

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**EVALUACIÓN DE LA APLICABILIDAD DE LOS MODELOS DE
TOPOGRAFÍA DINÁMICA ASOCIADOS A ANOMALÍAS
GRAVIMÉTRICAS EN VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Scalise S., María V.
Para optar al título de
Ingeniera Geofísica.

Caracas; 2015.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

EVALUACIÓN DE LA APLICABILIDAD DE LOS MODELOS DE TOPOGRAFÍA DINÁMICA ASOCIADOS A ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS EN VENEZUELA

Tutora Académica: Prof. Inírida Rodríguez.

Cotutor: Prof. Franck Audemard.

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Scalise S., María V.
Para optar al título de
Ingeniera Geofísica.

Caracas; 2015.

Caracas, 3 de noviembre de 2015

Los abajo firmantes, miembros del jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Br. **MARÍA VIRGINIA SCALISE SUÁREZ**, titulado:

“EVALUACIÓN DE LA APLICABILIDAD DE LOS MODELOS DE TOPOGRAFÍA DINÁMICA ASOCIADOS A ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS EN VENEZUELA”

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



Prof. Mariano Arnáiz.

Jurado



Prof. Janckarlos Reyes.

Jurado



Prof. Inrida Rodríguez

(Tutor Académico)

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

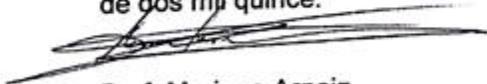
ACTA DE EVALUACIÓN DE TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

Los abajo firmantes, integrantes del jurado examinador designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado titulado: "EVALUACIÓN DE LA APLICABILIDAD DE LOS MODELOS DE TOPOGRAFÍA DINÁMICA ASOCIADOS A ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS EN VENEZUELA", presentado por la bachiller MARÍA VIRGINIA SCALISE SUÁREZ, Cédula de Identidad: V-20.876.389; para obtener el título de Ingeniero Geofísico, en el acto de defensa pública correspondiente, considerando que:

1. Este trabajo trata un tema novedoso, no aplicado a la fecha en la región noroccidental de Venezuela.
2. Incluye una exhaustiva investigación documental sobre los modelos de topografía dinámica en el mundo, así como el desarrollo de códigos computacionales para el cálculo de respuestas isostáticas y de flexión que fueron aplicados en la zona objeto de estudio.
3. Constituye un valioso aporte a la tectónica de la zona de interacción entre el Bloque de Maracaibo y el Cratón Suramericano, por cuanto involucra la aplicación de modelos viscoelásticos y su comparación con modelos elásticos de la corteza en la región occidental de Venezuela.

Acordamos por unanimidad otorgar Mención de Honor a la bachiller MARÍA VIRGINIA SCALISE SUÁREZ.

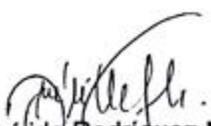
En la Ciudad Universitaria de Caracas, a los tres días del mes de noviembre de dos mil quince.



Prof. Mariano Arnaiz.
Jurado



Prof. Janckarlos Reyes.
Jurado



Prof. Inirida Rodríguez Millán
Tutora Académica

Dedicatoria

*A mi hermanito
que me ha enseñado a ser más fuerte,
a mi ángel de la guarda
que Dios reclamo muy pronto,
a mi mama
que siempre confió en mí
a mi papa
que me hizo valiente
y al amor
que me hizo feliz.*

Agradecimientos

A mi ángel de la guarda que nunca me ha abandonado, me levantaste y me guiaste a lo largo de todo el camino.

A la Universidad Central de Venezuela por abrirme sus puertas y mostrarme un mundo nuevo con una diversidad encantadora. Orgullosa de pertenecer a la casa que vence las sombras.

A mi tutora la Prof. Inírida Rodríguez por permitirme desarrollar un TEG diferente, algo poco común; por su apoyo a lo largo del último año de mi carrera y su paciencia ante las miles de visitas a su oficina. Muchísimas gracias por mostrarme como enamorarme de los métodos potenciales.

Al Prof. José Cavada por su eterna paciencia y por ayudarme en mi lucha con el pingüinito; por los conocimientos impartidos y por ser siempre la ayuda que más necesite en el momento preciso.

Al Prof. Mariano Arnaiz por su apoyo, por ir un agosto a ayudar a una tesista preocupada, por su gran aporte para el desarrollo de este TEG, por sus consejos muy acertados, por su paciencia y por ayudarme a entender los conceptos necesarios para el desarrollo de este trabajo, le estaré por siempre agradecida sin su ayuda no fuese sido posible terminar este trabajo.

A la Prof. Rosa Jiménez y al Prof. Mauricio Bermúdez por su ayuda y sus explicaciones que fueron fundamentales para las estimaciones realizadas en este TEG.

A mi cotutor Franck Audemard por sus consejos, opiniones y ocurrencias que me hicieron apreciar la geodinámica, gracias por invertir unas horas de su tiempo para apoyarme en este trabajo.

A la Prof. Nuris Orihuela por ser un ejemplo profesional y ético demostrando que el límite es el cielo.

A los profesores del departamento de geofísica por los conocimientos impartidos y por hacer de nuestra escuelita un lugar diferente dentro de una ciudad de caos.

A ese grupo tan especial que me acompañaron desde primer semestre, aunque nos dispersamos los recuerdo con cariño.

A mis compañeros de casi todas las materias José Sánchez (Amarillo) y Alaila Ladera fueron muchos los mensajes un domingo en la tarde, gracias por su compañía y todo lo compartido.

A todos los que me apoyaron en la etapa final, gracias por los consejos, las risas y los momentos compartidos.

A mis compañeros de la sala de tesis: Luis, Manuel, Lisfer, Tatiana y aquellos que prefirieron trabajar fuera del horno: Emilio y Nairé, gracias por los consejos y la grata compañía.

A mis hermanas de corazón: Nathaly, Vanessa, Rossi, Fabiana y Betania por escucharme así no entendieran nada de lo que decía, por responderme las llamadas de desesperación y por las risas oportunas.

A esos amigos que la vida me regalo: Fany, Villar, Raul, Carlos, Alejandro, Javier, Sammy, Luis y Víctor por hacerme reír y por apoyarme en mis ocurrencias.

A Christian por ser mi apoyo, mi mejor amigo, mi compañero de vida, por ayudarme en todo lo que necesite, por dejarme llorar en tus hombros para luego ayudarme a levantar, por ser una pieza fundamental en el desarrollo de este TEG, sin ti no fuese tenido el valor para terminarlo, gracias por creer en mi cuando ni yo misma lo hacía.

A mis abuelos por prestarme un espacio de su hogar y recibirme con todo el amor, gracias por los detalles y el cariño.

A mi mamá por sus consejos, por confiar en mí, por ayudarme en todo lo que necesite y por ser esa voz que buscaba en las noches de estrés para calmarme.

A mi papá por estar conmigo, por confiar en mí y acompañarme en el arduo camino recorrido.

Finalmente a mi hermanito por ser mi conciencia, mi fortaleza y mi debilidad.

María V. Scalise S.

**EVALUACIÓN DE LA APLICABILIDAD DE LOS MODELOS DE
TOPOGRAFÍA DINÁMICA ASOCIADOS A ANOMALÍAS
GRAVIMÉTRICAS EN VENEZUELA**

Tutora Académica: Prof. Inírida Rodríguez, Cotutor: Prof. Frank Audemard.

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2015, 250 p.**

Palabras clave: topografía dinámica, isostasia, Noroccidente de Venezuela, flexión litosférica, viscoelasticidad.

Resumen

Este trabajo tiene la finalidad de evaluar la aplicabilidad de los modelos de topografía dinámica asociados a anomalías gravimétricas en Venezuela, para una ventana comprendida entre -69° y -74° de longitud oeste y 5° hasta 13° de latitud norte. Igualmente, se analizan los diferentes modelos de topografía dinámica, las relaciones entre las anomalías gravimétricas y el flujo mantelar sobre la topografía para así proponer modelos de topografía dinámica e interpretar los mismos en términos de compensación isostática. Se realizaron mapas y perfiles comparativos de anomalías de aire libre, Bouguer e isostática, de lo que se establece que para Los Andes de Mérida no existe compensación local tipo Airy. Se determinaron modelos flexurales viscoelásticos los cuales permiten concluir que el bloque de Maracaibo es más delgado y mecánicamente más débil respecto a la placa suramericana como consecuencia del proceso de *rifting* Jurásico, razón por la cual también existe una flexión asimétrica de las cuencas adyacentes a Los Andes de Mérida. Finalmente estas consideraciones fueron integradas con información de mapas de espesores corticales que presumen un engrosamiento de la corteza el cual puede ser consecuencia del levantamiento de la cadena andina o de la subducción plana entre las cortezas presentes.

ÍNDICE

DEDICATORIA.....	V
AGRADECIMIENTOS	VI
RESUMEN.....	VIII
ÍNDICE	IX
ÍNDICE DE FIGURAS.....	XIII
ÍNDICE DE TABLAS.....	XVIII
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivo general	2
1.3 Objetivos específicos.....	3
1.4 Antecedentes	3
1.5 Ubicación del área de estudio	5
1.6 Organización del estudio.....	6
CAPÍTULO II	8
MARCO TEÓRICO	8
2.1 La isostasia.	8
2.1.1 Modelo de Pratt-Hayford.....	9
2.1.2 Modelo de Airy-Heiskanen.	12
2.1.3 Equilibrio isostático.....	14
2.1.4 La isostasia y las anomalías gravimétricas	15
2.2 Anomalías gravimétricas	17
2.2.1 Anomalía isostática	19
2.3 Geoide	21
2.4 Comportamiento reológico de los materiales.....	22
2.4.1 Modelos simples.....	22
2.4.2 Modelos complejos.....	24
2.5 Modelos flexurales	29

2.5.1 Comportamiento elástico de la litosfera	30
2.5.2 Flexura de la litosfera (isostasia regional).....	30
2.5.3 Rigidez flexural	32
2.5.4 Funciones de respuesta isostática	32
2.6 Convección del manto	36
2.8 Topografía dinámica	37
2.8.1 Descripción analítica del flujo mantelar.....	40
2.8.2 Modelos de topografía dinámica	42
2.8.3 La topografía dinámica y la isostasia	53
2.8.4 Ejemplos de topografía dinámica	55
CAPÍTULO III	64
MARCO GEODINÁMICO.....	64
3.1 Placa Caribe	65
3.1.1 Modelo alóctono o modelo Pacífico.....	67
3.1.2 Modelo autóctono, modelo alternativo o modelo <i>in-situ</i>	67
3.2 Geología estructural	70
3.2.1 Falla Oca-Ancón.....	72
3.2.2 Falla de Valera.....	73
3.2.3 Falla de Boconó.....	73
3.2.4 Napas de Lara	75
3.2.5 Sierra de Perijá	76
3.2.6 Bloque de Maracaibo.....	78
3.2.7 Sierra Nevada de Santa Marta	80
3.2.8 Cuenca Barinas-Apure	81
3.2.9 Andes de Mérida	82
CAPÍTULO IV	89
MARCO METODOLÓGICO	89
4.1 Generación de mapas de anomalías de Bouguer y aire libre.	90
4.1.1 Obtención de anomalías de aire libre y Bouguer	90
4.1.2 Análisis espectral.....	92

4.1.3 Obtención de mapa de anomalías de Bouguer regional	92
4.2 Obtención de perfiles a partir del mapa de anomalías de Bouguer	93
4.3 Anomalía isostática.....	94
4.3.1 Mapa de compensación y de anomalía isostática	98
4.4 Generación de modelos de flexión elástica y viscoelástica	99
4.4.1 Resultados generados	106
CAPÍTULO V	109
ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS	109
5.1 Mapas de información topográfica y gravimétrica	109
5.1 Mapa topográfico	109
5.2 Mapa de anomalías de aire libre	111
5.3 Mapa de anomalías de Bouguer	113
5.4 Relación entre las anomalías gravimétricas y la topografía	117
5.2 Análisis espectral	121
5.2.1 Mapa regional de anomalías de Bouguer	123
5.3 Anomalía isostática.....	124
5.3.1 Prueba 1: estructura de densidad de 3.1 g/cm ³ y 2.7 g/cm ³	127
5.3.2 Prueba 2: estructura de densidad de 3.2 g/cm ³ y 2.8 g/cm ³	128
5.3.3 Prueba 3: estructura de densidad de 3.1 g/cm ³ y 2.8 g/cm ³	128
5.3.4 Prueba 4: estructura de densidad de 3.2 g/cm ³ y 2.7 g/cm ³	129
5.3.5 Prueba 5: estructura de densidad de 3.3 g/cm ³ y 2.8 g/cm ³	135
5.3.6 Selección del mejor ajuste	137
5.3.7 Mapas de compensación y de anomalía isostática	145
CAPÍTULO VI	148
TOPOGRAFÍA DINÁMICA	148
6.1 Modelos estructurales	149
6.2 Modelos flexurales	167
6.3 Consideraciones finales.....	182
6.3.1 Flujo mantelar.....	183
6.3.2 Modelo final	184

CAPÍTULO VII.....	190
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	190
Conclusiones	190
Recomendaciones.....	192
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS	194
APÉNDICES.....	205
APÉNDICE A	205
APÉNDICE B	207
APÉNDICE C	208
APÉNDICE D	209
APÉNDICE E	210
APÉNDICE F.....	211
APÉNDICE G	212
APÉNDICE H.....	219
APÉNDICE I	221

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Localización del área de estudio.....	6
Figura 2.1 Hipótesis de Pratt. (Tomado de Watts, 2001).....	10
Figura 2.2 Modelo de compensación isostática de Pratt-Hayford. (Tomado de Fowler, 2005).....	11
Figura 2.3 Modelo de compensación isostática de Airy-Heiskanen. (Tomado de Fowler, 2005)	13
Figura 2.4 Ejemplos de anomalías gravimétricas para casos (a) compensados totalmente, (b) parcialmente compensados y (c) sin compensación isostática. (Tomado de Fowler, 2005).....	17
Figura 2.5 Tipos de altura y su relación con el geoide. (Tomado de Viana, 2007)	22
Figura 2.6 Modelos físicos elástico (a) y viscoso (b). (Tomado de Jaeger et al, 2007)	23
Figura 2.7 Sustancia de Maxwell: (a) Modelo físico. (b) Relación ε/t . (c) Relación σ/t . (Tomado de Jaeger et al., 2007)	25
Figura 2.8 Sustancia firmo-viscosa: (a) Modelo físico. (b) Respuesta ante un ε instantáneo. (c) Respuesta ante σ instantáneo. (Tomado de Jaeger et al., 2007) ...	25
Figura 2.9 Sustancia generalizada de Kelvin: (a) Modelo físico. (b) Relación ε/t . (Tomado de Jaeger et al., 2007)	27
Figura 2.10 Sustancia de Burgers: (a) Modelo físico (b) Relación ε/t . (Tomado de Jaeger et al., 2007).....	28
Figura 2.11 (a) Elemento de <i>Saint Venant</i> . (b) Sustancia de Bingham. (Tomado de Jaeger et al., 2007).....	29
Figura 2.12 (a) Isostasia local e (b) isostasia regional. (Tomado de Álvarez, 2002)..	31
Figura 2.13 Superficie normalizada de deformación. (Tomado de Flament et al., 2013 modificado de Hager and Clayton 1989)	42
Figura 2.14 Modelo de Ricard <i>et al.</i> (1993), actualidad. (Tomado de Flament et al., 2013).....	44

Figura 2.15 Modelo de Flament <i>et al.</i> (2013). (Tomado de Flament <i>et al.</i> , 2013)....	47
Figura 2.16 Modelo de Conrad y Husson (2009), actualidad. (Tomado de Flament <i>et al.</i> , 2013).....	49
Figura 2.17 Modelo de Steinberger (2007), actualidad. (Tomado de Flament <i>et al.</i> , 2013).....	50
Figura 2.18 Modelo de Spasojevic y Gurnis (2012), actualidad. (Tomado de Flament <i>et al.</i> , 2013).....	51
Figura 2.19 Empalme triple de Chile definiéndose los límites de placa con la sismicidad. (Modificado de Cisternas y Vera, 2002).....	56
Figura 2.20 Modelo de topografía dinámica para un perfil de la cuenca de Maturín. (Tomado de Jácome <i>et al.</i> , 2003)	58
Figura 2.21 Modelo de topografía dinámica absoluta para la cuenca Argentina. (Tomado de Shephard <i>et al.</i> , 2012)	60
Figura 2.22 Modelo de flujo viscoso presentado para la meseta Tibetana. (Tomado de Clark <i>et al.</i> , 2005).....	63
Figura 3.1 Mapa tectónico del Caribe. (Modificado de Meschede y Frisch, 1998)....	66
Figura 3.2 Esquema del origen de la placa Caribe: (a) Modelo Pacífico y (b) Modelo <i>in-situ</i> . (Modificado de Meschede y Frisch, 1998)	67
Figura 3.3 Mapa estructural de Venezuela con el perfil de estudio (azul) y estructuras de interés (rojo) resaltadas.....	70
Figura 3.4 Fases de deformación y estilos estructurales de la región noroccidental de Venezuela. (Modificado de De Toni <i>et al.</i> , 1994).....	71
Figura 3.5 Mapa neotectónico del noroeste de Venezuela y Noreste de Colombia. (Tomado de Audemard, 2003)	72
Figura 3.6 Falla de Boconó y estructuras asociadas. (Tomado de Rod, 1956).....	75
Figura 3.7 Sierra de Perijá (a), estructuras presentes (b). (Tomado de Duerto <i>et al.</i> , 2006).....	78
Figura 3.8 Esquema de la situación geodinámica del bloque de Maracaibo. (Modificado de Van der Hilst y Mann, 1994)	80

Figura 3.9 Estructura en flor positiva. (Original de Colletta et al., 1997; modificada por Henriques, 2004).....	84
Figura 3.10 Diagramas esquemáticos (no a escala) de los diversos modelos de evolución que se han propuesto para la estructura de Los Andes venezolanos. (Modificado de Monod et al., 2010).....	85
Figura 4.1 Diagrama de la metodología de trabajo.	89
Figura 4.2 Ventana de <i>Interactive Spectral Filter</i>	93
Figura 4.3 Metodología para exportar una superficie en <i>GM-SYS</i>	95
Figura 4.4 Deformación elástica para una carga regular.....	102
Figura 4.5 Deformación viscoelástica para una carga regular.	103
Figura 4.6 Primera salida del código de flexión, (a) condición inicial para comparar las cargas, (b) comparación de la flexión elástica y viscoelástica, (c) flexión elástica y (d) flexión viscoelástica.....	104
Figura 4.7 Segunda salida del código de flexión: respuesta elástica (izquierda) y viscoelástica (derecha)	105
Figura 4.8 Tercera salida del código de flexión, respuesta viscoelástica para $\tau = t$. 105	
Figura 4.9 Comparación de respuesta elástica y viscoelástica.....	106
Figura 5.1 Mapa Topográfico del Occidente de Venezuela. Toponimia: 1 Sierra Nevada de Santa Marta, 2 Cordillera andina venezolana, 3 Sierra de Perijá y 4 Lago de Maracaibo.	110
Figura 5.2 Mapa de anomalía de Aire Libre del Occidente de Venezuela. Toponimia explicada en la figura 5.1	112
Figura 5.3 Mapa de Anomalía de Bouguer del Occidente de Venezuela. Toponimia explicada en la figura 5.1	116
Figura 5.4 Visión 3D del mapa topográfico con la información de anomalía de aire libre superpuesta (exageración vertical: 10)	118
Figura 5.5 Visión 3D del mapa topográfico con la información de anomalías de Bouguer superpuesta (exageración vertical: 10)	119
Figura 5.6 Análisis espectral de los datos de AB regional.....	122
Figura 5.7 Mapa de anomalías de Bouguer regional.....	125

Figura 5.8 Mapa de anomalías de Bouguer regional con el perfil seleccionado y sistema de fallas cuaternarias de Audemard <i>et al.</i> (2005).....	126
Figura 5.9 Gráfico de anomalías isostáticas para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s = 3.1 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u = 2.7 \text{ g/cm}^3$)	130
Figura 5.10 Grafico de anomalías isostáticas p ara profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s = 3.2 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u = 2.7 \text{ g/cm}^3$).	131
Figura 5.11 Grafico de anomalías isostáticas para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s = 3.1 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u = 2.8 \text{ g/cm}^3$)	132
Figura 5.12 Grafico de anomalías isostáticas para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s = 3.2 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u = 2.7 \text{ g/cm}^3$)	133
Figura 5.13 Grafico de anomalías isostáticas para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s = 3.3 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u = 2.8 \text{ g/cm}^3$)	134
Figura 5.14 Grafico de información de perfiles seleccionados.....	139
Figura 5.15 Histograma de frecuencia para la Prueba1_45km.	140
Figura 5.16 Histograma de frecuencia para la Prueba4_45km.	141
Figura 5.17 Histograma de frecuencia para la Prueba5_40km.	141
Figura 5.18 Modelo de densidades con el mejor ajuste isostático.	143
Figura 5.19 Mapa de predicción de raíz acorde al modelo de Airy-Heiskanen.....	146
Figura 5.20 Mapa de anomalía isostática.....	147
Figura 6.1 Modelo de estructura en flor positiva.	151
Figura 6.2 Modelo estructural de subducción plana acorde a Duerto <i>et al.</i> , (2006). 152	
Figura 6.3 Modelo estructural presentado por Duerto <i>et al.</i> , (2006).....	152
Figura 6.4 Modelo estructural de subducción plana acorde a Monod <i>et al.</i> (2010)..	154
Figura 6.5 Modelo de Kellogg y Bonini (1982).....	156
Figura 6.6 Modelo estructural para subducción continental dirigida hacia el sureste, losa de subducción acorde a Kellogg y Bonini (1982).....	157
Figura 6.7 Modelo estructural para subducción continental dirigida hacia el sureste, losa de subducción acorde a Monod <i>et al.</i> (2010).....	158
Figura 6.8 Modelo estructural de subducción continental incipiente dirigida hacia el noroeste.	160

Figura 6.9 Modelo presentado por Chacín <i>et al.</i> (2005).	162
Figura 6.10 Modelo estructural de orógeno flotante.....	163
Figura 6.11 Modelo estructural de Los Andes de Mérida propuesto por Monod <i>et al.</i> (2010)	164
Figura 6.12 Mapa de espesores corticales.....	166
Figura 6.13 Perfil de espesor cortical.....	167
Figura 6.14 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba Mcbo1.....	171
Figura 6.15 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba Ba1.....	172
Figura 6.15 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba A2.	173
Figura 6.16 Flexión de una placa viscoelástica. (Modificado de Watts, 2001)	174
Figura 6.17 Comportamiento de la estructura de la Tierra en el tiempo. (Modificado de Watts, 2001).....	175
Figura 6.18 Flexión viscoelástica para $\tau = 10^6$ años (izquierda) y $\tau = 10^5$ años (derecha). Pruebas Mcbo1 y Mcbo_1.....	177
Figura 6.19 flexión viscoelástica para $\nu = 0.25$ (izquierda) y $\nu = 0.5$ (derecha). Pruebas Ba1 y Ba_3.	177
Figura 6.20 Flexión viscoelástica para $E = 100$ GPa (izquierda) y $E = 70$ GPa (derecha). Pruebas Mcbo_3 y Mcbo_7.....	178
Figura 6.21 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba Mcbo_7B.	179
Figura 6.22 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba Ba1_B.	180
Figura 6.23 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba A1_B.....	180
Figura 6.24 Modelo de placa Caribe subductante. (Tomado de Masy <i>et al.</i> , 2011)	184
Figura 6.25 Modelo cortical 1 para el perfil de estudio. (Densidades en g/cm ³).	185
Figura 6.26 Modelo cortical 2 para el perfil de estudio. (Densidades en g/cm ³).	186

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Desarrollo del modelo alóctono o Pacífico.....	68
Tabla 3.2 Desarrollo del modelo autóctono.....	69
Tabla 4.1 Tabla de archivos generados para pruebas con diferentes estructuras de densidades donde P_c es la profundidad de compensación, ρ_s la densidad del manto, ρ_u la densidad de la corteza, ρ_w la densidad del agua y ρ_c la diferencia entre ρ_c y ρ_u	97
Tabla 4.2 Parámetros para la rutina de cálculo de flexión elástica y viscoelástica...	100
Tabla 4.3 Resultado de pruebas para los modelos de viscoelasticidad.....	107
Tabla 5.1 Máximos gravimétricos relativos evidentes en el mapa de AB de la figura 5.3.....	115
Tabla 5.2 Mínimos gravimétricos relativos evidentes en el mapa de AB de la figura 5.3.....	115
Tabla 5.3 Estimaciones de profundidad a partir del análisis espectral.	122
Tabla 6.1 Densidades para los modelos estructurales.....	150

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

De acuerdo al principio de Arquímedes cualquier masa flotante en un fluido es compensada o soportada por una “raíz” profunda; si el material es menos denso que el fluido éste flotará con una “raíz” debajo de la superficie. En geología este concepto define la isostasia, implicando entonces la existencia de un nivel constante de presión de compensación que se encuentra asociado al flujo mantelar. Sin embargo, las superficies estáticas de presión constante son difíciles de restringir debido a que la profundidad de compensación se encuentra controlada por el espesor, la densidad y la estructura reológica de la litosfera (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013). Ahora bien, se define la contribución dinámica sobre cualquier topografía como topografía dinámica, concepto propuesto por primera vez por Pekeris (1935).

La topografía dinámica es aquella topografía originada como efecto del flujo mantelar y es “dinámica” porque las anomalías de las masas que impulsan la densidad se encuentran en movimiento contrastando con la topografía isostática, en la cual las masas anómalas se encuentran en estado de cuasi-equilibrio (Flament *et al.*, 2013); se tiene, entonces que la topografía dinámica puede definirse, de forma general, como aquella topografía no compensada isostáticamente (Panasyuk y Hager, 2000)

Desde una perspectiva local a una regional la topografía de la Tierra, a gran escala, es el resultado de un ajuste isostático flexural de las variaciones en la estructura litosférica, solapadas por el estrés dinámico transmitido a la superficie terrestre, lo que resulta de las variaciones en la flotabilidad del subsuelo inducidas por el flujo mantelar (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013). Todas estas variaciones que experimenta la topografía terrestre conllevan a ciertos grados de incertidumbre en los procesos de interpretación y modelado de las estructuras, lo cual puede percibirse desde las anomalías gravimétricas. Se han evaluado numerosos mecanismos que

consideran los diferentes procesos geodinámicos implícitos en el contexto geoestructural como colisión, convergencia, sutura y flexión de placas; es aquí donde nace la consideración de una topografía dinámica, con lo que se busca dar respuesta a dichas incertidumbres partiendo de la premisa de los procesos de convección del manto.

El conocimiento del efecto del flujo mantelar sobre la topografía se ha incrementado considerablemente durante los últimos 30 años; esto, aunado a los avances computacionales, ha permitido una mayor resolución en el modelado global del flujo mantelar (Flament *et al.*, 2013); en este orden de ideas se encuentra que Suramérica representa un laboratorio natural ideal para evaluar las diferentes componentes isostáticas de la topografía, donde los procesos geodinámicos han sido afectados por los procesos de subducción (Ramos, 2009) y esto se refleja en los espesores litosféricos.

