

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELADO GRAVIMÉTRICO CORTICAL DE LA ZONA
NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Mariano Simón Arnaiz Rodríguez
para optar por al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre de 2009

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO GRAVIMÉTRICO CORTICAL DE LA ZONA NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA

TUTORA ACADÉMICA: Prof. Inírida Rodríguez
COTUTOR: Prof. Franck Audemard

Trabajo Especial de Grado
presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Mariano Simón Arnaiz Rodríguez
para optar por al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, octubre de 2009

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

DEDICATORIA:

A todo aquél que vive bajo el concepto de que la ciencia es un arte; que vive con sed de conocimiento y que las explicaciones mundanas no le sean suficientes.

A todo aquél que investigue sólo por el deseo de saber más.

A mi madre y a mi novia. Sin ellas nada de esto hubiera sido posible.

AGRADECIMIENTOS

A mi tutora, Inírida Rodríguez, por haberme enseñado las oscuras artes de los métodos potenciales, por darme las herramientas para elegir una vocación para el resto de mi vida, por ser mi maestra intelectual durante los últimos dos años y darme la oportunidad de hacer el Trabajo Especial de Grado que yo quería. Palabras faltan para agradecer que me haya tomado como su pupilo.

A mi cotutor Franck Audemard que entre chistes y sarcasmos me enseñó los conocimientos más útiles que abrieron mi mente al mundo de la geología. Por el incondicional apoyo durante todo el tiempo dedicado para hacer este trabajo.

A los profesores Antonio Ughi, Yaneth Garzón, Juan Infante, Ricardo Alezones y, en especial a Nurys Orihuela, quienes a pesar de no haber estado directamente inmiscuidos en este trabajo, jamás dudaron en brindarme apoyo y ayuda siempre que fue necesario.

A mis amigos Jesús Miguel Pérez, Gabriel Molina, Karellys Leal, Rossi Espinoza, Diego Viniegra Ray Pacheco, Alexis Rengifo, y a mi prima Isabel Puerta por el apoyo incondicional y por siempre preguntar “¿cómo va eso?”. Especialmente a Airam Flores por la calidez y las lágrimas oportunas.

A Giselle Ramírez, quien me brindó la calma, la seguridad, el amor y el coraje para poder continuar.

A mi madre, Luisa Isabel Rodríguez Bello, quien con una mano de yunque y otra de seda me forjó en el hombre que me he convertido.

A todos, mi eterna gratitud.

Arnaiz R., Mariano S.

MODELADO GRAVIMÉTRICO CORTICAL DE LA ZONA NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA

Tutora Académica: Prof. Inírida Rodríguez. Cotutor: Prof. Franck Audemard
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geología. Año 2009, 136 p.

Palabras clave: Noroccidente de Venezuela, Los Andes de Mérida, modelo gravimétrico, Modelo de Flexión.

RESUMEN

El presente trabajo tiene como objetivo principal la generación de modelos gravimétricos corticales de la zona noroccidental de Venezuela, a partir de datos extraídos de la Red Gravimétrica Nacional (RGN) y mediante aplicación de la teoría de flexión de placas. Otros objetivos perseguidos son: compilar e integrar datos con información gravimétrica y geodinámica, generar los mapas y modelos necesarios, estimar las profundidades entre las interfaces más importantes y proponer una hipótesis sobre el comportamiento tectónico del noroeste de Venezuela. De la Red Gravimétrica Nacional se seleccionó una ventana con 110453; a los datos se les aplicó control estadístico y uno geoestadístico, luego se procedió a generar un mapa de Anomalía de Bouguer Simple, Anomalía de Bouguer Total y Anomalía de Aire Libre. Se estimaron profundidades de las interfaces con el espectro de frecuencias de las anomalías y se estudió la respuesta gravimétrica de fuentes profundas con tendencias polinómicas, continuación analítica del campo gravimétrico hacia arriba y filtros gausseanos. Para modelar las cuencas se recolectaron datos de pozos y modelos previos de las cuencas; para controlar las interfases profundas y localizar fallas se insertaron datos de sismicidad, y se generaron los modelos mecánicos en función de las anomalías gravimétricas. Se concluyó: a) La flexión en la cuenca de Barinas-Apure es generada principalmente por la carga andina. b) La flexión en el Bloque de Maracaibo no está controlada únicamente por Los Andes de Mérida, sino también por la distribución de otras cargas a lo largo de todo el bloque Perijá, Santamarta, Bucaramanga, etc). c) El espesor cortical para la Placa Suramericana se estima en 40 km y el del Bloque de Maracaibo en 36 km; el espesor elástico para la Placa Suramericana se estima en 24 km y el del Bloque de Maracaibo en 16 km. d) La discontinuidad corteza superior-corteza inferior se encuentra alrededor de 19 km de profundidad. e) El contacto entre ambas placas asemeja a una subducción tipo A con dirección NW donde el bloque de Maracaibo suprayace la Placa Suramericana, aunque la existencia y polaridad de ésta aún quedan en incertidumbre.

But as he lowered his eyes, he saw far above the tops of the Misty Mountains... "The roots of those mountains must be roots indeed; there must be great secrets buried there which have not been discovered since the beginning"

(J.R.R. Tolkien. *The Lord of the rings*)

ÍNDICE GENERAL

	pp.
Constancia de aprobación.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos.....	v
Resumen.....	vi
LISTA DE FIGURAS.....	x
LISTA DE TABLAS.....	xii
CAPÍTULO I	
INTRODUCCIÓN	
1. Planteamiento del problema	1
1.1. Objetivos	2
1.2. Localización del área de estudio	3
1.3. Justificación	3
2. Procedimiento metodológico	4
3. Antecedentes de la investigación	5
4. Organización del estudio	11
CAPÍTULO II	
MARCO GEOLÓGICO	
1. Geodinámica del noroccidente de Venezuela	12
1.1. La Placa Caribe	13
1.2. Los Andes de Mérida	19
1.3. La Serranía de Perijá	22
1.4. El Bloque de Maracaibo	23
1.5. Cuenca Barinas-Apure	26
CAPÍTULO III	
MARCO TEÓRICO	
1. Isostasia local y equilibrio isostático	29
1.1. Isostasia	29
1.2. Isostasia local	31
1.2.1. La hipótesis de Airy	31
1.2.2. La hipótesis de Pratt	32
1.2.3. Equilibrio isostático	34
2. Isostasia regional y flexión de la litósfera	34
2.1. La corteza de la Tierra y las vigas elásticas	35
2.1.1. Flexión de vigas elásticas	36
2.2. Significado geológico de la flexión de placas	42
CAPÍTULO IV	
PROCESAMIENTO Y CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS	
1. Etapa preliminar	46
2. Reprocesamiento de los datos y comparación con base de datos externas para su verificación.	50
3. Anomalía de Bouguer Simple a Anomalía de Bouguer Total y Anomalía de Aire Libre	52

4. Cálculo de profundidades a partir del espectro de frecuencias promedio	55
5. Estudio de la respuesta gravimétrica de fuentes profundas a partir de datos gravimétricos	55
6. Datos de profundidad, pozos y sismológicos	57
7. Generación del modelo mecánico	59

CAPÍTULO V

MAPAS E INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA

1. Mapa de Anomalía de Bouguer Total	61
2. Mapa de Anomalía de Aire Libre	66
3. Estudio de las anomalías regionales	68
3.1. Continuación analítica del campo hacia arriba	68
3.2. Filtros en frecuencia	69
3.3. Regionales polinómicos	71
4. Profundidades calculadas a partir del espectro de frecuencias promedio	72
5. Aporte gravimétrico de la raíz de Los Andes y de las cuencas	73

CAPÍTULO VI

MODELOS GRAVIMÉTRICO-ESTRUCTURALES Y MODELOS DE FLEXIÓN

1. Modelos gravimétrico-estructurales	77
2. Modelos de flexión	84
2.1 Placa continúa	84
PRUEBA 1.	84
PRUEBA 2.	85
PRUEBA 3.	86
PRUEBA 4.	88
2.2. Placa Rota	89
2.2.1 Flexión en Barinas-Apure: Límite Falla de Boconó	89
PRUEBA 1.	89
PRUEBA 2.	90
PRUEBA 3.	91
2.2.2 Flexión en Barinas-Apure: Límite mínimo gravimétrico	92
PRUEBA 1.	92
PRUEBA 2.	93
PRUEBA 3.	94
2.2.3 Flexión en el Bloque de Maracaibo: Límite Falla de Boconó	95
PRUEBA 1.	95
PRUEBA 2.	96
PRUEBA 3.	97
2.2.4 Flexión en el Bloque de Maracaibo: Límite mínimo gravimétrico	98
PRUEBA 1.	98
PRUEBA 2.	99
2.2.5 Prueba Final	100
3. Conclusiones parciales de los modelos de flexión	101
3.1. Placa continua	101
3.2. Cuenca Barinas-Apure: flexión de la corteza Suramericana	102
3.3. Cuenca de Maracaibo: flexión del Bloque de Maracaibo	102

CAPÍTULO VI	104
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	
1. Referencias bibliográficas	107
2. Referencias electrónicas	113
	115
APÉNDICES	

LISTA DE FIGURAS

FIGURA No

	pp.
1.1 Localización área de estudio	3
1.2 Modelo de Folinsbee para un perfil N45W sobre Los Andes (1972).	5
1.3 Modelo de Kellog y Bonini (1982); modificado por Schmitz, 2006).	6
1.4 Corte estructural NW-SE a través de la cuenca de Maracaibo, desde Los Andes Merideños hasta la Serranía de Perijá (Yoris y Ostos, 1997).	6
1.5 Transecto NW-SE a través de la subplaca de Maracaibo (Cediel et al., 2003).	6
1.6 Estructura profunda de Los Andes de Mérida y de la Sierra de Perijá (tomado de Duerto et al., 2006).	7
1.7 Modelo gravimétrico isostático. Escobar y Rodríguez (1995).	8
1.8 Los Andes de Mérida en relación a un modelo de orógeno flotante. Audemard y Audemard (2002).	9
1.9 Modelo de Henriques (2004), en función de la teoría de flexión de placas.	10
1.10 Modelo de Chacín <i>et al.</i> (2005), en función de la teoría de flexión de placas.	10
2.1 Mapa batimétrico del Caribe	13
2.2 Mapa tectónico del Caribe	14
2.3 Situación tectónica en el norte de la Placa Suramericana mostrando movimiento relativo a la placa suramericana	18
2.4 Mapa tectónico del extremo noroeste de Suramérica	19
2.5 Estructura en flor de Los Andes de Mérida	21
2.6 Mapa geológico de Los Andes de Mérida	21
2.7 Imagen de radar y mapa geológico superficial de la Serranía de Perijá	22
2.8 Diagrama simplificado de la zona noroccidental de Venezuela que muestra con claridad los límites del Bloque triangular de Maracaibo	24
2.9 Esquema de la disposición de los distintos bloques rodeando el Bloque de Maracaibo	26
2.10 Principales cuencas petrolíferas de Venezuela	27
2.11 Localización de los grábenes jurásicos en Venezuela	28
3.1 Ejemplo del modelo de Isostasia de Airy	31
3.2 Ejemplo del modelo de Isostasia de Pratt	33
3.3 Momentos y fuerzas que actúan sobre un elemento de la viga	37
3.4 Momentos y fuerzas que actúan sobre un elemento de la viga de ancho dx	41
3.5 Parámetros de la flexión	42
3.6 Comparación entre la isostasia local y la regional	43
3.7 Modelos de la situación de flexura de varias islas	44
3.8 Modelos de la situación de flexura de una zona de subducción	45
4.1 Mapa de estaciones gravimétricas dentro de la ventana de estudio	47
4.2 Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos	47
4.3 Diagrama de cajas y bigotes de los datos gravimétricos	48
4.4 Distribución espacial de los datos gravimétricos según la discriminación del diagrama de cajas y bigotes	49
4.5 Comparación de la ABs original de la Red Gravimétrica Nacional,	51

	contra la ABs producida después del reprocesamiento de los datos	
4.6	Comparación de la ABs, contra la ABtotal	53
4.7	Comparación de la AA calculada, contra la AA satelital	54
4.8	Espectro de frecuencias de los datos gravimétricos	55
4.9	Gráfico de coeficiente de correlación vs grado del polinomio	56
4.10	Comparación entre ABt y AB filtrada	57
4.11	Representación de los perfiles y los sismos en el área	58
4.12	Flujograma del algoritmo del programa de modelaje de flexión	60
5.1	Mapa de Anomalía de Bouguer Total	62
5.2	Mapa topográfico con la información de AB (exageración vertical = 10)	65
5.3	Mapa de anomalía de aire libre	66
5.4	Mapa topográfico con la información de AA, exageración vertical de 10.	67
5.5	Secuencia de mapas de CAHA (6,10, 20, 30, 40, 50, 75 y 100 km)	70
5.6	Secuencia de mapas de FG (Desviación estándar 0.01,0.02,0.03).	71
5.7	Secuencia de Regionales Polinómicos (del 1er al 7mo grado)	72
5.8	Espectro de frecuencias de los datos gravimétricos	73
5.9	Aporte gravimétrico de las cuencas para el perfil 1 y el perfil 2	74
5.10	Aporte gravimétrico de la raíz para el perfil 1 y el perfil 2	75
6.1	Modelo gravimétrico estructural Perfil 1	78
6.2	Modelo gravimétrico estructural Perfil 2	79
6.3	Modelo gravimétrico estructural Perfil 1 (exageración vertical 1)	80
6.4	Modelo gravimétrico estructural Perfil 2 (exageración vertical 1)	80
6.5	Modelo para prueba 1. Placa continua	85
6.6	Modelo para prueba 2. Placa continua	86
6.7	Modelo para prueba 3. Placa continua	87
6.8	Modelo para prueba 4. Placa continua	88
6.9	Modelo para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure-Límite Boconó	89
6.10	Modelo para prueba 2. Placa rota-Barinas Apure-Límite Boconó	90
6.11	Modelo para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure-Límite Boconó	91
6.12	Modelo para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure-Límite MinGrav	92
6.13	Modelo para prueba 2. Placa rota-Barinas Apure-Límite MinGrav	93
6.14	Modelo para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure-Límite MinGrav	94
6.15	Modelo para prueba 1. Bloque de Maracaibo-Límite Boconó	95
6.16	Modelo para prueba 2. Bloque de Maracaibo-Límite Boconó	96
6.17	Modelo para prueba 3. Bloque de Maracaibo-Límite Boconó	97
6.18	Modelo para prueba 1. Bloque de Maracaibo-Límite MinGrav	98
6.19	Modelo para prueba 2. Bloque de Maracaibo-Límite MinGrav	99
6.20	Modelo para prueba final. Bloque de Maracaibo	101

LISTA DE TABLAS

TABLA No

2.1	Desarrollo cronológico del Modelo Pacífico	16
2.2	Desarrollo cronológico del Modelo <i>in-Situ</i>	17
4.1	Medidas Estadísticas de los Datos Gravimétricos	48
4.2	Posibles Casos para la Corrección de las Anomalías Gravimétricas	60
5.1	Localización de Máximos Gravimétricos	63
5.2	Localización de Mínimos Gravimétricos	64
5.3	Profundidades calculadas a partir del espectro de frecuencia y su posible asociación geológica.	73
6.1	Errores asociados a los modelos gravimétricos	83
6.2	Parámetros para prueba 1. Placa Continua	85
6.3	Parámetros para prueba 3. Placa Continua	87
6.4	Parámetros para prueba 4. Placa Continua	88
6.5	Parámetros para prueba 1. Placa Rota-Barinas Apure: Límite Boconó	90
6.6	Parámetros para prueba 2. Placa Rota-Barinas Apure: Límite Boconó	91
6.7	Parámetros para prueba 3. Placa Rota-Barinas Apure: Límite Boconó	92
6.8	Parámetros para prueba 1. Placa Rota-Barinas Apure: Límite Min. Grav	93
6.9	Parámetros para prueba 2. Placa Rota-Barinas Apure-Límite Min. Grav.	94
6.10	Parámetros para prueba 3. Placa Rota-Barinas Apure-Límite Min. Grav	95
6.11	Parámetros para prueba 1. Bloque de Maracaibo: Límite Boconó	96
6.12	Parámetros para prueba 2. Bloque de Maracaibo: Límite Boconó	97
6.13	Parámetros para prueba 3. Bloque de Maracaibo-Límite Boconó	98
6.14	Parámetros para prueba 1. Bloque de Maracaibo: Límite MinGrav	99
6.15	Parámetros para prueba 2. Bloque de Maracaibo: Límite MinGrav	100
6.16	Parámetros para prueba Final. Bloque de Maracaibo	100

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1. Planteamiento del problema

En el marco del proyecto GEODINOS (Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana), el Trabajo Especial de Grado que se expone a continuación, se propuso generar dos modelos corticales del noroeste de Venezuela tomando como fundamento algunos supuestos de la teoría de flexión de placas y de la gravimetría. Utiliza datos geológicos, gravimétricos y sísmicos con la intención de contribuir a un conocimiento tectónico de esta zona del país.

La región noroccidental de Venezuela es un área tectónicamente compleja que ha sido investigada por geólogos, geofísicos, sismólogos y especialistas de las geociencias. La orogénesis de Los Andes, la expulsión del Bloque Triangular de Maracaibo, la subducción incipiente de los llanos bajo Los Andes venezolanos y la formación de la Cuenca Barinas-Apure son algunos de los rasgos tectónicos que determinan su complejidad. Hay estudios locales que explican el comportamiento de algunos de estos accidentes, entre ellos Azavache (1974), Garzón (2007) y Orellana (2008).

Otros estudios han intentado explicar la complejidad tectónica de tan interesante área. Escobar y Rodríguez (1995) expresan que hay desacuerdo sobre la distribución de la masa y la evolución tectónica; doce años después, Garzón (2007) afirma que sobre la zona existe todavía incertidumbre.

Se han formulado numerosas hipótesis sobre su evolución geodinámica y la situación tectónica actual en los trabajos realizados por: De Cizancourt (1933); González de Juana (1952); Bucher (1952); Rod (1956); Hospers y Van Wijnen (1959); Rod (1960); Folinsbee (1964); Kellogg y Bonini (1982); Schubert (1982); Stephan (1985); Audemard (1991); De Toni y Kellogg (1993); Sánchez *et al.* (1994); Van der Hilst y Mann (1994); Escobar y Rodríguez (1995); Jácome *et al.* (1995); Castrillo (1997); Colletta *et al.* (1997); Duerto

(1998); Taboada *et al.* (2000); Audemard y Audemard (2002); Trenkamp *et al.* (2002); Audemard (2003); Chacín *et al.* (2005) y Duerto *et al.* (2006), entre otros.

No obstante, la controversia ha proseguido, en investigaciones dentro y fuera del ámbito venezolano, entre las cuales se incluye la nuestra, que intentó generar dos nuevos modelos (recreando los existentes), que permitieran entender con mayor precisión las complejas estructuras intracorticales presentes en el noroccidente del territorio venezolano.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Generar un conjunto de modelos gravimétricos corticales de la zona noroccidental de Venezuela, con base en datos gravimétricos y en la aplicación de la teoría de flexión de placas.

1.1.2. Objetivos específicos

- Compilar una base de datos que incluya la información gravimétrica y geodinámica existente de la zona.
- Integrar la información gravimétrica y geodinámica compilada.
- Interpretar los mapas y modelos necesarios mediante el uso de herramientas computacionales.
- Estimar las profundidades entre las interfaces más importantes, utilizando el espectro de frecuencia de los datos gravimétricos.
- Proponer una hipótesis sobre el comportamiento tectónico del noroeste de Venezuela, con base en la teoría de flexión de placas.

1.2. Localización del área de estudio

El área a estudiar está comprendida entre las latitudes 604483.8 y 1816492 m (entre 6°N y 16°N aproximadamente) y las longitudes 10128.31 y 2066627 m (entre 55°W y 73°W aproximadamente) (Figura 1.1).



Figura 1.1. Localización del área de estudio. Tomado de Google Earth 5.0

1.3. Justificación

La generación del modelado gravimétrico cortical compiló el conocimiento teórico existente sobre el funcionamiento dinámico de la Cuenca Barinas-Apure y Los Andes de Mérida, para explicar la relación entre el conjunto de estructuras presentes y las anomalías gravimétricas en la zona. A la luz de las nuevas tecnologías se recreó la situación tectónica actual de las estructuras de la corteza en 2D, en función de datos gravimétricos, geológicos y sismológicos. Se realizó una compilación de datos gravimétricos, en una base depurada y

de alta calidad sobre toda la zona a interpretar, la cual podrá ser usada en estudios posteriores de la misma o de otra índole.

En general, se buscó aportar a las Ciencias de la Tierra y a la comunidad de expertos en el área conocimiento objetivo y certero sobre un tema interesante y controvertido como el descrito, que corresponde, además, a una zona densamente poblada, rica en recursos naturales y humanos, propensa a ser afectada por fenómenos naturales.

2. Procedimiento metodológico

Para poder alcanzar de forma satisfactoria los objetivos planteados, fue necesario seguir los pasos que se describen a continuación:

1. Recopilar información bibliografía sobre la teoría de flexión de placas y su aplicación para explicar la geodinámica del noroccidente de Venezuela.
2. Compilar datos gravimétricos sobre la zona a estudiar.
3. Realizar un control estadístico y geoestadístico de los datos.
4. Realizar las correcciones pertinentes con el fin de obtener un conjunto de datos integrables de Anomalía de Bouguer y de Anomalía de Aire Libre.
5. Generar mapas gravimétricos asociados a las fuentes profundas aplicando filtros al mapa de AB.
6. Seleccionar los perfiles para el modelado cortical.
7. Construir el modelo estructural para cada perfil, en función de la información geológica, geodinámica y geofísica disponible.
8. Elaborar el modelado mecánico con base en la teoría de flexión de placas, mediante la utilización del programa GravFlex.exe.
9. Analizar los resultados a partir de la aplicación de la teoría de flexión de placas en contraste con el modelado estructural generado.

3. Antecedentes de la investigación

Los Andes de Mérida y sus cuencas adyacentes constituyen un sistema geodinámico muy complejo que ha tratado de ser explicado y modelado por los geólogos y geofísicos, durante décadas.

Entre algunos trabajos que modelan la complicada situación tectónica del área en cuestión se encuentran: De Cizancourt (1933), González de Juana (1952), Bucher (1952), Rod (1956), Hospers y Van Wijnen (1959), Rod (1960), Folinsbee (1972), Kellogg y Bonini (1982), Stephan (1985), Audemard (1991), De Toni y Kellogg (1993), Sánchez *et al.* (1994), Van der Hilst y Mann (1994), Escobar y Rodríguez (1995), Jácome *et al.* (1995), Yoris y Ostos (1997), Castrillo (1997), Colletta *et al.* (1997), Duerto (1998), Audemard y Audemard (2002), Cediél *et al.* (2003), Henriques (2004), Chacín *et al.* (2005) y Duerto *et al.* (2006). Las figuras 1.2 a 1.6 representan algunos de estos modelos:

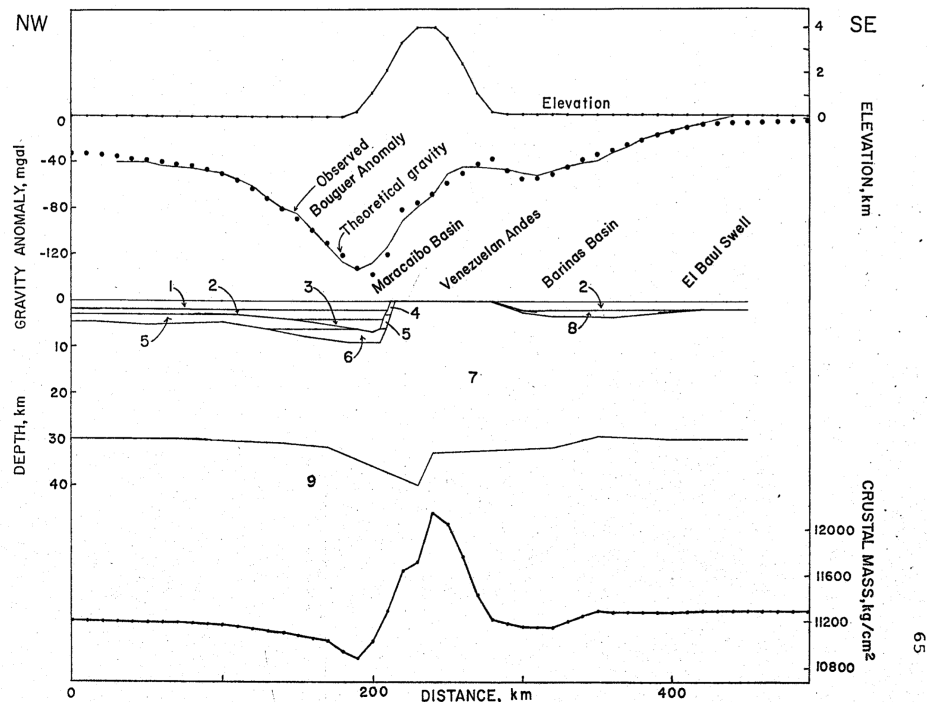


Figura 1.2. Modelo para un perfil N45W sobre Los Andes de Mérida (tomado de Folinsbee, 1972)

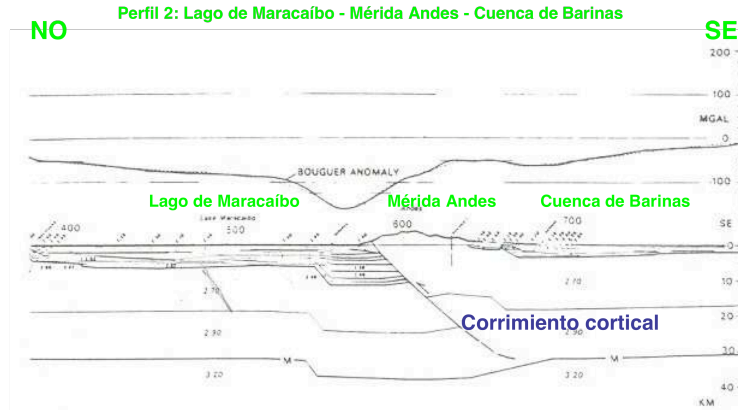
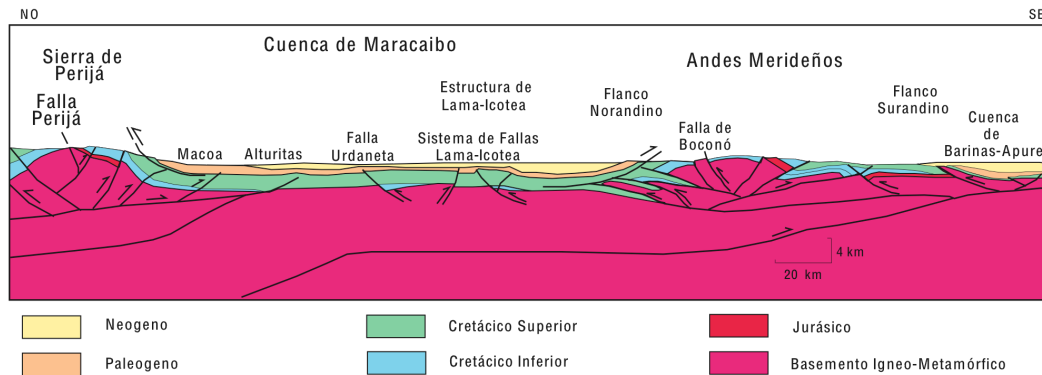


Figura 1.3. Modelo de Kellogg y Bonini (1982), modificado por Schmitz (2006).



Corte estructural NW-SE a través de la cuenca de Maracaibo, desde los Andes Merideños hasta la Serranía de Perijá.

Figura 1.4. Corte estructural NW-SE a través de la Cuenca de Maracaibo, desde Los Andes merideños hasta la Serranía de Perijá (Yoris y Ostos, 1997).

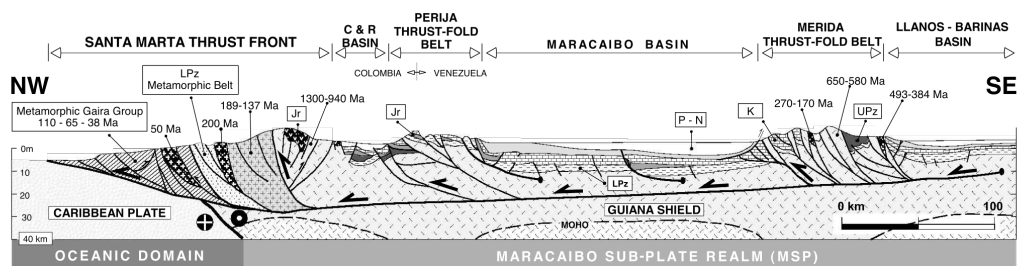


Figure 4. Northwest-southeast transect across the Maracaibo subplate. Abbreviations: C&R Basin = Cesar and Ranchera basins; UPz = upper Paleozoic; LPz = lower Paleozoic; Jr = Jurassic; K = Cretaceous; P = Paleogene; N = Neogene.

Figura 1.5. Transecto NW-SE a través de la subplaca de Maracaibo (Cediél *et al.*, 2003).

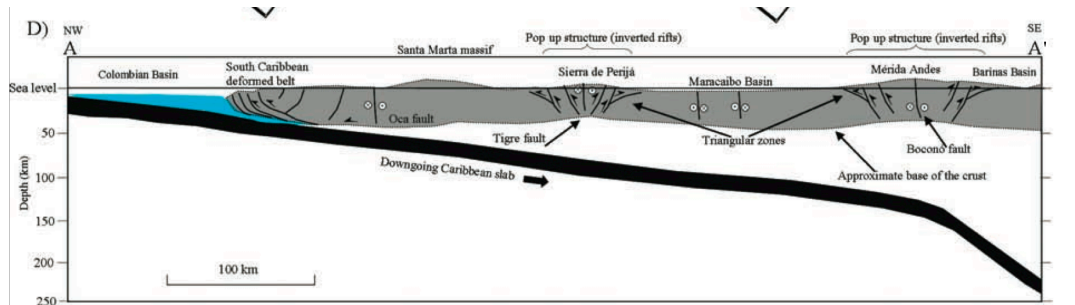


Figura 1.6. Estructura profunda de Los Andes de Mérida y de la Sierra de Perijá (tomado de Duerto *et al.*, 2006).

Los trabajos referidos aplicaron diferentes técnicas de interpretación y modelado: a) modelado gravimétrico-estructural (Folinsbee, 1964; Kellogg y Bonini, 1982); b) isostasia (Azabache, 1974; Escobar y Rodríguez, 1995); c) tomografía sísmica (Van der Hilst y Mann, 1994); d) interpretación conjunta de datos gravimétricos y sísmicos (Jácome *et al.*, 1995); e) flexión de placas (Henriques, 2004; Chacín *et al.*, 2005), entre otros.

Sobre la diversidad de interpretaciones, los autores de dos modelos se han pronunciado. En el año 1995, Escobar y Rodríguez (1995) escribieron que, desde el punto de vista geofísico dos corrientes existían: una que justificaba “el descentrado mínimo gravimétrico respecto a la topografía andina con la presencia de una raíz litosférica desplazada” (p. 273); otra que sostenía la formación de Los Andes sobre superficie de despegue, “justificando el mínimo gravimétrico con mayor espesor de sedimentos y con la existencia de subducción A bajo la antifosa del lago de Maracaibo” (*ibid.*). Cabe destacar que en su trabajo estos autores descartaron la segunda hipótesis porque “...de los mecanismo focales determinados para la región andina sólo uno de solución pobremente determinada podría corroborar la hipótesis, pero no sería estadísticamente válido” (p. 275). La figura 1.7 ilustra el modelo gravimétrico de Escobar y Rodríguez (1995):

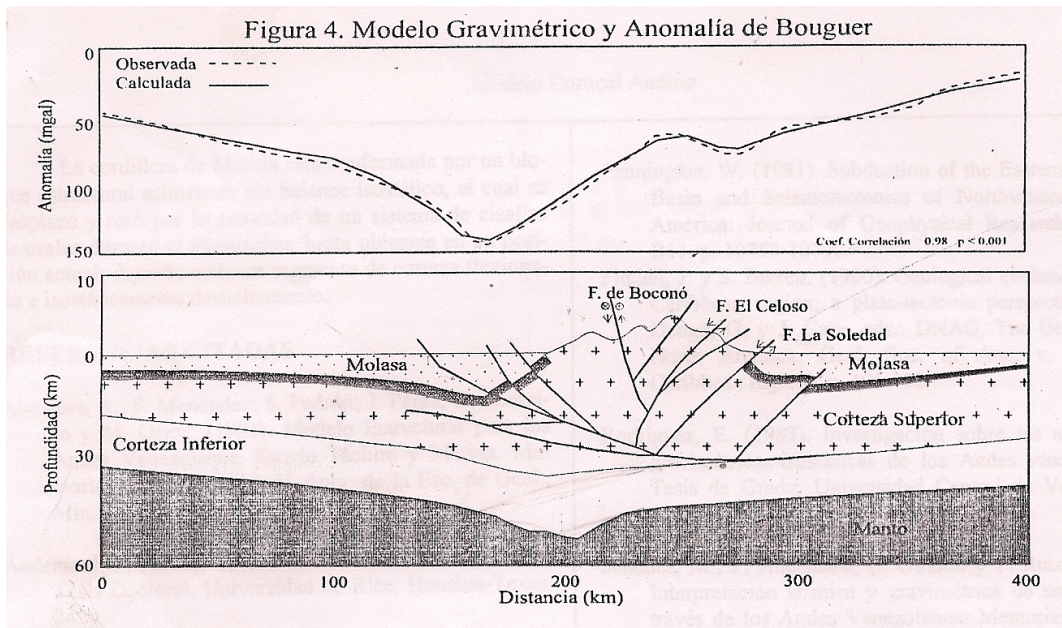


Figura 1.7. Modelo gravimétrico isostático de Escobar y Rodríguez (1995).

Años más tarde, Audemard y Audemard (2002) refirieron que entre todos los modelos que habían sido propuestos existían dos tendencias primordiales. Una de ellas describía Los Andes de Mérida como una cadena simétrica con respecto a una falla transcurrente dextral (Falla de Boconó) y limitada a ambos lados por fallas inversas responsables del crecimiento de la cadena (*e.g.* González de Juana, 1952; Rod, 1956; Stephan, 1985). La otra tendencia los describía como una cadena asimétrica. A pesar de que la asimetría de la cadena había sido descrita por De Cizancourt (1933) y Bucher (1952), no fue comprobada hasta que Hospers y Van Wijnen publicaron los resultados de sus estudios gravimétricos realizados a lo largo de la cadena en 1959. Audemard y Audemard (2002) interpretaron el comportamiento geodinámico de la zona mediante un modelo geológico-mecánico, el cual postuló que el Bloque Triangular de Maracaibo era un orógeno flotante limitado por los sistemas de fallas Oca-Ancón, Bucaramanga-Sta. Marta y Boconó; que la estructuración de Los Andes de Mérida estaba relacionada con una subducción incipiente tipo A; que existía una delaminación de la corteza de Maracaibo sobre el escudo sudamericano, donde la discontinuidad de Conrad actuaba como la principal superficie de despegue. En la figura 1.8 se muestra el modelo de estos autores:

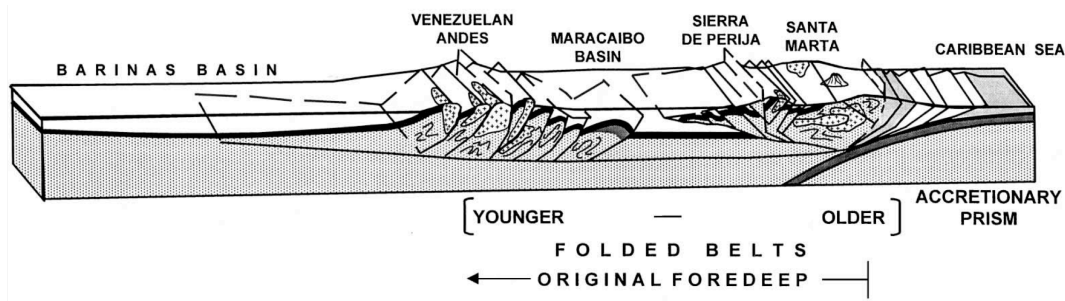


Figura 1.8. Los Andes de Mérida en relación con un modelo de orógeno flotante (tomado de Audemard y Audemard, 2002).

En general, los modelos han concluido que Los Andes de Mérida son una estructura en flor positiva (así como fue considerado por los primeros autores que abordaron el tema), la existencia de una subducción incipiente tipo A, la presencia de zonas triangulares neógenas en el tope del basamento, y la distribución asimétrica de las masas. Una de las polémicas existentes es la vergencia de una cuña de escala cortical enraizada en el tope de un desprendimiento cortical que pudiese bien buzarse en sentido NW o SE.

Finalmente, interesa referir trabajos recientes fundamentados en la teoría de flexión de placa.

El comportamiento flexural de la litósfera suramericana y de la formación de cuencas antepaís por el levantamiento de cadenas montañosas fue estudiado por Henriques (2004) y Chacín *et al.* (2005); estos últimos también analizan la posibilidad de una ruptura cortical bajo Los Andes de Mérida. La interpretación de ambos apoya la hipótesis de Audemard y Audemard (2002).

En las figuras 1.9 y 1.10 se muestran los modelos flexurales recientes propuestos por estos autores:

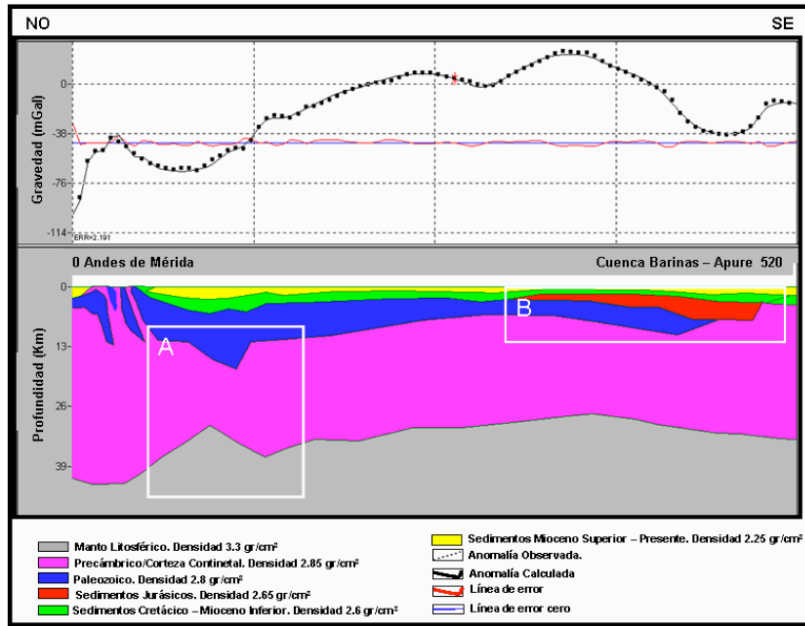


Figura 1.9. Modelo de Henriques (2004), basado en la teoría de flexión de placas.

