tectónicos de orientación W-E, entre

los que se destacan: el cinturón deformado del Caribe Sur, el Sistema Montañoso del Caribe y el cinturón plegado de la Serranía del Interior (Rengifo 2014).

Estudios geológicos, geofísicos y geodésicos indican que la placa Caribe se está moviendo hacia el Este, dicho desplazamiento se denota por comparación con las placa Norteamericana y Suramericana (figura 2.2). Mann *et al* (2002) plantean que ésta se mueve aproximadamente 18 a 20 mm/año con azimuth de $W70^{\circ}$ en relación a la placa Norteamericana. Con respecto a la placa Suramericana, Weber *et al.* (2001) detallan que la tasa de movimiento es de 20 mm/año con azimuth $W68^{\circ}$; finalmente DeMets *et al* (1994) proponen que la tasa de movimiento con respecto a la placa de Cocos y Nazca es de 59-74 mm/año en dirección NE-E.

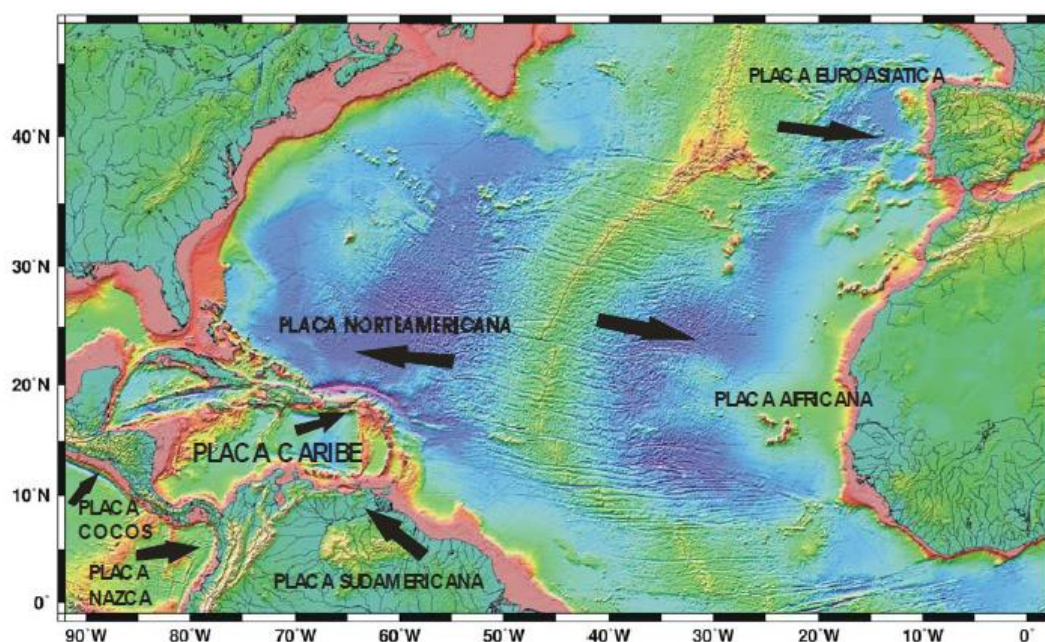


Figura 2.2. Desplazamiento de placa Caribe (DeMets *et al.* 1994)

2.2 Límites de la placa Caribe.

La Placa Caribe se encuentra entre las placas Norteamérica, Suramérica, Nazca y Cocos, cubriendo un área aproximada de 3.200.000 km². A pesar de que el límite entre las placas Suramericana y del Caribe no está totalmente determinado, Pindell y Barret (1990) proponen que el límite sur de la Placa Caribe varía entre 300 a 500 km correspondiente a una zona de transpresión con sentido E-W, prolongándose desde la Península de la Guajira en Venezuela hasta la isla de Trinidad. La Placa Caribe está dividida por los Altos de Aves y Beata, las cuales separan las cuencas de Colombia, Venezuela y Grenada (Bachmann 2001).

2.2.1 Tectónica asociada a la Placa Caribe.

Según Granja (2005), los límites de la placa Caribe se pueden agrupar en:

2.2.1.1 Límites transcurrentes: son aquellos formados por conjugación de desgarres sinestrales con zonas de transpresión y transtensión a lo largo del borde entre la Placa Caribe y Norteamericana. Entre la placa Caribe y Suramericana el límite está formado por desgarres dextrales junto con zonas transpresivas y transtensivas.

2.2.1.2 Límites convergentes: definidas por los procesos de subducción de la litosfera oceánica del Atlántico que se está consumiendo a lo largo del límite al este de la Placa Caribe, mientras que a lo largo del borde oeste de la Placa Caribe (zona de subducción Centroamericana) se produce un consumo de litosfera oceánica de la Placa de Cocos y una fracción de la Placa de Nazca.

2.2.1.3 Área divergente: marcado por la zona extensional (zona de rift) del Centro de Expansión Caimán y el Paso de la Mona ubicadas en el límite norte de la Placa Caribe, las cuales presentan una apertura de 15 mm/año y 5 mm/año respectivamente.

2.3 Evolución tectónica de la Placa Caribe:

La evolución tectónica de la Placa Caribe comienza desde el Maastrichtiense hasta el Holoceno, sin embargo, la tendencia más aceptada en la actualidad apunta hacia el hecho de que una gran porción de la Placa Caribe consiste de una corteza oceánica inusual (Pindell y Barret, 1990; Reyes 2002).

La placa Caribe se pudo haber formado en el Pacífico y luego ser trasladada hasta la región norte de América del Sur (Pindell y Barret, 1990, Mann *et al*, 1999). Basados en los trabajos de Dickinson y Coney (1980), Pindell y Barret (1990) y Mann *et al* (1999) describen la evolución tectónica de la siguiente forma:

Durante el Jurásico, se produjo por un proceso de ruptura el nacimiento del margen septentrional de América del Sur, al separarse las placas de Norteamérica y

Suramérica, lo cual generó un margen pasivo durante el Jurásico Tardío y el Cretácico. La separación de América y Suramérica durante el Jurásico al Cretácico pudo haber generado litosfera oceánica entre ambos continentes, lo suficientemente grande como para acomodar bloques oceánicos..

A principio del Paleoceno avanza la deformación transpresional a lo largo del margen septentrional de Suramérica y la Placa Caribe se traslada dando inicio a la inserción hacia el Este con relación a las placas de Norteamérica y Suramérica. Durante el Eoceno, la actividad tectónica permitió el transporte de las napas del borde sur del Caribe en dirección

Durante el Oligoceno, el movimiento transcurrente fue disminuyendo mientras que aumentaron los movimientos verticales para lograr el equilibrio isostático. En el periodo que abarca entre el Mioceno Temprano a Medio se inicia el movimiento transpresivo dextral entre las placas Caribe y Suramericana. En el presente se observa un movimiento transpresivo muy lento de la placa Caribe con respecto al marco de referencia de los puntos Calientes.

2.4 Cuenca oriental de Venezuela:

La Cuenca Oriental de Venezuela, es la segunda cuenca más importante de Venezuela (Yoris y Ostos, 1997). Su continuación costa afuera representan una cuenca antepaís asociada directamente con las cadenas montañosas transpresivas del norte de Venezuela (Di Croce, 1995). Se encuentra ubicada entre las coordenadas 8° y 11° de latitud Norte, 61° y 66° longitud Este, delimitada al norte por La Cordillera de la Costa, al Sur por el río Orinoco, al Este por la plataforma del delta del río Orinoco y al Oeste por el alineamiento del Baúl como se observa en la figura 2.3. Dicha cuenca se encuentra subdivida en dos subcuencas tipo antepaís (Erlich y Barrett, 1992): subcuenca de Maturín y subcuenca de Guárico, la última pertenece a la zona de estudio, las cuales están separadas por el Arco de Úrica, asociada al corrimiento de Anaco – San Joaquín – Santa Ana (González de Juana et al., 1980).

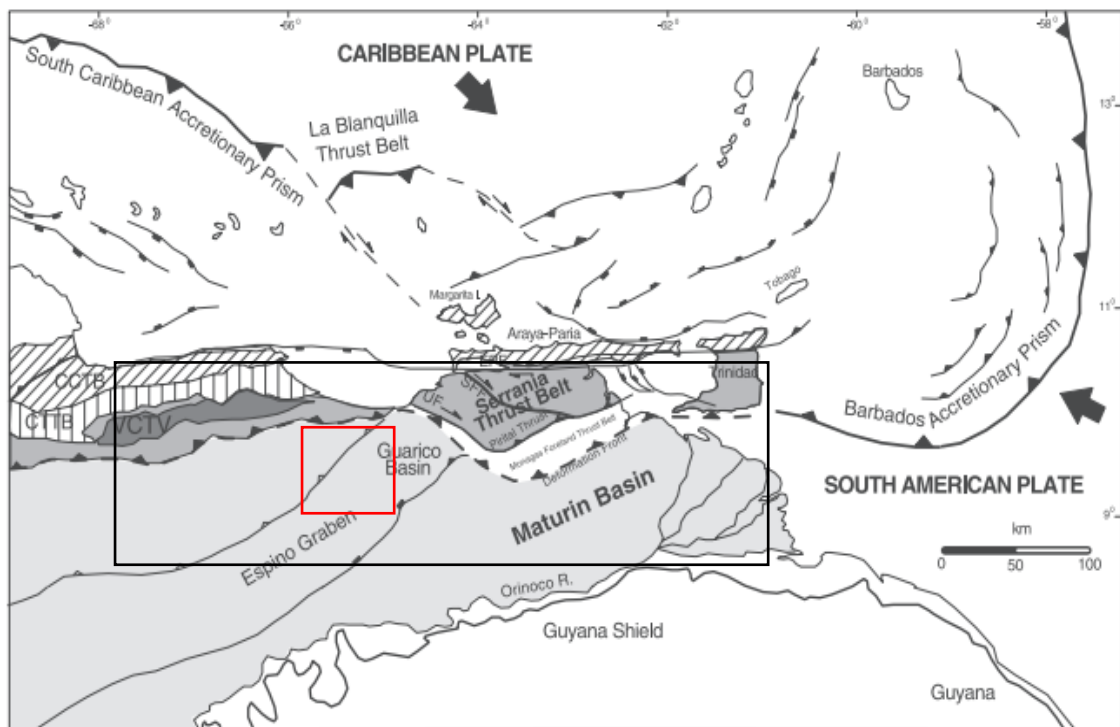


Figura 2.3. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela dentro del recuadro negro (Tomado y modificado de Jácome *et al.* 2003, área de estudio enmarcado en el recuadro rojo).

2.5 Evolución tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela

La evolución tectónica de la cuenca Oriental puede expresarse de la siguiente manera (González de Juana *et al.*, 1980):

2.5.1 Fase Pre-Rifting

La Cuenca Oriental de Venezuela formó parte de Pangea, en base a los ambientes sedimentarios se ha sugerido que esta área fue un escenario paleozoico continental a marino marginal antes de la fase de ruptura. Jácome *et al.* (2003) sugieren que las estructuras Paleozoicas y Jurásicas podrían formar el basamento en el centro de la subcuenca de Maturín y en la Serranía del interior. Durante el Devónico al Carbonífero comienza la sedimentación de las formaciones Carrizal y Hato viejo. A finales del Paleozoico y al inicio del Triásico (250-200 m.a), ocurre la orogénesis Herciniana o evento tectonotermal Permo-Triásico, que conlleva al levantamiento vertical del borde cratonico y la retirada general del mar hacia el norte (Gonzales de Juana *et al.*, 1980.).

1.6.2 Fase de Rifting

Durante el Triásico-Jurásico se produjo el desarrollo progresivo del Graben de Espino, e inició una actividad volcánica en el macizo de El Baúl, que generó las rocas ígneas conocidas como “Volcánicas de Guacamayas” (González de Juana *et al.*, 1980). Finalmente se produce el levantamiento del Cratón de Guayana y erosión de los sedimentos del Triásico-Jurásico.

1.6.3 Fase de Margen Pasivo

Comprendida desde el Jurásico Tardío o Cretácico Temprano hasta el Eoceno en su inicio de la actividad tectónica, se caracterizó por un episodio pasivo en el cual en el borde norte de Suramérica proporcionó una plataforma relativamente estable y se produjo una sedimentación ininterrumpida como lo describe Subierta *et al.* (1988). Ésta sedimentación permitió la acumulación de aproximadamente 4 km de rocas marino-clásticas y en el Cretácico Temprano se presentan varias unidades carbonáticas (Erlich y Barrett 1992).

La transgresión cretácica inició en el Barremiense-Aptiense/Albaniense, dirigida de norte a sur sobre el Escudo de Guayana, la sedimentación se caracterizó por depósitos de plataforma con calizas y areniscas en el flanco correspondientes a la Formación Barranquin, ésta formación fue cubierta en el norte por calizas espesas y lutitas de la Formación Borracha y Chimana, y en el sur por intercalaciones de calizas, areniscas y lutitas de la Formación El Cantil (González de Juana *et al.*, 1980).

En el Cenomaniense-Coniaciense se produjo una máxima cobertura que permitió que se depositaran sedimentos de la Formación Querecual, la cual evidencia una profundización del borde continental. Hacia el sur, respecto a la Formación Querecual, se originó el Grupo Temblador (González de Juana *et al.*, 1980). Este ciclo de sedimentación inició en el Barremiense y finalizó con la orogénesis del final del Cretácico. En el Paleoceno-Eoceno Medio continuo en el norte la sedimentación en ambientes batiales (Subieta *et al.*, 1988). En el Eoceno Tardío, un nuevo ciclo de sedimentación comenzó con la sedimentación de arenas de plataforma de la Formación Los Jabillos provenientes de la Serranía del Interior. Con una transgresión hacia el sur se depositan las arenas marinas del Grupo Merecure (Subieta *et al.*, 1988).

1.6.4 Fase de Colisión.

En el Mioceno inferior comenzó la sedimentación de la Formación Carapita Inferior las cuales fueron depositadas durante la transgresión marcada al oeste por facies que van de costeras a plataforma, en el este y noreste se encuentra marcada por facies batiales de aguas profundas (Di Croce *et al.*, 1995; Jácome *et al.*, 2003) y al sur se depositan clásticos de plataforma marina interna de la Formación Oficina, derivados del sistema fluvial (Subieta *et al.*, 1988). El levantamiento de la Serranía del Interior y la carga resultó en una flexura y deformación de la corteza de la cuenca, creando un espacio de acomodación para los primeros depósitos sin-orogénesis (Jácome *et al.*, 2003).

Al norte de los estados Guárico, Cojedes y Portuguesa el efecto compresional deformó principalmente las secuencias Oligocena y Miocena formando anticlinales y corrimientos, lo que derivó en la reactivación de algunas fallas normales cretácicas (Jácome *et al.*, 2003.). La retirada del mar de la cuenca hacia el este, permite el crecimiento fluvial del Proto-Orinoco lo cual contribuye al relleno de gran parte de la cuenca y resultando en el origen de las Formaciones Mesa y Las Piedras, ocurriendo esto durante el Plioceno-Pleistoceno (González de Juana *et al.*, 1980).

Tectónicamente, el frente de deformación activo se desplaza, formando los últimos cabalgamientos que cortan las series sin llegar hasta la superficie. Hacia el sur se han interpretado compresión reciente y estructuras invertidas que afectan y deforman los sedimentos de estas edades (Subieta *et al.* 1988, Jácome *et al.*, 2003).

2.6 Subcuencas de la Cuenca Oriental de Venezuela

2.6.1 Subcuenca de Guárico

Comprende los estados Guárico y Anzoátegui en su parte limítrofe occidental. El flanco norte se encuentra relacionado a la deformación causada por el sistema de fallas de Guárico, lo que se asocia con el cinturón de los corrimientos de la Serranía del Interior Central. El flanco sur de la cuenca presenta evidencia de depresiones estructurales (como el Graben de Espino) en las que se conservaron rocas jurásicas y paleozoicas. En la figura 2.4 se muestra un corte geológico con orientación N-S que ejemplifica la morfología de la subcuenca de Guárico.

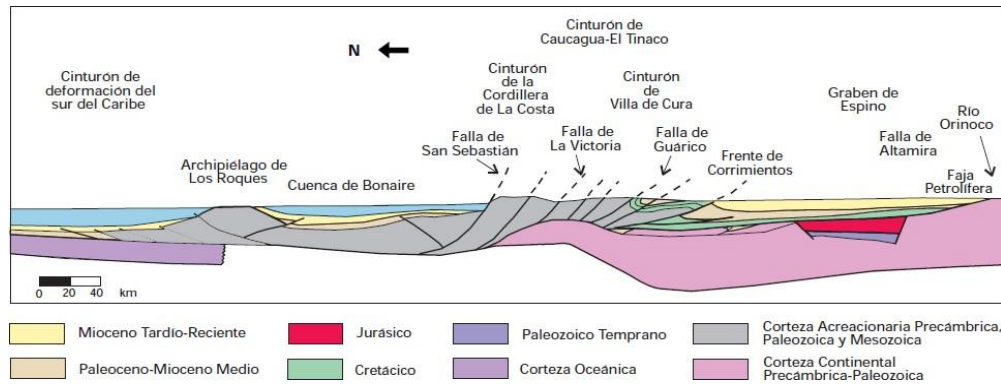


Figura 2.4 Corte geológico conceptual que muestra la morfología de la subcuenca de Guárico. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

2.6.2 Subcuenca de Maturín.

La Subcuenca de Maturín es la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental de Venezuela y se encuentra ubicada entre los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas (figura 2.5). Rojas (2003) y Di Croce (1995), describen que la subcuenca de Maturín en el flanco sur presenta un ligero buzamiento hacia el norte, mientras que el flanco norte se encuentra limitado por un cinturón de corrimientos de la Serranía del Interior.

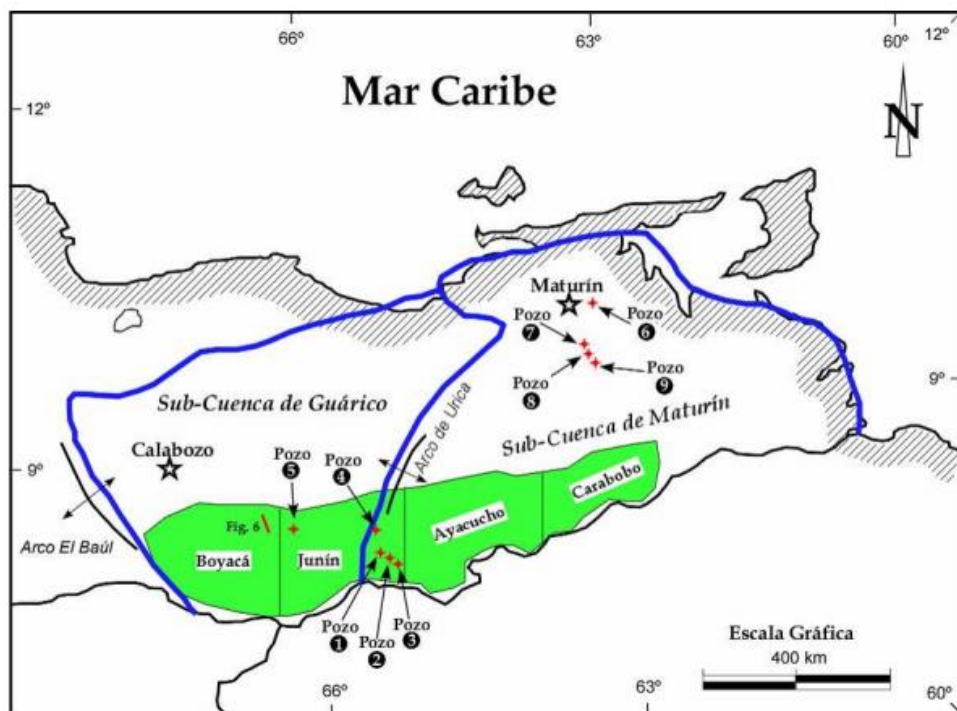


Figura 2.5 Ubicación de la Subcuenca de Maturín (Rojas, 2013)

2.7 Formaciones geológicas presentes en la Cuenca Oriental de Venezuela.

A continuación serán explicada de manera sintetizadas las diferentes formaciones presentes en la cuenca orientada de Venezuela, en la figura 2.6 se observa la columna estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela.

2.7.1 Formación Hato viejo.

La formación es de edad Paleozoico. Constituida principalmente por arenisca de grano fino a grueso, la arenisca contiene conglomerados y peñas de cuarcita a intervalos irregulares (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1970). La Formación Hato Viejo se extiende por el subsuelo desde la parte sur del estado Guárico hacia la zona suroccidental del estado Anzoátegui. Infrayace a la Formación Carrizal y suprayace discordantemente a las rocas precámbricas del Escudo de Guayana. Esta formación representa la base del Paleozoico, es equivalente a la Formación Mireles del Área de El Baúl.

2.7.2 Formación Carrizal.

La formación Carrizal data del Cámbrico Temprano, constituida por una secuencia de capas de limolitas y areniscas, parcialmente homogénea con intercalaciones locales de areniscas y conglomerados, las intercalaciones generalmente se encuentran en la base de la formación. La formación Carrizal se extiende desde la parte meridional de los estados Guárico y Anzoátegui, y probablemente hasta el sur de Monagas. Infrayace al Grupo Temblador, suprayace y equivale cronológicamente en su parte más antigua a la Formación Hato Viejo. Esta unidad se relaciona cronológicamente en su parte más antigua equivale a la Formación Hato Viejo (González de Juana *et al.* (1980).

2.7.3 Formación Ipire.

De edad Mesozoico (Jurásico Medio-Tardío), se encuentra en contacto con la Formación Zuata (Paleozoico Superior), infrayace con hiato y probable discordancia erosional a sedimentos cretácicos del Grupo Temblador (González de Juana *et al.* (1980). La Formación Ipire caracteriza por estar compuesta por secuencias irregulares de areniscas, arcosas, limolitas, lutitas y ocasionalmente intercalación conglomeráticas (González de Juana *et al.* (1980).

2.7.4 Grupo Temblador.

De edad Cretácica, se define como una secuencia variable, irregularmente estratificada, de areniscas y limolitas, glauconitas, areniscas gruesas friables y espesas, limolitas gris a gris verdoso y lutitas carbonosas y fosfáticas.

Se extiende desde el sur, centro y parte del norte de los estados, Monagas, Anzoátegui y Guárico. Se encuentra en contacto con la Formación Canoa y por debajo de la formación La Pascua o Merecure según la región de estudio (González de Juana, *et al.*, 1980).

2.7.5 Formación Canoa.

La formación Canoa data del Cretácico (Aptiense-Albiense), litológicamente cuenta con presencia de conglomerados de grano fino, areniscas, limolitas y arcilitas. En el subsuelo de Guárico, consta de lutitas y arcilitas irregularmente estratificadas (Patterson y Wilson, 1953). Kiser (1987) describió a la Formación Canoa en el área de Machete como predominantemente arenas fluviales masivas, no consolidadas. La formación Canoa se extiende de la región meridional, central y parte de la región septentrional de los estados Monagas, Anzoátegui y Guárico (Patterson y Wilson, 1953). El contacto inferior es marcadamente discordante sobre una superficie aparentemente peneplanada, constituida por rocas ígneas y metamórficas del basamento, o localmente con las formaciones Hato Viejo y Carrizal (Hedberg, *et al.*, 1947).

2.7.6 Formación La Pascua.

La Pascua data del periodo Terciario, Hedberg (1950) mencionó que las areniscas de La Pascua que infrayacen a la lutita de Roblecitos y que probablemente equivale al Grupo Merecure, Patterson y Wilson (1953) describieron a la formación como productor importante de hidrocarburos en los campos petroleros del área de Las Mercedes (estado Guárico).

2.7.7 Formación Roblecito.

Patterson y Wilson (1953), describen a la formación Roblecito como la continuación de la Formación La Pascua debido a que presentan contacto vertical y horizontal, litológicamente está compuesta por lutitas de una unidad marina con areniscas transgresivas de la Formación La Pascua.

La formación está presente sobre la mayor parte de la Cuenca Oriental de Venezuela y se deja de encontrar hacia el sur contra el Alto de Monasterios, prominencia del Arco del Baúl en el área de Machete. La formación Roblecito se solapa con la formaciones Chaguaramas y Naricual (González de Juana *et al.* (1980).

2.7.8 Formación Menecure.

Data del Terciario, compuesta en más del 50% por arenicas (Funkhouser *et al.*, 1948), se caracteriza por un conjunto mineralógico sencillo, aunque localmente el conjunto granate-cloritoide de la Formación Oficina se extiende a Merecure. La Formación Merecure se extiende desde la subcuenca de Maturín hasta los campos de Anaco. Ésta formación se presume que está en discordancia basal por encima del Grupo Temblador. Se presume que el tope y la base de la Formación Merecure, son más recientes hacia el sur (González de Juana *et al.* (1980).

2.7.9 Formación Chaguaramas.

Es de edad Terciario. Patterson y Wilson (1953) describen esta formación con una secuencia de arenisca-lutita-lignito. Isea (1987) y Kiser (1987) destacan la presencia de la Formación Chaguaramas, en las áreas de Zuata y Machete,(Faja Petrolífera del Orinoco). La Formación Chaguaramas suprayace sobre la Formación Roblecito y su porción superior ha sido erosionada, a excepción del extremo oriental, donde descansa por debajo de las lutitas de la Formación Freites

2.7.10 Formación Mesa.

La Formación Mesa es de edad Cuaternario, está compuesta de arenas de grano grueso y gravas, además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y lentes de limolitas. Se extiende por los llanos centro orientales de los estados Guárico, Anzoátegui y Monagas. Se encuentra en algunos afloramientos en los estados Sucre y Bolívar inmediatamente al sur del río Orinoco. Suprayace en contacto concordante y transicional a la Formación Las Piedras,

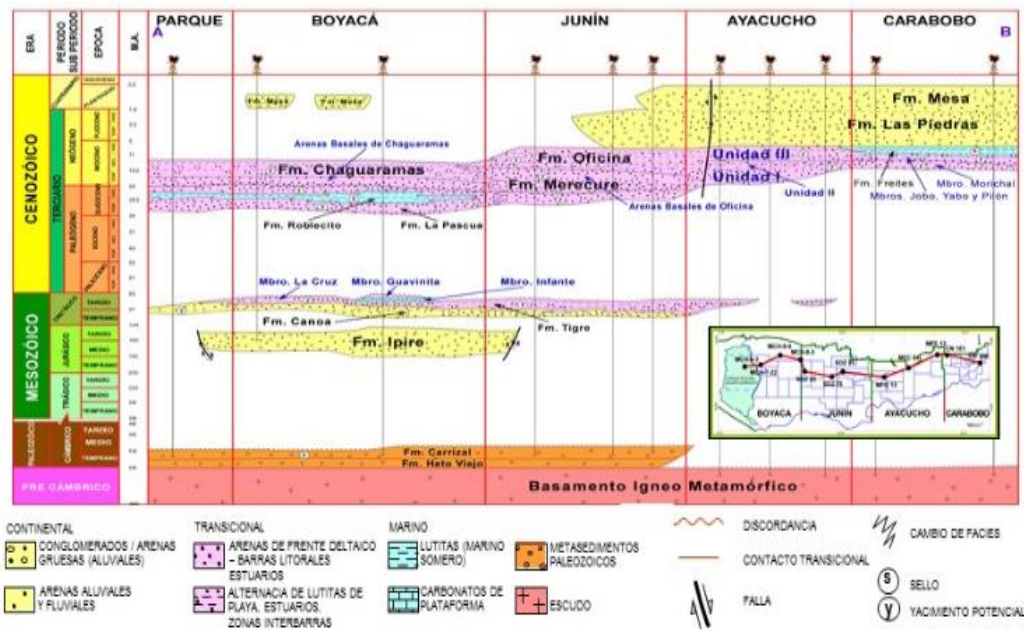


Figura 2.6 Columna estratigráfica Cuenca Oriental de Venezuela. (Tomado de PDVSA INTEVEP).

2.8 Graben de Espino.

El Graben de Espino se encuentra ubicado en el Oriente de Venezuela entre los estados Anzoátegui y Guárico, como se observa en la figura 2.7. Se encuentra por debajo del margen pasivo Cretácico-Paleógeno y como relleno antepaís de la Cuenca Oriental de Venezuela (Salazar, 2006). Es un elemento estructural de 80 km de ancho y aproximadamente 120 km de largo, con orientación N50E a N60E, representando una depresión en el basamento y limitado al norte por las fallas Machete, Ruiz-Sabán y Guama-sabán, estas fallas son normales con deslizamiento hacia el suroeste y hacia el sur se encuentra delimitada por la falla normal de Altamira que presenta deslizamiento hacia el NE (Salazar 2006; Abdeslem *et al.*, 2015). La figura 2.8 muestra las fallas presentes en el graben de espino mientras que la figura 2.9 ejemplifica una sección geológica del Grabe de Espino (tomado y modificado de Salazar (2006).).

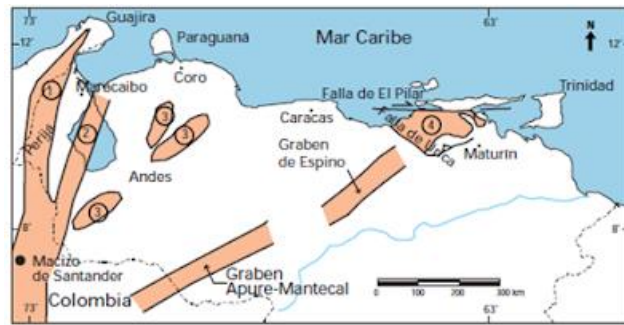


Figura 2.7. Ubicación del Graben de Espino (WEC, 1997).

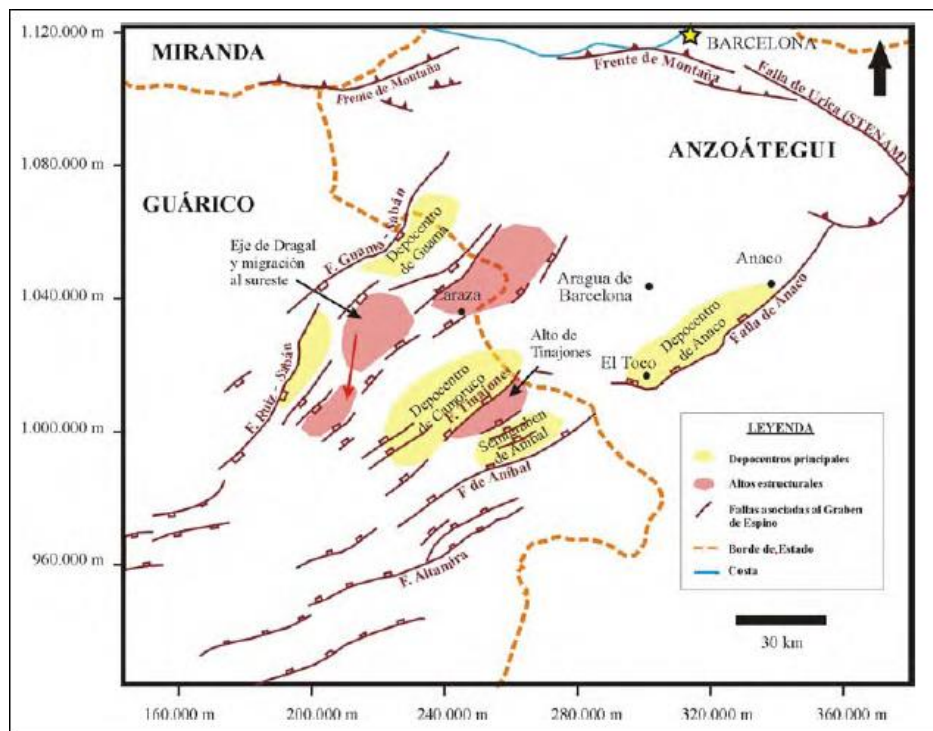


Figura 2.8. Mapa de las principales fallas del Graben de Espino (Salazar, 2006.).