El análisis de la topografía dinámica es una herramienta con una alta resolución que permite dar respuesta a esas diferencias en las componentes isostáticas que con frecuencia se encuentran en los estudios gravimétricos; representa también un mecanismo importante en la interpretación de los espesores de cuencas sedimentarias partiendo de la respuesta dada por anomalías gravimétricas.

En el caso particular de Venezuela no existen investigaciones en las cuales se hayan generado modelos a partir de la metodología descrita, por lo que el propósito de la presente investigación será la evaluación de la aplicabilidad de los modelos de topografía dinámica en el caso venezolano.

1.2 Objetivo general

- Evaluar la aplicabilidad de los modelos de topografía dinámica asociados a anomalías gravimétricas en Venezuela ubicadas entre las latitudes norte 5° - 13° y las longitudes oeste 69° - 74°.

1.3 Objetivos específicos

- Analizar los diversos modelos de topografía dinámica.
- Evaluar las relaciones entre las anomalías gravimétricas y la topografía.
- Estudiar los efectos del flujo mantelar sobre la topografía.
- Proponer modelos de topografía dinámica para la región occidental venezolana.
- Interpretar el o los modelos seleccionados en términos de compensación isostática

1.4 Antecedentes

El campo gravitatorio asociado a las largas cadenas de orógenos ha sido de interés para los geodestas, geólogos y geofísicos; este campo es un indicador sensible del grado y de la forma en que son compensadas en profundidad las diferentes características de la topografía de superficie (Karner y Watts, 1983). Durante finales del siglo XIX y comienzos del XX científicos de los Estados Unidos de Norte América y Europa realizaron un esfuerzo importante para obtener perfiles del campo gravitatorio sobre cadenas montañosas, dichos perfiles mostraron anomalías gravimétricas positivas y negativas de gran amplitud las cuales no pueden ser explicadas a través de los modelos de Airy o Pratt. Ante esto, las primeras interpretaciones de esta anomalía positiva-negativa fueron dadas en términos de modelos estáticos de la distribución de las masas de las cadenas montañosas. Años después estas anomalías fueron reinterpretadas en términos de convergencia, sutura y colisión de placas, sin embargo esta teoría aun no lograba aclarar el papel de la isostasia en la formación de las cadenas montañosas ni los modelos que explicarían las anomalías gravimétricas (Karner y Watts, 1983).

La asociación de cadenas montañosas con corteza gruesa y grandes amplitudes en la anomalía de aire libre sugieren que, de alguna manera, existe un equilibrio isostático. El modelo de Airy para isostasia local predice con éxito el espesor cortical

y la respuesta gravimétrica sobre la parte central de muchos cinturones montañosos; sin embargo las desviaciones de Airy cerca de los bordes de los cinturones montañosos pueden ser compensadas por flexión (Watts *et al.*, 1995).

Ahora bien, la historia ha demostrado que algunas respuestas no pueden modelarse considerando los elementos mencionados, es aquí donde comienza a evaluarse la contribución de los procesos variantes en el tiempo sobre la topografía de superficie, entrando el concepto de topografía dinámica en vigencia.

Panasyuk y Hager (2000) exponen que, aunque la isostasia explica la mayoría de las variaciones topográficas, no todos los contrastes de densidades que conducen a la topografía residen en la litosfera; por ejemplo, algunas observaciones han demostrado que los cratones antiguos de África son del orden de 500 m mayores que las regiones del cratón en América del Norte lo cual sugiere que la topografía dinámica actual generada por los contrastes de densidades en profundidad es un factor importante a considerar (Panasyuk y Hager, 2000)

A lo largo de las últimas décadas numerosos autores han trabajado sobre los conceptos expresados por Pekeris (1935) lo que ha resultado en la interpretación de ciertas circunstancias geológicas como cambios eustáticos, subsidencia y levantamientos desde la perspectiva de topografía dinámica. En este orden de ideas se encuentran casos como las investigaciones realizadas en el océano Pacífico por Wyrcki (1975) quien estudió las fluctuaciones de la topografía dinámica en dicho océano a través de la interpretación de la información de 66.600 estaciones hidrográficas. Igualmente se ha utilizado este precepto para estudiar casos asociados a anomalías gravimétricas negativas como es el caso de la anomalía ubicada al suroeste de Sur América (Shephard *et al.*, 2012).

De igual manera, los preceptos de la topografía dinámica han ayudado a entender las reconstrucciones que los registros geológicos evidencian. Un caso de estos es el estudio realizado por Gurnis (1993) en el que éste utilizó un modelo esférico del flujo mantelar para predecir la topografía dinámica en la superficie de la Tierra y, por tanto, la inundación marina de los continentes ocurrida durante el Fanerozoico.

Situación similar ocurre en el caso de la meseta Tibetana en donde los esfuerzos dinámicos desarrollados en la profundidad de la corteza, como consecuencia del flujo débil de la corteza inferior, ayudan a explicar las elevaciones anómalas de la topografía y las estructuras extensionales ubicadas junto a los márgenes del orógeno (Clark *et al.*, 2005).

En el caso venezolano muy pocas investigaciones han considerado parámetros de dinámica mantelar y aún menos refieren la topografía dinámica como un mecanismo de explicación, aunque existe el trabajo de Jácome *et al.* (2003) quienes en su estudio de la cuenca de Maturín han encontrado una evidencia de topografía dinámica asociada al proceso de subducción oblicua de la placa Suramericana por debajo de la placa Caribe. Bercovici *et al.* (2000) explican que existe una relación entre la dinámica mantelar y la tectónica de placas puesto que se puede considerar que las placas son la manifestación en superficie de la convección mantelar.

En líneas generales, se sobreentiende que la topografía de la Tierra está controlada principalmente por las variaciones laterales en la estructura de densidad de la corteza, además el flujo mantelar induce una deformación que da lugar a la topografía dinámica, y esa deformación transitoria evoluciona a lo largo de millones de años produciendo efectos de longitud de onda larga y amplitudes pequeñas (Flament *et al.*, 2013).

1.5 Ubicación del área de estudio

Se propone evaluar los modelos de topografía dinámica para la región noroccidental de Venezuela, específicamente sobre la extensión de Los Andes venezolanos (figura 1.1) en un estudio a escala regional con enfoque en un perfil dentro del área comprendida entre -69° -74° W y 5° 13° N.

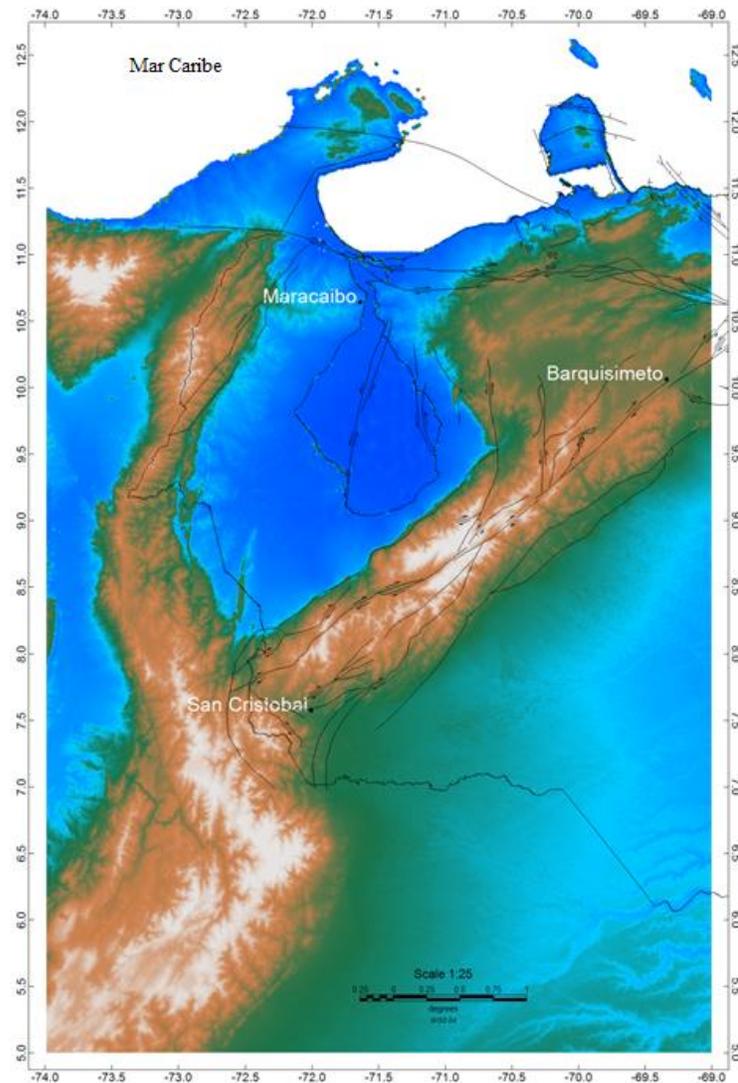


Figura 1.1 Localización del área de estudio.

1.6 Organización del estudio

El estudio titulado “Evaluación de la aplicabilidad de los modelos de topografía dinámica asociados a anomalías gravimétricas en Venezuela” cubre las siguientes etapas:

1. Revisión bibliográfica: la intención primera del trabajo es aportar información al campo de investigación de la dinámica mantelar en Venezuela, por lo cual la recopilación de bibliografía referente a topografía dinámica representa un

fuerte dentro del desarrollo de este estudio ya que se busca generar una base de información general acerca del tema para futuros estudios.

2. Análisis de los modelos de topografía dinámica: obtenida la información sobre los diferentes modelos y metodologías a los cuales se ha aplicado el concepto de topografía dinámica, la siguiente fase consiste en evaluar la factibilidad de los modelos y procedimientos encontrados y, en función de sus fortalezas y limitantes, elegir el que se ajuste de mejor manera al caso venezolano en estudio.

3. Evaluación del marco geodinámico de la zona de interés: para la zona definida, Los Andes venezolanos, se realiza una compilación de la información geodinámica pertinente para entender las características estructurales que deben ser consideradas en el proceso de interpretación.

4. Análisis de anomalías gravimétricas: plasmadas en mapas de anomalías de Bouguer y de aire libre estas serán correlacionadas e interpretadas junto a la topografía del área. Además, se realizará la evaluación de las anomalías isostáticas, puesto que la topografía dinámica se encuentra ligada a los principios de isostasia. Se pretende en esta fase una evaluación del grado de compensación isostática para el perfil de interés, a objeto de utilizar esta información para la evaluación de los modelos de topografía dinámica.

5. Generación de modelos: una vez evaluadas las características de la zona y los diferentes modelos de topografía dinámica se integraran dichas consideraciones con las observaciones en términos de compensación isostática para generar un modelo 2D del área de estudio.

Las fases descritas se desarrollarán por capítulos del presente Trabajo Especial de Grado según el siguiente esquema: marco teórico, marco geodinámico, anomalías gravimétricas, topografía dinámica, modelado, conclusiones y recomendaciones.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 La isostasia.

El término de isostasia describe la condición de equilibrio existente entre la corteza de la Tierra y el manto, en cualquier contexto topográfico sin hacer distinción entre montañas, océanos o cuencas (Rodríguez, 2013). De manera simplificada, la isostasia explica como una corteza liviana puede flotar sobre un manto denso subyacente, manteniendo una condición de reposo. En este orden de ideas, vale considerar que el transporte de material sobre la superficie de la Tierra durante el crecimiento y decrecimiento de las capas de hielo, de la sedimentación y procesos volcánicos puede generar modificaciones en el equilibrio isostático (Watts, 2001). El objetivo de estudiar las anomalías isostáticas radica en investigar de qué forma y en qué medida se han compensado en profundidad las diferentes características topográficas en todo el mundo, y en caso de que no exista dicha compensación, buscar una explicación para las desviaciones del equilibrio isostático (Rodríguez, 2013).

El término “isostasia” fue introducido por primera vez en 1882, pero existen evidencias de que el tema del equilibrio de la corteza terrestre ha sido tratado desde el Renacimiento; uno de los primeros propuestos se puede encontrar en los escritos del ingeniero, artista y humanista Leonardo Da Vinci (1452-1519).

Partiendo de estudios geodésicos y gravimétricos surge la idea principal del concepto de isostasia, dentro de los que se destacan los trabajos de Pierre Bouguer (1648-1758) en Ecuador, donde encontró que la masa de las montañas en las cercanías de Quito producían una desviación de los péndulos de medición respecto a la vertical, lo que lo llevó a concluir que la atracción producida por la topografía “es mucho menor que la esperada por la masa de la materia representada por las montañas”. Igualmente se tienen los descubrimientos de Sir George Everest (1790-

1866) en los Himalayas basados en la observación de mediciones de una triangulación de alta precisión entre dos estaciones; una desviación de los resultados hacia valores por mucho menores que los estimados astronómicamente, lo llevo a concluir que dicha discrepancia no derivaba de la posición astronómica propiamente dicha.

En 1855, Pratt y Sir George Airy propusieron dos hipótesis independientes para explicar las observaciones de Bouguer y Everest, llegándose a introducir en 1889 el término de isostasia para describir esto. Tanto para los Himalayas como para Los Andes se pudo determinar que el déficit de masa por debajo de la montaña que se debe esperar como consecuencia de la deflexión de la plomada es aproximadamente igual a la masa misma de la montaña; encontrándose en esto uno de los estatutos del principio de Arquímedes: un cuerpo flotante desplaza su mismo peso en agua, lo cual da a entender que la isostasia requiere de una capa superficial de la Tierra rígida capaz de flotar sobre un substrato denso (Fowler, 2005)

2.1.1 Modelo de Pratt-Hayford

John Henry Pratt (1809-1871) con la finalidad de dar respuesta a las discrepancias en las mediciones encontradas por G. Everest publicó en 1855 un artículo de 75 páginas titulado “*On the attraction of the Himalayas mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India*” en el que sostuvo la idea de que la masa de los Himalayas tendería a desviar la plomada siendo dicho efecto mayor en la estación más cercana a la montaña, y llego a la conclusión de que no entendía la causa de la discrepancia por lo que recomienda investigaciones futuras (Watts, 2001).

Para 1864 y 1870 Pratt presenta dos trabajos sobre el tema basándose en la idea de que las elevaciones y depresiones en la superficie terrestre son producto de procesos de expansión y contracción termal, estableciendo que la cantidad de materia en una columna vertical trazada desde la superficie hasta otra superficie plana debajo de la corteza es aproximadamente la misma en todas las partes de la Tierra, lo cual plantea en una hipótesis que establece regiones de baja densidad por debajo de las

montañas y regiones de densidad elevada en los océanos; este planteamiento se encuentra esquematizado en la figura 2.1 (Watts, 2001). Dentro de sus investigaciones Pratt planteó un modelo de isostasia que propone una topografía producida por bloques de corteza con diferentes densidades a una profundidad uniforme. En esta profundidad de compensación la presión es igual en todos los puntos (Unsworth, 2008).

En sus modelos asume que la profundidad de la capa superior corresponde al nivel de compensación, además establece que, para que exista un equilibrio isostático, dicha corteza debe componerse por columnas de densidad constante pu asumiendo una densidad del manto o sustrato ρ_s , también constante. En la figura 2.2 se detalla un modelo con dichos parámetros (Fowler, 2005)

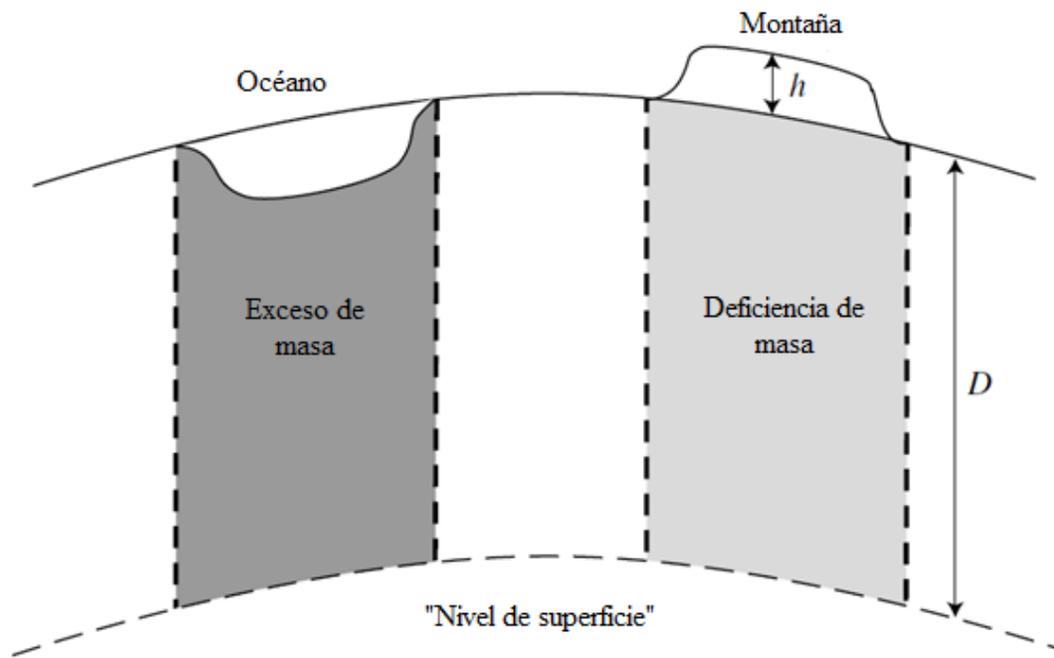


Figura 2.1 Hipótesis de Pratt. (Tomado de Watts, 2001)

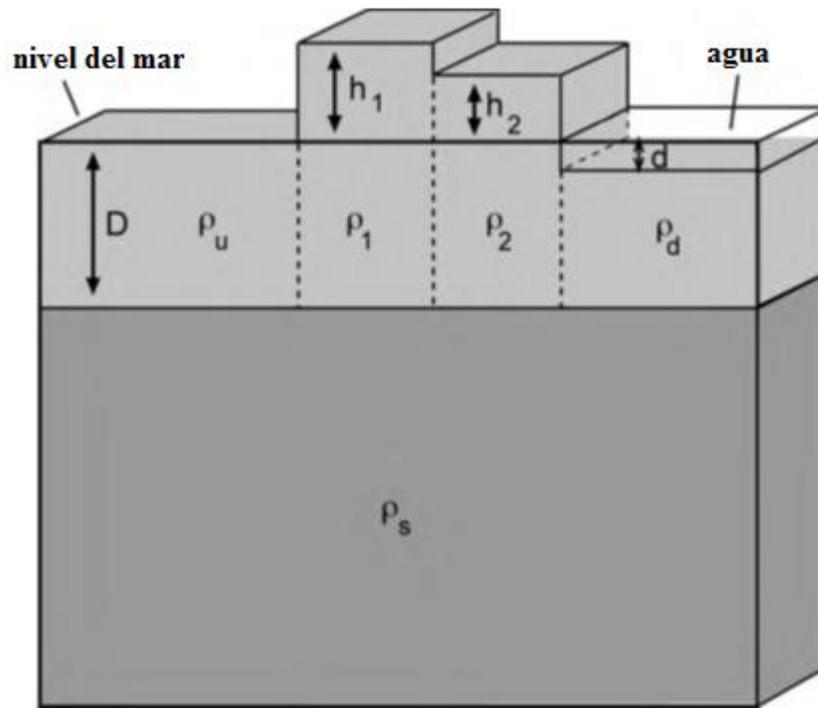


Figura 2.2 Modelo de compensación isostática de Pratt-Hayford. (Tomado de Fowler, 2005)

Partiendo de lo establecido por Pratt, en 1899 J.F Hayford (1868-1925) fijó una serie de condiciones para que el modelo pudiese aplicarse en cálculos geodésicos, llevando al modelo a una versión más precisa (Watts, 2001). De lo anterior se tiene entonces, para determinar los valores de densidad acorde a este modelo de compensación isostática, lo siguiente:

$$\rho_u D = (h_1 + D)\rho_1$$

$$\rho_u D = (h_2 + D)\rho_2 \quad (\text{Ec. 2.1})$$

$$\rho_u D = \rho_w d + \rho_d(D - d) \quad (\text{Ec. 2.2})$$

Dónde:

ρ_u : densidad de la corteza.

ρ_1, ρ_2 : densidad de las montañas 1 y 2.

h_1 y h_2 : altura de las montañas 1 y 2.

D : espesor de la corteza.

ρ_w : densidad del agua.

ρ_d : densidad de la corteza oceánica.

d : espesor de la capa de agua.

Ahora bien, para estimar la densidad de una montaña se parte de la ecuación 2.1 se obtiene la expresión 2.3, mientras que para los océanos esa elevada densidad asociada se determina partiendo de la expresión 2.2 que lleva a la expresión 2.4.

$$\rho_1 = \rho_u \left(\frac{D}{h_1 + D} \right) \quad (\text{Ec. 2.3})$$

$$\rho_d = \frac{\rho_u D - \rho_w d}{D - d} \quad (\text{Ec. 2.4})$$

2.1.2 Modelo de Airy-Heiskanen.

Poco tiempo después de la publicación de Pratt en 1855, Sir George Airy (1801-92) presentó su trabajo titulado “*On the computation of the effect of the attraction of mountain-mases, as disturbing the apparent astromical latitude of stations in geodetic surveys*” proponiendo su hipótesis respecto a las discrepancias presentadas en las mediciones de Bouguer y Everest.

Airy argumenta su hipótesis basándose en la consideración de que las capas externas de la Tierra corresponden a una corteza delgada superpuesta a una capa fluida de una densidad mayor, refiriéndose a esta última como “lava”. En función de esto Airy (1855) explica que el estado de la corteza terrestre sobre la lava puede compararse con una balsa de madera en el agua, donde si su superficie flota mucho más que las superficies de otras balsas, se puede asegurar que la parte inferior de la primera balsa está mucho más sumergida en el agua respecto a las otras. Con esta analogía Airy explica que una región elevada de la corteza estará sustentada por una región menos densa, de manera tal que existirá una sustitución de la corteza liviana por lava con una densidad mayor. Entonces, el efecto local en la dirección de la gravedad dependerá de dos parámetros: la atracción positiva de la región elevada y la atracción negativa de la corteza liviana; con esto determinó que el efecto total sobre la dirección local de la gravedad sería pequeño (Watts, 2001).

En 1924 W.A Heiskanen (1895-1971) consideró los diferentes modelos de compensación isostática, eligiendo el modelo de Airy para sus trabajos. Al respecto colocó al mismo en una manera más precisa estableciendo una serie de parámetros (Watts, 2001), los cuales llevaron a considerar un bloque de la corteza con una densidad constante ρ_u , una densidad del manto constante ρ_s , y una profundidad de compensación arbitraria t (Fowler, 2005). De esto se procede a igualar las masas sobre dicha profundidad para cada una de las columnas verticales de igual densidad en un área, como se detalla en la figura 2.3.

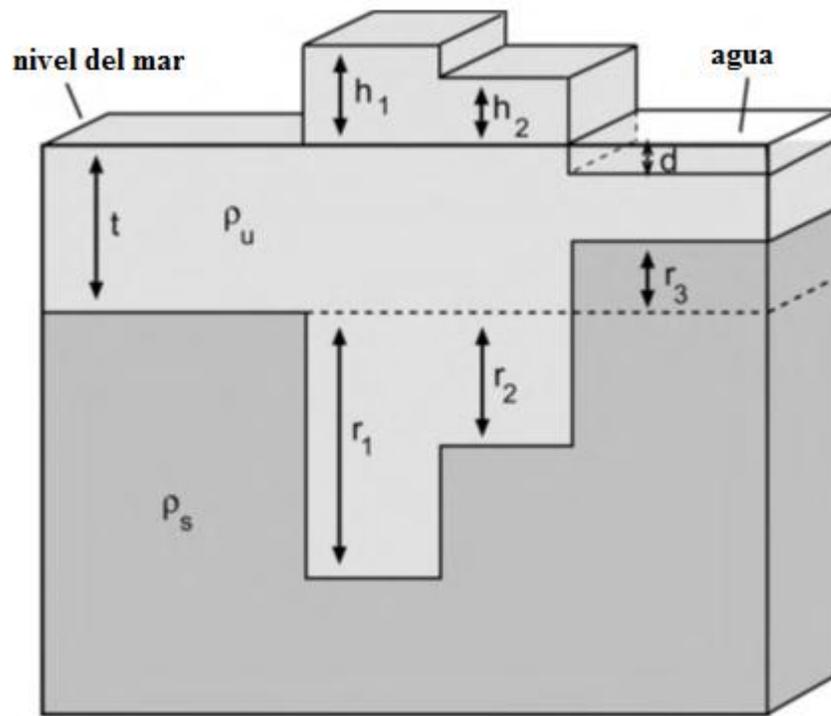


Figura 2.3 Modelo de compensación isostática de Airy-Heiskanen. (Tomado de Fowler, 2005)

La expresión 2.5 muestra como se realiza la igualación de términos por profundidades para cada una de las columnas verticales de la figura 2.3, de las cuales se derivan las expresiones 2.6 y 2.7 para el cálculo de las “raíces” y “anti-raíces” respectivamente.

$$t\rho_u + r_1\rho_s = (h_1 + t + r_1)\rho_u$$

$$t\rho_u + r_1\rho_s = (h_2 + t + r_2)\rho_u + (r_1 - r_2)\rho_s$$

$$t\rho_u + r_1\rho_s = d\rho_w + (t - d - r_3)\rho_u + (r_1 + r_3)\rho_s \quad (\text{Ec. 2.5})$$

$$r_1 = \frac{h_1\rho_u}{\rho_s - \rho_u} \quad (\text{Ec. 2.6})$$

$$r_3 = \frac{d(\rho_u - \rho_w)}{\rho_s - \rho_u} \quad (\text{Ec. 2.7})$$

Donde:

t: espesor de la corteza.

ρ_u : densidad de la corteza.

ρ_s : densidad del manto.

ρ_w : densidad del agua.

h_1 y h_2 : altura de las montañas 1 y 2.

d: espesor de la capa de agua.

2.1.3 Equilibrio isostático

Para garantizar un equilibrio isostático a una profundidad de compensación determinada se deben cumplir dos condiciones: (a) la presión total ejercida por cada una de las columnas verticales dividida entre la aceleración de la gravedad debe ser igual a una constante y (b) el espesor total de la columna debe ser también constante. (Arnaiz-Rodríguez, 2009).

Partiendo de las premisas anteriores se puede suponer que, hasta una profundidad de compensación determinada, se definirán columnas verticales; si la masa de cada una de dichas columnas es igual entonces se estará en un caso de equilibrio isostático y cualquier desviación en estos cuerpos verticales puede ser consecuencia de la viscosidad del manto y de la magnitud de la diferencia de presión dentro del mismo (Titus, 2013).

Fisher (1881), citado por Watts (2001), argumenta también que el equilibrio isostático ocurre cuando la presión en la corteza es tangencial a la carga, puesto que

su propio peso y la flotabilidad desde la capa fluida infrayacente se encuentran en balance.

2.1.4 La isostasia y las anomalías gravimétricas

Las anomalías gravimétricas permiten determinar si un área se encuentra en equilibrio isostático, en este caso donde no existe exceso o falta de masa por debajo de la profundidad de compensación no habría anomalía.