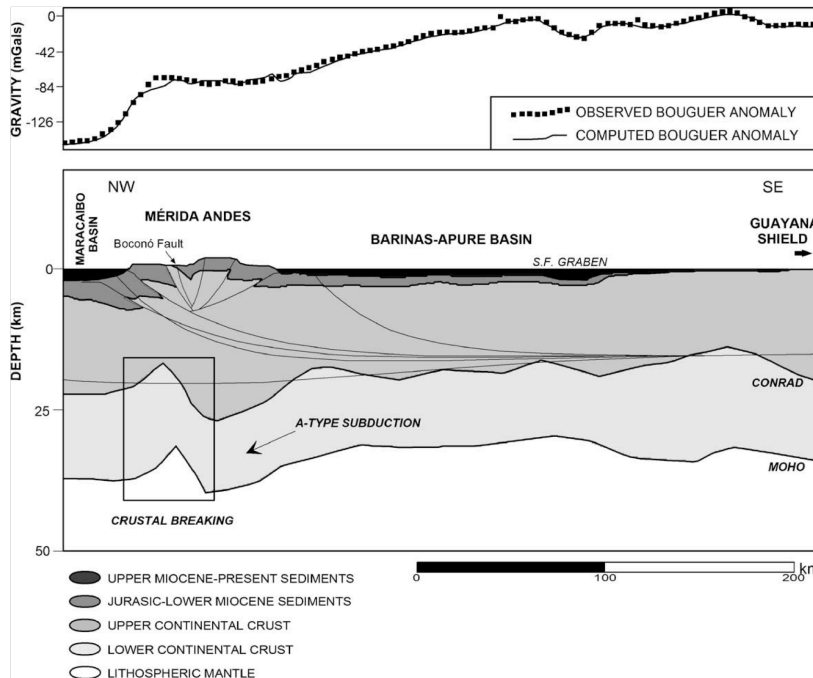


Figura 1.10. Modelo de Chacín et al. (2005).

Entre los trabajos mencionados, la hipótesis más aceptada, por ser la más citada y compartida, corresponde a la esbozada por Audemard y Audemard (2002). El presente se inscribe, en líneas generales, dentro de esta corriente, sin desdeñar la propuesta por Escobar y Rodríguez (1995) e intentar hacer una fusión entre éstas tomando en cuenta los resultados de un intenso análisis de las anomalías gravimétricas y de una gran cantidad de datos geológicos y geofísicos

4. Organización del estudio

El trabajo titulado “Modelado gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela” se organiza en siete capítulos. El primero corresponde a la introducción: plantea el problema, los objetivos, la justificación, el proceso metodológico a seguir y los antecedentes de la investigación en relación con los modelos propuestos para interpretar el comportamiento tectónico de la región noroeste de Venezuela. El capítulo segundo corresponde al marco geológico y tectónico. En el tercero se exponen teorías mecánico-físicas, que aportan insumos para la elaboración e interpretación de los modelos de flexión. El capítulo cuarto presenta la secuencia del procesamiento de datos, las metodologías empleadas y su organización e interpretación. En el quinto se muestran los resultados en función de los mapas gravimétricos generados y la interpretación de los mismos. En el capítulo sexto se muestran los modelos gravimétrico-estructurales y los modelos mecánicos propuestos, así como su interpretación y los comentarios sobre los mismos. Finalmente, las conclusiones se precisan en el séptimo capítulo.

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

1. Geodinámica del noroccidente de Venezuela

Los eventos tectónicos que se han manifestado en la región noroccidental de Suramérica han marcado la geografía actual del territorio venezolano con elementos estructurales, tales como las fallas de Boconó, Perijá-El Tigre, Oca, Icoatea, el Arco de Mérida, el graben de Apure, entre otros. Tales son algunas evidencias existentes sobre los complicados procesos a los que ha sido sometida la zona de estudio. Duerto (1998) hace un breve resumen de esta historia y la divide en seis periodos tectónicos:

1. Apertura jurásica responsable de la formación de grábenes y otras estructuras asociadas rellenas con sedimentos continentales.
2. Desarrollo del margen pasivo y subsidencia del Cretácico con el desarrollo de una plataforma carbonática.
3. Colisión de un arco de islas contra el borde occidental de Colombia desde el Cretácico tardío hasta el Paleoceno.
4. Emplazamientos de las napas del Caribe en el occidente de Venezuela del Paleoceno al Eoceno medio con incremento en la tasa de convergencia en Colombia, y la formación de la cuenca *foreland* en Venezuela.
5. Producción de un régimen transpresivo en el Eoceno tardío y el Mioceno medio.
6. Levantamiento de la Serranía de Perijá y de Los Andes de Mérida desde el Oligoceno al Plioceno debido a la colisión de los terrenos de Baudo – Chocó contra Colombia. En el Plioceno – Pleistoceno una compresión EW refuerza el depocentro norandino con más de 30000 pies de sedimentos.

Este breve resumen evidencia el grado de complejidad de la geodinámica del borde norte de Suramérica, que se encuentra en contacto con la Placa Caribe.

1.1. La Placa Caribe

La Placa Caribe (Figura 2.1) es un accidente geológico, que se localiza entre la longitudes de 60° y 90° W, y las latitudes 10° y 20° N; cubre un área aproximada de 4.000.000 km²; se extiende desde Centroamérica hasta las Antillas, y desde Cuba hasta el límite norte de Suramérica (Granja, 2005); limita por el oeste con la zona de subducción de Centroamérica y por el este con la zona de subducción de las Antillas Menores.

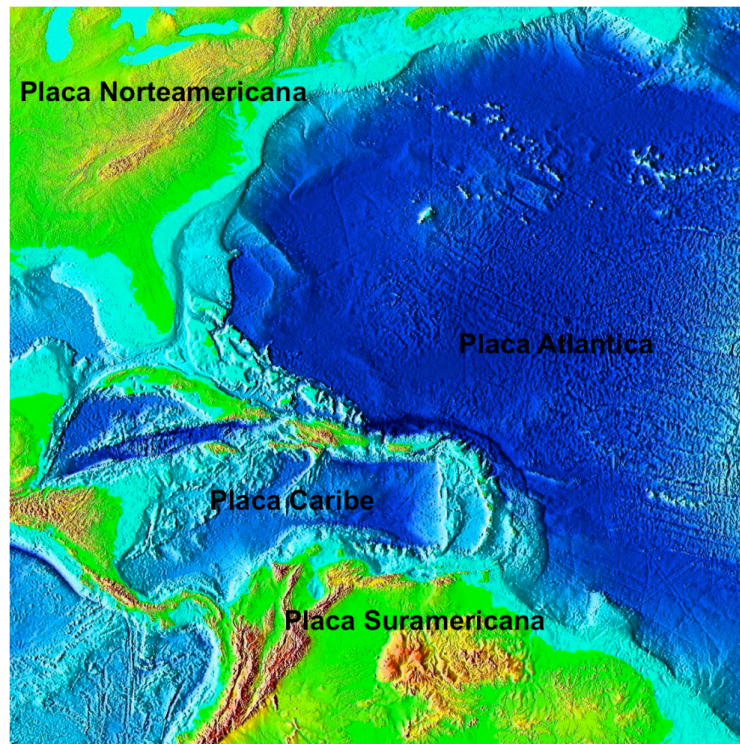


Figura 2.1. Mapa batimétrico del Caribe.

(http://www.mysteriousworld.com/Content/Images/Journal/2002/Winter/Atlantis/Atlantis-Caribbean_full.jpg).

Afirman Sisson *et al.* (2005) que los bordes norte, este y oeste de la Placa Caribe se encuentran razonablemente definidos por la sismicidad activa de la zona (Figura 2.2). Sin embargo, Bachmann (2001) menciona que, a pesar de que los límites norte y sur de la Placa

Caribe no se encuentran muy bien definidos, se sabe que su borde norte está dominado por desplazamiento transcurrente, a lo largo de un gran sistema de fallas; este borde se extiende desde el centro de Guatemala hasta el norte de las Antillas Menores.

El borde sur de la Placa Caribe, que no es de tipo dextral simple, define la tectónica activa del Norte de Venezuela, como afirma Soulas (citado por Audemard *et al.* 2005). El borde es, para Pindell y Barrett (1990), una zona compleja de corrimiento, movimiento transcurrente y *rifting*.

Según Audemard *et al.* (2005), es una zona de transpresión activa de más de 100 km de ancho, un extenso borde que implica la coexistencia de transcurrancia y de compresión, sin necesidad de acomodamientos en una sola estructura. Sisson *et al.* (2005) expresan que el borde no se encuentra bien definido a causa de su prominente ancho (de 500 km) en el que existen tensión y desplazamientos.

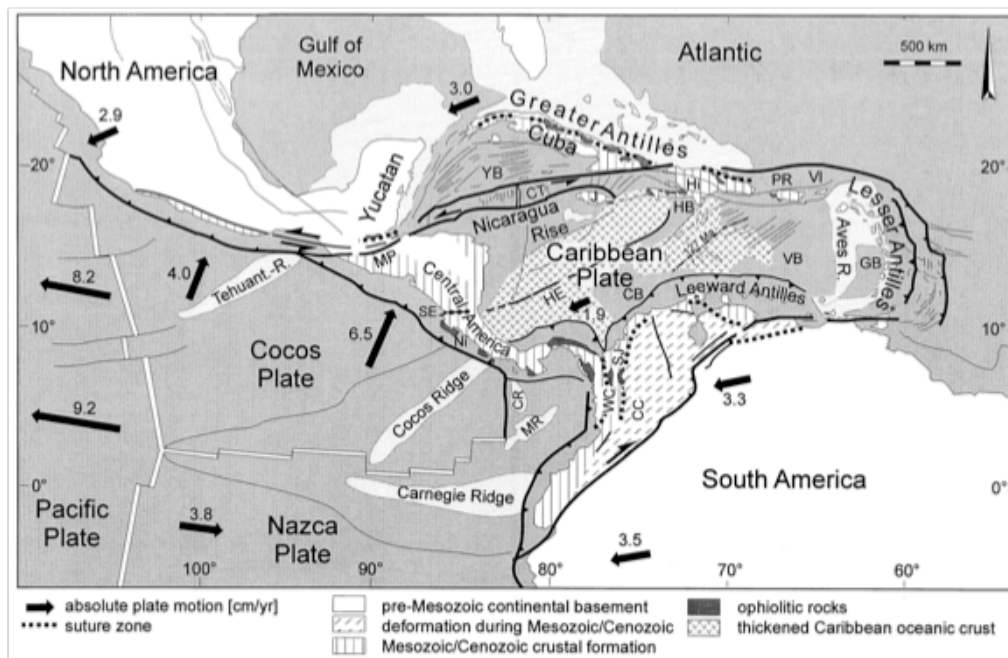


Figura 2.2. Mapa tectónico del Caribe (tomado de Meschede y Frisch, 1998).

Bachmann (2001) afirma que existen tres provincias corticales mayores en la Placa Caribe. La primera está conformada, fundamentalmente, por rocas metamórficas; es un bloque cortical con basamento pre-Mesozoico, situado en las partes preexistentes de Norteamérica y Suramérica y en la parte norte de Centroamérica.

La segunda provincia es una corteza continental de edad mesozoica y cenozoica, compuesta de primitivos arcos magmáticos resultantes de la subducción de la Placa Pacífico bajo la Placa Caribe, y se localiza en la parte sur de Centroamérica.

La tercera provincia, la principal, formada a mediados del Cretácico, es una gruesa corteza oceánica de una meseta basáltica.

Para este autor, la existencia de una corteza oceánica de 15 a 20 km de espesor es uno de los grandes problemas sin resolver; lo que podría ser consecuencia de un evento de 'superpluma', del cual no existe evidencia directa. Kerr y Tarney (2004) afirman que los estudios han demostrado que el espesor inusual es de 18 km o más, en algunos lugares, y que la composición de la Placa Caribe es de tal complejidad que se podría considerar como corteza oceánica, de composición basáltica, principalmente, con algunos territorios máficos.

Según Bachmann (2001), dos modelos distintos han sido propuestos sobre cómo pudo haberse formado la Placa Caribe: el modelo Pacífico (alóctono) y el modelo *in-situ*. El modelo Pacífico es descrito por Bachman (*op. cit.*) como se expone en la tabla 2.1:

En general, para Pindell y Kennan (2001), el modelo asume que esta provincia geológica debe haberse formado en el punto caliente de Los Galápagos, en el océano Pacífico Sur, durante el Mesozoico Superior, y después se desplazó, por deriva continental, a lo largo de América del Sur, hasta ubicarse en su posición actual.

Se especula que el espesor anormal de la placa se relaciona con su formación en el punto caliente. Este modelo ha sido propuesto, entre otros, por Malfait y Dinkelman (1972), Pindell y Barrett (1990), Pindell (1994) y Kerr *et al.*, (1999).

Tabla 2.1: Desarrollo cronológico del modelo Pacífico

Jurásico medio/ Jurásico tardío	Existe un proceso de <i>rifting</i> , que determina la separación entre Norteamérica y Suramérica, así como la separación de Pangea; luego, la Placa Caribe debe haberse formado dentro de la Placa Pacífica durante el Cretácico, como resultado de la presencia del punto caliente de Los Galápagos.
Cretácico temprano	El Bloque de Yucatán culmina su rotación entre Norte y Sur América al igual que culmina la apertura del Golfo de México. Se inicia en el Albiense la traslación relativa de la Placa Caribe con respecto a la Placa Suramericana.
Cretácico medio	La Placa Caribe se traslada hacia el este dentro de las cuencas evaporíticas del Golfo y del Protocaribe a lo largo de un sistema de fallas transcurrentes.
Cretácico tardío	Se desarrollan los márgenes pasivos en la plataforma de Bahamas, Yucatán y el norte de Suramérica, mientras que la Cuenca Proto-Caribeña se continúa ensanchando por la deriva entre Norteamérica y Suramérica (aunque la tasa de esta expansión empieza a decaer). Se engrosa la corteza caribeña debido a la presencia del Plateau Basáltico emplazado sobre la misma.
Paleoceno	Se forman las cuencas de Yucatán y Grenada debido a la expansión del arco caribeño dentro del gran espacio existente.
Eoceno	Como resultado del movimiento hacia el este de la placa en relación con las Américas, se han desarrollado sistemas de fallas transcurrentes tanto en el borde sur como en el borde norte de la placa, y un proceso de orogénesis que persiste en la actualidad. Se emplazan las napas de Lara y se inicia la apertura de la Fosa de Caimán. Se inicia la subducción horizontal de la Placa Caribe bajo Suramérica.
Mioceno	La colisión Caribe – Suramérica llega a la altura de la Cuenca Oriental de Venezuela. Un cambio relativo en el movimiento de la placa da origen a un régimen transpresivo en el margen sureste de la misma (Bezada, 2005).

El modelo *in-situ* o modelo alternativo valida datos de paleomagnetismo y geoquímicos, los cuales permiten inferir que la Placa Caribe no se ha desplazado tanto de su lugar de origen. Ella es consecuencia del desarrollo de los arcos volcánicos cerca de las plataformas que rodean al Caribe. Según Bachmann (2001), el origen de la Placa Caribe no ocurre dentro de la Placa Pacífica, sino como un terreno generado entre América del Norte y América del Sur con movimiento hacia el este: la formación entre las dos Américas es el resultado de la expansión hacia el este del océano Atlántico durante el Jurásico. Para Meschede y Frisch (1998), la información geocronológica y paleomagnética indicaría que la corteza del Caribe pudo haberse formado en una posición ecuatorial adyacente al margen noroeste de Suramérica. La Tabla 2.2 resume los estadios del modelo *in - situ*:

Tabla 2.2: Desarrollo cronológico del modelo *in - Situ*

Jurásico medio/ Jurásico tardío	Existe un proceso de <i>rifting</i> , que determina la separación entre Norteamérica y Suramérica, así como la separación de Pangea; el centro de expansión que se forma entre Norte y Suramérica tenía una orientación ESE-ONO, el cual se extiende desde el océano Pennímicico hasta el Atlántico Central.
Cretácico temprano	La dirección del centro de expansión cambia hacia el Atlántico Norte y desde el Protocaribe al Atlántico Sur.
Cretácico medio/ Cretácico tardío	Concluye la expansión del golfo de México y cesa la expansión del Protocaribe. Durante esta etapa se propone un engrosamiento de la Placa Caribe debido al material basáltico producto de un evento de superpluma mantelar en un punto caliente de posición desconocida.
Cenozoico	Se inicia el movimiento relativo de la Placa Caribe con respecto a Suramérica hasta su posición actual.

Según Meschede y Frisch (*op. cit.*), las dos visiones sobre la evolución tectónica discrepan en relación con la ocurrencia de los eventos, el origen de los bloques y de los terrenos, y la disposición de placas.

Hall y Wood (1985) manifiestan que el norte de Suramérica es una de las regiones tectónicas más activas del continente entero debido a la convergencia entre las placas Caribe, Suramericana y Nazca, las cuales deforman constantemente la corteza continental. De tal forma que la Placa Suramericana se mueve en dirección WSW a una velocidad aproximada de 31 mm/año; la Placa de Nazca se mueve en dirección E a una velocidad de 38 mm/año; la Placa Caribe se desplaza en dirección SW a una velocidad de 19 mm/año (Figura 2.3).

Tales desplazamientos y el régimen de esfuerzo generaron las distintas estructuras que hoy se pueden apreciar, como la Sierra Nevada de Santa Marta y la Sierra Nevada del Cocuy (Colombia), y la Serranía de Perijá y Los Andes de Mérida (Venezuela).

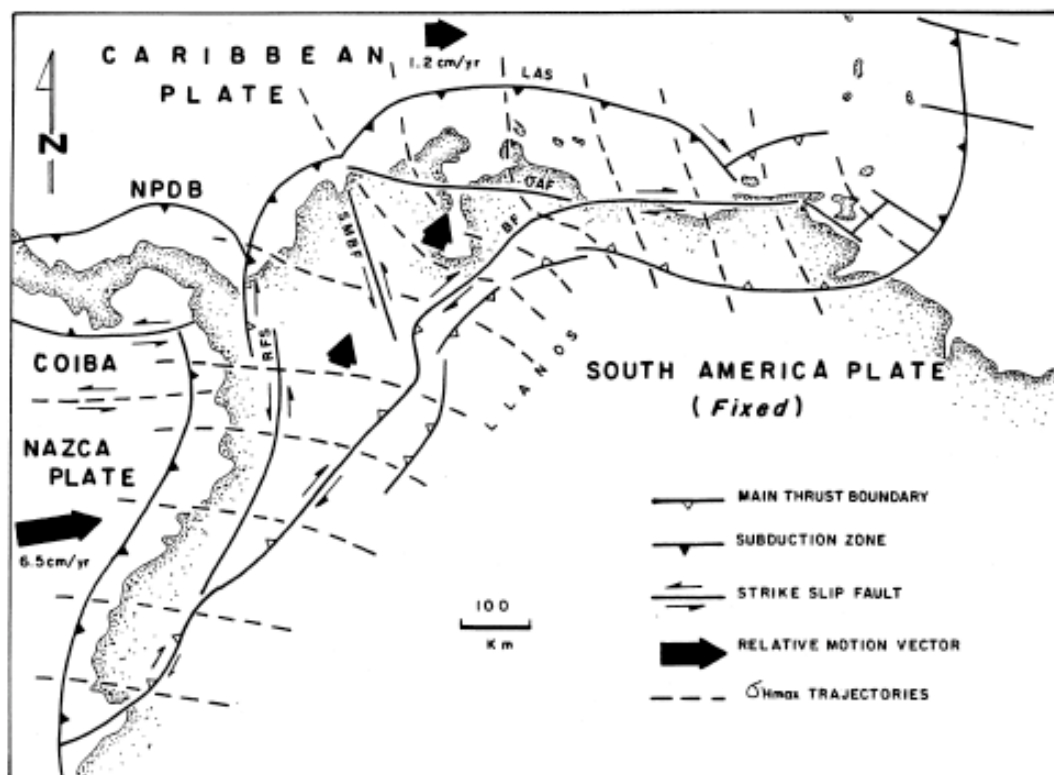


Figura 2.3. Movimientos relativos a la Placa Suramericana (Audemard y Audemard, 2002).

1.2. Los Andes de Mérida

La cadena montañosa de Los Andes de Mérida posee una orientación N45E; se extiende unos 350 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto, y posee una elevación máxima del orden de 5000 msnm; aparenta ser la prolongación noreste de la Cordillera Oriental de Los Andes colombianos (Audemard y Audemard, 2002), pero no existe una relación genética directa entre ambas (Audemard, 2003). Mencionan Audemard y Audemard (2002) que la ausencia de esta relación genética se debe a que el levantamiento de Los Andes de Mérida no está relacionado directamente a la interacción del cratón suramericano u otro arco o dominios oceánicos, y que ambas cadenas se encuentran separadas por la terminación sur de la falla de Santa Marta-Bucaramanga y por el Macizo de Santander. En vista de que a diferencia de la mayoría de Los Andes suramericanos los de Mérida no son producto de orogénesis relacionada con subducción de tipo B convencional, éstos se elevan durante el Mioceno Medio, como consecuencia directa de la interacción entre la Placa Caribe y la Suramericana (WEC, 1997). Audemard y Audemard (2002) consideran que la interacción con la Placa de Nazca y la Placa Caribe también contribuyen a la orogénesis de Los Andes de Mérida (Figura 2.4).

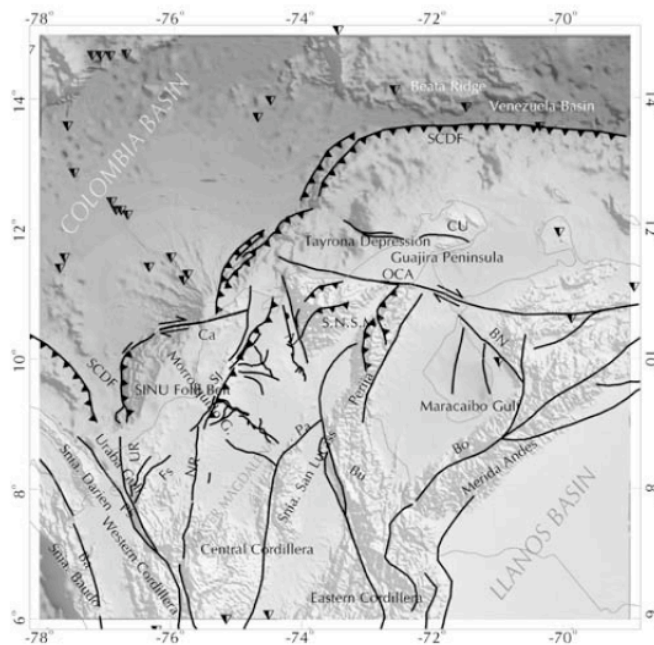


Figura 2.4. Mapa tectónico del extremo noroeste de Suramérica (tomado de Cerón *et al.*, 2007).

En el Mioceno se levantan unos Andes menos prominentes que los actuales, lo que probablemente se relaciona con los primeros estadios de la colisión del Arco de Panamá contra el noroccidente del continente suramericano. Este levantamiento inicia la depositación de material molásico a lo largo de ambos flancos de la cadena (formaciones Parángula e Isnotú) (Audemard 1993; Toni y Kellogg, 1993; Colletta *et al.*, 1997); en el Mioceno superior se produce la generación de la cuenca antepaís Barinas-Apure y la separación de ésta de la Cuenca de Maracaibo (Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003). Schubert (1983) hace mención a las morrenas de la última glaciación andina y afirma que un desplazamiento de las mismas en varias decenas de metros son prueba de que el movimiento tectónico prosigue durante el Holoceno. El levantamiento se ve acelerado durante el Plio-Cuaternario como el resultado de la convergencia oblicua relativa entre el Bloque Triangular de Maracaibo en el WNW y la Placa Suramericana en el ESE.

El levantamiento de Los Andes de Mérida en la actualidad es la respuesta a la transpresión entre Suramérica y el Bloque de Maracaibo. Ésta se superpone a los efectos asociados a la colisión del Arco de Panamá durante el Mioceno (Audemard y Audemard, 2002). Durante el Triásico-Jurásico el *rifting* de Pangea desarrolló grábenes en dirección NE en el oeste de Venezuela. Éstos fueron invertidos posteriormente en el evento compresional de levantamiento de Los Andes de Mérida (Audemard, 2001; Audemard y Audemard, 2002). El Complejo Iglesias que aflora en el estado Mérida es un conjunto de rocas ígneas y sedimentarias altamente metamorfizadas de la edad Precámbrico tardío; este conjunto de rocas se considera el basamento del llamado Terreno o Dominio Mérida (LEX III, 1997). La estructura interna de Los Andes fue descrita por Colletta *et al.* (1997) como una estructura compresional de flor positiva (Figura 2.5).

Muchos modelos han sido propuestos para explicar la estructura (Figura 2.6) y formación de Los Andes, siguiendo, en general, dos conceptos geológicos distintos: uno asume Los Andes como una cadena simétrica (González de Juana, 1952); otro, como una cadena asimétrica (Audemard y Audemard, 2002).

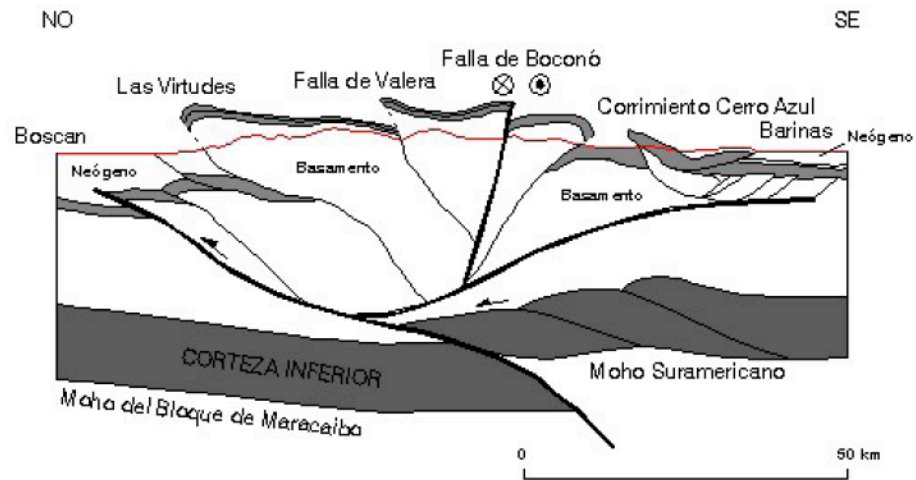


Figura 2.5. Estructura en flor de Los Andes de Mérida (original de Colletta *et al.*, 1997; modificada por Henriques, 2004).

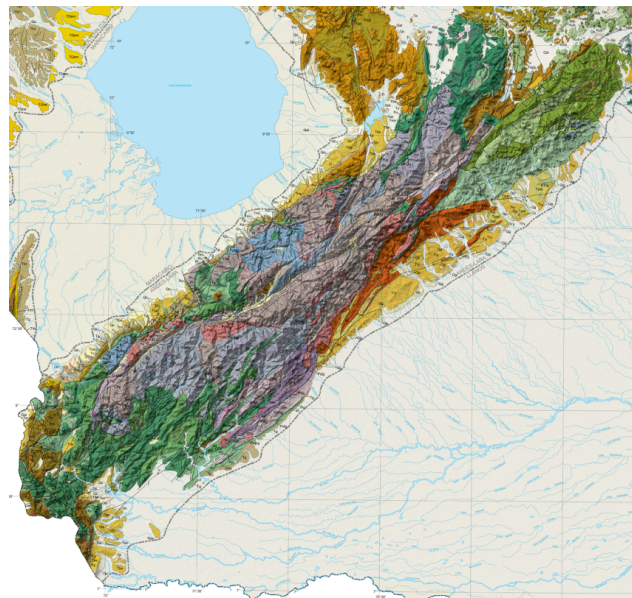


Figura 2.6. Mapa geológico de Los Andes de Mérida (tomado de Hackley *et al.*, 2005).

1.3. La Serranía de Perijá

La Serranía de Perijá (Figura 2.7) es la prolongación norte de la Cordillera del Este de Colombia con su mayor elevación a 3650 msnm; su cresta se considera el límite territorial entre Venezuela y Colombia. La topografía del este se caracteriza por un frente monoclinal buzante en dirección ESE debajo de los aluviones horizontalmente estratificados y las rocas neógenas de la Cuenca de Maracaibo; sus más altas elevaciones se caracterizan por la presencia de rocas paleozoicas del basamento deformado, rocas jurásicas y rocas del Cretácico al Holoceno.

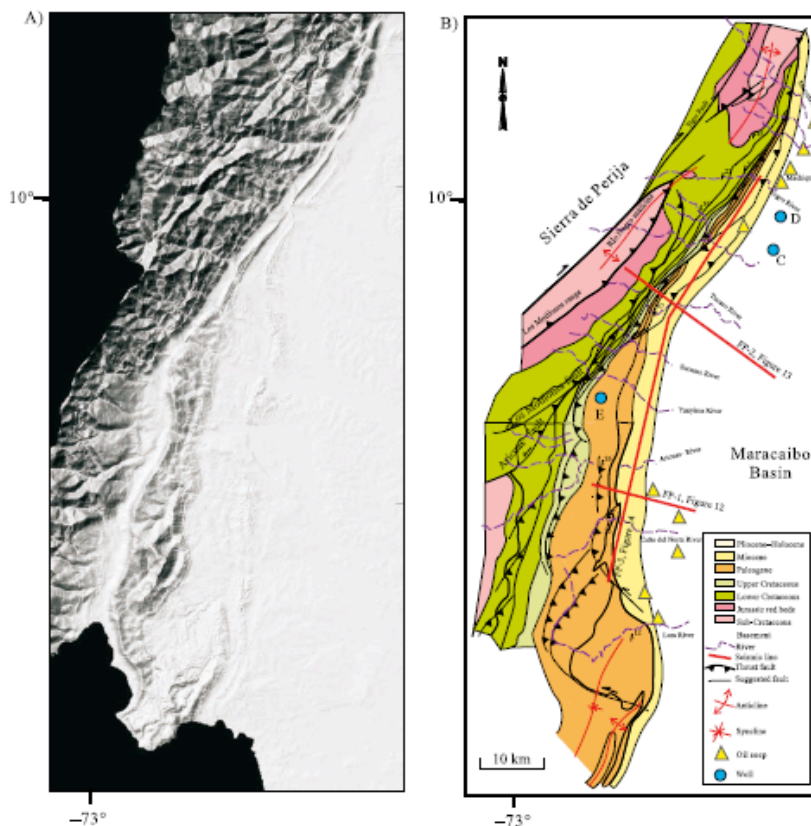


Figura 2.7. Imagen de radar y mapa geológico superficial de la Serranía de Perijá (tomado de Duerto *et al.*, 2006).

El levantamiento de la Serranía de Perijá está comúnmente asociado al levantamiento de Los Andes de Mérida; inicia durante el Mioceno Superior como consecuencia de las

primeras etapas de la colisión del Arco de Panamá contra el continente suramericano, la cual prosigue durante el Plio-Cuaternario. Hall y Wood (1985) estimaron la velocidad de ese levantamiento entre 11 – 16 mm/año durante el Cuaternario. Afirma Audemard (1993, 2000) que la subducción continental al sureste del Bloque de Maracaibo produce acortamiento en el mismo, el cual se expresa en el crecimiento vertical de esta cadena, así como en el crecimiento de Los Andes de Mérida y en la sierra de Santa Marta. Duerto (2006) sugiere que el levantamiento de la Serranía de Perijá viene asociado a la reactivación positiva de un sistema de fallas jurásicas durante el Cenozoico.

En general, es importante destacar que los datos paleomagnéticos obtenidos en Perijá han sido ambiguos, habiéndose propuesto distintas rotaciones para esta serranía. Estos datos, según Gose *et al.* (2003), sugieren que el bloque limitado por fallas de la Serranía de Perijá ha rotado hasta 50° en sentido horario, lo cual es atribuido a su acortamiento neógeno (Kellogg, 1984). Pero otros estudios (Hargraves y Shagam, 1969; MacDonald y Opdyke, 1972; Skerlec y Hargraves, 1980; Castillo *et al.*, 1991) han obtenido distintos resultados.

1.4. El Bloque de Maracaibo

El Bloque de Maracaibo (Figura 2.8) es un pedazo de corteza continental independiente, de forma triangular, que se localiza en el noroccidente del territorio venezolano; se encuentra limitado al este por la falla de Boconó (de movimiento dextral), al oeste por el sistema de fallas de Santa Marta-Bucaramanga (de movimiento sinistral) y al norte por el cinturón de deformación del Caribe Sur (Mann y Burke, 1984; Taboada *et al.*, 2000; Audemard *et al.*, 2005). Su formación viene asociada con la interacción entre la Placa Caribe, la Suramericana y la de Nazca (Audemard y Audemard, 2002). De manera más concreta, Audemard y Audemard (2002) precisan que la expulsión de este bloque, como la del Bloque de Bonaire, tiene como origen la compresión generada por el Bloque de Panamá contra Suramérica (evento que, como se ha descrito con anterioridad, controla la orogénesis de Los Andes de Mérida y de la Serranía de Perijá).

El Bloque de Maracaibo se destaca por su movimiento en dirección N. Este bloque y el de Bonaire están siendo extruidos en dirección NNE con respecto a Suramérica; ambos sobrecorren la Placa Caribe al norte de las Antillas Menores donde una subducción amagmática de bajo buzamiento en dirección S se ha estado formando durante los últimos 5 MA (Audemard, 2000). Para Mann *et al.* (2006) la poco activa zona de Benioff, que ellos identifican bajo la Cuenca de Maracaibo confirma la existencia de la subducción de la Placa Caribe bajo los bloques de Maracaibo y Bonaire, como antes afirman Kellogg y Bonini (1982) y Colmenares y Zoback (2003). La lámina (*slab*) de subducción ha sido estudiada aplicando técnicas de tomografía sísmica (Van der Hilst y Mann, 1994; Taboada *et al.*, 2000). También se han generado modelos con base en la inversión de datos de tiempos de viaje y gravimetría (Blanco *et al.*, 2008).

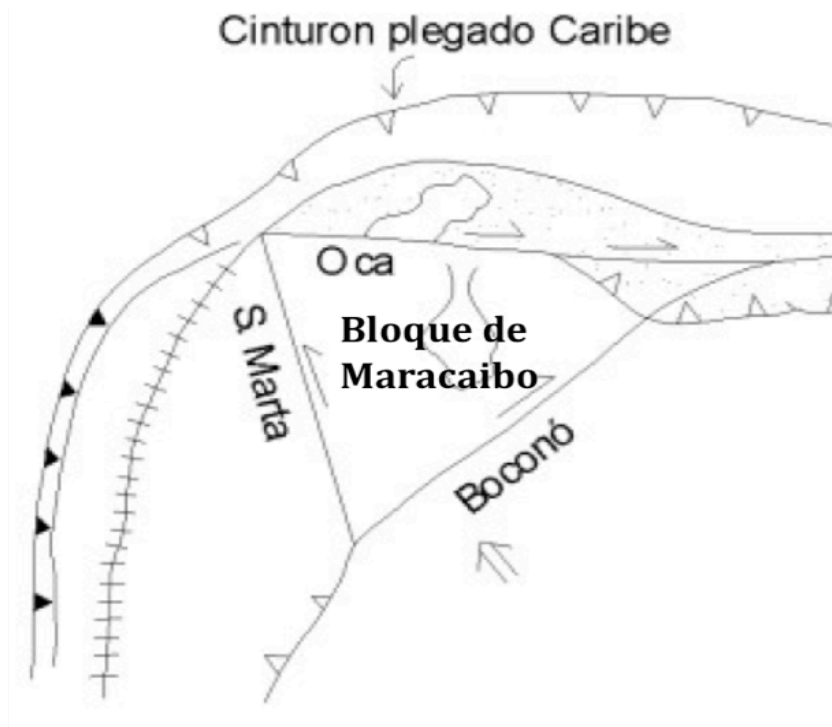


Figura 2.8. Diagrama simplificado de la zona noroccidental de Venezuela que muestra los límites del Bloque Triangular de Maracaibo (modificado de Pindell y Dewey, 1982).

La expulsión de estos bloques se debe a la colisión del Arco de Panamá contra la cara noroeste de Suramérica (Audemard, 1993 y 1998; Audemard y Audemard, 2002).

Estudios de GPS confirman el escape de ambos bloques hacia el noreste (Freymueller *et al.*, 1993; Kellogg y Vega, 1995; Kaniuth *et al.*, 1999), lo cual añade cierta cantidad de deformación a lo largo del cinturón sur del Caribe. Unos autores defienden que los datos de GPS confirman el escape del bloque hacia el norte (Audemard *et al.*, 2006) corroborando así las interpretaciones hechas por los geólogos acerca del movimiento de la falla de Boconó. Otros aseveran que los datos de sismología y de GPS son insuficientes (*e.g.* Mann *et al.*, 2006), pero aún así, aceptan el desplazamiento de este bloque hacia el norte.

Dentro del Bloque de Maracaibo se incluye la cuenca homónima, que se considera otra de las cuencas de tipo antepaís que caracterizan al norte de Suramérica, formada como consecuencia del levantamiento de Los Andes de Mérida y de la Serranía de Perijá (Audemard y Audemard, 2002; Audemard, 2003).

Para Audemard (1991) la separación entre la Cuenca de Maracaibo y la Cuenca Barinas-Apure se inicia en el Mioceno Medio con el cambio de la dirección de la compresión a lo largo del borde norte de la Placa Suramericana, produciéndose el levantamiento de Los Andes de Mérida (Figura 2.9).

La excesiva profundidad de la Cuenca de Maracaibo (aproximadamente 30000 pies o 10 km) en comparación con la Cuenca de Barinas-Apure (aproximadamente 15000 pies o 5 km) es evidencia (según Audemard y Audemard, 2002) de que el bloque posee un espesor elástico considerablemente menor al de la Placa Suramericana. A esto se aúna la existencia de una posible distribución asimétrica de la carga que representan Los Andes de Mérida y las diferentes edades (y por lo tanto densidades) de ambas cortezas.

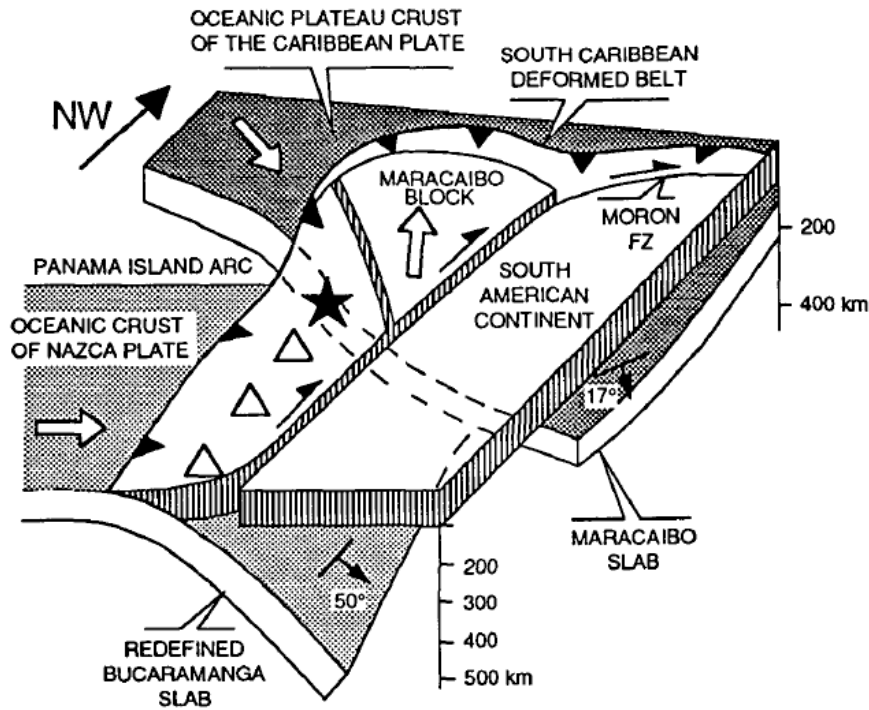


Figura 2.9. Esquema de la disposición de los distintos bloques que rodean el Bloque de Maracaibo (tomado de Van der Hilst y Mann, 1994).