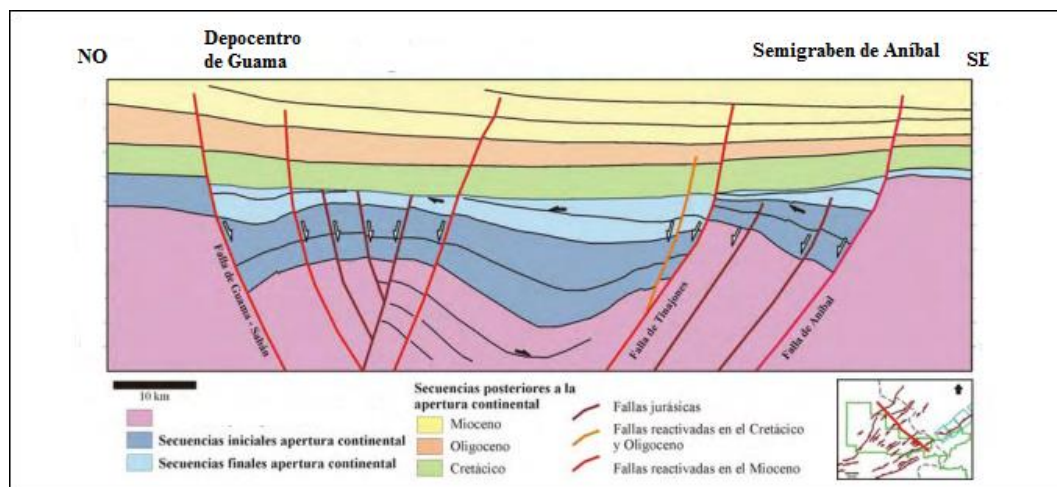


Figura 2.9. Sección Geológica del Graben de Espino partiendo de interpretación sísmica (tomado y modificado de Salazar (2006.))

2.9 Corrimiento Frontal de Guárico

El corrimiento frontal es el límite septentrional noreste de la Cuenca Oriental de Venezuela. Se localiza en el piedemonte del estado Cojedes, Guárico y la parte noroeste de Anzoátegui (González de Juana et al., 1980) estima que este corrimiento presenta una longitud aproximada de 400 km y un ancho de 7 km. La línea de este corrimiento se ve afectada por las fallas transcurrente dextral en dirección NE-SE (González de Juana et al., 1980.).

2.10 Basamento.

El basamento de la Cuenca Oriental de Venezuela y la Cuenca Barinas-Apure está compuesto de rocas meta-ígneas y meta-sedimentarias cuyas facies metamórficas varían (Feo-Codecido, 1984; Porras, 2003). Se caracteriza por la presencia de dos clases de basamentos, las cuales son de edades precámbricas y paleozoicas. El basamento de edad precámbrica se extiende hacia el Este donde se localiza la Subcuenca de Maturín. En la Subcuenca de Guárico hay presencia de basamento tanto de edad precámbrica como paleozoica. El basamento en la Cuenca Oriental de Venezuela ha sido descrito a lo largo del tiempo como una extensión de las rocas Precámbricas del Escudo de Guayana que preserva rocas sedimentarias de las Formaciones Hato Viejo y Carrizal (Renz *et al.*, 1958). El basamento en el subsuelo buza suavemente en dirección NE, hasta profundizarse por debajo de la Serranía del Interior, Gonzales de Juana *et al.* (1980) postulan que el basamento posee discontinuidades e irregularidades que representan escarpes de fallas de un paleorelieve.

El Bloque Piarra conforma parte del basamento Precámbrico levantado ocupando gran parte de los estados Anzoátegui y Monagas, que se encuentra limitado por la Falla de Trico al occidente, Munro y Smith (1984) determinaron que dicho bloque es cortado al por la Falla de Úrica. FeoCodecido *et al.* (1984) confirmaron la edad Precámbrica en los pozos Hamacca-2X y CN. En la figura 2.10 se muestra el mapa generalizado de las rocas que conforman el basamento cristalino de la Cuenca Oriental de Venezuela

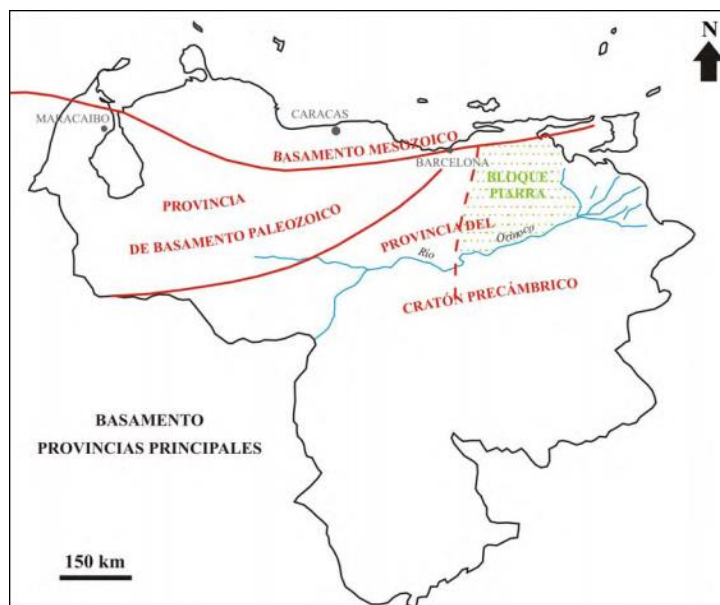


Figura 2.10. Edad del basamento (tomado de Smith, 1980.).

2.11 Escudo de Guayana

El Escudo de Guayana, es un terreno de origen autóctono, que representa la sección norte del cratón amazónico (Mendoza, 2005). Dicho escudo se encuentra ubicado al norte de la cuenca amazónica, es una de las superficies precámbricas de Gondwana occidental, que se extiende desde el norte de Brasil, parte suroriental de Colombia, y el sureste de Venezuela, incluyendo a Guayana Francesa, Surinam y Guayana (figura 2.10).

Mendoza (2005), habla de su historia geológica dividiéndola en cuatro eventos tectotermiales ocurridos a lo largo del tiempo, los cuales se catalogan como: a) Orogénesis Guriense, b) pre-Transamazónica, c) Transamazónica, d) Orinoquense, las cuales se encuentran distribuidas a lo largo de toda la geografía de la Guayana venezolana. El escudo de Guayana se divide en cuatro provincias geológicas conocidas como: Imataca, Cuchivero, Pastora y Roraima (figura 2.11).

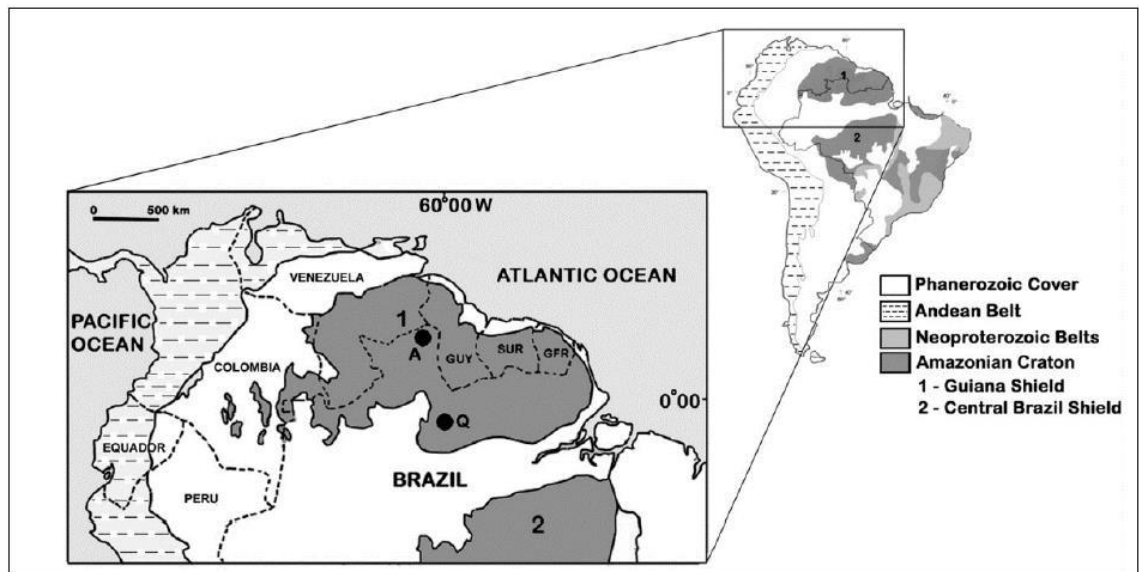


Figura 2.11. Ubicación del Escudo de Guayana (Tomado de Rosa-Costa *et al.*, 2006).

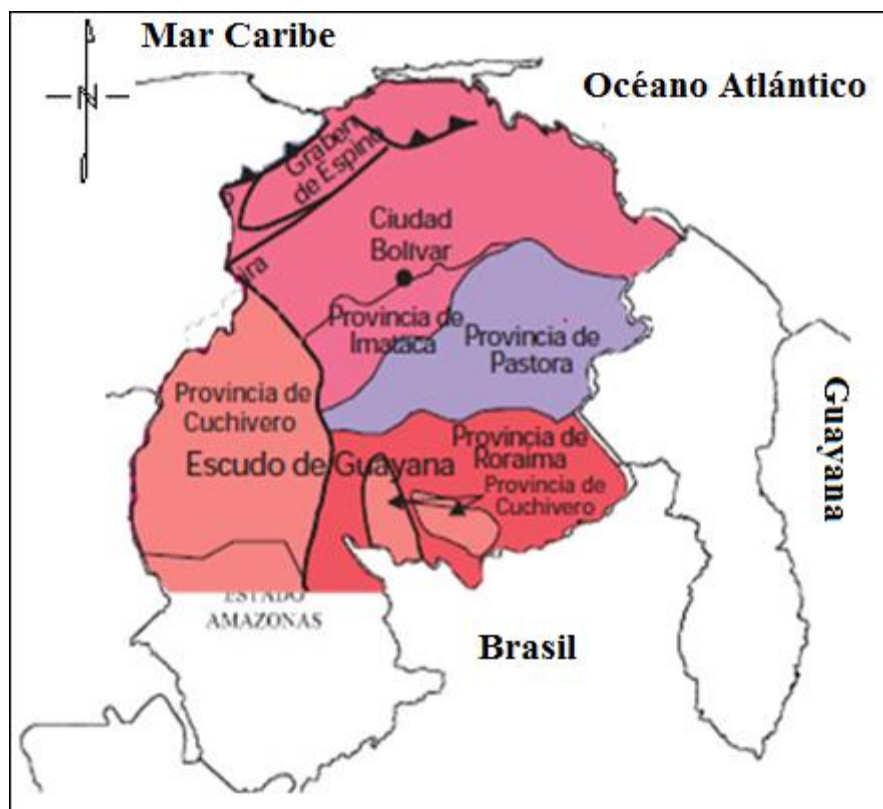


Figura 2.12 Provincias del Escudo de Guayana.

2.12 Rasgos Estructurales en las cercanías del cetro oriental de Venezuela.

2.12.1 Arco El Baúl.

También conocido como macizo del Baúl, ubicado en la zona central al norte de Venezuela, al noroeste del Escudo de Guayana y a 60 km de la población El Pao en el estado Cojedes (figura 2.13).

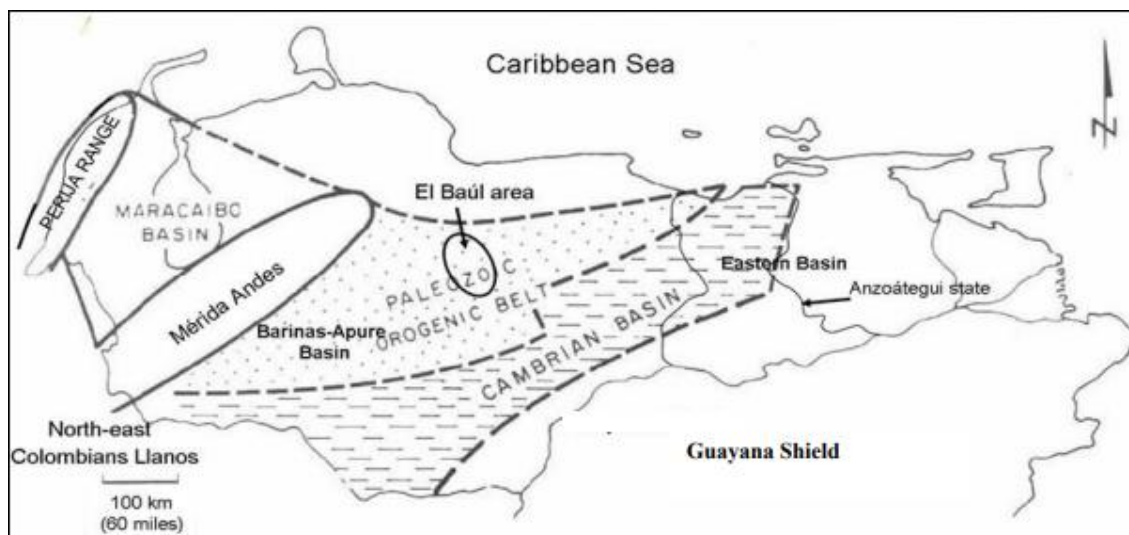


Figura 2.13 Ubicación del Arco de EL Baúl (Tomado de FeoCodecido 1984)

Viscarret *et al.* (2012) establecen que el área corresponde a una zona montañosa con topografía escarpadas, donde las elevaciones presentan una orientación preferencial en dirección NW-SE con un máximo de altura de 512 m y cubriendo aproximadamente 720 km².

Durante el Triásico – Jurásico el área de El Baúl evidencia haber sido un centro de vulcanismo basado en lo encontrado en el Grupo Guacamayas, que sugiere un relieve de orientación desconocida. Además isópacos del Cretáceo sugieren un adelgazamiento en el área de El Baúl, lo que indica una elevación estructural del arco durante el Aptiense-Albiense (Don Kiser y Bass, 1985)

Durante el Jurásico se produce la separación de Norteamérica y Suramérica, seguidamente ocurre una subsidencia durante el Cretácico en la cual Don Kiser y Bass (1985) señalan que ocurre un levantamiento. Los isópacos de las formaciones La Pascua y Roblecito corresponden a un ambiente marino lo que comprueba la transgresión marina del Eoceno Superior-Oligoceno, cubriendo el área del Baúl. El ciclo sedimentario del Terciario Joven, inició su fase regresiva a principios del Mioceno, lo

que formó las arenicas y arcillas de la Formacion Chaguarama. (Don Kiser y Bass, 1985; Viscarret *et al*, 2012).

La evolución posterior al Mioceno Medio es de carácter de estudio causado por la falta de evidencias de sedimentos de edad Mioceno Superior, donde probablemente el arco se empezó a levantar de nuevo, siendo este evento contemporáneo con la fase regresiva de la Formación Chaguaramas durante el Mioceno Inferior y por ajustes tectónicos regionales, alcanzó su configuración actual (Don Kiser y Bass, 1985).

2.12.2 Fallas y corrimientos.

2.12.2.1 Falla de Úrica.

La Falla de Úrica es un lineamiento transcurrente que se encuentra entre los estados Anzoátegui y Monagas con dirección NE hasta a la población Úrica. Es una extensión de 107 Km, aproximadamente. Rod (1956) considera esta falla como el límite meridional del Bloque de Paria y del flanco sur de la Subcuenca de Maturín.

2.12.2.2 Falla de El Pilar.

Forma parte del gran sistema de fallas transcurrentes dextral del norte de Venezuela y permiten el movimiento entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana. Audemard *et al.*, (2006) establecen que la falla se extiende en dirección este-oeste unos 350 Km, entre la Fosa de Cariaco (oeste) hasta el Golfo de Paria (este), donde predominantemente es una falla submarina, pero posee un tramo superficial en el estado Sucre que separa el Golfo de Paria del de Cariaco.

2.12.2.3 Corrimiento de Pirital.

Ubicada al sur de la falla de Úrica con rumbo noreste, se encuentra en la zona norte del estado Monagas y con una longitud de aproximadamente 100 km. Según Hung (1997) este corrimiento es responsable de múltiples deformaciones y representa dos niveles de despegue; El primero involucra despegues intra-cretácicos a terciarios y el segundo a profundidades pre-cretácicas a estructuras más viejo.

CAPITULO 3

MARCO TEÓRICO

Los métodos gravimétricos y magnéticos conocidos como métodos potenciales, son utilizados para obtener información en detalle de la distribución de los cuerpos en subsuelo. Éstos se basan en los cambios laterales de los valores de densidades y las propiedades magnéticas que fueron otorgados a las rocas durante su orogénesis. Los métodos potenciales tienen la capacidad de caracterizar de forma rápida las condiciones del subsuelo sin ocasionar daños en superficies ni perturbar el medio. Uno de los beneficios más importante de los métodos gravimétricos y magnéticos es que son métodos de bajo costo y en los cuales hay poco riesgo para los operadores de los instrumentos.

3.1 Ley de Gravitación Universal

La Ley de Gravitación Universal enuncia en que toda partícula en el universo atrae a cualquier otra con una fuerza que es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellas (Serway, 1988). La Ley De Gravitación Universal es expresada por la ecuación (1):

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

Donde G = Constante de gravitación universal y su valor es de $G=6.674 \times 10^{-11}$ (N*m²)/kg². m_1 y m_2 son las masas que interactúan y r^2 es la distancia que separan los cuerpos al cuadrado

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 el resultado del producto entre la masa y la aceleración (Keary *et al.*, 2002), se puede deducir a partir de la ecuación (1) que la aceleración de gravedad en cualquier punto en la superficie de la Tierra viene dada por la ecuación (2)

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

Donde R_T^2 y M_T son el radio y masa de la Tierra.

La unidad de aceleración en el sistema internacional viene expresada en m/s^2 , pero para estudios geofísicos esta unidad no es práctica. Por lo cual se hace uso del sistema c.g.s donde la unidad de la aceleración es cm/s^2 , conocida también como *Gal* en honor a Galileo Galilei.

Los pequeños cambios en la aceleración de la gravedad que son originadas a partir de estructuras geológicas, son medidos en miligal (*mGal*), el cual tiene una equivalencia de $1 \times 10^{-5} \text{m/s}^2$ en el sistema internacional (Lowrie, 2007).

3.3 Campo Gravitatorio Terrestre

Milson (2003) explica que el campo gravitatorio terrestre es casi el mismo que el de una esfera, pero con un leve incremento del valor de la gravedad en dirección de los polos. La diferencia del campo gravitatorio en el Ecuador con respecto al de los polos es de 5%, lo que equivale a 5000 mGals. La gravedad teórica terrestre puede ser determinada a partir de la ecuación (3).

$$G_{teo} = 978031.85 + 51629.27 \sin\lambda^2 + 229.5 \sin\lambda^4 \text{ g.u} \quad (3)$$

A partir del desarrollo de nuevos modelos de elevación y de geoides, la fórmula de la gravedad teórica de la Tierra fue mejorada y para el año 1980 la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica la modificó a la siguiente ecuación (4).

$$G_{teo} = 978032.71 + 0.0053024 \sin\lambda^2 + 0.0000058 \sin\lambda^4 \text{ mGal} \quad (4)$$

La magnitud de la gravedad medida sobre un punto de la tierra depende de 5 factores (Telford *et al.*, 1990):

1. Latitud.
2. Elevación.
3. Topografía.
4. Marea terrestre.
5. Densidad del subsuelo.

3.4 Geoide.

La Tierra no es totalmente esférica, por lo que se ha terminado una forma descrita por medio de una superficie equipotencial coincide en algunas zonas con la

superficie del mar, en la que la dirección de la gravedad es perpendicular en cualquier punto, llamada geoide (Sheriff, 1997), como se muestra en la figura 3.1.

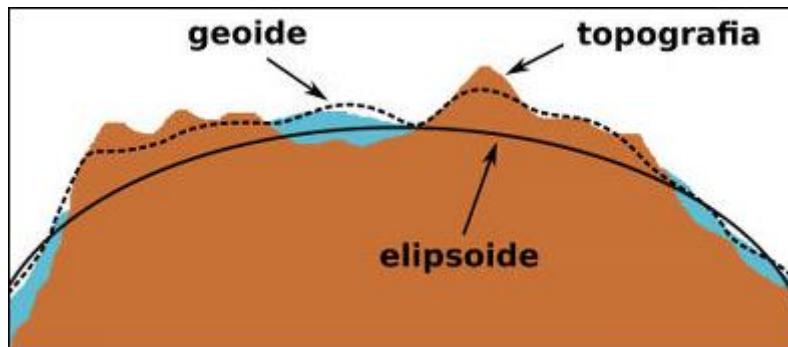


Figura 3.1 Diferencia entre las superficies de elipsoide, geoide y topografía

El geoide es una superficie tridimensional en cuyos puntos la atracción gravitatoria es constante. El geoide es una superficie equipotencial que se resulta de suponer los océanos en estado de reposo y a un nivel medio y prolongar esta superficie por debajo de la superficie terrestre como se observa en la figura 3.2 (Lowrie, 2007).

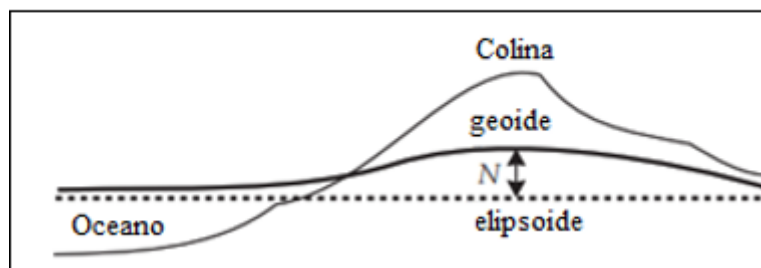


Figura 3.2. Altura Elipsoidal (h) y ortométrica (H) respecto a la forma de la tierra.

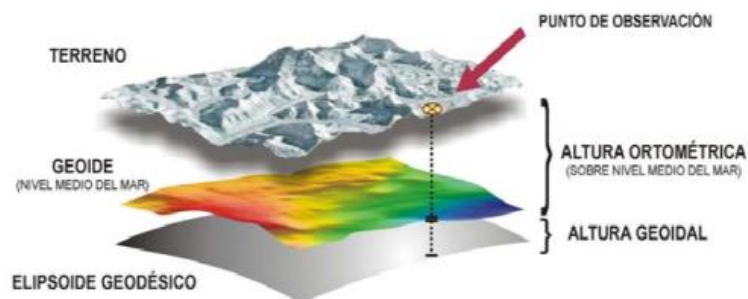


Figura 3.3. Relación entre superficies de referencia y la superficie terrestre.

Basado en lo anterior, el radio de la Tierra no es constante, por lo que el valor de la gravedad (g) varía con la latitud, de acuerdo con la fórmula internacional de la gravedad adoptada por la Unión internacional de Geodesia y Geofísica en el año 1980.

El valor g_o a nivel del mar varía con la latitud (λ), tal como se expresa en la ecuación (5).

$$g = 9.780327(1 + 0.0053024\text{sen}^2\lambda - 0.0000058\text{sen}^22\lambda) \quad (5)$$

3.5 Métodos Geopotenciales.

A partir de la segunda Guerra Mundial el desarrollo hacia la fotogrametría, la interpretación fotográfica y la geodesia, contribuyo al avance tecnológico y al desarrollo de misiones satelitales para obtener valores gravimétricos y magnéticos de manera digital. Actualmente orbitan aproximadamente 380 satélites alrededor de la Tierra, con una altura que varía entre 100 a 1000 km sobre la superficie de la Tierra (Pavlis *et al.*, 2008). Entre los modelos gravimétricos desarrollados a partir de las misionese satelitales se encuentra el modelo EGM2008 desarrollado por la Agencia de Inteligencia Geoespacial (NGA) con sede en los estados unidos, busca generar un modelo geopotencial global. El modelo EGM2008 utiliza topografía con alto detalle e información gravitacional delos satélites gemelos GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) el que fue lanzado en el año 2002 (Martin (2005), Pavlis *et al.*, (2008)).

3.6 Correcciones Gravimétricas

Los datos gravímetros son influenciados por efectos naturales terrestres, los cuales deben ser sustraídos para mantener la calidad de los datos que son adquiridos. Motivado a lo anterior estos efectos son eliminados por medio de las correcciones gravimétricas. Entre las correcciones gravimétricas se encuentra:

- **Corrección topográfica.**

La corrección topográfica permite eliminar el efecto causado por las irregularidades del terreno, que están cercanos y lejanos a la estación de medición, toma en consideración las montañas y los valles que la lámina “infinita” de Bouguer no considero de forma parcial. Esta corrección necesita información detallada de las características topográficas de la zona, ya sea mapas con curvas de nivel o modelos digitales de elevación que permitan determinar el relieve que rodea cada punto de medición. Para llevar a cabo esta corrección se necesita de un software especial que permitan programar los algoritmos necesarios.

Para el cálculo de la Anomalía de Bouguer, la corrección topográfica siempre se suma, debido a que las zonas de relieves altos contienen mayor masa, lo que disminuye la gravedad medida en las estaciones y las zonas de bajo relieve registran baja fuerza de atracción por la falta de masa (Ramírez, 2014).

- **Corrección de Bouguer.**

Toma en cuenta el material entre un nivel de referencia y la estación medida, aproximando todas las masas arriba o abajo del plano de referencia a una capa homogénea de extensión lateral infinita y de espesor igual a la altura “ h ”. Esto quiere decir que se calcula hallando el efecto gravitatorio del terreno comprendido entre el nivel de la estación (plano de la cota “ h ”) y el nivel de referencia.

Se ha demostrado que al sustituir la aproximación a una lámina horizontal por un casco esférico se obtiene un mejores resultados, debido a que así se toma en cuenta el truncamiento convencional de la corteza a los 166,7 km, para esta corrección la densidad juega un papel importante y dependerá del tipo de material que componga el casco esférico, sin embargo, en estudios que implican áreas regionales y continentales, la densidad media que se utiliza, es en promedio de 2.67 g/cm^3 para tierra sólida (Silva, 2015). La corrección de Bouguer es calculada mediante la ecuación (6).

$$\delta g_{bc} = 2\pi G \rho (1 + \mu) h - \lambda R \text{ [mGal]} \quad (6)$$

Donde λ y μ son coeficiente adimensionales definidos por (LaFehr., 1991), G es la constante gravitacional de la tierra, ρ es la densidad del material, h es la altura elipsoidal y R en radio de la tierra ($R_0 + h$).

- **Corrección de Aire Libre**

Corresponde a la diferencia entre el valor de gravedad observada y el valor teórico de gravedad medido con respecto a una superficie de referencia (elipsoide, geoide) mediante la aplicación de esta corrección se elimina el efecto del gradiente de gravedad, el cual es inversamente proporcional a la altura y disminuye linealmente, suponiendo un modelo de tierra esférica, donde la gravedad teórica en el nivel de referencia se basa originalmente en la Ley de Newton. (Silva, 2015).

La ecuación (7) muestra la fórmula de primer orden donde h está en metros, mientras que la ecuación (8) expresa la fórmula de segundo orden donde φ es la latitud, (Hinzen et al., 2005).

$$C_{al}=0,3086 \times h \text{ [mGal]} \quad (7)$$

$$C_{al}=-(0.3087691-0.0004398 \sin 2\varphi)h+7,2125 \times 10^{-8} h^2 \quad (8)$$

3.7 Anomalías Gravimétricas

Una anomalía se define como la diferencia entre el valor observado de la gravedad en un punto y el valor teórico de la gravedad en el mismo punto definido por la IGF y después de haber aplicado los factores de corrección aparte de las variaciones de la densidad de la Tierra (Smith, 1975).

- **Anomalía de Bouguer**

Esta anomalía considera la atracción causada por la placa de Bouguer, se define por la aplicación de todas las correcciones especiales y temporales a la gravedad observada y es adecuada para ser utilizada en mediciones realizadas sobre la superficie (Telford et al., 2004).

Silva (2015) establece que la anomalía de Bouguer es la diferencia entre la gravedad observada y la teórica en un punto de la Tierra que se debe puramente a variaciones laterales de la densidad del subsuelo. Mediante la ecuación (9) se realiza el cálculo de la anomalía de Bouguer y es expresada en mGals.

$$AB= G_{obs}+ \delta g_{atm}+ \delta g_h- \delta g_{bc}+C_t- G_t \quad (9)$$

Es importante destacar que tanto la Anomalía de Bouguer como la Anomalía de Aire Libre están definidas a nivel del punto de medición. El haber aplicado la corrección no lleva las anomalías al datum, simplemente corrige por todo aquello que se encuentra sobre él.

3.8 Deconvolución de Euler

La ecuación de homogeneidad de Euler, es un método de inversión geopotencial el cual relaciona un campo y las componentes de sus gradientes con la localización de la fuente, el grado de homogeneidad es expresado por el valor del índice estructural. Los

índices estructurales (SI), corresponde a una medida en proporción de cambio con la distancia de un campo potencial, donde X , Y , Z corresponden a la ubicación de la medición, “ f ” a valor del campo potencial, “ N ” es el índice estructural y “ B ” es el valor regional del campo total. La ecuación (10) propuesta por Thompson (1982) es utilizada para dar un valor numérico a la deconvolución de Euler y la tabla 3.1, muestra los diferentes valores para el índice estructural

$$(X - X_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (Y - Y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (Z - Z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = -N(f - B) \quad (10)$$

3.9 Deconvolución de Werner

Propuesta por Werner en 1953, es una técnica utilizada para interpretaciones preliminares para cuerpos aislados. Esta técnica está basada en la hipótesis de que la fuente es un cuerpo delgado vertical en forma de dique, aunque puede ser utilizado para otro tipo de estructuras asumiendo que está compuesta por diques de diferentes tamaños. La ecuación (11) permite el cálculo de dicha deconvolución, en donde las anomalías y las distancias entre los puntos de observación son acomodadas a una ecuación lineal.

Asumiendo inicialmente que para un análisis del campo se utilizan cuerpos delgados laminares, donde la anomalía es igual al gradiente horizontal de la anomalía del campo total sobre un lamina semi infinita. Sudhakar *et al.* (2004) menciona que esta técnica ofrece resultados más cercanos a la realidad geológica.

La expresión semi-empírica desarrollada por Werner (Introcaso *et al.*, 2008) es:

$$T(x) = \frac{A(x+x_0)+Bz}{(x-x_0)^2+z^2} \quad (11)$$

- $T(x)$: valor de la derivada o valor total del campo.
- A, B : es la combinación de coeficientes de constantes, magnetización y buzamiento.
- X_0 : localización de la fuente.
- Z : profundidad tope del dique

Tabla 3.1 Tipo de fuente y valor de Índice Estructural (GEOSOFT INC., 2013).