Ahora bien, para determinar si una estructura de gran escala (cadenas montañosas o grandes cuencas sedimentarias) se encuentra en equilibrio isostático se utiliza la anomalía de aire libre. Si una estructura se encuentra totalmente compensada la anomalía de aire libre será muy pequeña exceptuando los bordes de ésta siempre y cuando la misma sea, por lo menos, diez veces más ancha que la profundidad de compensación; en cambio, si la estructura se encuentra parcialmente compensada o sin compensar la anomalía será positiva, quizás hasta varios cientos de miligales, esto dependerá de las dimensiones de la estructura y del grado de compensación. Igualmente se puede utilizar la anomalías de Bouguer la cual para una estructura total o parcialmente compensada será negativa, mientras que para una estructura no compensada la anomalías de Bouguer será cero (Fowler, 2005). Estas relaciones permiten establecer que las anomalías de aire libre son también anomalías isostáticas, y ambas no representan mecanismos de compensación *per se*, más si dan una idea clara del grado de compensación.

Otra manera de determinar si una estructura o región se encuentra en equilibrio isostático es proponiendo modelos de densidades y calculando su respuesta de anomalías de Bouguer, donde la anomalía isostática será entonces la diferencia entre la anomalías de Bouguer medida y la estimada con el modelo de densidad, teniéndose diferentes valores de anomalías isostáticas para cada uno de los modelos (Fowler, 2005). En la figura 2.4 se puede visualizar el efecto del grado de compensación isostático sobre las anomalías gravimétricas, evaluándose que para un caso totalmente compensado, como se muestra en la figura 2.4 (a), la anomalías de Bouguer a lo largo

del modelo es de larga longitud y negativa mientras que la anomalía de aire libre es de corta longitud y positiva hacia el centro del modelo. En esta figura también se muestra la anomalía isostática calculada para tres modelos de densidades, observándose que para los tres casos la anomalía es casi cero. Para el modelo basado en Airy se destaca que para una profundidad de compensación de 30 km la anomalía isostática es cero, entonces el hecho de que los tres modelos se aproximan a cero es un indicativo de que la estructura se encuentra en equilibrio isostático. Observando la figura 2.4 (b) se destaca un caso similar al anterior con la diferencia de que en este caso la compensación es solo del 75%: se tiene entonces una anomalía de aire libre gran amplitud y positiva mientras que la anomalías de Bouguer es de gran amplitud y negativa; además, se observa que para un modelo de densidad basado en Airy a 30 km la anomalía isostática difiere del cero, confirmándose la compensación parcial.

Finalmente, en la figura 2.4 (c) se observa un caso no compensado, lo cual se evidencia con la curva de anomalía isostática estimada para un modelo de Airy a 30 km, en el que se observa una anomalía de aire libre de gran amplitud y positiva y una anomalías de Bouguer igual a cero; esto último implica entonces que todo el exceso de atracción gravitacional proviene del material sobre el nivel del mar (Fowler, 2005). Del ejemplo mostrado se deduce entonces que, para determinar la forma de la compensación isostática, las anomalías gravimétricas deben calcularse para diferentes modelos de densidades variándose cada parámetro. Se considera que una anomalía isostática cero es indicadora de una correcta distribución de densidades y de profundidad de compensación, aunque este tipo de aproximaciones no es tan sencilla de realizar debido a la complejidad de las estructuras por lo cual es necesaria información adicional sobre la estructura de la corteza (Fowler, 2005).

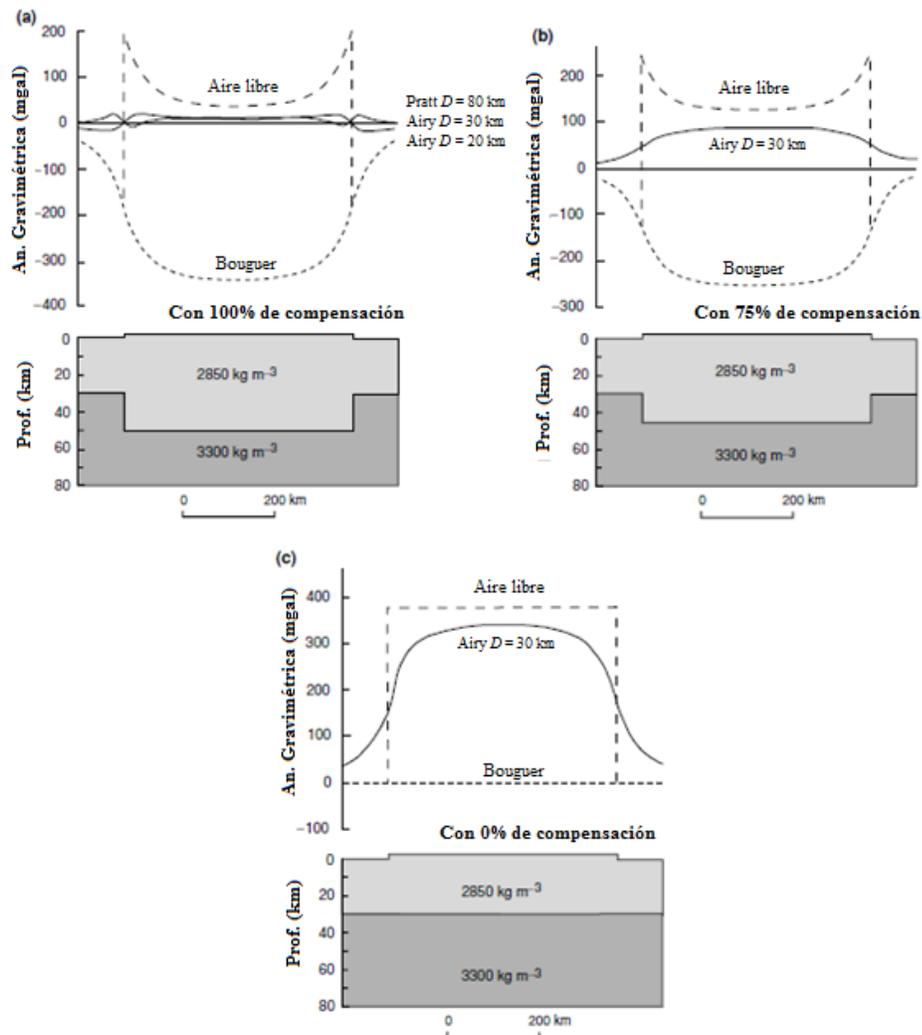


Figura 2.4 Ejemplos de anomalías gravimétricas para casos (a) compensados totalmente, (b) parcialmente compensados y (c) sin compensación isostática. (Tomado de Fowler, 2005)

2.2 Anomalías gravimétricas

De la sección anterior se tiene que se puede evaluar el grado de compensación isostática partiendo de las relaciones existentes entre la anomalías de aire libre, Bouguer e isostática. Para determinar las mismas se parte del precepto de que una anomalía es el resultado de la diferencia entre un valor medido y un valor teórico, como se observa en la ecuación 2.8

$$\text{Anomalia} = \text{Gravedad observada} - \text{Gravedad teórica (mGal)} \quad (\text{Ec. 2.8})$$

Primeramente se debe obtener un valor de gravedad observada el cual puede venir dado por el valor de medición realizada por un equipo (gravímetro) o por datos satelitales. Posteriormente se podrá determinar la gravedad teórica (Gteo) mediante la ecuación 2.9 la cual se encuentra en función del elipsoide de referencia de 1984 (Introcaso, 2006); en la misma se tiene que θ corresponde a la latitud de la estación medida en radianes.

$$G_{teo} = 978032,67714 * \frac{1+0,0019318513639\sin^2\theta}{\sqrt{1-0,00669437999013\sin^2\theta}} \quad (\text{mGal}) \quad (\text{Ec. 2.9})$$

Calculado el valor de gravedad teórica se pueden determinar las anomalías de aire libre (AAL) y de Bouguer (AB) acorde con las expresiones 2.10 y 2.11

$$AAL = G_{obs} \pm Cal - G_{teo} \quad (\text{mGal}) \quad (\text{Ec. 2.10})$$

$$AB = G_{obs} \pm Cal \mp Cb + Ct - G_{teo} \quad (\text{mGal}) \quad (\text{Ec. 2.11})$$

Gobs= Gravedad observada (corregida por mareas y por deriva)

Cal= Corrección de aire libre.

Cb= Corrección de Bouguer.

Ct= Corrección topográfica.

Gteo= Gravedad teórica.

Para la determinación de los diferentes parámetros involucrados en las ecuaciones 2.9 y 2.10 se utilizan las siguientes expresiones y consideraciones:

- *Para la corrección de aire libre:* para ésta se aplica la ecuación 2.12; si la altura de la estación está por debajo del datum de referencia esta corrección se resta dentro de la ecuación 4, en caso contrario se suma. Vale destacar que es poco común el uso de niveles de referencia diferentes al nivel del mar.

$$C_{al} = 0,3086 * h \quad (\text{Ec. 2.12})$$

0,3086 = Gradiente de gravedad.

h= Altura elipsoidal de la estación.

- *Para la corrección de Bouguer:* ésta se determina aplicando la expresión 2.13, de manera contraria que para el ítem anterior en esta corrección si la altura de la

estación está por encima del datum de referencia la misma se resta y en caso contrario se suma.

$$C_B = 0,04191 * h * \rho_B \text{ (Ec. 2.13)}$$

h= Altura elipsoidal de la estación.

ρ_B = Densidad de Bouguer estimada del subsuelo.

▪ *Para la corrección topográfica:* en este caso se aplica la ecuación 2.14 que se muestra a continuación:

$$C_t = t * \rho_B \text{ (Ec. 2.14)}$$

t= Parámetro topográfico.

ρ_B = Densidad de Bouguer estimada del subsuelo.

2.2.1 Anomalía isostática

Dobrin (1961) explica que el grado de compensación isostática en cualquier área se puede determinar cuantitativamente a partir de los datos de gravedad haciendo una corrección adicional para el efecto gravitatorio de las variaciones de densidad por debajo del nivel del mar, que según la teoría isostática, compensan la topografía superficial. La forma de esta corrección depende del tipo de compensación isostática supuesta; si es del tipo Pratt, es necesario calcular el exceso o déficit de densidad en la base de la corteza para cada elemento de continente o superficie submarina; mientras que si la compensación es del tipo Airy, se calcula el espesor de la corteza por debajo de cada rasgo topográfico; en este cálculo es necesario suponer una profundidad normal de la corteza por debajo del nivel del mar. En cualquiera de los casos se supone una distribución sub-superficial de densidades que dé lugar a una carga idéntica a cualquier profundidad situada por debajo de la base de compensación.

Esta anomalía en particular se determina de manera similar a la anomalías de Bouguer con la salvedad de que en ésta se debe sustraer también la atracción gravitatoria que produciría un engrosamiento teórico de la corteza terrestre que compense isostáticamente la topografía, interpretándose esta anomalía en función de

cambios de densidades por debajo de la corteza. Para realizar esto es necesario determinar el valor de la atracción gravitatoria que genera raíz acorde a los principios de compensación isostática, este valor se restará a la anomalías de Bouguer para cada punto encontrándose así lo que se conoce como anomalía isostática (Hernández, 2012).

Cuando a la gravedad observada se le aplica la corrección isostática se obtiene el valor de la gravedad al nivel del mar por debajo del punto de observación. Considerando el cálculo de la misma, se entiende que la anomalía isostática será nula donde los accidentes topográficos estén perfectamente compensados, mientras que una anomalía isostática positiva indica la falta de compensación o sub-compensación y una negativa indica una sobrecompensación; este último caso puede ocurrir en sistemas montañosos compensados que fueron desgastados por la erosión más rápidamente de lo que desaparece el déficit de densidad de la corteza por debajo de él (Dobrin, 1961).

En general, la anomalía isostática en cada lugar será distinta según los distintos supuestos empleados para su cálculo. Con frecuencia se pueden comprobar incluso estos supuestos variándolos al calcular las anomalías; los que den lugar a anomalías isostáticas más pequeñas serán los más probables (Dobrin, 1961).

Al ensayar varios valores de profundidad de compensación para aplicarlos en el cálculo de la isostasia según la teoría de Pratt, Hayford (1899) encontró que 113.7 km era el valor que daba anomalías residuales más pequeñas para todas las estaciones de Estados Unidos; mientras que Heiskanen (1924), haciendo uso de la hipótesis de Airy, demostró que una corteza situada a 30 - 40 km por debajo de la superficie, cerca del nivel del mar, da anomalías isostáticas que dependen de la altura del punto medio. Vale destacar que la última gama de valores es mucho más compatible con los conocimientos sismológicos actuales que la cifra de Hayford (Dobrin, 1961).

2.3 Geoide

El concepto de geoide como la superficie matemática equipotencial de la Tierra fue introducido por Gauss (1828). El término geoide fue introducido por Listing en 1873 y significa “idéntico a la Tierra” o “forma de la Tierra”. El geoide es una superficie equipotencial que resulta de suponer la Tierra como una superficie en equilibrio hidrostático en ausencia de las fuerzas exteriores de la gravedad, la superficie en equilibrio de las masas oceánicas sometidas a la acción de la atracción gravitatoria de la masa de la Tierra y a la fuerza centrífuga ocasionada por la rotación del planeta. Al ser una superficie equipotencial, la dirección de la gravedad es perpendicular a ésta en todos los puntos y al tener en cuenta la irregular distribución de las masas en el interior de la Tierra, y por tanto la diferente atracción gravitatoria, y tener en cuenta la fuerza centrífuga, la superficie resultante es irregular (Sánchez, 2004).

En geodesia se efectúan mediciones de direcciones, ángulos, distancias y posiciones astronómico-satelitales sobre la superficie física de la Tierra, las cuales deben ser reducidas a una superficie equipotencial y deben ajustarse a una superficie de revolución matemáticamente estable y continua, ante esto la geodesia ha venido trabajando con tres superficies:

- Topografía: superficie física de la Tierra.
- Elipsoide: superficie matemática.
- Geoide: superficie equipotencial.

Entendiendo lo anterior, se puede encontrar que, en un sentido matemático, el geoide se puede definir en términos de metros por encima o por debajo del elipsoide (Liberal, 1992).

El elipsoide se obtiene de la rotación de una elipse sobre su eje menor, lo que permite crear una superficie (modelo matemático) que se acople a la forma de la Tierra para realizar así mediciones angulares y de distancia (Zurita, 2012).

Ahora bien, en función de las distintas superficies se definen diferentes alturas teniéndose la altura elipsoidal (referenciada al elipsoide) la cual al compararse con la

altura ortométrica (referenciada al modelo Geoidal) permite obtener valores de las ondulaciones del geode; estas diferencias se pueden observar en el esquema de la figura 2.5.

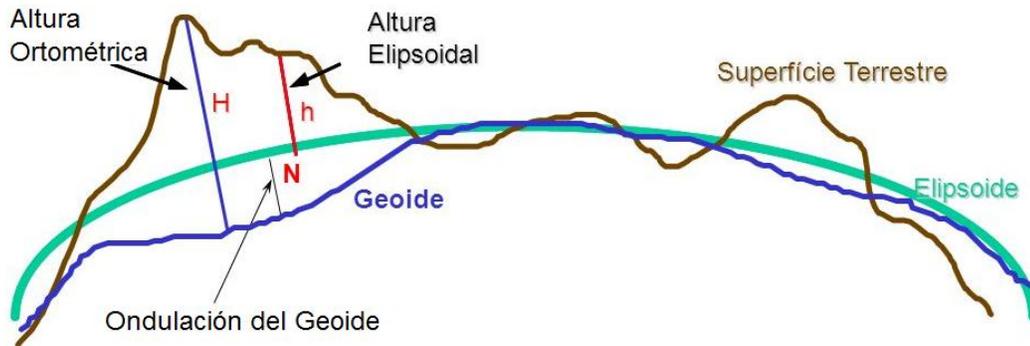


Figura 2.5 Tipos de altura y su relación con el geode. (Tomado de Viana, 2007)

2.4 Comportamiento reológico de los materiales

Primeramente se debe entender la reología (del griego *reos*, fluir y *logos*, estudio) como la ciencia encargada del estudio de la deformación y del flujo de los materiales partiendo del análisis de las relaciones existentes entre las variables esfuerzo, deformación, velocidad de deformación y tiempo; dependiendo de como sea esta relación, los materiales presentan comportamientos reológicos diferentes (Maestro, 2002). La reología, como estudio del flujo en general, ha hecho uso de modelos simples para definir tipos fundamentales de comportamientos de los materiales, dichos modelos se han constituido sobre combinaciones de ideas como la elasticidad lineal y la viscosidad, además pueden ser representados por modelos mecánicos simples basados en resortes y amortiguadores. Igualmente, las ecuaciones en una dimensión obtenidas de estas combinaciones pueden ser generalizadas para tres dimensiones de manera análoga a la teoría de elasticidad (Jaeger y Cook, 1976).

2.4.1 Modelos simples

La reología simple intenta reflejar la relación tensión-deformación como una función dependiente del tiempo que puede ser representada a través de modelos

mecánicos conceptuales basados en resortes y amortiguadores, encontrándose entonces con materiales elásticos cuyo procesos de tensión y deformación responden a la Ley de Hooke (Ec. 2.14)

$$\sigma = \kappa \varepsilon \quad (\text{Ec. 2.14})$$

En estos modelos se realiza una analogía entre las variables de fuerza y desplazamiento del resorte y la tensión-deformación de un material sólido; por esta razón, el símbolo κ representa la constante de proporcionalidad entre la tensión y deformación de un elemento representando el módulo de Young o de cizalla, dependiendo del contexto; aquí σ y ε (Ec. 2.14) representan la tensión instantánea y la deformación respectivamente (Jaeger *et al.*, 2007), este comportamiento es entonces idealizado para un sólido elástico cuyo modelo físico asociado se puede observar en la figura 2.6 (a) estableciéndose una proporcionalidad entre la tensión y la deformación (Jaeger, 1969).

Un segundo elemento utilizado en estos modelos es el amortiguador, el cual es representado por sustancias viscosas (o Newtonianas) las cuales obedecen las relaciones de tensión-deformación acorde a:

$$\sigma = \eta(d\varepsilon/dt) \equiv \eta \dot{\varepsilon} \quad (\text{Ec. 2.15})$$

Donde η es una constante cuyas unidades son [Pa s] y el operador indica una derivada respecto al tiempo; en la figura 2.6 (b) se puede evidenciar el modelo físico asociado a este tipo de comportamiento.

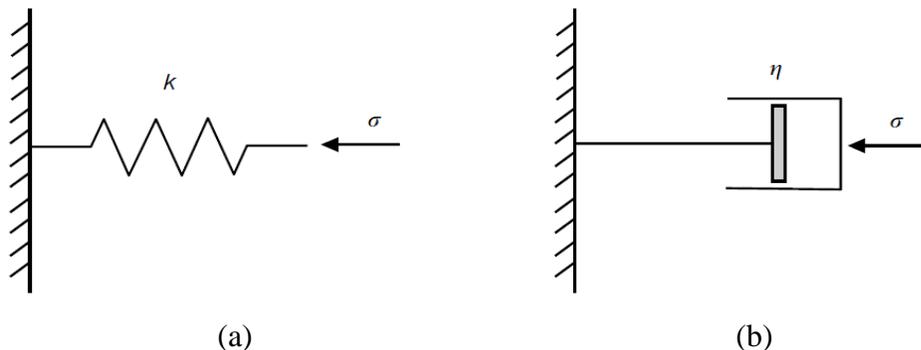


Figura 2.6 Modelos físicos elástico (a) y viscoso (b). (Tomado de Jaeger et al, 2007)

2.4.2 Modelos complejos

Esta clasificación resulta de la combinación de modelos simples, teniéndose entonces comportamientos viscoelástico, lineales, no lineales, plástico, entre otros.

2.4.2.1 Sustancias viscoelásticas (Maxwell)

Las sustancias viscoelásticas consisten en las combinaciones en serie de resortes y amortiguadores como se puede observar en la figura 2.7 (a), en la misma se puede evidenciar que la tensión σ es la misma aplicada para ambos elementos, mientras que la deformación y desplazamiento ϵ total será la suma de la deformación sufrida por cada uno como se puede evidenciar en la ecuación siguiente:

$$\dot{\epsilon} = \dot{\epsilon}_{resorte} + \dot{\epsilon}_{amortiguador} = (\sigma/\kappa) + (\sigma/\eta) \quad (\text{Ec. 2.16})$$

En la figura 2.7 (b) se puede observar el comportamiento de la deformación (ϵ) en función del tiempo (t). Este modelo fue introducido por Maxwell para describir el comportamiento de sustancias que muestran una elasticidad instantánea pero comienzan a fluir bajo pequeños esfuerzos siempre y cuando éstos sean aplicados por un tiempo lo suficientemente largo. Este principio se ha aplicado en el estudio del manto terrestre, el cual se comporta de manera elástica en cortos periodos de tiempo, pero se asume posible el flujo del mismo bajo esfuerzos en largos periodos de tiempo (Jaeger y Cook, 1976).

$$\sigma = \kappa \epsilon_0 e^{-\kappa t/\eta} \quad (\text{Ec. 2.17})$$

Si una sustancia de Maxwell es sujeta a un incremento de la deformación de 0 a ϵ_0 , el mismo será percibido por el resorte puesto que el amortiguador no puede someterse a dichos cambios, teniéndose una deformación en el resorte igual a $\kappa \epsilon_0$; esta condición permite describir entonces la ecuación diferencial (Ec. 2.17), la cual a su vez representa un comportamiento evidenciado en la figura 2.7 (c) (Jaeger *et al.*, 2007)

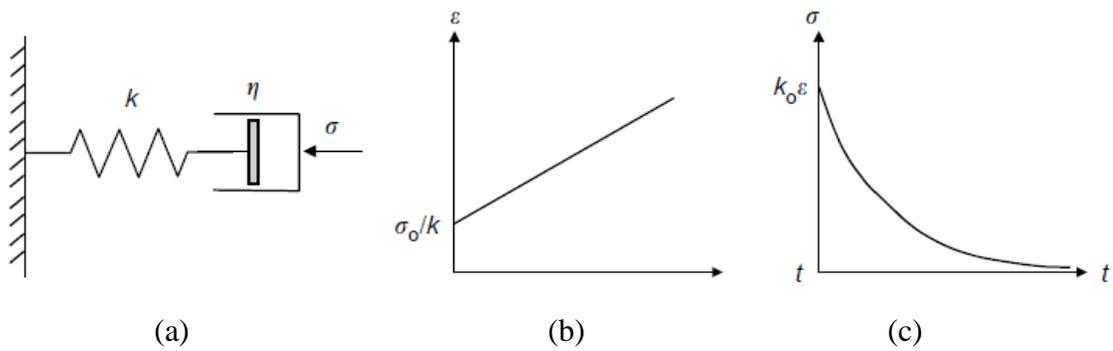


Figura 2.7 Sustancia de Maxwell: (a) Modelo físico. (b) Relación ε/t . (c) Relación σ/t .
(Tomado de Jaeger et al., 2007)

2.4.2.2 Sustancia firmo-viscosa

Resortes y amortiguadores conectados en paralelo (figura 2.8 (a)) constituyen una sustancia Kelvin o firmo-viscosa; en este caso el esfuerzo total será la suma de los esfuerzos asociados a cada elemento (Ec. 2.18)

$$\sigma = \sigma_{resorte} + \sigma_{amortiguador} = \kappa\varepsilon + \eta\dot{\varepsilon} \quad (\text{Ec. 2.18})$$

Cuando existe un cambio instantáneo en el esfuerzo o la deformación del sistema, la ecuación diferencial que lo rige presentará un función discontinua de las fuerzas actuantes; una solución a esto puede generarse de manera sistemática a través de la transformada de Laplace (Jaeger *et al.*, 2007).

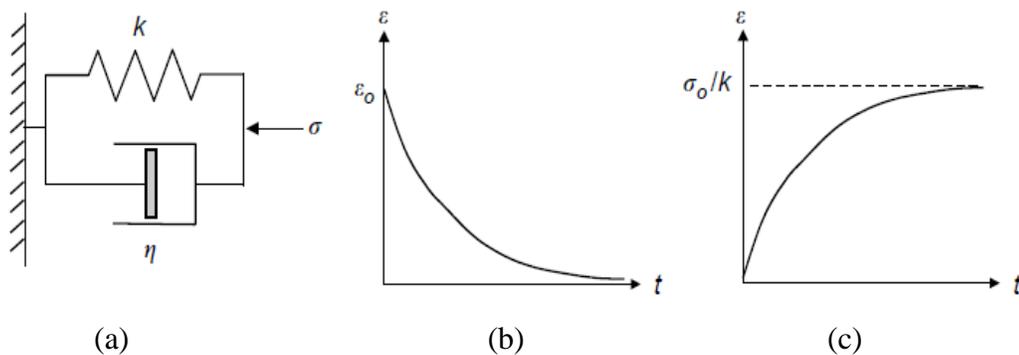


Figura 2.8 Sustancia firmo-viscosa: (a) Modelo físico. (b) Respuesta ante un ε instantáneo. (c) Respuesta ante σ instantáneo. (Tomado de Jaeger et al., 2007)

Supóngase entonces que el sistema es comprimido teniéndose una ε_0 para $t = 0$ de modo que la tensión se libera instantáneamente, dicha respuesta se evidencia en la ecuación diferencial siguiente.

$$\eta \dot{\varepsilon} + \kappa \varepsilon = 0 \quad t > 0 \quad (\text{Ec. 2.19})$$

Entonces, la ecuación (Ec. 2.13) tendrá como solución la expresión (Ec. 2.20) demostrándose la deformación decae exponencialmente desde un tiempo inicial t hasta un tiempo de relajación t_1 , esto se puede evidenciar en la figura 2.8 (b) (Jaeger y Cook, 1976)

$$\varepsilon = \varepsilon_0 e^{-t/t_1} \quad (\text{Ec. 2.20})$$

Ahora bien, si se aplica un esfuerzo instantáneo σ_0 para un tiempo $t = 0$ a un sistema en reposo, el mismo se regirá por la ecuación diferencial (Ec. 2.21), a la cual la solución vendrá dada por la expresión (Ec. 2.22), lo cual permite verificar que la deformación incrementa de manera asintótica desde 0 hasta alcanzar su estado de deformación elástica dado por σ_0/κ para un tiempo constante $\tau = \eta/\kappa$, esto puede evidenciarse en la figura 2.8 (c).

$$\kappa \varepsilon + \eta \dot{\varepsilon} = \sigma_0 \quad (\text{Ec. 2.21})$$

$$\varepsilon = (\sigma_0/\kappa) [1 - e^{-\kappa t/\eta}] \quad (\text{Ec. 2.22})$$

El modelo de Kelvin se ha mostrado deficiente para estudios de comportamientos dependientes del tiempo, por lo cual se ha desarrollado un modelo generalizado.