1.5. Cuenca Barinas-Apure

La Cuenca Barinas-Apure es una depresión localizada en el suroccidente del territorio venezolano (González de Juana, 1952); es la tercera cuenca más productiva en términos petroleros dentro del territorio (Figura 2.10), con un área aproximada de 92000 km² y una profundidad máxima estimada de 5000 m (Chacín *et al.*, 2005). Se encuentra limitada al noroeste por Los Andes de Mérida; al norte por la prolongación occidental de la Serranía del Interior Central; al este y al noreste por el levantamiento de El Baúl (el cual sirve de límite entre la Cuenca Oriental de Venezuela y la Cuenca Barinas-Apure). Se separa de la cuenca de los llanos colombianos por un alto gravimétrico reportado por Hosper y Van Wijen en 1959 (citados por González de Juana *et al.*, 1980).



Figura 2.10. Principales cuencas petrolíferas de Venezuela (tomado de *Schlumberger Oilfield Services*, 1997).

Estos autores la describen como una cuenca asimétrica con su flanco meridional suavemente inclinado, siguiendo la pendiente del escudo de Guayana, y un flanco septentrional abrupto, marcado por las rocas del flanco sureste de Los Andes venezolanos. La Cuenca Barinas-Apure se origina a raíz del levantamiento de Los Andes de Mérida durante el Mioceno Superior y es considerada como una cuenca de tipo antepaís. Su basamento se considera de edad paleozoica y autóctono, conformado por las rocas conocidas como “Capas Rojas”, que marcan la apertura de Gondwana y Laurentia (Schlumberger Oilfield Services, 1997).

Dentro de la Cuenca Barinas-Apure se presenta una serie de estructuras tipo graben, evidencia de la apertura del Protocaribe por la extensión asociada a la separación de las Américas. Dichos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales, calizas marinas, rocas volcánicas y sedimentos clásticos (Schelumberger Oil Services, 1997). Los grábenes que se ubican dentro de la cuenca son los de Apure y Mantecal. Ambos grábenes fueron propuestos como la continuación hacia el sur del graben de Espino, hipótesis que nunca fue probada y que algunos geocientíficos debaten hoy en día, alegando que en su génesis los dos sistemas de grábenes (Figura 2.11) son completamente independientes (N. Orihuela, entrevista personal, Agosto 10, 2009).

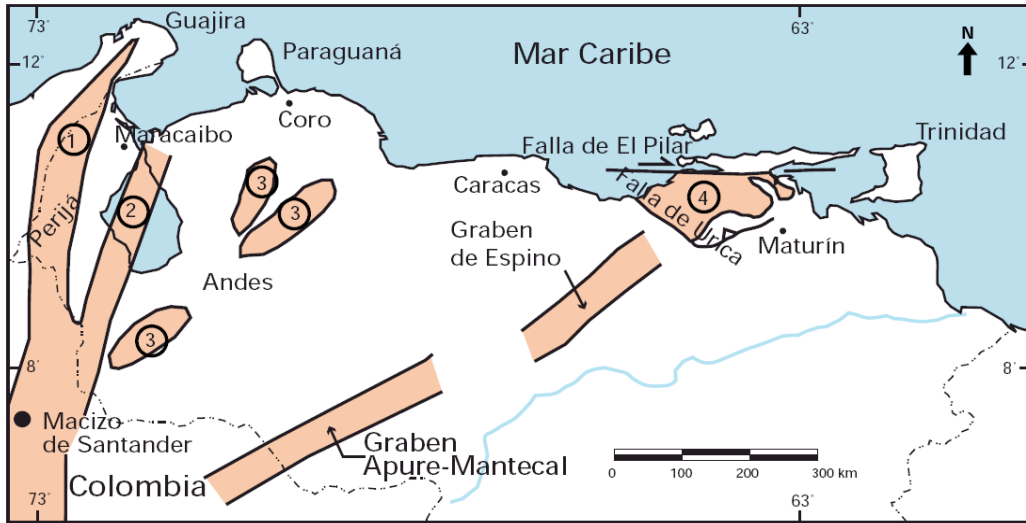


Figura 2.11. Localización de los grábenes jurásicos en Venezuela (tomado de *Schlumberger Oilfield Services*, 1997).

Después de hacer la revisión de la geodinámica de la región noroccidental de Venezuela, se puede concluir que los periodos más importantes concernientes a este estudio son:

1. Apertura de Pangea en el Jurásico que inicia la separación de las Américas y da lugar a los procesos que formaron los grábenes jurásicos.
2. Desarrollo del margen pasivo a lo largo de todo el Cretácico.
3. Inicio en el Mioceno medio del levantamiento de Los Andes de Mérida y de la Serranía de Perijá por el choque del Arco de Panamá contra el noroccidente del continente suramericano.
4. Separación en el Mioceno superior de la Cuenca Barinas-Apure y la Cuenca de Maracaibo por el levantamiento andino y el relleno de las mismas con material molásico.
5. Inicio de la expulsión del Bloque de Maracaibo por la colisión del continuo levantamiento de Los Andes y Perijá por la interacción del Bloque de Maracaibo contra la Placa Suramericana.

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

El marco teórico que se presenta a continuación pretende servir de sustento al estudio flexural del noroccidente de Venezuela. Trabaja con algunos conceptos derivados de la gravimetría y otros físico-mecánicos que nutren la teoría de flexión de vigas.

1. Isostasia local y equilibrio isostático

1.1. Isostasia

“La isostasia es un estado de equilibrio, parecido a la flotación, en el cual segmentos de la corteza terrestre se encuentran debido a su espesor y densidad”¹ (Hamblin y Christiansen, 2001, p. G-10). Para Tarbuck y Lutgens (2003), la isostasia implica “el concepto de que la corteza terrestre está “flotando” en equilibrio gravitatorio sobre el material del manto terrestre” (p. G-12). En general, la isostasia, término derivado del griego *ισοστάσις* (‘de igual peso’), describe el equilibrio hidrostático en el que se encuentran la corteza terrestre y el manto en la ausencia de fuerzas perturbadoras. Según Turcotte y Schubert (2007), “es la aplicación del equilibrio hidrostático a la corteza continental” (p. 74):

El principio de isostasia establece que cualquier columna vertical tiene la misma masa por unidad de área entre la superficie y alguna profundidad de compensación. Esto es equivalente a la afirmación de que la presión litostática a alguna profundidad es la misma a lo largo de un área horizontal ² (p. 174).

¹ Original en inglés: “a state of equilibrium, resembling flotation, in which segments of Earth’s crust stands at level determined by thickness and density”.

² Original en inglés: The principle of isostasy states that any vertical column of material has the same mass per unit area between the surface and some *depth of compensation*. This is equivalent to the assumption that the lithostatic pressure at some depth is the same over a large horizontal area”.

El concepto surge a partir de los muchos estudios gravimétricos y geodésicos realizados en siglos pasados. Pierre Bouguer (1698-1758) en Perú y Sir George Everest (1790-1866) en los Himalayas se imaginaron que la gran masa de las montañas afectaría la verticalidad de las plomadas de los péndulos utilizados, pero al realizar las mediciones, se sorprendieron al observar que las desviaciones reales eran mucho menores que las que habían estimado en un principio (Fowler, 2005). El mismo Everest, mientras realizaba una triangulación de alta precisión en la India, encontró un error de 500 pies en la separación de dos de las estaciones del levantamiento; a pesar de que las estaciones distaban 375 millas una de la otra; la precisión había sido tal que el error no podía ser despreciado por los geodestas.

En busca de una respuesta, John Henry Pratt (1809 - 1871), al igual que sus antecesores en un artículo titulado “On the attraction of the Himalayas mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India”, que leyó en 1854 y publicó en 1855, sostuvo la idea de que la masa de los Himalayas tendería a desviar la plomada del péndulo, y que este efecto sería mayor en la estación más cercana a la montaña (Dobrin y Savit, 1988); concluyó diciendo que no entendía la causa de la discrepancia y que el problema debería ser investigado más adelante (Watts, 2001).

Dos meses después de que Pratt publicara sus resultados preliminares, Sir George Biddell Airy (1801-1892) presentó, en 1855, en un artículo titulado “On the computation of the effect of the attraction of mountain-masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys”, una solución aplicando un teorema de la física clásica: el principio de Arquímedes. Airy definió la corteza terrestre como un caparazón rígido que flotaba sobre el manto terrestre como si éste fuese un líquido más denso; de tal forma, las porciones más gruesas de la corteza flotarían por arriba de las demás, pero también tendrían una especie de raíz más profunda que los otros rasgos topográficos (igual que un iceberg en el agua). Se formulaba así la denominada hipótesis de Airy. Al respecto, afirma Watts (2001):

Airy sugiere que una región elevada como un altiplano sería sostenida por una región menos densa de tal forma que hubiera una sustitución de “corteza ligera” por “lava pesada”. El efecto sobre la gravedad local dependería de dos acciones: la atracción positiva del antiplano elevado y la atracción negativa de la corteza ligera. Él

argumentó que la reducción en la atracción de la corteza ligera sería igual al incremento en la atracción de la masa pesada sobre ella, de tal forma que el efecto total en la dirección local de la gravedad sería pequeño³. (p. 13) (Traducción nuestra)

1.2. Isostasia local

1.2.1. La hipótesis de Airy

Según Fowler (2005), la hipótesis de Airy sostiene que, si se considera un bloque de la corteza con una densidad constante ρ_c , la densidad del manto constante ρ_m , y un nivel de compensación o profundidad de compensación arbitraria t , y si se igualan las masas sobre esa profundidad de compensación para cada una de las columnas verticales de igual densidad en un área. Por ejemplo, para la Figura 3.1

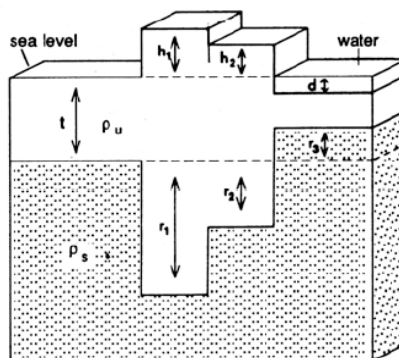


Figura 3.1. Ejemplo del modelo de isostasia de Airy (tomado de Fowler, 1990).

³ Original en inglés: “Airy suggested that an elevated region, such as a “*table-land*” would be underlain by a less dense region, such that there would be a substitution of “light crust” for “heavy lava”. The effect on the local direction of gravity, he viewed, would depend on two actions: the positive attraction of the elevated table-land and the negative attraction of the light crust would be equal to the increase in attraction of the heavy mass above, so that the *total* effect on the local direction of gravity would be small”.

Entonces, se obtiene que:

Para calcular la raíz de una montaña (r_1 o r_2)

$$t\rho_c + r_1\rho_m = (h_1 + t + r_1)\rho_m$$

$$r_1 = \frac{h_1\rho_c}{\rho_m - \rho_c}$$

Para calcular la antirraíz de la corteza oceánica (r_3)

$$r_3 = \frac{d(\rho_c - \rho_w)}{\rho_m - \rho_c}$$

Donde:

t = Espesor de la corteza

ρ_c = Densidad de la corteza

ρ_m = Densidad del manto

ρ_w = Densidad del agua

h_1 = Altura de la montaña

P = Profundidad del agua

Afirma Watts (2001) que Airy fue cauteloso en la aplicación de su modelo, pues señaló que éste no sería apropiado para estudiar todas las rasgos de la superficie de la Tierra. Sugirió tanto que el modelo no podría ser aplicado para el estudio del Monte Schiehallion en Perthshire, como que la corteza pudiera ser lo suficientemente fuerte como para sostener esta estructura sin romperse.

1.2.2. La hipótesis de Pratt

Pratt criticó la hipótesis de Airy señalando que el modelo asumía: (a) la existencia de una corteza ligera, “cuando entonces se pensaba que la corteza tenía al menos 150 km de espesor” (p. 14); (b) que la corteza era más ligera que la lava; (c) que contradecía la teoría de la contracción a la cual él se adhería (Watts, *op.cit.*). Entonces, en el año 1859, propuso Pratt otra explicación, algo distinta, pero igualmente plausible al aplicar de nuevo el principio de Arquímedes. Afirmó que la corteza terrestre tendría un espesor constante por debajo del nivel del mar; de tal forma, una montaña debería tener menor densidad que una cuenca para mantener su altura (Dobrin y Savit, 1988). La hipótesis de Pratt, según Fowler (*op. cit.*), plantea que si se considera un bloque de la corteza con una densidad constante ρ_c , la densidad del manto constante ρ_m , y un nivel de compensación D y si se igualan las

masas sobre esa profundidad de compensación para cada una de las columnas verticales de distinta densidad en un área, por ejemplo, para la Figura 3.2.

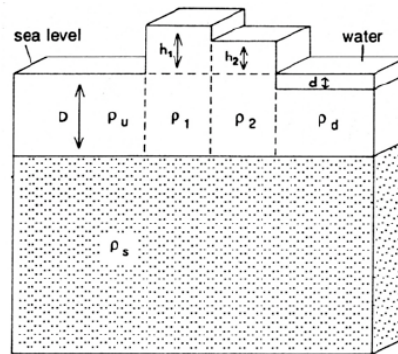


Figura 3.2. Ejemplo del modelo de isostasia de Pratt (tomado de Fowler, 1990).

Entonces, se obtiene que:

Para calcular la densidad de una montaña (ρ_1 o ρ_2)

$$\rho_c H = (h_1 + H)\rho_1$$

$$\rho_1 = \frac{\rho_c H}{(h_1 + H)}$$

Para calcular la densidad de la corteza oceánica (ρ_p)

$$\rho_c H = P\rho_w + (H - P)\rho_p$$

$$\rho_p = \frac{(\rho_c H - P\rho_w)}{(H - P)}$$

Donde:

H= Espesor de la corteza

ρ_c = Densidad de la corteza

ρ_m = Densidad del manto

ρ_w = Densidad del agua

ρ_p = Densidad de la corteza oceánica

h_1 = Altura de la montaña

P= Profundidad del agua

Para Lillie (1999), mientras las regiones a menudo exhiben componentes de ambas hipótesis, la compensación isostática está generalmente más cerca del modelo de Airy que del modelo de Pratt (p. 240).

1.2.3. Equilibrio isostático

Para que ocurra el equilibrio isostático a una profundidad de compensación determinada, deben cumplirse dos condiciones: 1) la presión total ejercida por cada una de las columnas verticales (P) dividida entre la aceleración de gravedad (g) debe ser igual a una constante (C1); 2) el espesor total de cada columna vertical (T) debe ser una constante (C2). De tal forma:

$$\frac{P}{g} = \rho_a h_a + \rho_w h_w + \rho_c h_c + \rho_m h_m = C_1$$

$$T = h_a + h_w + h_c + h_m = C_2$$

Donde a representa la columna de aire (hasta la topografía más alta), w se refiere a la columna de agua, c a la corteza y m al manto. “Si las columnas isostáticas pueden ser determinadas (o asumidas) para una sola área, entonces la solución de ambas ecuaciones con condiciones adicionales puede permitir la determinación del espesor o la densidad bajo otras áreas” (Ferguson, 2004-2005)⁴.

2. Isostasia regional y flexión de la litósfera

Según Watts (2004), las teorías de Pratt y Airy eran de difícil aceptación para los geólogos, quienes expresaban que los modelos no consideraban las fuerzas que se manifiestan en la corteza terrestre y en el manto superior, y que éstas podían ser lo suficientemente importantes como para prevenir que algunos accidentes estuvieran compensados completamente.

William Bowie (1872-1940), en su libro *Isostasy-The Science of the Equilibrium of the Earth's Crust* (1927), defiende que las columnas de la corteza deberían ceder, si éstas se cargaban con un espesor de sedimentos considerable. Por otra parte, George R. Putnam, en

⁴ Original en inglés: “If the isostatic column can be determined (or assumed) for one area then solving both equations with appropriate additional constraints can allow determination of thickness or densities beneath other areas”. <http://home.cc.umanitoba.ca/~ferguso/7433/05chap6.pdf>

1912, fue el primero en notar que la compensación de las masas estaría más distribuida de lo que los modelos existentes proponían, refiriéndose a este fenómeno como ‘compensación regional’. Estuvo entre los primeros en afirmar que el equilibrio isostático no podía ser completo en todas partes.

Según Watts (2004) en la década de 1940, Felix Andries Vening Meinesz (1887-1966), basado en los trabajos de Putnam (1922 y 1929) y cuestionando los trabajos de Hayford y Bowie (1912), propuso, un modelo en el que describía la topografía como una carga que descansaba sobre la corteza; en el caso de que la carga fuera lo suficientemente grande, ésta forzaría a la corteza a doblarse de la misma forma en la que una placa elástica lo haría al encontrarse sobre un sustrato débil. De ser la carga lo suficientemente grande, ésta forzaría a que la placa se introdujera en el sustrato produciendo una raíz de densidad menor a la del sustrato, como la propuesta por Airy, sólo que ésta sería más ancha, pues la carga está soportada, al menos en parte, por la rigidez de la corteza.

2.1. La corteza de la Tierra y las vigas elásticas

Según Watts (*op. cit.*), más o menos en la misma época en la que Vening Meinesz (1939) trabajaba en su propuesta sobre la compensación regional, Ross Gunn (1897-1966), un físico estadounidense, lo hacía en un modelo similar. Entre los años 1937 y 1949, publicó una serie de artículos en los cuales examinaba el papel que las fuerzas de la corteza podrían tener en los modelos de isostasia local y exponía que ésta no podría existir en todas partes, porque las fuerzas de la corteza lo prevendrían. En consecuencia, propuso que las capas de la corteza terrestre se encontraban en equilibrio mecánico más que en equilibrio hidrostático (como proponen los modelos de isostasia local). Para aplicar sus ideas a problemas geológicos se valió de las ecuaciones utilizadas en ingeniería mecánica para el estudio de vigas elásticas que se encuentran sobre un sustrato fluido y derivó distintas ecuaciones para distintas distribuciones de carga, pero, a diferencia de Vening Meinesz (*op.cit.*), trató los problemas de manera bidimensional alegando que las complicaciones impuestas por las tres dimensiones harían su investigación laboriosa e impráctica, además,

veía que los rasgos geológicos que estudiaba tenían naturaleza esencialmente bidimensional.

En la evolución del estudio que traza Watts (2004), plantea que R. I. Walcott (1934-), durante los años setenta del siglo XX, publicó una serie de artículos de investigación en los cuales examinaba la flexión de la litósfera en varias situaciones geológicas. Al comparar las predicciones basadas en los modelos simples de las placas elásticas con la topografía y las anomalías de gravedad fue capaz de calcular la rigidez flexural de la litósfera en muchas más situaciones de las que antes habían sido posible, determinó que el espesor elástico de la litósfera dependía de la edad de la carga sobre ella, cuestionó los modelos elásticos aplicados y propuso la utilización de modelos viscoelásticos, alegando que una placa sería inicialmente elástica y luego se iría haciendo más viscosa con la edad y el incremento de la carga.

2.1.1. Flexión de vigas elásticas

La flexión de vigas elásticas es un tema de estudio dentro del campo de la ingeniería mecánica, que ha sido abordado por autores como Timoshenko (1958), Nadai (1963) y Hetenyi (1979).

Watts (*op. cit.*) expone la comparación mecánica entre la flexura de la corteza y la de una viga, aproximadamente en los siguientes términos. Lo primero que es necesario que se consideren son: los esfuerzos dentro de una viga que es deformada por un momento M_0 que es aplicado a los lados opuestos. Este momento deforma la viga de forma convexa y la deformación es de tal forma que: a) la profundidad de la viga dentro de toda superficie horizontal es la misma antes y después de la flexión; b) toda sección vertical es la misma antes y después de la flexión.

Si se cumplen estas condiciones, la deformación en la dirección x para cualquier “fibra” de la viga será de la forma:

$$\epsilon_x = \frac{\text{cambio de longitud}}{\text{longitud original}} = \frac{y_f}{\text{radio de curvatura}}$$

Donde y_f es la distancia entre una superficie sobre la cual no hay ninguna deformación a cualquier “fibra” de la viga.

Si se aplica la condición de frontera conocida como ‘esfuerzo plano’ (*plane stress*), se puede tratar la viga como una sección de una viga más grande. Tal condición implica que existe deformación en la dirección X y Z pero no en la dirección Y. De tal forma:

$$\sigma_1 \neq 0 \quad \sigma_2 \neq 0 \quad \sigma_3 = 0$$

Por lo cual:

$$\begin{aligned} E\varepsilon_x &= \sigma_x - \nu\sigma_z & \sigma_x &= \frac{E\varepsilon_x}{1-\nu^2} \\ E\varepsilon_z &= \sigma_z - \nu\sigma_x & \text{Pero } \varepsilon_z &= 0, \text{ entonces:} \\ E\varepsilon_y &= -\nu(\sigma_x + \sigma_z) & \sigma_z &= \frac{E\varepsilon_z\nu}{1-\nu^2} \end{aligned}$$

Sustituyendo:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \frac{Ey_f}{r(1-\nu^2)} \\ \sigma_z &= \frac{E\nu y_f}{r(1-\nu^2)} \end{aligned}$$

El esfuerzo producido sobre la viga debe balancear el momento M_0 que se aplica en un extremo de la misma, pero es más conveniente reemplazar el momento M_0 por una fuerza vertical V y por el momento de flexura M (figura 3.3) que actúa en el plano de cualquier sección de la viga doblada. M puede estimarse considerando las deformaciones que actúan sobre cualquier sección. Si dF es la fuerza que actúa sobre un elemento diferencial de altura dy , espesor unitario y un espesor elástico T_e , entonces:

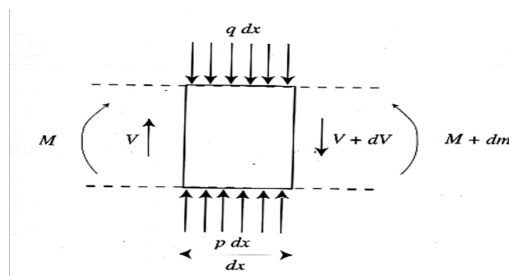


Figura 3.3. Momentos y fuerzas que actúan sobre un elemento de la viga (tomado de Watts, 2001).

$$Fuerza = \sigma Area$$

$$dF = \sigma_x 1dy$$

$$\therefore dF = \frac{E y_f}{r(1-\nu^2)} dy$$

$$momento = fuerza \times distancia$$

$$dM = dF y_f$$

$$dM = \frac{E y_f^2}{r(1-\nu^2)} dy$$

$$M = \frac{E}{r(1-\nu^2)} \int_{-Te/2}^{Te/2} y_f^2 dy$$

$$M = -\frac{ETe^3}{12r(1-\nu^2)}$$

$$\text{Si } M \text{ se define por : } M = \frac{D}{r}$$

$$D = \frac{ETe^3}{12(1-\nu^2)}$$

D es la rigidez flexural de la viga. Ésta se define como el par de fuerzas requerido para doblar una estructura sólida por unidad de curvatura producida. Lillie (1999) comenta sobre la rigidez flexural lo siguiente:

La rigidez flexural (D) de la placa determina el grado con el cual la placa soporta la carga. El modelo de la placa elástica es análogo al de un trampolín...un trampolín débil (D pequeño) se dobla ampliamente...un trampolín más grueso del mismo material se comporta más rígidamente y la carga causa una deflexión menor. La rigidez flexural (resistencia al doblarse) entonces depende del espesor elástico de cada trampolín⁵ (p 241). (Traducción nuestra).

Continuando con la deducción, según Watts (2004), si se aproxima el radio de curvatura:

⁵ Original en inglés: The *flexural rigidity* (D) of the plate determines the degree to which the plate support the load. The elastic plate model is analogous to a diving board, ... A thin, weak board (small D) bends geatly, ... A thicker board of the same material behaves more rigidly; the diver causes a smaller deflection. The flexural rigidity (resistance to bending) thus depend on the elastic thickness of each board”.

$$\frac{1}{r} \rightarrow \frac{d^2y}{dx^2}$$

$$M = -D \left[\frac{d^2y}{dx^2} \right]$$

$$qdx1.0 + (V + dv) - pdx1.0 - V = 0$$

$$\therefore \frac{dV}{dx} = (p - q) = \frac{d^2M}{dx^2}$$

$$\frac{d^2M}{dx^2} - (p - q) = 0$$

$$D \frac{d^4y}{dx^4} + (p - q) = 0$$

Como la flexura es convexa hacia abajo, si se aproxima el radio de curvatura, d^2y/dx^2 será negativo y M será positivo. El aumento en el momento de flexura dM viene dado por el momento de cizalla generado por las dos fuerzas verticales, de forma que:

$$dM = Vdx$$

$$V = \frac{dM}{dx}$$

Si una carga adicional actúa en la superficie y la base de la viga, las fuerzas de cizalla en el elemento, que se encuentran a lados opuestos, cambiarán. Por ejemplo, si una de las fuerzas q/unidad de área es una fuerza aplicada en la superficie del elemento y p/unidad de área es otra aplicada en la base del mismo, el balance de las fuerzas para este elemento será:

$$qdx1.0 + (V + dv) - pdx1.0 - V = 0$$

$$\therefore \frac{dV}{dx} = (p - q) = \frac{d^2M}{dx^2}$$

$$\frac{d^2M}{dx^2} - (p - q) = 0$$

$$D \frac{d^4y}{dx^4} + (p - q) = 0$$

Por condiciones geológicas es más conveniente reemplazar q y p por una carga de cierta altura y densidad. La densidad del material que rellena la cavidad de la flexura será ρ_{infill} . La fuerza producida será:

$$\begin{aligned}
q &= \text{fuerza} / \text{unidad de \u00e1rea} \\
q &= \text{masa} \times \text{aceleraci\u00f3n} / \text{unidad de \u00e1rea} \\
q &= \text{densidad} \times \frac{\text{volumen}}{\text{unidad de \u00e1rea}} \times \text{aceleraci\u00f3n} \\
\therefore q &= \text{densidad} \times \text{altura} \times \text{aceleraci\u00f3n} \\
q &= \rho_{\text{infill}} y g
\end{aligned}$$

Ahora, la fuerza p , se sustituye por la fuerza de flotaci\u00f3n que act\u00faa en la base de placa, y si m_l es la densidad del manto, entonces:

$$p = \rho_m y g$$

Sustituyendo en la ecuaci\u00f3n presentada, se tiene, finalmente:

$$D \frac{d^4 y}{dx^4} + (\rho_m - \rho_{\text{infill}}) y g = 0$$

Esta ecuaci\u00f3n se define como la que gobierna la flexi\u00f3n de una viga que est\u00e1 sobre un sustrato no viscoso. Se puede resolver aplicando el m\u00e9todo de los cuadr\u00e1ticos (*method of quadratics*), la soluci\u00f3n de la misma, por lo general, se expresa de la siguiente forma:

$$y = e^{\lambda x} (A \cos \lambda x + B \sin \lambda x) + e^{-\lambda x} (C \cos \lambda x + D \sin \lambda x)$$

Donde A, B, C y D son constantes de integraci\u00f3n; λ es un par\u00e1metro que determina la amplitud y la longitud de onda de la deformaci\u00f3n, y se define por la siguiente ecuaci\u00f3n:

$$\lambda = \left(\frac{(\rho_m - \rho_{\text{infill}}) g}{4D} \right)^{1/4}$$

As\u00ed pues, son pocos los autores que abordan el problema anteriormente descrito con tanta profundidad como Watts (2004). Turcotte y Schubert (2007) tambi\u00e9n consideran la deducci\u00f3n anterior, pero consideran una viga en una situaci\u00f3n distinta. El diagrama que ofrece Watts (*ibid.*) es el de una viga (o placa) de longitud infinita sostenida en sus extremos y colocada sobre un sustrato l\u00edquido (Figura 3); mientras que el diagrama mostrado por Turcotte y Schubert (*ibid.*) es para una viga finita libre en un extremo en el

vacío (Figura 3.4). La diferencia al observar los diagramas de fuerzas radica principalmente en la ausencia de una fuerza vertical hacia arriba en el de Turcotte y Schubert (*ibid.*) y la ausencia de fuerzas horizontales en el de Watts (*ibid.*).

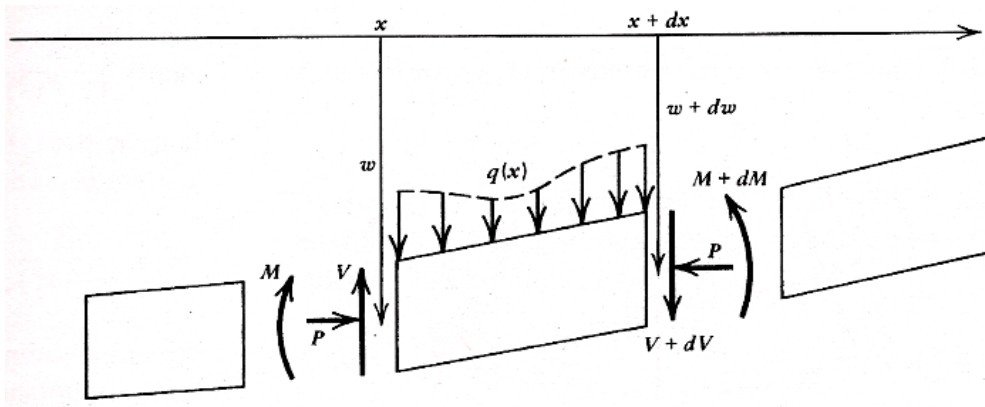


Figura 3.4. Momentos y fuerzas que actúan sobre un elemento de la viga de ancho dx (tomado de Turcotte y Schubert, 2007).

Al ser distintas las situaciones mecánicas que cada uno de los autores referidos estudia, es de esperarse que la ecuación final que presenta Watts (*ibid.*) sea distinta de la de Turcotte y Schubert (*ibid.*), siendo esta última:

$$D \frac{d^4 w(x)}{dx^4} = V(x) - H \frac{d^2 w(x)}{dx^2}$$

Donde $w(x)$ es la deflexión de la placa (que por lo general viene dada en forma de senos y cosenos), $q(x)$ es la fuerza vertical por unidad de longitud aplicada a la placa, P es una fuerza horizontal y constante por unidad de longitud aplicada a la placa, y D es la rigidez flexural de la placa (figura 3.5). Es necesario destacar que todos los cálculos presentados con anterioridad se fundamentan en la relación esfuerzo-deformación que presentan las leyes de la elasticidad, cuando un material es isotrópico (es decir, que sus propiedades elásticas son constantes en todas las direcciones). A pesar de que considerar a todas las rocas como materiales isotrópicos no es posible, los resultados son satisfactorios cuando se realizan estudios a niveles de manto y corteza.

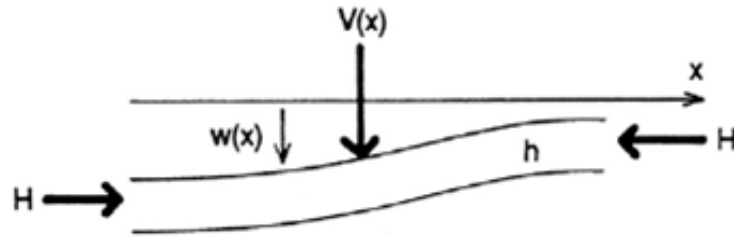


Figura 3.5. Parámetros de la Flexión (tomado de Fowler, 2005).

2.2. Significado geológico de la flexión de placas

Según Lillie (1999), los modelos de Pratt y Airy se basan en lo que se conoce como ‘isostasia local’; en ellos la compensación ocurre justo debajo del lugar donde se encuentra la carga y se asume que el material que soporta la carga se comporta como un líquido y no posee rigidez alguna, de tal forma que la carga se distribuye en columnas.

Sin embargo, la mayor parte de los materiales en la naturaleza tienen un grado de rigidez y distribuyen el efecto de la compensación sobre un área determinada; el tamaño de ésta depende de la rigidez flexural del material (la resistencia que opone a doblarse), del espesor elástico y de la magnitud de la carga (figura 3.6).

Por ende, en escala del tiempo geológico tanto la corteza como el manto se comportan como sólidos elásticos. En tal sentido, Fowler (*op. cit.*) expresa:

En la teoría de las placas tectónicas las delgadas placas litosféricas se asumen como rígidas y flotan sobre el manto subyacente. En una escala de tiempo geológico la litosfera se comporta elásticamente y el manto se comporta como un fluido viscoso, aunque en una escala corta de tiempo sísmico ambos se comportan como sólidos elásticos⁶ (p. 218).

⁶ Original en inglés: “In the theory of plate tectonics the thin lithospheric plates are assumed to be rigid and to float on the underlying mantle. On a geological timescale the lithosphere behaves elastically and the mantle behaves as a viscous fluid, whereas on the very short seismic timescale both behave as elastic solids”.

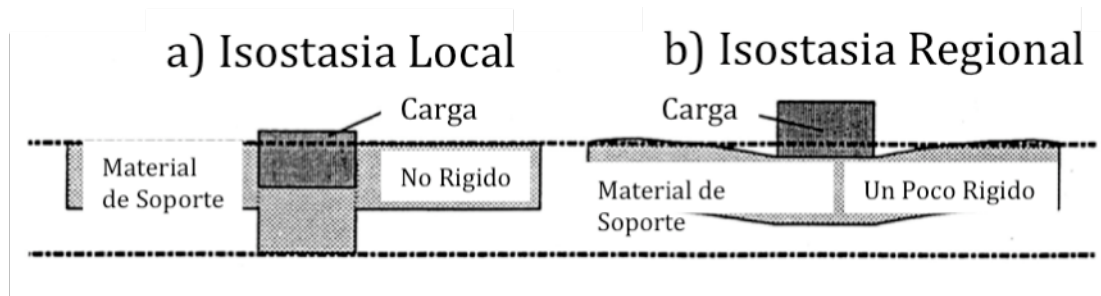


Figura 3.6. Comparación entre la isostasia local y la regional (tomado de Lillie, 1999).

La teoría de flexión de placas describe un modelo estático en el cual una placa delgada se dobla (o flexa) dentro de un substrato fluido por la acción de una carga que descansa sobre la placa. La placa representa, por supuesto, a la corteza terrestre, la cual tiene una rigidez flexural determinada y un cierto espesor elástico. El sustrato representa el manto terrestre sobre el cual la placa “flota” por ser menos densa y, finalmente, la carga representa la topografía y los sedimentos, que se encuentran sobre la placa. Es importante mencionar que la teoría asume que todo el sistema se encuentra en equilibrio mecánico, y que las fuerzas que actúan sobre las partículas de la placa son aquellas descritas con anterioridad.

El estudio de la flexura de la litósfera, que resulta de la carga que generan las cadenas montañosas y los volcanes (entre otros), permite estimar las propiedades elásticas de la misma y, en algunos casos, la viscosidad del manto. Estas indagaciones han sido utilizadas para crear modelos de muchas situaciones geológicas, como en la formación de cuencas de tipo antepaís, en las islas generadas por la presencia de puntos calientes, en las trincheras oceánicas, e incluso en la deformación de los estratos que suprayacen a intrusiones ígneas. Debido a que no todas las situaciones geológicas anteriores se pueden estudiar con un modelo único, se presentaron las ecuaciones para placas infinitas y placas finitas. Por ejemplo, la situación de un archipiélago generado por la presencia de un punto caliente, donde las constantes erupciones volcánicas crean una carga muy grande sobre una delgada placa oceánica, que es tan extensa que sus extremos no entran dentro del modelado. Para este caso y desde el punto de vista mecánico se utilizaría una placa infinita (que representaría la corteza oceánica) colocada sobre un sustrato (que representaría el manto) y sobre ella una carga proporcional al tamaño de la isla. (Figura 3.7)

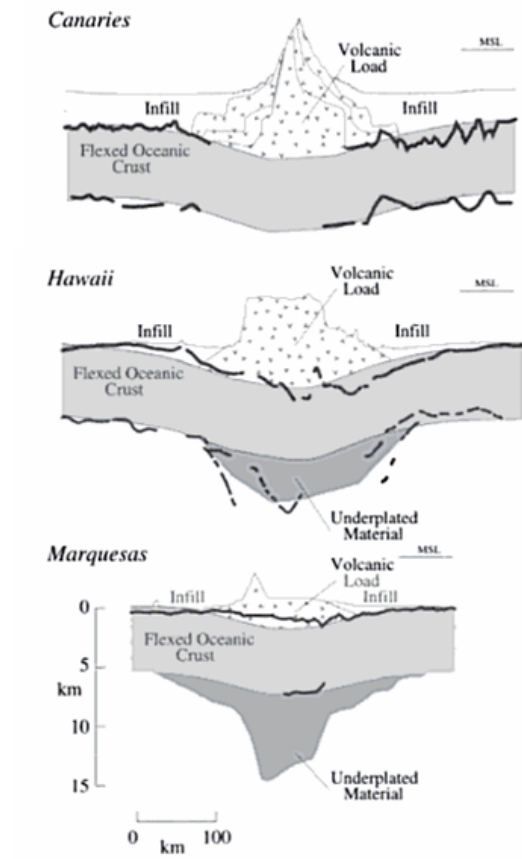


Figura 3.7. Modelos de la situación de flexura de varias islas (tomado de Watts, 2001, p. 137).

El modelo anterior puede ser utilizado para describir una gran variedad de escenarios, pero no es útil en situaciones geológicas en las que la placa no se puede considerar infinita, es decir, en aquellos casos en los que uno de los extremos de la placa es cercano a la situación a estudiar; por ejemplo, en una zona de subducción. En ésta, uno de los extremos de una placa es sobrecorrido por otra menos densa, causando que la primera se flexe y se hunda en el manto. Si se analiza desde el punto de vista mecánico, se modelaría la situación con una placa finita (que representaría la corteza subducida) colocada sobre un sustrato (que representaría el manto) y sobre ella una carga (que representaría a la placa subductante). (Figura 3.8)

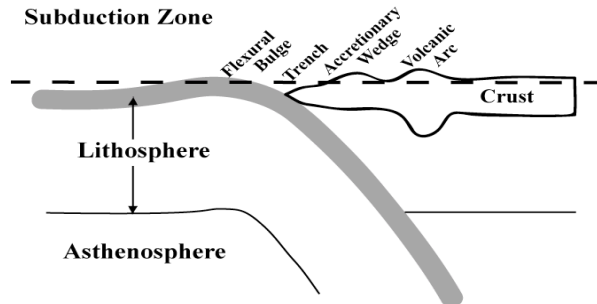


Figura 3.8. Modelos de la situación de flexura de una zona de subducción (tomado de Lawrence, 2005).