Tipo de Fuente	Número de dimensiones	N de gravimetría	N de magnetometría
Esfera	0	2	3
Cilindro Vertical (pipe)	1 (Z)	1	2
Cilindro horizontal	1 (x-y)	1	2
Dique (sheet)	2 (z & x-y)	0	1
Sill	2 (x & y)	0	1
Contacto	3 (x, y, & z)	-1	0

3.10 Campo Geomagnético

El campo magnético de los cuerpos geológicos que se encuentran presentes en la corteza terrestre corresponde a un campo superpuesto por el campo magnético principal de la tierra. Este campo es el resultado del dinamismo presente en el interior del planeta por las corrientes eléctricas que circulan por el núcleo líquido de características ferrosas, el cual para su entendimiento funciona como un gran dipolo en el centro de la tierra, el eje está inclinado respecto al eje de rotación de la tierra aproximadamente 11.5 (Milson, 2003). En cualquier punto de la superficie de la Tierra, en un sistema de referencias XYZ, en donde X señala el norte geográfico, F denota la intensidad del campo magnético y la proyección en el plano XY bajo la nomenclatura H , señala el polo norte magnético, D es el ángulo resultante entre la dirección H y el norte geográfico se le conoce como declinación magnética, el cual es positivo hacia el este y negativo al oeste, I es el ángulo de inclinación que se forma entre el ángulo F y la horizontal I (figura 3.4).

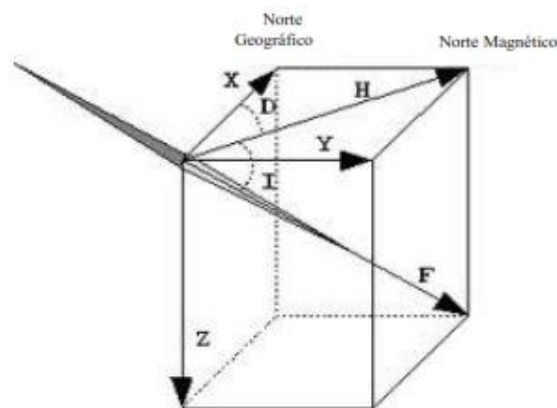


Figura 3.4 Componentes del campo magnético de la Tierra en el sistema de referencias geográfico (González, 2006).

Telford et al. (1990) menciona que, el mismo está compuesto en tres partes:

1. El campo principal, cuyo origen es interno y sus variaciones ocurren lentamente.
2. Un campo externo y más pequeño, que varía muy rápidamente y que se genera fuera de la Tierra por interacción entre el campo terrestre y el viento solar.
3. Variaciones espaciales del campo principal, usualmente pequeñas, y que son causadas por cambios litológicos en la corteza terrestre.

En la figura 3.5 se observa una sección esquemática de la magnetosfera

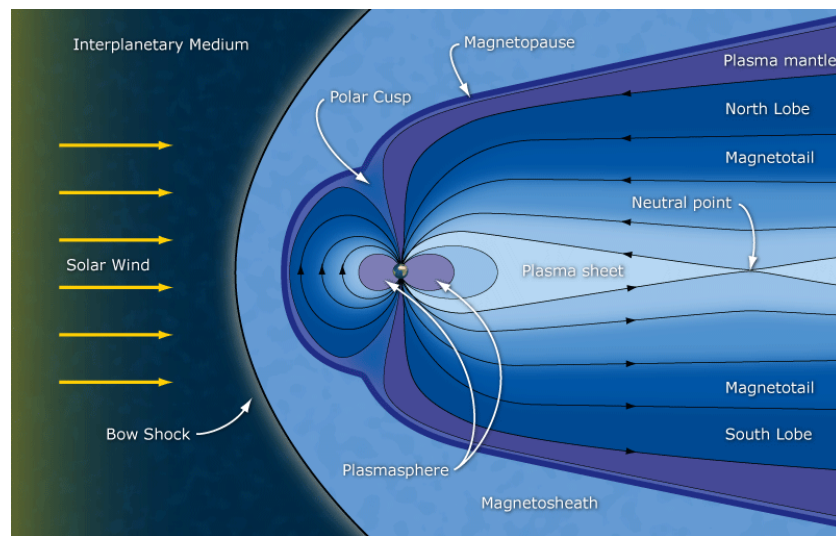


Figura 3.5 Sección esquemática de la magnetosfera (ESA, 2007).

El valor del campo magnético terrestre puede ser calculado para cualquier punto siempre y cuando se conozca el valor de la intensidad, la inclinación y la declinación en dicho punto (Udías y Mezcua, 1997).

Las unidades para expresar el valor de la intensidad del Campo Magnético suele expresarse en nanotesla “nT” (1×10^{-9} tesla) el cual es equivalente al gamma “ γ ”. El valor de la intensidad es menor en el ecuador y se hace mayor hacia los polos magnéticos, dicho se encuentra entre los 23000 a 66000 nT. La intensidad no es constante en el tiempo por lo que presenta variaciones temporales, entre las cuales Maus *et al.* (2010) destaca:

- Variaciones seculares con valores máximos de 150 al año.
- Variaciones periódicas, alcanzando en algunas ocasiones los 100 nT.
- Variaciones no periódicas, las cuales pueden originarse por tormentas magnéticas, con fluctuaciones hasta 1500 nT.

- Pulsaciones magnéticas o variaciones de periodo muy corto y pequeña amplitud variando de 1 a 100 nT.

3.11 Susceptibilidad magnética.

Es el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo, si sometemos a una sustancia a un campo magnético (H), esta se magnetiza. La susceptibilidad magnética es calculada mediante la ecuación (12), donde k es la susceptibilidad la cual es adimensional

$$J = k \times H \quad (12)$$

3.12 Propiedades magnéticas de los materiales:

El comportamiento magnético está determinado por la interacción entre los dipolos magnéticos, estos dipolos vienen dado por la configuración del material (Cantos, 1987), a continuación se presenta la clasificación de las propiedades magnéticas

- **Diamagnéticos.**

Son débilmente repelidos por las zonas de campo magnético elevado, cuando se someten a un campo los dipolos se orientan produciendo campo magnético negativo contrarios al campo aplicado y la susceptibilidad magnética en estos materiales es pequeña (figura 3.6). El cuarzo, grafito, mármol y la sal son de propiedades diamagnéticas

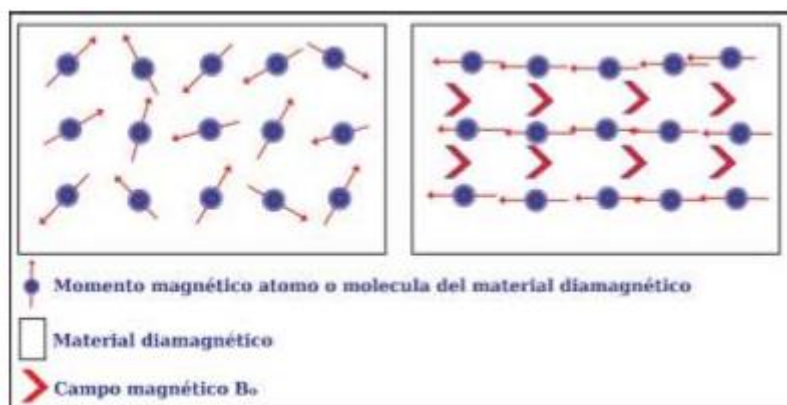


Figura 3.6.Comportamiento material diamagnético (tomado de Castillo 2017)

- **Paramagnéticos.**

Débilmente atraídos por las zonas de campo magnético intenso, los momentos dipolares se orienta en dirección al campo tienen permeabilidades aproximadas y la susceptibilidad magnética es pequeña pero positiva (figura 3.7).

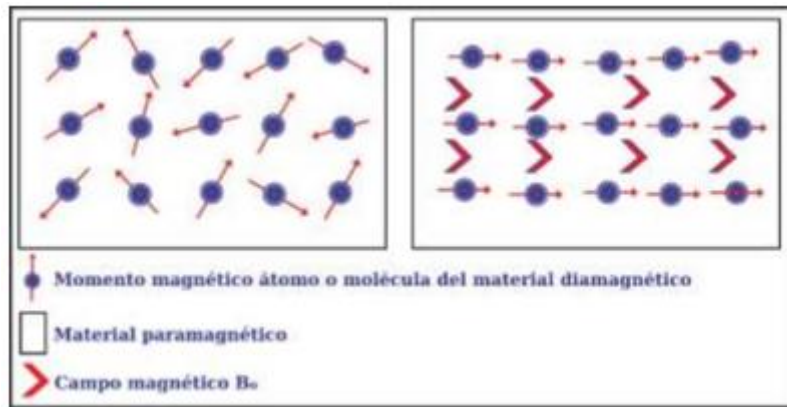


Figura 3.7 Comportamiento material paramagnético (tomado de Castillo 2017).

- **Ferromagnéticos**

Se caracterizan por ser siempre metálicos, su intenso magnetismo no es debido a los dipolos. Este tipo de magnetismo puede ser eliminado. Los materiales ferromagnéticos son el hierro, el cobalto y el níquel. Dentro de ellas la interacción magnética es fuerte, tanto que se forman alineaciones de gran tamaño en los momentos magnéticos en los espines de los átomos (figura 3.8). El ferromagnetismo disminuye con el aumento de la temperatura hasta alcanzar la temperatura de Curie (Telford *et al.*, 1990).

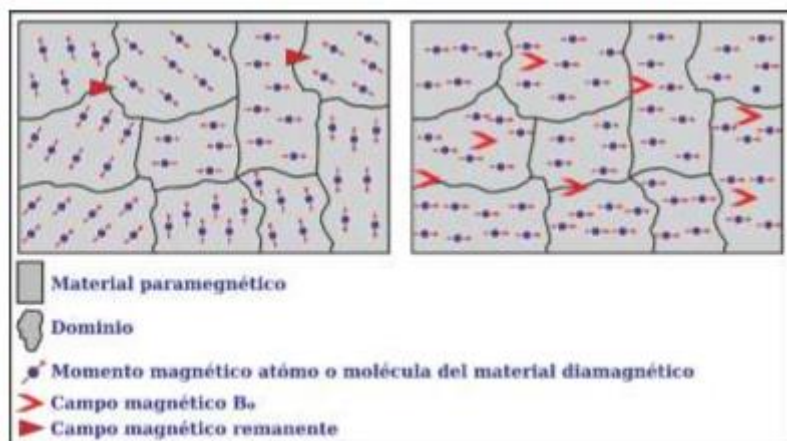


Figura 3.8. Comportamiento material ferromagnéticos (tomado de Castillo 2017)

3.13 Modelos magnéticos terrestres.

Las anomalías magnéticas son de amplio uso en la geociencias y en especial en la exploración de recurso. Actualmente existen modelos mundiales de anomalías magnéticas como la desarrollada por el Centro Nacional de Datos Geofísicos o conocido por sus siglas en inglés como NGDC, la cual contó con el apoyo de la N.A.S.A. para elaborar el modelo “Earth Magnetic Anomaly Grid” (EMAG2), que es un modelo que reúne información de distintas campañas de adquisición contando con datos de origen satelital, marina y aérea, tomando en consideración el uso de dato sintético en zonas donde no contaban con información (Maus *et al.*, 2009).

Posteriormente Maus *et al.*,(2010) señala que el Modelo Magnético Mundial “WMM” desarrollado por la NOAA, es un mejor modelo para trabajos de la geociencias, el cual es de grado y orden 12 con formato fijo, cuenta con soporte garantizado. El modelo más reciente salió en el año 2015, el cual estará vigente hasta el año 2020 y los resultados para este modelo fueron obtenidos utilizando el satélite CHAMP.

CAPÍTULO 4

MARCO METODOLÓGICO

Para cumplir con los objetivos planteados, se desarrolló una metodología de trabajo, la cual consistió en la recolección, procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos satelitales; así como, el empleo de datos de pozo para la calibración de las profundidades estimadas. La secuencia utilizada fue la siguiente:

1. Recopilación de la información: la fase inicial consistió en la búsqueda de estudios previos, como antecedentes, referencias bibliográficas, descarga de datos gravimétricos y magnéticos de origen satelital y obtención de una base de datos con información de pozos cercanos al área de estudio (Figura 4.1).

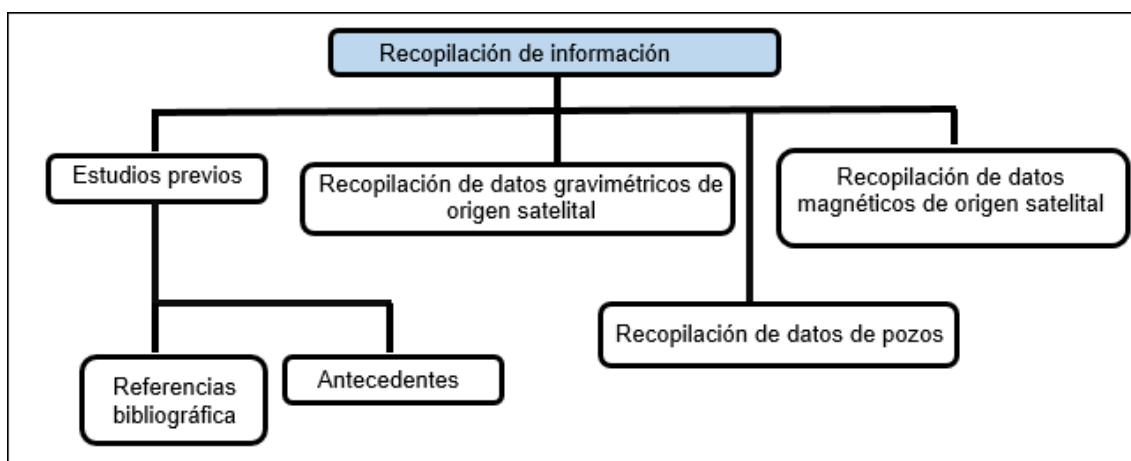


Figura 4.1. Recopilación de información

2. Procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos: se realizó una serie de pasos para obtener las anomalías respectivas las cuales permitieron realizar la estimación de la profundidad de basamento (Figura 4.2)

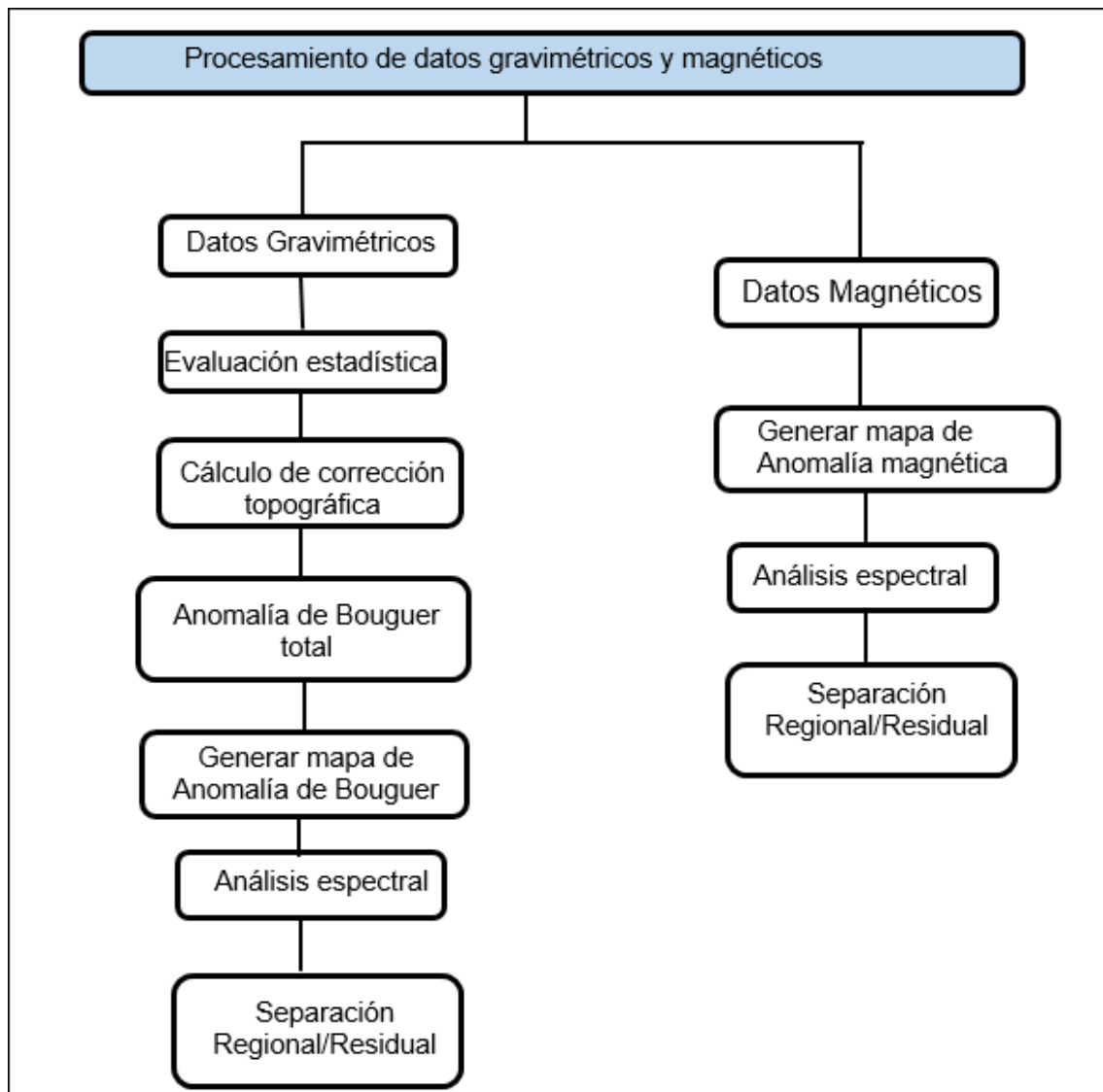


Figura 4.2. Procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos

3. Interpretación de la información: una vez calculadas las anomalías y obtenido los resultados necesarios, se realizó la interpretación de la información como es descrita la figura 4.3.

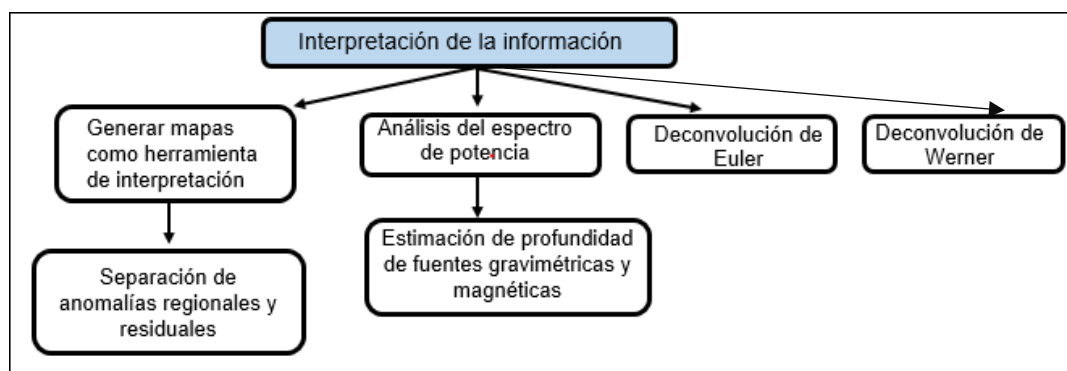


Figura 4.3 Interpretación de la información

4.1 Datos

Los datos gravimétricos utilizados para este Trabajo Especial de Grado se obtuvieron del sitio web del Centro Internacional de Modelos Globales de la Tierra (ICGEM), el cual es uno de los cinco servicios coordinados por el Servicio Internacional de Campo de Gravedad (IGFS) de la Asociación Internacional de Geodesia (IAG).

La Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA) cuenta con información magnética en el Modelo Magnético Mundial (WMM) el cual fue actualizado por última vez en el año 2015, siendo estos datos validos hasta el año 2020.

4.1.1 Revisión de datos gravimétricos

- Del modelo de larga data EGM2008, se obtuvo la anomalía de Bouguer simple, la cual utiliza una densidad promedio de $2,67 \text{ g/cm}^3$ y una altura referencial con respecto al geoide de 0 m. Adicionalmente se seleccionó la opción para corregir el efecto ocasionado por las mareas y con una distancia entre puntos de 100 m lo que equivale a 0.001° , siendo la resolución máxima.

4.1.2 Revisión de datos magnéticos

- Los datos magnéticos se obtuvieron del modelo WMM2015, donde adicionalmente se realizó el cálculo del IGRF.
- Se realizó un análisis estadístico para observar el comportamiento de los datos y determinar si hay presencia de valores anómalos o fuera del rango esperado.

4.1.3 Consideraciones para datos gravimétricos y magnéticos

Para evitar efectos de bordes durante el procesamiento de los datos en *grids*, se amplió la ventana de trabajo, quedando definida por las siguientes ubicaciones:

- Longitud: -67° a -64° W
- Latitud: $7,5^\circ$ a $10,5^\circ$ N

El procesamiento de datos gravimétricos y magnéticos se realizó en el programa Oasis Montaj v. 7.0.1 (Geosoft Inc, 2007).

4.2 Corrección topográfica.

La corrección topográfica fue calculada mediante el empleo del Software *Geosoft* en su versión 6.4.2. Para ello, fue necesario definir la topografía “local” y la topografía “regional”, y a partir de éstos se elaboraron dos modelos digitales de elevación (D.E.M), donde el modelo local es 0.5° más grande que la ventana original y el modelo regional es 1° más amplio que la ventana inicial. Los valores de la topografía fueron descargados del Centro Internacional de Modelos Globales de la Tierra (ICGEM), la base de datos corresponde al modelo digital de elevación “ETOPO1-2250”,

El valor de cada punto obtenido en la corrección topográfica es necesario para realizar el cálculo de la anomalía de Bouguer, los cuales son adicionados al valor de anomalía de Bouguer simple obteniendo como resultado la anomalía de Bouguer completa.

La figura 4.4 corresponde a la Anomalía de Bouguer completa y la figura 4.5 es la respuesta de la Anomalía Magnética.

4.3 Análisis estadístico

El análisis estadístico se calculó con el programa estadístico Minitab Statitcal Software 17, que permite realizar un análisis estadístico descriptivo, obtener histogramas de frecuencias y diagrama de cajas de un volumen de datos. El análisis estadístico se realizó con los resultados de anomalías de Bouguer corregidas topográficamente y la anomalía magnéticas

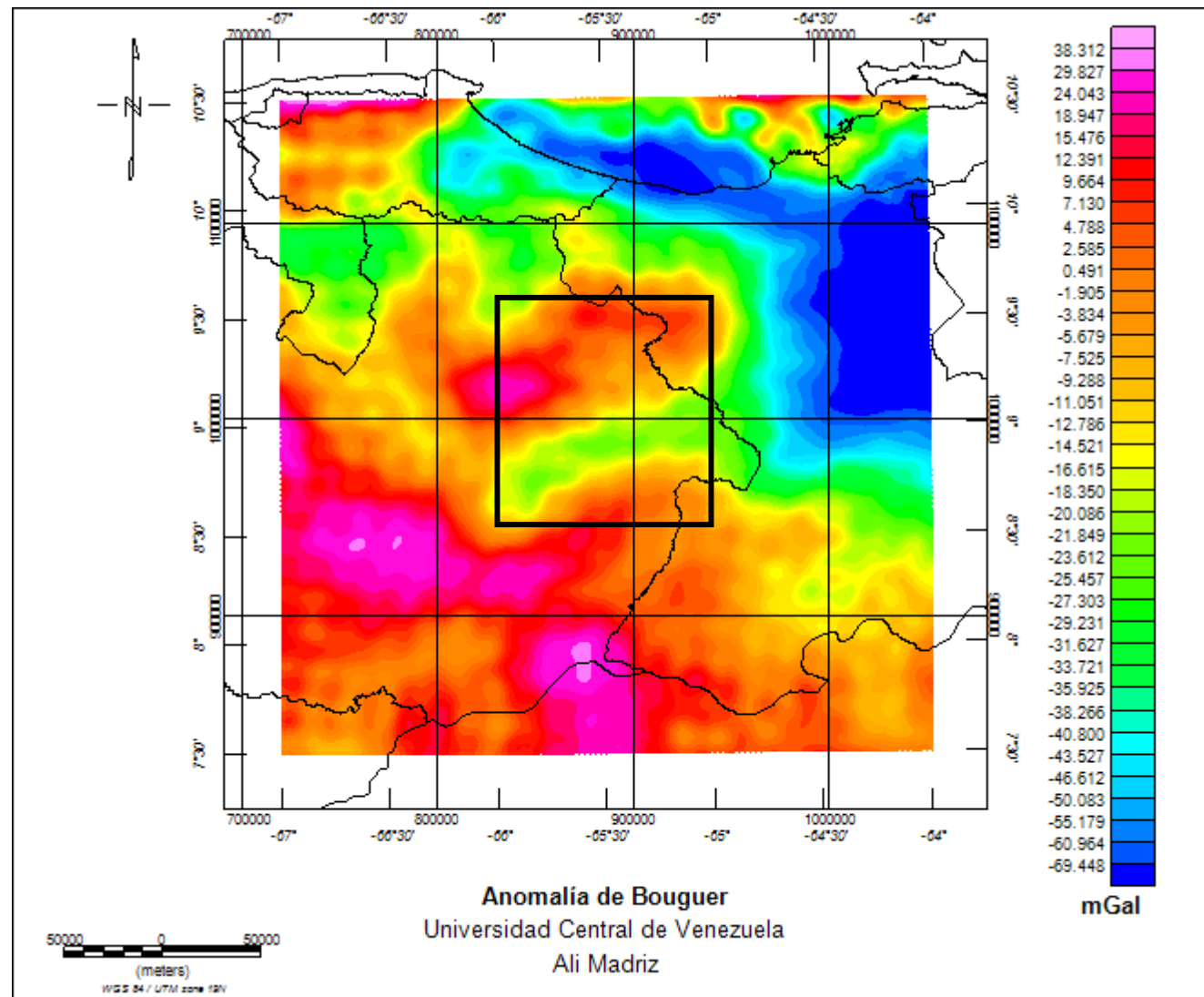


Figura 4.4 Anomalia de Bouguer (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).

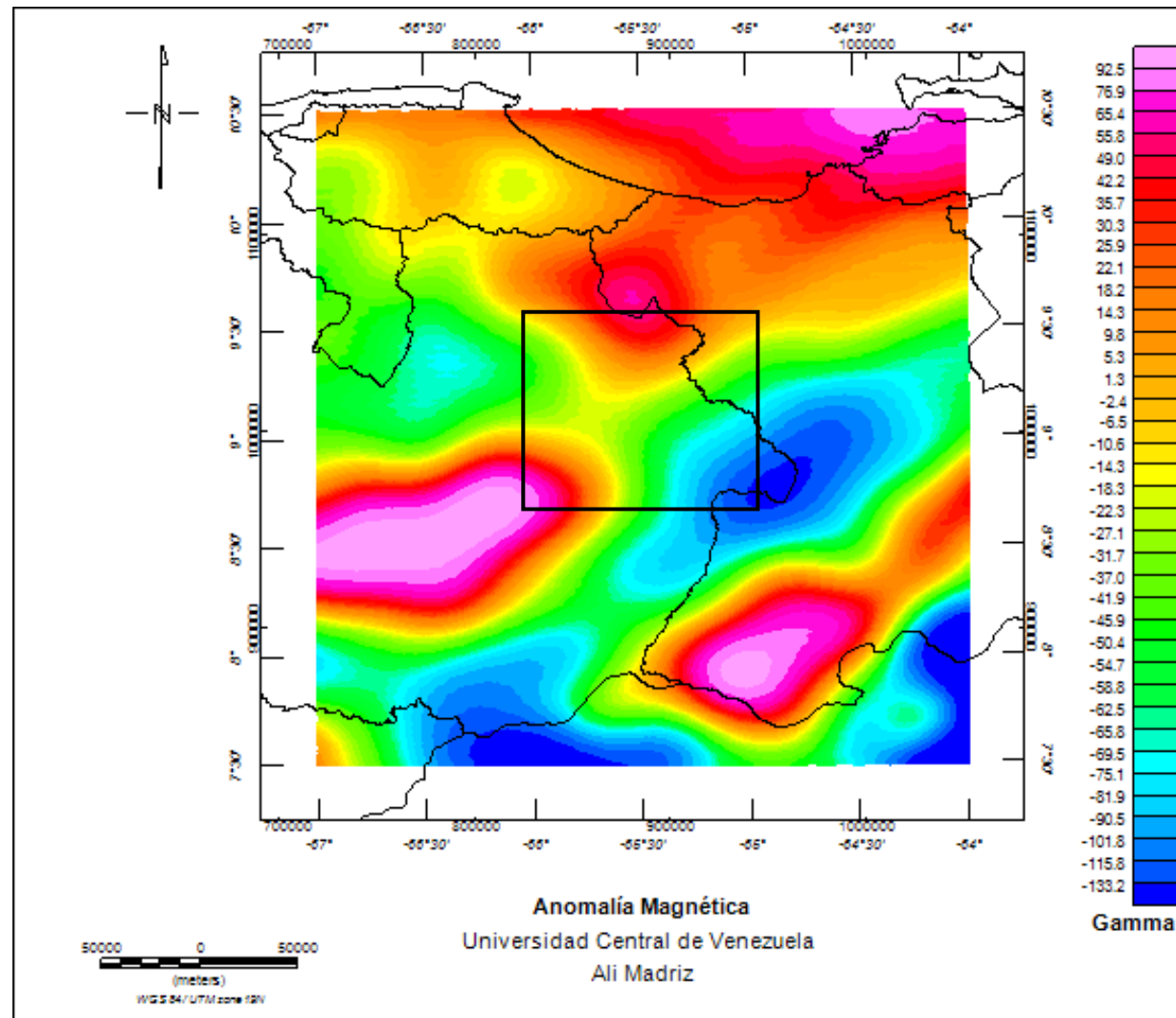


Figura 4.5. Anomalia Magnética (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).

4.4 Descomposición Espectral

Es una herramienta utilizada en los métodos potenciales que sirve para la estimación de contenido frecuencia en la señal gravimétrica o magnética como lo describe Nwankwo *et al.* (2008).

La descomposición espectral se basa en seleccionar un rango de números de onda en el espectro de potencia. El número de ondas está directamente relacionado con la profundidad de los cuerpos presentes en el subsuelo. Y es determinada a partir de la ecuación (1), donde “u” y “v” son el número de ondas en la dirección “X” y “Y”.

$$f(u, v) = \iint_{-\infty}^{\infty} f(x, y) * e^{-i(ux+vy)} d_x d_y \left[\frac{\text{ciclos}}{\text{metro}} \right] \quad (1)$$

Para la descomposición espectral en los métodos potenciales, se utiliza la Transformada Rápida de Fourier (FFT) la cual es utilizada para obtener el espectro radial, que se basa en un gráfico de número de ondas vs logaritmo de potencia (Spector y Grant, 1970). Una vez obtenido el grafico mencionado se procede a calcular la profundidad o tope de un cuerpo geológico mediante la ecuación 2.

$$h = -\frac{m}{4\pi} \quad (2)$$

Donde “h” es la profundidad del tope del cuerpo geológico, “m” es la pendiente seleccionada para el espectro de potencia, en la tabla 1 se observan los valores de profundidad a partir del espectro radial. La figura 4.6 y 4.7 representan el espectro de potencia radial gravimétrico y magnético.