2.4.2.3 Sustancia generalizada de Kelvin

Este modelo consiste en los elementos del modelo de Kelvin (κ_1, η_1) en un arreglo en serie con otro resorte (κ_2), como se observa en la figura 2.9 (a). De esta manera se tiene que el esfuerzo debe ser el mismo tanto en el resorte como en el elemento de Kelvin, por lo tanto la deformación total será la suma de la deformación de cada elemento, lo cual se expresa en la ecuación (Ec. 2.23)

$$\sigma = \eta_1 \dot{\varepsilon}_1 + k_1 \varepsilon_1 = k_2 \varepsilon_2 \quad \varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 \quad (\text{Ec. 2.23})$$

Ahora bien, si un esfuerzo σ_0 es aplicado a un tiempo $t = 0$ la deformación resultante estará expresada por la ecuación (Ec. 2.24). Este modelo muestra una deformación instantánea igual a σ_0/κ_2 adquiriendo un comportamiento asintótico hacia una deformación elástica acorde a las expresiones de la figura 2.9 (b)

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{\kappa_2} + \frac{\sigma_0}{\kappa_2} (1 - e^{-k_1 t / \eta_1}) \quad (\text{Ec. 2.24})$$

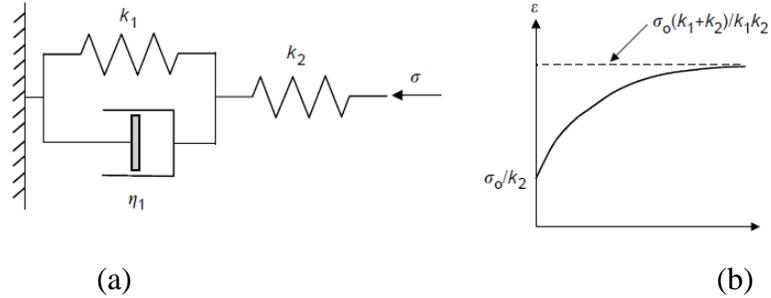


Figura 2.9 Sustancia generalizada de Kelvin: (a) Modelo físico. (b) Relación ε/t . (Tomado de Jaeger et al., 2007)

2.4.2.4 Sustancia de Burgers

Este tipo de sustancias consiste en un arreglo en serie de elementos de Kelvin (κ_1, η_1) con elementos de Maxwell (κ_2, η_2); dicho arreglo se puede observar en la figura 2.10 (a). La ecuación que gobierna a este tipo de materiales se basa en las expresiones de las sustancias involucradas haciendo la consideración de que el esfuerzo en cada sistema es el mismo mientras que la deformación será igual a la suma de las deformaciones de cada uno (Ec. 2.25)

$$\dot{\varepsilon}_2 = (\dot{\sigma}/k_2) + (\sigma/\eta_2), \quad \sigma = \eta_2 \dot{\varepsilon}_1 + k_1 \varepsilon_1, \quad \varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 \quad (\text{Ec. 2.25})$$

Si este tipo de sustancia es sujeta a un esfuerzo instantáneo σ_0 , la deformación resultante vendrá dada por la ecuación (Ec. 2.26), dicha respuesta se puede observar en la gráfica de la figura 2.10 (b). Este modelo permite representar de manera simple un material que responde a una deformación instantánea, con fluctuaciones en el tiempo.

$$\varepsilon = \frac{\sigma_0}{k_2} + \frac{\sigma_0}{k_1} [1 - e^{-k_1 t / \eta_1}] + \frac{\sigma_0}{\eta_2} t \quad (\text{Ec. 2.26})$$

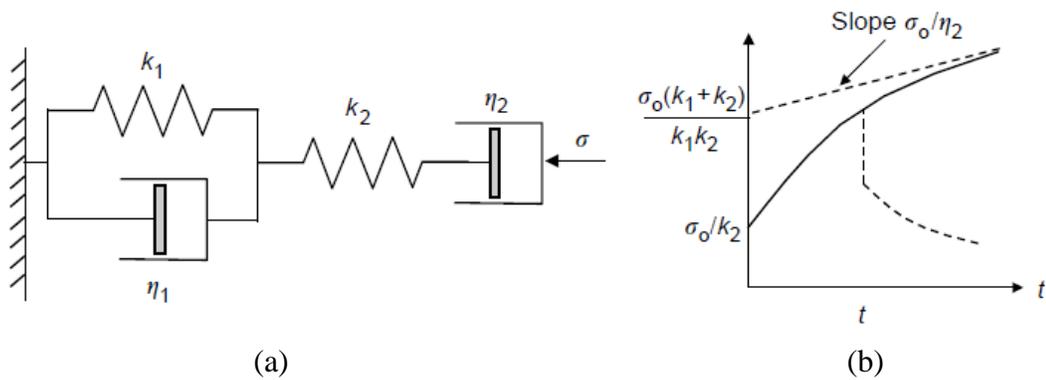


Figura 2.10 Sustancia de Burgers: (a) Modelo físico (b) Relación ε/t . (Tomado de Jaeger et al., 2007)

2.4.2.5 Sustancia de Bingham (modelos no lineales)

Los modelos reológicos no lineales son un poco más complejos y pueden presentarse de dos formas: la primera de éstas consiste en reemplazar las constantes κ y η por funciones de esfuerzo y deformación; la segunda introduce un modelo mecánico simple con una fuerza de fricción por contacto; este contacto se ha sustituido por un esfuerzo de fricción σ_0 obteniéndose así un modelo de *Saint Venant* el cual se puede observar en la figura 2.11 (a).

Si el elemento de *Saint Venant* es colocado en serie con un sistema de resortes y amortiguadores, como se observa en la figura 2.11 (b), el modelo resultante será el de Bingham (Jaeger et al., 1976).

Otros mecanismos reológicos no lineales han sido propuestos entre otros, por Attewell (1962) quien presenta un modelo para rocas porosas basado en amortiguadores con viscosidades variables; igualmente se tiene Price (1964) quien propuso un modelo Bingham-Voigt en donde el resorte de Bingham es reemplazado por un elemento generalizado de Kelvin.

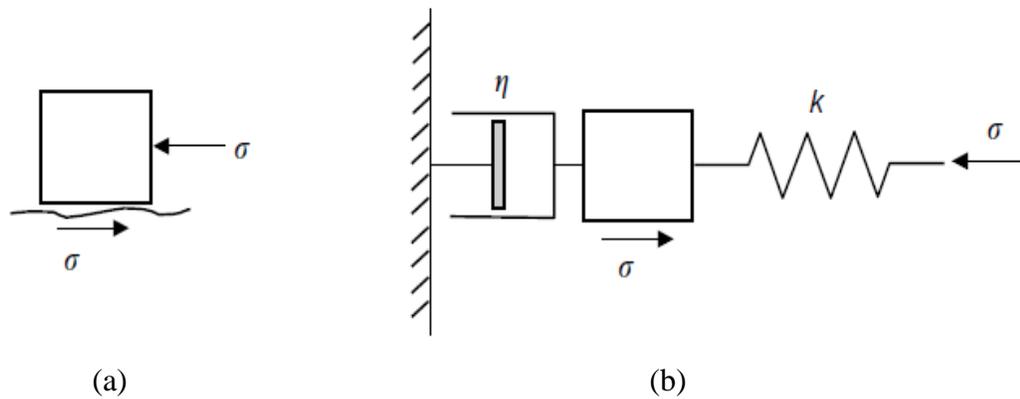


Figura 2.11 (a) Elemento de *Saint Venant*. (b) Sustancia de Bingham. (Tomado de Jaeger et al., 2007)

2.5 Modelos flexurales

En la teoría de placas tectónicas se asumen placas litosféricas delgadas y rígidas las cuales flotan sobre un manto. En la escala de tiempo geológico la litosfera se comporta de manera elástica mientras que el manto lo hace de manera similar a un fluido viscoso, pero en escalas de tiempo menores ambos se comportan como sólidos elásticos (Fowler, 2005). Entendiendo esto se pasa a las consideraciones establecidas por Watts (2001) quien explica que las teorías de Airy y Pratt son de difícil aceptación para los geólogos puesto que ellos consideraban que estos modelos no tomaban en cuenta las fuerzas que se han de manifestar en la corteza terrestre y en el manto superior.

Aunque, a pesar de dichas suposiciones, Watts *et al.*, (1995) explican que la asociaciones de cadenas montañosas de corteza gruesa y anomalías de aire libre de pequeña amplitud sugieren un estadio de equilibrio isostático; esto lleva a pensar que para una interpretación regional de los sistemas montañosos es necesario entender sistemas que van más allá de los modelos isostáticos simples, por lo cual Watts *et al.* (1995) explica que el modelo de Airy puede predecir con éxito el espesor cortical, pero hacia los bordes de los cinturones dicho modelo presenta desviaciones importantes, las cuales pueden ser compensadas a través del estudio de los mecanismos de flexión de placas.

2.5.1 Comportamiento elástico de la litosfera

El estudio de la flexura de la litosfera como resultado de la carga de cadenas montañosas, volcanes entre otros, ha permitido estimar las propiedades elásticas de la misma; de igual manera, el tiempo de retorno a la posición original una vez removida la carga será una variable dependiente de la viscosidad del manto así como de las mismas propiedades elásticas de la litosfera (Fowler, 2005).

Al considerarse un comportamiento elástico de la litosfera se asume entonces que el esfuerzo aplicado a una placa durante la flexura será proporcional a la deformación, lo cual tiene dos implicaciones: la primera radica en la simplificación de los cálculos matemáticos y la segunda en el uso del principio de superposición el cual explica que la flexura debida a una carga será determinada en función de los componentes de la carga (Watts, 2001).

2.5.2 Flexura de la litosfera (isostasia regional)

Con los modelos de Airy y Pratt se asume una isostasia local donde la compensación ocurre directamente por debajo de la carga (figuras 2.12 (a) y (b)), soportándose sobre un material de comportamiento líquido que fluyen para dar cabida a la carga. Sin embargo, los materiales de la Tierra se comportan, en su mayoría, de manera rígida, teniéndose entonces que el efecto de la carga se debe distribuir sobre un área amplia lo cual dependerá de la capacidad de flexión del material de soporte, considerando esta perspectiva se puede hablar de una compensación regional debido a la flexura de la litosfera (figura 2.12 (c)).

Este modelo de flexión litosferica también es conocido como modelo de Vening Meinesz (figura 2.12 (c)), según éste la litosfera actúa como una placa elástica donde su rigidez inherente distribuye las cargas topográficas sobre una región, en lugar de hacerlo por columnas (Hernández, 2012).

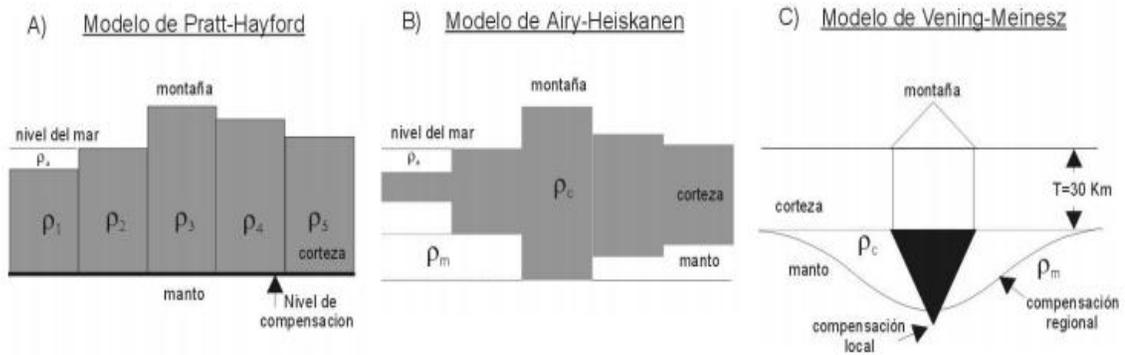


Figura 2.12 (a) Isostasia local e (b) isostasia regional. (Tomado de Álvarez, 2002)

La capacidad de flexura de una placa, por encima de su rigidez, determinará el grado de soporte para la carga; esta consideración permite realizar una analogía con un trampolín, donde la carga sería equivalente al clavadista que se posiciona en el borde del trampolín. En el caso de un trampolín delgado y débil éste se doblará en gran medida; mientras que para un trampolín grueso el comportamiento será de un material de mayor rigidez mostrándose una pequeña flexión. Esta analogía ejemplifica como la capacidad de flexura de la litosfera dependerá del espesor elástico de la misma (Lillie, 1999).

Con base en las consideraciones anteriores, se puede establecer que la isostasia, ya sea local o regional, es un concepto basado en la afirmación de la existencia de un equilibrio entre la corteza y el manto donde la aplicación de los principios de la física y la mecánica para el estudio del mismo han generado una serie de hipótesis y teorías que han cambiado el entendimiento de cómo se comportan ambos (corteza y manto) desde el punto de vista hidrostático, mecánico, elástico y viscoelástico en tiempo geológico. En este orden de ideas se puede resaltar que los modelos de flexura de placas se relacionan con las observaciones geológicas permitiendo modelar el comportamiento de la corteza y el manto ante la presencia de cargas y su remoción progresiva; ahora bien, al combinar la teoría de la flexión de placas con los métodos gravimétricos, 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 (Arnaiz-Rodríguez, 2009).

2.5.3 Rigidez flexural

Las placas litosféricas son delgadas en comparación con su extensión horizontal; sin embargo, es evidente que éstas reaccionan de forma rígida a las fuerzas que se les inducen bajo la consideración de que la litosfera no se tuerce fácilmente bajo esfuerzos horizontales (Lowrie, 2007).

La capacidad de doblarse de una placa es una medida de la rigidez de la misma, lo cual se manifiesta en su reacción ante una carga local donde una gran área alrededor de ésta forma parte del proceso, en la que la respuesta puede asociarse con el tipo de compensación isostática propuesta por Vening Meinesz en la década de 1940. Ahora bien, mediante la flexura debida a las cargas verticales locales, se puede obtener información acerca de una propiedad estática de la litosfera, es decir, su rigidez flexural. Esta medida denotada por D representa un parámetro elástico que expresa la resistencia a la flexura de una placa delgada suprayacente a un fluido débil y se determina acorde a la ecuación 2.26 donde E es el módulo de Young en N m^{-2} , ν el radio de Poisson y h el espesor de la placa, lo cual deja al parámetro D expresado en N m (Lowrie, 2007)

$$D = \frac{E}{12(1-\nu^2)} h^3 \quad (\text{Ec. 2.26}).$$

De igual manera, vale resaltar que el tiempo que tarda la litosfera en responder a la carga dependerá de las propiedades dinámicas del manto subyacente a la litosfera (Watts, 2001 y Lowrie, 2007).

2.5.4 Funciones de respuesta isostática

Para grandes bloques la teoría de isostasia puede ser aceptada sin ninguna objeción, pero a medida que se disminuye la escala, como el caso de una montaña individual esta teoría comienza a perder validez puesto que estos pequeños bloques

pueden soportarse por la elasticidad del bloque (Wegener, 1996 citado por Watts, 2001). Entendiendo lo anterior, la litosfera responde a cargas geológicas en largos periodos de tiempo tal como explican los modelos de Airy y Pratt, pero en una escala regional responden en función de la flexura a lo largo de la región. En función de esto se tiene que la litosfera se comporta como un filtro que elimina las deformaciones de alta amplitud y corta longitud de onda asociadas con los modelos isostáticos locales y deja pasar las deformaciones de baja amplitud y longitud de onda larga asociadas con la flexura donde esta consideración permitirá hacer el cálculo de la flexión en el dominio de la frecuencia en función de la carga y de los parámetros de la litosfera. En este caso Watts (2001) utiliza el término “filtro” de una manera peculiar donde la entrada es la carga y la salida es la flexura.

Asumiendo que la litosfera es un tipo particular de filtro donde una carga $h1$ produce una deflexión $y1$ y una carga $h2$ produce una deflexión $y2$, entonces la carga $h1 + h2$ producirá una flexura de $y1 + y2$ (Watts, 2001). Ahora bien, esta flexura dependerá de las características reológicas que se consideren para la litosfera encontrándose modelos que asumen un comportamiento elástico y otros un comportamiento viscoelástico, ambos como mecanismos de compensación isostática regional.

2.5.4.1 Modelo flexural analítico para placas elásticas

La ecuación que describe la respuesta de una placa elástica que subyace sobre un sustrato líquido débil para una carga periódica viene dada acorde a la expresión 2.27, donde $H(k)$ es la transformada de Fourier de la topografía, ρ_c la densidad de la corteza, ρ_w la densidad del material que rodea la carga (agua o aire), ρ_m la densidad del manto, ρ_{infill} la densidad del material de relleno de la flexión y $\Phi_e(k)$ un parámetro definido por la expresión 2.28.

$$Y(k) = -H(k) \frac{(\rho_c - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_{infill})} \Phi_e(k) \quad (Ec. 2.27)$$

$$\Phi_e(k) = \left[\frac{D k^4}{(\rho_m - \rho_{infill}) g} + 1 \right]^{-1} \quad (Ec. 2.28)$$

Dentro de la ecuación 2.28 se tiene entonces que D representa la rigidez flexural, k es el número de onda de la carga en la dirección de x ($k= 2\pi/\lambda_w$ donde λ_w es la longitud de onda) y g es la aceleración de la gravedad (Watts, 2001).

Una técnica comúnmente usada para descomponer datos espaciales en sus componentes espectrales es el análisis de Fourier; en este caso $Y(k)$ es la representación en número de onda de la flexura y $H(k)$ es la representación en número de onda de la topografía. La variación espacial en la flexura debida a una carga de dos dimensiones de forma arbitraria es obtenida tomando primero la transformada de Fourier de la carga, multiplicándola por el parámetro de número de onda y el término de densidad, para posteriormente aplicar la transformada inversa al resultado (Watts, 2001).

Es importante entender también que este modelo asume las siguientes condiciones:

- ✓ La corteza es de la misma densidad que la carga.
- ✓ El material que rellena la flexura es de la misma densidad que la corteza.
- ✓ La corteza es de densidad uniforme.

Considerando lo anterior es posible, en muchos casos, explicar la flexura observada en términos de un modelo de placa elástica, pero existen varios problemas con este modelo. Primero es un modelo simplista; segundo es invariante en el tiempo por lo que no considera la posibilidad de que la flexura puede cambiar en consecuencia de la carga; y tercero este modelo de placa elástica no siempre cuenta con las observaciones de la flexura (Watts, 2001).

2.5.4.2 Modelo flexural analítico de una placa viscoelástica

Los científicos han intentado entender el comportamiento de las rocas bajo la aplicación de un esfuerzo mediante la elaboración de modelos basados en comportamientos mecánicos análogos. En 1980 Lord Kelvin modeló una deformación viscoelástica mediante la combinación de las características de un sólido elástico perfecto y un líquido viscoso (Lowrie, 2007).

Ahora bien, se debe considerar que la respuesta de la litosfera a una carga de superficie depende no solo del tamaño, sino también de la escala de tiempo de la carga por lo que, en largas escalas de tiempo geológico la corteza y el manto superior se comportan de manera similar a una placa elástica delgada sobre un sustrato no viscoso. Considerando lo anterior, los comportamientos tanto elástico como viscoelástico son ingredientes de cualquier modelo de comportamiento mecánico de la litosfera (Watts, 2001).

Debido a que se considera una litosfera que combina ambas propiedades, es de utilidad considerar un material que combine ambas, probablemente el más sencillo es el material viscoelástico de Maxwell ilustrado con arreglos de resorte y amortiguadores (figura 2.7 (a) de la sección anterior); bajo esta consideración se entiende que la deformación de este material viscoelástico dependerá tanto de la parte elástica como de la viscosa. El caso de los materiales viscoelásticos se caracteriza por cuatro parámetros: la densidad, la compresibilidad elástica, la rigidez elástica inicial y la viscosidad. Ahora bien, existe un tiempo conocido como tiempo de relajación de Maxwell cuando la deformación elástica acumulada es igual a la deformación viscoelástica; en la ecuación 2.29 se evidencia la expresión que define el tiempo de relajación de Maxwell (τ), donde η es la viscosidad y E el módulo de Young (Watts, 2001).

$$\tau = \frac{\eta}{E} \quad (\text{Ec. 2.29})$$

Walcott (1970) fue el primero en aplicar modelos de placa viscoelástica a la litosfera, éstos pueden determinarse en función de la expresión 2.30, donde $H(k)$ es la transformada de Fourier de la topografía, $Y(k)$ es la transformada de Fourier de la flexura y el término de densidad es igual al utilizado en los modelos elásticos (expresión 2.27) (Watts, 2001).

$$Y(k) = \Phi_v(k)H(k) \frac{(\rho_c - \rho_w)}{(\rho_m - \rho_{infill})} \quad (\text{Ec. 2.30})$$

Igualmente en este caso se tiene el parámetro de número de onda, $\Phi_v(k)$, el cual modifica la respuesta de Airy para una producto de una flexura viscoelástica; para diferenciar este término del utilizado en el caso de modelos elásticos se denomina

función respuesta de la flexura viscoelástica la cual se obtiene considerando la respuesta de Airy para una placa viscoelástica como entrada y la flexura viscoelástica como respuesta de salida (Watts, 2001). La expresión 2.31 muestra la determinación de este parámetro, donde D_o es la rigidez flexural inicial y t el tiempo de carga sobre la litosfera, los demás términos guardan la misma definición que para el caso de modelos elásticos.

$$\Phi_v(k) = \frac{\left[1 + \frac{D_o k^4}{(\rho_m - \rho_{infill})g} \left[1 - e^{-\frac{t}{\tau} \left[1 + \frac{D_o k^4}{(\rho_m - \rho_{infill})g} \right]} \right] \right]}{\left[1 + \frac{D_o k^4}{(\rho_m - \rho_{infill})g} \right]} \quad (\text{Ec. 2.31})$$

En función de lo anterior se tiene entonces que la flexura es obtenida tomando primero la transformada de Fourier de la carga, multiplicando ésta por la función de respuesta y por el término de densidad para posteriormente determinar la transformada inversa de Fourier del resultado.

Es importante resaltar que el ajuste isostático en un modelo dependerá no solo de la edad de la carga, sino que también del tamaño de la misma (Watts, 2001), considerándose entonces que existe una componente temporal claramente definida en los modelos de placa viscoelástica esta condición permite estimar comportamientos transitorios.

2.6 Convección del manto

En 1929, Arthur Holmes fue el primero en establecer cuantitativamente que la convección termal constituía un mecanismo viable para el flujo del manto, a manera tal de dar una explicación a la deriva continental. Durante su trabajo, Holmes realizó estimaciones de las condiciones iniciales necesarias para la convección, y de la energía del flujo, concluyendo que las estimaciones de la viscosidad hechas para el momento estaban muy por debajo de lo necesario para dar inicio al proceso de convección (Schubert *et al.*, 2004). La dependencia del tiempo de la viscosidad del

manto fue determinada por Haskell, quien fue capaz de explicar el levantamiento de Escandinavia para una viscosidad del manto de 10^{20} Pa.

En la década de 1930 un grupo de geofísicos incluidos Pekeris (1935), Hales (1936) y Griggs (1939) intentaron construir modelos cuantitativos de convección del manto, como resultado Griggs demostró los efectos de la convección mantelar en la corteza continental mientras que Pekeris y Hales trabajaron sobre teorías de amplitud finita para la convección mantelar donde proponen la topografía dinámica, las variaciones de calor y el geoide basado en la convección del manto (Schubert *et al.*, 2004).

2.8 Topografía dinámica

La topografía de la Tierra es controlada, primordialmente, por las variaciones laterales en la estructura de densidad de la corteza y de la litosfera; además sobre esta topografía isostática el flujo mantelar induce una deformación en la superficie dando lugar a la topografía dinámica. Dicha deformación es transitoria y evoluciona a lo largo de decenas de millones de años, siendo de longitud de onda larga y de una amplitud aproximadamente de valores menores a los 2 km (Flament *et al.*, 2013).

Como consecuencia de la tectónica de placas, la topografía de la Tierra consiste en continentes y océanos con una diferencia media de elevación de ~ 4.5 km, la misma es una elevación de origen isostático resultado de las diferencias promedio de densidades y de espesores de la corteza. La correlación poca conocida entre las funciones de océano-continente y el geoide de longitud de onda larga apoya estas consideraciones, explicándose que si la topografía de la Tierra no fuese afectada por procesos dinámicos los continentes serían extensiones planas situadas ~ 4.5 km por encima de las llanuras abisales (Kaula, 1972 citado en Flament *et al.*, 2013). Claramente dicha situación no es el caso puesto que la topografía de la Tierra, efectivamente, es el resultado de una serie de procesos dinámicos que operan a diferentes escalas de tiempo y espacio. La convergencia de los continentes da como resultado la creación de cinturones montañosos como el Himalaya y Los Andes

mientras que la divergencia da lugar a los rift como el rift al este de África o el Mar Salton al este de California; estos procesos son claramente dinámicos, pero inclusive en zonas tectónicas activas la topografía se encuentra compensada isostáticamente (Mooney *et al.*, 1998 citado en Flament *et al.*, 2013).

Dado el número de procesos dinámicos que afectan a la topografía, no es extraño el uso del término “topografía dinámica”, el cual generalmente describe el efecto de la convección del manto sobre la topografía en superficie, no obstante el término no tiene una definición en la cual se haya llegado a algún acuerdo. La batimetría del piso oceánico es determinada por el enfriamiento y engrosamiento de la litosfera oceánica acorde al movimiento de los centros de expansión y, con el paso del tiempo, la subsidencia de la misma puede asociarse con los límites termales de la convección del manto por lo que este proceso debería incluirse dentro de la definición de topografía dinámica. Sin embargo, la dinámica de la litosfera continental es más compleja y no puede ser explicada con una teoría sencilla de límites de capas como en el caso anterior; por esta razón al definir la topografía dinámica global como la diferencia entre la topografía observada y la isostática se obtienen como resultado continentes dinámicamente deprimidos hasta 3 km, lo cual es inconsistente con las observaciones (Gurnis, 1993 citado en Flament *et al.*, 2013). Esta discrepancia, en parte, es debida la indiscutible contribución isostática de la litosfera continental sobre la topografía. Dado que la litosfera continental presenta restricciones globales en cuanto a su compleja estructura y densidad, la topografía dinámica es definida como aquella topografía originada por las fuentes ubicadas debajo del límite termal de la capa de la convección mantelar.

Dávila y Lithgow-Bertelloni (2013) explican que la topografía dinámica es un término utilizado en geodinámica para explicar la topografía generada por fuerzas dinámicas del flujo del manto superior terrestre. También se puede definir como la componente de la topografía que no se encuentra compensada isostáticamente, es decir, la parte del relieve que no puede ser explicada por variaciones laterales de

densidad, espesor o estructura reológica de la litosfera asumiendo que el manto tiene el comportamiento de un fluido.

Por su parte, Richards y Hager (1984) definen la topografía dinámica como la contribución dinámica del flujo mantelar sobre cualquier topografía. Como en los modelos simples de isostasia de Airy, la amplitud es inversamente proporcional al inherente contraste de densidad entre los límites de la corteza, sin embargo es directamente proporcional a la magnitud del esfuerzo que incide sobre la superficie (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013).

A escala de longitudes de onda larga, la topografía dinámica es el contribuyente de mayor importancia sobre la topografía tanto de los continentes como de los océanos (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013). La misma es registrada por las placas litosféricas las cuales se mueven sobre el cambiante flujo mantelar; como resultado de esto los eventos de subsidencia son seguidos generalmente por elevaciones del terreno y viceversa. Esto implica que los efectos de la topografía dinámica ocurren a lo largo de millones de años lo cual significa que debe ser registrada en largos periodos de tiempo, considerándose aquí el potencial de preservación de la roca; en este contexto se debe entender que la propia naturaleza de longitud de onda larga y baja amplitud de la señal de topografía dinámica dificulta el aislamiento de la misma de los efectos geológicos el cual está dominado por una señal de menor longitud de onda y de menor amplitud (Flament *et al.*, 2013).