En general, la isostasia (ya sea local o regional) es un concepto que deriva del supuesto que afirma que entre la corteza y el manto terrestre debe existir un cierto equilibrio. La aplicación de los principios de la física y la mecánica para el estudio de este equilibrio ha generado una serie de hipótesis y teorías que han cambiando el entendimiento de cómo se comportan ambos (corteza y manto) desde el punto de vista hidrostático, mecánico, elástico y viscoelástico en tiempo geológico. Es indiscutible que los modelos de flexura de placas tienen ciertas ventajas sobre los modelos de isostasia local, pues se relacionan con las observaciones geológicas y permiten modelar el comportamiento de la corteza y el manto ante la presencia de cargas y su remoción progresiva. Al combinar la teoría de la flexión de placas con los métodos gravimétricos (los cuales son excelentes para el modelado de las formas de los cuerpos), y en algunos casos con datos de sismología, los geofísicos han sido capaces de modelar y explicar el comportamiento mecánico de muchas de las características de la Tierra, ya sea a gran escala como en el estudio de zonas de subducción, o en pequeña escala como en el estudio de la subsidencia de zonas glaciales. La relativa aplicabilidad de la teoría de flexión de placas ha permitido su utilización para indagar la superficie de otros cuerpos del sistema solar.

CAPÍTULO IV

PROCESAMIENTO Y CONTROL DE CALIDAD DE LOS DATOS

1. Etapa preliminar

Los datos gravimétricos empleados fueron extraídos de la Red Gravimétrica Nacional, conformada por un conjunto de 182492 estaciones levantadas en tierra, mar y aerotransportadas, a lo largo y ancho de la mayor parte del territorio nacional y del sur del Caribe. Las estaciones, originalmente en coordenadas UTM referenciadas al elipsoide WGS72 y al uso horario 19N, no fueron alteradas. Es oportuno destacar que para cada estación se presentan los valores de cota y de Anomalía de Bouguer (AB) para las densidades 2,67 g/ml y 2.3 g/ml.

Dentro de la zona cubierta por los datos, se seleccionó una ventana sobre el área de estudio, comprendida entre las latitudes 604609.3 y 1772046, y las longitudes 10128.31 y 699991.4. Dentro de esta ventana se encontraban originalmente 110453 estaciones gravimétricas (figura 4.1).

A estos datos se les aplicaron controles para verificar su calidad. El primer control fue meramente estadístico y consistió tanto en la construcción del histograma de frecuencias de los datos (figura 4.2), como en el cálculo de las medidas descriptivas del conjunto completo, con el fin de estudiar la distribución y el comportamiento de la población.

El histograma reveló que la población tenía un comportamiento normal con tendencia a ser unimodal (así como lo confirman las medidas estadísticas que se presenta en la Tabla 4.1). Se pudo apreciar la existencia de dos familias menores de datos, que pudieran ser simplemente la respuesta del complejo sistema geológico localizado dentro de la ventana de estudio.

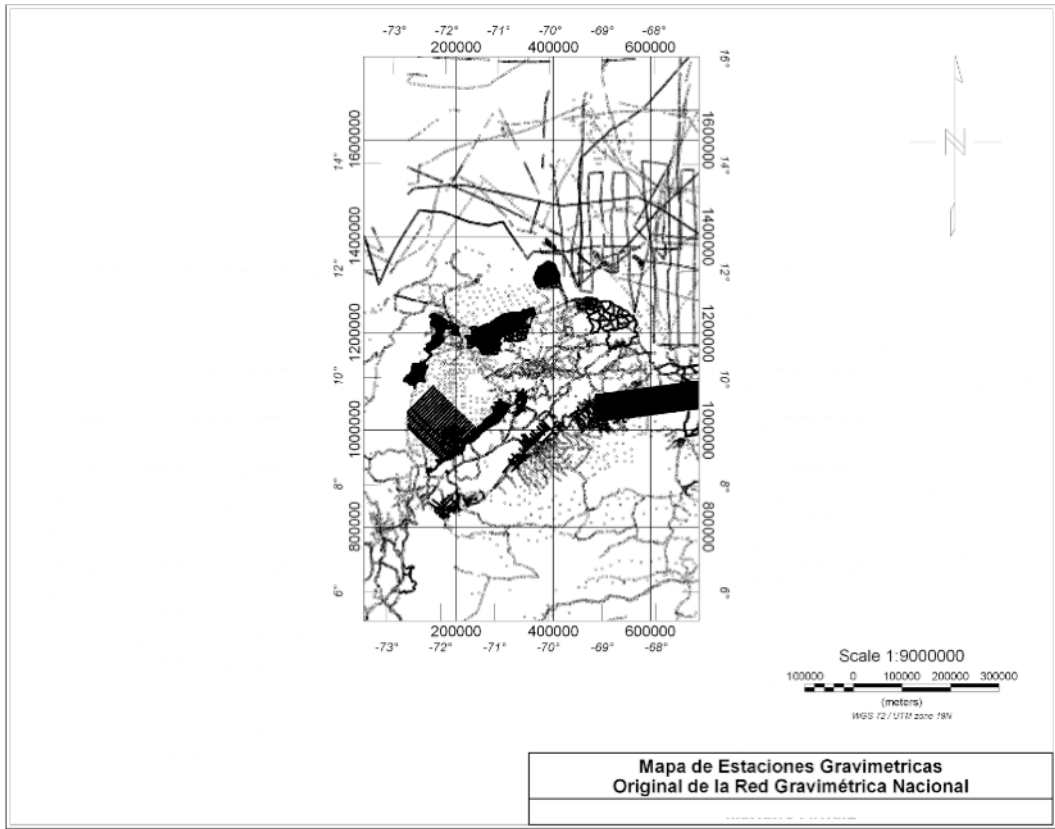


Figura 4.1. Mapa de estaciones gravimétricas dentro de la ventana de estudio.

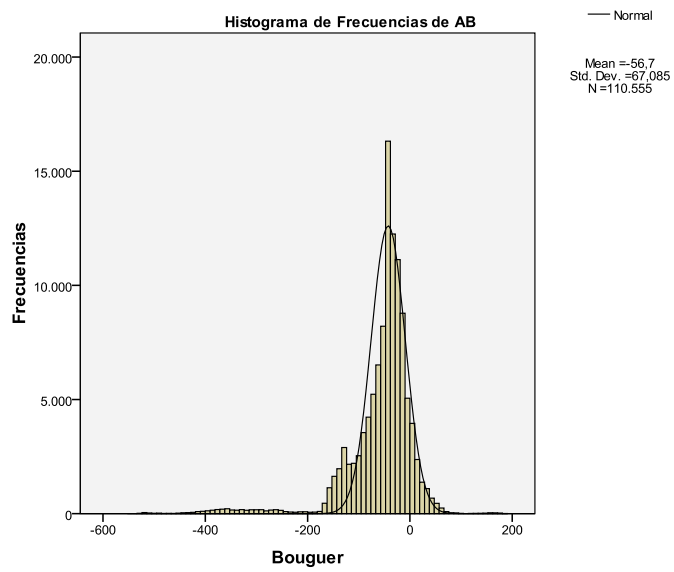


Figura 4.2. Histograma de frecuencia de los datos gravimétricos.

Tabla 4.1: Medidas estadísticas de los datos gravimétricos

Media	-56.70
Mediana	-42.16
Desviación Estándar	67.085
Varianza	4500.416
Rango	729
Mínimo	-544
Máximo	186
Moda	-41 (aproximadamente)

El segundo control aplicado se realizó con la intención de identificar los valores fuera y dentro de un rango estadístico determinado. Para esto se procedió a construir el diagrama de cajas y bigotes de los datos (figura 4.3), el cual reveló que un gran número de datos se localizaban fuera de los rangos estadísticos establecidos por el método aplicado.

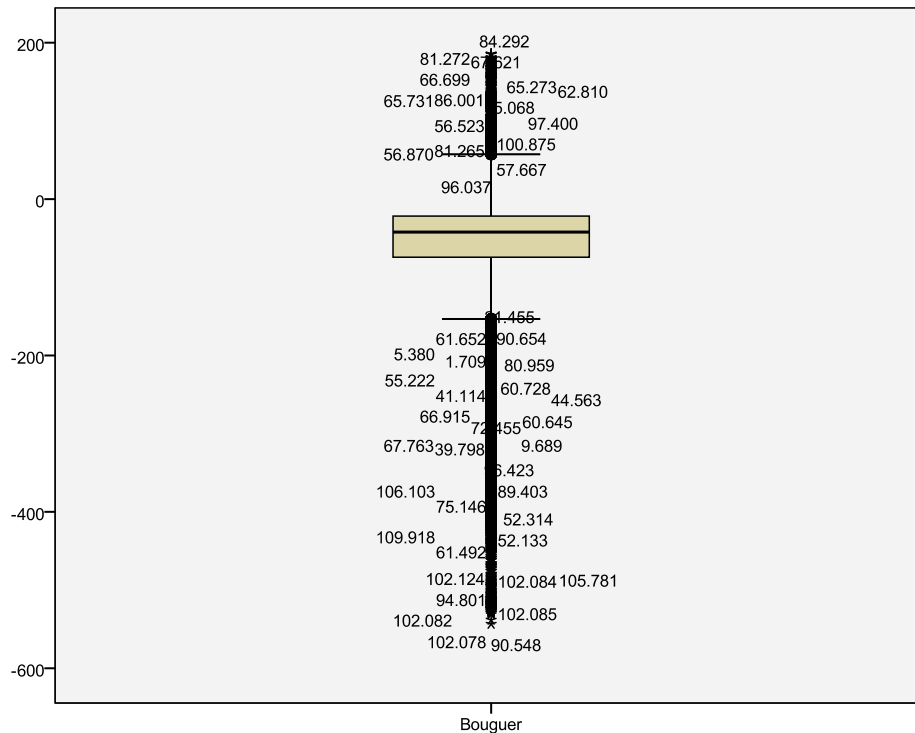


Figura 4.3. Diagrama de cajas y bigotes de los datos gravimétricos.

El resultado del diagrama de cajas y bigotes indujo a realizar un control geostadístico antes de eliminar cualquier valor anómalo de conjunto de datos (figura 4.4). Se generó un mapa con la distribución espacial de las estaciones fuera y dentro de rango. Las estaciones con AB dentro de los rangos estadísticos se graficaron en color amarillo; las estaciones con AB superior a los rangos estadísticos en rojo; y las inferiores en azul, con el fin de poder reconocer de forma visual los valores anómalos que serían eliminados por ser considerados como erróneos en particular aquellos rojos aislados.

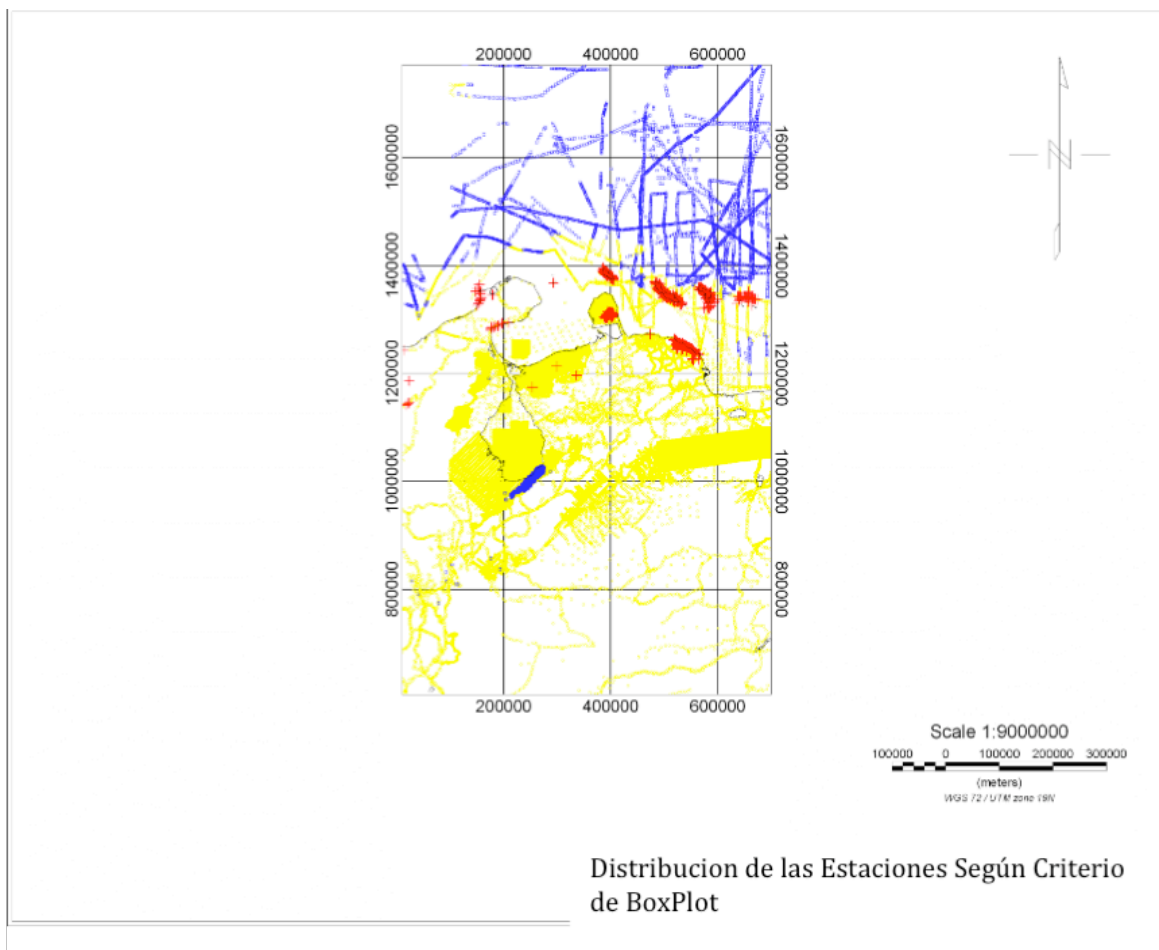


Figura 4.4. Distribución espacial de los datos gravimétricos según la discriminación del diagrama de cajas y bigotes.

El estudio arrojó que los datos dentro del rango estadístico se asociaban a aquellos sobre la Placa Suramericana; los por encima del rango se asociaban a aquellos tomados sobre las islas del Caribe, sobre el cerro Santa Ana y sobre la zona al este del estado Falcón; y finalmente aquellos por debajo del rango se encontraron asociados a la isostasia de Los Andes de Mérida y a la Placa Caribe (Figura 4.4).

2. Reprocesamiento de los datos y comparación con base de datos externas para su verificación

Durante la etapa preliminar del procesamiento, dos aspectos extraños surgieron en los datos: primero, todas las estaciones gravimétricas en la ventana presentaban cotas positivas; segundo, la anomalía gravimétrica de la Placa Caribe era menor a la de la Placa Suramericana, algo que en términos geofísicos resultaba totalmente inesperado. Por lo tanto, se procedió a comparar con los mapas de AB clásicos (Bellizzia, 1976; Bowin, 1982) de la zona, y se determinó que existía un error en los datos. En vista de esto, el reprocesamiento constó de dos etapas:

- a) Corrección de las cotas de las estaciones gravimétricas.
- b) Recuperación y reprocesamiento de las estaciones gravimétricas en mar.

Se realizó un algoritmo en MatLab que separara la base de datos en dos. En una nueva base de datos irían todas las estaciones levantadas en tierra, y en otra todas las estaciones levantadas en el mar. Las de levantamientos aerotransportados fueron separadas a mano de la base de datos original. Luego se procedió a reprocesar los datos gravimétricos de las estaciones en mar. Se tomó el *Bouguer Total Anomalies Map for Colombia* (Graterol *et al*, 2008) como mapa referencia para correlacionar las AB calculadas con algún mapa previo de la zona. Una vez corregidos los datos a utilizar, se generó un mapa de AB simple utilizando el método de Kriging con el *software* de procesamiento *Oasis Montaj* (figura 4.5).

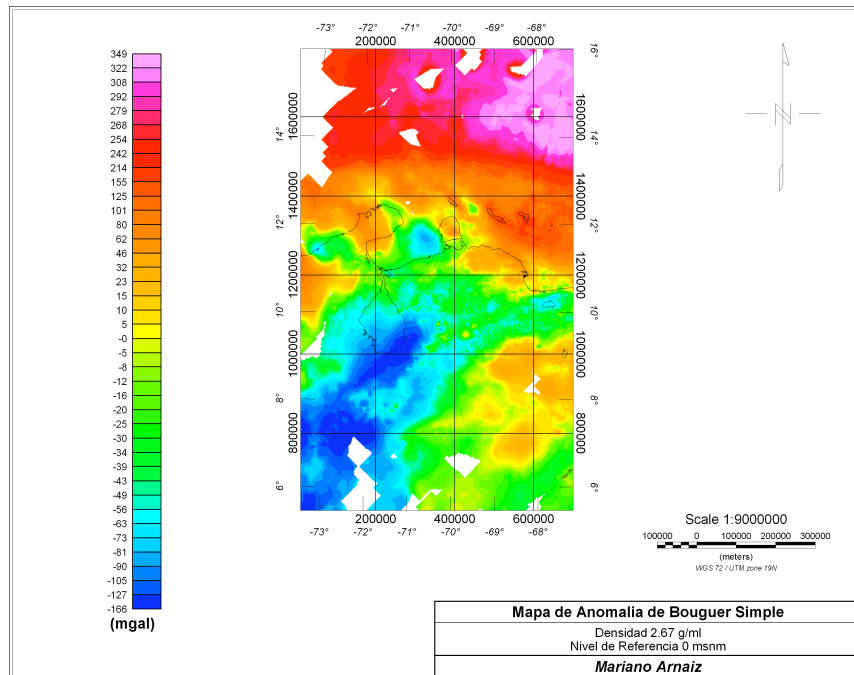
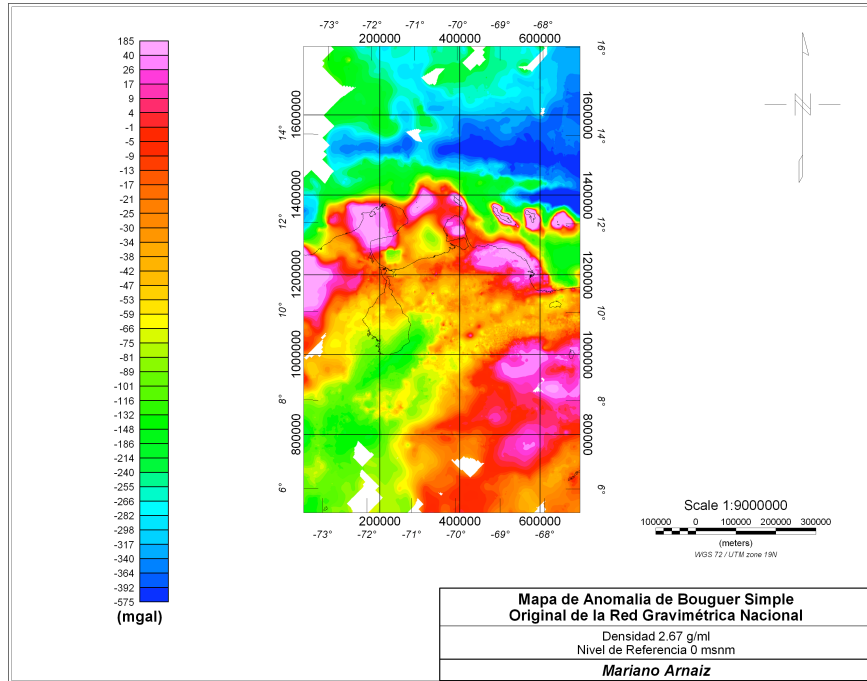


Figura 4.5. Comparación de la ABs original de la Red Gravimétrica Nacional, contra la ABs producida después del reprocesamiento de los datos.

3. Anomalía de Bouguer Simple a Anomalía de Bouguer Total y Anomalía de Aire Libre

El siguiente paso consistió en construir los mapas de Anomalía de Bouguer Total (ABt) y el Mapa de Anomalía de Aire Libre (AA) a partir del mapa de Anomalía de Bouguer Simple (ABs) ; el primero de ellos necesario para el proceso de interpretación, filtrado y modelado; y el segundo como requisito para la aplicación de la teoría de flexión de placas. Para la construcción del mapa de ABt a partir del mapa de ABs se calculó la corrección topográfica para cada una de las estaciones gravimétricas. Esto se logró utilizando el módulo *Gravity* y el submódulo *Topographic Correction* del *Oasis Montaj*. Dichos módulos requieren las especificaciones de las densidades a considerar (2.67 g/ml para la corteza continental y 1.03 g/ml para el agua marina), una grilla de topografía regional y otra de topografía local (ambas extraídas de la base topográfica ETOPO1 de la NOAA) (Amante y Eakins, 2009) así como las coordenadas de las estaciones y su cota, asignada ésta a partir de la cota corregida durante el reprocesamiento. Las correcciones topográficas fueron calculadas por separado para los datos de tierra, de mar y aerotransportados, según lo establecido por el programa. Una vez calculada la corrección topográfica para todas las estaciones gravimétricas, se procedió a generar el mapa de ABt (Figura 4.6).

Para el cálculo de la AA a partir de los datos de AB simple, se regresó una vez más a las ecuaciones básicas de la gravimetría.

$$ABs = Gobs \pm Cal \ mCB - Gteo + \Delta g_v$$

$$AA = Gobs \pm Cal - Gteo + \Delta g_v$$

Sustituyendo

$$ABs = AA \ mCB$$

$$AA = ABs \pm CB$$

Aplicando la ecuación anterior, se logró calcular la AA para cada estación tanto de mar como de tierra. Las estaciones aerotransportadas fueron eliminadas de este proceso, pues el dato de cota era el de la altura de vuelo.

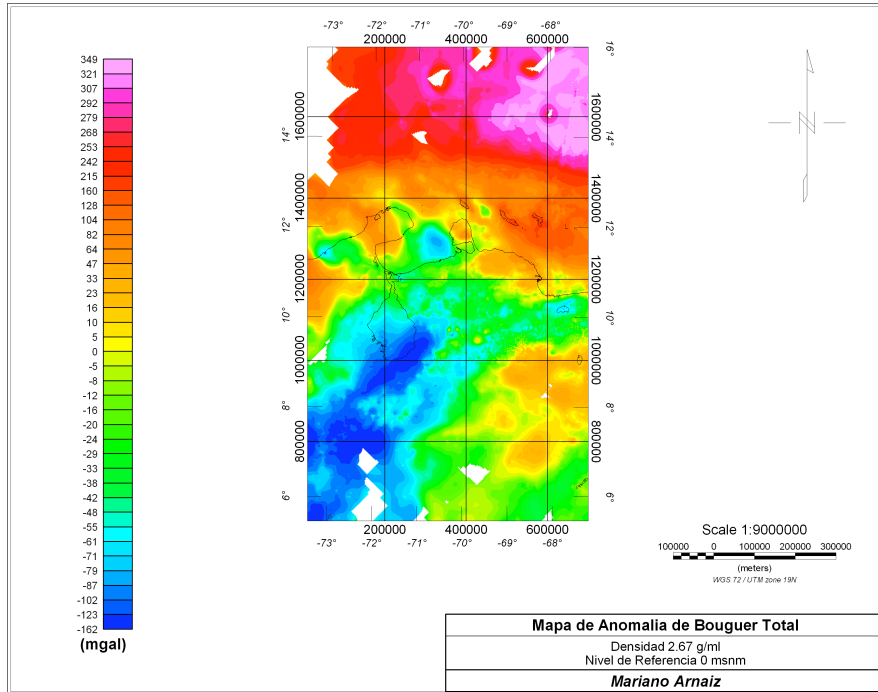
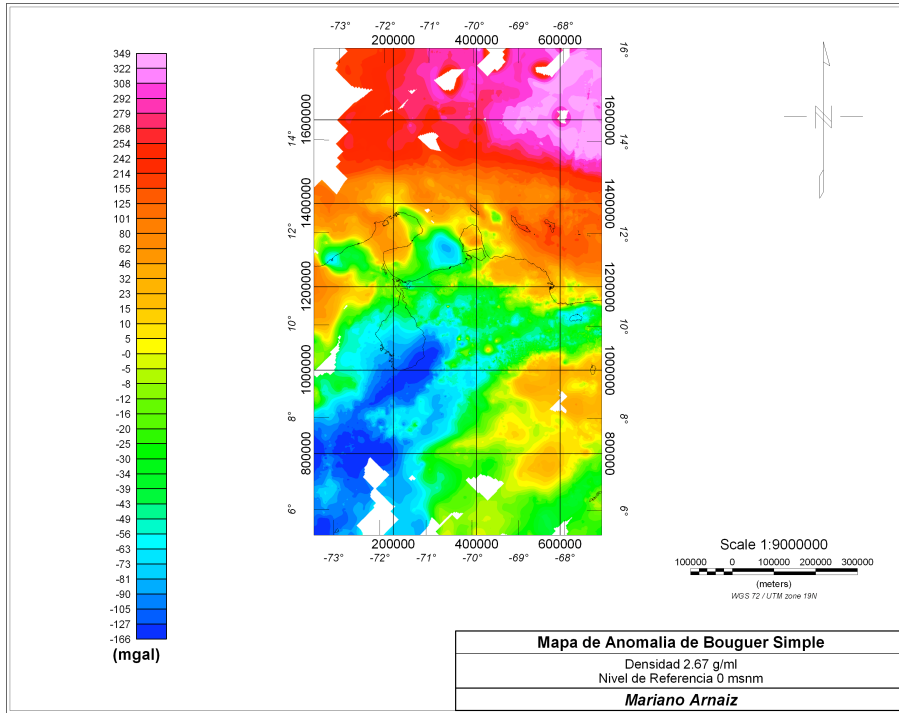


Figura 4.6. Comparación de la ABs, contra la ABtotal.

Para verificar el procedimiento antes descrito, se comparó el mapa de AA calculado con un mapa de AA satelital extraído de la base de datos de la NOAA (Dater *et al.*, 1999) y con un mapa de AA del mundo (Bowin *et al.*, 1982) (figura 4.7).

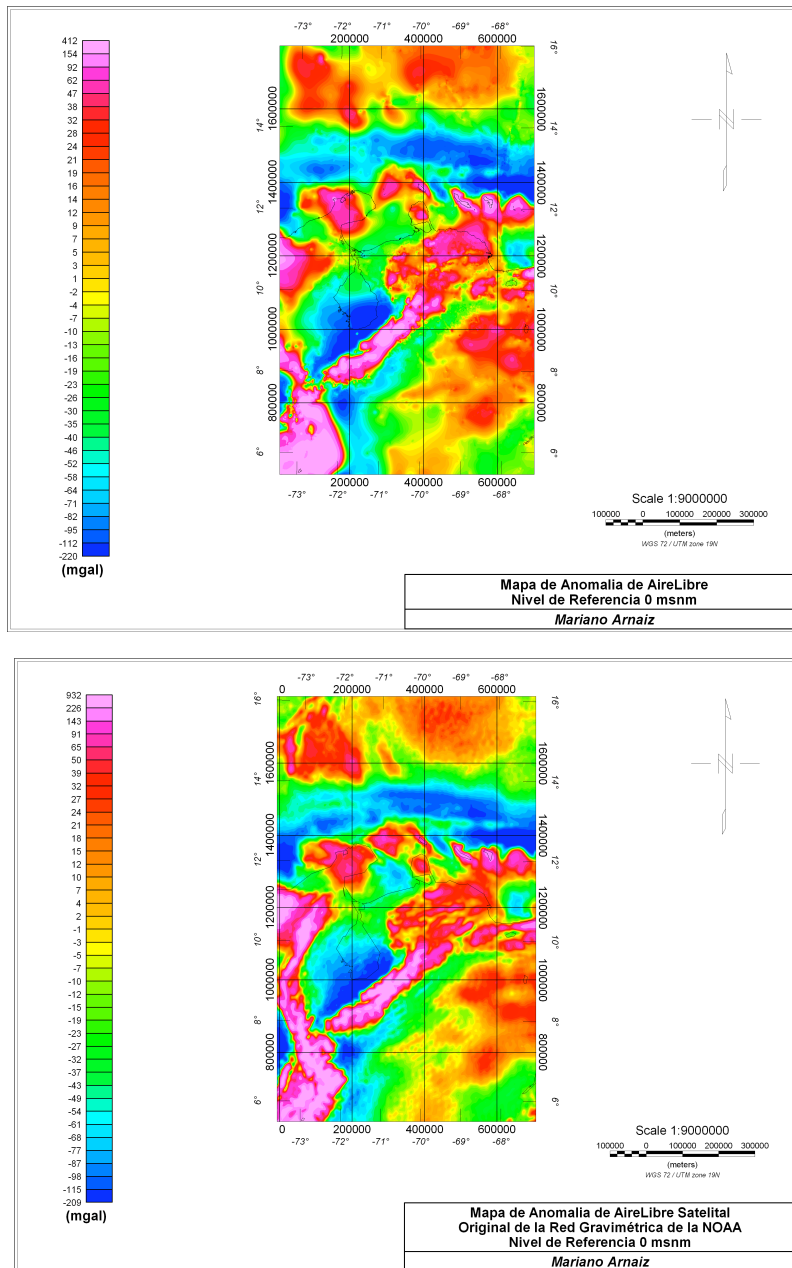


Figura 4.7. Comparación de la AA calculada, contra la AA satelital.

4. Cálculo de profundidades a partir del espectro de frecuencias promedio

La estimación de las profundidades de las principales interfaces se realizó a partir del estudio de las pendientes del espectro de frecuencias promedio (Figura 4.8) de los datos gravimétricos.

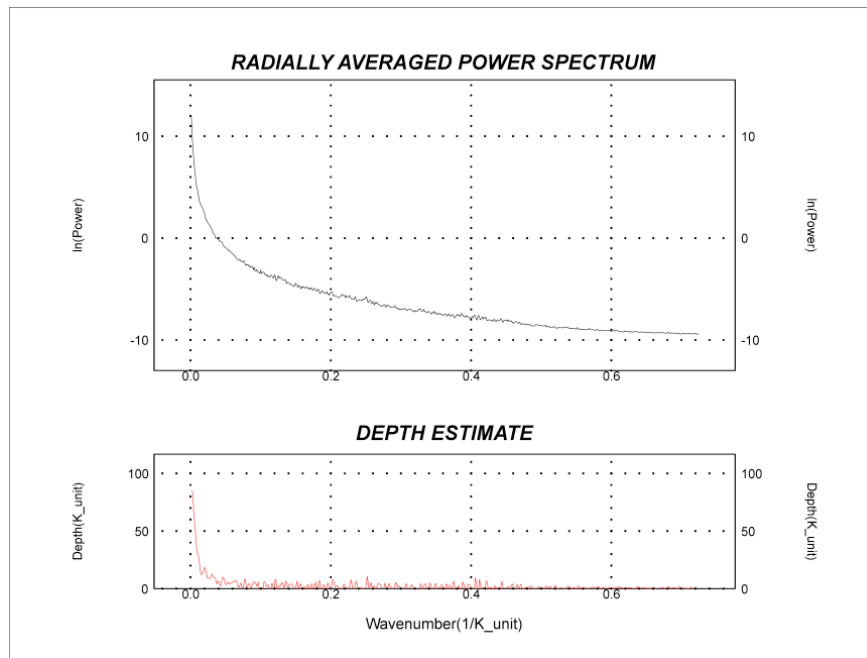


Figura 4.8. Espectro de frecuencias de los datos gravimétricos.

Para la construcción de éste se utilizó el módulo MAGMAP del *software* de procesamiento *Oasis Montaj* y el submódulo de *Spectrum Calculation and Display*. Una vez obtenido el espectro de frecuencias, se procedió a seleccionar las pendientes más representativas del gráfico y a calcular la pendiente de estas rectas de forma manual.

5. Estudio de la respuesta gravimétrica de fuentes profundas a partir de datos gravimétricos

Dada la complejidad geológica de la zona estudiada, y en vista de que los objetivos del modelado se localizan a varios kilómetros de profundidad, se procedió a hacer una separación de la respuesta gravimétrica de las estructuras profundas para observar la

respuesta gravimétrica de la misma sin el ruido producido por las estructuras más someras (separación regional residual). Se aplicaron cuatro métodos para la eliminación de la respuesta gravimétrica de las estructuras someras. El primero fue el de tendencias polinómicas. Los regionales polinómicos se construyeron desde el primero hasta el séptimo grado utilizando el *software Golden Softwares SURFER 9* y luego fueron exportados a *Oasis Montaj* para ser presentados en el mismo formato de todos los otros mapas. Adicionalmente, se realizó el estudio del grado de los polinomios contra la correlación entre éstos y el mapa original de AB para seleccionar el más representativo entre todos (Figura 4.9). El polinomio de grado 4 fue el seleccionado como mas representativo de la situación por las características del perfil gravimétrico.

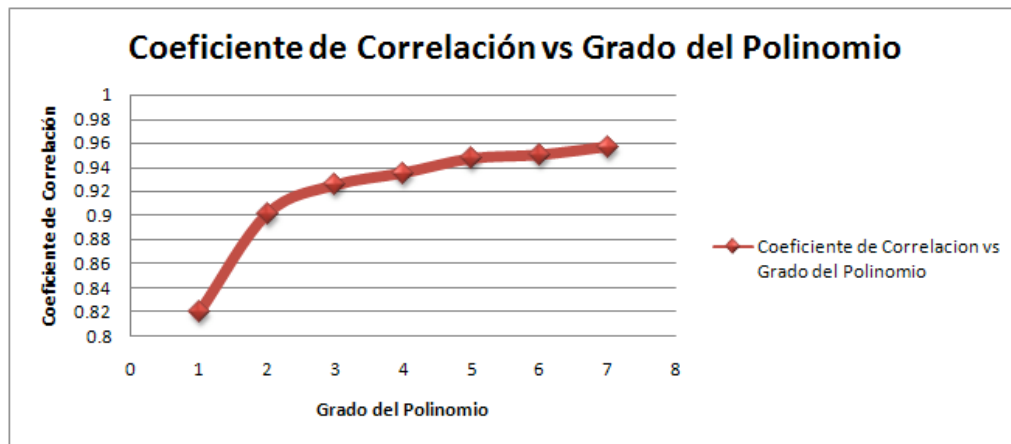


Figura 4.9. Gráfico de coeficiente de correlación vs grado del polinomio.

El segundo filtro aplicado fue la continuación analítica hacia arriba (CAHA). Se utilizó a numerosas alturas para observar la respuesta de la variación de las anomalías con la altura y así deducir la relación entre las profundidades de las diversas estructuras observadas en el mapa; y, una vez limpiadas todas las altas frecuencias, observar el comportamiento de las bajas y muy bajas frecuencias. Se construyeron las CAHA para 6000m, 10000m, 20000m, 30000m, 40000m, 50000m, 75000m y 100000m. Las CAHA fueron incluidas en los modelos gravimétricos para el ajuste de la forma de las estructuras más profundas.

Otro filtro aplicado a los mapas fue el gaussiano, un filtro de paso bajo o alto que se fundamenta en la función Gaussiana, que fue aplicado para ver cómo se comportaban las anomalías al ser tratadas en dominio de las frecuencias y para resaltar algunas anomalías en los regionales que se perdían al aplicar los otros métodos de filtrado. Se construyeron mapas con derivación estándar de 0.01, 0.02 y 0.03.

Finalmente se aplicó un filtro espacial (filtro de paso) a los datos de los perfiles para eliminar algunas de las altas frecuencias que se observaban en las AB (Figura 4.10) para facilitar el modelado de las estructuras profundas sin las distracciones de dichas frecuencias. Se hicieron pruebas para la selección del filtro más apropiado, resultando el de paso 11 como la mejor opción puesto que limpiaba de manera aceptable la anomalía sin modificarla .

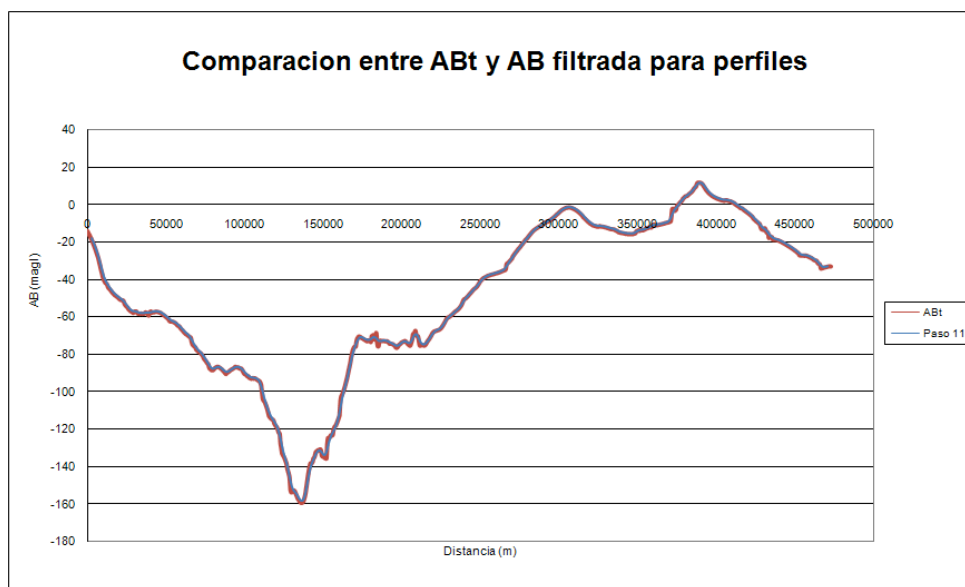


Figura 4.10. Comparación entre ABt y AB filtrada.

6. Datos de profundidad, pozos y sismológicos

Para la construcción y el amarre de los modelos gravimétrico-estructurales se realizó una recopilación de datos para modelar las cuencas y las estructuras internas a las mismas. Se recolectaron datos de pozos e interpretaciones sísmicas en profundidad de distintas fuentes

(artículos de investigación, trabajos de grado, tesis de maestría, etc). Los datos y modelos de profundidad de las cuencas se recolectaron también de distintas fuentes (Bellizzia *et al.*, 1976; Muehlberger, 1996; Mann *et al*, 2006; Mapa del Basamento generalizado (s/f). Para calibrar mejor los modelos a partir de las figuras encontradas se recolectaron datos de pozo que llegaron al basamento en ambas cuencas. Para la Cuenca Barinas-Apure se extrajo un conjunto de datos tanto de dicha cuenca como de la Cuenca Oriental de Venezuela de la tesis de maestría de Walter González (2009), mientras que los datos de pozo para la Cuenca de Maracaibo fueron recolectados de las múltiples tesis y trabajos de grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV. (Correa, 1996; Morales, 1997; Salas, 1997)

Para poder controlar las interfases profundas así como la localización de fallas en los modelos estructurales, se representaron en los modelos un total de 783 sismos: 279 para el perfil número 1 y 459 para el perfil número 2. Estos datos fueron obtenidos del catálogo sismológico de FUNVISIS entre los años 2003 y 2009 (Figura 4.11).

Los datos referidos están dispuestos sobre un corredor de 40 km de ancho y se proyectan sobre los perfiles para poder ser considerados durante el modelado.