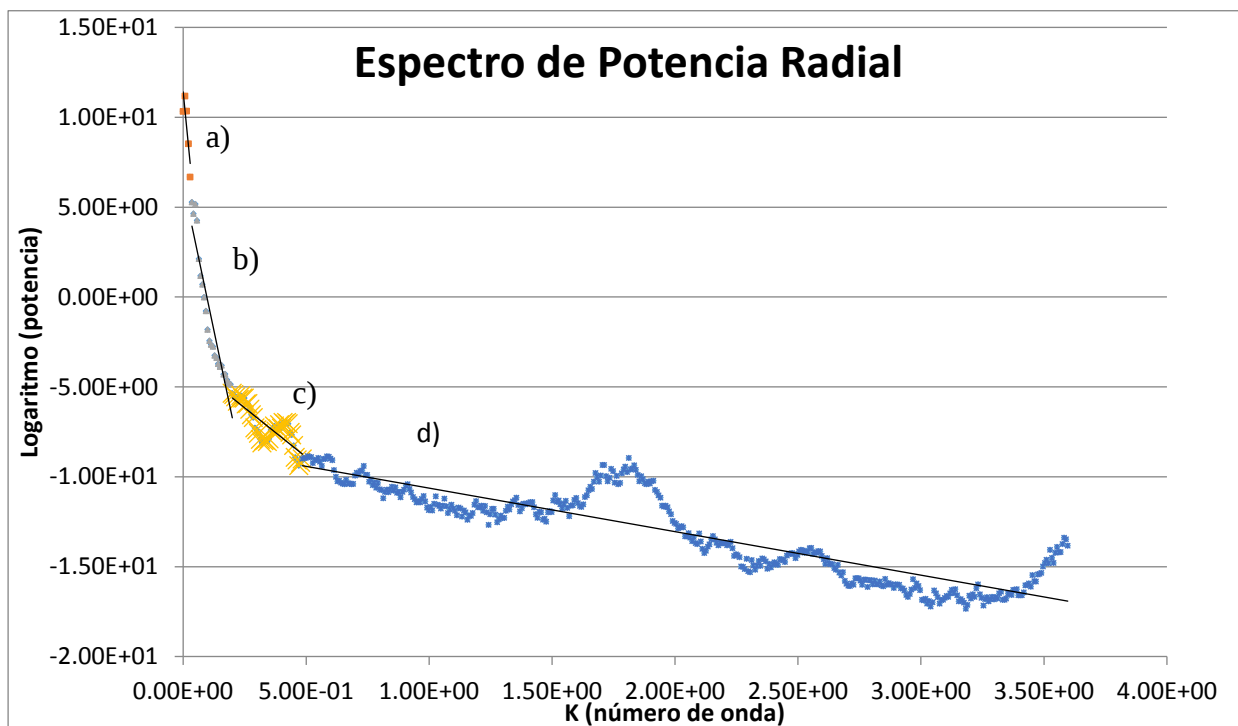


Figura 4.6. Espectro de potencia radial de gravimétricos, interfaces presentes: a) Profunda; b) Intermedia; c) Somera; d) Cola de Ruido.

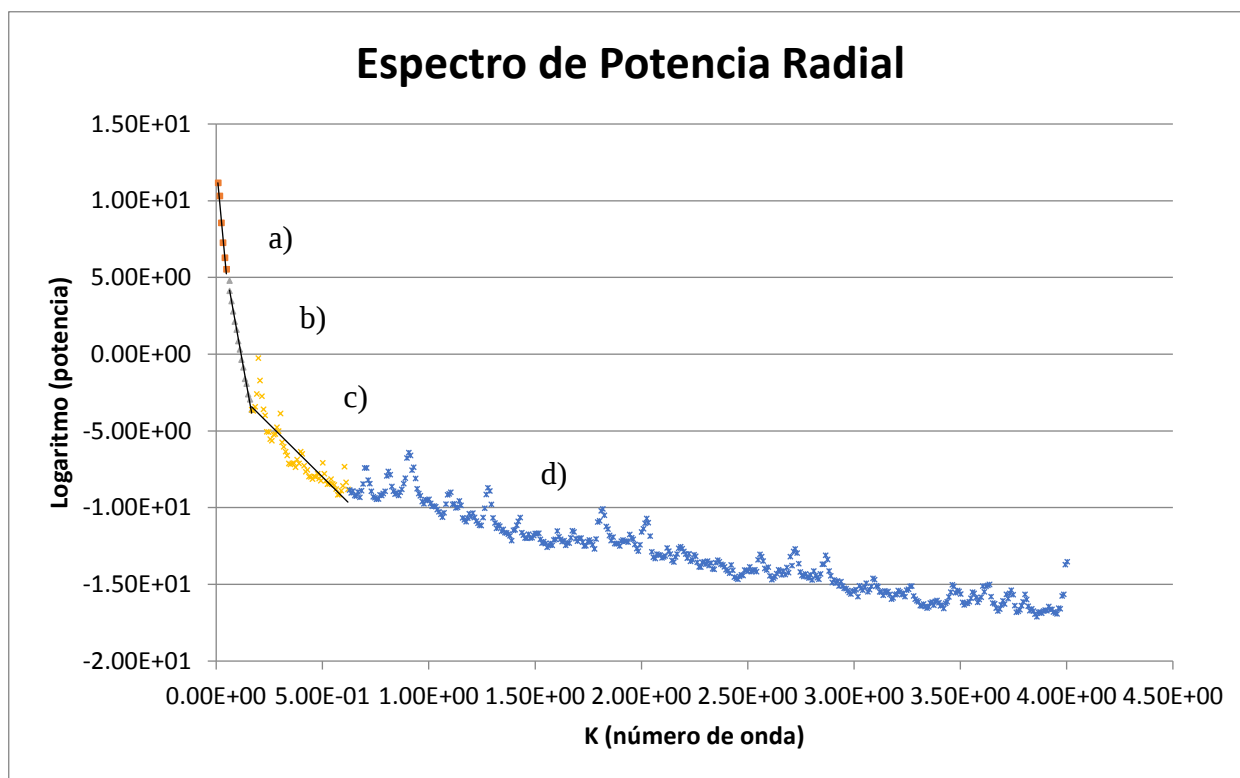


Figura 4.7. Espectro de potencia radial de magnéticos, interfaces presentes: a) Profunda; b) Intermedia; c) Somera; d) Cola de Ruido.

Tabla 4.1 Valores de profundidades a partir del espectro radial de potencia:

Tabla de profundidades (km)		
Interfase	Gravimétricos	Magnéticos
Profunda	11,10	11,88
Intermedia	5,17	6,13
Somera	1,03	1,09

4.5 Separación Regional – Residual.

La separación regional/residual se realizó mediante el filtro interactivo se utilizó la herramienta “filtro Gaussiano Regional/Residual” donde se colocó el valor de 0.005 para el “desviación estándar del filtro” (figura 4.8) para el caso de la anomalía de Bouguer regional (figura 4.9); para la anomalía magnética regional se colocó 0.0629 (figura 4.10) para el “desviación estándar del fitro”, el resultado se observa en la figura 4.11.

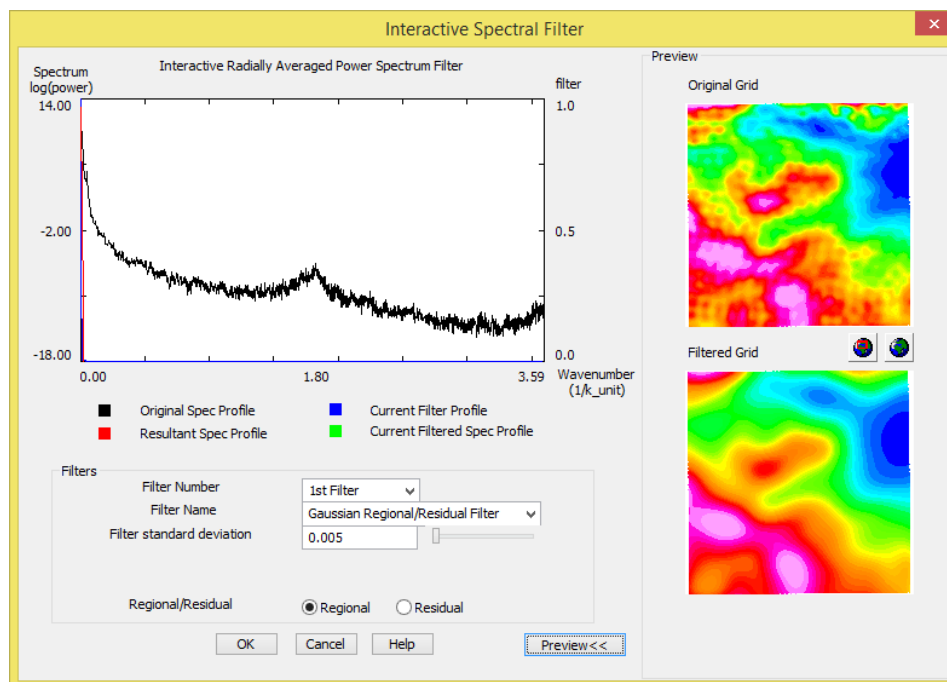


Figura 4.8. Filtro Interactivo Espectral para anomalía de Bouguer.

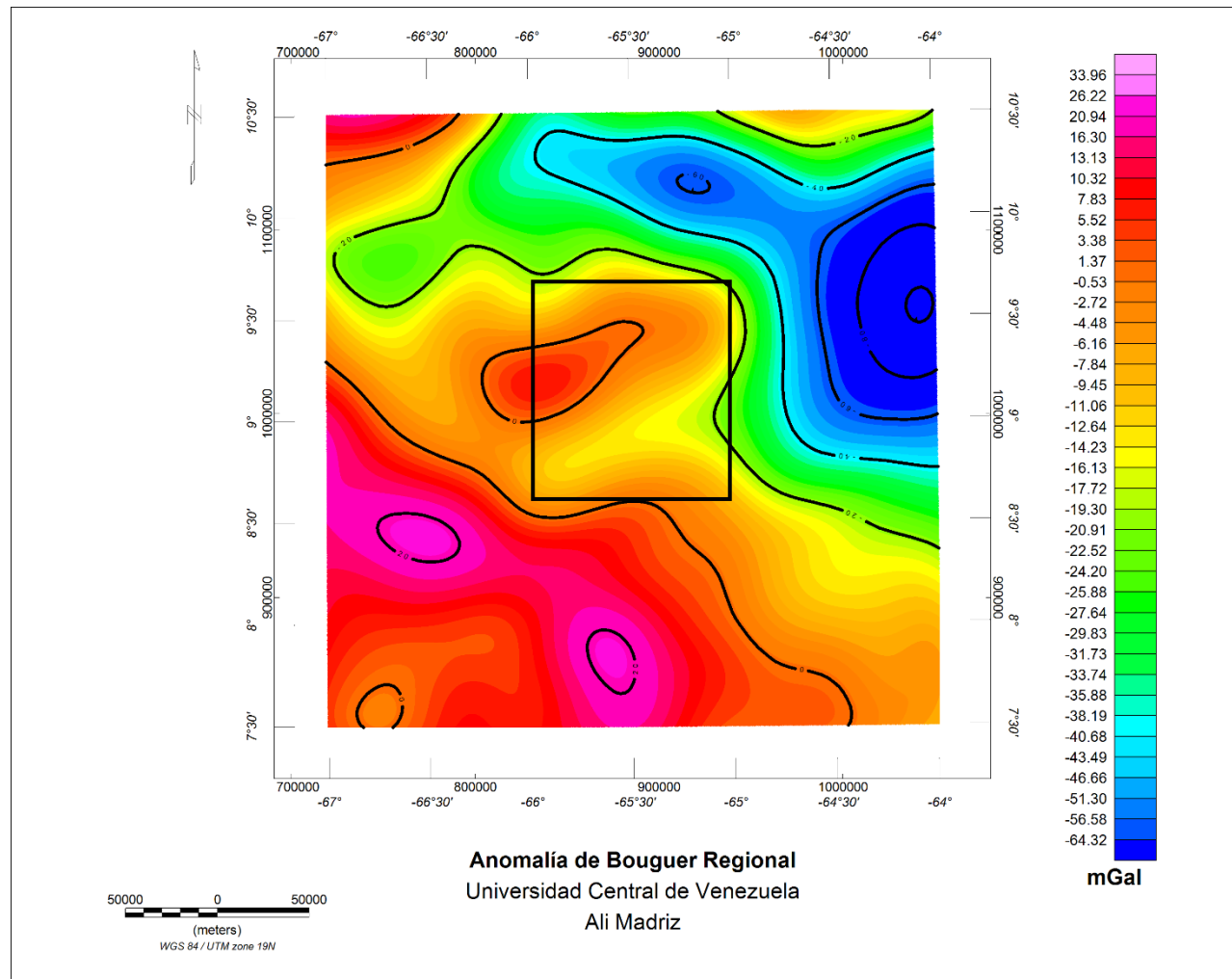


Figura 4.9. Anomalía de Bouguer Regional (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).

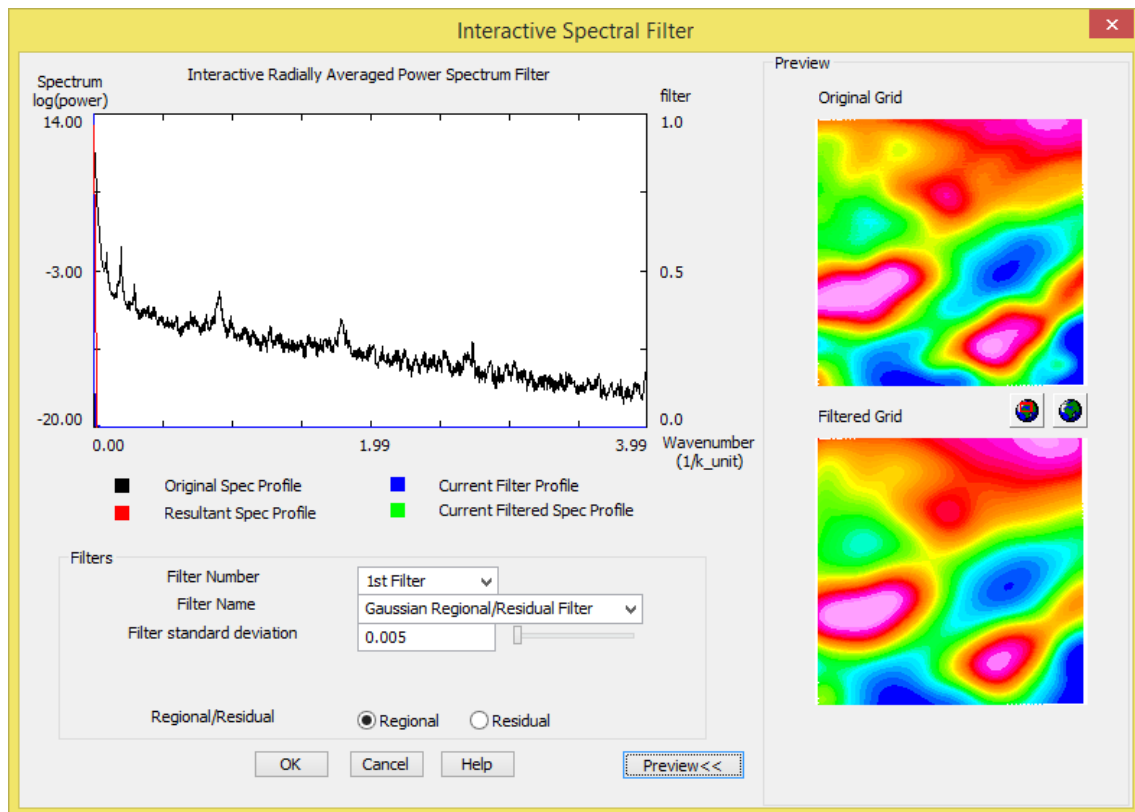


Figura 4.10. Filtro Interactivo Espectral para anomalía magnética.

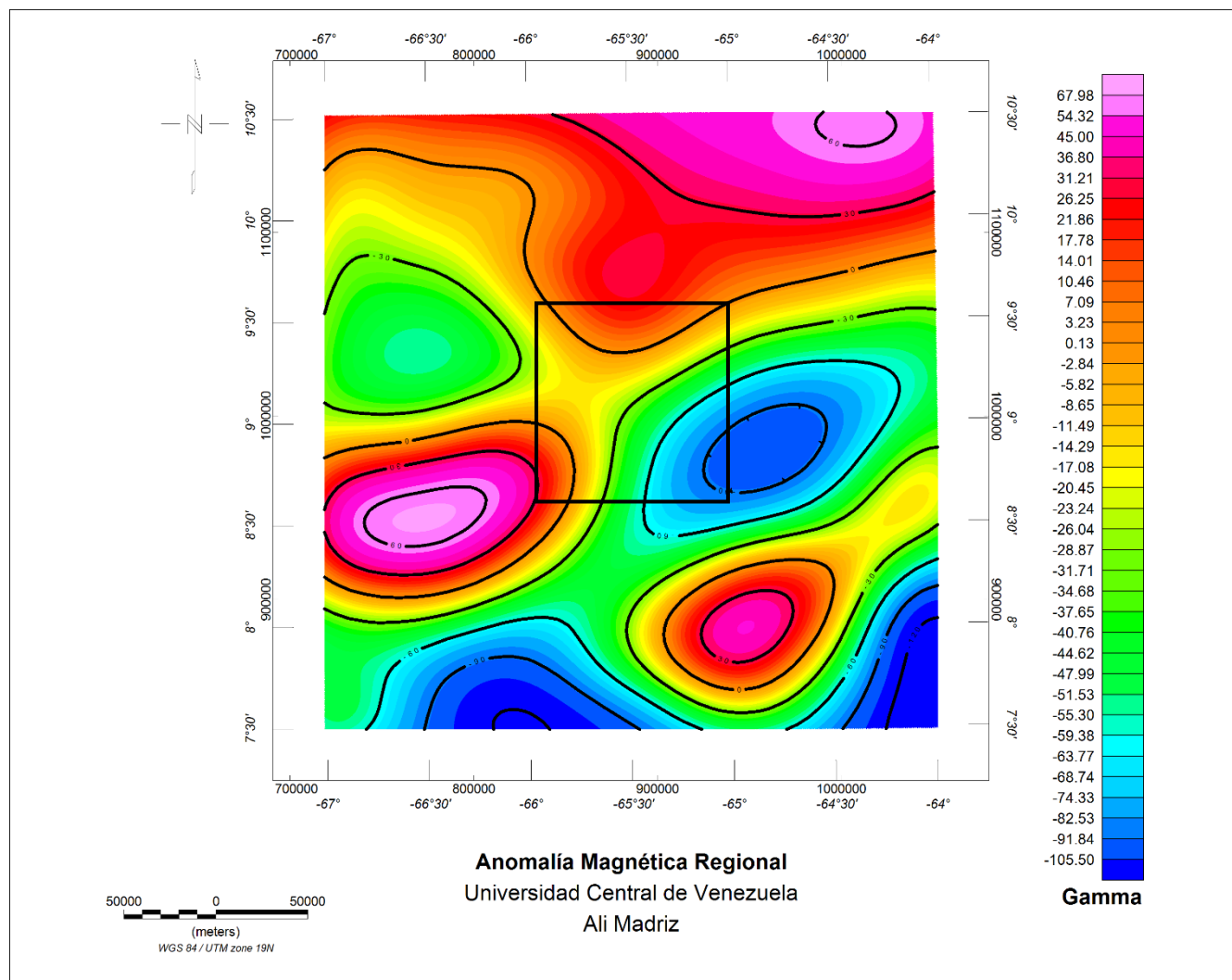


Figura 4.11. Anomalia Magnética Regional (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).

4.6 Continuación analítica.

La continuación analítica del campo permite conocer la forma que tendría el campo potencial a medida que las observaciones se hicieran a un nivel superior. La continuación analítica hacia arriba (*Upward Continuation*) tiene la capacidad de generar un mapa más suavizado, esta continuación se considera como un filtro limpio ya que no genera ruido lateral.

A los datos gravimétricos y magnéticos se les aplicó continuación analítica hacia arriba a diferentes alturas para así observar cómo se va suavizando la anomalía a medida que el nivel de referencia varía con la altura. Las figuras 4.12 y 4.13 muestran el comportamiento para la anomalía gravimétrica, por su parte las figuras 4.14 y 4.15 muestran el resultado en la anomalía magnética.

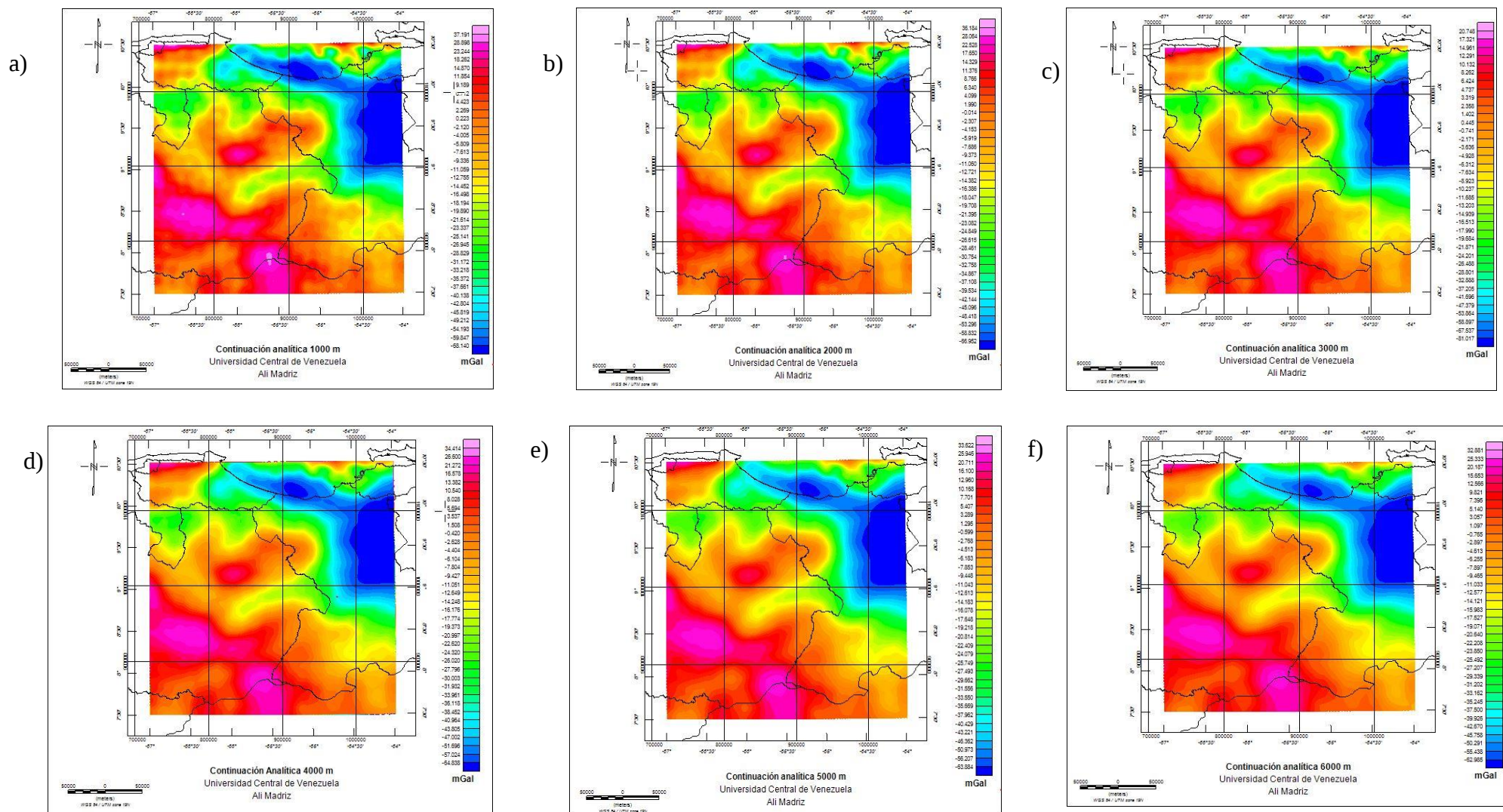


Figura 4.12 Continuación analítica hacia arriba de la anomalía de Bouguer: a) 1000 m; b) 2000 m; c) 3000 m; d) 4000 m; e) 5000 m; f) 6000 m.

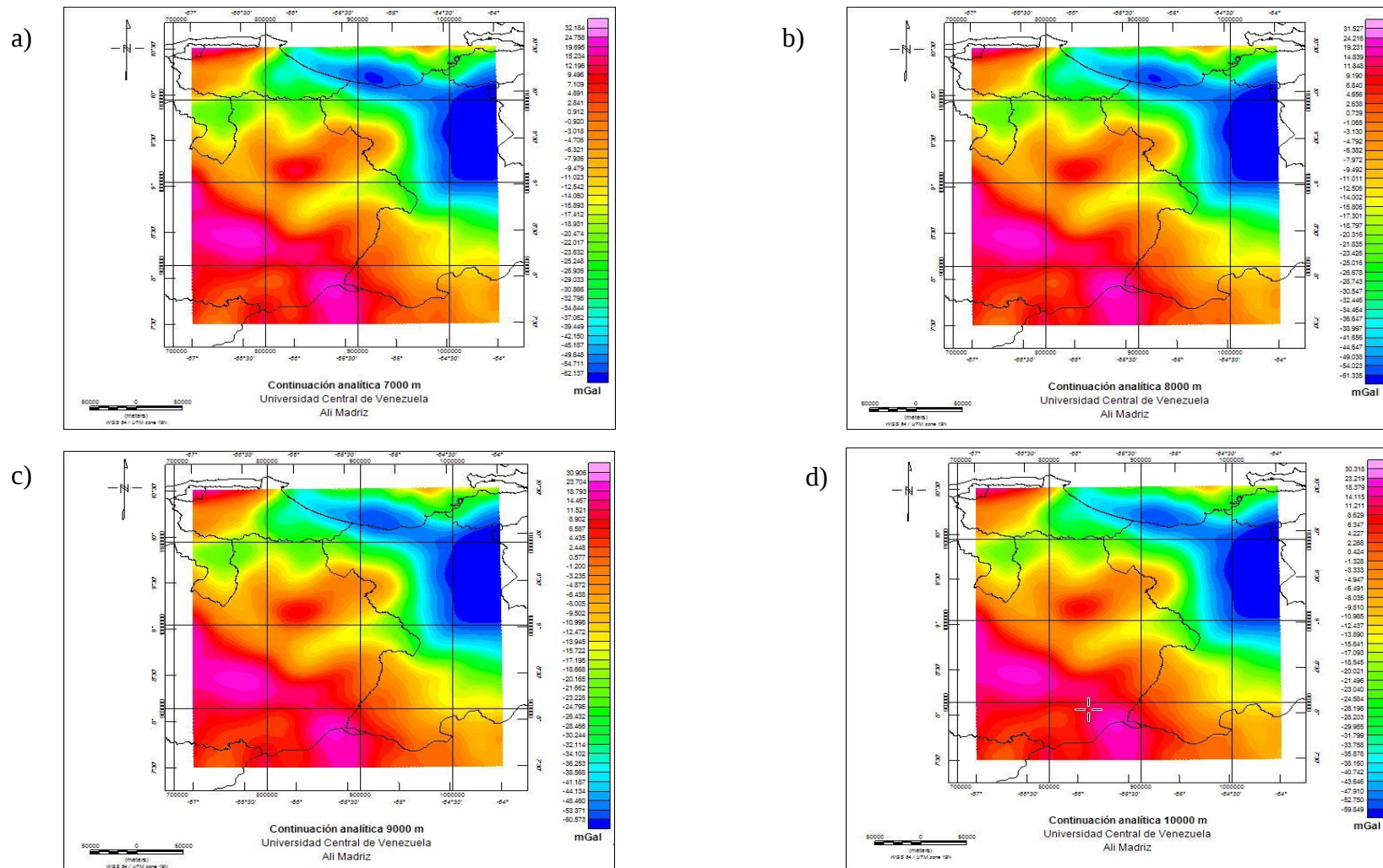


Figura 4.13. Continuación analítica hacia arriba de la anomalía de Bouguer: a) 7000 m; b) 8000 m; c) 9000 m; d) 10.000 m)

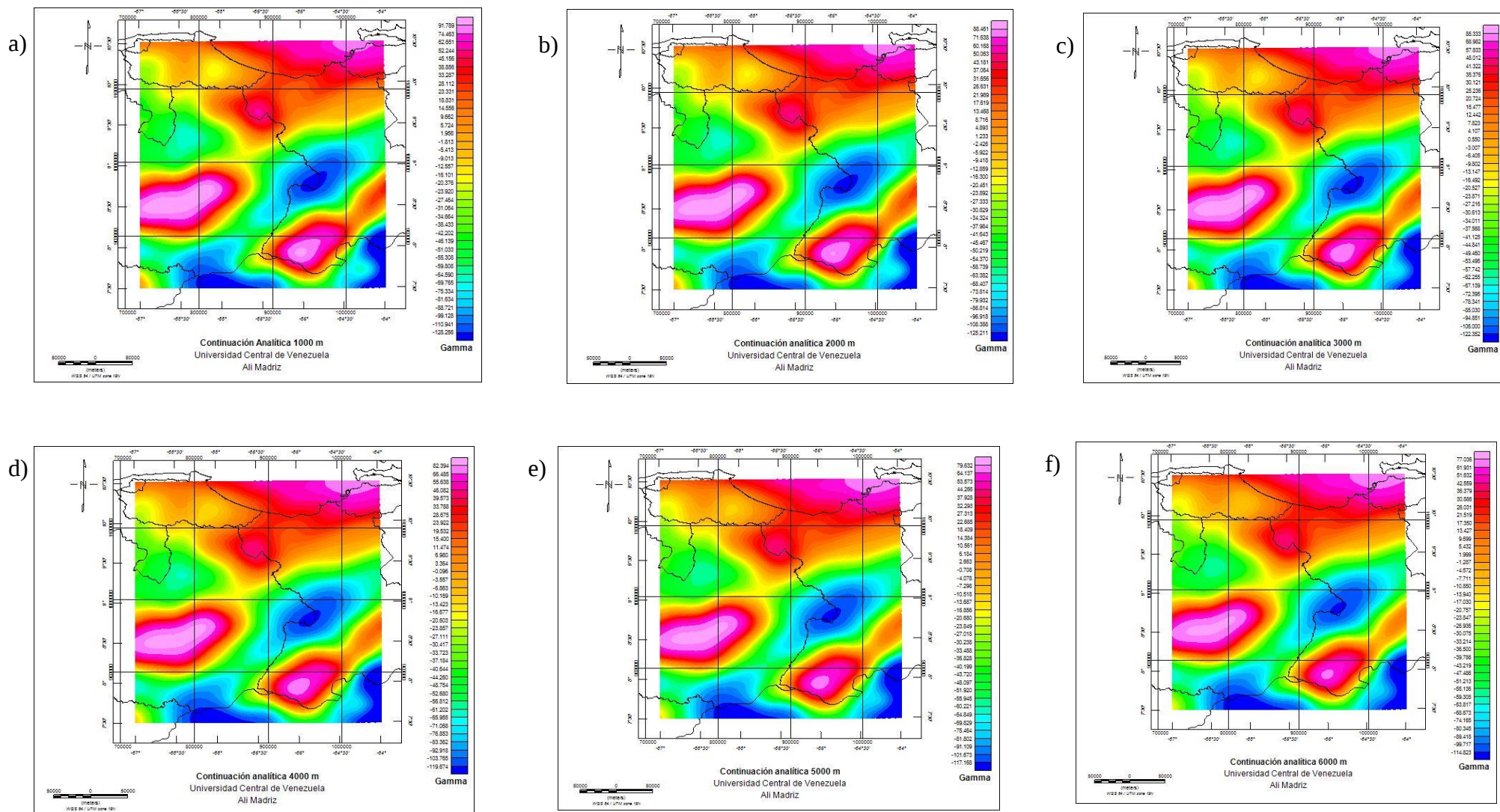


Figura 4.14. Continuación analítica hacia arriba de la anomalía de magnética: a) 1000 m; b) 2000 m; c) 3000 m; d) 4000 m; e) 5000 m; f) 6000 m.