Una restricción adicional a la preservación de la topografía dinámica proviene del registro geológico, el cual presenta una prioridad hacia las áreas que han estado en subsidencia por largos periodos de tiempo, mientras que las áreas elevadas sujetas a erosión presentan un escaso potencial de conservación. Sin embargo, los estratos depositados en depresiones de la topografía dinámica tienen también un bajo grado de preservación a largo plazo puesto que este proceso es transitorio. De este modo los procesos de subducción asociados a la topografía dinámica están representados, frecuentemente, por discontinuidades (Burgess *et al.*, 1997 citado en Flament *et al.*, 2013). Como consecuencia de lo anterior, se establece que el registro estratigráfico es

la información más accesible de la señal de topografía dinámica y el interior de los continentes representa un espacio prometedor para la búsqueda de la señal de la topografía dinámica (Gurnis, 1992 citado en Flament *et al.*, 2013).

2.8.1 Descripción analítica del flujo mantelar

Numerosos enfoques han sido desarrollados para poder modelar la topografía dinámica tanto regional como local, incluyéndose los modelos instantáneos; si éstos consideran el dominio del tiempo en su totalidad los modelos dependientes del tiempo e incluso los modelos directos e inversos semejarían la estructura actual del manto. Aunado a esto, ha habido estudios que han buscado típicos problemas asociados con la física involucrada en el proceso de topografía dinámica y con una conexión con el registro de las rocas (Flament *et al.*, 2013).

Existen diferentes modelos de topografía dinámica los cuales utilizan una predicción de las propiedades del manto basándose en sus respectivas propiedades. Para el caso de los modelos instantáneos de flujo mantelar se expresa que la topografía dinámica, h , es la deflexión de la superficie de la Tierra en respuesta a los esfuerzos que surgen por el flujo del manto, esto se expresa en la ecuación 2.32 donde σ_{rr} es el esfuerzo normal total al nivel de la superficie del modelo de flujo mantelar, $\Delta\rho$ es la diferencia de densidad entre el manto y el aire o agua, y g es la aceleración de la gravedad (Flament *et al.*, 2013).

$$\sigma_{rr} = \Delta\rho gh \quad (\text{Ec. 2.32})$$

Pekeris (1935) fue el primero en destacar que la deformación de la superficie debe ser el resultado de la convección mantelar, en su trabajo desarrolló una hipótesis sobre la convección termal en el interior de la Tierra encontrando que la superficie convectiva del manto es empujada hacia arriba por el aumento de las corrientes y es halada hacia abajo por el hundimiento de las mismas; esta premisa ha sido verificada a través de numerosos estudios (McKenzie *et al.*, 1974 citado en Flament *et al.*, 2013).

Con la finalidad de vincular la estructura y el flujo mantelar, el geoide y la topografía de superficie se ha desarrollado una solución analítica, esencialmente basadas en soluciones de funciones de Green, para flujos viscosos en dominios cartesianos o esféricos con viscosidades simplificadas por capas; dicha solución se expresa en la ecuación 2.33 donde ΔT es una escala de temperatura y C es una función de profundidad que especifica la distribución de la temperatura en profundidad (variaciones de densidad) y las variaciones laterales y radiales de la viscosidad.

$$h = C\Delta T \quad (\text{Ec. 2.33})$$

Se ha demostrado que la función C no depende del valor absoluto de la viscosidad; un ejemplo de la dependencia de C en profundidad o de la superficie normalizada de deformación “kernel” se puede observar en la figura 2.13 donde se muestra un caso de modelo analítico desarrollado por Hager y Clayton (1989) en el que la viscosidad del manto es radialmente distribuida en cuatro capas (Flament *et al.*, 2013). En dicha imagen se puede observar la deformación relativa inducida por una masa superficial colocada a una profundidad dada en el manto para diferentes esféricos armónicos: dos (línea continua en la figura), cuatro (guiones alargados) y ocho (guiones cortos). Cada valor de unidad de la imagen implica una compensación isostática perfecta, mientras que los valores del eje derecho del gráfico indican el valor adimensional relativo de viscosidad para las cuatro capas del modelo (litosfera, astenosfera, manto superior y manto inferior); la línea gris representa el límite entre el manto superior e inferior.

Con la imagen 2.13 se puede evidenciar la eficiencia con la cual las heterogeneidades de la densidad inducen una disminución en la topografía dinámica con la profundidad, aunque vale resaltar que la superficie de deformación dependerá de la estructura de viscosidad supuesta (Flament *et al.*, 2013).

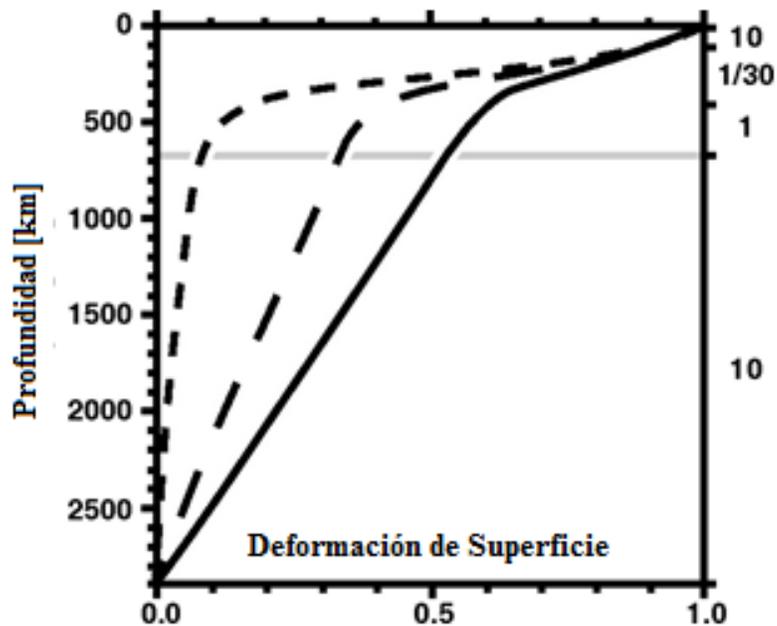


Figura 2.13 Superficie normalizada de deformación. (Tomado de Flament et al., 2013 modificado de Hager and Clayton 1989)

2.8.2 Modelos de topografía dinámica

En las últimas décadas se han desarrollado numerosas estrategias de interpretación de datos para el modelado del flujo mantelar y de la topografía dinámica, las mismas incluyen modelados directo e indirecto que se basan en la historia de subducción y en movimientos de placas dados por una reconstrucción de la tectónica global (Flament *et al.*, 2013).

Comparar la topografía dinámica con las observaciones no es sencillo porque la topografía isostáticamente compensada en la corteza y la topografía dada por el suelo oceánico necesita ser sustraída de la topografía observada, obteniéndose la topografía residual la cual es incierta, aunque en las últimas décadas se han desarrollado modelos de densidad y flujo mantelar (Steinberger, 2007).

La topografía dinámica actual puede ser estimada usando estructuras de densidades del manto actuales delimitadas por modelos tomográficos. Ahora bien, para estimar la evolución de la topografía dinámica el reto mayor es el

desconocimiento de la estructura de densidad en el tiempo; como consecuencia numerosas estrategias de asimilación de datos han sido desarrolladas en búsqueda de generar un modelo de la evolución del flujo mantelar y de la topografía dinámica.

Estas estrategias incluyen modelos de flujo mantelar directos, por advección y adjuntos basados en las historias de subducción y en movimientos de placas obtenidos por reconstrucciones globales, o en información de tomografías mantelares, o incluso en combinaciones de ambos (Flament *et al.*, 2013).

2.8.2.1 Modelos basados en la historia de subducción

a) Modelos analíticos: Ricard *et al.* (1993) desarrollaron un modelo analítico del flujo mantelar dependiente del tiempo, en el que la historia de subducción fue impuesta para 200 millones de años (m.a). En éste utilizaron una reconstrucción del movimiento de placas desde el Cenozoico hasta el Mesozoico, derivando un modelo de las heterogeneidades de densidad en la estructura mantelar actual bajo la suposición de que las losas de subducción se hundan verticalmente en el manto y estimaron la flotabilidad de las mismas a partir de la subsidencia térmica de la litosfera oceánica.

En este modelo las losas son tratadas como “stokeslets¹” que se hundan verticalmente a una razón constante, disminuyendo su velocidad a medida que entra en el manto inferior. Igualmente generaron un geoide sintético para su modelo de densidad y encontraron el mejor ajuste para un manto inferior 40 veces más viscoso que el manto superior.

En la figura 2.14 se puede observar el modelo resultante del trabajo de Ricard *et al.* (1993) en el que se evidencia que la topografía dinámica inducida por las heterogeneidades de la estructura mantelar consiste, principalmente, en mínimos de 1 km de amplitud aproximadamente concentrados a lo largo de los márgenes activos en la cuenca del Pacífico (Ricard *et al.*, 1993). Este modelo puede utilizarse para predecir las variaciones de las heterogeneidades del manto y del campo gravitatorio en el tiempo (Ricard *et al.*, 1993).

En el modelo de la figura 2.14 se verifica que existe un mínimo de -1.6 km hacia Indonesia, un máximo de ~ 600 m hacia el océano atlántico extendiéndose hacia el océano Índico y una amplitud rms (raíz media cuadrática) de ~ 430 m.

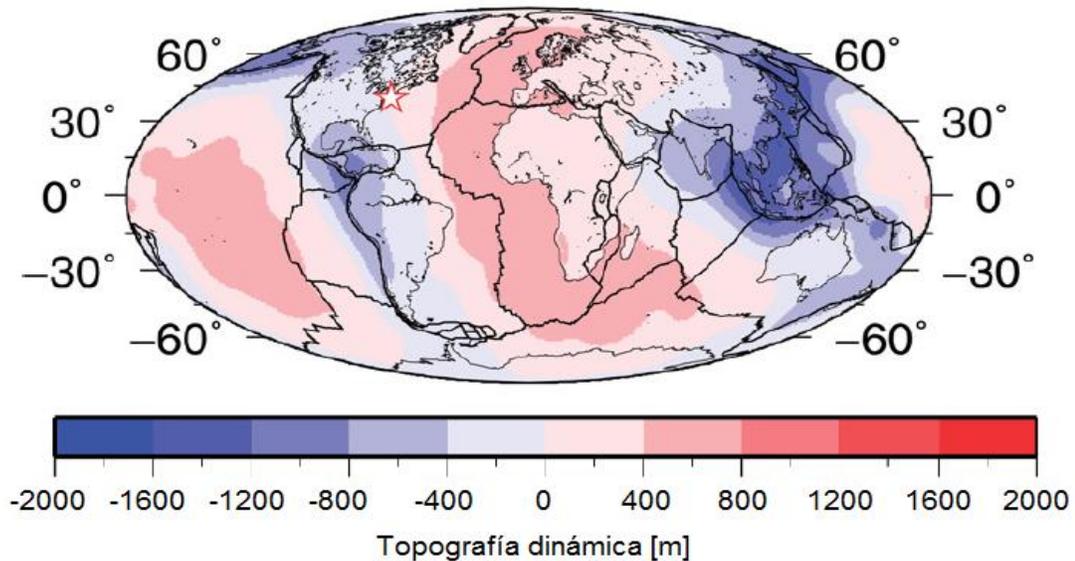


Figura 2.14 Modelo de Ricard *et al.* (1993), actualidad. (Tomado de Flament *et al.*, 2013)

Igualmente, en la figura 2.14, se destaca una asimetría del campo de la topografía dinámica hacia los valores negativos como consecuencia del hecho de que este modelo está impulsado por las losas de subducción.

En términos de distribución espacial, los bajos de la topografía dinámica de este modelo asociados a América del Sur, América Central y al sureste de Asia concuerdan con lo predicho por los modelos inversos de Steinberger (2007) y Conrad y Husson (2009), aunque el bajo ubicado en el golfo de Alaska y en el Mar de Bering predicho por Ricard *et al.* (1993) no se muestra en los modelos inversos comparados, lo cual sugiere una sobreestimación de la cantidad de material subducido en estas zonas (Flament *et al.*, 2013).

¹ Stokeslets: se asocia con una fuerza aplicada a un punto embebido en un flujo Stokes (*creeping flow*), el cual es un tipo de *fluido* donde las fuerzas inerciales de advección son pequeñas comparadas con las fuerzas ejercida por la viscosidad (Childress, 2007).

En el mismo año Gurnis desarrollo un modelo analítico similar al de Ricard *et al.* (1993) usando la historia de subducción fanerozoica de Scotse y Golonka (1992) de manera tal de investigar la topografía dinámica en función de la inundación continental. Ellos encontraron que una parte significativa de la inundación, observada durante el Fanerozoico, podría ser atribuida a la subsidencia dinámica en zonas de subducción activa, lo que sugiere que la topografía dinámica tiene efectos sobre el cambio relativo del nivel del mar a escala global con grandes longitudes de ondas asociadas, y es por esto que la estratigrafía fanerozoica puede ser usada para limitar o restringir el flujo mantelar (Flament *et al.*, 2013).

b) Modelos numéricos directos: Gurnis *et al.* (1998) desarrollaron un modelo numérico regional de convección del manto con la imposición de una cinemática de placas para investigar así la evolución de la topografía dinámica en la placa australiana desde el Cretácico. En su trabajo utilizaron la ubicación de las subducciones tomadas del modelo de reconstrucción de placas de Müller *et al.* (1997) para construir un campo sintético inicial de temperatura para su modelo directo.

Con este modelo Gurnis *et al.* (1998) lograron reproducir la inundación regional de Australia durante el Cretácico a partir de reconstrucciones paleogeográficas, proponiendo un modelo de 34 estadios a lo largo de 450 m.a.; determinaron también que los movimientos verticales predichos por este modelo para los cratones de Kaapval y Slave son concordantes con la historia vaticinada con modelos termocronológicos (Flament *et al.*, 2013).

En líneas generales Gurnis *et al.* (1998) explican que este modelo tridimensional de la convección mantelar impone la historia de la tectónica de placas conocida para predecir el movimiento vertical anómalo durante el Cretácico en la discordancia Australia-Antártica. Los modelos dinámicos infieren que una losa en subducción asociada al margen convergente Gondwana-Pacífico pasa por debajo de Australia durante el Cretácico y se estanca parcialmente en la zona de transición del manto encontrándose actualmente por debajo del Sureste de la dorsal del océano Índico.

Flament *et al.* (2013) exponen que este modelo es notable por dar un enfoque computacional sencillo y directo a la vinculación de la tectónica de placas y la convección termal mostrando que un ciclo entero de topografía dinámica puede ser seguido de una subsidencia a una elevación. Esto no representa una crítica a los métodos de modelado, pero refleja una limitante importante en cuanto al registro geológico. Además este estudio ha reforzado la necesidad de seguir la historia de los movimientos verticales de las placas respecto al manto, lo cual es esencial para la comparación de los modelos con la geología.

c) **Modelo de Flament *et al.* (2013):** en su trabajo estos autores introducen un modelo directo en el que se asimila la cinemática termal con la reconstrucción de placas utilizando el *software GPLates*. Este modelo es, en esencia, una ampliación del enfoque planteado por Ricard *et al.* (1993) de una convección tridimensional limitada por el movimiento de placas.

Aquí el campo de velocidad de la reconstrucción de placas es impuesto como una superficie límite condicionada por la interpolación lineal entre las reconstrucciones de los estadios cada millón de años; mientras que el campo de temperatura de la litosfera oceánica se generó utilizando edades paleo-oceánicas.

En este modelo se afronta la limitación representada por los modelos de convección mantelar que imponen diferentes velocidades de placa, las cuales resultan en un engrosamiento sustancial de las losas de subducción. Para afrontar esto el modelo de Flament *et al.* (2013) asume, en las zonas próximas a la subducción, un campo de temperatura determinado mediante el proceso de reconstrucción de placas, donde la estructura termal de las losas dependerá de la edad de subducción de la litosfera suponiendo un ángulo de inclinación de 45° . Esta solución analítica es asimilada en un modelo dinámico en 350 km de zonas en subducción utilizando una función que combina los campos analíticos y numéricos de temperatura; de igual manera los autores se aseguraron de que las zonas de subducción se introdujeran progresivamente en la parte superior del manto durante el modelado. Este método asegura que la flotabilidad de la losa y el flujo del manto superior sea consistente con

las reconstrucciones de placas, evitando de esta manera un engrosamiento advectivo de la losa.

En la figura 2.15 se puede observar el resultado del modelo para la actualidad, evidenciándose la similitud con el modelo de Ricard *et al.* (1993) se mantiene el patrón de bajos valores asociado al cinturón que se extiende desde la Antártida, a través de las Américas, hasta el Ártico.

El campo de topografía dinámica de este modelo concuerda con la topografía residual, en términos de patrones y de amplitudes; además, aunque la media de la topografía dinámica es cero, los máximos modelados presentan menor amplitud que los mínimos debido a que las elevaciones son sistemas pasivos.

Igualmente en la figura 2.15 se encuentran representados un máximo de 1653 m hacia el sur del océano Pacífico, un mínimo en el orden de -2000 m al sur del continente europeo y una amplitud rms de 760 m.

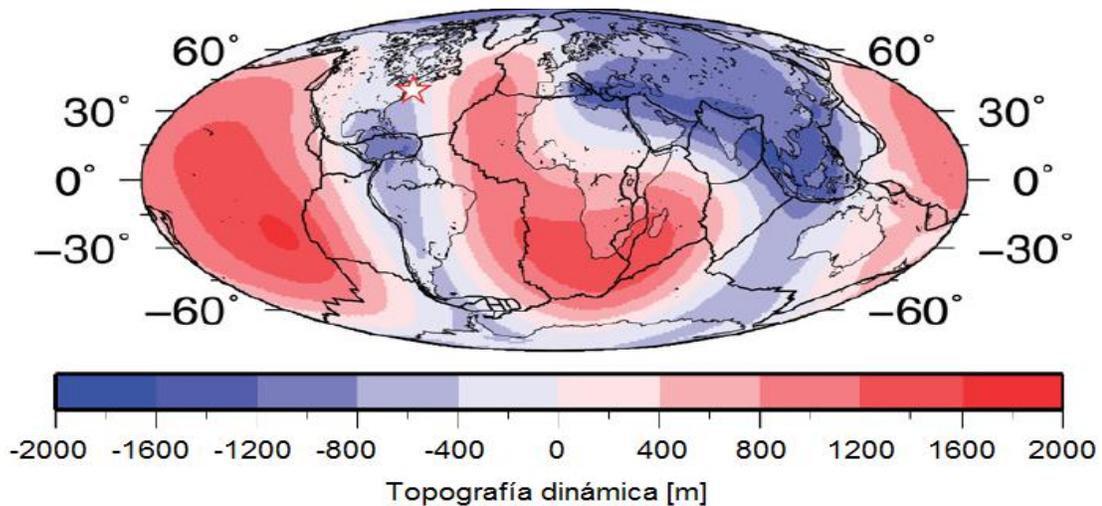


Figura 2.15 Modelo de Flament *et al.* (2013). (Tomado de Flament *et al.*, 2013)

2.8.2.2 Modelos basados en tomografías del manto

a) **Modelos de advección²**: con la intención de investigar la dependencia del flujo mantelar con respecto al tiempo y la topografía dinámica, se ha desarrollado una extensión natural de los modelos de flujo instantáneo que consiste en la variación de la estructura de densidad del manto derivada de estudios tomográficos. Este proceso radica esencialmente en el cambio de la medida de gravedad en la ecuación de momento y un ajuste en la difusividad térmica a cero dentro de la ecuación de energía. Una limitación importante de esta metodología consiste en que la difusión termal no siempre puede ser revertida.

El primer estudio para modelar topografía dinámica a partir de esta idea fue el de Conrad y Gurnis (2003), quienes establecieron que los altos topográficos dinámicos actualmente localizados bajo África del sur migraron desde el este del continente durante los pasados 36 m.a. De igual manera estos autores resaltan la importancia de los límites termales de las placas durante el proceso de advección y del uso del modelo de enfriamiento de un espacio semi-infinito para la determinación de las edades de los océanos en el tope de los límites térmicos de placas (Flament *et al.*, 2013).

En la figura 2.16 se puede observar el resultado de este modelo aplicado por Conrad y Husson (2009) evidenciándose la topografía dinámica predicha para la actualidad. En su estudio Conrad y Husson (2009) examinan las maneras en que la dinámica del flujo del manto viscoso afecta la media de la batimetría y, en consecuencia, los cambios eustáticos. Ellos consideran los procesos de subsidencia y levantamiento por separado, examinando también la importancia del flujo del manto tanto superior como inferior, así como también la importancia de la estructura viscosa del manto evaluando, en función de lo anterior, las contribuciones sobre la topografía dinámica variante en el tiempo.

²Advección: es un mecanismo de transporte de una sustancia o propiedad conservada en un fluido, el cual se describe matemáticamente como un campo vectorial.

Con esto lograron predecir una elevación dinámica promedio del piso oceánico de 132 m y una subsidencia promedio de 295 m de las áreas continentales.

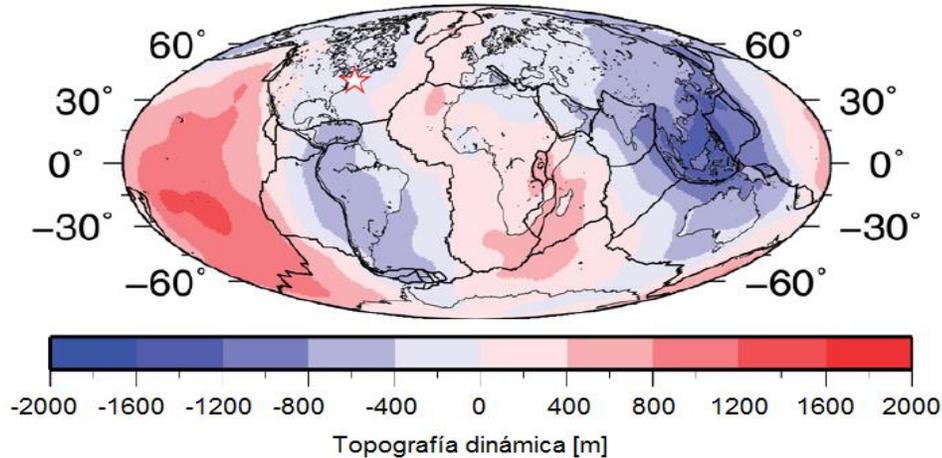


Figura 2.16 Modelo de Conrad y Husson (2009), actualidad. (Tomado de Flament et al, 2013)

En el modelo de la figura 2.16 se puede detallar también que existe un valor máximo de 1450 m al sur del océano Pacífico, un mínimo de -1550 m hacia Indonesia y una amplitud rms de 480 m.

b) Modelos adjuntos: Este modelo procura solventar los defectos derivados del modelo de advección en cuanto a la conductividad en los límites termales de placas. Este método consiste en refinar las condiciones iniciales mediante métodos iterativos de resolución. La principal ventaja de este método es que da una solución directa para las ecuaciones de movimiento y energía mientras converja hacia una estructura de tomografía conocida. En cambio, una limitante significativa radica en el costo de tiempo de cálculo puesto que una simple inversión requiere múltiples soluciones para las ecuaciones (Flament *et al.*, 2013).

Algunos autores han utilizado variantes de este método para limitar las propiedades del manto encontrando modelos adjuntos que describen la historia de inundación de Norte América (Flament *et al.*, 2013).

Un ejemplo de estos modelos es el presentado por Steinberger (2007) en el cual se consideran los efectos del calor latente en los límites de fases predichas por la topografía dinámica, dichos efectos fueron implementados en un modelo de flujo mantelar, encontrándose cambios en la topografía dinámica. Además el autor incluyó dichos efectos para reducir la amplitud rms de 50-60 m.

En la figura 2.17 se puede observar el modelo generado por Steinberger (2007) en el que se destaca un valor máximo en el orden de los 2000 m hacia el océano Pacífico, un valor mínimo en el orden de los -2000 m al sur de Asia y una amplitud rms de 909 m.

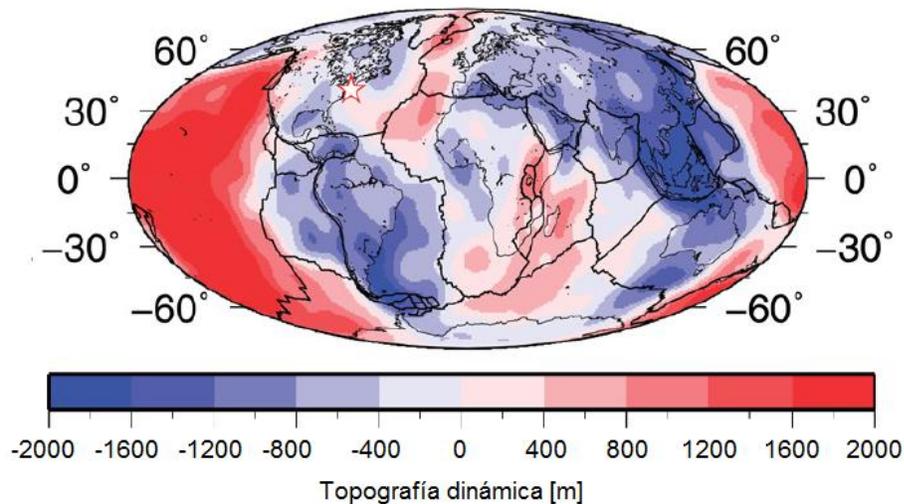


Figura 2.17 Modelo de Steinberger (2007), actualidad. (Tomado de Flament et al., 2013)

c) Modelos híbridos: Spasojevic y Gurnis (2012) proponen una formulación híbrida en la cual la densidad en el manto inferior se deriva completamente de la advección inversa de un modelo de tomografía sísmica, mientras que para el manto superior las anomalías positivas, debido a la flotabilidad, son derivadas de la advección inversa de una tomografía sísmica y las anomalías negativas de las zonas de subducción provienen de la reconstrucción tectónica y la edad del suelo oceánico.

Spasojevic y Gurnis (2012) presentan una serie de avances en los modelos de flujo instantáneo, además comparan el cambio previsto en la topografía dinámica global para varios modelos con diferentes estructuras de viscosidad en los mapas de elevaciones y subsidencia deducidos con reconstrucciones paleogeográficas.

Igualmente señalan los mejores modelos de ajuste en diferentes áreas y sugieren que la estructura radial de la viscosidad del manto no es uniforme.

Con la evaluación realizada, éstos autores encontraron que la amplitud de la topografía dinámica en las regiones continentales es mayor que la del nivel del mar global en varias regiones y periodos, por lo cual controlaron el nivel del mar en la región norte y sur de América y en Australia desde el Cretácico tardío, al norte de África y Arabia desde el Eoceno tardío y el sudeste de Asia en el Oligoceno-Mioceno. Igualmente encontraron que África oriental y meridional ha experimentado un levantamiento dinámico en los últimos 20 a 30 m.a, mientras que Siberia y Australia han experimentado una inclinación durante el Cenozoico.

El factor dominante que controla el nivel global del mar es el resultado de una producción de litosfera oceánica que ha dado lugar a una caída del nivel del mar de larga amplitud desde finales del Cretácico, lapso en el cual la topografía dinámica ha intentado compensar esta caída.

En la figura 2.18 se puede observar el modelo de topografía dinámica presentado por Spasojevic y Gurnis (2012) para la actualidad, del cual se destaca que existe un valor máximo de 883 m hacia el sur del océano Pacífico, un mínimo en el orden de los -2000 m hacia el sur de Asia y una amplitud rms de 884 m.