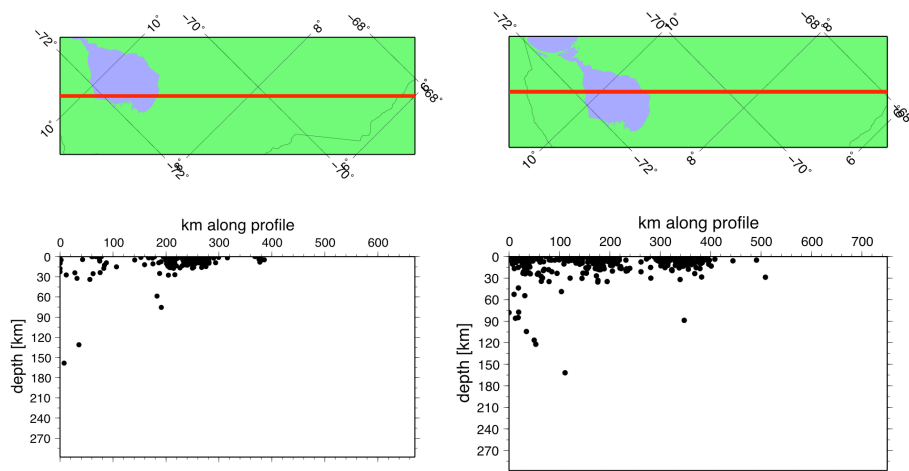


Figura 4.11. Representación de perfiles y profundidad hipocentral de los sismos en el área.

7. Generación del Modelo Mecánico

Para la generación de los modelos mecánicos en función de las anomalías gravimétricas se utilizó el software GRAVFLEX.exe, el cual fue compilado por los ingenieros Ughi (2002) y Reyes (2002), durante la elaboración de sus respectivos trabajos especiales de grado. Este programa se basa en el algoritmo desarrollado originalmente por Karner en 1985 (Ughi, 2002); también se apoya en la aplicación de la transformada rápida de Fourier, que permite la comparación entre la flexión de una placa con un límite infinito y otro definido con respecto a la anomalía gravitacional regional (Ughi *et al.*, 2004).

El código del mismo fue originalmente implementado en lenguaje DELPHI 5, pero fue levemente modificado por Garzón (2004) para llevarlo a DELPHI 7 y realizar algunas mejoras a la interfaz gráfica del programa (Ughi, A, comunicación personal, Junio 4, 2009). El programa funciona de la siguiente manera:

Primero, lee los datos de entrada de AB, AAL y topografía desde una hoja de cálculo tipo EXEL. Luego, hace el cálculo de la flexión a partir de la influencia exclusiva de la carga topográfica. Después, calcula la capacidad de la cuenca y la topografía residual, para así realizar iterativamente el relleno de la cuenca. Una vez finalizado el cálculo de la flexión, se definen las interfaces de las distintas cargas y se calculan los efectos gravimétricos.

Si las anomalías calculadas y las observadas ajustan entre sí, el proceso se detiene; en caso contrario, se puede o repetir el proceso anterior o introducir a la situación una carga intracortical que permita una mayor flexión en la litósfera (Figura 4.12).

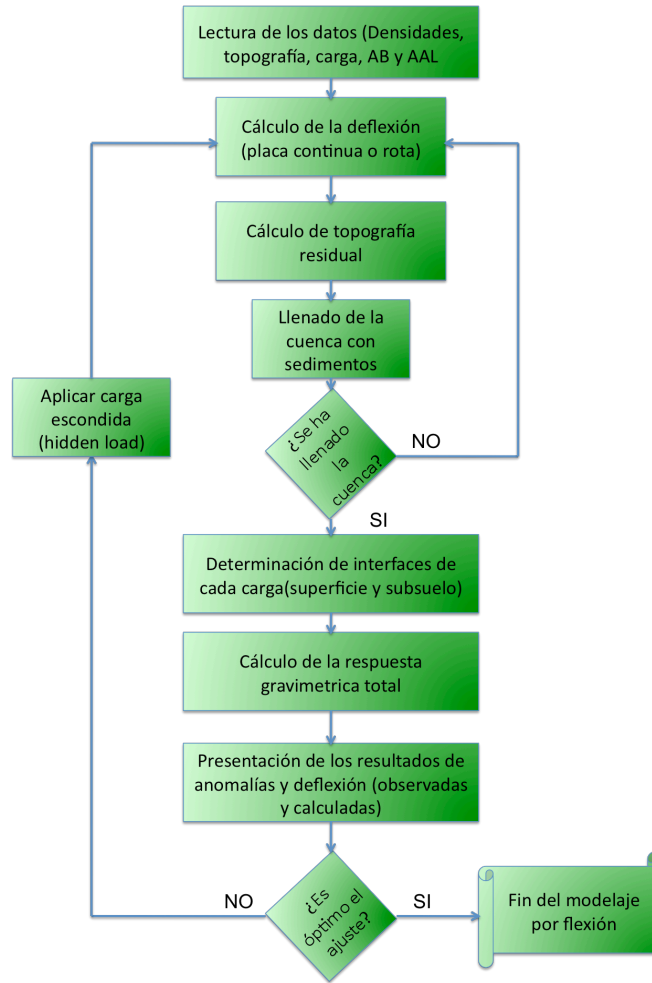


Figura 4.12. Flujograma del algoritmo del programa de modelaje de flexión (tomado de Ughi, 2002).

CAPÍTULO V

MAPAS E INTERPRETACIÓN GRAVIMÉTRICA

Se utilizó una serie de técnicas para interpretar, a partir de mapas, perfiles y cálculos, las profundidades, continuidad y formas de las estructuras de interés. Los datos gravimétricos representaron el dato geofísico más confiable y abundante con el que se trabajó; por lo tanto, utilizar todas las herramientas existentes para extraer información de ellos fue crucial para la investigación.

1. Mapa de Anomalía de Bouguer Total

El mapa de Anomalía de Bouguer generado (AB) (Figura 5.1) es complejo de describir pues presenta la respuesta gravimétrica de numerosas estructuras; las variadas orientaciones preferenciales de sus contornos a lo largo del mapa son evidencia de ello. De la mitad de la ventana (más o menos en la latitud 1200000) hacia el sur y entre las longitudes 80000 y 400000, la orientación de los contornos es aproximadamente N45E alineándose éstos con la cadena andina y los depocentros de las cuencas adyacentes (ambas producto del levantamiento del orógeno).

Entre las mismas latitudes, pero entre las longitudes 400000 y 600000, la orientación de los contornos cambia ligeramente a N60E, siguiendo la orientación de las estructuras en el basamento de la Cuenca Barinas-Apure (graben de Apure y graben de Mantecal) y los altos estructurales en el basamento formados entre los grábenes (según la interpretación estructural-gravimétrica de residuo controlado de González, 2009).

Al este de la longitud 600000 y entre las latitudes 800000 y 1000000, se puede observar una ligera variación en la orientación de los contornos en dirección N50W, posiblemente asociada a la respuesta gravimétrica del arco de El Baúl que apenas alcanza a verse en el mapa.

Por encima de la latitud 1200000 la orientación cambia drásticamente a N80W o incluso EW, asociada al contacto lateral entre la Placa Caribe y el Bloque de Maracaibo con el Bloque de Bonaire, así como al marcado contraste de densidad que se observa en la latitud 1500000 por la subducción de la Placa Caribe bajo la Placa Suramericana; ésta presenta una fuerte respuesta gravimétrica en el mapa, posiblemente referida al contraste de densidades entre ambas. El mapa tiene un máximo y un mínimo, ambos de mucha importancia desde el punto de vista tectónico. El máximo absoluto de mapa de más de 340 miligales se ubica en la esquina superior derecha sobre la latitud 1500000, posiblemente relacionado con el basamento de la Cuenca de Venezuela; éste se extiende al oeste hacia el Ridge de Beata. Otros máximos locales están referenciados en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Localización de máximos gravimétricos

Coordenadas aproximadas (x,y)	Magnitud (mgal)	Asociación geológica
500000,150000	≈ 140	Estructura de las Antillas Menores
<500000,400000	≈100	Paraguaná
>200000,1500000	≈80	Rocas ígneas de La Guajira
100000,1200000	≈80	Sierra de Santa Marta, Colombia
500000,1200000	≈50	Adelgazamiento cortical al Este del estado Falcón
Entre 400000 y 600000, entre 800000 y 100000	≈40	Altos estructurales en el basamento de la Cuenca Barinas-Apure
Entre 500000 y 650000, entre 900000 y 1000000	≈40	Alto de El Baúl

El mínimo absoluto del mapa se localiza en las coordenadas (250000,1100000), aproximadamente sobre el depocentro de la Cuenca de Maracaibo; tiene una magnitud de -

160 mgals, que se asocia directamente a la suma de la respuesta gravimétrica de la Cuenca de Maracaibo y de la estructura intracortical del contacto entre el Bloque de Maracaibo y la Placa Suramericana. Otros mínimos de menor importancia se describen en la tabla 5.2

Tabla 5.2: Localización de mínimos gravimétricos

Coordenadas aproximadas (x,y)	Magnitud (mgal)	Asociación geológica
600000,>150000	≈ -50	Cuenca del Lago de Valencia
350000,1300000	≈-80	Cuenca de Falcón
50000,1250000	≈-50	Cuenca de La Guajira
440000,1370000	≈-30	Fallas entre Aruba y las Antillas Holandesas

Los gradientes en el mapa de AB son igualmente complicados de describir. Por ejemplo, en el flanco norandino los gradientes son de aproximadamente 1,5 mgal/km asociados a la fuerte pendiente del basamento de la Cuenca de Maracaibo y a su profundidad máxima estimada en más de 9km; mientras que en el flanco surandino los gradientes son de aproximadamente 0.65 mgal/km reflejando la suave forma y buzamiento del basamento de la Cuenca Barinas-Apure. Dentro de los llanos, los gradientes van desde 0,4 mgal/km en las zonas donde existen distorsiones por la forma del basamento, como hasta 1,6 mgal/km en las zonas cercanas al afloramiento de El Baúl. En la zona norte del mapa, donde el Bloque de Bonaire se pone en contacto con la Placa Caribe, los gradientes son de aproximadamente 1,4 mgal/km asociados al contraste de densidades entre ambos.

Con el fin de ilustrar el comportamiento isostático en la zona, se generó un mapa en 3D con la forma de la topografía (exageración vertical de 10), coloreado de acuerdo a las magnitudes del mapa de anomalías de Bouguer (Figura 5.1). Lo primero que se puede apreciar claramente es que el mínimo gravimétrico se encuentra parcialmente desplazado hacia el norte de donde se localiza la cadena andina. Esto indica; que el sistema de compensación no puede ser de tipo isostático local. En cierta forma, el comportamiento de

la anomalía indica entonces la existencia de compensación regional con un desplazamiento hacia el norte de la flexión, ocasionada por la montaña hacia el norte, en parte opacado por la presencia de la Cuenca de Maracaibo. Aún así se podría proponer que la respuesta gravimétrica de -160 mgals no se encuentra referida en su totalidad a la cuenca; por ende, dicho valor está asociado a la suma de las contribuciones gravimétricas de la cuenca y de la raíz de la montaña (generada por la flexión ejercida por Los Andes de Mérida sobre el borde de la Placa Suramericana).

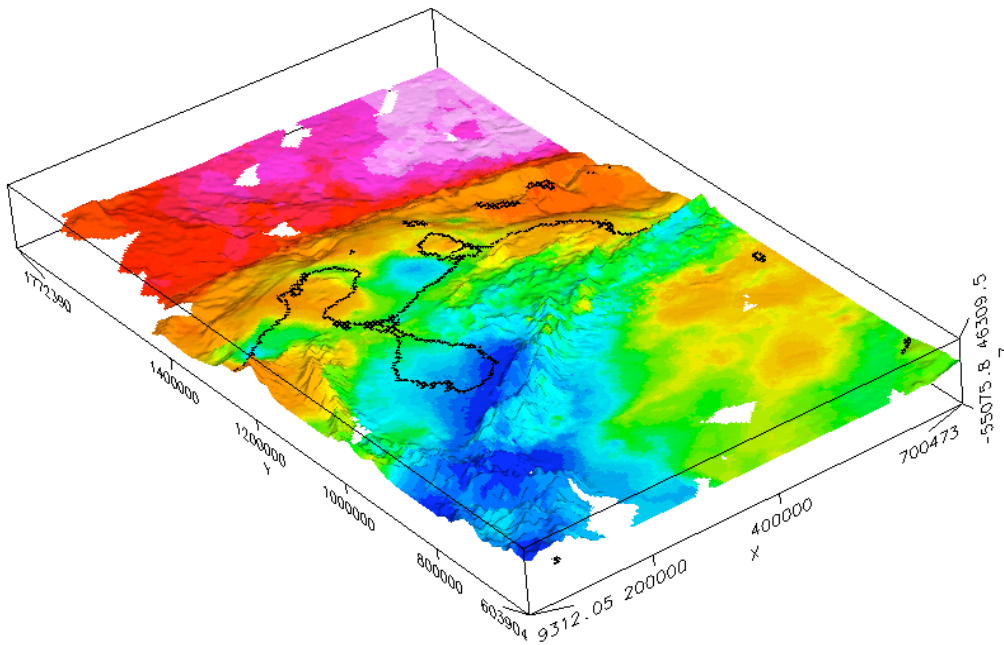


Figura 5.2. Mapa topográfico con la información de AB (exageración vertical = 10)

Entre otros detalles que llaman la atención se encuentran: (1) el marcado contraste de la subducción de la Placa Caribe bajo la Placa Suramericana que tiene tanto expresión gravimétrica como topográfica y delimita la falla marginal del Caribe; (2) la expresión gravimétrica de las Antillas Holandesas que todas ellas revelan su forma y estructuración en la respuesta gravimétrica positiva que las caracteriza; (3) las estructuras en el basamento de la Cuenca Barinas Apure; (4) máximo gravimétrico-topográfico local asociado al afloramiento de rocas ígneas en El Baúl.

2. Mapa de Anomalía de Aire Libre

En el mapa de Anomalías de Aire Libre (AA) se puede apreciar la distribución de las estructuras en el área de estudio (Figura 5.3).

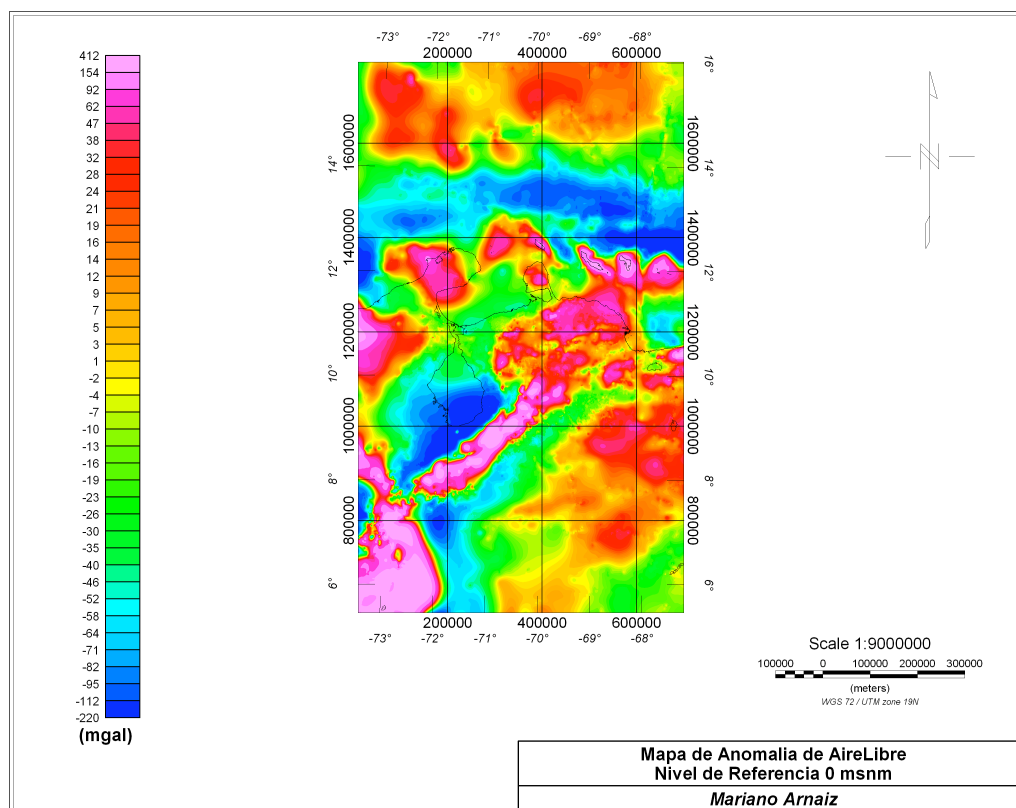


Figura 5.3. Mapa de anomalía de aire libre del área de estudio

Entre los máximos que se presentan se pueden observar aquellos relacionados con las mayores alturas en Los Andes de Mérida y la Sierra de Santa Marta. Otros máximos importantes vienen asociados a las islas del Caribe, Paraguaná y las asociaciones ígneas en La Guajira. Los mínimos más importantes presentes se pueden observar en aquellos puntos donde el basamento es más profundo; es decir, en el depocentro de la Cuenca de Maracaibo, el depocentro al sur de la Cuenca Barinas-Apure, en la zona de subducción del Caribe y el ridge de Curaçao. Otras estructuras destacables son la Cuenca de Bonaire (al sur de las Antillas), la Cuenca de La Guajira (entre la península de La Guajira y la sierra de

Santamaría) y los grábenes de Apure y Mantecal (en el flanco sur de la Cuenca Barinas-Apure).

Se construyó (al igual que con el mapa de AB) el mapa de AA sobre el relieve topográfico (Figura 5.4).

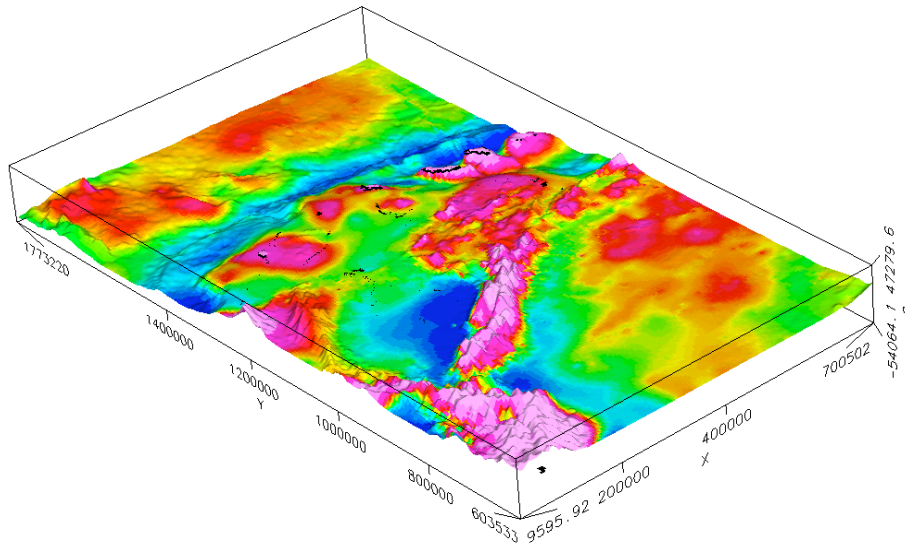


Figura 5.4. Mapa topográfico del área en estudio con la información de AA (exageración vertical de 10)

Este mapa revela poca información acerca de la flexión en el área de interés primordial. Como carga más significativa, los Andes de Mérida al frente de la Cuenca de Maracaibo son los que aparentan generar la mayor flexión dentro de la cuenca, mas no así en el flanco surandino. El mínimo asociado a la zona más profunda de la Cuenca Barinas-Apure parece estar generado por la flexión conjunta de los Andes de Mérida y de Los Andes colombianos (localizados más al sur), aunque en vista de la magnitud del mínimo gravimétrico, se puede deducir que la flexión en este punto es menor que la flexión del flanco norandino lo cual podría indicar que el espesor elástico de la Placa Suramericana es mayor que el espesor del bloque de Maracaibo (como descrito con anterioridad por Audemard y Audemard, 2002). Es interesante la respuesta gravimétrica de la Serranía de Perijá, la cual aparenta tener respuesta positiva en su flanco norte y respuesta negativa en el flanco sur; posiblemente asociado con la distribución de las densidades de las rocas en la misma. El mapa no revela información acerca del aporte que hace la Serranía de Perijá a la flexura del lago de Maracaibo, el cual posiblemente esté opacado por la flexura de Los Andes.

3. Estudio de las anomalías regionales

Estudiar los mapas de las anomalías regionales fue vital para la interpretación de las estructuras más profundas; y por lo tanto para realizar el modelado de las mismas de la forma más confiable posible. En vista de esto, se utilizaron tres métodos para eliminar la respuesta gravimétrica de las fuentes más someras.

3.1. Continuación analítica del campo hacia arriba

El estudio de la continuación analítica del campo hacia arriba (CAHA) fue de gran utilidad, pues la secuencia de mapas construidos a distintas alturas (Figura 5.5) ayudó a realizar las comparaciones de profundidades de cada una de las estructuras observadas.

Al comparar el mapa de AB con el mapa de CAHA a 6 km, lo primero que se observó fue que empezaba a desaparecer todo el ruido superficial asociado con las estructuras someras que no fueron consideradas para los propósitos de este estudio, pero permanecía la respuesta gravimétrica de todas las estructuras importantes.

En el mapa de CAHA a 10 km y 20 km desaparece la respuesta gravimétrica de la Cuenca del Lago de Valencia y de la Cuenca de Falcón; se empiezan a perder las respuestas gravimétricas del sistema de grábenes de Apure y Mantecal. En los mapas de CAHA de 30 km y de 40 km la respuesta gravimétrica de estas estructuras se ve opacada en su totalidad, con excepción de la respuesta gravimétrica del alto de El Baúl (la cual es tan marcada que no se pierde), lo que deja ver parcialmente la configuración del basamento de la cuenca; de igual forma, empieza a disminuir la respuesta gravimétrica de la Cuenca de Maracaibo y de las Antillas Menores.

Ya en el mapa de CAHA de 50 km queda presente únicamente la respuesta de las estructuras de proporciones tectónicas: la Placa Caribe, la flexión ocasionada por Los Andes y el alto de El Baúl; la respuesta gravimétrica de la Cuenca de Maracaibo y las Antillas menores se ve opacada completamente.

Finalmente, en los mapas de CAHA de 75 km y de 100 km, sólo la respuesta isostática de los Andes y el contraste Placa Caribe y Placa Suramericana permanecen indicando la importancia a nivel regional, y el control de la respuesta gravimétrica sobre toda la zona de estudio.

Es interesante analizar cómo varía la respuesta gravimétrica de la isostasia en Los Andes: eventualmente, la respuesta gravimétrica de la Cuenca de Maracaibo empieza a desaparecer, y ya desde los 50000 m ésta es inexistente, lo que indicaría que el aporte gravimétrico de la raíz desplazada es mucho mayor que el aporte de la cuenca.

La respuesta remanente en el mapa no se alinea a la perfección con Los Andes de Mérida, posiblemente indicando la forma de la estructura intracortical andina o la distribución de la flexión que éstos ejercen a lo largo de la litósfera continental.

3.2. Filtros en frecuencia

El estudio de los filtros gaussianos (FG) fue realizado como una prueba comparativa para verificar si las deducciones hechas con el filtro espacial de CAHA eran congruentes con otro método.

A causa de la limitación de los algoritmos de filtrado del programa *Oasis Montaj*, se generaron tres mapas utilizando el FG para eliminar las altas frecuencias con desviación estándar de 0.01, 0.02 y 0.03 (Figura 5.6).

Los resultados obtenidos de la interpretación de estos mapas fueron siempre similares a los de CAHA: las estructuras más profundas y siempre dominantes del mapa son las que corresponden a la raíz desplazada de los Andes y al contacto Placa Caribe con Placa Suramericana; todas las demás estructuras son más someras y de menor tamaño que estas dos.

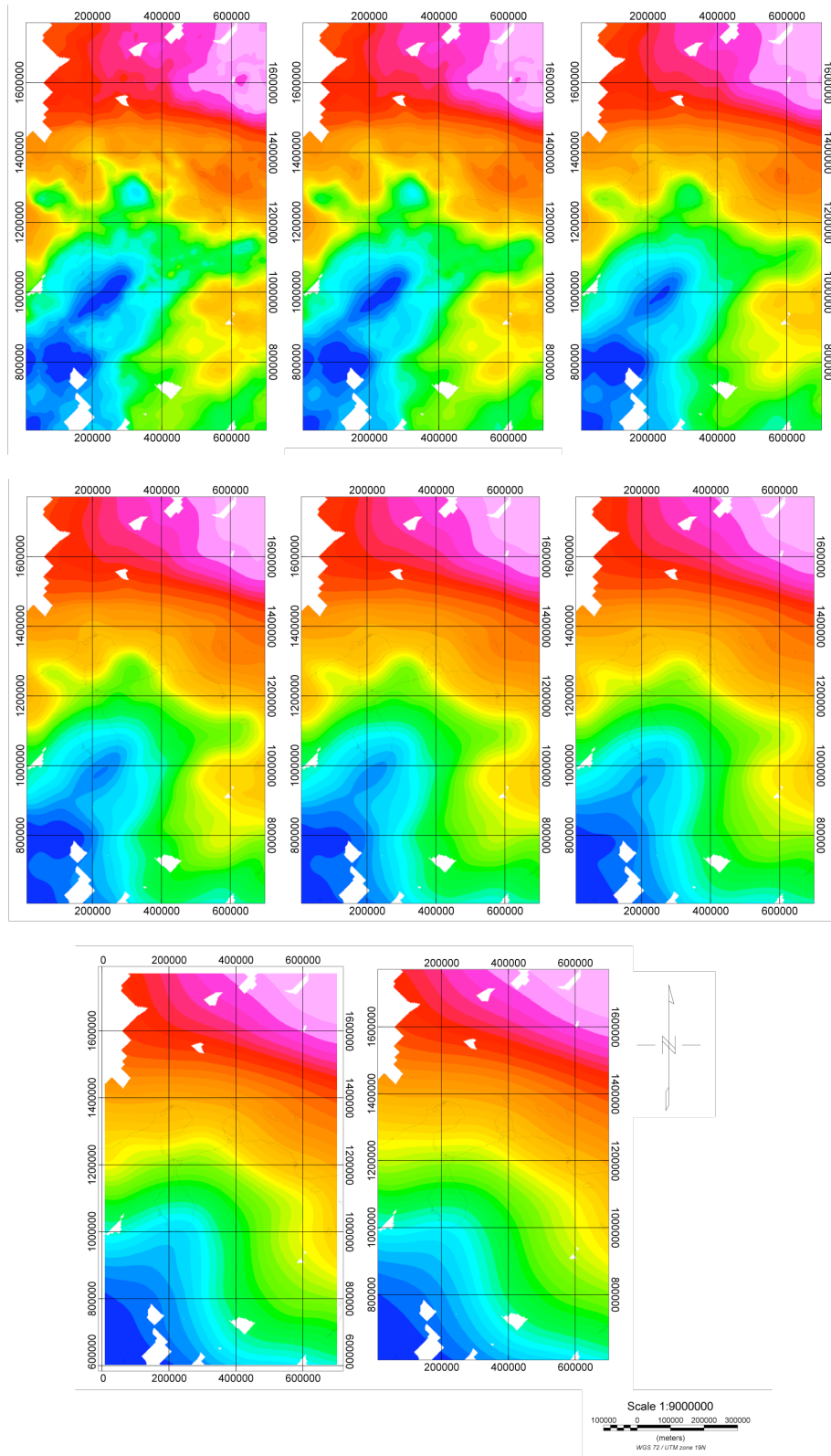


Figura 5.5. Secuencia de mapas de CAHA (6,10, 20, 30, 40, 50, 75 y 100 km).

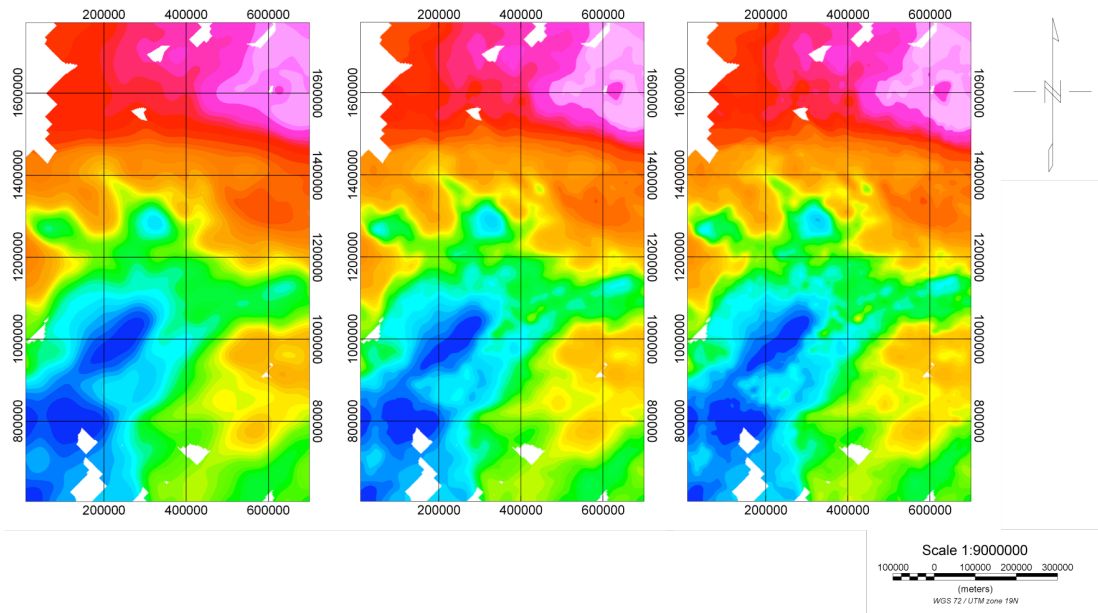


Figura 5.6. Secuencia de mapas de Filtros Gaussianos (Desviación estándar 0.01,0.02,0.03).

3.3. Regionales polinómicos

Se utilizaron los regionales polinómicos (RP) construidos con *Surfer 9* para comparar la regionalidad de las estructuras más profundas (Figura 5.7). El RP de primer grado muestra un plano buzante hacia el SW indicador la presencia del mínimos de un extremo y máximos en el otro asociado a la variación del espesor cortical, siendo éste menor hacia el N (Placa Caribe) y mucho mayor hacia el sur (raíz andina). El segundo polinomio revela que la estructura más profunda se asocia a la flexión de la Placa Suramericana. Los RP de grado 3 y 4 revelan la continuación hacia el norte de la raíz andina debido a la flexión ejercida por Los Andes merideños; también empieza a aparecer la respuesta gravimétrica del basamento mostrando una “cupla” que se podría asociar a la flexión de la placa, donde el mínimo representa el punto más profundo de la flexión y el máximo la posible localización del nodo de flexión. Ya en los grados superiores (5, 6 y 7), se comienza a presentar la respuesta de estructuras, como el Arco de El Baúl o el Horst que separa el graben de Apure del de Mantecal, e incluso la posible localización del depósito de sedimentos jurásicos dentro de este último.

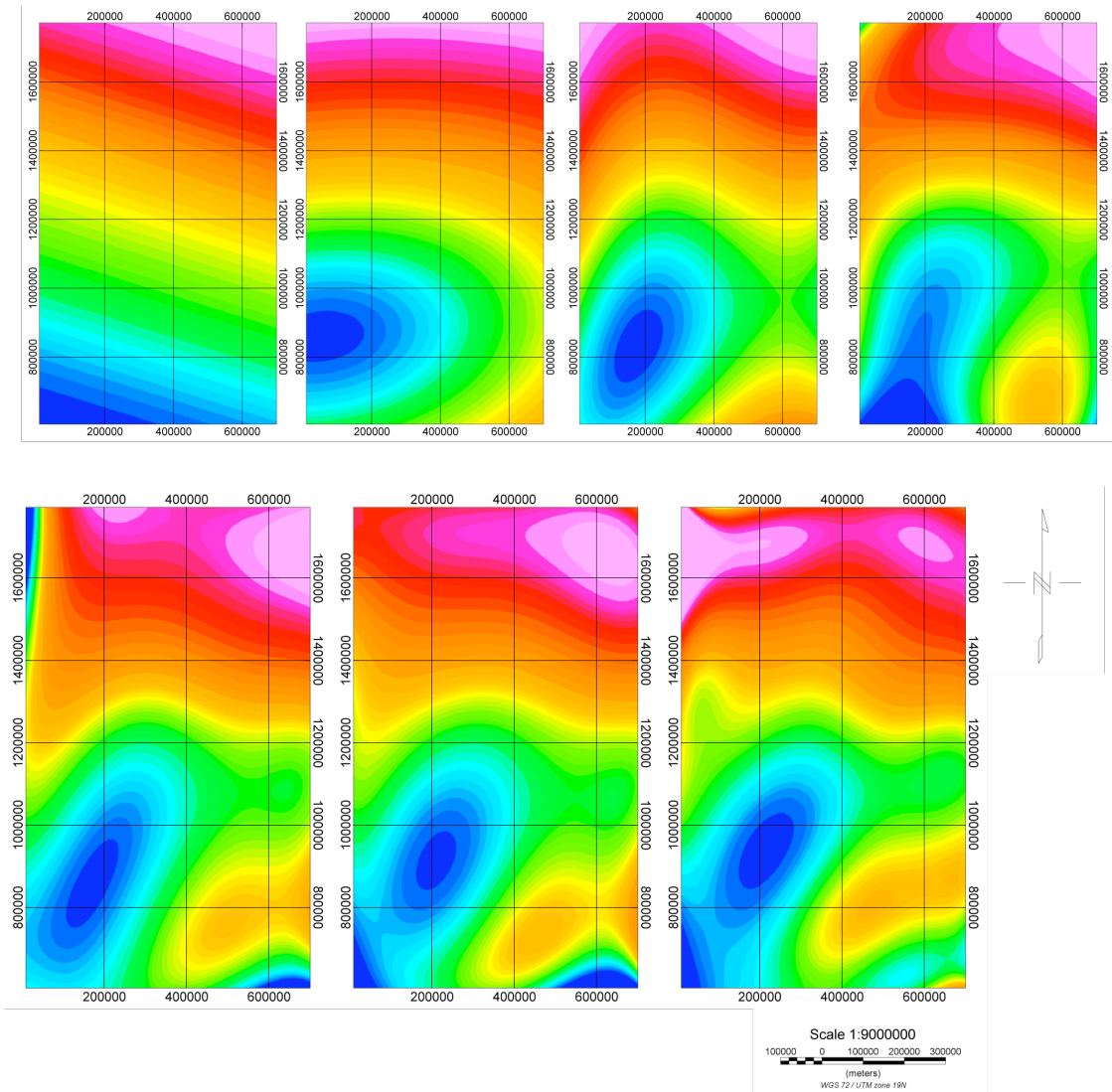


Figura 5.7. Secuencia de regionales polinómicas (del 1ero al 7mo grado).

4. Profundidades calculadas a partir del espectro de frecuencias promedio

Se identificaron cinco pendientes para llevar a cabo los cálculos. Éstas son indicadoras de las cinco profundidades más representativas dentro de la ventana de estudio. Las profundidades y asociaciones geológicas posibles se presentan en la tabla 5.3; posteriormente estos valores de profundidad fueron tomados en consideración para la construcción del modelo gravimétrico-estructural (Figura 5.8).

Tabla 5.3: Profundidades calculadas a partir del espectro de frecuencia y su posible asociación geológica.

Profundidad (km)	Asociación geológica.
2.26	Contrastes de densidades entre sedimentos más recientes y más antiguos dentro de las cuencas sedimentarias.
5.34	Depocentro de la Cuenca Barinas-Apure.
9.71	Depocentro de la Cuenca de Maracaibo.
19.89	Posible localización de la discontinuidad Corteza Superior-Corteza Inferior.
50,53	Profundidad máxima estimada: profundidad máxima del contacto Bloque de Maracaibo – Placa Suramericana

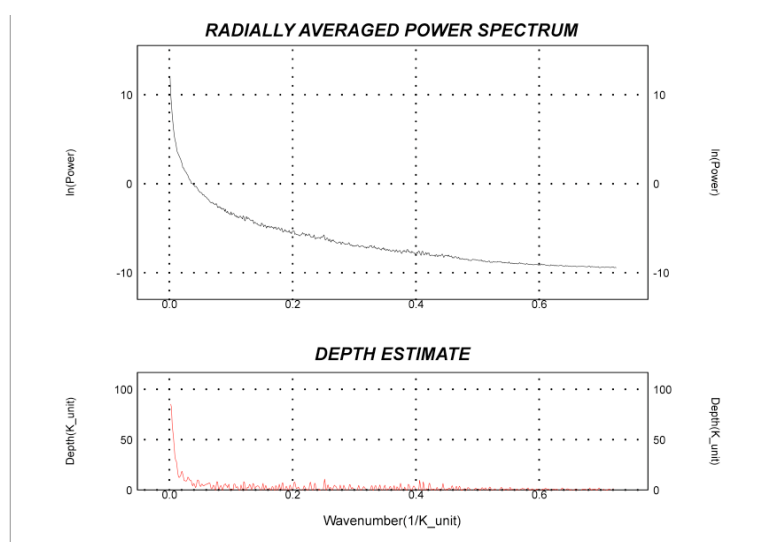


Figura 5.8. Espectro de frecuencias de los datos gravimétricos.

5. Aporte gravimétrico de la raíz de los Andes y de las cuencas

Para precisar el aporte de la raíz andina a la anomalía gravimétrica (AB), la cual ha sido reportada en el orden de -160 mgals, se construyeron dos modelos sencillos (Figuras 5.9 y 5.10) con los datos de las cuencas y sobre la suposición del comportamiento y posición de la raíz.