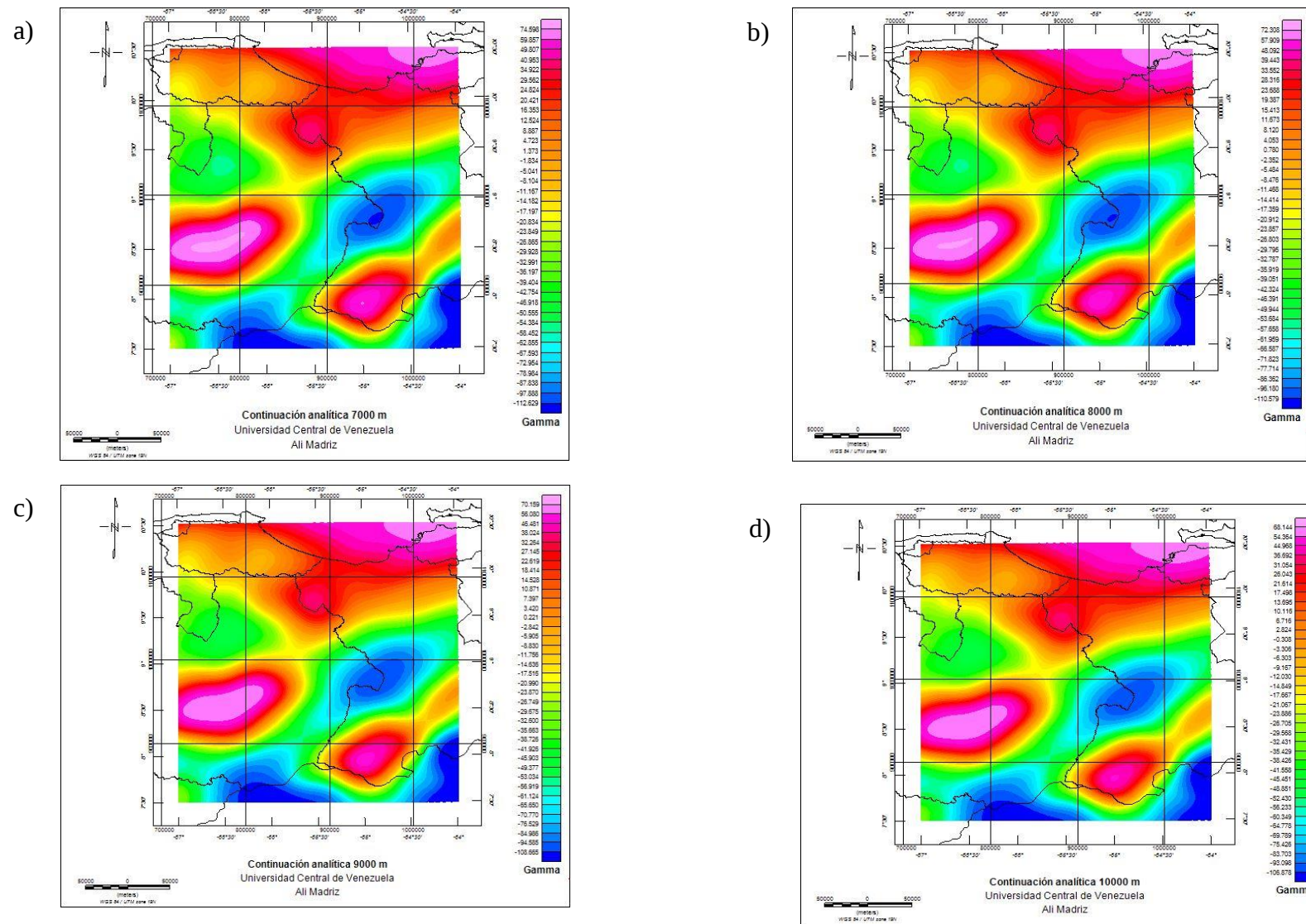


Figura 4.15 Continuación analítica hacia arriba de la anomalía de magnética: a) 7000 m; b) 8000 m; c) 9000 m; d) 10.000 m.

Basado en la técnica aplicada por Nwankawo *et al.*(2008), se realizó una división o sectorización, en la cual se subdividió la zona de estudio en una malla de bloques de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ (figura 4.16). Posteriormente se realizó el cálculo de los espectros de potencial radial para obtener los valores de profundidad en cada una de las subdivisiones. El cálculo de las profundidades permitió determinar los mapas de basamentos gravimétricos y magnéticos (figuras 4.17 y 4.18), la profundidad de cada centroide se encuentran disponibles en el apéndice C y D respectivamente.

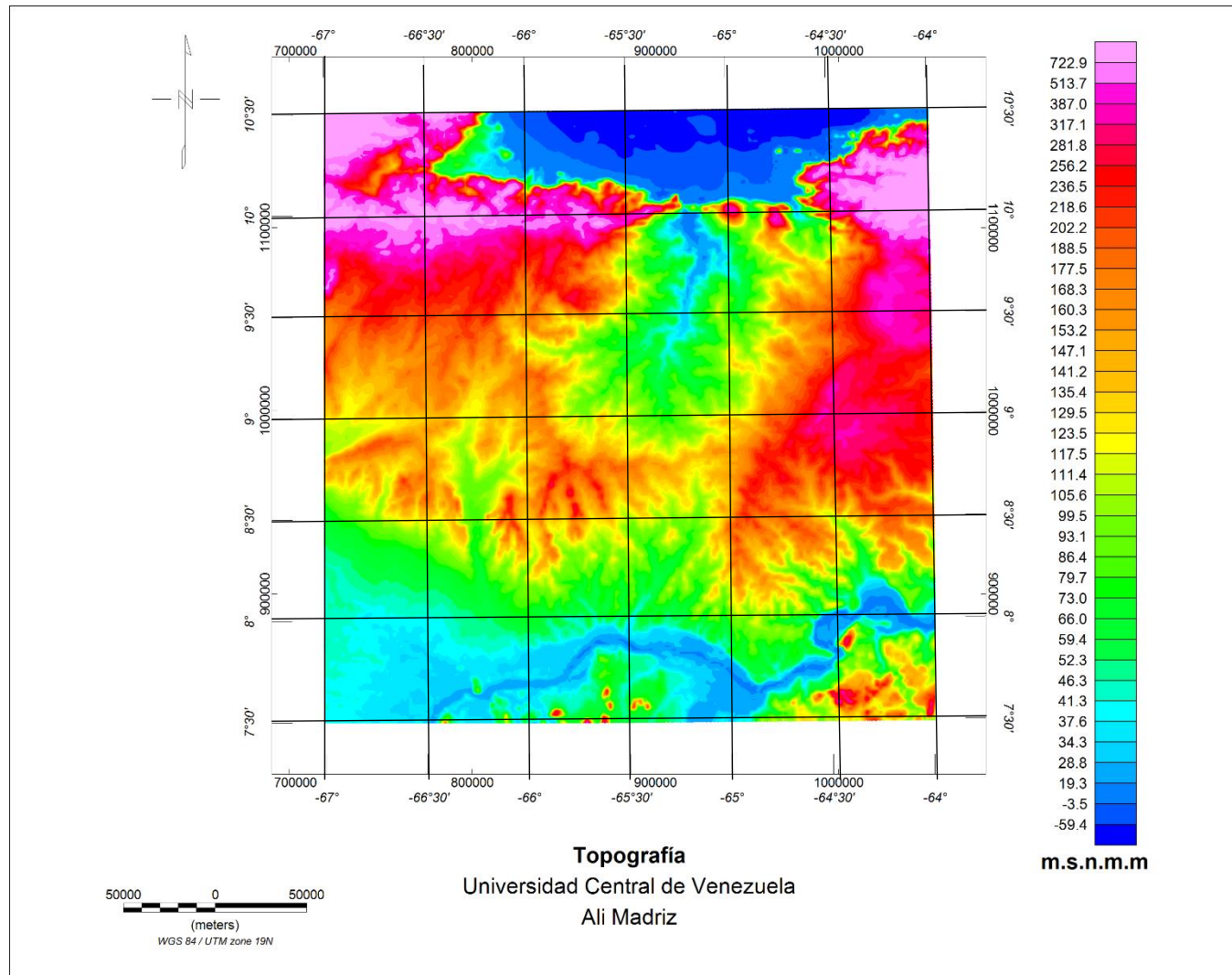


Figura 4.16. Método de Centroide (Nwankawo *et al.* 2008)

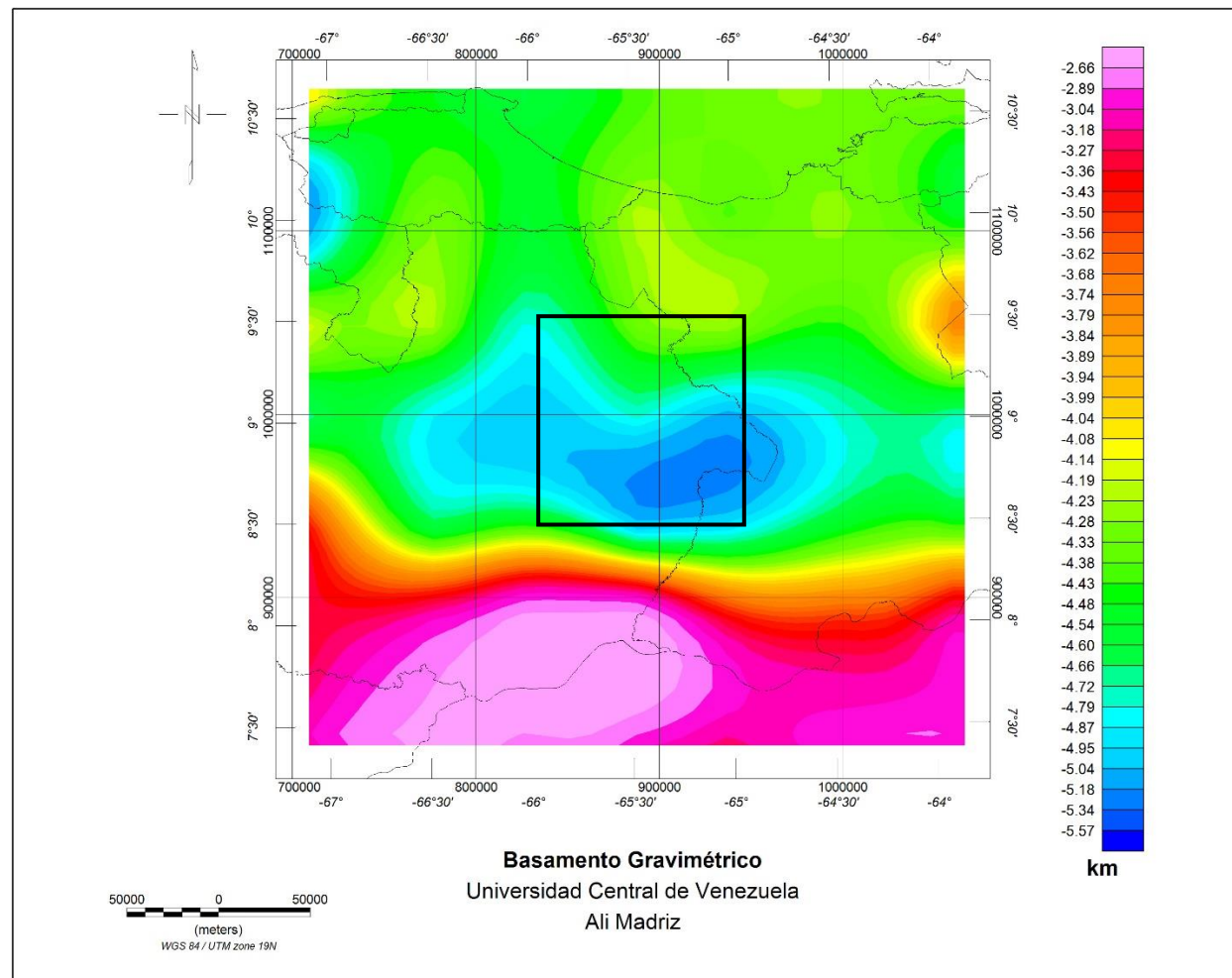


Figura 4.17 Mapa de profundidad de basamento gravimétrico en la región centro oriental de Venezuela (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).

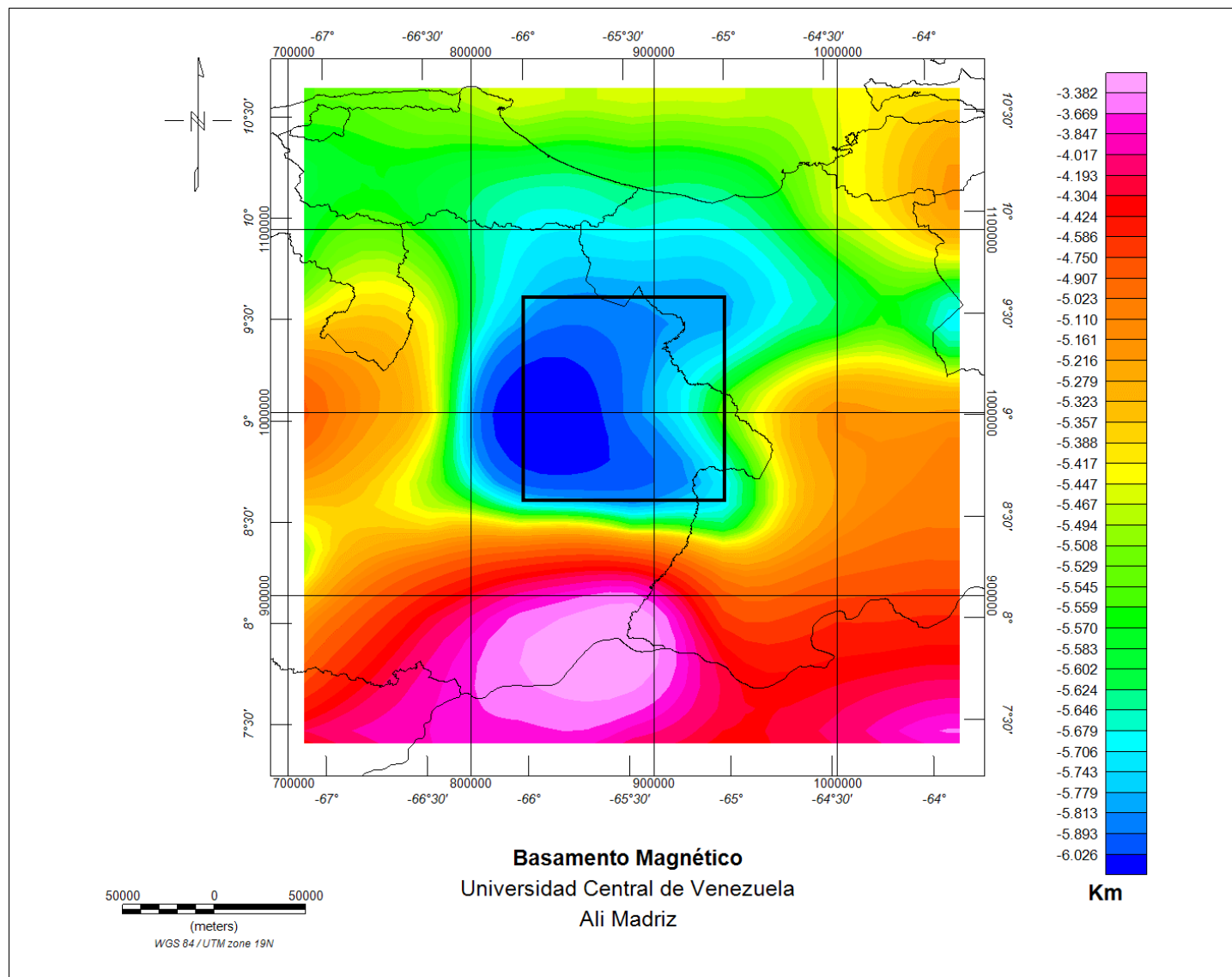


Figura 4.18. Mapa de profundidad de basamento magnético en la región centro oriental de Venezuela (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).

4.7 Deconvolución de Euler.

Para llevar a cabo dicha deconvolución es necesario especificar el grid de entrada el cual posee la información gravimétrica y además especificar las derivadas en X, Y y Z del grid de entrada.

Adicionalmente se debe indicar el valor de índice estructural “*structural index*”, en este caso se realizaron pruebas de 0 a 1 de la siguiente forma: 0.1, 0.2, 0.3,... hasta llegar a 1.0 con la finalidad de obtener la de mejor resultado, donde 0.5 resulto como el mejor resultado para estructuras horizontales, el porcentaje de error utilizado fue de 10% y por último se probó con diferentes tamaños de ventanas siendo 10 el mejor ajuste.

4.8 Deconvolución de Werner.

Para realizar la deconvolución de Werner se necesitan ciertos parámetros como son:

- Canal de elevación (topografía).
- Canal de magnitud (anomalía magnética)
- Profundidad mínima y máxima,
- Intensidad del campo.
- Inclinação del campo.
- Declinación del campo

4.9 Modelos 2D

En función a los resultados gravimétricos y magnéticos se busca realizar un modelo bidimensional que representes las estructuras en subsuelo, para lo cual se debe determinar los perfiles por los cuales se harán dichas representaciones geológicas.

En el mapa topográfico (figura 4.21) se presenta las líneas por las cuales se realizaran los modelos bidimensionales

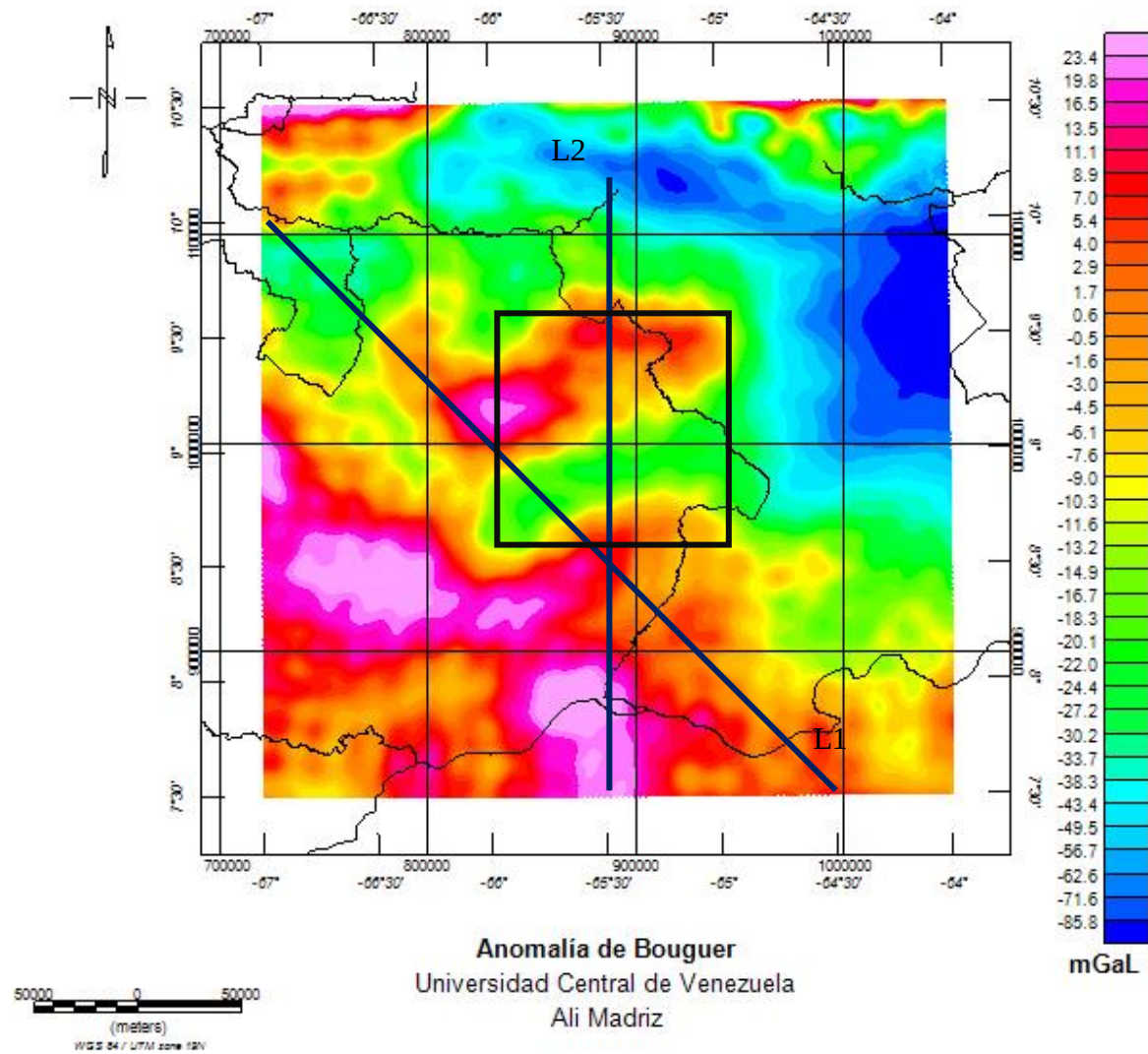


Figura 4.19 Líneas de perfil para modelos 2D.

4.10 Pozos de control.

Diferentes autores como FeoCodecido *et al.* (1984), Rengifo (2009), Escalona y Mann (2010) han realizado control de las estructuras geológicas por medio del uso de pozos exploratorios, mediante los cuales han determinado la profundidad de basamento en diferentes áreas de la Cuenca Oriental de Venezuela.

En la tabla tal se observan los datos correspondientes a los pozos utilizados para esta investigación, en la figura 4.29 se muestra la distribución sobre el área de estudio

Tabla 4.2 Ubicación de pozos utilizados para la investigación

Nombre	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad de basamento(km)
P1	7.51	-64.42	1.9
P2	8.24	-65.53	4.9
P3	9.16	-66.26	4.6
P4	7.74	-65.41	2.5
P5	8.45	-65.28	4.5
P6	9.38	-65.38	4.2

Para tener control en profundidad de los espesores de las formaciones geológicas se utilizaron los mapas de estudios geológicos de la Cuenca Oriental de Venezuela diseñados por el departamento de explotación de “s.a. meneven” (1977) que fue interpretado por el geólogo De Sisto y la sección estratigráfica también diseñada por “s.a. meneven” (1982) interpretadas por Villegas

Tabla 4.3. Profundidad promedio de las formaciones geológicas presentes en el área de estudio.

Formaciones	Espesor (m)
Chaguaramas	792
Roblecito	1402
La Pascua	640
Temblador	548
Ipire	304
Carrizal	457
Hato viejo	435

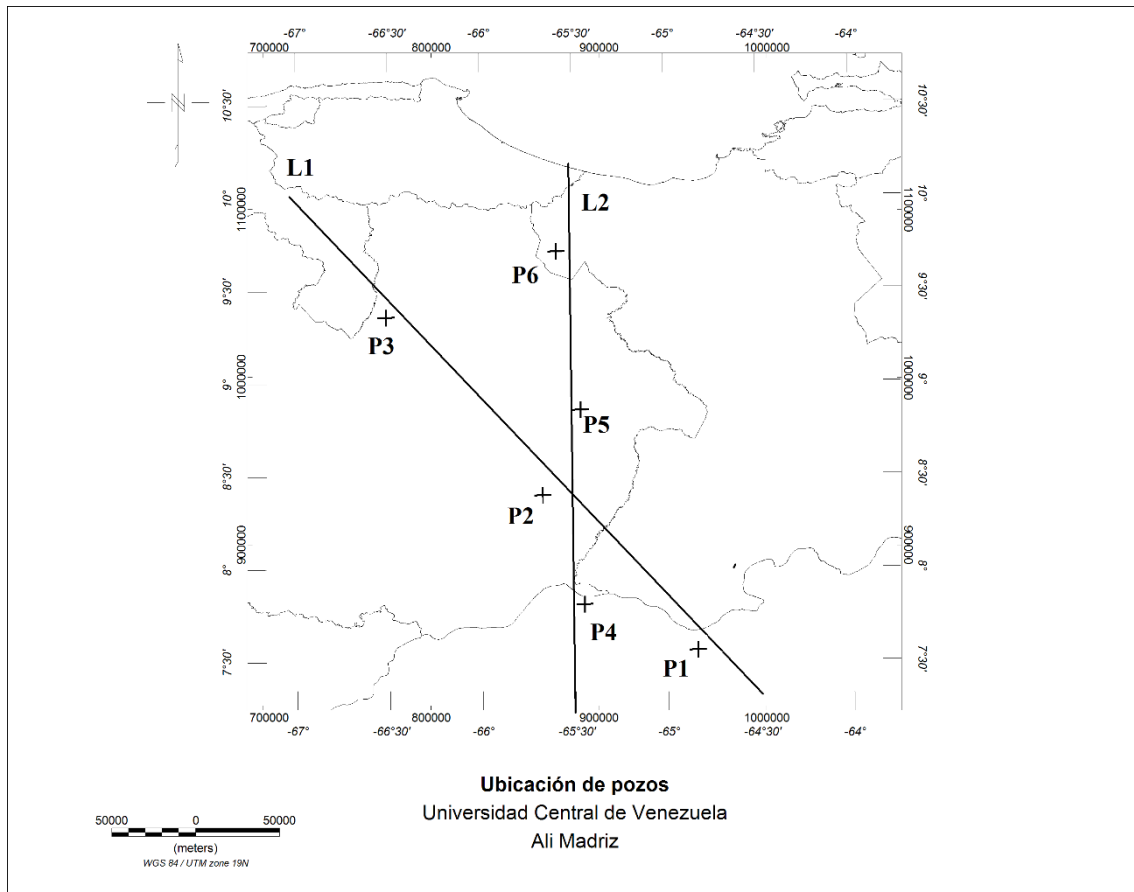


Figura 4.20 Ubicación de pozos utilizados para control en profundidad

CAPÍTULO 5

ANÁLISIS DE RESULTADOS.

5.1 Análisis estadístico

Después de haber realizado la corrección topográfica a los datos gravimétricos se elaboró un resumen estadístico descriptivo como se muestra en la tabla 5.1. Adicionalmente se generó un histograma de frecuencias de la anomalía de Bouguer (figura 5.1) en la cual se observan 20 clases que engloban un total de 361201 datos. El histograma de frecuencia permitió determinar que los datos se encuentran sesgado hacia la izquierda, donde predominan anomalías positiva entre los 2 a 50 mGal las cuales se pueden relacionar con la respuesta del Arco de El Baúl y el escudo de Guayana. Por su parte se observó que en menor cantidad los datos son negativos en el orden de los -20 a -118 mGal lo cual se puede asociar a la subcuenca de Maturín, falla de Úrica y a los valores gravimétricos del Graben de Espino que van en el orden de -11 a -27 mGal.

Tabla 5.1 Resumen estadístico a los datos de la anomalía de Bouguer.

Análisis Estadístico	
Número de muestras	361201
Media	-15.618 mGal
Desviación estándar	27.471 mGal
Mediana	-9.739 mGal
Valor máximo	39.326mGal
Valor mínimo	-121.650 mGal
Primer Cuartil	-27.990 mGal
Tercer Cuartil	3.086 mGal

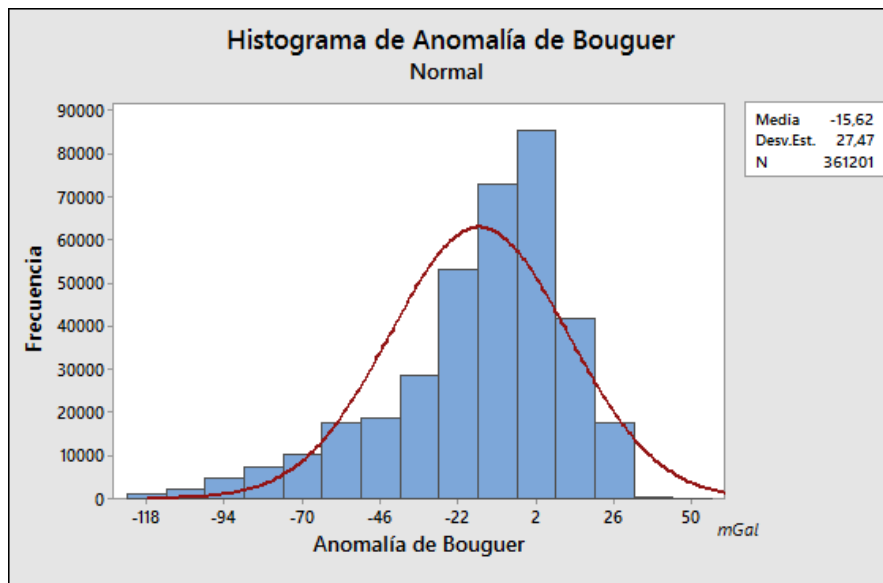


Figura 5.1 Histograma de frecuencia con ajuste normal de la anomalía gravimétrica.

La gráfica de caja de la anomalía de Bouguer (figura 5.2), corrobora que la distribución de los datos no es normal y los datos ligeramente están sesgados a la izquierda, con un valor medio de -9 mGal aproximadamente, valor máximo de 39 mGal y valor mínimo de -121 mGal

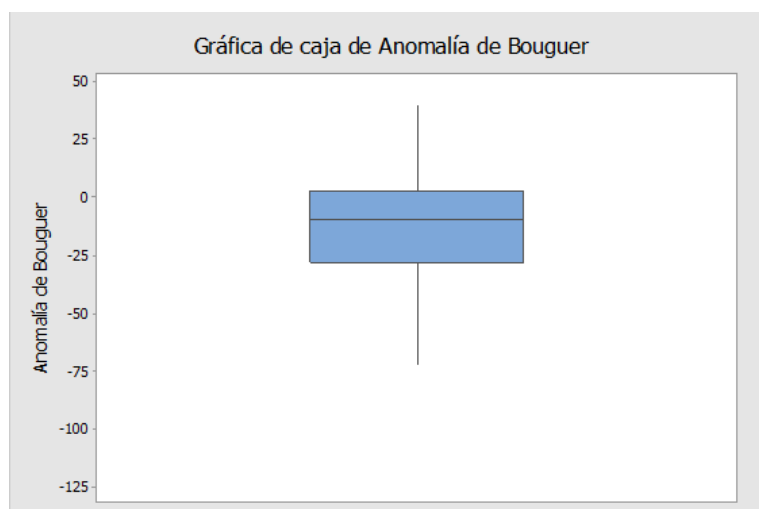


Figura 5.2 Grafica de caja correspondiente a la anomalía magnética.