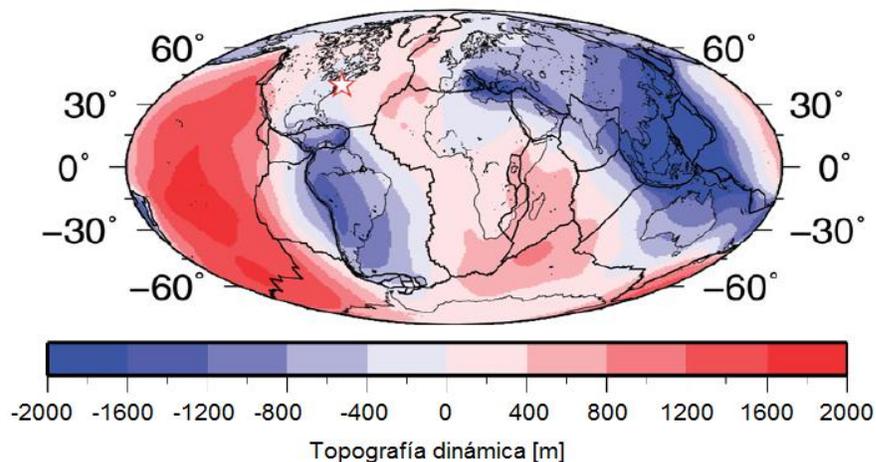


Figura 2.18 Modelo de Spasojevic y Gurnis (2012), actualidad. (Tomado de Flament *et al.*, 2013)

2.8.2.3 Topografía dinámica erosionada (*Eroding dynamic topography*)

La topografía dinámica es la expresión en superficie de la convección mantelar que resulta de la carga topográfica necesaria para equilibrar el flujo mantelar en la base de la litosfera (Hager *et al.*, 1985).

Al revisar los aspectos poco conocidos de los registros geológicos combinados con modelos de flujos mantelares se ha comenzado a cuantificar la contribución en superficie de la topografía dinámica, encontrándose que las observaciones geológicas propulsadas por el flujo mantelar son numerosas, especialmente en los registros estratigráficos de las cuencas sedimentarias, mientras que, en caso contrario, cuando se exponen las rocas en superficie la topografía dinámica es sustancialmente erosionada dejando una huella notable en los registros geológicos (Braun *et al.*, 2013).

Se ha podido evaluar la contribución de la topografía dinámica a los cambios eustáticos a niveles tanto globales como locales permitiendo dar explicaciones a procesos de inundación continental y de levantamientos, pero lo más representativo del estudio de la topografía dinámica es que ha permitido encontrar vínculos entre la dinámica del interior de la Tierra y sus componentes en superficie, como lo son el potencial de perturbación de la circulación oceánica, la reorganización de drenajes a gran escala o la formación de las principales características geomorfológicas como el Gran Cañón de Colorado (Karlstrom *et al.*, 2008 citado en Braun *et al.*, 2013)

Aunque el flujo mantelar es relativamente constante a lo largo de decenas de millones de años y que la topografía dinámica que crea debe permanecer sin cambio alguno en el mismo periodo de tiempo, el movimiento relativo de las placas tectónicas respecto al manto subyacente puede causar topografía dinámica transitoria. Para ilustrar esto Braun *et al.* (2013) parametrizan, en primer orden, la topografía dinámica causada por una pluma mantelar o levantamiento de 2λ de ancho por debajo de una placa que se mueve a una velocidad v en la dirección x acorde a la función Gaussiana de la expresión 2.34.

$$z(x) = z_0 e^{-(x-vt)^2/\lambda^2} \quad (\text{Ec. 2.34})$$

Donde z_0 es la amplitud máxima de la topografía dinámica, y t es el tiempo. De lo anterior se tiene entonces que la tasa de levantamiento/subsidencia es dada por la expresión 2.35.

$$\dot{z}(x) = v \frac{dz}{dx} = -\frac{2vz_0(x-vt)}{\lambda^2} e^{-(x-vt)^2/\lambda^2} \quad (\text{Ec. 2.35})$$

La expresión anterior implica que la superficie es levantada en frente de la pluma y hundida detrás de ésta a una velocidad proporcional a la velocidad de la placa (~ 10 cm/año) y es modulada por la pendiente de la topografía (Braun *et.al*, 2013).

Debido a que es impulsada por el flujo mantelar la topografía dinámica debe permanecer sin cambios para equilibrar el esfuerzo viscoso aplicado en la base de la litosfera, incluso si ésta se erosiona. El tiempo para el ajuste de la topografía dinámica a la erosión superficial dependerá entonces de la viscosidad de la astenosfera, siendo este proceso similar al tiempo del rebote glacial ($1-5 \times 10^4$ años). Esto implica que, en tiempo geológico, un kilómetro de topografía dinámica puede dejar muchos kilómetros de erosión; la limitante de este proceso la establece la deflexión del límite corteza-manto lo cual genera un esfuerzo equivalente al ejercido por la viscosidad del manto (Braun *et.al*, 2013).

En su trabajo Braun *et al.* (2013) demostraron que, a gran escala, la topografía de poca amplitud puede ser fácilmente erosionada si se considera la contribución opuesta de la pendiente y del área de drenaje. En general, los autores lograron demostrar que la topografía dinámica es susceptible a ser erosionada por procesos superficiales quedando grabada en los registros geológicos de manera medible.

2.8.3 La topografía dinámica y la isostasia

La elevación de una cadena montañosa y la tasa de levantamiento están vinculadas puesto que una es la derivada en el tiempo de la otra y, como tales, muestran que las componentes dinámicas de una cadena montañosa son sensibles a la estructura litosférica y a las tasas de cambio. Comúnmente se considera que la elevación en la corteza está dominada por la isostasia la cual, en márgenes convergentes, es típicamente gruesa en respuesta al acortamiento cortical, de igual

manera el manto litosférico también puede variar su espesor. Algunos autores explican que además de la componente estática de la topografía existe otra componente de elevación que puede surgir debido a anomalías de densidad y al flujo resultante de la capa más profunda lo cual se conoce como topografía dinámica: el flujo vertical en el manto induce un esfuerzo en la base de la litosfera siendo la topografía dinámica el resultado de la elevación en superficie para equilibrar el sistema (Faccena *et al.*, 2014).

Haciendo caso omiso de la flexión elástica, lo cual es válido para las cargas en las que la escala de longitud es más grande que la longitud de onda de flexión, la elevación local en un cinturón montañoso puede ser descrita como una combinación de una componente isostática y un componente dinámica. La elevación isostática depende sólo de la estructura de densidad de la litosfera y del fluido astenosférico subyacente (Faccena *et al.*, 2014).

En cuanto a la componente de topografía dinámica, la misma puede deducirse del esfuerzo generado en la base de la litosfera el cual se estima a partir de modelos de flujo mantelar y de anomalías de densidad, como se explicó en secciones anteriores de este mismo capítulo.

La tasa de elevación de la superficie, que se define como la derivada temporal de la superficie de la Tierra, posee fuentes del manto profundo, de la litosfera y de la corteza; además los cambios temporales en el flujo mantelar representan cambios en la topografía dinámica y en los levantamientos en superficie, mientras que los cambios temporales en el espesor de la litosfera y los ajustes isostáticos que esto implica inducen también cambios en la elevación y en la superficie de levantamiento (Faccena *et al.*, 2014).

Uno de los mecanismos más rápidos para el cambio de la espesor de la corteza es la erosión de superficie y su contraparte, la depositación sedimentaria. Ahora bien, la respuesta isostática a la erosión o depositación es a menudo una gran componente de la tasa de elevación de la superficie (Molnar y England, 1990 citados en Faccena *et al.*, 2014).

La velocidad o tasa de elevación vertical de la superficie se puede descomponer en componentes tanto isostática como de topografía dinámica donde la velocidad resultante de la componente isostática puede dividirse aún más en términos de la tasa de engrosamiento estructural de la corteza y del manto litosférico, la tasa de erosión y la tasa de sedimentación, las cuales no pueden coexistir en el mismo punto.

En cuanto a la componente dinámica para la tasa de elevación, ésta puede ser definida como la tasa de variación de la topografía dinámica que contribuye igualmente a la superficie de la roca y a la elevación que alcanza.

En general, para determinar los componentes isostáticas y dinámicas, se debe estimar la estructura de la densidad de la litosfera y el movimiento del manto, mientras que para resolver las componentes de la tasa de elevación, se deben estimar las tasas de erosión y sedimentación, engrosamiento de la corteza o las tasas de adelgazamiento y las componentes de topografía dinámica, incluyendo el ajuste isostático glacial (Faccena *et al.*, 2014).

2.8.4 Ejemplos de topografía dinámica

En las últimas décadas se han estudiado situaciones geológicas variadas desde la perspectiva de la topografía dinámica, a continuación se ilustran algunos de estos casos.

2.8.4.1 Empalme triple de Chile (*The Chile Triple Junction*)

El empalme triple de Chile (figura 2.19) migró hacia el norte durante 14 m.a pasando desde los 54° S hasta los 46°30S de hoy en día puesto que los segmentos de las trincheras han entrado en subducción. Como consecuencia de esta migración se abre una ventana astenosférica por debajo de la Patagonia induciendo una perturbación en el flujo mantelar regional y una migración hacia el norte de una onda de topografía dinámica que generó la elevación de la placa superior.

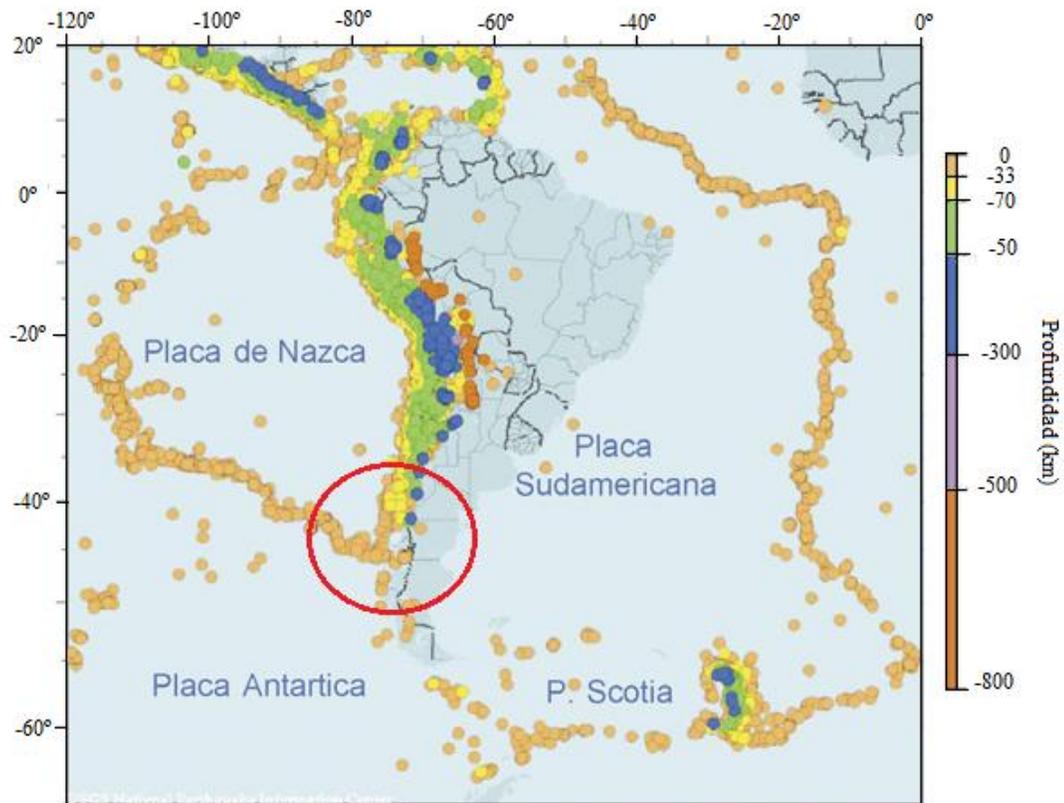


Figura 2.19 Empalme triple de Chile definiéndose los límites de placa con la sismicidad.
(Modificado de Cisternas y Vera, 2002)

Dicho desplazamiento de la topografía dinámica se correlaciona con el aumento de la altura de las brechas orogénicas para las latitudes 46°S a 48°S y con la modificación de la red de drenajes hacia el este desde el Mioceno tardío. Dichas observaciones apoyan la erosión sustancial de la topografía dinámica evidenciada por la reorganización de los sistemas de drenajes a pesar de los valles preexistentes (Braun *et.al*, 2013).

2.8.4.2 Cuenca de Maturín

La cuenca de Maturín ubicada entre los 13° - 7° N y los 66° - 60° W representa una cuenca antepaís con un registro sedimentario Mioceno-Presente de >10 km de espesor (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013) .

Tradicionalmente se han entendido las cuencas antepaís como el resultado de colisión continental o subducción que se origina como una respuesta isostática a la flexura de la placa; sin embargo, a través de modelos numéricos, se ha demostrado que la subsidencia de la cuenca retroarco también es resultado de la topografía dinámica negativa impulsada por los movimientos mantelares y por el exceso de masa de la losa en subducción (Jácome *et al.*, 2003).

Jácome *et al.* (2003) explican que la cuenca de Maturín es un buen laboratorio natural para estudiar la contribución de la carga y de la subducción de la topografía dinámica sobre la subsidencia de la cuenca, la misma se formó en el Neógeno y se encuentra cerca de la zona de subducción de las Antillas Menores donde los datos sismológicos indican que la placa Suramericana subduce por debajo de la placa Caribe (Ruso *et al.*, 1993 citado en Jácome *et al.*, 2003).

En el trabajo de Jácome *et al.* (2003) se estima un acortamiento orogénico de ~80 km, sin embargo todo el acortamiento asociado a la formación de la cuenca muestra una disminución de oeste (96 km) hacia el este (76 km) mientras que los espesores sedimentarios disminuyen en sentido contrario. Esta variación implica un control externo en el espacio de acomodación, es decir, una contribución dinámica. En las evaluaciones realizadas por los autores ellos introdujeron una litosfera poco realista con un espesor elástico efectivo (T_e) de solo 7.5 km lo cual no generó una respuesta a la flexión capaz de igualar la curva de subsidencia observada. Ante estos resultados y entendiendo el marco geodinámico, los autores proponen que el hundimiento dinámico impulsado por el flujo mantelar podría representar al menos un 45% del déficit de profundidad de la cuenca.

La topografía dinámica es estimada a través de un modelo de elementos finitos considerando una geometría de subducción simple donde la losa (Suramérica) posee un espesor de 50-100 km extendiéndose hasta una profundidad de ~200 km, y un contraste de densidades entre 50 y 100 kg/m³ con respecto al manto. La máxima longitud de onda de la topografía dinámica fue encontrada a través de modelos de subducción vertical (Jácome *et al.*, 2003).

El mejor ajuste entre las observaciones y los modelos se obtuvo para una losa de 50 km y el contraste de densidad mayor (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013). Las fuerzas de convección del manto asociadas con la subducción reproducen ~2 km de subsidencia (en amplitud) a través de ~200 km (en longitud de onda). Este modelo de subducción es consistente con la evidencia sísmica y tomográfica (Jácome *et al.*, 2003).

En la figura 2.20 se muestra un perfil de la topografía dinámica supuesta para la subducción de la litosfera suramericana por debajo del oriente de Venezuela, este modelo de flujo considera una zona de desacoplamiento parcial de la litosfera; considera también una viscosidad de 10^{21} PaS para el manto litosférico y para la losa mientras que para la corteza considera 10^{22} PaS (Jácome *et al.*, 2003).

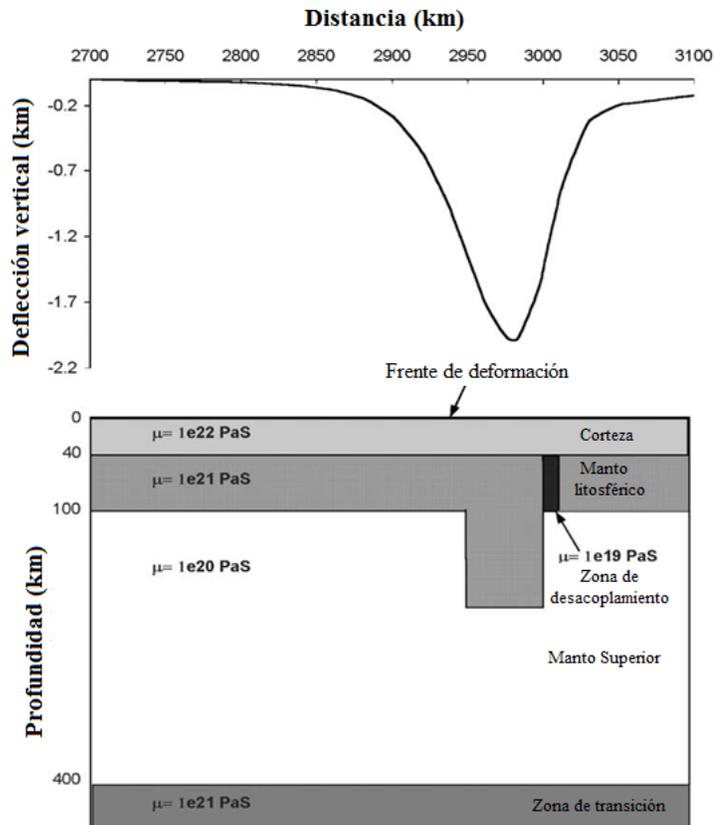


Figura 2.20 Modelo de topografía dinámica para un perfil de la cuenca de Maturín.
(Tomado de Jácome *et al.*, 2003)

2.8.4.3 Cuenca de Argentina

La cuenca de Argentina, ubicada mar adentro del margen Atlántico, es una de las regiones oceánicas anómalamente más profunda, contrario a lo que su edad sugiere. Ante esta peculiaridad Shephard *et al.* (2012) realizaron el análisis de dicha anomalía desde la perspectiva de topografía dinámica, puesto que anteriormente dicha profundidad había sido atribuida al flujo astenosférico y al acoplamiento de la placa suramericana con el manto superficial en movimiento hacia el oeste.

Para obtener resultados geodinámicos robustos, el proceso de modelado de la dinámica mantelar dependiente del tiempo exige un conjunto de condiciones iniciales y parámetros que limiten el mismo; ante el conocimiento de esto Shephard *et al.* (2012) utilizaron los modelos adjuntos por regirse por procesos iterativos y no solamente por las condiciones iniciales. Los autores probaron un modelo inverso de convección mantelar utilizando el método adjunto en el código 3-D de elementos finitos CitcomS. Igualmente generaron un campo inicial de temperatura utilizando la inversión tomográfica de ondas S.

Shephard *et al.* (2012) consideran que la magnitud y la dependencia del tiempo de la topografía dinámica está influenciada por la viscosidad tanto del manto superior como del inferior la cual fue estimada partiendo del rebote post-glacial (Milne *et al.*, 2004 citado en Shephard *et al.* 2012).

La topografía dinámica h es calculada, en este trabajo, usando un límite consistente en el método de flujo mediante el equilibrio del esfuerzo vertical y la fuerza de restauración en la superficie.

A través de esta metodología Shephard *et al.* (2012) obtuvieron el modelo de topografía dinámica de la figura 2.21 para los últimos 50 m.a. Este resultado lo interpretan considerando que a los 50 m.a la expresión de la topografía dinámica consiste, en gran parte, en dos señales negativas: una al noroeste del continente y otra más al sur; con el tiempo estos valores negativos se desplazan hacia el este dominando el territorio continental y el sur de la costa. Al otro lado de la cuenca Argentina la actual topografía dinámica expresa una señal entre -740 m a 80 m, con

una media de -400m. Sin embargo, aún más al suroeste de la cuenca, junto a los márgenes de la plataforma continental del sur de Argentina, hay una topografía dinámica negativa máxima de más de 1100 m.

Los resultados del modelo de topografía dinámica sirven de prueba para plantear subsidencias profundas del manto como resultado de la losa de subducción causante o contribuyente a la anomalía negativa residual de longitud de onda larga ubicada en la cuenca argentina; igualmente se concluye que la expresión de la anomalía en la corteza oceánica es reciente. Shephard *et al.* (2012) explican que sus resultados proporcionan una evidencia de que la profundidad anómala de la cuenca Argentina es, al menos en parte, resultado de un flujo mantelar asentado en profundidad.

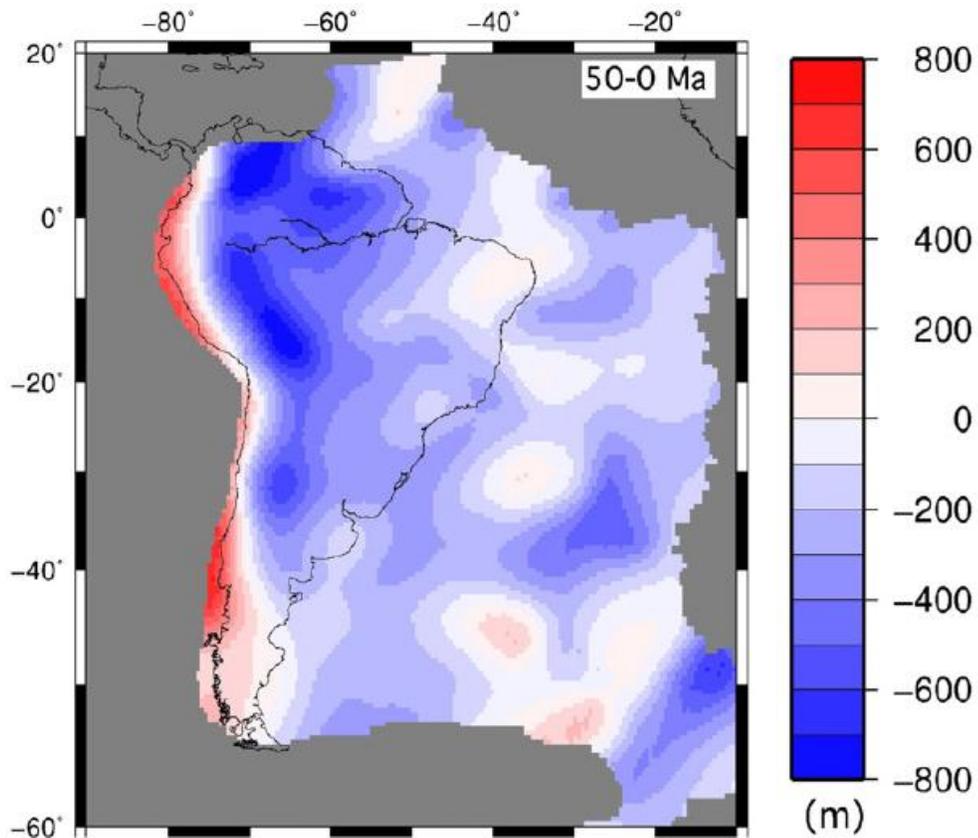


Figura 2.21 Modelo de topografía dinámica absoluta para la cuenca Argentina. (Tomado de Shephard et al., 2012)

2.8.4.4 Montes Apeninos, Italia

La elevación de un cinturón orogénico se relaciona normalmente con el engrosamiento de la corteza, como ejemplo de esto Faccena *et al.* (2014) utiliza los montes Apeninos para demostrar que la topografía, en un margen de placa, se puede controlar tanto por ajuste isostático como por procesos dinámicos impulsados por el manto. Los autores encuentran que la componente isostática esperada para la corteza solo explica una fracción de la topografía de la cadena, indicando una topografía residual positiva para los Apeninos centrales y una negativa para los Apeninos septentrionales y Calabria. Esta tendencia de la topografía residual coincide con el flujo mantelar inducido por la topografía dinámica estimada por modelos de tomografías regionales.

Faccena *et al.* (2014) analizaron las diferentes contribuciones en la topografía y en el movimiento vertical de la cadena de los Apeninos-Calabria; calcularon primero la componente isostática de la topografía basados en información de espesores corticales obtenidos a través de funciones receptoras. Esta simple evaluación muestra que la profundidad de Moho no es correlacionable con la topografía, por debajo de los Apeninos Centrales el espesor de la corteza es bajo mientras que la topografía es elevada respecto a los Apeninos norte y Calabria; esto implica que la dinámica del manto está contribuyendo a la topografía de la cadena montañosa. Esta contribución mantelar puede ser un proceso isostático originado por las diferencias de espesor de la capa litosférica o puede ser un proceso dinámico asumiendo que surge del esfuerzo producido por la convección mantelar actual. Faccena *et al.* (2014) consideran viable la segunda opción puesto que (i) la subducción es todavía activa en el norte de los Apeninos, lo que implica un proceso de convección activo, (ii) la estimación de topografía dinámica muestra patrones similares a la topografía residual y (iii) los movimientos verticales estimados tanto por geodesia como por registros geológicos indican que los Apeninos centrales han sido sometidos a tasas de levantamiento mayores que la región circundante.

Con lo anterior Faccena *et al.* (2014) sugieren que los Apeninos están, al menos parcialmente, apoyados dinámicamente sobre el manto en convección.

2.8.4.5 Meseta Tibetana

Clark, *et al.* (2005) en su trabajo titulado “*Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau*”, explican que los esfuerzos dinámicos desarrollados en la profundidad de la corteza como consecuencia del flujo de la corteza inferior puede justificar las alturas topográficas anómalas y las estructuras extensionales localizadas a lo largo de los márgenes de la meseta.

Utilizando las ecuaciones que describen un flujo viscoso, estos autores modelaron los esfuerzos dinámicos asociados al flujo de la corteza inferior debido a las heterogeneidades en el comportamiento reológico. De igual manera los autores modelaron la corteza inferior como un fluido viscoso dentro de un canal con límites horizontales rígidos y fijos cubiertos a su vez por una capa elástica capaz de deformarse bajo la acción de presiones dinámicas. Además añaden que dentro del canal el flujo es impulsado por los gradientes de presión horizontal asociados a los gradientes topográficos.

Estos esfuerzos dinámicos dependen de la velocidad media \bar{U} , la viscosidad μ y del grosor del canal h , y son aplicados a la base de una corteza superior elástica lo cual produce la deflexión de la corteza superior w considerada como la topografía dinámica; este proceso se puede observar en la imagen de la figura 2.22.

Con este modelo los autores compararon los resultados con la respuesta de topografía observada en la región encontrando que 1500 m de la topografía dinámica a lo largo de la región puede ser producida por material de la corteza inferior con una viscosidad de 2×10^{18} Pa s el cual fluye dentro de un canal de 15 km de espesor a una tasa promedio de 80 mm/año.