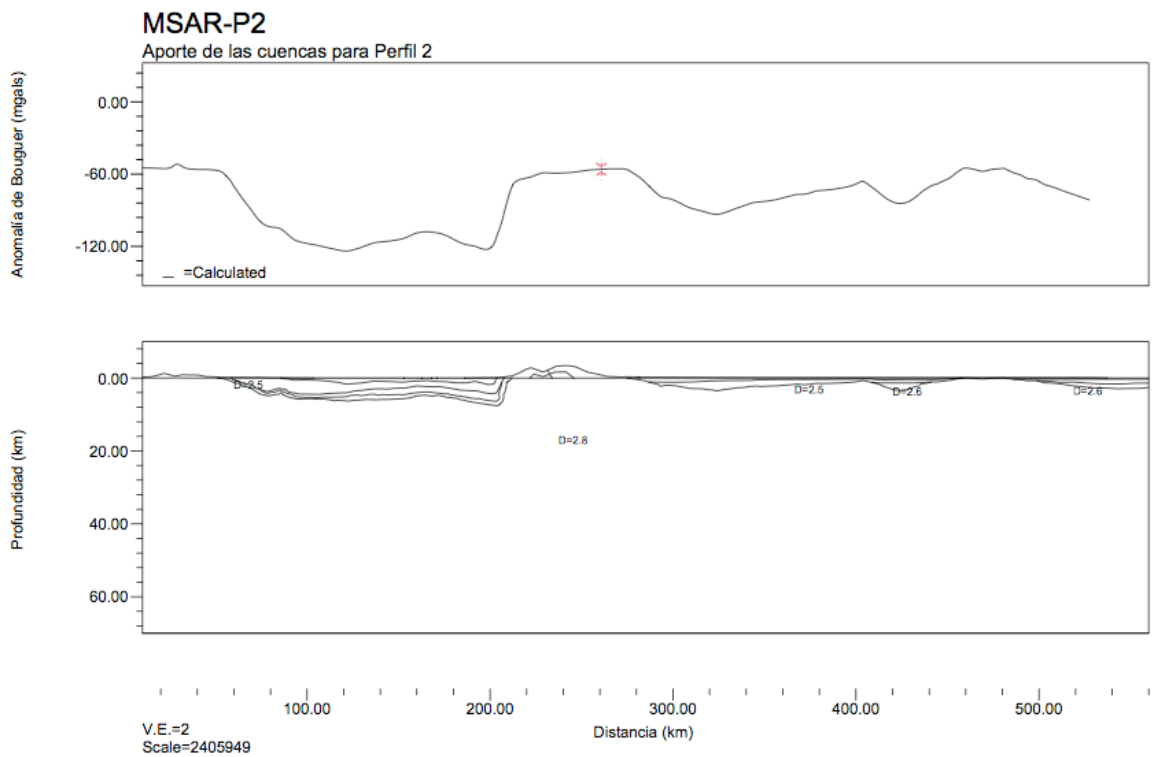
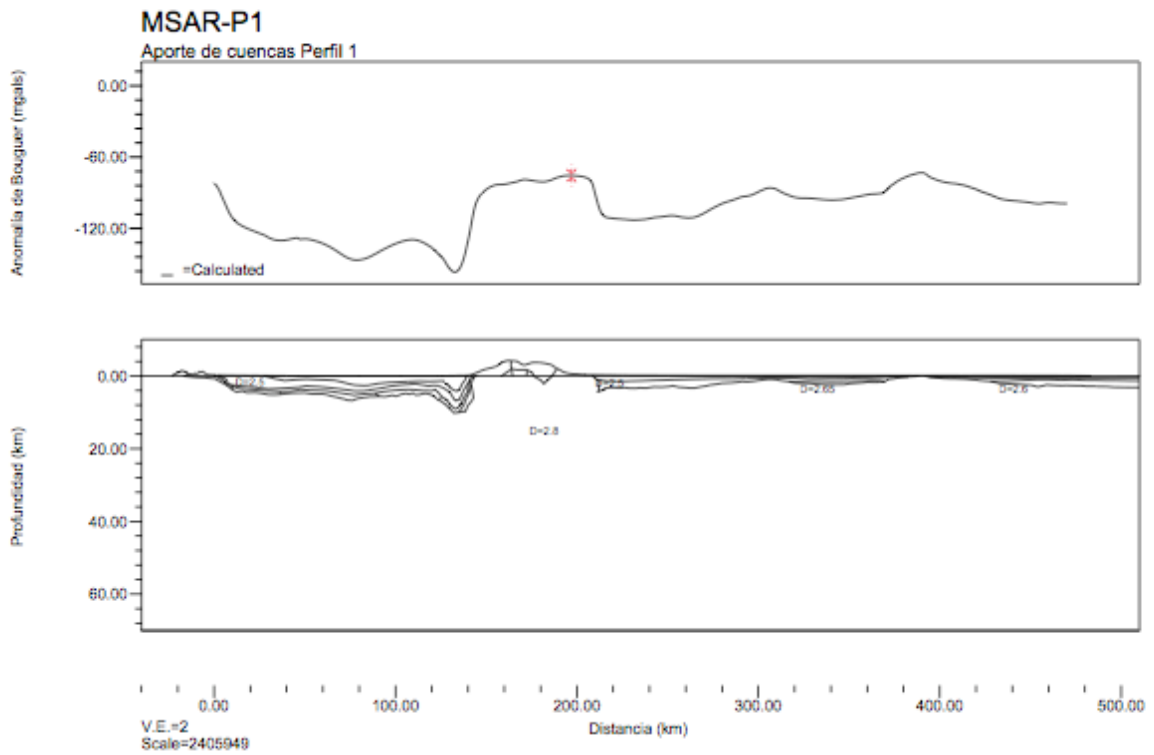


Figura 5.9. Aporte gravimétrico de las cuencas para el perfil 1 y el perfil 2.

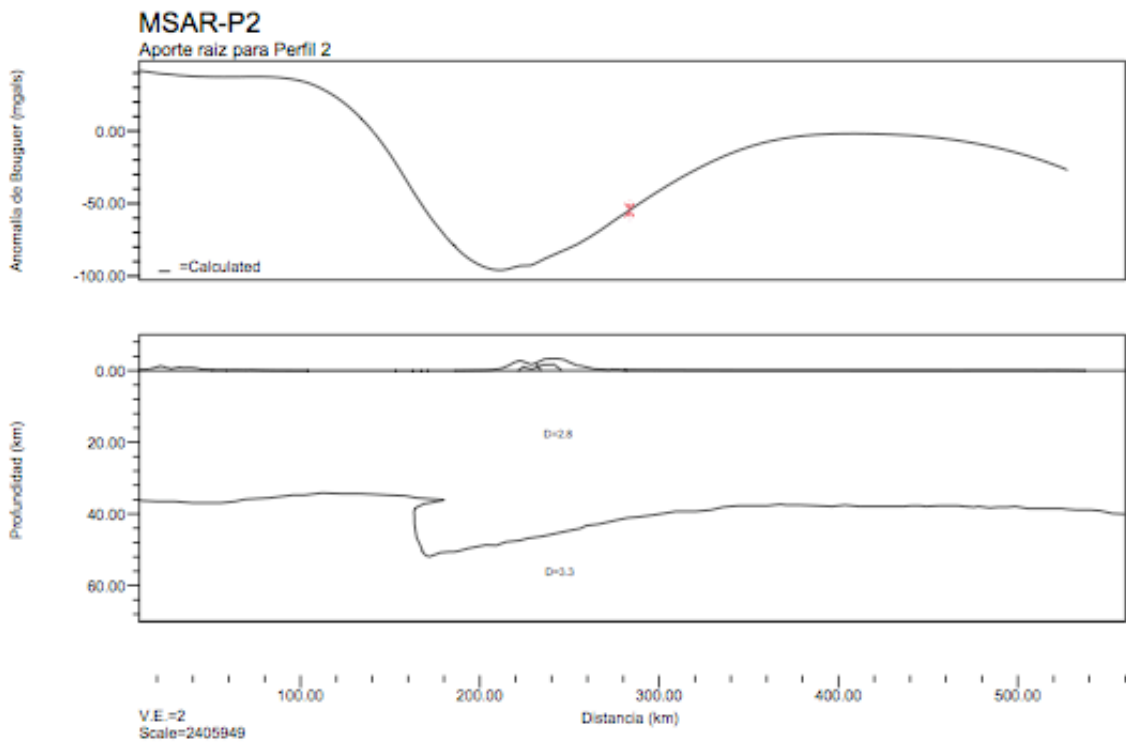
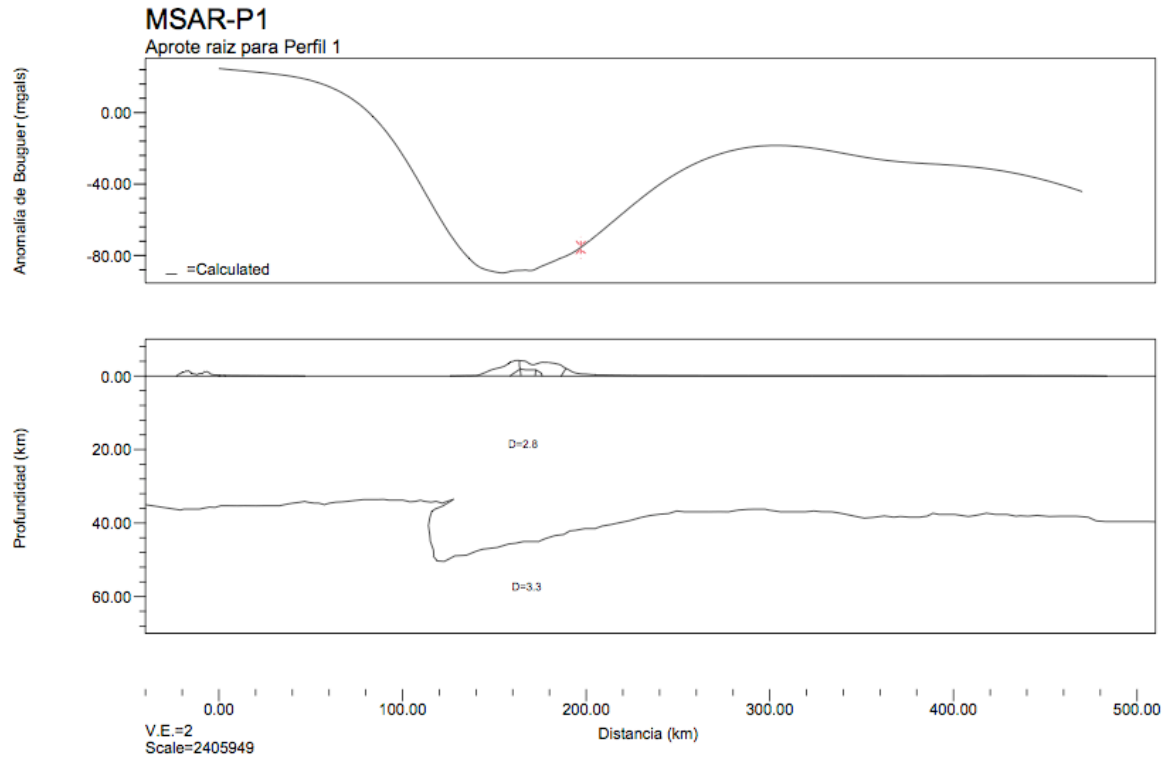


Figura 5.10. Aporte gravimétrico de la raíz para el perfil 1 y el perfil 2.

De las figuras anteriores se puede deducir que la contribución gravimétrica de la raíz es significativamente mayor que la contribución de la cuenca. La raíz tiene un aporte de unos -90 mgals a -100 mgals, mientras que el de la Cuenca de Maracaibo es de unos -60 mgals o de -70 mgals, y el de la Cuenca de Barinas-Apure del orden de los -40 mgals. Por lo tanto, del mínimo de -160 mgals que se reporta desplazado hacia el flanco norandino se puede considerar que un 59,4% de la anomalía es causado por el aporte de la raíz, mientras que un 40,6% es causado por la Cuenca de Maracaibo.

En definitiva, los resultados más importantes que fueron extraídos a partir de la interpretación de los datos gravimétricos son los siguientes:

1. El sistema de compensación isostático en la zona de estudio no es satisfecho por los mecanismos de isostasia local y la evidencia apunta hacia compensación regional.
2. El aporte de la Cuenca de Maracaibo al mínimo reportado de -160 mgals en el noroccidente del país es menor que el aporte gravimétrico de la raíz andina.
3. El espesor cortical máximo en la zona de estudio se encuentra en el orden de 50 km, y la profundidad de la interfaz de la discontinuidad Corteza Superior-Corteza Inferior se estima en el orden de 19 km.
4. Las respuestas gravimétricas más regionales en el noroccidente de Venezuela se encuentran asociadas a la flexión andina y al contacto entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana.
5. El espesor cortical del Bloque de Maracaibo aparenta ser menor al de la Placa Suramericana.

CAPÍTULO VI

MODELOS GRAVIMÉTRICO-ESTRUCTURALES Y MODELOS DE FLEXIÓN

En este capítulo se presentan cuatro modelos que representan el último objetivo a lograr con la investigación: a) dos gravimétrico-estructurales construidos sobre los perfiles seleccionados, y b) dos mecánicos de flexión, uno para el flanco surandino y uno para el norandino.

1. Modelos gravimétrico-estructurales

Los modelos gravimétrico-estructurales construidos para el perfil 1 (Figuras 6.1 y 6.3) y el perfil 2 (Figuras 6.2 y 6.4) plasmaron la información recolectada a lo largo de la investigación. En ellos fue vertido todo el conocimiento geológico y geofísico del cual se disponía. Se incorporó la información tomada de interpretaciones geológicas anteriores, sísmológica, de pozos, de profundidades y, por supuesto, aquella extraída del análisis de las anomalías gravimétricas.

Con el objetivo de generar un modelo geológicamente realista no sólo se plasmaron las principales estructuras mayores que se aprecian en el noroccidente de Venezuela (fallas, grábenes, cuencas), también se plasmó la posible estructura intracortical de Los Andes de Mérida (descrita como una estructura en flor positiva), una posibilidad física para el contacto entre el Bloque de Maracaibo y la Placa Suramericana, y la localización de las interfaces Moho y la discontinuidad Corteza Superior-Corteza Inferior para ambos bloques de corteza continental.

Es importante destacar que, a diferencia de los modelos gravimétricos antes propuestos, los presentes no sólo fueron elaborados mediante la comparación de la respuesta gravimétrica contra la AB, sino que, con el fin de realizar mejores interpretaciones de las estructuras profundas, se calculó y comparó la respuesta del modelo contra las CAHA a 20000 y 40000 m.

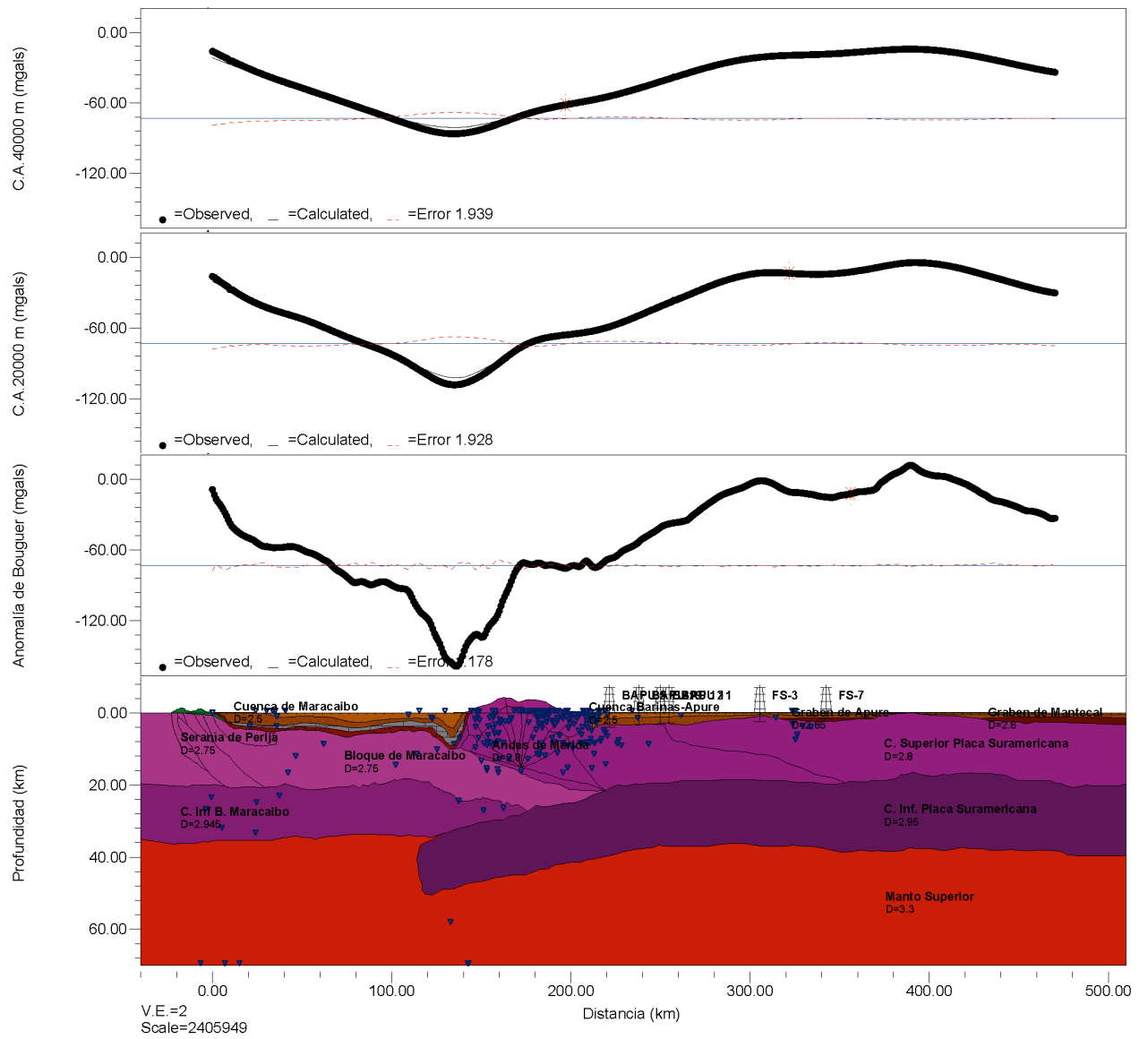


Figura 6.1. Modelo gravimétrico estructural. Perfil 1

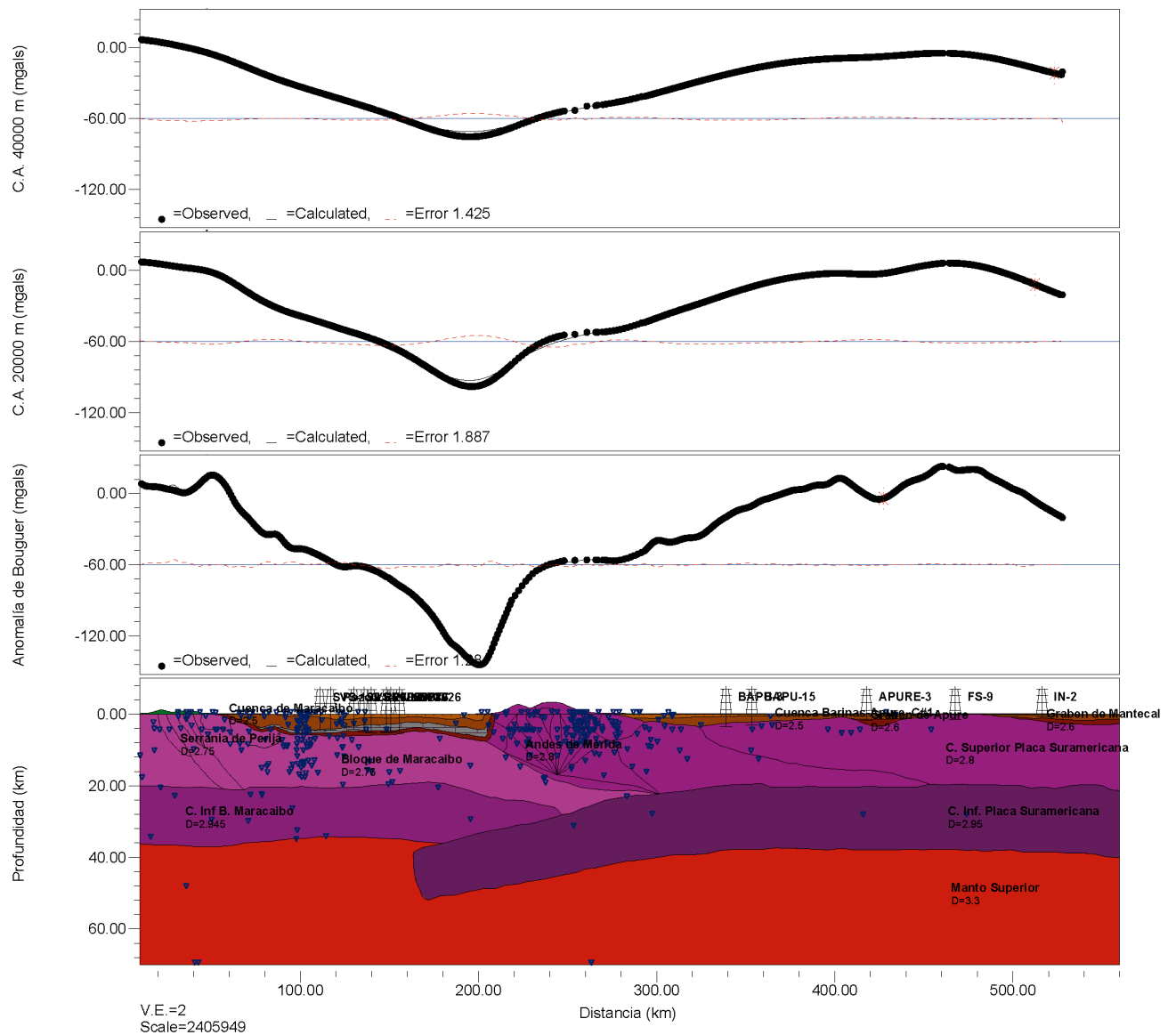


Figura 6.2. Modelo gravimétrico estructural. Perfil 2

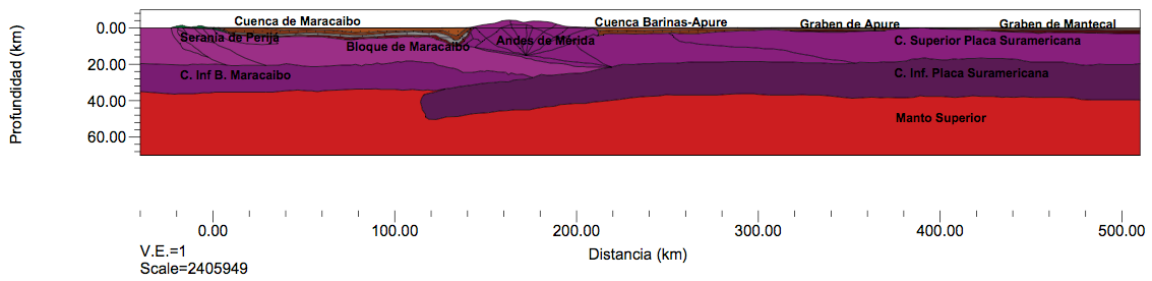


Figura 6.3. Modelo gravimétrico estructural. Perfil 1 (exageración vertical 1)

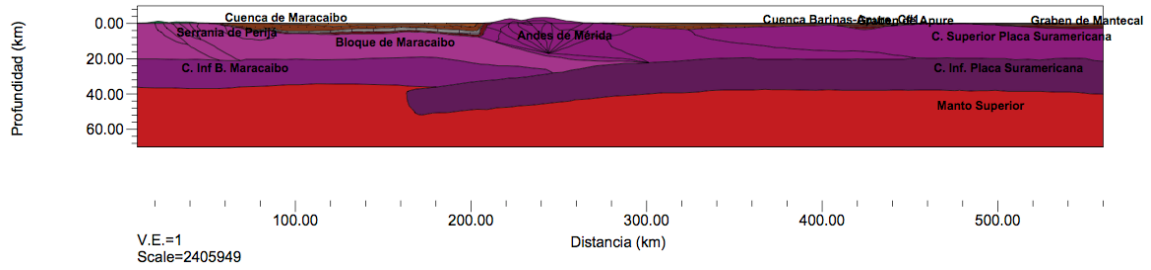


Figura 6.4. Modelo gravimétrico estructural. Perfil 2 (exageración vertical 1)

En ambos modelos se pueden observar las mismas estructuras; en ambos resaltan el manto superior y las cortezas inferiores y superiores tanto para la Placa Suramericana como para el Bloque de Maracaibo.

Las profundidades asignadas para estas interfaces en la Placa Suramericana se basaron principalmente en las observaciones de sismica profunda realizadas en el oriente del país y cuyos resultados finales se encuentran reportados por Schmitz *et al.* (2005), así como en los datos obtenidos por el espectro de frecuencias y por el modelado gravimétrico de las CAHA.

Es importante referir que no se ha realizado ningún estudio de sismica profunda en la Cuenca Barinas-Apure, lo que determinó que los valores utilizados fueran extrapolados de otros estudios. Los espesores corticales para el Bloque de Maracaibo se refirieron parcialmente a los reportados, entre otros, por Castejon *et al.* (1986), a la reinterpretación realizada por Schmitz *et al.* (2003) y a los comentarios de Audemard y Audemard (2002), en los que se afirma que el espesor cortical del Bloque de Maracaibo debe ser menor al de la Placa Suramericana. De igual manera se utilizaron los datos de sismicidad para el Bloque de Maracaibo con el fin de dar forma a las interfaces, tomando en cuenta, en especial, los sismos de mayor intensidad, pues con éstos la Red Sismológica Nacional se encuentra en mejor capacidad de calcular la profundidad hipocentral (N. Orihuela, comunicación personal, Agosto 10, 2009).

Al igual que sucedió con los datos de profundidades, las densidades que fueron asignadas a las distintas interfaces provinieron de trabajos anteriores. En los modelos de Chacín *et al.* (2005), Schmitz (2005), Orellana (2008), se propusieron diferentes densidades para las interfaces y cuerpos de la Placa Suramericana; 2.95 g/ml para la corteza inferior y 2.8 g/ml para la corteza superior en promedio. Las densidades para el Bloque de Maracaibo fueron asignadas ligeramente menores que las de la corteza suramericana, según lo expresado por Audemard y Audemard (2002), pues no se encontraron modelos de ningún tipo para éstas..

Las profundidades para la Cuenca Barinas-Apure fueron tomadas directamente del estudio de González (2009); los valores de profundidad a basamento fueron extraídos de la compilación geológica de Venezuela de Bellizzia (1976). Para la Cuenca de Maracaibo, los

valores de profundidad a basamento provinieron de los trabajos de Bellizzia (1976), Muehlberger (1996), Mann *et al.* (2006) y de pozos rescatados de distintas fuentes. (Correa, 1996; Morales, 1997; Salas, 1997; González, 2009)

La estructura en flor positiva de Los Andes de Mérida se representó de la misma manera como fue figurada anteriormente en otros modelos como el de Escobar y Rodríguez (1995); Coletta *et al.* (1997); Chacín *et al.* (2005); y ligeramente por la representación dada por Audemard y Audemard 2002. La estructura cortical asignada para la Serranía de Perijá fue tomada de Audemard y Audemard (2002) y Gose *et al.* (2003). La localización de los grábenes de Apure y Mantecal junto con la interpretación de su forma y profundidades fue tomada directamente de la interpretación del basamento de González (2009), así como de la respuesta gravimétrica de los mismos en el mapa de AB.

Escobar y Rodríguez (1995) desplazaron la raíz asociada a Los Andes de Mérida, según su modelo, hacia el norte unos 70 km para ajustar la anomalía gravimétrica y comprobar la existencia de un desbalance isostático en la antefosa del lago; al igual que ellos, en el presente trabajo, se consideró un desplazamiento de la raíz andina, existiendo exceso de masa bajo Los Andes y bajo el depocentro de la cuenca, y déficit a lo largo del resto del bloque; a diferencia de ellos no rechazamos la posibilidad de la existencia de subducción tipo A.

Con respecto a las posibilidades de la dirección de la subducción (ya sea SE o NW) nos apegamos a las conclusiones expuestas por Audemard y Audemard (2002), quienes en su investigación expresan que:

...el modelo de subducción tipo A buzante hacia el SE exhibe importantes problemas cuando los límites geométricos de la subducción continental, presentan sismicidad activa y la solución de sus mecanismos focales a lo largo y a lo ancho de la cadena son tomados en consideración (p. 323).

“...soportamos los modelos que incorporan la subducción continental gentil e incipiente buzante hacia el NW, a mayor escala de un orógeno flotante. (*ibid*),

Con respecto a la ruptura cortical propuesta por Chacín *et al.* (2005), se cuestiona la posibilidad de su presencia. El análisis indicó que la profundidad de la estructura causante de la respuesta gravimétrica que ellos ajustaron con esta estructura era más somera; se encontraba más distribuida posiblemente como ligeras variaciones de densidad dentro de la estructura andina modelada en otros trabajos (estructura en flor positiva). Otra diferencia clave con el modelo de Chacín *et al.* (2005) radicó en la relativa horizontalidad que se le ha dado a la discontinuidad Corteza Superior-Corteza Inferior pues ésta, al ser de origen mecánico, tiende a tener pocos cambios abruptos (F. Audemard, entrevista personal, Julio, 2007). Otros modelos generados con la intención de verificar la situación geológica en la zona se presentan en el Apendice A.

En definitiva, los modelos propuestos en esta investigación son representativos del conocimiento tectónico y geológico actual del noroccidente del país, puesto que se vertió sobre ellos la mayor cantidad posible de información de calidad. Otra ventaja que presentan derivó del hecho de que los datos utilizados fueron escudriñados usando las herramientas más novedosas para su procesamiento e interpretación con la finalidad de asegurar su validez y confiabilidad.

Es válido acotar que con respecto a los errores de las anomalías calculadas contra las observadas, los modelos entran dentro de un rango de tolerancia aceptable, considerando sobre todo la gran cantidad de estructuras y litologías que se presentan en el área, las cuales fueron descartadas por la regionalidad del estudio. Los errores se presentan en la Tabla 6.1

Tabla 6.1: Errores asociados a los modelos gravimétricos

		Error Absoluto (mgals)	Error porcentual (%)	Amplitud Aproximada (mgals)
Perfil 1	AB	1,178	0.6929	170
	CAHA a 20 km	1,928	1.7527	110
	CAHA a 40 km	1,939	2.4237	80
Perfil 2	AB	1.28	0.7529	170
	CAHA a 20 km	1.887	1.7154	110
	CAHA a 40 km	1,425	1.7812	80

2. Modelos de Flexión

Visto de que existen dos placas en contacto dentro de la zona de estudio, se plantearon dos hipótesis principales; la primera de ellas postuló que ambas placas se comportaban como una sola placa infinita de espesor elástico constante y una sola carga: Los Andes de Mérida. La segunda hipótesis, que ambas placas tenían un comportamiento mecánico distinto, lo que llevó a suponer la existencia de dos posibles límites de placas: la Falla de Boconó como límite físico real y el mínimo gravimétrico como situación extrema de la anomalía. Se construyeron varias pruebas para las situaciones anteriores y los resultados obtenidos se exponen a continuación.

2.1. Placa continua

PRUEBA 1. Los modelos de placa continua (Figura 6.5) se iniciaron a partir de la consideración de que la carga sobre ambas placas era igual a la topografía observada, y en base a los parámetros elásticos (Tabla 6.2) tomados de trabajos anteriores (Reyes, 2002; Ughi, 2002; Garzón, 2007, Medina, 2009). Del gráfico de AB calculado se pudo deducir que las propiedades físicas de ambas placas eran diferentes. También se pudo observar que bajo los parámetros establecidos con anterioridad, la carga propuesta no era la suficiente para formar ninguna de las cuencas observadas.

NW

SE

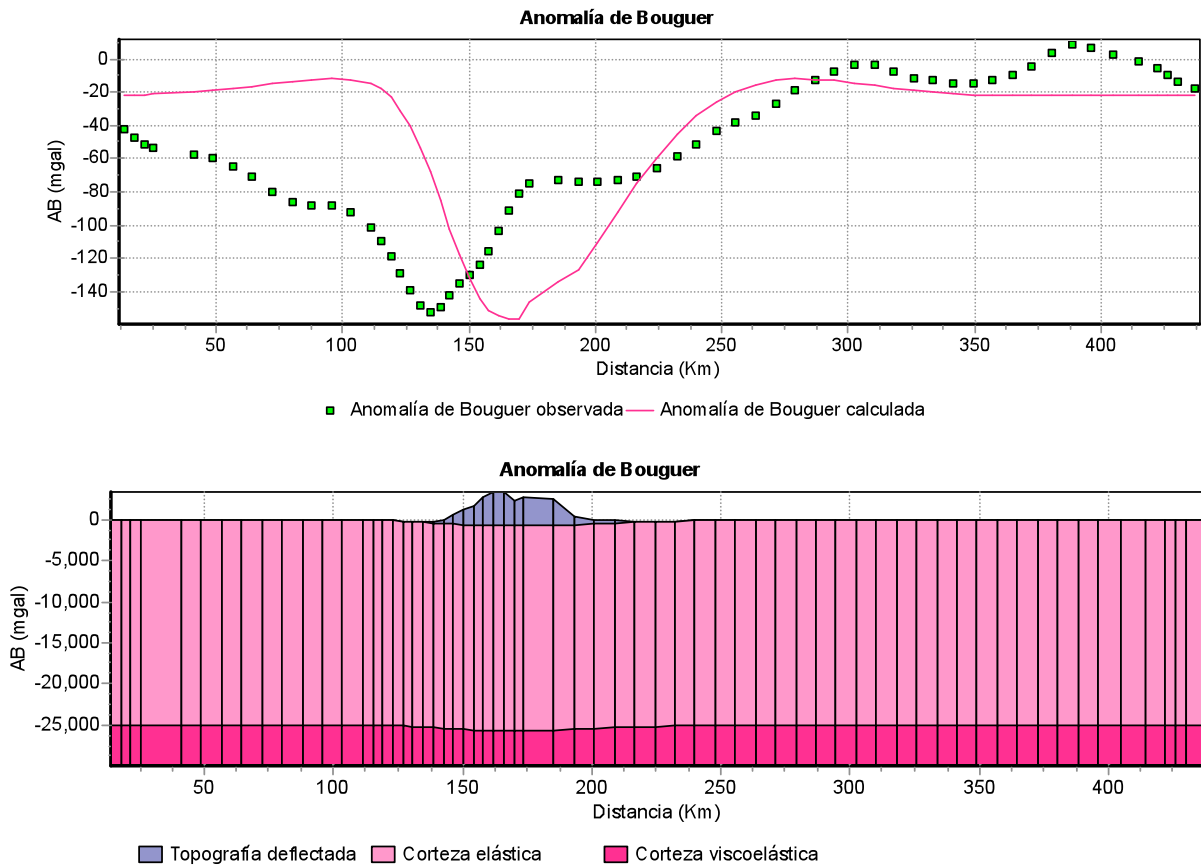


Figura 6.5. Modelo para prueba 1. Placa continua

Tabla 6.2. Parámetros para prueba 1. Placa Continua

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Igual a Topografía	Te	25 km
ρ_{carga}	2.7 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2.3 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 2. Los parámetros se mantuvieron iguales a los anteriores, pero se supuso una carga mayor: 1000 m más que la topografía observada. Pero aún así no fue posible generar las cuencas esperadas; por ello, la flexión generada por la carga producía una respuesta gravimétrica que excedía la esperada (Figura 6.6)

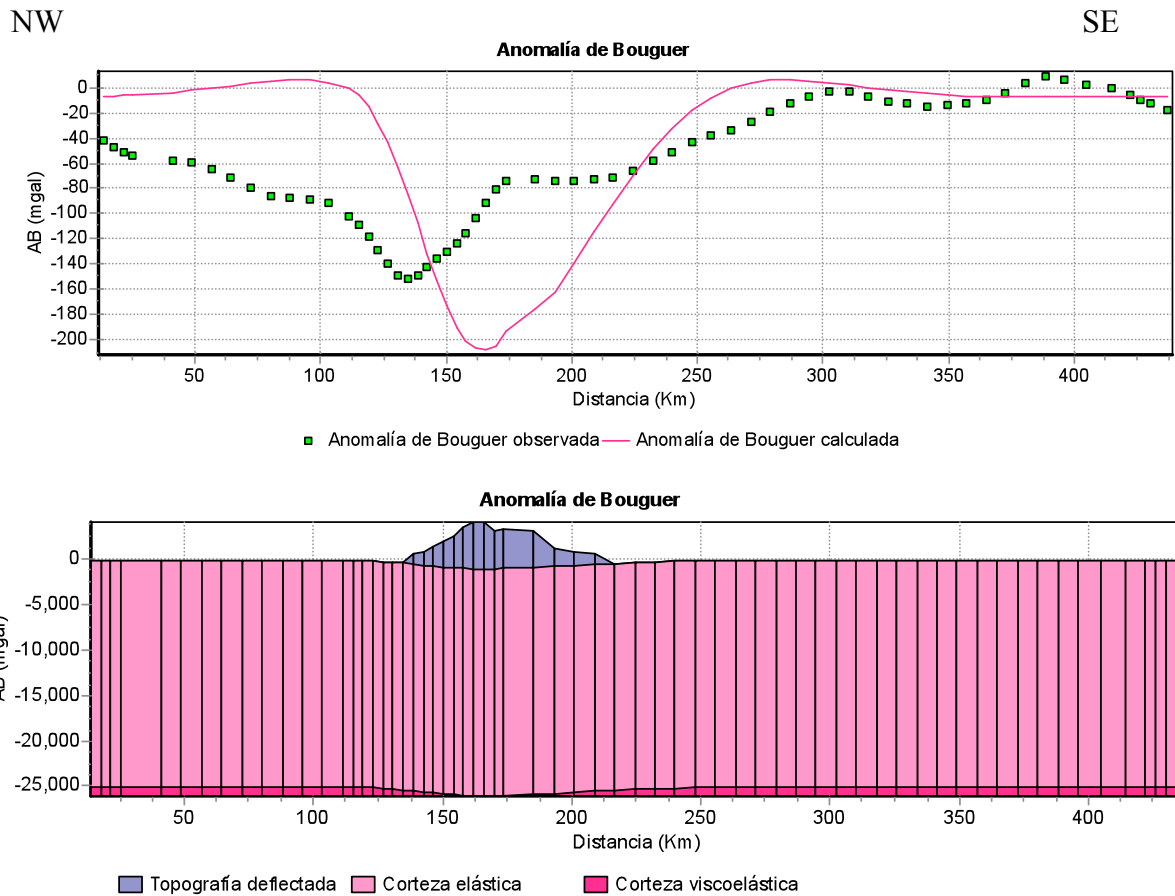


Figura 6.6. Modelo para prueba 2. Placa continua

PRUEBA 3. Para esta prueba se realizó un aumento drástico de la carga en relación con la topografía y se hicieron leves variaciones en las densidades propuestas para el modelo. Con la variación de topografía y ρ desplazada, ambas cuencas empezaron a tener profundidades más considerables que las anteriores pero no las suficientes. La AB toma la forma esperada aproximadamente. Esto revela que los cambios hechos en los parámetros (Tabla 6.3) no son contraproducentes, pero aún así el mínimo se encuentra sobre la carga, y no desplazada como se espera (Figura 6.7).