En la tabla 5.2 se observa el análisis estadístico realizado para la anomalía magnética en la cual se analizaron un total de 444.889 datos, al igual que para la anomalía de Bouguer se realizó un histograma de frecuencias como se muestra en la figura 5.3. Los resultados obtenidos sugieren que la distribución no es normal, adicionalmente se observa que el valor mínimo es de -238.590 nT (Gammas), media de -18.013 y valor máximo de 112.708 nT lo cual es verificado mediante el diagrama de Caja (figura 5.4). Los valores mínimos se asocian a la respuesta del Graben de Espino y

el flanco nororiental del Escudo de Guayana, mientras que el máximo se relaciona a la respuesta magnética de El Arco de El Baúl.

Tabla 5.2. Resumen estadístico a los datos de la anomalía de magnética.

Análisis estadístico	
Numero de muestras	444889
Media	-18.013 Gammas
Desviación estándar	57.745 Gammas
Mediana	-16.198 Gammas
Valor máximo	112.708 Gammas
Valor mínimo	-238.590 Gammas
Primer Cuartil	-59.636 Gammas
Tercer Cuartil	23.013 Gammas

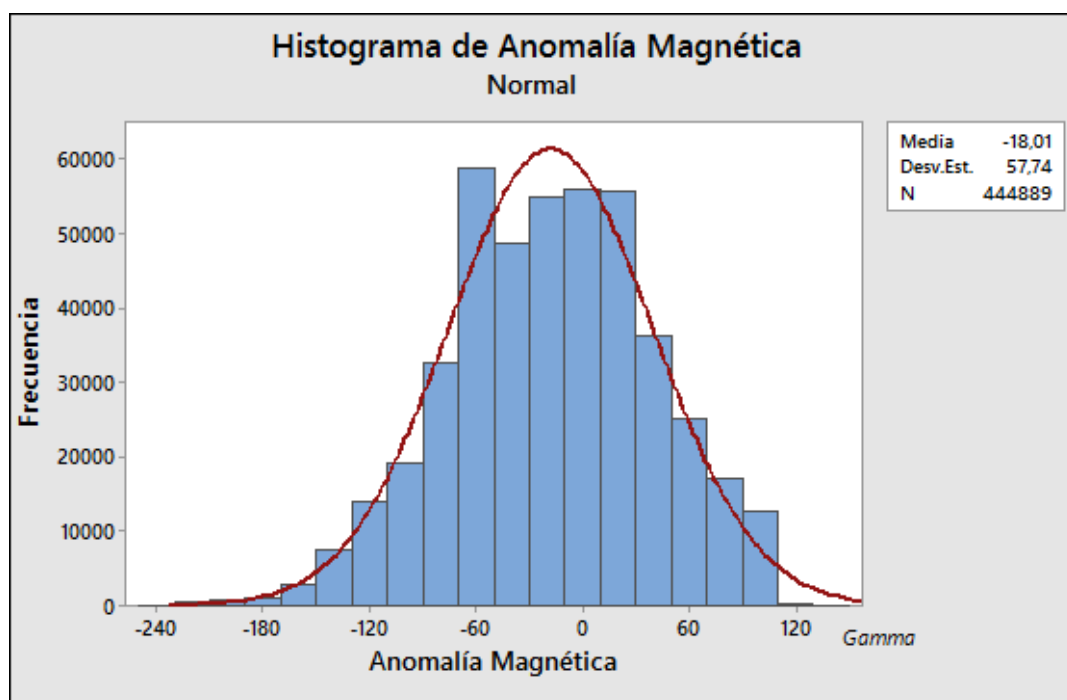


Figura 5.3. Histograma de frecuencia con ajuste normal de la anomalía magnética.

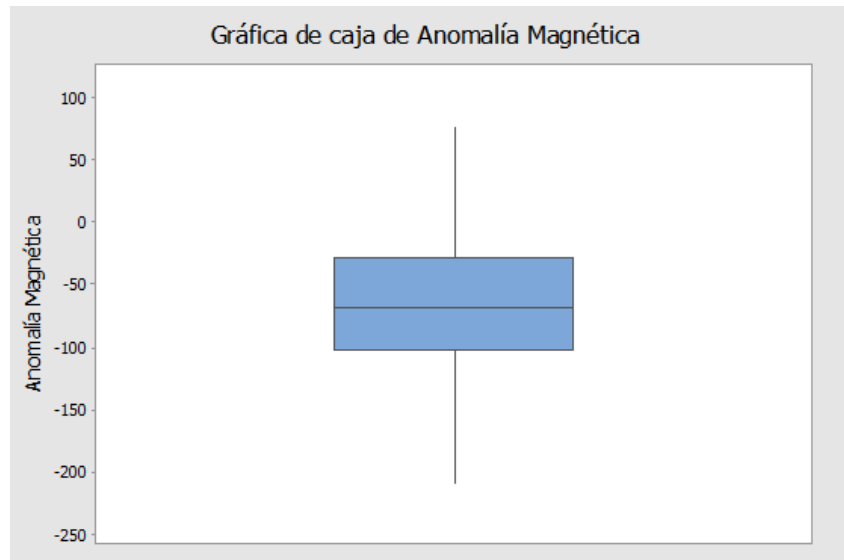


Figura 5.4. Grafica de caja correspondiente a la anomalía magnética.

5.2 Mapas Esctructurales

Para tener mayor control de las estructuras geológicas de la zona de estudio, las cuales permiten acercarse más a las características reales de la zona, se emplearon los siguientes mapas:

- a) Mapas de Fallas Cuaternarias de Venezuela (FUNVISIS, 2000).
- b) Mapa Geológico de Venezuela, escala 1:750.000 (USGS, 2008).

Ambos mapas se encuentran disponible en los anexos A y B respectivamente.

5.3 Anomalías gravimétricas

5.3.1 Anomalía de Bouguer

Para facilitar la descripción de la anomalía de Bouguer se dividió el mapa en 3 ventanas las cuales serán descritas a continuación:

En la zona central, dentro de la ventana "A", se observa un máximo gravimétrico con un valor de 23,4 mGal la cual es asociada a la presencia de las fallas Ruiz-Sabán y Guama-Sabán, la orientación de la anomalía gravimétrica en esta zona presenta dirección NE-SW. Los mínimos valores gravimétricos varían entre -27 a -29 mGal y son asociados con la depresión originada por El Graben de Espino. Perpendicular a la dirección preferencial de la anomalía gravimétrica se observa que el gradiente presenta un valor de 0,24 mGal/km.

Al norte del área de estudio, en la ventana "B", se observa valores bajos de la anomalía de Bouguer, entre -13,2 a -85,8 mGal asociadas al flanco occidental de la subcuenca de Maturín y la presencia de la Falla de Úrica la cual puede ser causante del redireccionamiento de la orientación principal de los contornos los cuales pasan de NW-SE a NS.

La ventana "C", ubicada al sur, se observan altos valores de la anomalía gravimétrica, la cual puede ser originada por un posible adelgazamiento cortical del flanco norte del Escudo de Guayana y la influencia del paso del Arco de El Baúl. Los valores de la anomalía gravimétrica en esta zona son las más altas del área de estudio, las cuales van entre los -7.6 a 23.4 mGal las cuales se asocian a la influencia del Arco de El Baúl y el flanco norte del Escudo de Guayana. Al igual que en la ventana "B" la dirección de los contornos presenta un cambio de orientación, pasando de NW-SE a NS en la zona central.

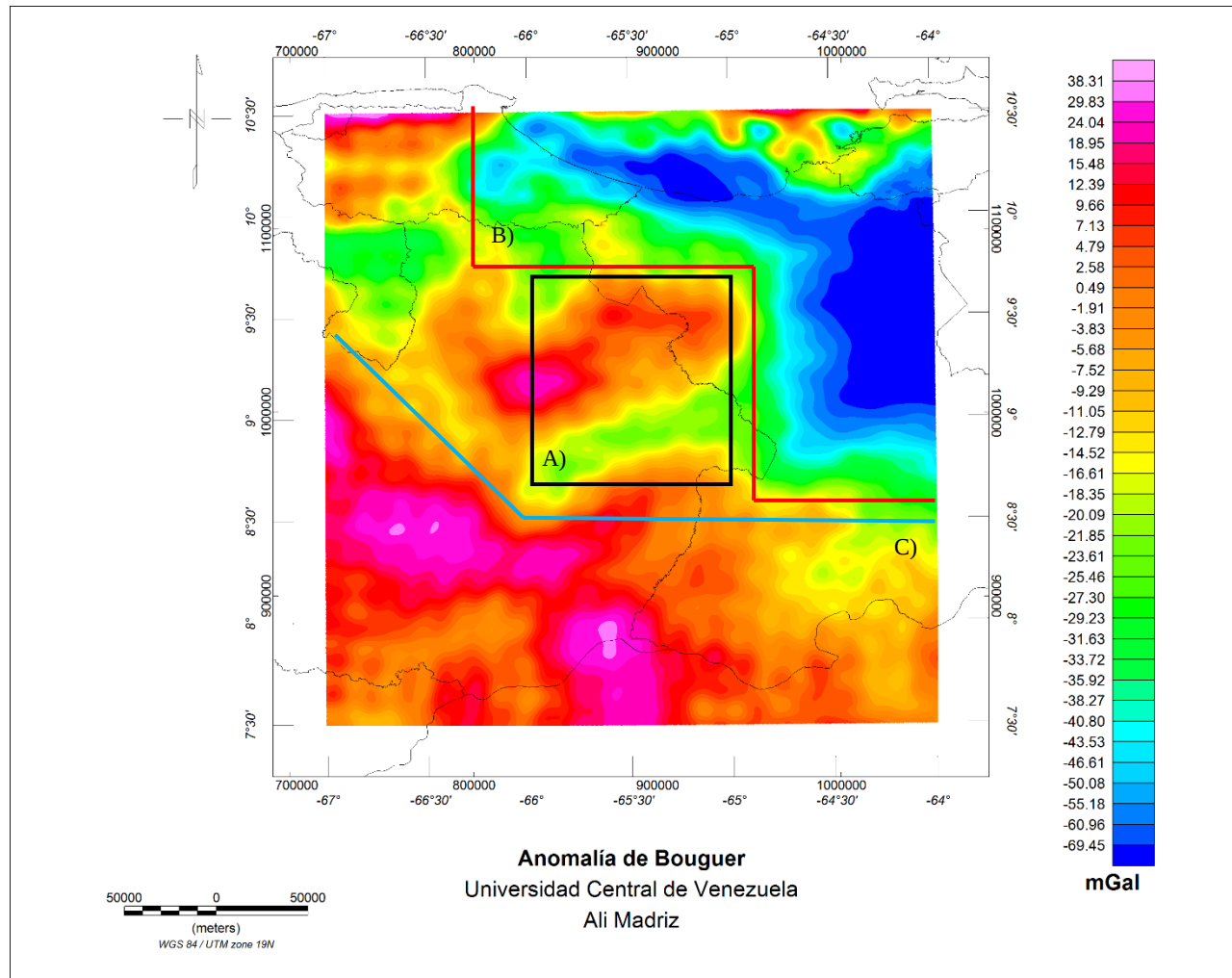


Figura 5.5. Anomalía de Bouguer (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).

5.3.2 Anomalía Magnética.

Siguiendo el mismo esquema de análisis, el mapa de anomalía magnética (figura 5.6) se dividió en 3 ventanas las cuales se detallaran a continuación:

La ventana A (recuadro negro), se observa una disminución del valor magnético el cual va de 20 a -70 gammas. Dentro de esta ventana se observa un alineamiento con dirección NE-SW que coincide con el sentido del Graben de Espino, para este alineamiento los valores magnéticos varían entre -27,6 a -50 gammas.

La ventana “B”: correspondiente a la zona occidental del estado Guárico y oriente del estado Miranda. Al norte se observa que los valores magnéticos aumentan de sur a norte los cuales pasan de -23 a 20 Gammas a razón de 0,36 Gamma/km. Entre las latitudes 8°N a 9°N y longitudes -67°W a -66°W, se observa el máximo valor magnético del área de estudio, el cual presenta un valor de 90 gammas aproximadamente, este valor se puede asociar con el flanco norte del Escudo de Guayana y el remanente del Arco de El Baúl.

La Ventana C se encuentra ubicada entre los estado Anzoátegui, Sucre y Bolívar, donde se observan de norte a sur la siguiente secuencia: el primer máximo se encuentra ubicado al norte del estado Anzoátegui zona que colinda con el estado Sucre en su flanco noroccidental, presentando un valor máximo de 75 gammas el cual va disminuyendo hasta aproximadamente -60 gammas, seguidamente se observa el mínimo magnético que se varía entre -70 a -130 gammas el cual se puede asociar a la respuesta magnética del Graben de Espino. Por último se observa el segundo máximo magnético el cual se encuentra ubicado cercanos al río Orinoco en el límite inferior del estado Anzoátegui en su frontera con el estado Bolívar, en la cual la respuesta magnética oscila entre los 65 a 95 gammas, dicha respuesta se puede asociar con el flanco norte del Cratón de Guayana.

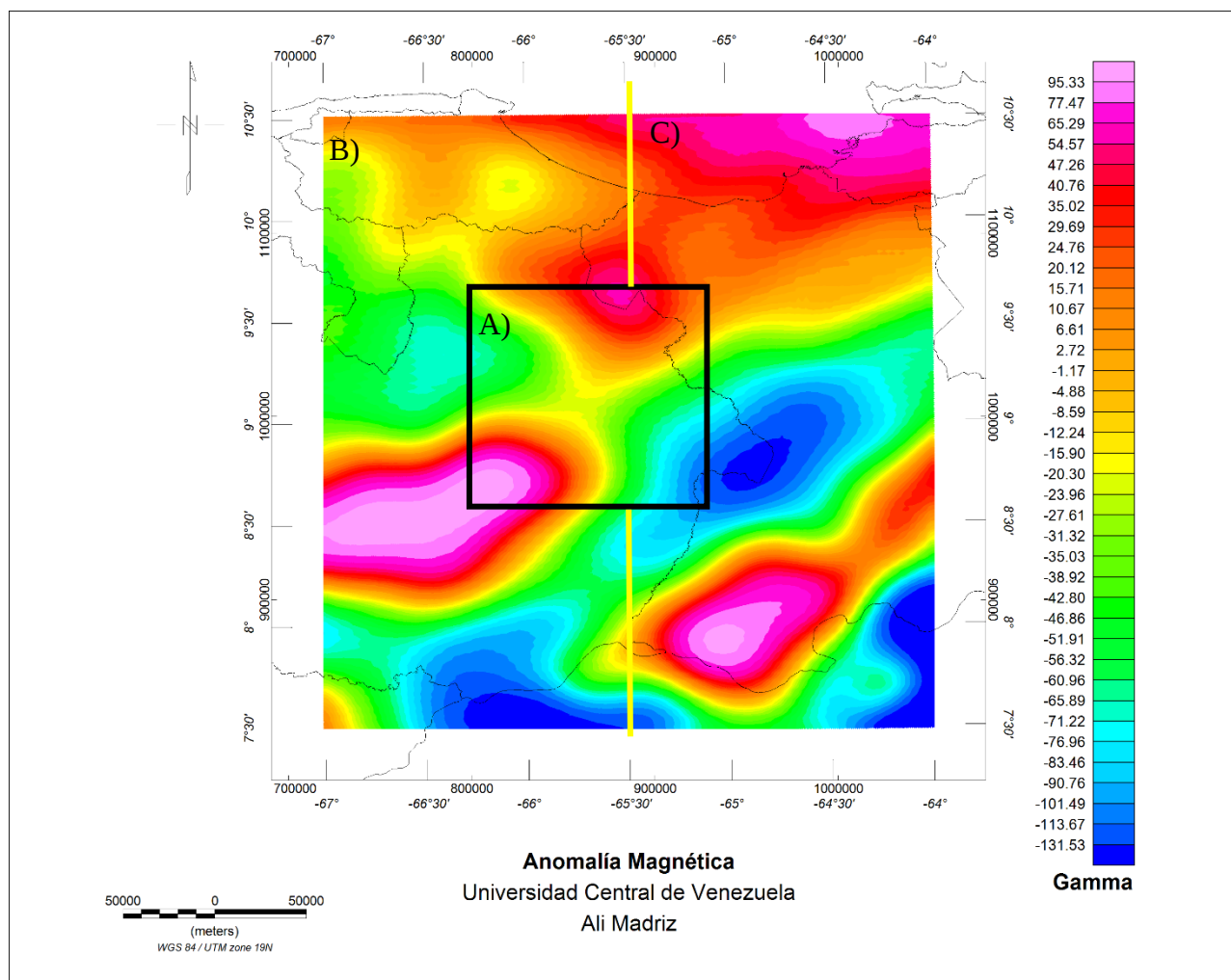


Figura 5.6. Anomalía Magnética (Ventana original de estudio enmarcada dentro del cuadrado).

5.4 Deconvolución de Euler

Después de haber obtenido la anomalía de Bouguer se realizó la deconvolución de Euler. Para llevar a cabo esta deconvolución se utilizó un índice estructural de 1 adicionalmente el error máximo permitido fue de 10% y un tamaño de ventana igual a 5 para obtener el mejor ajuste de resultado.

La deconvolución permite tener un conocimiento de la distribución de las fuentes generadoras de las anomalías gravimétricas. Entre las figuras 5.7 y 5.13 se observan como varían los focos gravimétricos en profundidad lo que permite estimar la tendencia del tope de basamento.

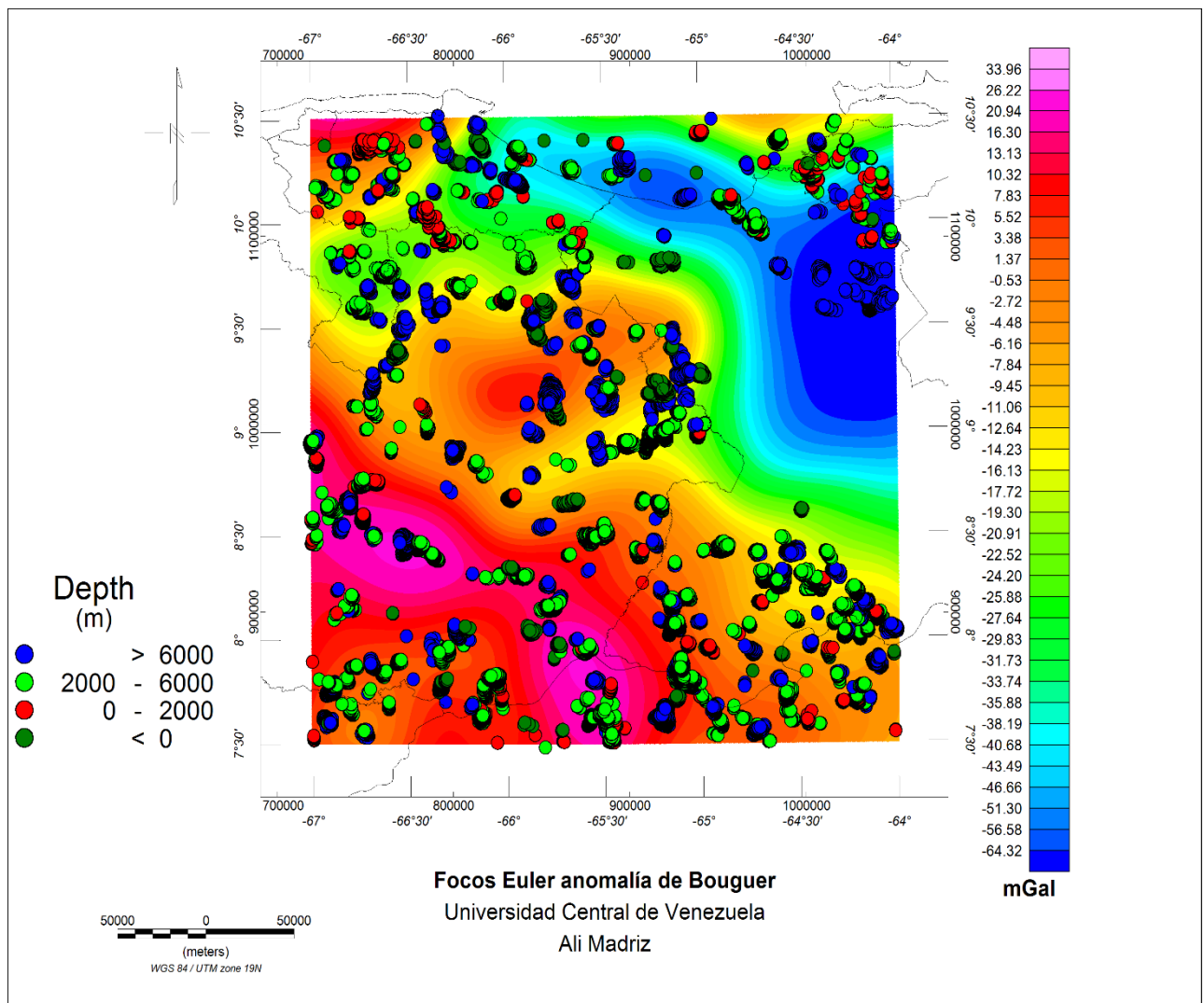


Figura 5.7. Focos de Euler en Anomalía de Bouguer

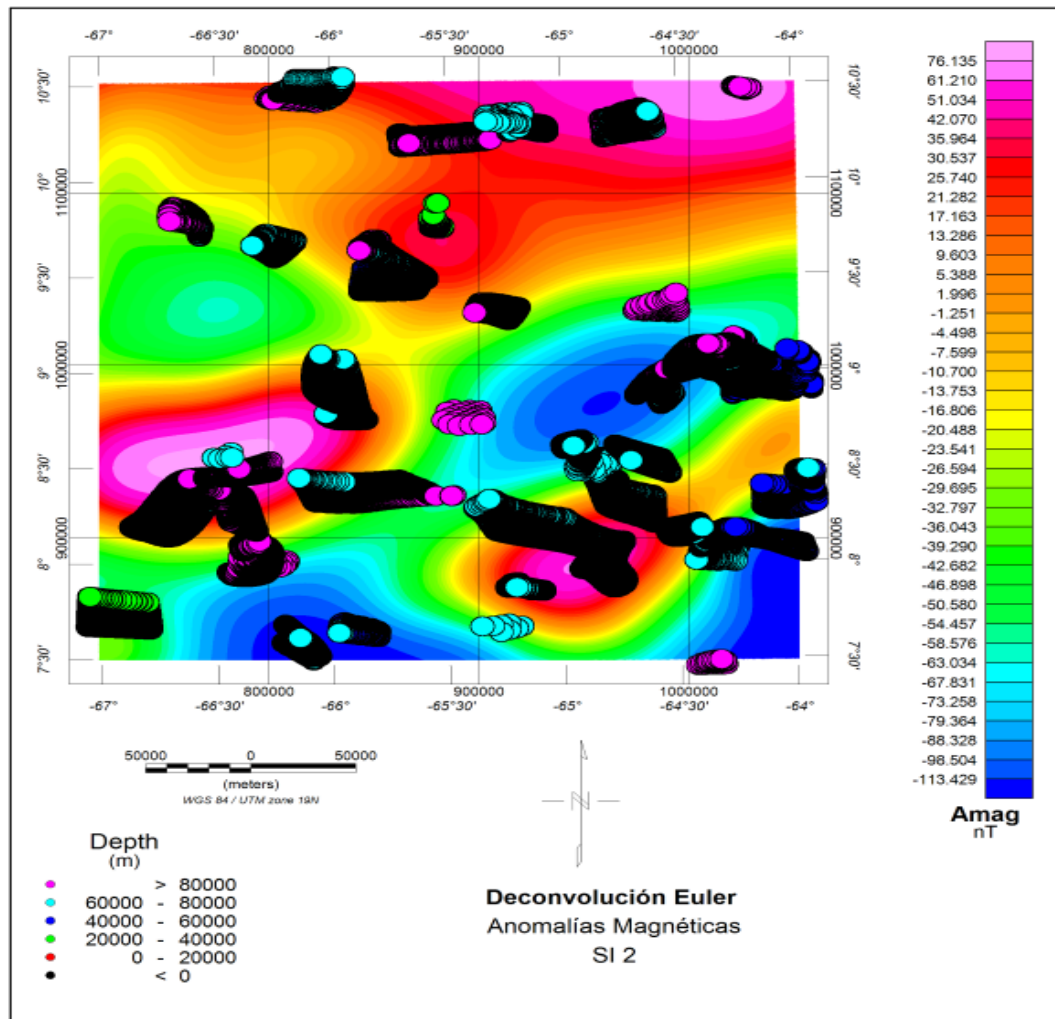


Figura 5.8 Focos de Euler Anomalía Magnética

Las deconvolución permitieron formar una idea del comportamiento de las fuentes generadoras de las anomalías gravimétricas y magnéticas. Utilizando el método desarrollado por Nwankawo *et al.*(2008), se realizó la inversión del campo geopotencial, para lo cual se hizo el uso de la descomposición espectral a 49 espectros de potencia para obtener los mapas de basamentos gravimétricos y magnéticos (figura 5.9, 5.10).

5.5 Mapas de basamento gravimétrico y magnético.

5.5.1 Basamento Gravimétrico.

En la figura 5.9 se observa el mapa de basamento obtenido por medio de los espectros de potencia para los datos gravimétricos. El rasgo principal que se observa es

que este mapa tiene forma de valle deformado siendo el área central la zona de mayor profundidad, a medida que se avanza hacia el sur se observan las menores profundidades de toda el área de estudio.

La zona "A" corresponde a la zona occidental de la subcuenca de Guárico, donde las mayores profundidades se observan dentro del recuadro negro (área original de estudio), las profundidades van entre los 3,2 a 5,57 km, la zona más profunda corresponde al depocentro del área de estudio y es asociada directamente con el Graben de Espino que presenta orientación NE-SW y profundidades entre los 4.3 a 5.57 km, lo cual se acerca a los resultados obtenidos por Salazar (2006) y Cahuana (2012).

El recuadro rojo corresponde a la zona "B", ubicada al norte del área de estudio, presenta un comportamiento muy similar por lo cual no hay mucha variación del valor de profundidad, en este sector hay una combinación estructural debido a la presencia de algunas fallas importantes como son: San Sebastián - Morón y su conexión con la falla de el Pilar y las profundidad máxima observada es de 4,6 km.

La ventana "C", presenta valores de profundidad que van desde los 3,70 a 4,8 km, en esta zona se observa el flanco oriental del Graben de Espino y su continuación hacia el NE

Finalmente la zona "D", ubicada al sur del área de estudio (recuadro azul), es la zona que presenta los menores valores de profundidad, los cuales disminuyen de norte a sur pasando de 2,5 a 4 km. Esta zona presenta una dirección preferencial E-W, el cual se puede asociar con el flanco norte del Escudo de Guayana en sus provincias Imataca y Pastora.

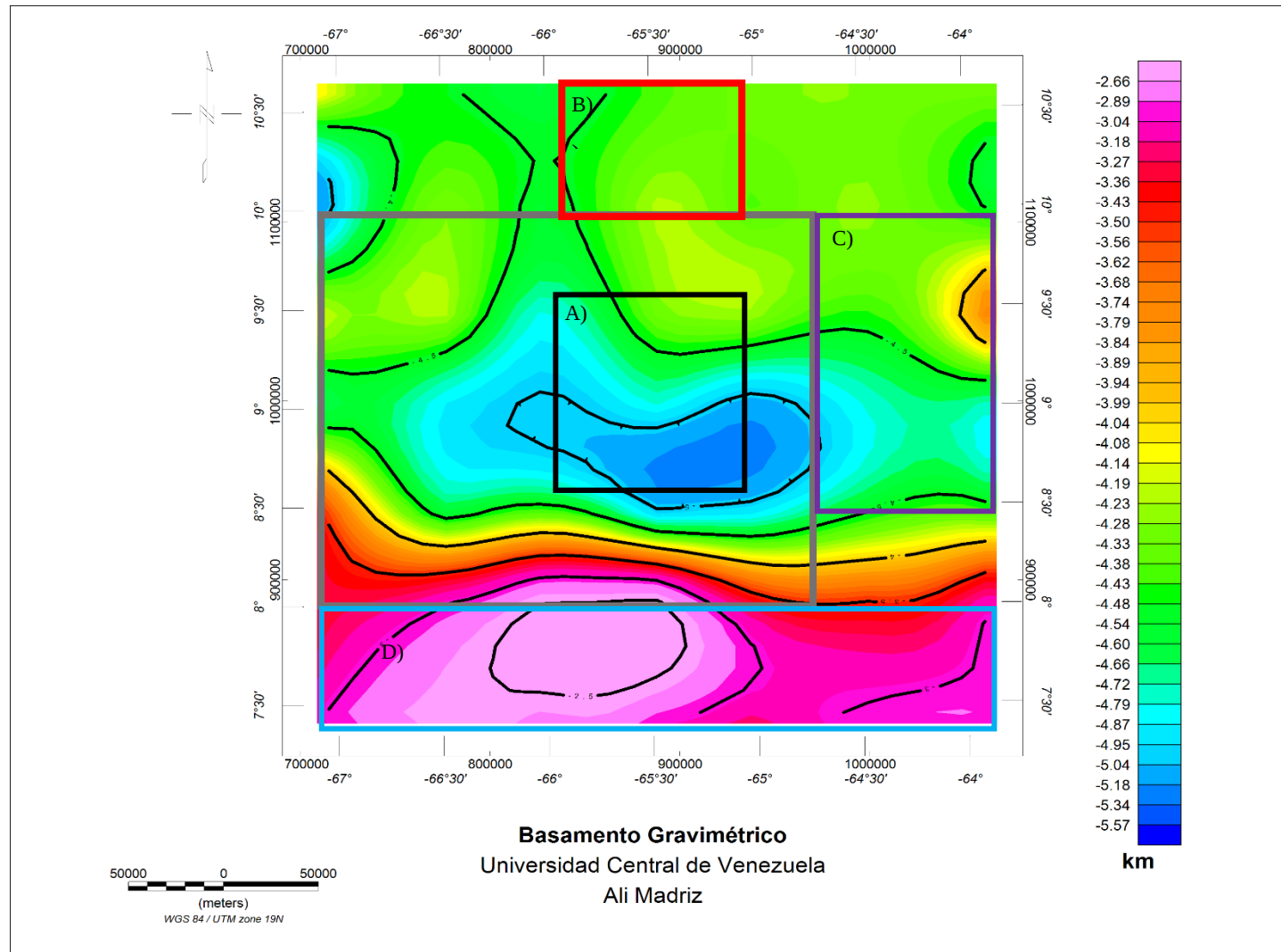


Figura 5.9. Mapa de basamento gravimétrico, Sectores: A) Flanco occidental Subcuenca de Guárico (recuadro negro ventana original de investigación); B) Fosa de Cariaco; C) flanco occidental Subcuenca de Maturín; D) Zona norte Escudo de Guayana

5.5.2 Basamento Magnético.

El mapa de basamento magnético (figura 5.10), presenta un comportamiento muy similar al obtenido mediante los resultados gravimétricos. Al norte del mapa se observa la zona de mayor profundidad mientras que en el sur se encuentran los menores valores de profundidad, a nivel general el rango de profundidad está en el rango de los 3,72 hasta los 6,6 km.

La Zona "A" al igual que para el basamento gravimétrico es asociado al flanco occidental de la Subcuenca de Guárico, a diferencia de los resultados obtenidos por los espectros de potencia gravimétricos, la fuente de la anomalía se encuentra desplazada hacia la izquierda pero manteniendo la dirección en sentido NE-SW, estos resultados al igual que los obtenidos por el análisis gravimétrico presentan alta coherencia con las estructuras presentes, los valores de la profundidad van entre los 4,5 a 6 km.