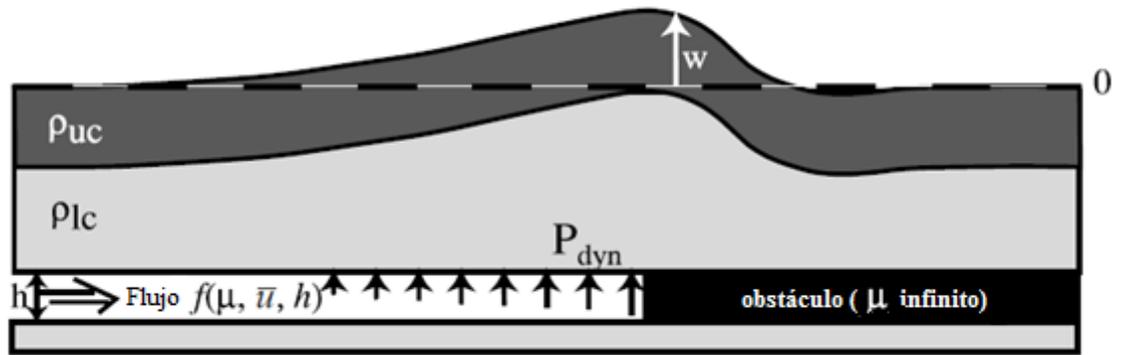


Figura 2.22 Modelo de flujo viscoso presentado para la meseta Tibetana. (Tomado de Clark et al., 2005)

CAPÍTULO III

MARCO GEODINÁMICO

La región noroccidental de Suramérica ha sufrido una amplia gama de eventos tectónicos a lo largo de su historia lo cual ha dejado como resultado una serie de elementos estructurales como lo son el arco de Mérida, el graben de Apure y las fallas de Boconó, Perijá-El Tigre, Oca, Icoatea, entre otros (Arnaiz-Rodríguez, 2009). Ahora bien Duerto (1998) en su trabajo expone un breve resumen de los eventos más relevantes asociándolos a seis periodos tectónicos:

1. Apertura jurásica responsable de la formación de grábenes y otras estructuras asociadas rellenas con sedimentos continentales. Estas estructuras de orientación NE creadas como consecuencia de la apertura de la Pangea durante el Jurásico medio, más tarde fueron invertidas durante la etapa de compresión resultado del levantamiento de Los Andes de Mérida (Chacín *et al.*, 2005).

2. Desarrollo del margen pasivo al norte de Suramérica (Arnaiz-Rodríguez *et al.*, 2011) y subsidencia del Cretácico con el desarrollo de una plataforma carbonática. De igual manera Chacín *et al.* (2005) explican que durante el Cretácico Superior (Cenomaniense inferior) comienza el proceso de subducción tipo A (subducción continental-continental) descrito por Audemard y Audemard (2002); como consecuencia se creó en el flanco occidental la cuenca occidental de Venezuela (Chacín *et al.*, 2005) donde se depositaron formaciones que pasaron a ser parte de la secuencia sedimentaria en las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure (Arnaiz-Rodríguez *et al.*, 2011).

3. Colisión de un arco de Panamá 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. En este proceso ocurrió la convergencia oblicua del arco de Panamá contra la

placa Suramericana, la cual tuvo lugar en el Mioceno Superior y se mantiene activo en la actualidad (Chacín *et al.*, 2005).

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. El levantamiento de Los Andes de Mérida fue la respuesta tanto a la transpresión entre Suramérica y el bloque de Maracaibo como a la interacción de la placa de Nazca y la placa Caribe contra Suramérica (Arnaiz-Rodríguez *et al.*, 2011). En el Plioceno – Pleistoceno una compresión EW refuerza el depocentro norandino con más de 30000 pies de sedimentos.

3.1 Placa Caribe

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

Los trabajos de Pindell y Barrett (1990) y Pindell (1994) explican que la región del Caribe es una zona que ha presentado intensas deformaciones durante toda su historia, la cual es el resultado de la interacción entre las placas tectónicas de Sur América, Norte América, Cocos, Nazca y la litosfera Atlántica occidental (figura 3.1), evidenciándose en ella una gran variedad de unidades geomorfológicas (arcos de islas, cuencas sedimentarias, crestas oceánicas entre otras). Su evolución y origen dentro del marco de la tectónica de placas, así como su geometría, extensión y límites han sido objeto de diversas teorías a través de los años; sin embargo, aún existen muchas incógnitas (Harnold, 2012)

Arnaiz-Rodríguez (2009) realiza una revisión de las características principales de los límites de la placa Caribe encontrando que los bordes norte, este y oeste de la placa Caribe se encuentran definidos por la sismicidad activa de la zona. Autores como Bachmann (2001) explican que el borde norte está dominado por un desplazamiento transcurrente a lo largo de un gran sistema de fallas (figura 3.1). En

cuanto al borde sur, que no es de tipo dextral simple, define la tectónica activa del Norte de Venezuela, como afirma Soulas (citado por Audemard *et al.* 2005).

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 transcurrencia y de compresión, sin necesidad de acomodamientos en una sola estructura.

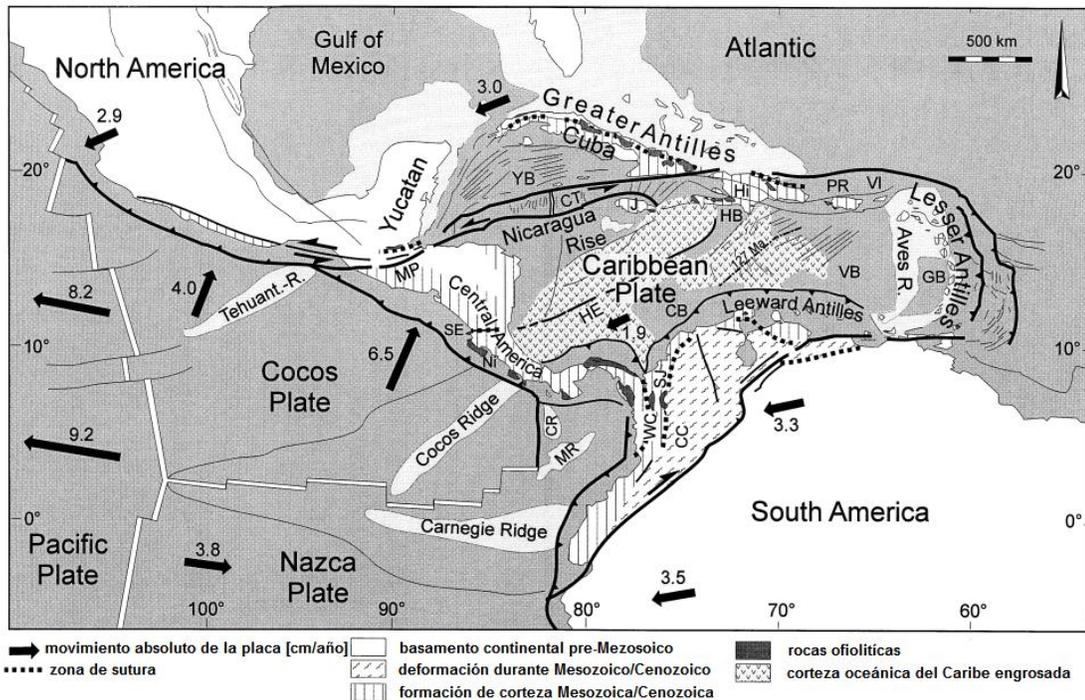


Figura 3.1 Mapa tectónico del Caribe. (Modificado de Meschede y Frisch, 1998)

De igual manera se encuentra que autores como Bachmann (2001) afirman que existen 3 provincias corticales mayores en la placa Caribe. La primera conformada por rocas metamórficas, representa un bloque cortical con basamento pre-Mesozoico situado en las partes pre-existentes de Norteamérica, Suramérica y en la parte norte de Centroamérica. La segunda provincia es una corteza de edad mesozoica y cenozoica compuesta de arcos magmáticos primitivos resultantes de la subducción de la placa Pacífico bajo la placa Caribe, que se localiza en la parte sur de Centroamérica; y la tercera provincia, la principal, formada a mediados del Cretácico, es una corteza oceánica gruesa típica o característica de una meseta basáltica. Para Bachmann (2001), 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 ‘super-pluma’ (Camacho, 2013).

Orihuela *et al.* (2012) explican que el origen y evolución de la placa Caribe es tan controversial debido a que su centro de expansión oceánica hasta ahora no ha sido identificado, Ante esta situación han surgido dos modelos de evolución: el modelo alóctono (figura 3.2 (a)) y el autóctono (figura 3.2 (b)).

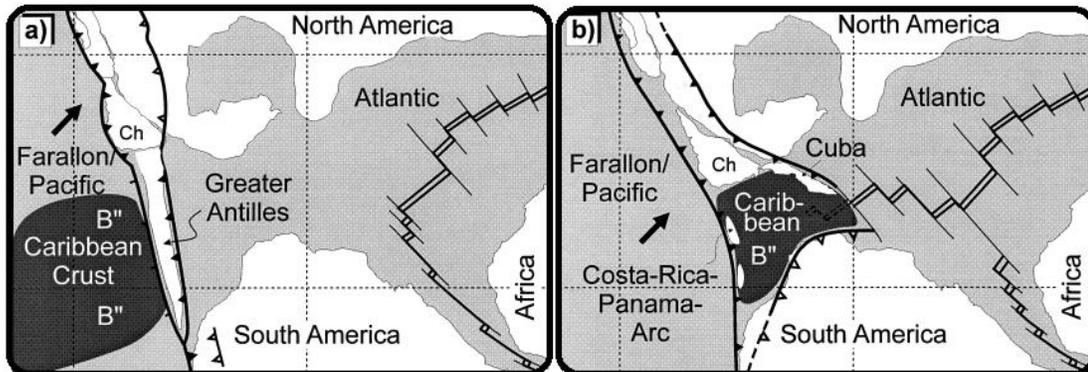


Figura 3.2 Esquema del origen de la placa Caribe: (a) Modelo Pacífico y (b) Modelo *in-situ*. (Modificado de Meschede y Frisch, 1998)

3.1.1 Modelo alóctono o modelo Pacífico

Este modelo propone un origen de la corteza oceánica del Caribe para el Mesozoico tardío en la región del Pacífico para luego derivar en la posición actual entre las dos américas (Meschede y Frisch, 1998). En la tabla 3.1 se muestra la secuencia de los eventos que plantea este modelo.

3.1.2 Modelo autóctono, modelo alternativo o modelo *in-situ*

Con este modelo se validan 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 (Arnaiz-Rodríguez, 2009).

Tabla 3.1 Desarrollo del modelo alóctono o Pacífico.

Jurásico medio/ Jurásico tardío	Los defensores de este modelo asumen un proceso de <i>rifting</i> y una separación inicial de América del Norte, Yucatán, las Bahamas y Sudamérica. La formación de la placa Caribe dentro de la placa Pacífica ocurre durante el Cretácico, como resultado de la presencia del punto caliente de Las Galápagos (Bachmann, 2001).
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 (Arnaiz-Rodríguez, 2009)
Cretácico medio	La placa Caribe se traslada hacia el este dentro de las cuencas evaporitas del golfo y del Protocaribe a lo largo de un sistema de fallas transcurrentes (Arnaiz-Rodríguez, 2009). Ocurre también una inversión de la polaridad imponiendo un desplazamiento NE del Gran arco, se ha argumentado que esta inversión fue causada por la colisión de una costra Caribe anormalmente espesa contra el Gran arco, lo cual detuvo la subducción obligando a la inversión de la polaridad (Orihuela <i>et al.</i> , 2012).
Cretácico tardío	Ocurre un desarrollo de 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 (Bachmann, 2001).
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 desarrollaron sistemas de fallas transcurrentes tanto en el borde sur como en el borde norte de la placa, así como también se desarrolló un proceso de orogénesis que persiste en la actualidad (Bachmann, 2001). Comienza la migración hacia el este con respecto a un punto fijo de la placa Suramericana resultado de la colisión de la parte norte del Gran arco con la plataforma de las Bahamas (Orihuela <i>et al.</i> , 2012) 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 (Arnaiz-Rodríguez, 2009).
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 citado por Arnaiz-Rodríguez, 2009).

Orihuela *et al.*, (2012) explica que este modelo propone la formación de la corteza del Caribe al oeste de su posición actual, pero entre las dos Américas (figura 3.2 (b)). 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. En la tabla 3.2 se muestra la evolución de la placa Caribe acorde al modelo autóctono.

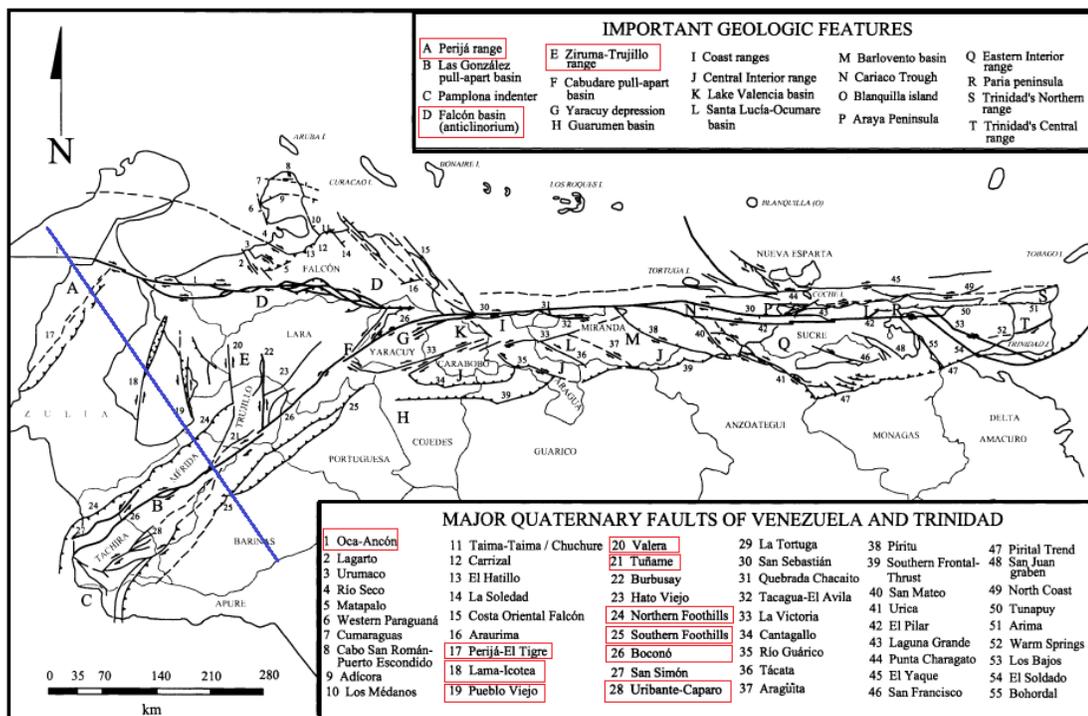
Tabla 3.2 Desarrollo del modelo autóctono

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, la cual se extiende desde el océano Pennínico hasta el Atlántico Central (Bachmann, 2001). Con la apertura del Atlántico Norte se extiende un océano entre las Américas dando lugar a un Protocaribe. La apertura cesa donde el cierre de actividad expansiva del brazo que abre el golfo de México se asocia a la interacción de la cámara magmática de dicho brazo con una pluma de manto presente en la región (Orihuela <i>et al.</i> , 2012).
Cretácico temprano	Este período concentra los episodios tectónicos más importantes en la evolución de la placa Caribe, en esta fase se forma el 80% del suelo oceánico de la placa, ocurre el primer ciclo LIP (<i>Large Igneous Providence</i>) y la primera fase de formación de arcos magmáticos. Al noreste, la corteza del Atlántico es subducida debajo del Protocaribe con polaridad suroeste dando lugar a la formación del arco de las Antillas Mayores (Orihuela <i>et al.</i> , 2012) 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 super pluma 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.

3.2 Geología estructural

En esta sección se explican las principales estructuras presentes en el área de estudio; en la figura 3.3 se muestran algunas de ellas resaltadas con recuadros de color rojo y, en color azul, el perfil interpretado.

De igual manera se puede observar la figura 3.4 la cual muestra bosquejos de las fases de deformación y de los estilos estructurales asociados a la región noroccidental de Venezuela; en la misma se subdivide esta región por zonas, y se describen los procesos acorde a su ocurrencia en el tiempo.



(Modificado de Audemard *et al.*, 2005)

Figura 3.3 Mapa estructural de Venezuela con el perfil de estudio (azul) y estructuras de interés (rojo) resaltadas.

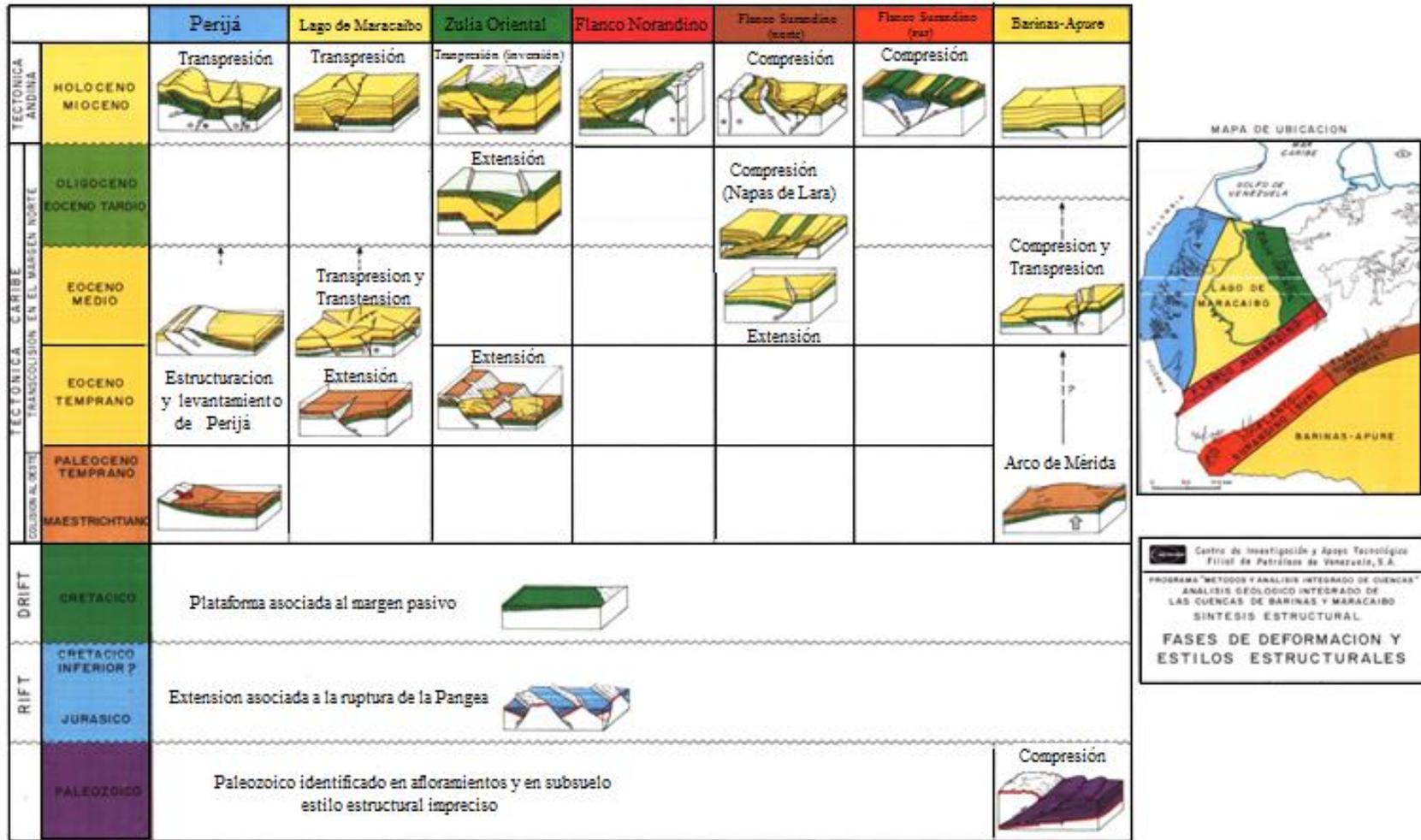


Figura 3.4 Fases de deformación y estilos estructurales de la región noroccidental de Venezuela. (Modificado de De Toni et al., 1994)

3.2.1 Falla Oca-Ancón

La falla de Oca-Ancón constituye el límite septentrional de la cuenca del Lago de Maracaibo, al menos en su acepción estructural (González de Juana *et al.*, 1980)

De acuerdo con Audemard (1993) el sistema de fallas lateral dextral, este-oeste, de Oca-Ancón se extiende 650 km desde Santa Marta (Colombia) hasta Boca de Aroa (costa este del estado Falcón) (figura 3.5). Este sistema converge con el sistema de fallas principal del país Boconó-San Sebastián-El Pilar en la depresión de golfo Triste-Aroa. El referido autor le atribuye una velocidad de desplazamiento de 2 mm/a, basado en análisis paleosismológicos desde el Holoceno.

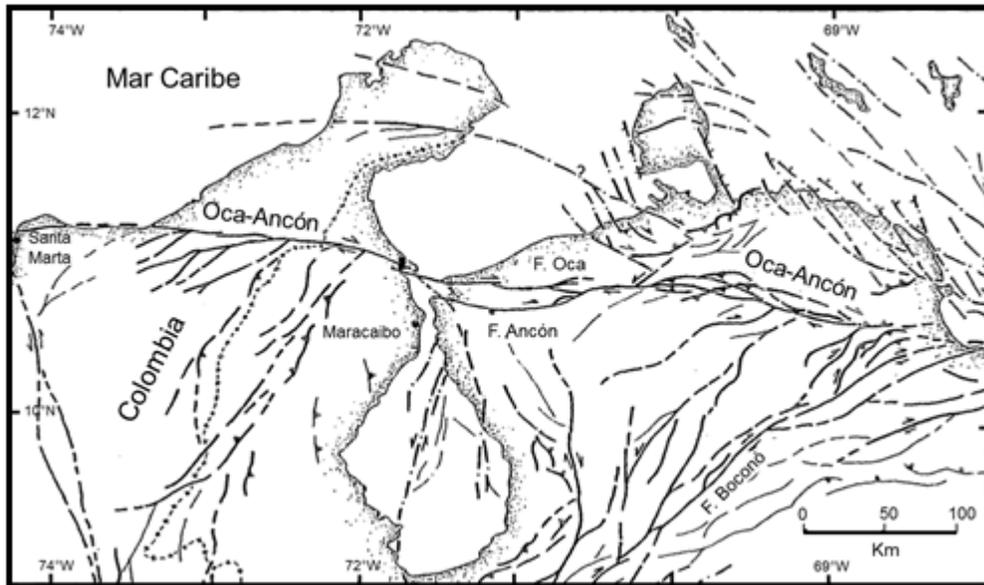


Figura 3.5 Mapa neotectónico del noroeste de Venezuela y Noreste de Colombia.

(Tomado de Audemard, 2003)

El desplazamiento dextral aparente calculado para el sistema de fallas Oca - Ancón es de unos 30 km (Audemard y Giraldo, 1997). Las trazas de la falla son difíciles de ver debido a los pocos afloramientos e incluso a través de las fotos aéreas ya que se encuentran cubiertas por sedimentos del Terciario tardío de la cuenca de Falcón (Audemard *et al.*, 1994).

3.2.2 Falla de Valera

Soulas *et al.* (1985) mencionan que la falla de Valera posee una reactivación muy compleja durante el Cuaternario, presumiblemente debido a la posición oblicua que ocupa en la cadena andina, así como por el cambio de orientación que experimenta al cruzar la ciudad del mismo nombre. Por consiguiente, desde la misma hacia el suroeste, el vector de desplazamiento relativo entre los dos bloques del sistema posee una inclinación de 45° (aproximadamente), en este sector, la falla muestra una orientación N30°E y buzamiento sureste. Además, este tramo abarca una distancia de unos 25 kilómetros, cruzando principalmente, el paisaje glaciar del páramo Miranda.

Más al norte, estos autores señalan que a lo largo del río Momboy se destaca la presencia de un graben muy estrecho de 22 kilómetros de longitud, originado por una falla antitética paralela a la principal, pero con buzamiento NW. En cuanto a la componente horizontal, ésta es sinistral; por lo tanto, el desplazamiento total para este segmento durante el Cuaternario se estima en 1,4 kilómetros, lo que equivale a una velocidad promedio de 0,7 mm por año, tomando en cuenta solo el movimiento entre los dos bloques separados por el graben. En el tramo ubicado al norte de la ciudad, este vector es horizontal o presenta muy poca inclinación y la falla en dicho sector tiene una orientación general N-S y un buzamiento aproximadamente vertical. Este sistema consta de tramos muy rectilíneos organizados en *echelon*.

En consecuencia, se tiene que el régimen de esfuerzos existentes entre los segmentos norte y sur difiere notablemente, siendo el primero transcurrente en compresión y el segundo transcurrente en tracción.

3.2.3 Falla de Boconó

Es definida como un accidente transcurrente dextral con movimiento en el Terciario Superior. Su movimiento tuvo comienzo en el Oligoceno prolongándose hasta el presente (Audemard y Audemard, 2002).

La falla de Boconó (figura 3.6) se extiende por unos 500 km parcialmente a lo largo de Los Andes venezolanos y de la depresión de Yaracuy. Esta falla presenta

numerosas evidencias geomorfológicas, persistentes y consistentes, a lo largo de su traza principal de comprobada actividad tectónica cuaternaria, y hasta holocena, así como una comprobada actividad sísmica instrumental histórica (Audemard *et al.*, 2011).

Esta falla pasa ligeramente oblicua al eje de la cadena de Los Andes de Mérida y limita el rango de la costa Caribe en el norte de Venezuela al oeste; se extiende también hacia la depresión del Táchira en la frontera colombo-venezolana. En su extremo norte hacia la costa, la falla de Boconó muestra una curvatura de 45° en sentido horario lo cual permite la prolongación hacia el sistema de fallas este-oeste de San Sebastián-El Pilar (Audemard, 2003), lo cual coincide con el movimiento relativo entre las placas Caribe y Suramérica (Casas-Sainz, 1992). Otros autores como Soulas *et al.* (1985) describen que el comportamiento de esta falla en el área de Los Andes de Mérida es rumbo-deslizante, mientras que en el sector norte de la misma presenta una curvatura similar a la descrita por Audemard (2003) pero de unos 30° lo cual le permite tener una dirección aproximadamente E-W para unirse con el sistema de fallas San Sebastián-El Pilar.

Von Der Osten y Zozaya (1957) resumen los siguientes puntos acerca de la falla de Boconó que se mantienen hasta la fecha:

1. La falla está marcada por una fuerte expresión topográfica y en la mayoría de las áreas se expresa como un sistema de fallas, en lugar de una única falla.
2. Se extiende por aproximadamente 425 kilómetros a lo largo de la parte central y paralela a Los Andes Venezuela.
3. El movimiento a lo largo de la falla es sugerido por el contraste litológico a través de ésta, o por el desplazamiento vertical en la misma formación.
4. El desplazamiento lateral-dextral se muestra por los efectos característicos del Pleistoceno.
5. La tendencia de la falla se compensa con fallas transversales en muchos lugares.
6. Su edad se comprende desde finales del Cretácico-al Reciente, a pesar de que los mayores desplazamientos son posteriores al Eoceno.

7. En general, los plegamientos cercanos son paralelos a esta falla.
8. Sismos recientes han ocurrido en las proximidades de la falla de Boconó en la mayor parte de su longitud.