NW

SE

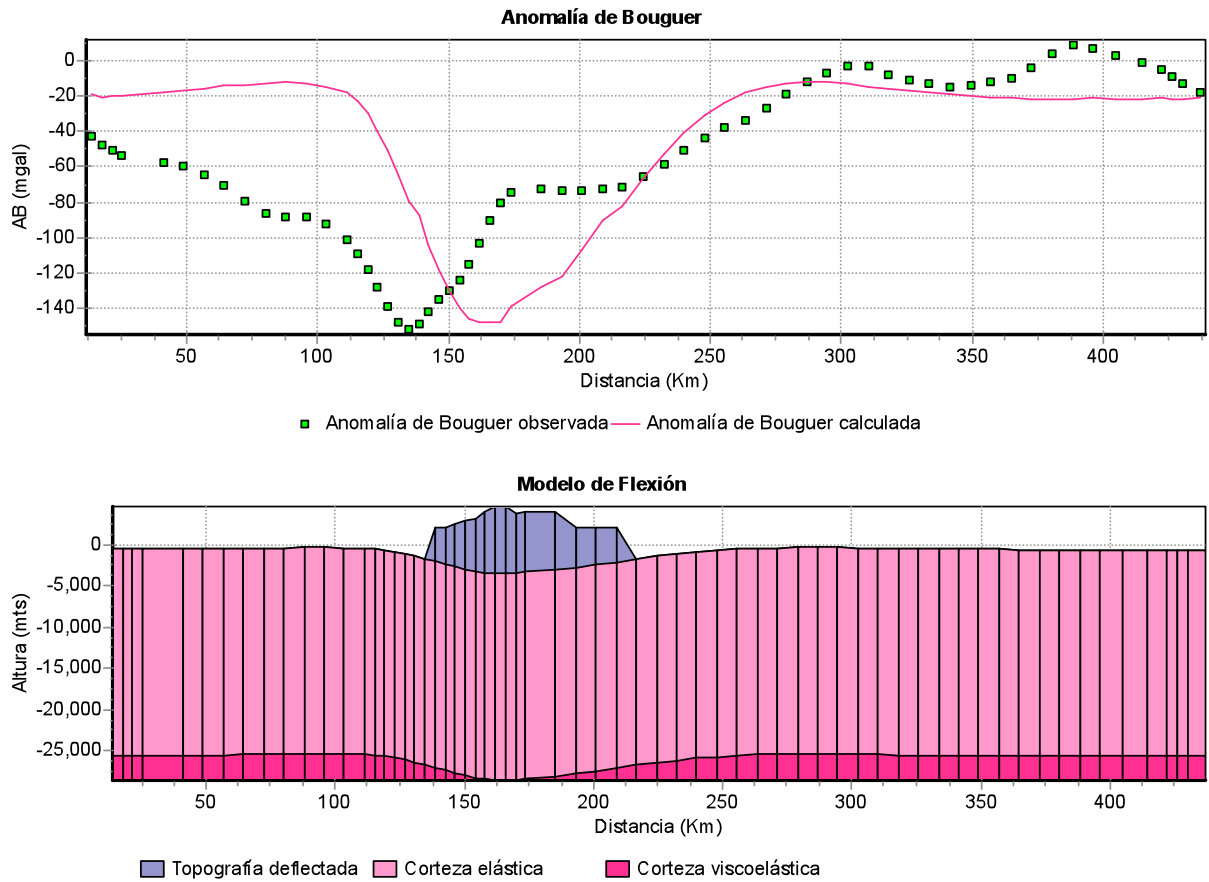


Figura 6.7. Modelo para prueba 3. Placa continua

Tabla 6.3: Parámetros para prueba 3. Placa continua

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Topografía+4000 m	Te	25 km
ρ_{carga}	2.75 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2.1 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 4. Se añadieron al modelos cargas adicionales asociadas a la presencia de los altos estructurales en el basamento de la Cuenca Barinas-Apure y a la presencia de la Serranía de Perijá en el Bloque de Maracaibo. Los parámetros (Tabla 6.4) se mantuvieron constantes a excepción de la carga, a la que se le asignó densidad 2.8. Por la geometría del modelo (Figura 6.8), se puede deducir que las cargas extras diferentes a Los Andes podían ser críticas para la formación de las cuencas, sobretodo en el flanco norandino.

NW

SE

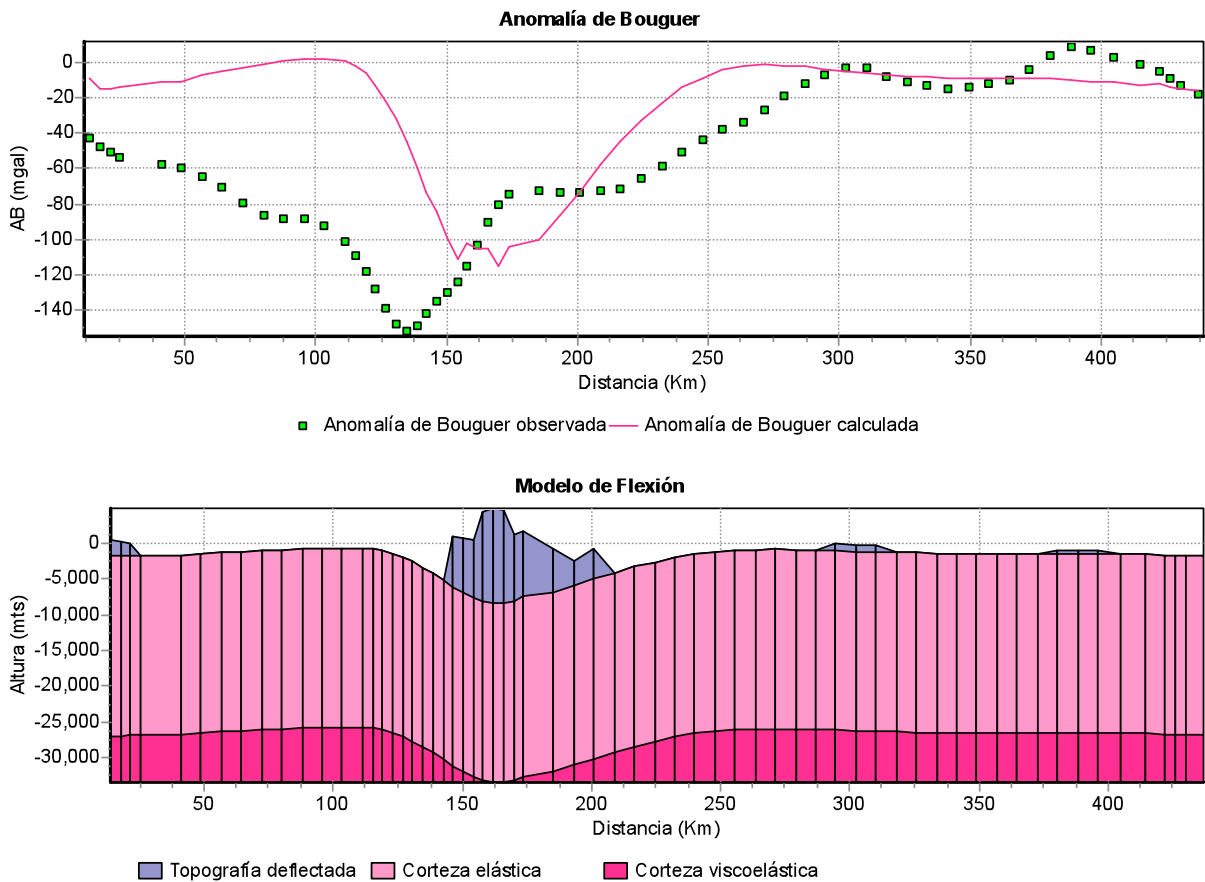


Figura 6.8. Modelo para prueba 4. Placa continua

Tabla 6.4: Parámetros para prueba 4. Placa continua

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Topografía+4000 m (sólo para Los Andes)	Te	25 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

2.2. Placa rota

2.2.1 Flexión en Barinas-Apure: Límite Falla de Boconó

PRUEBA 1. Los modelos de placa rota se iniciaron a partir de los datos obtenidos anteriormente en las pruebas de placa continua con el flanco sur andino y como primer límite la falla de Boconó (Tabla 6.5). De los gráficos se observa que la prueba es fallida, ni la curva de AB ajusta, ni la cuenca se forma con la carga (Figura 6.9).

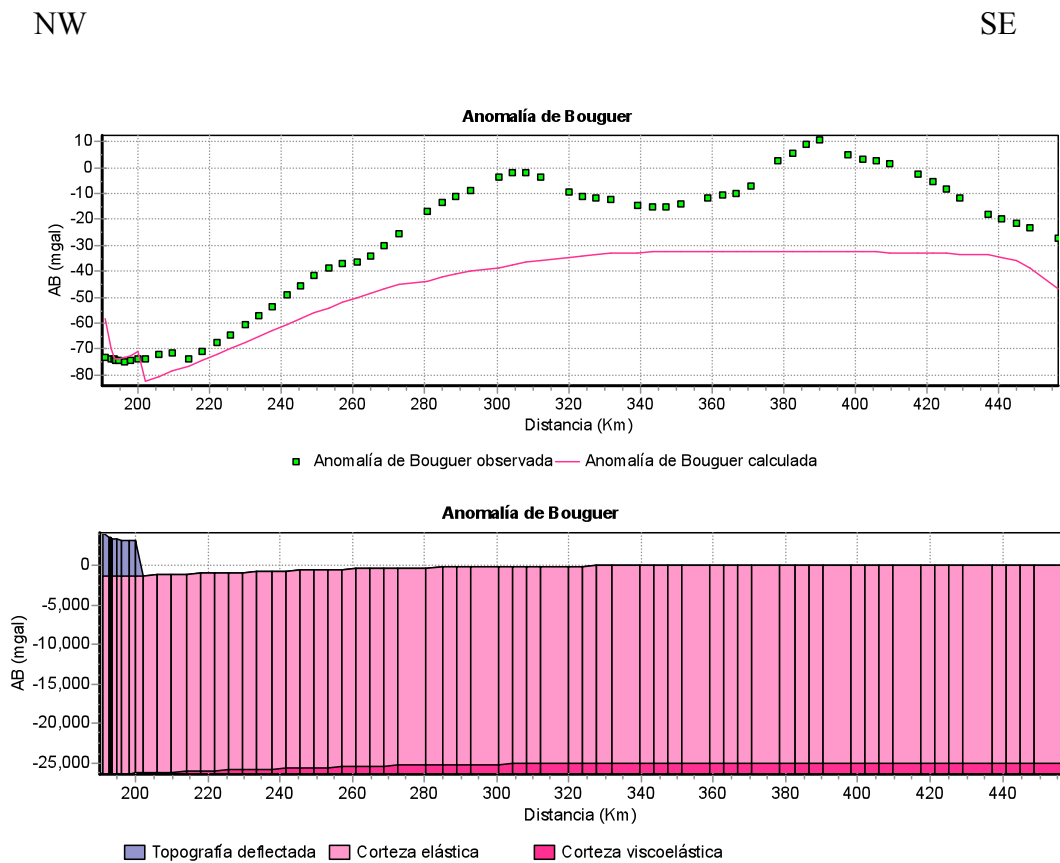


Figura 6.9. Modelo para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure: Límite Boconó

Tabla 6.5. Parámetros para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure: Límite Boconó

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Igual a Topografía	Te	25 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 2. Los parámetros (Tabla 6.6) se modificaron a partir de los anteriores para ajustar ligeramente la curva de AB e intentar formar una cuenca con la profundidad esperada. Las modificaciones introducidas fueron parcialmente acertadas (Figura 6.10) pues la curva de AB se acercaba a la AB observada y la Cuenca Barinas-Apure se formó parcialmente.

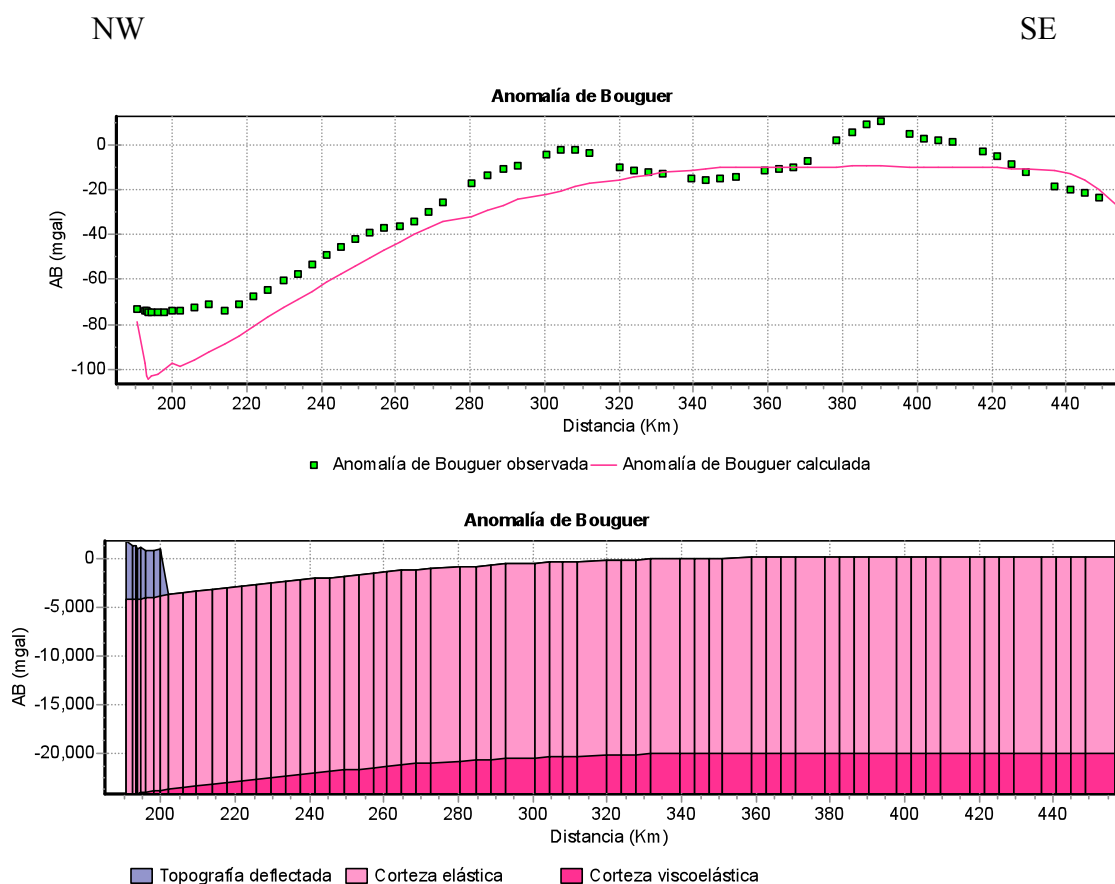


Figura 6.10. Modelo para prueba 2. Placa rota-Barinas Apure: Límite Boconó

Tabla 6.6. Parámetros para prueba 2. Placa rota-Barinas Apure: Límite Boconó

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a Topografía	Te	20 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	1.03 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.55 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 3. Finalmente, se añadieron cargas escondidas al modelo en el basamento con variaciones de los parámetros (Tabla 6.7), logradas después de numerosas pruebas. Con las cargas añadidas y las ligeras variaciones hechas se generó el mejor modelo posible del flanco surandino asociado a este límite (Figura 6.11).

NW

SE

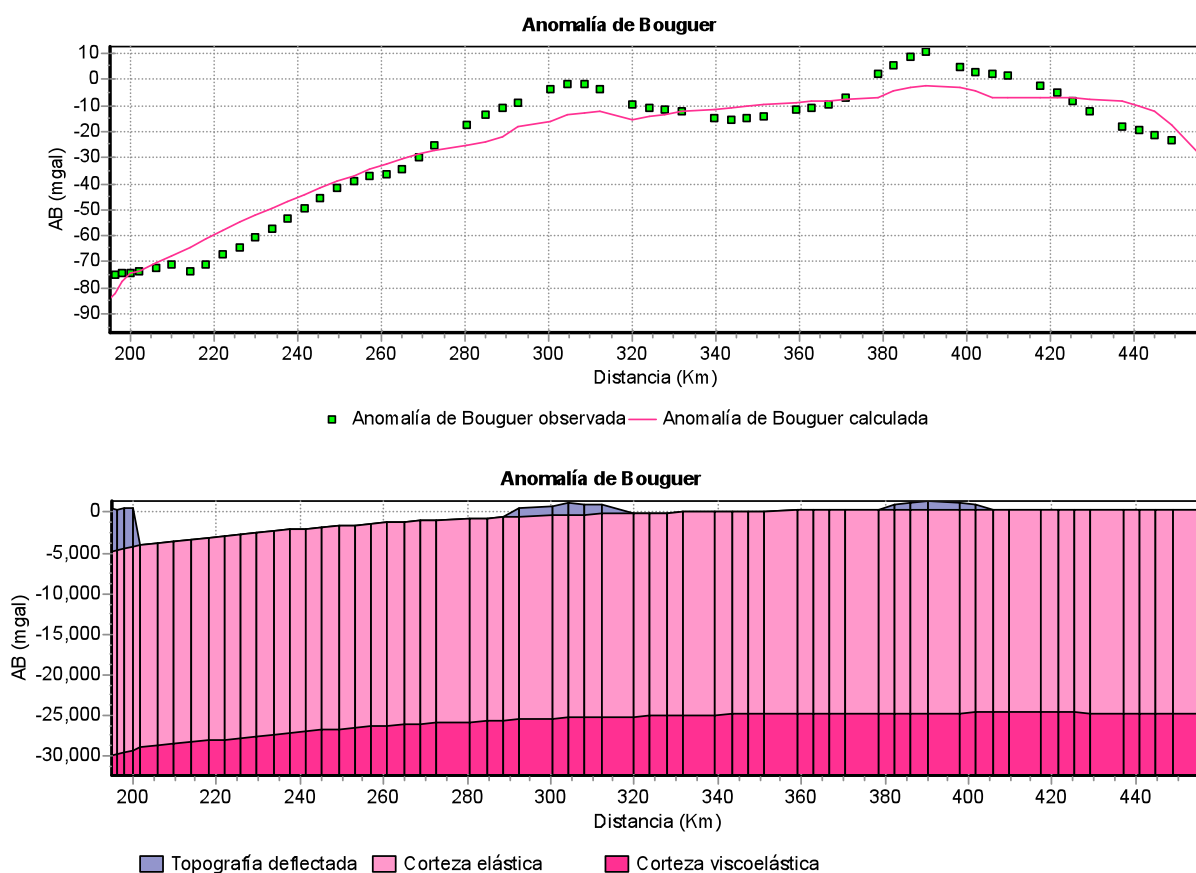


Figura 6.11. Modelo para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure: Límite Boconó

2.2.2 Flexión en Barinas-Apure: Límite Mínimo Gravimétrico

Tabla 6.7: Parámetros para prueba 3. Placa rota-Barinas Apure: Límite Boconó

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a Topografía	Te	24 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2.05 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.55 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 1. Para iniciar los modelos de flexión se tomaron los parámetros de salida de los modelos de placa continua y se eliminaron las cargas extras (Tabla 6.8). La flexión no se logra apropiadamente (Figura 6.12).

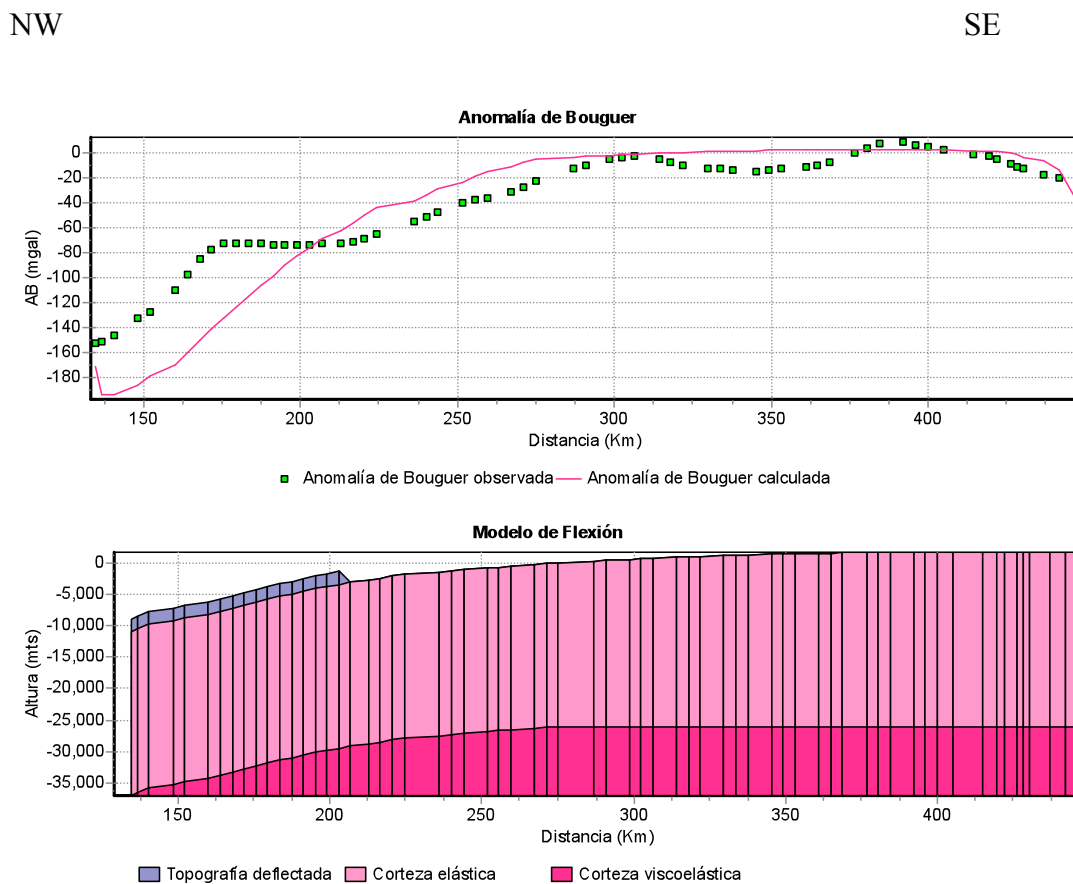


Figura 6.12. Modelo para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure: Límite MinGrav

Tabla 6.8. Parámetros para prueba 1. Placa rota-Barinas Apure: Límite Min. Grav

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Igual a Topografía	Te	25 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 2. Se realizó un cambio abrupto a la topografía y cambios a los parámetros elásticos (Tabla 6.9), particularmente, al Te, con el fin de mejorar el ajuste a la curva de AB; también se añadieron cargas superficiales extras. El ajuste parcial de la curva de AB se logró con los cambios a los parámetros y a la formación de la cuenca (Figura 6.13).

NW

SE

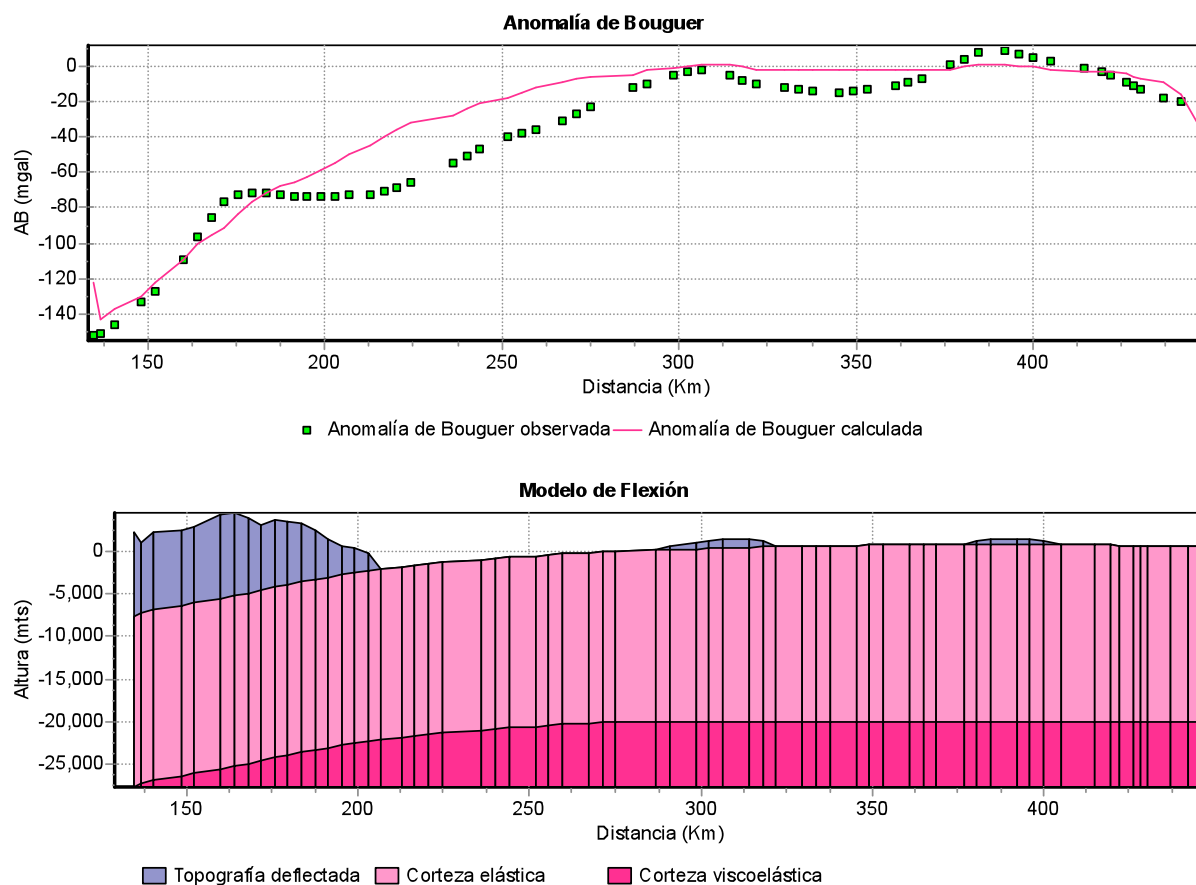


Figura 6.13. Modelo para prueba 2. Placa rota-Barinas Apure: Límite MinGrav

Tabla 6.9. Parámetros para prueba 2. Placa rota-Barinas Apure: Límite Min. Grav.

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía	Te	20 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 3. Esta prueba logró el mejor ajuste para la situación. Afinó los parámetros (Tabla 6.10) y la topografía. Añadió leves cargas escondidas dentro de la corteza. El mejor ajuste obtenido se consiguió con la carga andina, cargas secundarias y escondidas, que representarían los cambios de densidades dentro de Los Andes (Figura 6.14).

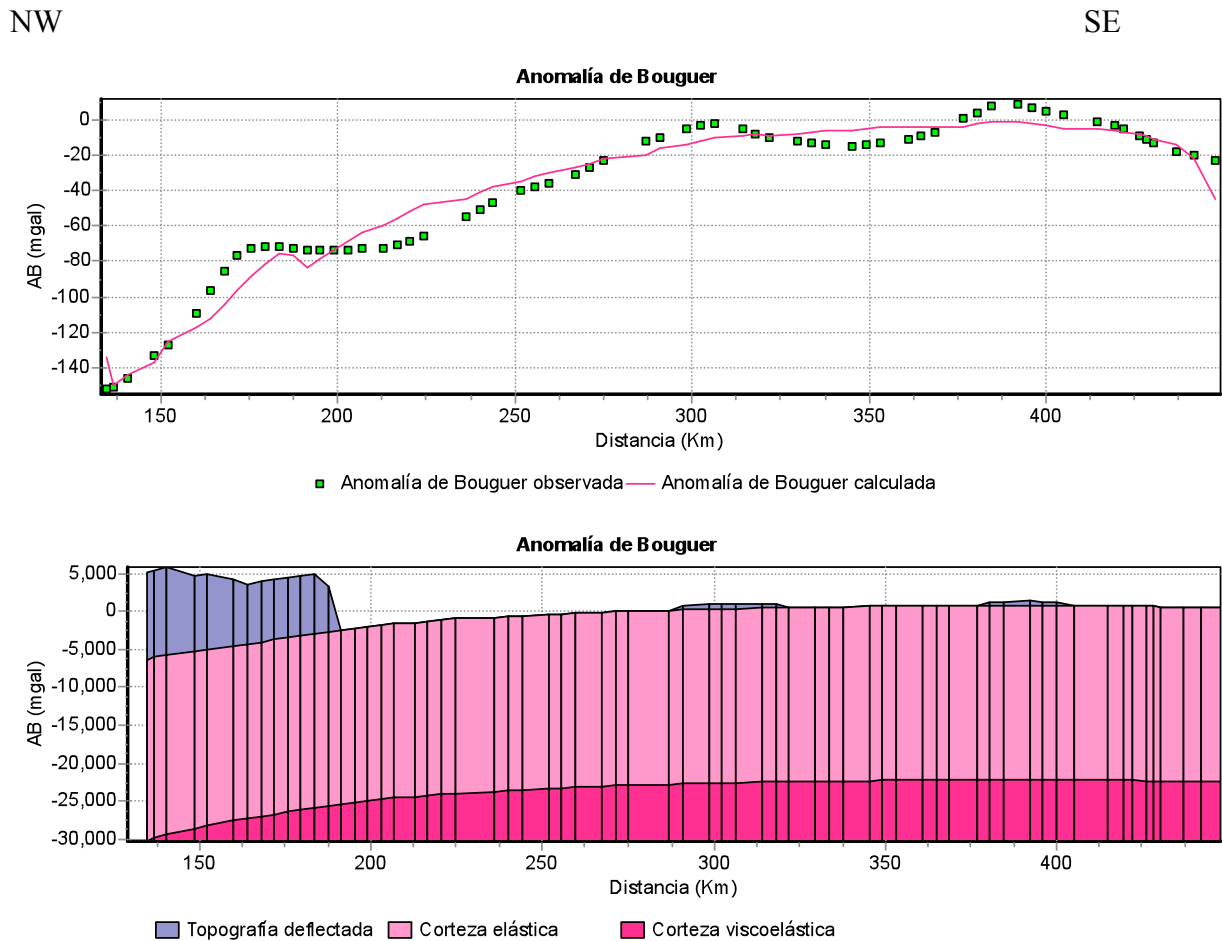


Figura 6.14. Modelo para Prueba 1. Placa rota-Barinas Apure: Límite MinGrav

Tabla 6.10. Parámetros para prueba 3. Placa rota-Barinas Apure: Límite Min. Grav

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía	Te	24 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2.05 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.55 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.25 g/ml		

2.2.3 Flexión en el Bloque de Maracaibo: Límite falla de Boconó

PRUEBA 1. Los modelos para el bloque de Maracaibo se crearon inicialmente tomando en consideración la posibilidad de una carga única representada por Los Andes. Se logró generar la amplitud de AB a partir de la flexión, pero los parámetros de espesor elástico y de E (Tabla 6.11) se salen de los parámetros esperados y el mínimo de la anomalía calculado se encontraba desplazado con respecto al de la anomalía observada (Figura 6.15).

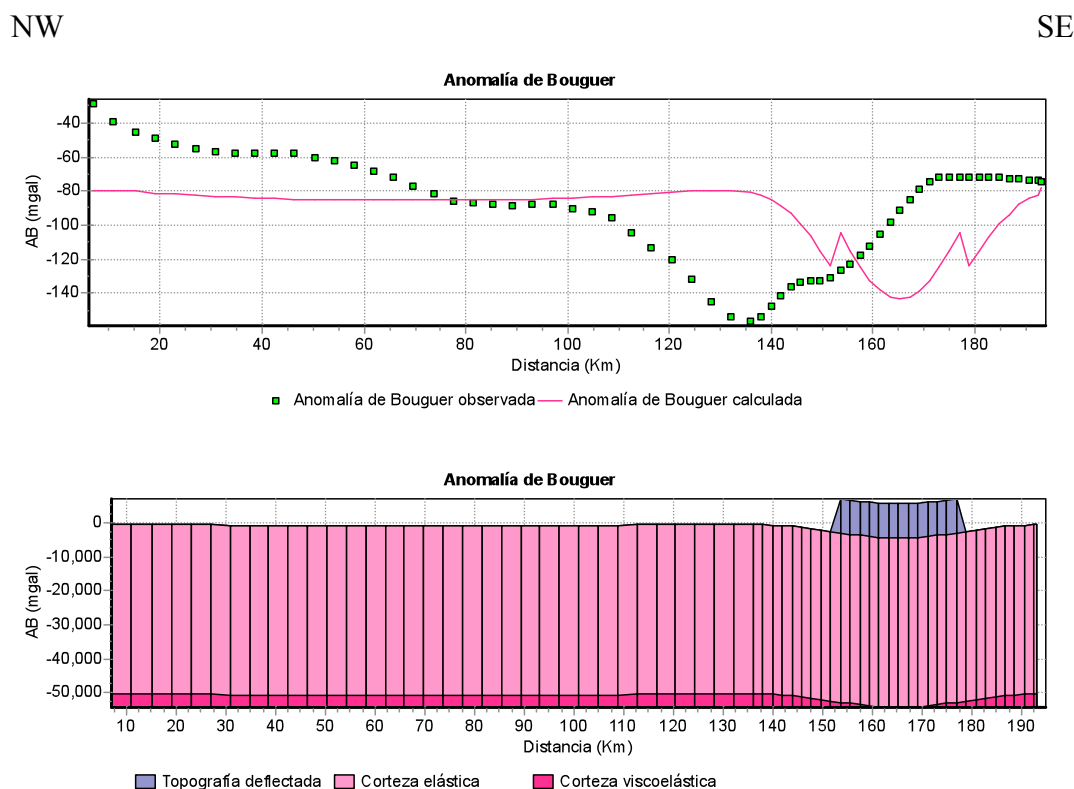


Figura 6.15. Modelo para Prueba 1. Bloque de Maracaibo: Límite Boconó

Tabla 6.11. Parámetros para prueba 1. Bloque de Maracaibo: Límite Boconó

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía (caja)	Te	50 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	200 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2.3 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.8 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 2. Los valores de los parámetros (Tabla 6.12) fueron modificados con respecto a los anteriores para entrar dentro de los rangos esperados, también se modificó la forma básica de la carga para intentar ajustar la AB. Pero aún así los intentos de distribuir la carga no fueron representativos de la situación flexural observada (Figura 6.16).

NW

SE

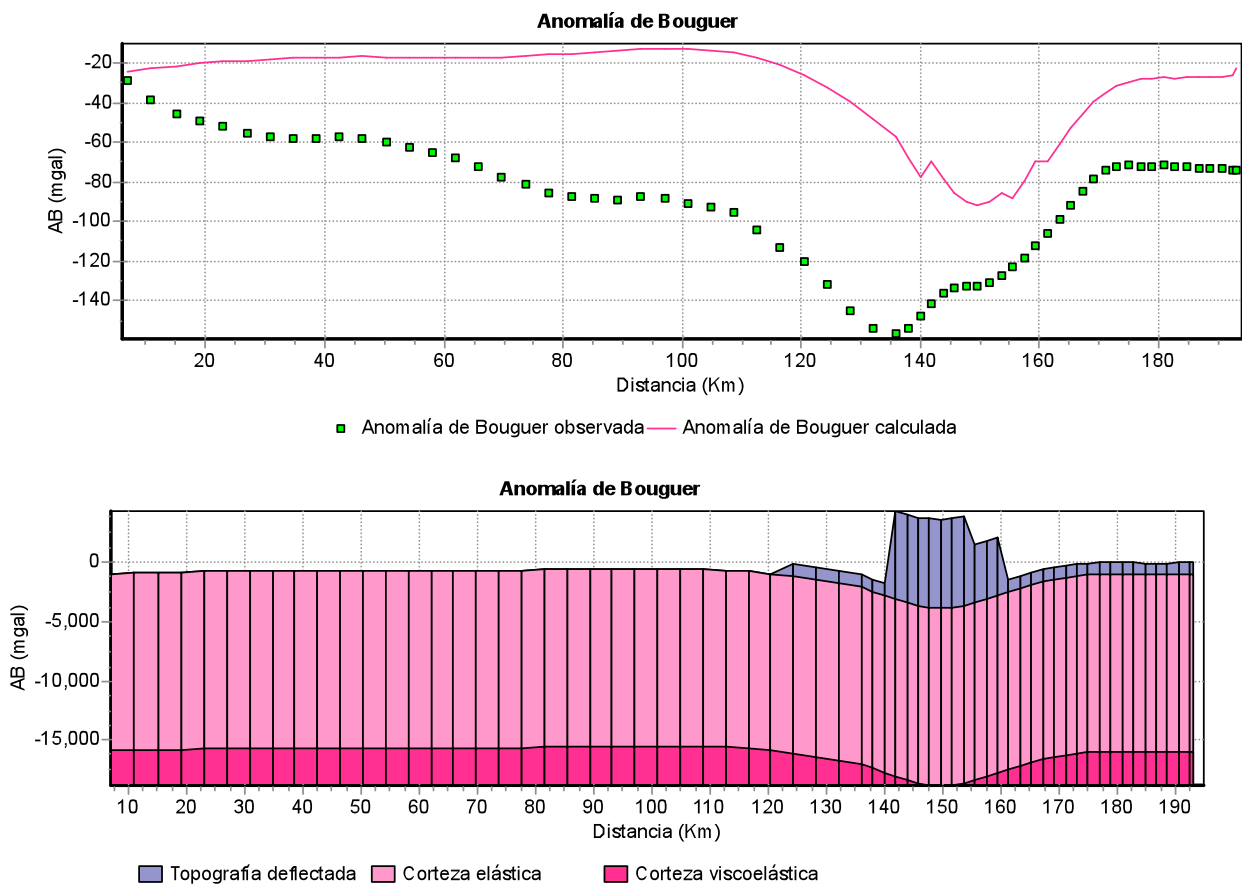


Figura 6.16. Modelo para prueba 2. Bloque de Maracaibo: Límite Boconó

Tabla 6.12. Parámetros para prueba 2. Bloque de Maracaibo: Límite Boconó

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía (caja)	Te	15 km
ρ_{carga}	2.81 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.75 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

PRUEBA 3. Se probó añadiendo cargas extras y modificando ligeramente los parámetros anteriores (Tabla 6.13) para intentar el ajuste de la cuenca y de la curva de AB. Aparentemente, el programa no respondía a la flexión de las cargas añadidas lejos de la principal, debido al uso de la transformada rápida de Fourier que utiliza para digitalizar las cargas (Ughi, entrevista personal, Julio, 2009). Esta circunstancia ocasiona un problema para la comprobación de esta hipótesis (Figura 6.17).

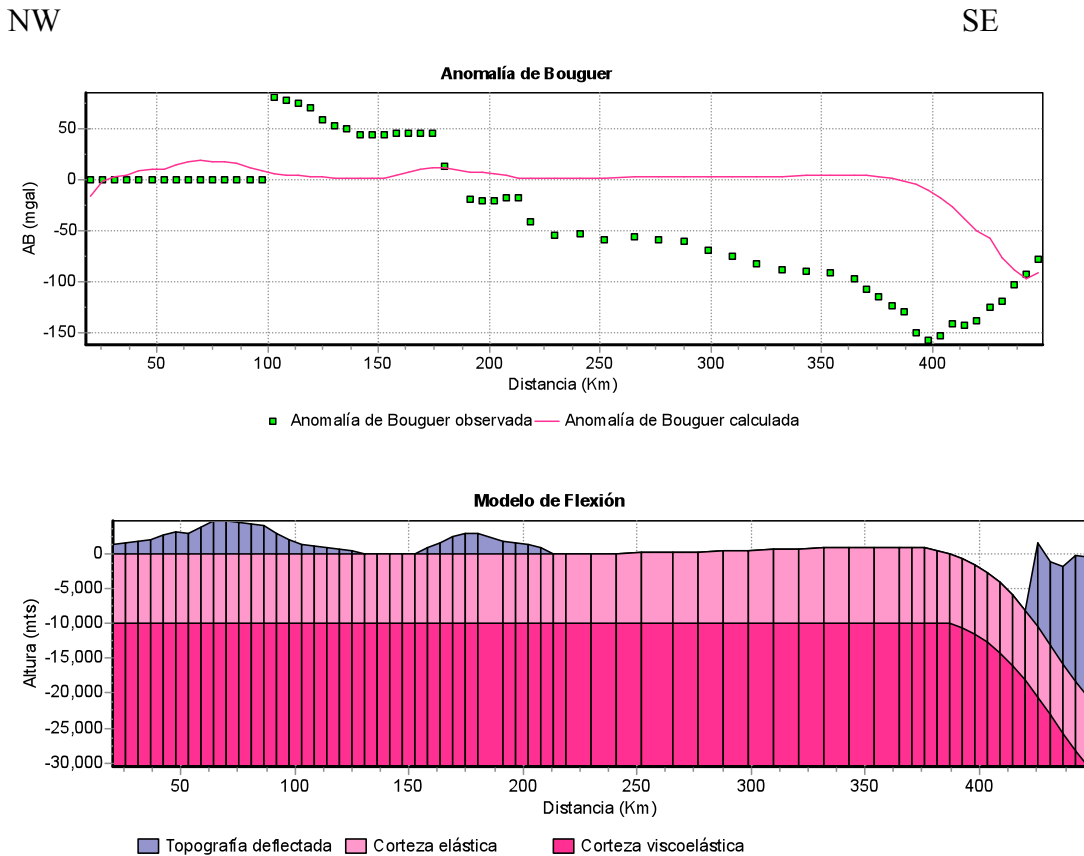


Figura 6.17. Modelo para prueba 3. Bloque de Maracaibo: Límite Boconó

Tabla 6.13. Parámetros para prueba 3. Bloque de Maracaibo: Límite Boconó

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía	Te	10 km
ρ_{carga}	2.81 g/ml	E	150 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.75 g/ml
ρ_{manto}	3.2 g/ml		

2.2.4. Flexión en el Bloque de Maracaibo: Límite Mínimo Gravimétrico

PRUEBA 1. Una vez cambiado el límite, se intentó formar la cuenca pero sólo con la carga de Los Andes (Tabla 6.14); los intentos fueron poco fructíferos para la representación de la flexión. En el modelo mostrado (Figura 6.18), la cuenca se logra parcialmente, pero no es posible el ajuste de la anomalía.