En el sector "B" los valores de profundidad de basamento presenta un comportamiento homogéneo con valores entre 5,4 a 5,6 km de profundidad donde los valores más profundos están hacia el sur. Esta zona se ve afectada por las fallas transcurrentes del norte de Venezuela

La ventana "C", se observa una pequeña sección en la cual hay una disminución de la profundidad de basamento que a medida que se acerca al flanco oriental de la subcuenca de Maturín se va profundizando, adicionalmente presenta una dirección en sentido E-W, donde la anomalía de Bouguer para esta zona presenta el mismo comportamiento.

En la parte inferior del mapa se observa la zona "D", los valores de profundidad en esta zona disminuyen de norte a sur, los bajos valores de profundidad se pueden asociar, al igual que para el mapa de basamento gravimétrico, a una influencia de las provincias de Imataca y La Pastora lo que ocasiona un levantamiento del basamento en esta zona.

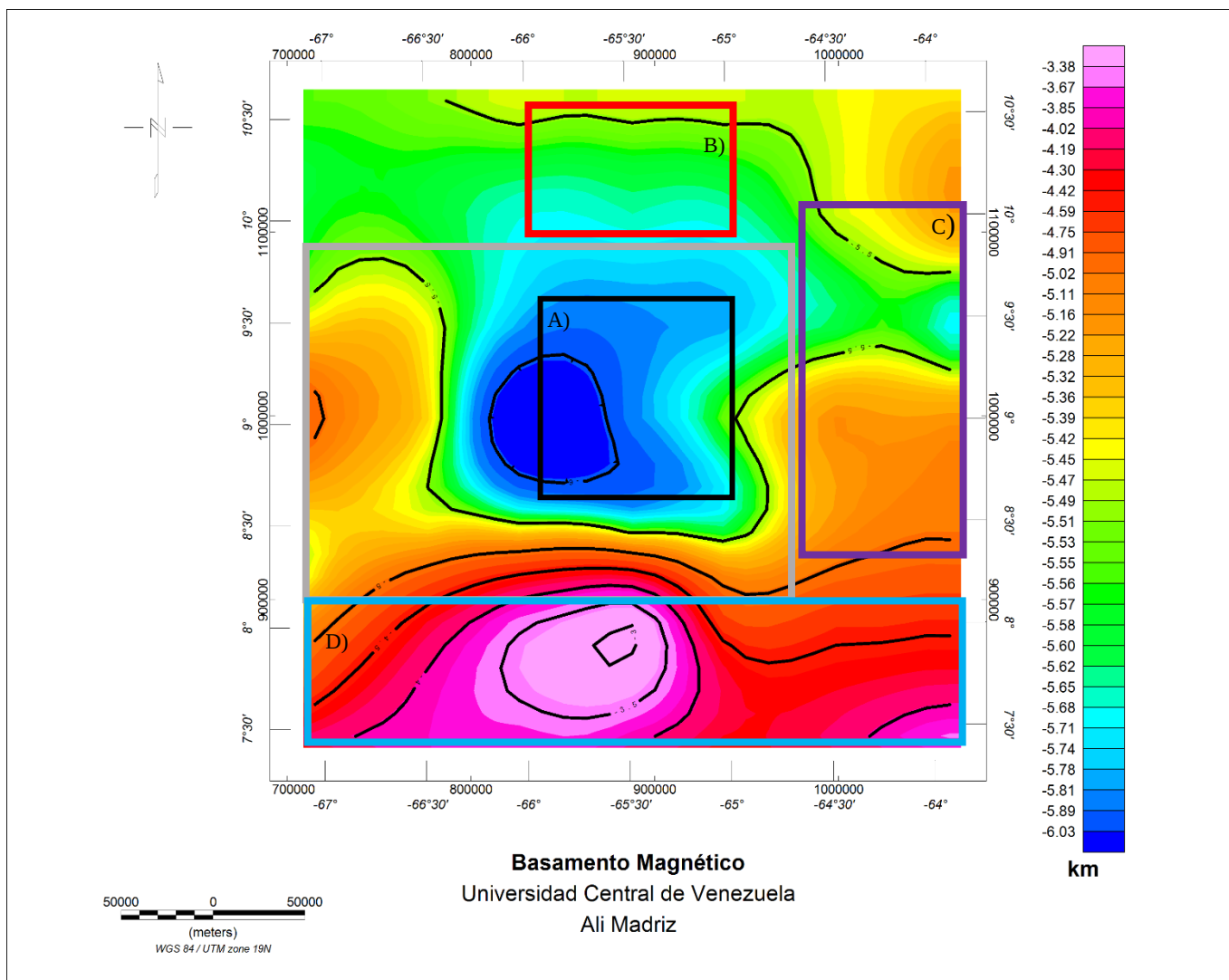


Figura 5.10 Mapa de basamento magnético, Sectores: A) Flanco occidental Subcuenca de Guárico (recuadro negro ventana original de investigación); B) Fosa de Cariaco; C) flanco occidental Subcuenca de Maturín; D) Zona norte Escudo de Guayana

5.6 Modelos 2D

Para realizar los modelos 2D se tomó en consideración las diversas formaciones geológicas y estructuras de interés de la zona de estudio. La tabla 5.3 muestra las densidades usadas para los cuerpos en estudio las cuales van en el rango de 1.70 a 3.0 g/cm³. En la figura 5.11 se presenta la localización de las fallas del Graben de Espino sobre la anomalía de Bouguer (tomado y modificado de González (2006)). lo cual permite tener un mejor control al momento de generar los modelos 2D

Tabla 5.3 Densidades utilizadas para realizar modelos 2D en los perfiles L1 y L2.

Cuerpo	Rango (g/cm ³)	Densidad (g/cm ³)
Manto	3.00-3.40	3.1
Corteza Continental	2.50-2.81	2.70
Formación Chaguaramas	1.61-2.76	2.20
Formación Roblecito	1.61-2.76	2.30
Formación La Pascua	1.70-2.76	2.35
Grupo Temblador	1.70-2.76	2.45
Formación Ipire	2.10-2.76	2.50
Formación Carrizal	2.10-2.76	2.55
Formación Hato Viejo	2.10-2.79	2.60

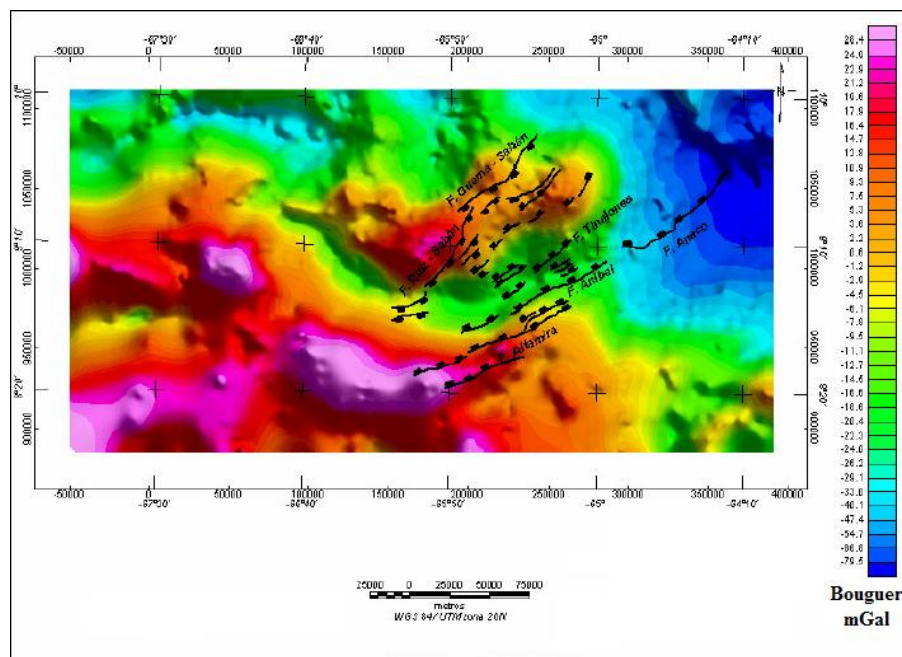


Figura 5.11. Fallas del Graben de Espino sobre anomalía de Bouguer (González, 2006).

5.6.1 Modelo L1

El modelo L1 (figura 5.12), presenta una dirección de N40W y una longitud aproximada de 366 km, extendiéndose desde el flanco norte del Escudo de Guayana hasta donde afloran la formación Chaguaramas. Los valores de anomalía gravimétrica y magnética oscilan entre 14.1 y -34.6 mGal y 23.2 y -210 gammas. Entre las estructuras de interés se encuentra el Graben de Espino y el Corrimiento Frontal de Guárico.

El Graben de Espino es un sistema de fallas normales que se originaron durante el jurásico tardío, este es uno de los rasgos estructurales más importantes del perfil, compuesta por las fallas de Altamira y Aníbal al sur y hacia el norte la falla de Guama-Sabán.

El basamento aflora hacia el sur donde se ubica el Escudo de Guayana, lo cual coincide con las pruebas de campo realizada con diferentes autores para trabajos de carácter geológicos. La cubierta sedimentaria para este modelo posee una densidad de $2,2 \text{ g/cm}^3$, esta densidad se relaciona con la formación Chaguaramas y a medida que se profundiza el valor de la densidad va aumentando.

En la zona central las formaciones geológicas fueron cortadas por las fallas de Altamira y Anaco hacia el sur y hacia el norte por las fallas de Ruiz-Sabán y Guama-Sabán, donde la primera y la última cortan el tope de basamento ígneo-metamórfico cortando la secuencia geológica y dando su configuración actual.

Al norte del perfil se observa el corrimiento Frontal de Guárico el cual deforma la secuencia de formaciones y llegan hasta basamento. El corrimiento posee una densidad promedio de 2.4 g/cm^3 . El tope de basamento profundiza hacia esta área del perfil, lo cual se puede relacionar con el efecto producido por la carga de los cuerpos presente. Por último se observa un adelgazamiento de la corteza superior e inferior.

Para tener control de la profundidad de corteza superior, corteza inferior y discontinuidad de Moho se ha considerado los resultados obtenidos por Niu *et al.* (2007) y Schmitz (2011). Además se realizó una calibración con el pozo P1, P2 Y P3 para tener control de la profundidad de basamento.

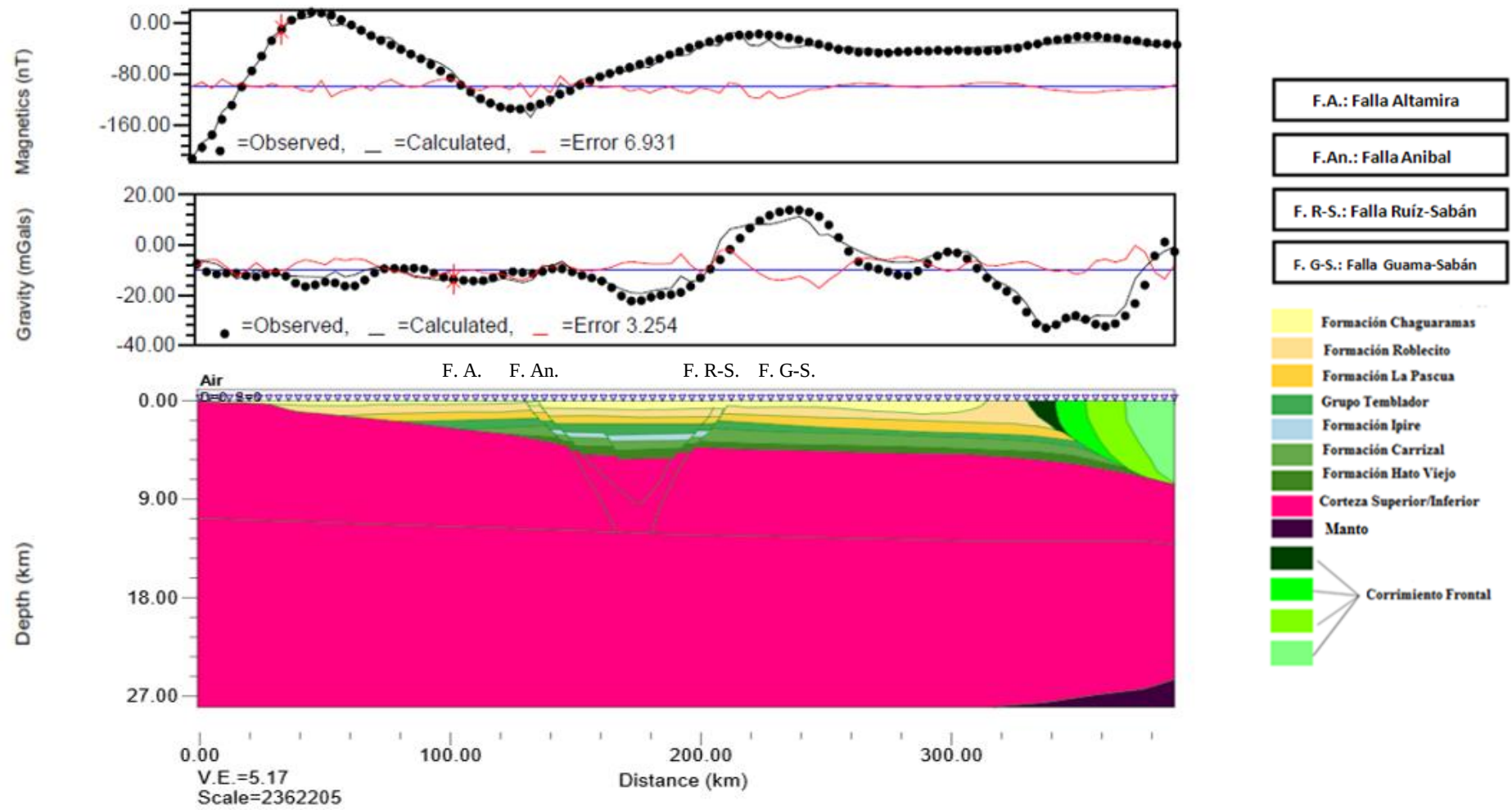


Figura 5.12. Modelo estructural perfil L1 SE-NW

5.6.2 Modelo L2

El modelo L2 (figura 5.13) se realizó en dirección S-N con una longitud de 317 km, al igual que el modelo anterior, este se realizó desde el flanco norte del escudo de Guayana hasta donde afloran los aluviones ubicados norte de Guárico. Los valores gravimétricos varían entre 27 y -70 mGal mientras que los valores magnéticos están en el rango de 60 y -120 gammas.

Al sur se observa que el tope de basamento aflórese en las cercanías al río Orinoco. PDVSA INTEVEP ha realizado múltiples estudios en esta zona debido a la importancia económica que representa la Faja Petrolífera de Venezuela, entre estos estudios se encuentra un corte en sentido W-E que se ajusta a los resultados obtenidos para este modelo, al igual que los propuestos por Reyes (2002).

En el perfil L2 en la zona central se observa una depresión, por la acción combinada de la fallas de Altamira y Guama-Sabán las cuales generan la caída del bloque afectando a las formaciones geológicas presentes e incluso rompiendo el tope del basamento.

Al igual que en el modelo L1, la línea de tope de basamento tienden a profundizarse hacia el norte, lo cual puede relacionarse a flexión listosférica por las capas que se suprayacen en esta zona. La corteza también presenta un adelgazamiento hacia el norte. También se observa el Corrimiento Frontal de Guárico, la cual se produce por el choque de la corteza continental contra la corteza oceánica, donde la última busca colarse por debajo de la primera, generando un acúñamiento de las formaciones geológicas sobre el basamento. La corteza oceánica no es observada en el modelo estructural ya que no se encuentra dentro del área que abarca el perfil en cuestión

Se realizó control de profundidad en base a los trabajos realizados por Salazar (2006), Schmitz (2011) y Cahuana (2012) además de utilizar un pozo para control en profundidad.

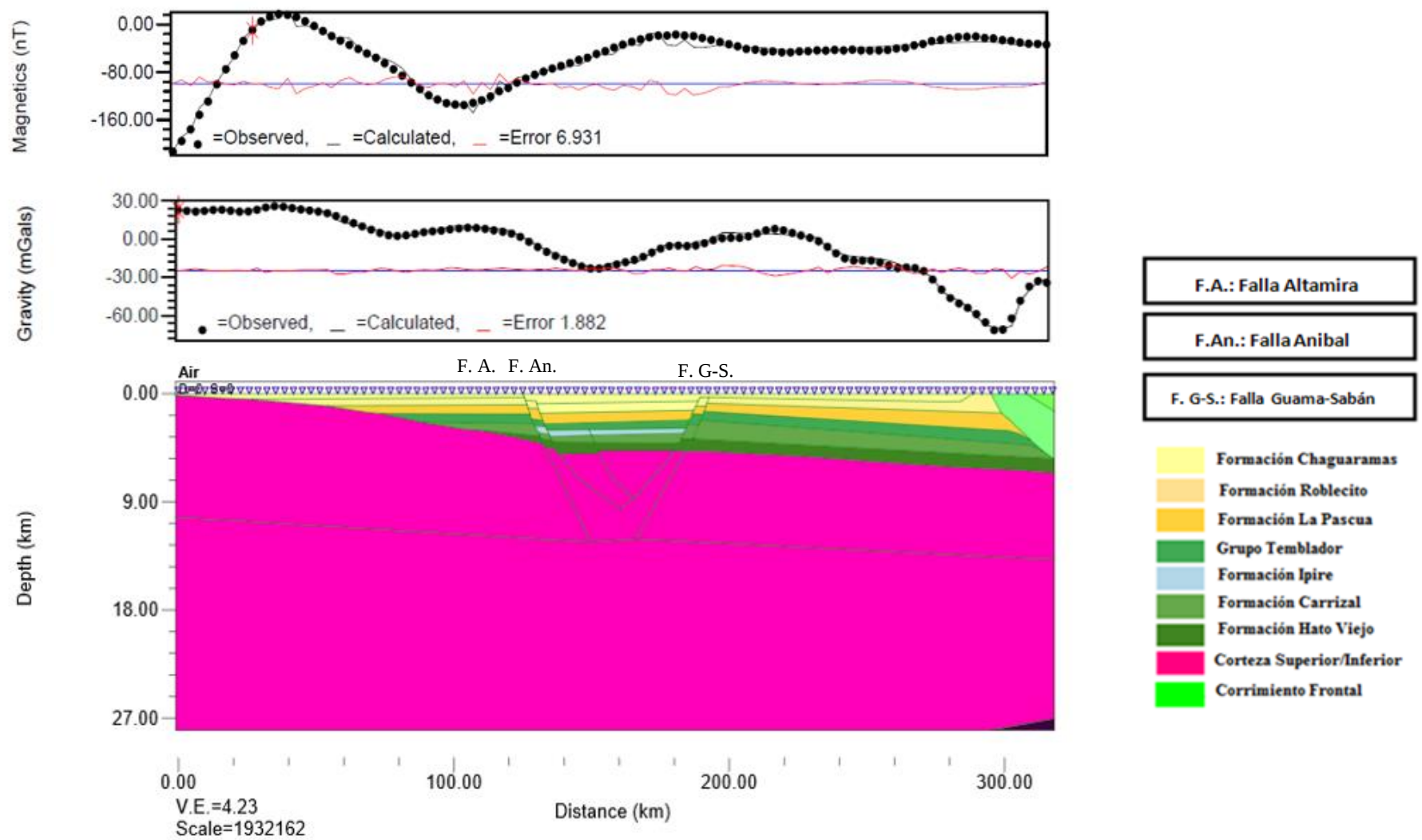


Figura 5.13. Modelo L2 en dirección S-N.

Después de haber realizado la estimación de la profundidad del tope de basamentos partiendo de las fuentes gravimétricas-magnéticas, haber integrado con la información de pozos y relacionado con el sistema de fallas presentes en el graben de espino se obtiene el mapa de basamento Ígneo Metamórfico, el cual presenta valores que oscilan entre los 4.8 a 5.5 km de profundidad, estos tiene una tendencia E-W y una pequeña tendencia en sentido NE-SW lo cual coincide con la tendencia del Graben de Espino el cual es de N50E. La variación del tope de basamento Ígneo Metamórfico se puede relacionar con el conjunto de fallas presentes en el área, las cuales han provocado caídas y levantamientos de bloques como lo propuesto por González (2006). Al sur se observan las fallas de Altamira (F. A.), Anibal (F. An.), Anaco (F. Ac.) la norte se observan las fallas Ruiz-Sabán (F. R-S) y Guama-Sabán (F. G-S)

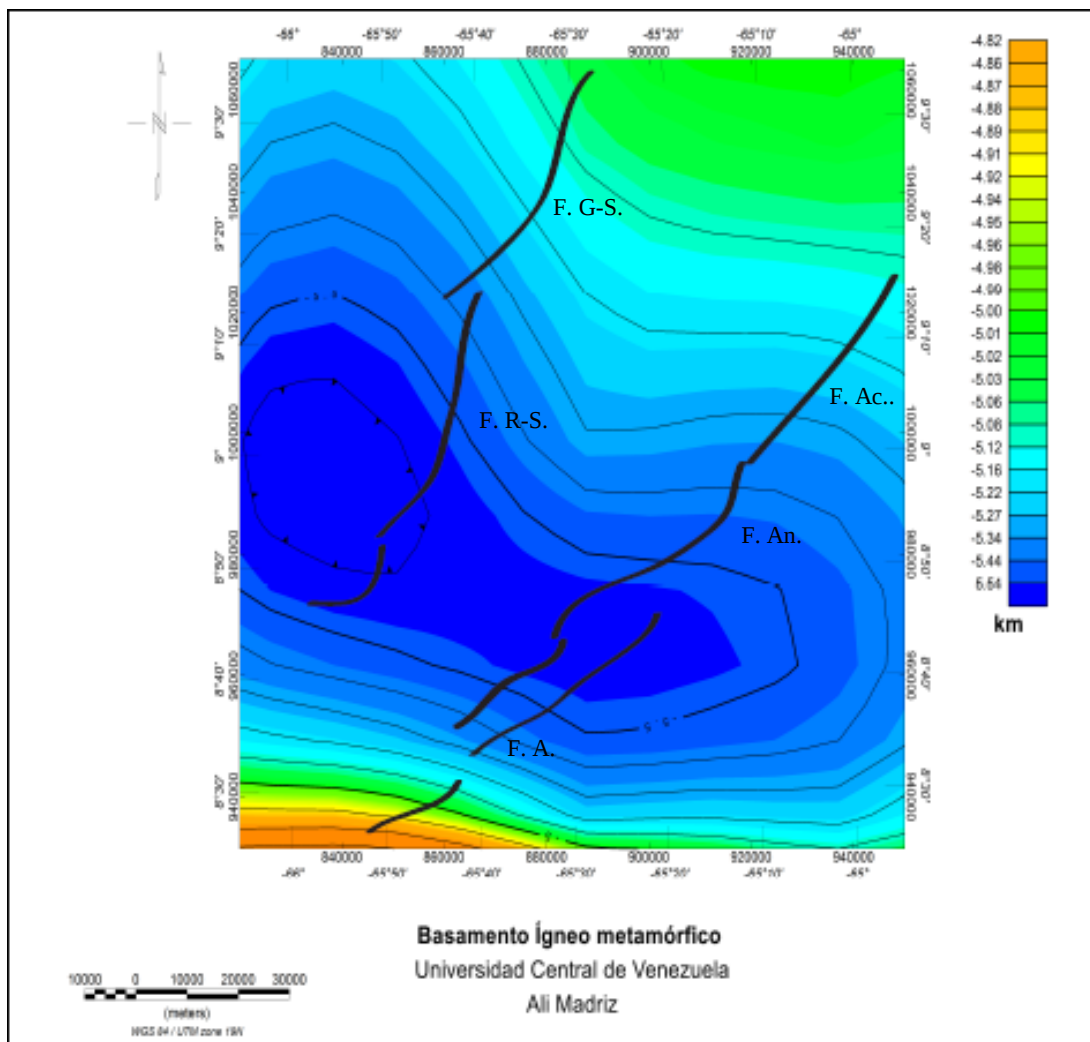


Figura 5.14. Basamento Ígneo Metamórfico

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

El análisis estadístico permitió obtener el control de calidad y verificar la existencia de valores anómalos, mediante los histogramas de frecuencias se verificó que la mayor parte de los datos gravimétricos positivos son asociados a la presencia del Escudo de Guayana, Arco de El Baúl además del resultado gravimétrico de la interacción de las fallas Ruiz-Sabán y Guama-Sabán mientras que los valores negativos son asociados a la presencia del Graben de Espino, la Falla de Úrica y el flanco occidental de la subcuenca de Maturín. Para la anomalía magnética, predominan altos valores lo que se verifico con la estadística descriptiva y el histograma de frecuencias.

El análisis espectral permitió determinar las interfases de la fuente generadora de las anomalías gravimétricas y magnéticas, donde la fuente profunda, intermedia y somera se encuentran 11.10 km, 5.17 km y 1.10 km para los datos gravimétricos, mientras que para los datos magnéticos se encuentran a 11.18 km, 6.13 km y 1.09 km.

Por medio de espectro de potencia determino que las profundidad máxima de basamento para esta área es de 5.57 km, debido a la complejidad estructural del Graben de Espino por lo cual es normal que la respuesta de la anomalía de Bouguer para esta zona se encuentre entre los 25 mGals a -20 mGals. La zona B es la respuesta estructural a la combinación de las fallas de San Sebastián – Morón conectada a la Falla de El Pilar y la presencia de la Falla de Úrica. El cambio de profundidad en la zona D se debe una combinación de los cuerpos estructurales como el arco de El Baúl, la influencia de la zona norte del Escudo de Guayana lo cual puede ser sustentado por la respuesta de la anomalía de Bouguer en el área.

El mapa de basamento magnético presenta una profundidad máxima de 6 km, además de contar con características similares a las observadas en el de basamento gravimétrico, con la diferencia que las fuentes se encuentran desplazadas, como se observa en la zona “A” y “B”. La zona “C” presenta continuación en dirección E-W. La ventana “D” buza hacia el norte, los valores de la anomalía magnetita son negativos en la zona occidental lo cual puede deberse a la respuesta causada por el Arco de El Baúl, los cuales varan entre los -60 a -131.5 gammas, el flanco oriental presenta valores

positivos entre el límite del estado Guárico y el estado Anzoátegui, justo sobre el caudal del río Orinoco, estos valores van en el rango de los 35 a 90 gammas.

El modelo estructural L1 permitió observar el comportamiento de los cuerpos geológicos que fueron afectados por las fallas del Graben de Espino y que el Frente de Corrimiento de Guárico las deforma. Para los modelos estructurales se utilizaron densidades de $2,2 \text{ g/cm}^3$ para la cubierta sedimentaria, mientras que para la corteza superior, corteza inferior y el manto las densidades promedio fueron de 2.8, 2.9 y 3.2 g/cm^3 respectivamente. Los estudios de Salazar (2006), Schmitz (2011) y Cahuana (2012) se pudo realizar un control en profundidad de las cortezas superior, inferior y manto.

Para el caso del modelo L2, se observa al igual que para el modelo L1 que la profundidad de basamento buza hacia el norte y debido al efecto de las fallas normales del Graben de Espino el bloque central desplazando estas estructuras, el frente de corrimiento al chocar con la secuencia de las formaciones geológicas las deforma hasta conseguir su configuración actual.

La deconvolución de Werner permitió determinar la distribución de los focos generadores de anomalías magnéticas, estos focos se encuentran a una profundidad máxima de 5000 m basado en la metodología empleada.

Basado en todo lo anterior se concluye que el modelo que mejor se ajusta a la profundidad de Basamento al este del estado Guárico es el Basamento ígneo metamórfico, donde la profundidad de este tope buza hacia el norte y presenta un comportamiento muy regular caracterizado por la repuesta de las fallas normales del Graben de Espino.

Recomendaciones

- Los datos satelitales trabajan con longitud de ondas larga, por lo cual realizar una mezcla con datos tomados en superficie garantizaran un mejor resultado tanto para las anomalías gravimétricas como para las magnéticas.
- Para realizar la estimación de profundidad de basamento mediante los espectros de potencia se necesita tener una buena relación entre el área

total y el tamaño de ventana a utilizar para así disminuir el error y tener un mayor control de la superficie

- Tener mayor número de pozos permitirá tener mejor control según el objetivo que se desee, por lo cual tener al menos 2 pozos por perfil permitiría tener un mejor ajuste del modelo a la realidad geológica
- Por medio de los métodos satelitales el valor de profundidad de basamento del flanco norte del Escudo de Guayana se aleja a los resultados obtenidos por estudios geológicos, por lo que un estudio a detalles de esta zona permitiría obtener un mayor conocimiento de esta área poca estudiada del país.

Bibliografía

- ABDESLEM, J., REGALADO, J., CERQUONE, H., (2015). Un modelo 3D de la densidad del Subsuelo en el graben de Espino: un aulacogeno Jurásico en el oriente de Venezuela. *Revista Mexicana de ciencias geológicas*, 30 (1), 110-12
- AGENCIA ESPACIAL EUROPEA (ESA). (2007) Magnetosfera terrestre. Disponible en: <http://sci.esa.int/cluster/40880-earth-s-magnetosphere/>
- AUDERMARD, F., BECK, C., MOERNAUT, J., DE RYCKER, K., DE BATIST, M., SÁNCHEZ, J., Y OTROS. (2006). ¿Qué segmenta sismogénicamente la Falla de El Pilar en el Golfo de Cariaco, en Venezuela oriental? VIII Congreso Venezolano de Simología e Ingeniería Sísmica. Valencia.
- BACHMANN, R. (2001) The Caribbean Plate Ante The Question Of Its Formation. Disponible en <http://www.geo.tu-freiburg.de/>
- BARLIER, F y LEFEBVRE M. (2001) A new look at planet Earth: Satellite geodesy and geosciences. The Century of Space Science, 1623-1651. Kluwer Academic Publishers.
- BELLIZZIA, A. (1985). Sistema montañosos del Caribe – una Cordillera aloctona en la parte Norte de América del Sur. *Memorias VI Congreso Geológico Venezolano Caracas*, 10, 6657-6836
- CAHUANA, N. (2012). Generación de mapa del basamento de la Cuenca Oriental de Venezuela a partir de datos gravimétricos y magnéticos de modelos combinados de datos satelitales, terrestres y marinos. Universidad Central de Venezuela
- CASTILLO, F. (2017). Estudio geofísico para la exploración de agua subterránea en el fundo Buselcat Asia – Cañete, Lima. Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa.
- DEMETS, C., JANSMA, P., MATTIOLI, G., DIXON, T.H., FARINA, F., BILHAM, R., CALAIS, E., (2000). *GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. Geophysical Research Letters*, Vol: 27, Nº3, 437-440pp.
- DICKINSON, W. y P. CONEY (1980) Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of México and early opening of the central North Atlantic Ocean.

- Houston Geological Society Continuing Education Series, School of Geoscience, Louisiana State University, Baton Rouge, La., pp: 27-36
- DIEBOLD, J. P. STOFFA, BUHL, P. Y TRUCHA, M. (1981). Venezuela basin cristal structure. *Journal of Geophysical Research*, 86, 7901-7923.
- DI CROCE, J. 1995. Eastern Venezuela Basin: Sequence Stratigraphy and Strucutral Evolution. PhD Thesis, Rice University, Houston, TX, 225p
- DRISCOLL, N. W., and DIEBOLD, J. B., 1998, Deformation of the Caribbean region: One plate or two?:
- DON KISER, G. y I BASS (1985). La Reorientación del Arco de El Baúl y su Importancia Económica. VI Congreso Geológico Venezolano, pag 5122-5135
- ERLICH, R. y BARRET, S. (1992). Cenozoic Plate Tectonic History of the Northern Venezuela-Trinidad Area. *Tectonics*, v. 9, No. 1. 161-184 p
- ESCALONA, N., 1985. Relaciones estratigráficas con el método de minerales pesados, Área Machete, Faja Petrolífera del Orinoco. *Mem., VI Congr. Geol. Venez.*, Caracas, Soc. Venezolana Geol., 1: 536-587.
- FEO-CODECIDO, G., SMITH, F.D., ABOUND, N. Y DI GIACOMO, E., 1984, Basement and Paleozoic rocks of the Venezuela Llanos basin, in Bonini, W. E., Hargraves, R.B. and Shagan, R., eds., *The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America*, M.162, pp. 175-187.
- FUNDACIÓN VENEZOLANA DE INVESTIGACIONES SISMOLÓGICAS (FUNVISIS). (2000). Mapas de Fallas Cuaternarias de Venezuela.
- FUNKHOUSER, H. J., SASS, L. C., AND HEDBERG, H. D., 1948. Santa Ana, San Joaquín, Guárico and Santa Rosa oil fields (Anaco fields), central Anzoátegui, Venezuela, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 32(10): 1851-1908
- GEOSOFT INC., (2013). *Geosoft Oasis montaj: Software de Mapeo y Procesamiento de Datos de las Ciencias de la Tierra*. En *GEOSOFT*. Toronto. 153 (2007)
- GONZÁLEZ, W. (2006). Compilación de datos magnéticos en el norte de Venezuela y el Caribe y un estudio de prueba en el Graben de Espino. Trabajo de grado Universidad Simón Bolívar. Caracas
- GONZÁLEZ DE JUANA, J.; ITURRALDE, J. y PICARD, X. (1980). Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas. Ediciones Foninces, Caracas. 1031 p.

- GRANJA, J. 2005. GEODINÁMICA DEL BORDE NORESTE DE LA PLACA CARIBE, Universidad Complutense de Madrid. Programa de Doctorado, Geología dinámica y ambiental
- HEDBERG, H. D., 1942. Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion), *Geol. Soc. Am., Bull.*, 61(11): 1173-1216.
- HEDBERG, H. D., Y H. J. FUNKHOUSER, 1947. Oilfields of the Greater Oficina Area, central Anzoátegui, Venezuela. *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 31(12): 2089-2169.
- HEDBERG, H. D., 1950. Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion), *Geol. Soc. Am., Bull.*, 61(11): 1173-1216.
- HINZE, W. J., AIKEN, C., BROZENA, J., COAKLEY, B., DATER, D., FLANAGAN, G., WINÉSTER, D. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, 70(4), J25-J32.
- HUNG, E. (1997). Foredeep and Thrust Belt Interpretation of the Maturin Sub-basin, Eastern Venezuelan Basin. PhD. Rice University. Houston.
- INTROCASO, A., GHIDELLA, M., RUIZ, F., CROVETTO, C., INTRODASO, B., & PATERLINI, C. (2008). Métodos gravi-magnetométricos modernos para analizar características estructurales de la plataforma continental Argentina. *Geoacta*, 1-20.
- ISEA, A., 1987. Geological syntesis of the Orinoco Oil Belt, Eastern Venezuela. *Journal of Petroleum Geology*, 10(2): 135-148.
- JÁCOME, M., KUSZNIR, N., AUDEMAR, F., Y FLINT, S., 2003, Formation of the Maturín Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topographic, *Tectonics*, v. 22, no. 5, 1046, pp. 1-17.
- JÁCOME, M., KUSZNIR, N., AUDEMAR, F., Y FLINT, S., 2003, Tectono-stratigraphic Evolution of the Maturín Foreland Basin: Eastern Venezuela, *AAPG Memoir* 79, pp. 735-749.
- KISER, 1987. Exploration Results, Machete Area, Orinoco Oil Belt, Venezuela. *Journal of Petroleum Geology*, 10(2): 149-162.
- KUVSHINOV, A. Y OLSEN N. (2004) 3-D modelling of the magnetic fields due to ocean tidal flow, in *Earth Observation with CHAMP, Results from Three*

Years in Orbit.

- LAFEHR, T. R., (1991). Standardization in gravity reduction. *Geophysics*, 56(8), 1170-1178.
- Li, X. y GOETZE, H, (2001). Tutorial: Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy and geophysics. *Geophysics*, vol. 66 Num. 6, pag. 1660-1668, disponible en http://www.lct.com/technical_pages/pdf/Li_G_Tut.pdf
- LOWRIE, W. (2007). Gravity, the figure of the earth and geodynamics Fundamentals of Geophysics. New York, Estados Unidos: Cambridge University Press, 43-99.
- LUHR, H., ROTHER M., MAUS S., MAI W., AND COOKE D. (2003) The diamagnetic effect of the equatorial Appleton anomaly: Its characteristics and impact on geomagnetic field modeling, *Geophys.*
- MANN, P. (Ed), (1999). *Caribbean Sedimentary Basins: Clasification and Tectonic Setting from Jurassic to Present*. Elsevier Science B.V. CARIBBEAN BASINS OF THE WORLD, 4, 3-31p
- MANN, P., CALAIS, ERIC, RUEGG, JEAN-CLAUDE, DEMETS, CHARLES, JANSMA, PAMELA E., (2002). *Oblique colisión in the northeastern Caribbean from GPS measurements and geological observations*. *Tectonics*, Vol:2, n°6, 26pp.
- MARTÍN, A., ANQUELA, A., PADÍN, J., & BERNÉ, J. (2005). Análisis y perspectivas sobre la determinación del campo gravitatorio terrestre a partir de las misiones por satélite CHAMP, GRACE y GOCE. Valencia, España.: Universidad Politécnica de Valencia..
- MAUS, S. MACMILLAN, S., MCLEAN, S., HAMILTON. B., THOMPSON, A., NAIR, M. y ROLLINS, C. (2010). The US/UK World Magnetic Model For 2010-2015, NOAA Technical Report NESDIS/NGDC
- MENCHER, E., H. J. FICHTER, H. H. RENZ, W. E. WALLIS, J. M. PATTERSON AND R. H. Robie, 1953. Geology of Venezuela and its oil fields. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 37(4): 690-777.
- MENDOZA, V., (2005). Geología de Venezuela: Escudo de Guayana, Andes venezolanos y Cordillera de La Costa. Geos, UCV, Caracas, 38p.
- MILSON, J. (2003). Field Geophysics The Geological Field Guide Series. Chichester, England: Wiley.
- MUNRO, S. y F. SMITH (1984) The Urica fault zone, northeastern Venezuela.

- En: Bonini, W. E., and other, eds. The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162 (this Volume).
- NIU, F., BRAVO T., PAVLIS, G., VERNON, F., RENDÓN, H., BEZADA, M., LEVANDER, A. (2007). Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela. *J. Geophys. Res.*, Vol. 112, B11308.
- NWANKWO, L., OLASEHINDE, P., & AKOSHILE, C. (2008). Spectral Analysis of Aeromagnetic anomalies of the northern Nupe Basin, West Central Nigeria. *Global Journal of Pure and Applied Sciences*, 247-252.
- PAVLIS, N. K., HOLMES, S. A., KENYON, S. C., & FACTOR, J. K. (2008). An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008. General Assembly of the European Geosciences Union. Vienna, Austria.
- PATTERSON, J. M. Y J. G. WILSON, 1953. Oil fields of Mercedes region, Venezuela, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, 37(12): 2705-2733.
- PEIRSON III, A. L., 1965-a. Geology of north-central Venezuela. *Informe inédito*, Creole Petr. Corp., Corpoven, 337 p.
- PINDELL, J. L. Y BARRETT S. F. (1990) Geological evolution of the Caribbean Region: A Plate – Tectonic Perspective en DENG G y CASE J. E. The Caribbean Region, Geological Society of America, The Geology of North America, Volume H: 405-432 p.
- PINDELL, J. Y KEANNAN, L. 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: and update, in JAMES, K. H., LORENTE, M. A., AND PINDELL, J. eds., The origin and Evolution of the Caribbean Plate: London, Geological Society
- PORRAS, J. (2003). Estratigrafía secuencial del Oligo-Mioceno, Bloque Oritupano y Leona y Mata Acema, Área Mayor de Oficina, cuenca Oriental de Venezuela. Tesis de Post Grado. Universidad Central de Venezuela.
- RAMIREZ, E. (2014). Adquisición Y Procesamiento De Datos Gravimétricos Y Magnéticos En El Perfil Calabozo – Dabajuro. Universidad Central de Venezuela.
- RENGIFO, R (2014). Modelo estructural del subsuelo en el campo guara este, edo. Anzoátegui, mediante la integración de datos geofísicos

- RENZ, H., H. ALBERDING, K. DALLMUS, J. PATTERSON, R. ROBIE, N. WEISBORD y J. MAS VALL (1958) The Eastern Venezuela basin. En: Weeks, L.G., ed. The habitat of oil: American Association of Petroleum Geologists Symposium Volume, p. 551-600.
- RÍOS, K. (2002). Estimación de espesores sedimentarios del mesozoico en el graben de Espino a lo largo de dos transectos regionales en el área de Anaco, estado Anzoátegui.
- ROD, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. AAPG Bulletin, V.40, 457- 476.
- RODRIGUEZ-MILLÁN, I. (1978). Proyecto Investigación de la Faja Petrolífera del Orinoco por Métodos Geofísicos no Convencionales. Instituto Tecnológico FONINVES. Caracas
- ROJAS, F., (2013). Síntesis De La Evolución Tectono-Estratigráfica, Subcuenca De Maturín, Oriente De Venezuela.
- ROSA-COSTA, L.T., LAFON, J.M., & DELOR, C., (2006). Zircon Geochronology and Sm-Nd isotopic Study: Further constraints for the Archean and Paleoproterozoic Geodynamical Evolution of the Southeastern Guiana Shield, North of Amazonian Craton, Brazil. Gondwana Research, (10), 277-300.
- S. A. MENEVEN (1977). Estudio geológico integrado Cuenca Oriental de Venezuela. Departamento de Explotación Sección Geológica. Cortes A-H-B, C-D y E-F.
- S. A. MENEVEN (1982). Estudio geológico integrado Cuenca Oriental de Venezuela. Sección Estratigráfica A Lo Largo De Una Sección M-260 y PATO-1. Departamento de Gerencia General de Exploración
- SALAZAR, M. B. (2006). Evolución Estructural e Implicaciones Tectónicas del Graben de Espino. Caracas: Universidad Simón Bolívar.
- SCHMITZ M. (2011). Evaluación del espesor cortical en Venezuela mediante métodos sismológicos activos y pasivos. Trabajo de Ascenso. Universidad Central de Venezuela.
- SERWAY, R. (1998). Física (Cuarta Edición ed.). Tomo I. James Madison University: McGraw Hill. 540p.
- SERVICIO GEOLÓGICO DE LOS ESTADOS UNIDOS (U.S.G.S). (2008). Mapa Geológico de Venezuela escala 1:750.000. Disponible en: <https://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/>

- SHERIFF, R. (2001). *Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics*. 4ta Edición
- SILVA, A. (2015). *Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en la región noroccidental de Venezuela*. Universidad Central de Venezuela. Departamento de Geofísica. Tesis de pregrado.
- SMITH, P. (1975). *Temas de Geofísica*. Editorial Reverte. España, pp. 286.
- SMITH, F. (1980). El Basamento y las rocas paleozoicas en la parte norte de Venezuela. Informe Interno Corpoven, S. A., 20p.
- SPECTOR, A., y GRANT, F. (1970). Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 293-302.
- SUBIETA, T., J. O. CARNEVALLI, Y V. HUNTER, 1988, Evolución Tectonoestratigráfica de la Serranía del Interior y de la Subcuenca de Maturín, in A. Bellizzia, A.L. Escoffery, and I. Bass, eds., III Simposio Bolivariano: Sociedad Venezolano de Geólogos, Caracas, Venezuela, v. 2, pp. 549-578.
- SUDHAKAR, K., RAMA RAO, P., & RADHAKRISHNA, I. (2004). Modified Werner deconvolution technique for inversion of magnetic anomalies of horizontal circular cylinders. *Journal Indian Geophysical Union*, 179-183.
- TELFORD, W., GELDART, L., & SHERIFF, R. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University
- TELFORD, W. M., GELDART, L. P., & SHERIFF, R. E., (2004). *Applied Geophysics (Second ed.)* New York, Estados Unidos: Cambridge University Press.
- UNDÍAS, A y MEZCUA, J. (1997). *Fundamentos de Geofísica*. Alianza Editorial S.A. Madrid.
- VISCARRET, P., URBANI, F., y WRIGHT James (2012). Una nueva geocronología del macizo el baúl, estado Cojedes, Venezuela.
- WEBER, JOHN C., DIXON, TIMOTHY H., DEMETS, C., AMBEH, W. JANSMA, P., MATTIOLI, G., SALEH, J., SELLA, G., BILHAM, R., PÉREZ, O., (2001). *GPS estimate of relative motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela*. *Geological Society of America*, Vol: 29 n°1, 75-78pp.
- WEC. (1997). Evaluación de pozos disponible en:
<http://geologiavenezolana.blogspot.com/2011/01/wec-97-evaluacion-de->

[pozos.html](#)

WERNER, 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies.
Sveriges Geologiska Undersokning, Ser. C, 508.

YORIS, F., & OSTOS, M. (1997). *Geología de Venezuela: Geología general y cuencas petrolíferas*. En: Singer, J., ed., WEC 1997: Evaluación de pozos: Schlumberger-Surency C.A. 1ra ed., Jolley Printing, Texas.

Apéndices

Apéndice A.

Tabla 8.1 Profundidad de centroide para estimación de mapa de basamento mediante espectro de potencia radial gravimétrico.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)
A1	10.5	-67	-5.756
A2	10.5	-66.5	-6.035
A3	10.5	-66	-6.421
A4	10.5	-65.5	-6.125
A5	10.5	-65	-5.688
A6	10.5	-64.5	-5.362
A7	10.5	-64	-5.356
B1	10	-67	-5.875
B2	10	-66.5	-5.754
B3	10	-66	-6.245
B4	10	-65.5	-5.841
B5	10	-65	-5.671
B6	10	-64.5	-5.471
B7	10	-64	-5.298
C1	9.5	-67	-6.059
C2	9.5	-66.5	-5.593
C3	9.5	-66	-6.133
C4	9.5	-65.5	-6.047
C5	9.5	-65	-6.017
C6	9.5	-64.5	-6.268
C7	9.5	-64	-6.464
D1	9	-67	-4.947
D2	9	-66.5	-5.354
D3	9	-66	-6.329
D4	9	-65.5	-5.853
D5	9	-65	-5.508
D6	9	-64.5	-5.145
D7	9	-64	-5.203
E1	8.5	-67	-5.515
E2	8.5	-66.5	-5.578
E3	8.5	-66	-6.126
E4	8.5	-65.5	-5.648
E5	8.5	-65	-5.754
E6	8.5	-64.5	-5.488
E7	8.5	-64	-5.260

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)
F1	8	-67	-5.109
F2	8	-66.5	-4.254
F3	8	-66	-3.456
F4	8	-65.5	-2.897
F5	8	-65	-4.765
F6	8	-64.5	-4.598
F7	8	-64	-4.566
G1	7.5	-67	-4.145
G2	7.5	-66.5	-3.847
G3	7.5	-66	-3.749
G4	7.5	-65.5	-3.912
G5	7.5	-65	-4.305
G6	7.5	-64.5	-4.145
G7	7.5	-64	-3.709

Apéndice B.

Tabla 8.2 Profundidad de centroide para estimación de mapa de basamento mediante espectro de potencia radial gravimétrico.

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)
A1	10.5	-67	-5.756
A2	10.5	-66.5	-6.035
A3	10.5	-66	-6.421
A4	10.5	-65.5	-6.125
A5	10.5	-65	-5.688
A6	10.5	-64.5	-5.362
A7	10.5	-64	-5.356
B1	10	-67	-5.875
B2	10	-66.5	-5.754
B3	10	-66	-6.245
B4	10	-65.5	-5.841
B5	10	-65	-5.671
B6	10	-64.5	-5.471
B7	10	-64	-5.298
C1	9.5	-67	-6.059
C2	9.5	-66.5	-5.593
C3	9.5	-66	-6.133
C4	9.5	-65.5	-6.047
C5	9.5	-65	-6.017
C6	9.5	-64.5	-6.268
C7	9.5	-64	-6.464
D1	9	-67	-4.947
D2	9	-66.5	-5.354
D3	9	-66	-6.329
D4	9	-65.5	-5.853
D5	9	-65	-5.508
D6	9	-64.5	-5.145
D7	9	-64	-5.203
E1	8.5	-67	-5.515
E2	8.5	-66.5	-5.578
E3	8.5	-66	-6.126
E4	8.5	-65.5	-5.648
E5	8.5	-65	-5.754
E6	8.5	-64.5	-5.488
E7	8.5	-64	-5.260

Estación	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)
F1	8	-67	-5.109
F2	8	-66.5	-4.254
F3	8	-66	-3.456
F4	8	-65.5	-2.897
F5	8	-65	-4.765
F6	8	-64.5	-4.598
F7	8	-64	-4.566
G1	7.5	-67	-4.145
G2	7.5	-66.5	-3.847
G3	7.5	-66	-3.749
G4	7.5	-65.5	-3.912
G5	7.5	-65	-4.305
G6	7.5	-64.5	-4.145
G7	7.5	-64	-3.709

Anexos

Anexo A

Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela (FUNVISIS, 2000).

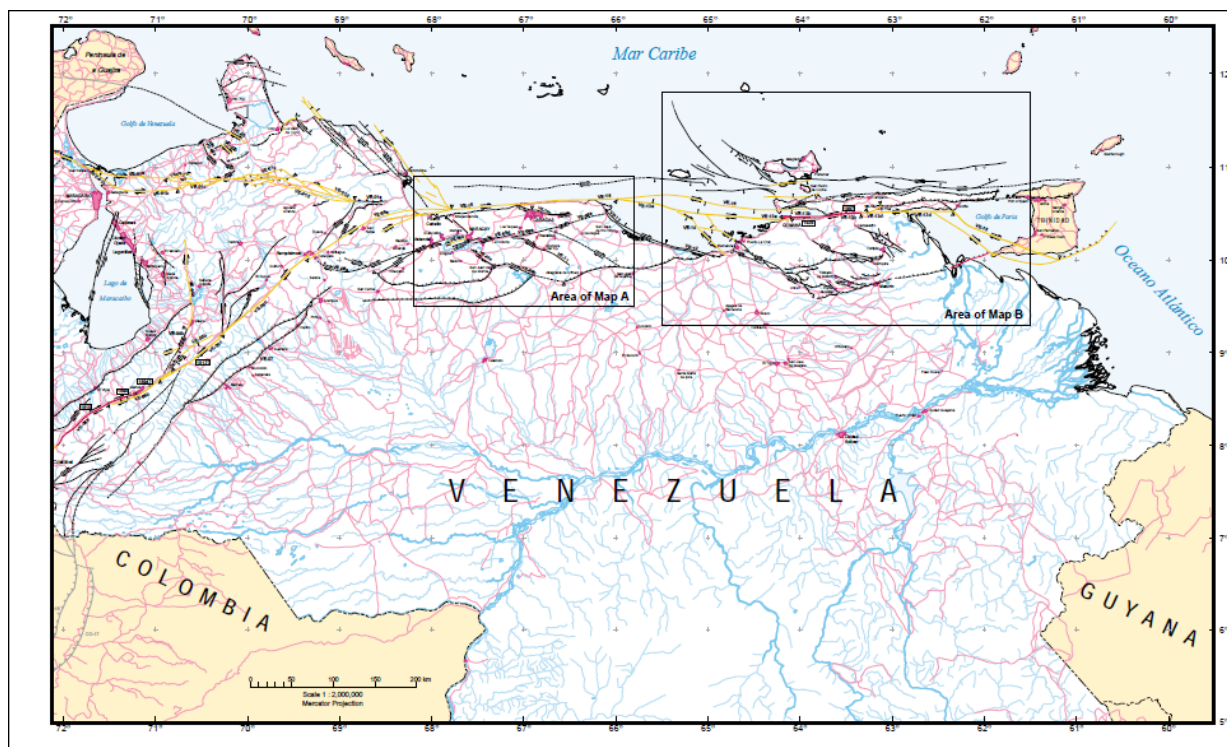


Figura 9.1 . Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela (tomado y modificado de FUNVISIS, 2000)

Anexo B.

Mapa Geológico de Venezuela, escala 1:750.000 (USGS, 2008).

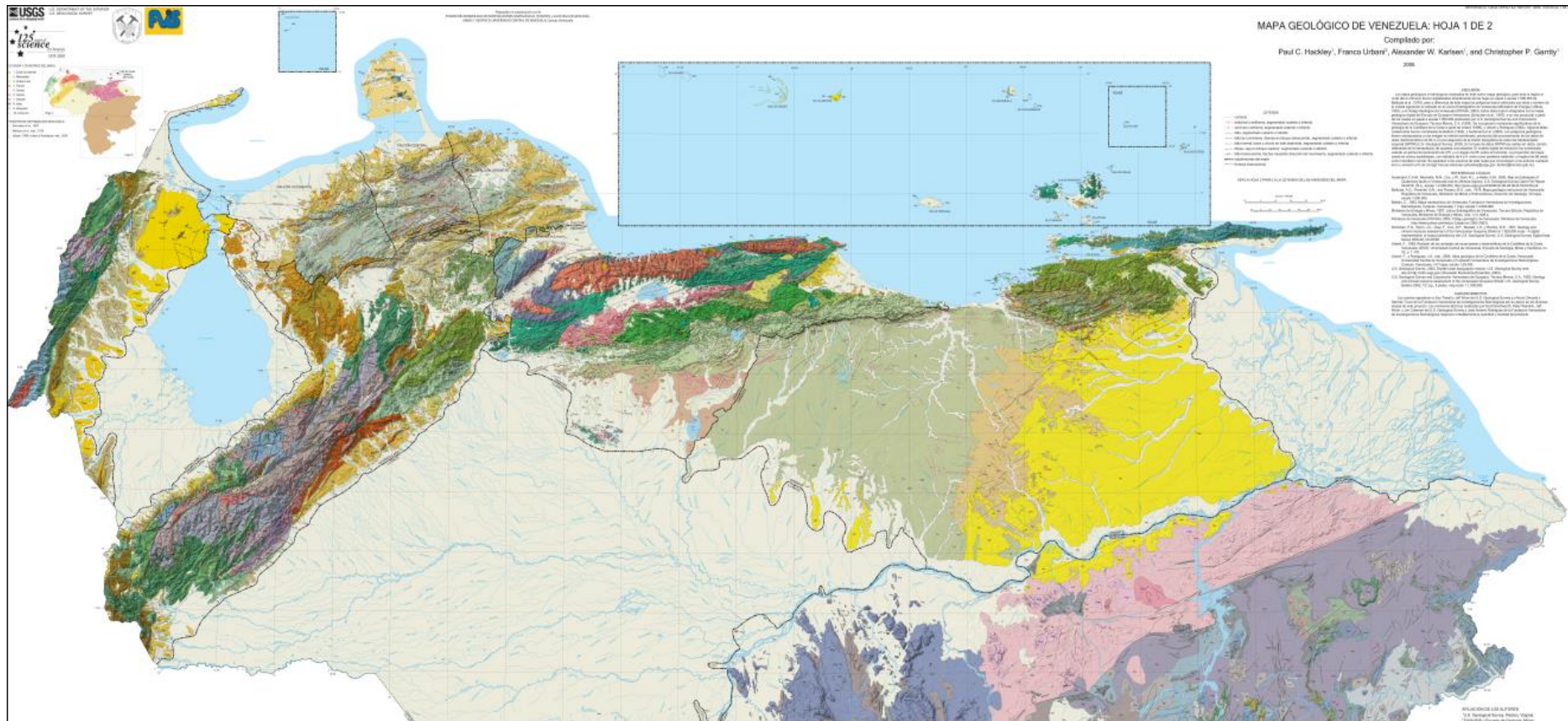
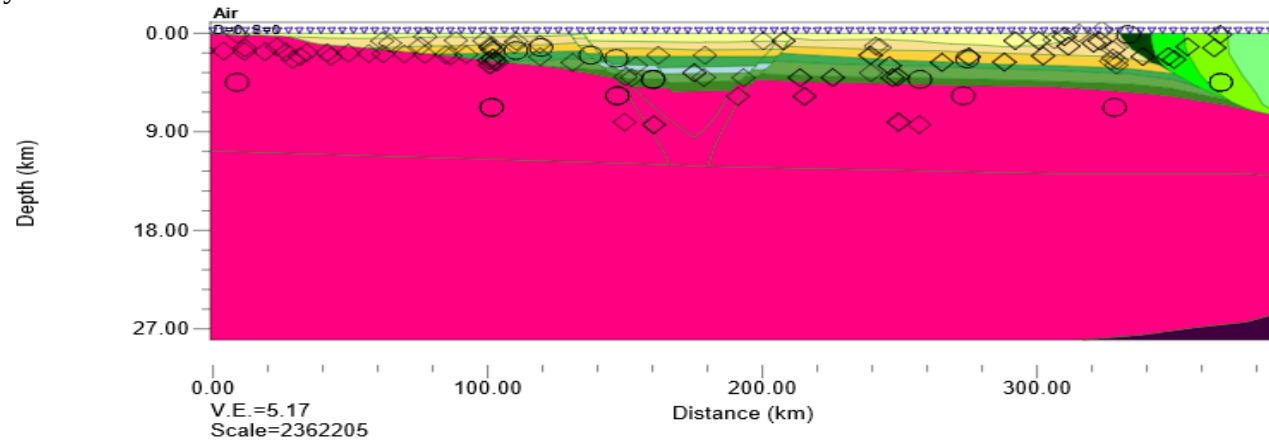


Figura 9.2 Mapa Geológico de Venezuela, escala 1:750.000 (USGS, 2008))

Anexo C.

Deconvolución de Euler y Werner L1.

a)



b)

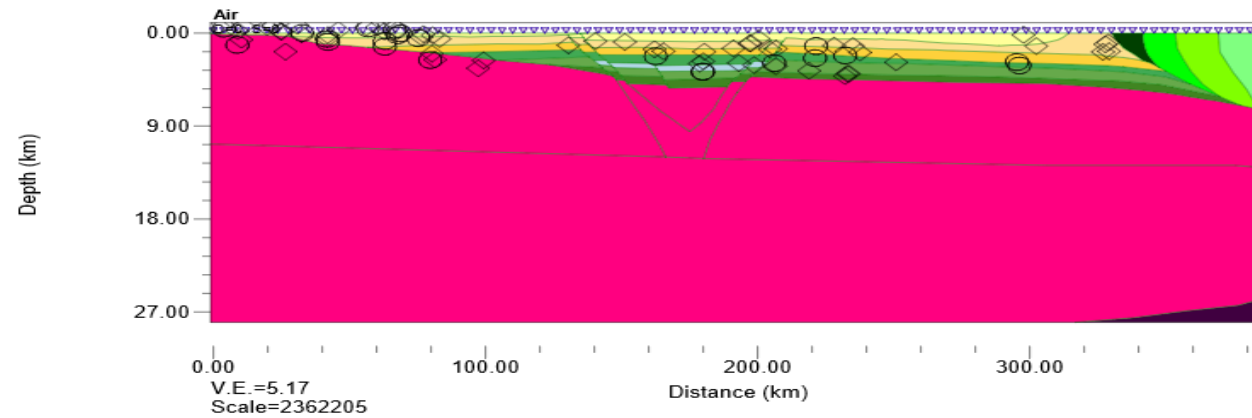
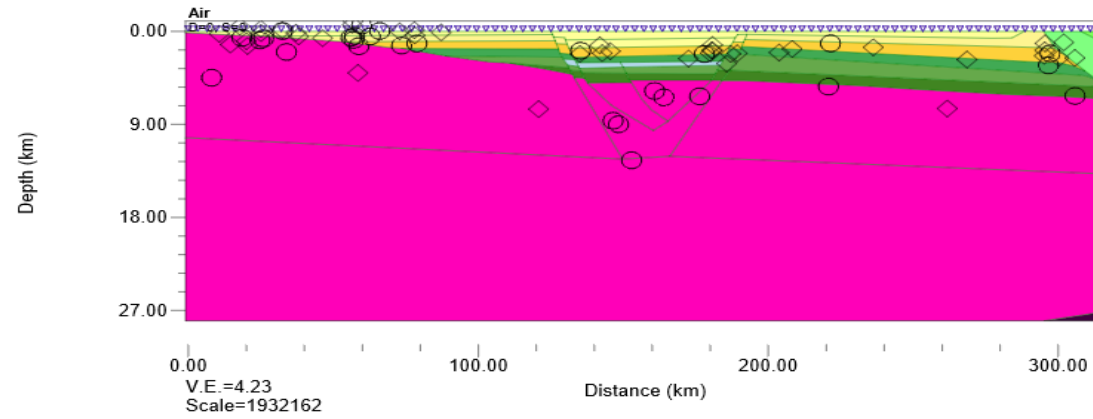


Figura 9.3 a) Deconvolución de Euler modelo L1 b) Deconvolución de Werner modelo L1

Anexo D.

Deconvolución de Euler y Werner modelo L2

a)



b)

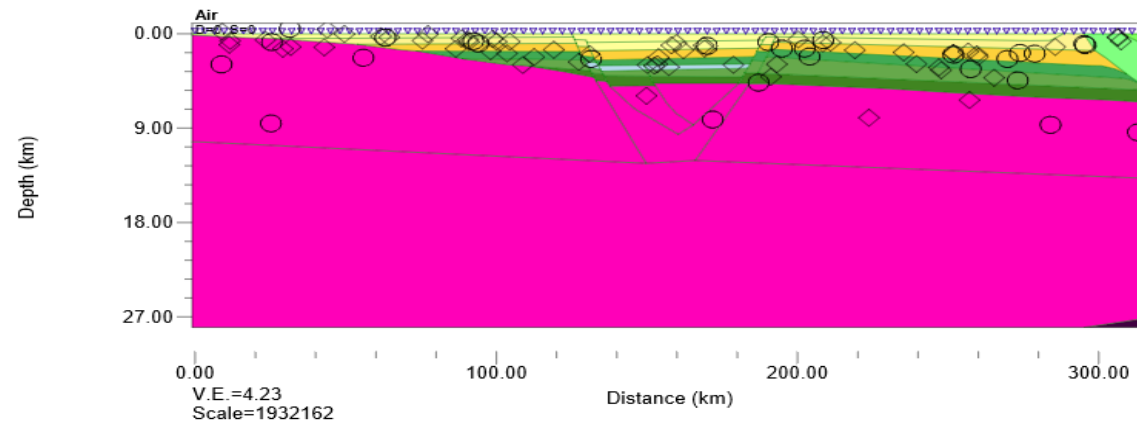


Figura 9.4 a) Deconvolución de Euler modelo L2 b) Deconvolución de Werner modelo L2