NW

SE

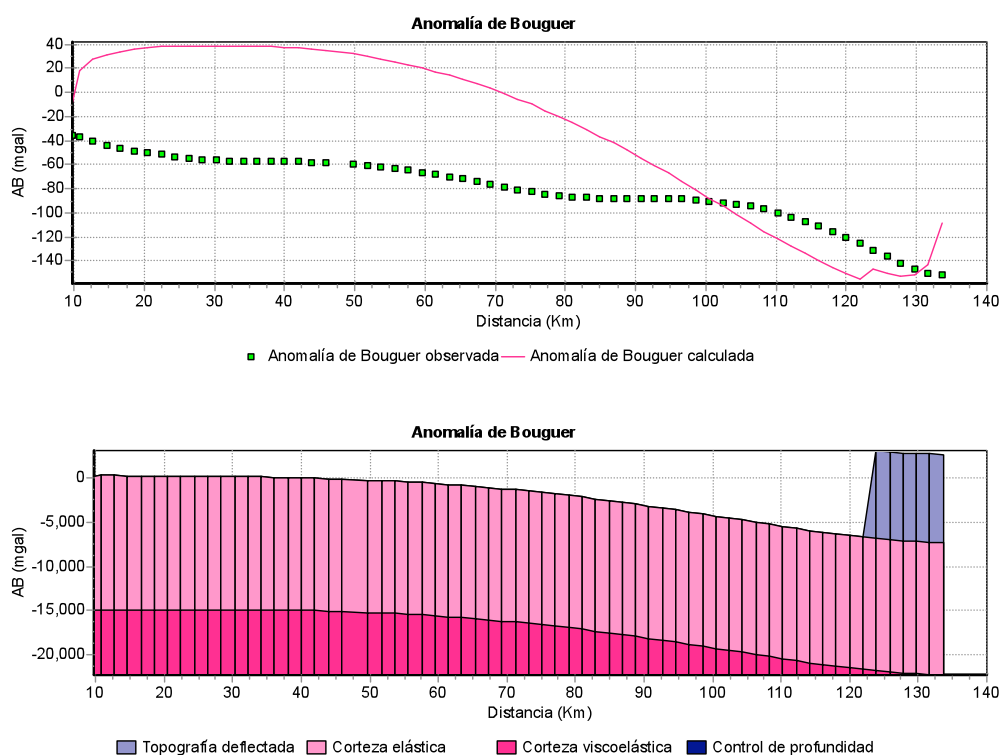


Figura 6.18. Modelo para prueba 1. Bloque de Maracaibo: Límite MinGrav

Tabla 6.14. Parámetros para prueba 1. Bloque de Maracaibo: Límite MinGrav

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía (caja)	Te	15 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	1.03 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.55 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.7 g/ml
ρ_{manto}	3.2 g/ml		

PRUEBA 2. Al igual que en la prueba anterior y en muchas otras que se decidió no mostrar, se trató de ajustar la flexión de la Cuenca de Maracaibo tomando como fundamento la presencia de la carga andina (Tabla 6.15); a pesar de los esfuerzos no se logro generar un un modelo representativo de la flexion observada (Fig. 6.19).

NW

SE

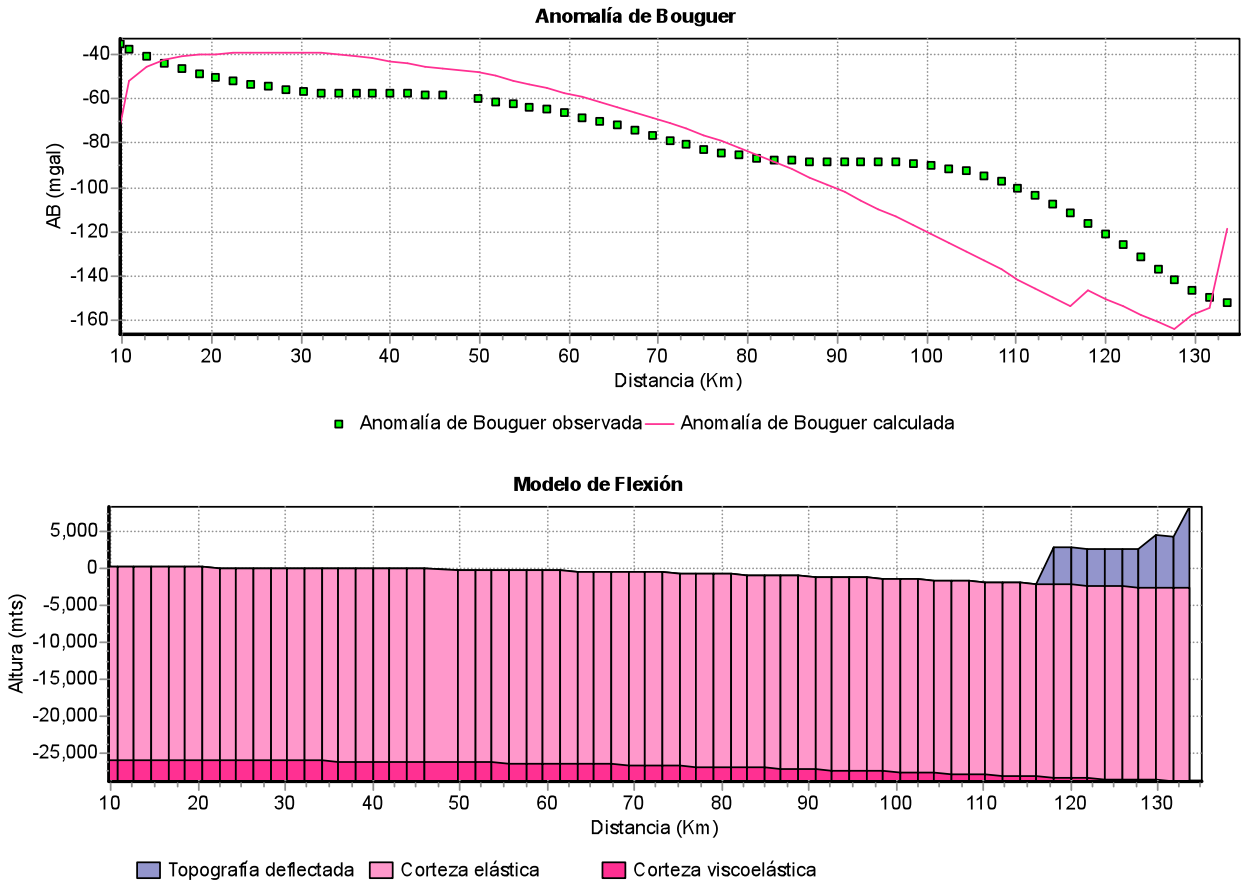


Figura 6.19. Modelo para prueba 2. Bloque de Maracaibo: Límite MinGrav

Tabla 6.15. Parámetros para prueba 2. Bloque de Maracaibo: Límite MinGrav

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía (caja)	Te	25 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	1.03 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.55 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.7 g/ml
ρ_{manto}	3.2 g/ml		

2.2.5. Prueba final

Como las pruebas realizadas en el flanco norandino nunca fueron representativas de la flexión observada, se utilizó otra aplicación para intentar modelar la situación tomando en consideración la presencia de Los Andes de Mérida, la Serranía de Perijá y la sierra de Santa Marta. OSXFlex2d es un programa que trabaja en función de elementos finitos y permitió hacer estimaciones a partir de los modelos generados para ver si era posible explicar la flexión en el bloque bajo la presencia de estas tres cargas, de las cuales la más considerable sería la carga andina (Tabla 6.16) (Figura 6.20).

Tabla 6.16. Parámetros para prueba final: Bloque de Maracaibo

Parámetro	Valor	Parámetro	Valor
Carga	Mayor a la topografía	Te	16 km
ρ_{carga}	2.8 g/ml	E	100 GPa
$\rho_{\text{desplazada}}$	2.05 g/ml	ν	0.25
$\rho_{\text{sedimentos}}$	2.5 g/ml	$\rho_{\text{basamento}}$	2.75 g/ml
ρ_{manto}	3.3 g/ml		

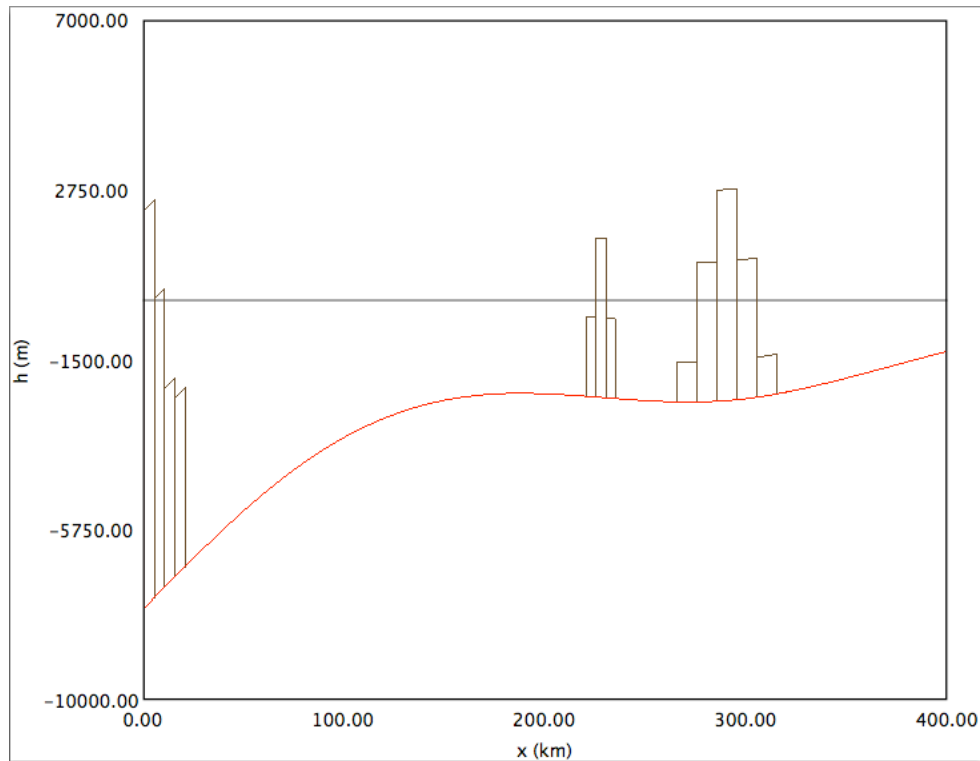


Figura 6.20. Modelo para prueba final. Bloque de Maracaibo

3. Conclusiones parciales de los modelos de flexión

3.1. Placa continua

A partir de las pruebas realizadas sobre la situación tectónica, se puede afirmar que existe una diferencia entre las placas en contacto (Bloque de Maracaibo y Placa Suramericana) en atención a sus propiedades mecánicas. En general, se estima que la carga es mucho mayor que la topografía observada, de tal forma de poder generar la Cuenca de Barinas-Apure (5 km aprox) y la Cuenca del Lago de Maracaibo (9 km aprox); de igual forma, se considera que los parámetros elásticos (radio de *Poisson* y módulo de Young) se comportan como se espera (según los estudios anteriores) 0.25 y 100 GPa, respectivamente. Con respecto al espesor elástico se hace evidente la existencia tanto de un contraste lateral de esta propiedad (hecho anticipado por Audemard y Audemard, 2002),

como de una posible heterogeneidad en la distribución de la carga que representan Los Andes de Mérida (posiblemente asociada a la distribución asimétrica de la masa de la montaña, lo que ha sido descrito por numerosos autores).

3.2. *Cuenca Barinas-Apure: flexión de la corteza suramericana*

La descripción de la flexión de la Placa Suramericana y la formación de la Cuenca Barinas-Apure se realizaron con relativa facilidad, ya que ésta se presenta como un tipo clásico de cuenca tipo antepaís (*foreland*), ocasionando que se puedan generar modelos aceptables para su formación en los distintos límites establecidos en esta investigación. Es válido acotar que se consideró que la placa Suramericana se encuentra fija en Guayana. En general, se concluye que los parámetros elásticos de la placa se encuentran dentro de los rangos esperados, del mismo modo que el espesor elástico se mantiene cercano a los valores reportados en otros estudios anteriores, ya bien sea en la misma o en otras zonas del límite de la placa (aproximadamente 25 km, en el caso particular 24 km). Este resultado respalda los obtenidos por Medina (2009) para el Escudo de Guayana, aunque existe limitación del algoritmo usado en esta trabajo. Es importante acotar que la formación de la cuenca basada en la flexión se ajusta finalmente considerando cargas superficiales (asociadas a altos estructurales en el basamento de la cuenca) así como a cargas intracorticales (modeladas en el programa Graflex como ligeras variaciones en la base de la corteza superior); éstas deben estar localizadas a menor profundidad por el estudio de la respuesta gravimétrica (que las ubica como cargas en la parte superior de la corteza dentro de la estructura en flor positiva de Los Andes).

3.3. *Cuenca de Maracaibo: flexión del Bloque de Maracaibo*

La flexión en el Bloque de Maracaibo se presenta de forma muchísimo más compleja que la de la Cuenca Barinas-Apure. Cabe destacar que el bloque de forma triangular presenta múltiples cargas en toda su extensión: al sur, el Nido de Bucaramanga; al este, Los Andes de Mérida; al oeste, la sierra de Santa Marta; y en su centro, la Serranía de

Perijá. De igual forma a lo largo del norte y el noroeste del mismo se encuentra la subducción de la Placa Caribe. Todas estas condiciones hacen que la situación sea mucho más compleja y que no se pueda modelar de la misma forma en que fue modelada la Cuenca Barinas-Apure. Es posible incluso que la flexión del bloque tenga un carácter 3D por la distribución de las cargas sobre el mismo y por la posibilidad existente de que no se pueda asumir el bloque como fijo en ninguno de los extremos. El espesor elástico en el Bloque de Maracaibo se estima en unos 16 km.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

1. Conclusiones de la Investigación

Una vez finalizada la presente investigación y analizados los resultados obtenidos, se arribó a las siguientes conclusiones:

- 1.1. En el noroccidente de Venezuela, el sistema de compensación no es de isostasia local; la evidencia gravimétrica apunta hacia la existencia de compensación regional, la cual posiblemente se logra por la flexión de la Placa Suramericana y el Bloque de Maracaibo bajo la importante carga que representan Los Andes de Mérida.
- 1.2. El contacto entre la Placa Suramericana y el Bloque de Maracaibo podría interpretarse como una subducción tipo A (como se muestra en los modelos propuestos), originada no sólo por el propio contacto, sino por un sistema de esfuerzos compresionales que producen la expulsión del bloque (como han comentado muchos de los autores citados). La existencia de la subducción es hipotética, y, en caso de que exista en realidad, también sería debatida su polaridad; los resultados de la investigación se inclinan a suponer la presencia de un contacto con buzamiento NW, de una profundidad suficiente como para causar el mínimo gravimétrico esperado. Por otra parte, la insuficiencia de datos sísmológicos no permiten inferir la existencia de una subducción activa entre los bloques tectónicos estudiados. Además, se asume que en el contacto entre la Placa Suramericana y el Bloque de Maracaibo, éste debería encontrarse por encima de aquella, pues no sólo es menos denso y más joven, sino que también, en el caso inverso, existiría alguna evidencia flexural de este contacto.
- 1.3. En referencia a las profundidades estimadas en los modelos gravimétricos, pareciera que el espesor de la Placa Suramericana en el occidente del país es similar al encontrado por estudios de sísmica profunda en el oriente del país (± 40 km). La

discontinuidad Corteza Superior-Corteza Inferior se interpretó a una profundidad promedio de 19 ó 20 km, a partir de los datos de sismicidad aportados por FUNVISIS y de la interpretación de sismica profunda llevada a cabo en una buena parte del territorio nacional. Finalmente, con base en el espectro de frecuencias de los datos gravimétricos, se estimó que la mayor profundidad alcanzada por el contacto entre la Placa Suramericana y el Bloque de Maracaibo está en el orden de los 51 km de profundidad.

- 1.4. La flexión de la Placa Suramericana y la formación de la Cuenca de Barinas-Apure parecieran estar completamente dominadas por el levantamiento de Los Andes de Mérida; incluso así las cargas intracorticales, representadas por las variaciones de densidad dentro de la estructura en flor positiva, parecieran jugar un papel menor en la formación de la cuenca así como la presencia de estructuras dentro de la cuenca misma. El espesor elástico de la Placa Suramericana está en el orden de 24 km.
- 1.5. La flexión en el Bloque Triangular de Maracaibo es mucho más compleja pero de mayor magnitud que la existente en el flanco surandino; después de realizar numerosas pruebas, se comprueba que la flexión no se encuentra únicamente controlada por la presencia de Los Andes de Mérida. Se evidencia que la distribución de las cargas representativas dentro del bloque es complicada, puesto que Los Andes de Mérida al este, Los Andes colombianos al oeste y la Serranía de Perijá y la sierra de Santa Marta al noroeste generan una flexión que no es fácil de explicar o de modelar. Aunado a esto, existe la posibilidad de que la Placa Caribe que subduce bajo el bloque ejerza una fuerza adicional dentro del sistema de esfuerzos. El espesor elástico del Bloque de Maracaibo fue estimado en unos 16 km.

2. Recomendaciones

Quedan en definitiva las siguientes recomendaciones para los estudios futuros:

1. Realizar estudios de reflexión profunda en la Cuenca Barinas-Apure y en el Bloque de Maracaibo para interpretar las estructuras profundas del noroccidente del país.
2. Realizar estudios de reflexión profunda en Los Andes de Mérida.
3. Diseñar un programa de flexión con la capacidad de asumir la presencia de dos placas rotas o de una placa con dos rupturas, el cual podría contribuir a la interpretación conjunta de la situación que se presenta.
4. Efectuar levantamientos de datos magnéticos en la zona de Los Andes de Mérida de manera de poder calibrar y optimizar los modelos con este tipo de información.
5. Complementar los modelos realizados con información de pozos profundos que hayan tocado basamento tanto en la Cuenca Barinas-Apure como en la Cuenca del Lago de Maracaibo.
6. Proseguir el estudio de la flexión en el Bloque de Maracaibo para complementar los resultados obtenidos.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

1. Referencias Impresas

- Airy, G.B. (1855). On the computation of the effect of the attraction of mountainmasses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 145:101-104.
- Amante, C. Y B. W. Eakins, (2009). ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*, 19 pp, March 2009.
- Arismendi, J. I. (1987). *Interpretación de un perfil sísmico de refracción entre Carora y el Lago de Maracaibo*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Audemard, F. A. (1993). *Néotectonique, Sismotectonique et aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón)*. Tesis de Doctorado no publicada. Universidad de Montpellier II, Francia.
- Audemard, F. A. (1998) *Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla*. Proc. XIV Caribb. Geol. Conf. Trinidad-1995, 2: 327-340.
- Audemard, F. A. (2000). *Major Active Faults of Venezuela*. 31 st. International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil (extended abstract).
- Audemard, F. A. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102: 43-65.
- Audemard, F. A., A. Singer y J. Soulas. (2005). Quaternary faults kinematic and stress tensors along the southern Caribbean from faults-slip data and focal mechanism solution. *Earth-Science Reviews* 69: 181-223.
- Audemard, F. A. (2006). *Tectónica activa en el occidente Venezolano*. Ponencia presentada en el XIII Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Venezuela.
- Audemard, F. A., R. Ollarves, G. Díaz, M. Bechtold, A. Cataldi (2006). El georadar como herramienta para la definición de fallas activas: Aplicación en el sector central de la falla de Boconó, estado Mérida, Venezuela, *Revista de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela*, 21(4): 57-70.
- Audemard, F. E. (1991). *Tectonics of Western Venezuela*: Tesis de Doctorado (PhD) no publicada. Rice University, Houston-Texas.
- Audemard, F. E. y F. A. Audemard (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America–Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics* 345: 299–327.
- Azavache, A. (1974). *Estudio Gravimétrico de los Andes Venezolanos y Zonas Adyacentes*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Bellizzia, A., N. Pimentel y R. Bajo (comps.). (1976). *Mapa geológico-estructural de Venezuela. scale 1:500,000*. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Caracas: Ed. Foninves.

- Bezada, M. (2005). *Modelado Bidimensional de la Corteza en la Zona de Colisión Caribe – Sudamérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Falcón y Lara)*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Universidad Simón Bolívar, Venezuela.
- Blanco, R., M. Bosh, y J. Merchan (2008). *Modelado tridimensional de la estructura litosférica de la región nor-occidental de Venezuela y norte de Colombia con base en datos de tiempos de viaje, gravedad y magnetismo*. Ponencia presentada en el XIV Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas.
- Bowie, W. (1927). *Isostasy. The Science of the Equilibrium of the Earth's Crust* NY: Dutton.
- Bowin, C., W. Warsi y J. Milligam (1982). Free-Air Gravity. Anomaly Map and Atlas of the World. *Geological Society of America, Map and Chart Series*, No-Mc-46.
- Bucher, W. H. 1952. Geologic structure and orogenic history of Venezuela. *Geological Society of America*. Mem. 49. 113 p.
- Castejón, B., C. Márquez y M. Urbáez (1986). *Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Castillo, J., W. A. Gose y A. Perarnau (1991). Paleomagnetic results from mesozoic strata in the Mérida Andes, Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 96 (B4): 6011-6022.
- Castrillo-Delgado, J. T. (1997). *Structuration néogène du flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes entre Torondoy et Valera*. Tesis de Doctorado no publicada. Université de Pau et des Pays de l'Adour.
- Cediél, F., R. P. Shaw y C. Cáceres (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. En C. Bartolini, R. T. Buffler, y J. Blickwede (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics. AAPG Memoir 79*: 815 – 848.
- Chacín, L., M. Jácome y C. Izarra (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics* 405: 155-167.
- Colletta, B., F. Roure, B. de Toni, D. Loureiro, H. Passalacqua y Y. Gou (1997). Tectonic inheritance, crustal architecture and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. *Tectonics*, 16 (5):777-794.
- Colmenares, L. y M. D. Zoback (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology*, 31(8): 721-724.
- Comer, R. P., S. C. Solomon y J. W. Head (1985). Mars: Thickness of the Lithosphere from the Tectonic Response to Volcanic Loads. *Reviews of Geophysics* 23: 61-92
- Conel, J. E. y G. B. Holstrom (1968). Lunar mascons: A near-surface interpretation, *Science* 162: 1403-1405.
- Correa, A. (1996). *Interpretación sísmica 3D del bloque XI, Lago de Maracaibo, Estado Zulia*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Dater, D., Dan Metzger y Allen Hittelman (Comps.). (1999). *U.S. Land and Marine Gravity CD-ROMs* (1999). Boulder, CO: U.S. Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center.

- De Cizancourt, H. (1933). Tectonic structure of northern Andes in Colombia and Venezuela. *AAPG Bulletin* 17: 211-228.
- De Toni, B. y J. Kellogg (1993). Seismic evidence for blind thrusting of the northwestern flank of the Venezuelan Andes. *Tectonics* 12 (6): 1393-1409.
- Dobrin, M. y C. Savit (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. New York: McGraw-Hill Book.
- Duerto L., A. Escalona y P. Mann (2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 90: 505-528.
- Duerto, L. (1998). *Principales zonas triangulares del Occidente de Venezuela*. Tesis de Maestría no publicada. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Escobar, I. A. e I. Rodríguez (1995). *Interpretación geofísica integrada de un transecto NW-SE a través de Los Andes venezolanos*. Ponencia presentada en el I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil: 273-276.
- Folinsbee, R. A. (1972). *The gravity field and plate boundaries in Venezuela*. Tesis doctoral no publicada. Mass. Inst. Techn. y Wodds Hole Oceanog. Inst., USA.
- Fowler, C. M. R. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- Freymueller, J. T. y J. N. Kellogg (1993). Plate motions and active crustal deformation in the North Andean region measured with the Global Positioning System. En Torge, W.; Gonzalez Fletcher, A; Tanner, J. G. (Edits.): *Recent Geodetic and Gravimetric Research in Latin America*: 131-145. Springer-Verlag: Berlin/New York).
- Garzón, Y. (2007). *Estudio sobre la interacción intraplaca en la zona de colisión Caribe-Suramérica en el noroccidente de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- González, W. (2009). *Interpretación del basamento precretácico en las cuencas Barinas Apure y Oriental de Venezuela*. Tesis de Maestría no publicada. Universidad Simón Bolívar.
- González de Juana, C. (1952). Introducción al estudio de la geología de Venezuela. (4^o Parte). *Boletín de Geología, Caracas* 2(5): 311-330.
- González de Juana. C., J. M. Iturralde de Arosena, y X. Javier (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas petroleras*. Caracas: Edic. Foninves.
- Gose, W. A., A. Perarnau y J. Castillo (2003). Paleomagnetic results from the Perijá Mountains, Venezuela: an example of vertical axis rotation. En Bartolini, C., Buffler, R, y J. Blickwede (edits), *The Gulf of Mexico and Caribbean region: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir* 79: 965-975.
- Granja, J. (2005). *Geodinámica del borde Noreste de la placa Caribe*. Trabajo de investigación de Tercer Ciclo. Programa de Doctorado. Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Grimm, R. E. y S. C. Solomon. (1988). Viscous relaxation of impact crater relief on Venus: constraints on crustal thickness and thermal gradient. *Journal of Geophysical Research* 93: 11911-11929.

- Hall, M. L. y C. A. Wood (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology* 13: 203-207.
- Hamblin, K. y E. Christiansen (2001). *Earth Dynamic Systems*. New Jersey: Prentice Hall
- Hargraves, R. O. y R. Shagam (1969). Paleomagnetic study of La Quinta formation, Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 53: 637-552.
- Hayford, J. F., and W. Bowie (1912). The effect of topography and isostatic compensation upon the intensity of gravity. *Special Publ. 10, U.S. Coast and Geodetic Surv.*
- Henriques, L. J. (2004). *Modelo Geodinámico Integrado de los Andes de Mérida y la Cuenca Barinas - Apure: Estado Barinas*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- Hernández, O. (2006). *Tectonic Analysis of Northwestern South America from Integrated Satellite, Airborne And Surface Potential Field Anomalies*. Tesis de Doctorado no publicada. The Ohio State University.
- Hetyenyi, M. (1979). *Beams on Elastic Foundation*. Michigan: The University of Michigan Press.
- Hospers, J. y J. C. Van Wijnen (1958). Rock densities of the Central Venezuelan Andes. *Geological Society of America Bulletin* 69 (3): 359-362.
- Hulme, G. (1972). Mascons and isostasy. *Nature* 238: 448-450.
- Jácome, M., F. E. Audemard, y V. Graterol (1995). *A seismic, gravimetric and geologic interpretation of a transandean profile across the Venezuelan Andes*. I Latinoamerican Geophysical Congress, Rio de Janeiro, Brazil: 15– 18.
- Janle, P. A (1981). A crustal gravity model of the Mare Serenitatis-Mare Crisium area of the moon. *Journal of Geophysics* 49: 57-65.
- Johnson, C. L y D. T. Sandwell (1994). Lithospheric flexure on Venus. *Geophysical Journal International* 119: 627-647.
- Kaniuth K., H. Drewes, K. Stuber, H. Tremel, N. Hernandez, M. Hoyer, E. Wildermann, H. G. Kahle, A. Geiger y C. Straub (1999). *Position changes due to recent crustal deformations along the Caribbean - South American plate boundary derived from the CASA GPS Project*. General Assembly of International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG), Bitmingham, U. K. Poster at Symposium G1 of International Association of Geodesy.
- Kellogg, J. N. (1984). Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela-Colombia, and adjacent basins, En W. E. Bonini, R. B. Hargraves, y R. Shagam (Edits) *The Caribbean Ruth America Plate Boundary and Regional Tectonics Geological Society of America Memoir* 162: 239-261.
- Kellogg, J. N. y W. E. Bonini (1982). Subducción of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics* 1: 251-27.
- Kellogg, J. y V. Vega (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: constraints from global positioning system geodetic studies and gravity. *Special Paper-Geological Society of America* 295, 75 – 90.
- Kerr, A. C., M. A. Iturralde Vincent, A. D. Saunders, T. L. Babbs, y J. Tarney (1999). A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 111(11): 1581-1599.

- Kerr, A. C. y J. Tarney (2004). Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33: 269-272.
- Lillie, R.J. (1999). *Whole Earth Geophysics, An Introductory textbook for Geologists and Geophysicists*, London: Prentice Hall.
- Mackwell, S. J., M. Zimmerman, y D. L. Kohlstedt (1998). High-temperature deformation of diabase: Implications for tectonics on Venus. *Journal of Geophysical Research* 103, 975–984.
- Malfait, B. y M. Dinkelman (1972). Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83(2): 251-271.
- Mann, P. y K. Burke (1984). Neotectonics of the Caribbean. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 22 (4): 309-362.
- Mann, P., A. Escalona y V. Castillo, (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin*, v. 90, p. 445-477.
- Macdonald, W. D. y N. D. Opdyke (1984): Preliminary paleomagnetic results from the Jurassic rocks of the Santa, Marta Massif, Colombia. En Bonini, W. E., R. B. Hargraves y R. Shagam, R. (Edits). The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. *Geological Society of America Memoir 162*: 295-298.
- Meschede, M. y W. Frisch (1998). A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. *Tectonophysics* 296: 269–291.
- Medina, O. (2009). *Estimación de Espesor elástico efectivo de la litosfera en zonas de Cuenca de Antepaís: Cuenca Barinas-Apure*. Tesis de Maestría no publicada. Universidad Simón Bolívar.
- Morales, V. (1997) *Interpretación gravimétrica de dos perfiles geológicos en el sector costa oriental del Lago de Maracaibo-Serranía de Trujillo*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Muehlberger, W. R. (Edit.) (1996). *Tectonic map of North America: northeast sheet (scale 1: 5 000 000)*. Tulsa: AAPG American Association of Petroleum Geologists.
- Nadai, A. (1963). *Theory of flow and Fracture of Solids*. New York: Mc Graw-Hill.
- Orellana, C. (2008). *Modelado Estructural por Medio del Análisis de Flexión de Placas en la región Noroccidental de Venezuela*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Pindell, J. y J. Dewey (1982). Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1 (2), 179- 211.
- Pindell, J. y S. F. Barrett (1990). Geological evolution of the Caribbean regions; A plate tectonic perspective. En G. Dengo y J. E. Case (Edits), The Caribbean region: *Geological Society of America*, vol. H: 405-432
- Pindell, J. (1994). *Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean*. En S. K. Donovan and T. A. Jackson (Edits.) *Caribbean Geology: An Introduction* (13-39). Kingston, Jamaica: University of the West Indies Publisher's Association.
- Pindell, J., y L. Kennan (2001). Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean. En R. H. Fillon, N. C. Rosen y P. Weimer (Edits), *Petroleum Systems of Deep-*

- Water Basins: Global and Gulf of Mexico Experience: GCSSEPM Foundation* (193-220). 21st Annual Research Conference, Transactions.
- Pratt, J. H. (1855). On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India. *Philosophical Transactions of The Royal Society of London* 145: 53-100.
- Reyes, J. (2002). *Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 66° 00' W*. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geofísica, U.C.V., Caracas.
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 40: 457-476.
- Rod, E. 1960. Comments on "The gravity field of the Venezuelan Andes and adjacent basins". *Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo* 3: 170– 175.
- Salas, E. (1997). *Modelo geológico estructural basado en la interpretación sísmica 3D para el área de Lagocinco, Cuenca del Lago de Maracaibo, estado Zulia*. Tesis de Maestría no publicada. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Sánchez, M., F. E. Audemard, C. Giraldo y F. Ruiz, (1994). *Interpretación sísmica y gravimétrica de un perfil a través de los Andes venezolanos*. Memorias VII Congreso Venezolano de Geofísica (251–258). Caracas. Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos, Caracas,
- Schlumberger Oilfield Services (1997). *WEC Venezuela 1997 - Evaluación de Pozos*.
- Schubert, C. (1982). Neotectonics of the Boconó fault, western Venezuela. *Tectonophysics* 85: 205–220.
- Schubert, C. (1983). Tectonics and sedimentation: an example from the Mérida Andes (Venezuela). *Acta Geológica Hispánica* 18: 207-215.
- Sisson, V., H. G. Avé Lallemand, M. Ostos, A. E. Blythe, L. W. Snee, P. Copeland, J. E. Wright, R. A. Donelick y L. R. Guth (2005). Overview of radiometric ages in three allochthonous belts of northern Venezuela: Old ones, new ones, and their impact on regional geology. *Geological Society of America Special Papers* 394: 91-117.
- Sjogren, W. L., R. J. Phillips, P. W. Birkeland, y R. N. Wimberly (1980). Gravity Anomalies on Venus. *Journal of Geophysical Research*, 85(A13): 8295–8302.
- Skerlec, G. M y R. B. Hargraves, (1980). Tectonic significance of paleomagnetic data from northern Venezuela. *Journal of Geophysical Research*, 85 (B10): 5503-5513.
- Smith, D. E., M. T. Zuber, H. V. Frey, J. B. Garvin, J. W. Head, D. O. Muhleman, G. H. Pettengill, R. J. Phillips, S. C. Solomon, H. J. Zwally, (1998). Topography of the Northern Hemisphere of Mars from the Mars Orbiter Laser Altimeter. *Science* 279: 1686-1692.
- Schmitz, M., A. Martins, D. Chalbaud, R. Guédez y R. Contreras (2003). *Estudios recientes de sísmica de refracción profunda en Venezuela*. Trabajo presentado en la VII Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica, Barquisimeto, Venezuela.
- Schmitz, M., J. Avila, M. Bezada, E. Viera, M. Yáñez, A. Levander, C.A. Zelt, I. Jácome, y M.B. Magnani (2008). Crustal thickness variations in Venezuela from deep seismic observations. *Tectonophysics* 459:14-26.

- Schmitz, M., A. Martins, C. Izarra, M. I. Jácome, J. Sánchez, J. y V. Rocabado (2005). The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wide-angle seismic observations and gravity modeling. *Tectonophysics* 399:109-124.
- Solomon, S.C. y J. W. Head (1979). Vertical movement in mare basins: Relation to mare emplacement, basin tectonics, and lunar thermal history. *Journal of Geophysical Research* 84: 1667-1682.
- Soulas, J.P. (1986). *Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas*. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1985, vol. 10: 6639–6656.
- Stephan, J. F. (1985). *Andes et chain Caraibe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela)*. Evolution géodynamique. En Symposium Geodynamique des Caribees (505–529) Paris: éditions Technip.
- Taboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya y C. Rivera (2000). Geodynamic of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19 (5):787 – 813.
- Tarback, E. y F. Lutgens (2003). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*. Madrid: Prentice Hall.
- Thurber, C. H. y M. N. Toksoz (1978). Martian lithospheric thickness from elastic flexure theory. *Geophysical Research Letters* 5: 977-980.
- Timoshenko, S. (1958). *Strength of Materials*. Holland: Van Nostrand Reinhold.
- Trenkamp, R., J. N. Kellogg, J. T. Freymueller y H. P. Mora, (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 157-171.
- Turcotte, D. L. y G. Schubert (2007). *Geodynamics*. New York: Cambridge University Press. (Trabajo original publicando en 1982).
- Ughi, A. (2002). *Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 67° 00' W*. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
- Van der Hilst, R. D. y P. Mann (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology*, 22: 451-454.
- Vening Meinesz, F.A. (1939). Tables fondamentales pour la réduction isostatique régionale. *Bulletin Géodésique* 63: 711- 776.
- Watts, A. B. (2001). *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*. Cambridge: Oxford University Press.
- Williams, K. K. y M. T. Zuber (1998). Measurement and analysis of lunar basin depths from Clementine Altimetry. *Icarus* 131: 107-122.
- Yoris, F. y M. Ostos (1997). *Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas*. En : J. Singer (edit.) WEC 1997. Conferencia Evaluación de Pozos. Schlumberger - Surencó C.A. (pp- 24-44). Texas : Jolley Printing.

2. Referencias Electrónicas

- Bachmann, R. (2001). *The Caribbean Plate And The Question Of Its Formation*. [Documento en Línea] Disponible: <http://www.geo.tu-freiberg.de/hydro/oberseminar/pdf/Raik%20Bachmann.pdf> [Consulta: 2009, Enero]

- Ferguson (2004-2005). Gravity in mantle and crustal studies. In *Physics of the Earth: gravity and Geomagnetism*. Disponible: <http://home.cc.umanitoba.ca/~ferguso/7433/05chap6.pdf> [Consulta: 2008, Noviembre, 2]
- Hackley, P., F Urbani, A Karlsen y C. Garrity (2005). *Geologic shaded relief map of Venezuela*. Disponible <http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038/> [Consulta: 2008, Diciembre]
- Graterol, V., C. Rey, L. Briceño, J. Cerón y C. Vargas (2008). *Bouguer Total Anomalies Map for Colombia*. Disponible: www.anh.gov.co/media/infogeologica/bouguer_250_dpi.pdf [Consulta: Mayo, 2009]
- Hackley, P., F Urbani, A. Karlsen y C. Garrity (2005). *Geologic shaded relief map of Venezuela*. Disponible <http://pubs.usgs.gov/of/2005/1038/> [Consulta: 2008, Diciembre, 11]
- Kerr, A. y J. Tarney (2004). *Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus*. Disponible: www.earth.cf.ac.uk/people/summaries/ACK.Geology-2005.pdf. [Consulta: 2009, Enero]
- Lawrence, J. F. (2005). *Physics & Chemistry of the Earth: Gravity II: Isostasy* [Documento en línea]. Disponible: <http://www.keywordspy.co.uk/overview/keyword.aspx?q=isostasy> [Consulta: 2009, Marzo, 7].
- Pindell, J. y Kennan, L. (2001). *Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean*. Disponible: www.ugr.es/~agcasco/igcp546/pdf/2001_Pindell_Kennan_Kinematic_Evolution_Caribbean.pdf [Consulta: 2009, Enero]
- PDVSA-Intevep, 1997. III Léxico Estratigráfico de Venezuela. Disponible: <http://www.pdv.com/lexico> [Consulta: 2009, Enero].
- Ughi, A., J. Reyes e I. Rodríguez, (2004). *Modelado geodinámico por medio del análisis de flexión de placas en la región central de Venezuela*. Ponencia presentada en el Congreso de Geofísica. Disponible: <http://www.congresogeofisica-sovg.org/FTPCONG2004/online/Papers/Sesion7/64356UghiBarrosoA.pdf> [Consulta: 2009, Enero,5]