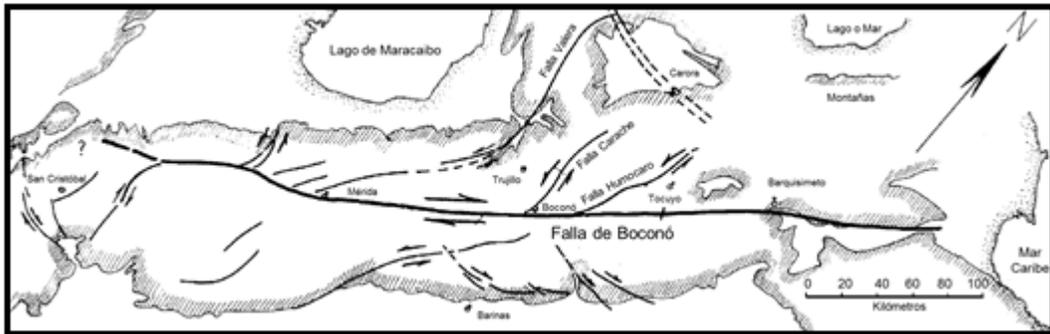


Figura 3.6 Falla de Boconó y estructuras asociadas. (Tomado de Rod, 1956)

La Falla de Boconó, es subdividida en 5 secciones con base en criterios geométricos, es decir, por la presencia de cuencas de tracción a lo largo de ésta (cuencas Las González, Mucuchíes, Cabudare, Yaracuy, entre otras) (Audemard *et al.* 2000). Basado en evaluaciones paleosísmicas, Audemard (2014) respalda que esta falla no es un rasgo continuo desde el punto de vista tectónico.

3.2.4 Napas de Lara

Stephan (1985) define a las Napas de Lara como un cuerpo alóctono emplazado sobre el continente durante el Paleoceno por efecto de la colisión del arco de islas con la placa Suramericana, constituido principalmente por corteza oceánica y formaciones sedimentarias de edad Cretácico y Cenozoico que presentan un bajo grado de metamorfismo. Igualmente Stephan (1982) identifica a estas estructuras como un sistema extenso de cabalgamientos con vergencia sureste, con unidades alóctonas apiladas contra las unidades autóctonas de Los Andes de Mérida.

La provincia de las Napas de Lara se encuentra constituida por una imbricación de las formaciones Carorita, Bobare, Barquisimeto y Matatere. Urbani (2014) explica que para finales del Eoceno medio a tardío, a través de las fallas de corrimiento ocurre el emplazamiento de las Napas de Lara generando un metamorfismo de muy

bajo grado a las unidades involucradas, que incluyen tanto a las turbiditas como a las unidades formadas en el margen pasivo correspondiente al Grupo Lara (Formaciones Carorita, Bobare y Barquisimeto).

En la región de Barquisimeto se encuentran emplazadas masas alóctonas dentro de una secuencia de sedimentos más jóvenes (Renz *et al.*, 1955). Esto se formó como consecuencia temprana y directa del emplazamiento de las napas antes mencionadas. La relación caótica entre las unidades cretácicas de la región y las formaciones del Paleoceno-Eoceno definen al Surco de Barquisimeto donde Bellizzia y Rodríguez (1967) describen su origen bajo la teoría de deslizamientos submarinos causados por desplazamientos verticales en los bordes del surco, trasladándose las masas y bloques de gravedad hacia el centro del mismo.

Por su parte, Stephan (1982) utilizó el término “Complejo Tectono-Sedimentario de Lara” para nombrar la secuencia sedimentaria de edad Paleógena (Formación Matatere), comprendida entre el corrimiento de Carora-El Tocuyo y las rocas sedimentarias de edad Mioceno al norte del estado Falcón. El término se propuso para reemplazar el de “Surco de Barquisimeto”, que sugiere la presencia de una fosa y un carácter autóctono. Entonces, este complejo se presenta cubriendo tectónicamente las unidades cretácicas alóctonas, el cual adquiere su estructura durante el apilamiento progresivo de las napas de Lara hacia el sureste durante en Paleógeno-Eoceno (Stephan *et al.*, 1987).

El emplazamiento de las Napas de Lara cesa durante el Eoceno medio, y comienza la subducción de ángulo bajo de la placa del Caribe por debajo de Sudamérica, la cual provoca una liberación de esfuerzos que conlleva a la creación de la cuenca de Falcón (Flores, 2015).

3.2.5 Sierra de Perijá

La Serranía de Perijá es la prolongación norte de la Cordillera Oriental de Colombia de la cual se desprende con rumbo N20E en el paralelo 9° N y se encuentra estrechamente relacionada con la Cordillera de Los Andes, tanto en lo estratigráfico como en lo tectónico. El sector sur, o Sierra de los Motilones,

constituye una divisoria de aguas bastante simple entre el valle del río César en Colombia y la cuenca del Lago de Maracaibo en Venezuela, con alturas que excepcionalmente alcanzan los 2.600 m. No obstante, la Sierra de Perijá presenta 3650 msnm, como su mayor elevación (Santiago, 2014). En su extensión de unos 18.000 km², la Sierra de Perijá comprende por rocas ígneo-metamórficas del Precámbrico, unidades del Paleozoico y, especialmente, rocas mesozoicas estratificadas que imparten a su geomorfología sus características más distintivas (Santiago, 2014).

González de Juana de Juana *et al.*, (1980) explica que la Sierra de Perijá es un levantamiento alargado de unos 255 km entre la frontera colombo-venezolana al sur y el Alto del Cedro al norte. Su relieve, medido entre la culminación de la Cordillera y el basamento en el subsuelo de la cuenca, es mucho menor que el de Los Andes venezolanos, no solo por la menor elevación de las montañas sino por no encontrarse en las planicies del Distrito Perijá el fenómeno de la antefosa, cuyo *substratum* se presenta con suave inclinación hacia el Lago de Maracaibo.

El levantamiento de la Sierra de Perijá se inicia durante el Mioceno Superior como consecuencia de las primeras etapas de la colisión del arco de Panamá contra el continente suramericano, la cual continúa 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 un 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 *et al.* (2006) sugieren que el levantamiento de la Serranía de Perijá viene asociado a la reactivación positiva de un sistema de fallas jurásicas durante el Cenozoico. En la figura 3.7 se puede observar un esbozo de la Sierra de Perijá (figura 3.7 (a)) y una esquematización de la geología, estructuras y pozos presentes en la zona (figura 3.7 (b)).

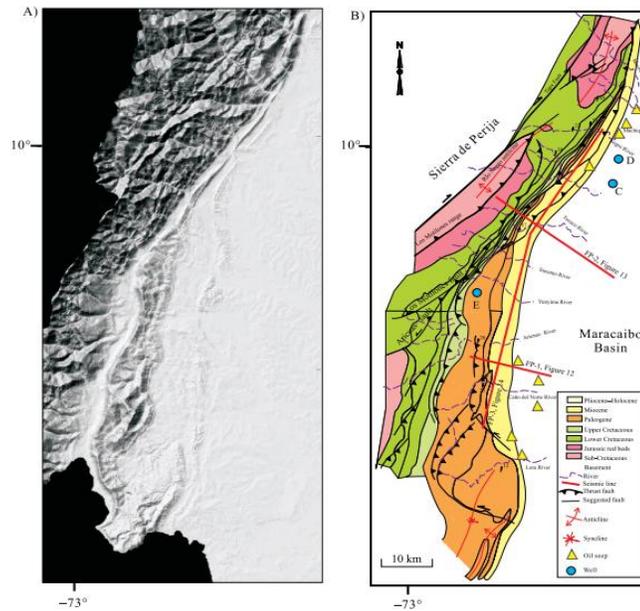


Figura 3.7 Sierra de Perijá (a), estructuras presentes (b). (Tomado de Duerto et al., 2006)

3.2.6 Bloque de Maracaibo

El bloque cortical de Maracaibo, de forma triangular, (Bellizzia, 1985; Mann *et al.*, 1990; Pindell y Erickson, 1995 y Hervouët *et al.*, 2001) se encuentra en el extremo noroeste de América del Sur. Está limitado por el sistema de fallas transcurrentes sinestrales de Santa Marta-Bucaramanga al suroeste, y los sistemas transcurrentes dextrales de Boconó al sureste y la subducción plana de las Antillas Holandesas al norte (Audemard y Audemard, 2002). En el extremo este de esta provincia, se encuentra el bloque de Trujillo (Hervouët *et al.*, 2001), el cual se separa del resto del bloque de Maracaibo por la falla transcurrente sinistral de Valera (Dhont *et al.*, 2002), la cual, junto a los otros sistemas de fallas limítrofes, ha sido bien caracterizada desde el punto de vista de su actividad cuaternaria, así como en lo concerniente a su potencial sismogénico (Álvarez, 2006).

Su formación viene asociada con la interacción entre la placa Caribe, la Suramericana y la de Nazca; de una manera más concreta, Audemard y Audemard (2002) precisan que la expulsión de este bloque, tiene como origen la compresión generada por el arco de Panamá contra la placa Suramérica. El bloque de Maracaibo

se destaca por su movimiento en dirección norte. Este bloque y el de Bonaire están siendo extruidos en dirección N-NE con respecto a la placa de Suramérica; ambos sobrecorren la placa Caribe al norte de las Antillas Menores donde una subducción amagmática de bajo buzamiento en dirección sur se ha estado formando durante los últimos 5 M.a (Audemard *et al.*, 2000). Para Mann *et al.* (2006) la poca actividad en la 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.

Estudios de GPS confirman el escape de ambos bloques hacia el noreste, 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, 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 (Mann *et al.*, 2006), pero aun 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).

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. La excesiva profundidad de la cuenca de Maracaibo (aproximadamente 9 km) en comparación con la cuenca de Barinas-Apure (aproximadamente 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 suma 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. En la figura 3.8 se puede observar un esquema que esboza la situación geodinámica explicada en esta sección.

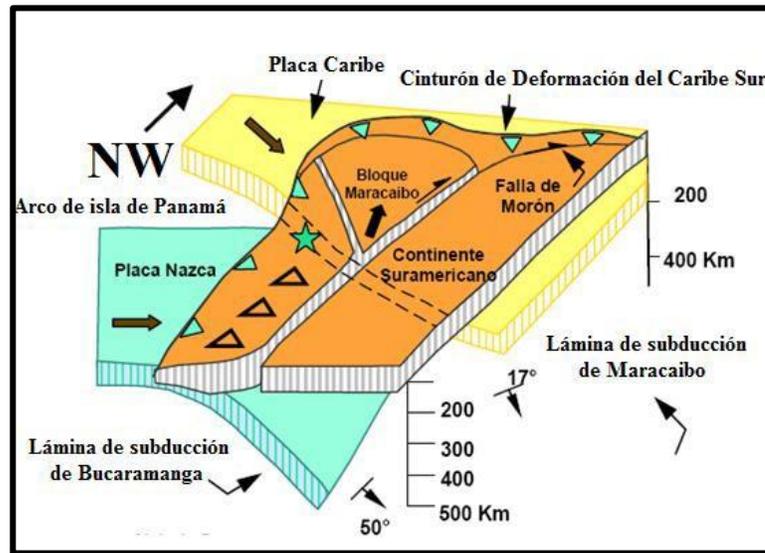


Figura 3.8 Esquema de la situación geodinámica del bloque de Maracaibo. (Modificado de Van der Hilst y Mann, 1994)

3.2.7 Sierra Nevada de Santa Marta

La Sierra de Santa Marta es un macizo montañoso de forma triangular localizado al norte de Colombia, con una extensión de 3830 km² y una altitud máxima de 5700 m.

Es un bloque levantado con rocas de edades Precámbricas y Mesozoicas. Se caracteriza por una topografía que se eleva desde 3000 m de profundidad en el océano a un pico de montaña a 5700 m, teniendo lugar esta elevación en una corta extensión; esto la convierte en la montaña costera más alta en el mundo (Cerón-Abril, 2008).

Una característica desconcertante es su alto valor de anomalía de gravedad lo cual sugiere una falta de compensación isostática, pero se encuentra soportada flexuralmente en su lugar por la losa subductante (Kellogg and Bonini, 1982 citado por Cerón-Abril, 2008).

La Sierra Nevada de Santa Marta representa un elemento de relieve particular de la geografía colombiana. Su posición como pirámide erguida, aislada de la cadena montañosa andina que se extiende de forma continua desde la Tierra del Fuego hasta

el norte de Colombia, obedece a la compleja interrelación geológica entre Suramérica, el Caribe y el Pacífico.

Si bien los detalles para un conocimiento absoluto sobre dos de los aspectos más intrigantes de la geología de la Sierra Nevada de Santa Marta, como lo son su aislamiento de la cadena andina y su elevación, todavía son objeto de discusión y exploración, los trabajos recientes sugieren que la Sierra Nevada habría estado en continuidad con las cordilleras andinas, y habría sido separada de éstas probablemente desde hace menos de 50 millones de años, por movimientos rotacionales que formarían simultáneamente las cuencas del Valle Inferior del Magdalena (Montes et al. 2010, citado por Castro y Cardona, 2010). El mecanismo generador de esta rotación estaría asociado con la migración hacia el este de la placa del Caribe, la cual es el límite norte de la placa de Suramérica. Por otra parte, su historia de levantamientos verticales está dividida en diferentes fases durante el Cenozoico, de manera que las más importantes habrían ocurrido en el Paleoceno-Eoceno (entre 65 millones de años y 45 millones de años atrás), en el Oligoceno (entre 25 millones de años y 8 millones de años) y en el Mioceno Tardío (desde hace 8 millones de años). El mecanismo geológico de carácter regional que podría estar controlando su levantamiento estaría determinado por los cambios en las variables de convergencia de placas (velocidad y ángulo de convergencia), relacionados con la subducción de la placa del Caribe bajo la placa Suramericana, y por el control que ejercen las grandes fallas regionales que limitan este macizo triangular (Castro y Cardona, 2010).

3.2.8 Cuenca Barinas-Apure

La depresión estructural que caracteriza la cuenca Barinas-Apure se extiende desde la antifosa andina al noroeste, hasta las planicies situadas entre los ríos Apure y Arauca al sureste (González de Juana *et al.*, 1980). Esta cuenca posee un área aproximada de 92.000 km² y una profundidad estimada de 5 km (Chacín *et al.*, 2005), limita al noroeste con Los Andes de Mérida, al norte con la prolongación occidental de la Serranía del Interior, y al este y noreste con el levantamiento de El Baúl.

González de Juana *et al.* (1980) 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 en el Cretácico 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 (Arnaiz-Rodríguez, 2009).

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 placas Americanas. Dichos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales, calizas marinas, rocas volcánicas y sedimentos clásticos. 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 son completamente independientes (Arnaiz-Rodríguez, 2009).

3.2.9 Andes de Mérida

Los Andes de Mérida son una cadena montañosa con tendencia SW-NE ubicada en la región occidental de Venezuela que se extiende por 350 km desde la frontera colombo-venezolana hasta la ciudad de Barquisimeto y se caracteriza por poseer una elevación máxima del orden de 5000 msnm. Esta cadena aparenta ser la prolongación noreste de la Cordillera Oriental de Los Andes colombianos, sin embargo se ha demostrado que no existe una relación directa entre ambas. Una de las principales razones radica en que el levantamiento de Los Andes de Mérida no corresponde a una subducción tipo B como ocurre con Los Andes sudamericanos; por el contrario, corresponde a una subducción tipo A (Audemard, 2003) puesto que, acorde a lo expresado por Audemard y Audemard (2002), esta cadena guarda una mayor relación con la interacción entre las placas Caribe, Sudamericana y Nazca.

Debido a que Los Andes 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 las placas Caribe y Sudamericana.

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 de la placa suramericana. Este levantamiento inicia la depositación de material molásico a lo largo de ambos flancos de la cadena (formaciones Parángula e Isnotú) (Audemard 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). El levantamiento se ve acelerado durante el Plio-Cuaternario como 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 la placa de 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 del levantamiento de Los Andes de Mérida (Audemard y Audemard, 2002). El Complejo Iglesias de edad Precámbrico tardío, que aflora en el estado Mérida, se considera el basamento del llamado Terreno o Dominio Mérida (PDVSA-INTEVEP, 2011).

La estructura interna de Los Andes fue descrita por Colletta *et al.* (1997) como una estructura compresional de flor positiva (figura 3.9). Muchos modelos han sido propuestos para explicar la estructura y formación de Los Andes, siguiendo, en general, dos conceptos geológicos distintos: uno asume Los Andes como una cadena simétrica (González de Juana *et al.*, 1980); otro, como una cadena asimétrica (Audemard y Audemard, 2002).

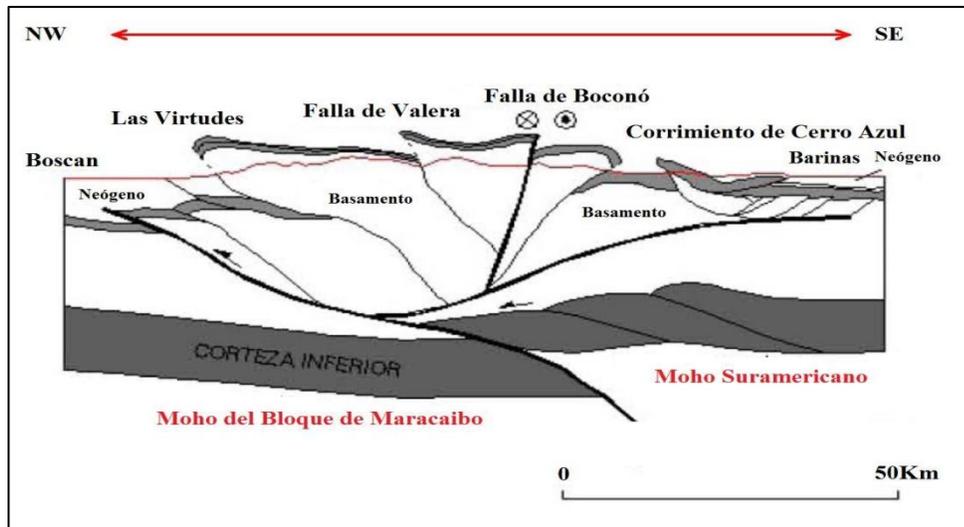


Figura 3.9 Estructura en flor positiva. (Original de Colletta et al., 1997; modificada por Henriques, 2004).

A pesar de que la estructura superficial de Los Andes venezolanos puede establecerse considerando la falla dextral de Boconó y los dos frentes de empuje opuesto convergentes, similar a lo observado en la figura 3.9, las interpretaciones respecto a la conexión de estos elementos en profundidad difieren, pues ésta depende de las consideraciones respecto a la estructura, si se considera simétrica o asimétrica. Si se considera simetría en la cadena, ésta puede haberse formado como una estructura en flor positiva o como resultado de una subducción de bajo ángulo mientras que si se considera la cadena asimétrica la formación de la misma respondería entonces a una subducción continental ya sea en dirección NW o SE. A esto se le suma un modelo final que establece un orógeno flotante en un régimen transpresional (Monod *et al.*, 2010); a continuación se explican de manera general cada uno de estos modelos clasificándolos acorde a su simetría, de igual manera los mismos se ilustran de forma esquemática en la figura 3.10.

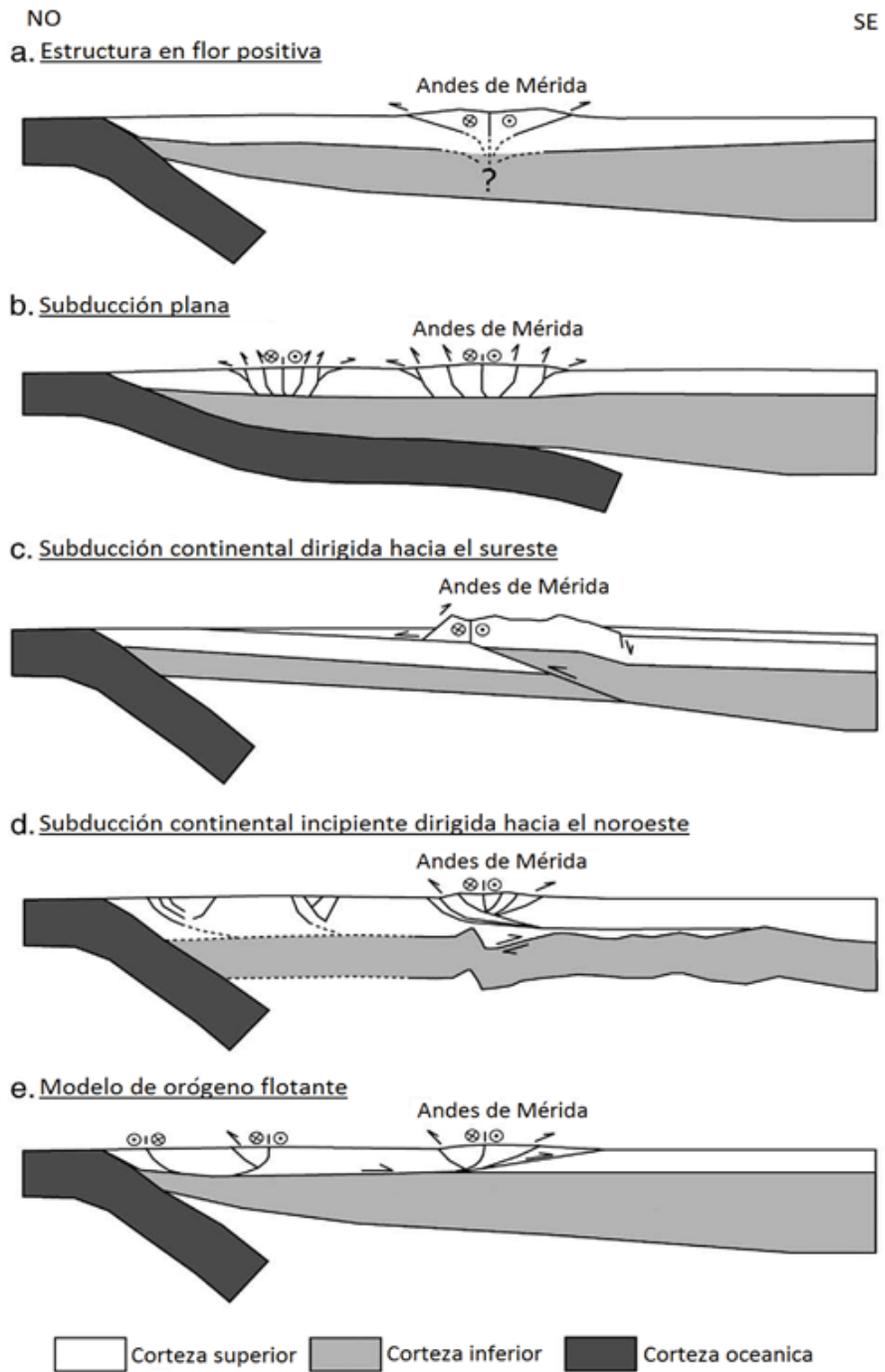


Figura 3.10 Diagramas esquemáticos (no a escala) de los diversos modelos de evolución que se han propuesto para la estructura de Los Andes venezolanos. (Modificado de Monod et al., 2010)

1. Modelos de estructura simétrica

1.1 Estructura en flor positiva: este modelo (figura 3.10 (a)) es propuesto por González de Juana, (1952), Rod (1956) y Stephan (1985). En este el acortamiento generado por la inversión de una cuenca tipo *rift* es el responsable del crecimiento vertical de la cadena, el cual es controlado por el empuje opuesto convergente en ambos flancos separados de manera simétrica por la falla de Boconó (Taboada *et al.*, 2000 citado por Monod *et al.*, 2010). Este modelo representa tanto la partición de la deformación como la inversión de los antiguos grábenes asimétricos del Jurásico tardío. Sin embargo, Los Andes de Mérida comienzan su levantamiento en el Mioceno en asociación con la depositación de las formaciones Parángula e Isnotú en las cuencas antepaís al norte y al sur respectivamente, teniendo un pulso orogénico principal durante el Plioceno. Un problema de este modelo radica en que la estructura de flor positiva no considera la geometría de las estructuras a una profundidad mayor que la de la corteza superior (Monod *et al.*, 2010).

1.2 Subducción plana: este modelo (figura 3.10 (b)) fue propuesto por Duerto *et al.*, (2006) se basa en la subducción plana de la placa oceánica del Caribe por debajo del bloque de Maracaibo, donde la losa de subducción se extiende hacia el sur por debajo de Los Andes venezolanos. La subducción de la placa Caribe crea una amplia zona de cizallamiento entre la placa superior e inferior. La transmisión de la fuerza generada da lugar a un levantamiento y acortamiento en la placa Suramericana. Este modelo presenta dos problemas principales, el primero radica en que la sismicidad no muestra la extensión hacia el sur de la losa Caribe y el segundo es que en éste no se explica el papel de la fallas de Boconó y Valera (Monod *et al.*, 2010).

2. Modelos de estructura asimétrica: este tipo de modelos se basa en el hecho de que los datos geocronológicos muestran una exhumación diacrónica del Neógeno de Los Andes de Mérida a lo largo de la falla de Boconó lo cual contradice una formación simétrica de la cadena. De igual manera, las anomalías gravimétricas representan datos de utilidad para el entendimiento de la estructura de Los Andes de Mérida encontrándose que el mapa de anomalías de Bouguer revela un fuerte

contraste entre la profundidad del basamento de las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure, con 8 km y 5 km respectivamente, lo cual afianza la creencia de una asimetría de la cadena (Monod *et al.*, 2010).

2.1 Subducción continental dirigida hacia el sureste: este modelo (figura 3.10 (c)) propuesto por Kellogg y Bonini (1982), De Toni y Kellogg (1993), Sánchez *et al.* (1994) y Colletta *et al.* (1997) favorece la hipótesis de una subducción continental SE de la corteza de Maracaibo por debajo del Escudo de Guayana. Además Colletta *et al.*, (1997) consideran dentro de este modelo la inversión de las fosas del Jurásico tardío. El principal argumento de la polaridad SE de la subducción consiste en el hundimiento del basamento de la cuenca de Maracaibo el cual muestra una profundidad mayor respecto a la cuenca Barinas-Apure (Monod *et al.*, 2010).

2.2 Subducción continental incipiente dirigida hacia el noroeste: este modelo (figura 3.10 (d)) fue propuesto por Chacín *et al.*, (2005) y se basa en el modelo de Audemard (1991) en el cual Los Andes de Mérida son el resultado de una subducción continental incipiente de dirección NW; en este modelo las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure se forman como cuencas de flexión por el peso de la cadena. La principal evidencia de una subducción de polaridad NW proviene de la consideración del espesor de la corteza fina de la cuenca de Maracaibo (29 km, Padrón e Izarra, (1996) citados por Monod *et al.*, 2010) la cual experimentó el evento de *rifting* del Jurásico Tardío, y su contraste con la corteza relativamente gruesa del Escudo de Guyana (46 km, Schmitz *et al.*, 2002; 45 km, Schmitz *et al.*, 2008 citados por Monod *et al.*, 2010). Acorde a lo explicado por Audemard y Audemard (2002), la corteza del Escudo de Guyana, más fría y más densa, se hunde por debajo de la corteza de Maracaibo, además el modelado gravimétrico a lo largo de un transepto trasandino NW-SE muestra una ruptura de la corteza interpretada como un hundimiento incipiente dirección NW de la corteza Suramericana debajo de la cuenca Barinas-Apure (Monod *et al.*, 2010).

3. Modelo de orógeno flotante: este modelo (figura 3.10 (e)) fue presentado por Audemard (1991), Yoris y Ostos (1997), Audemard y Audemard (2002) y Cediél *et al.* (2003) se basa en el concepto de orógenos flotantes para orógenos transpresionales. Acorde a este modelo las fallas en los márgenes antepaís se fusionan con un desprendimiento subcutáneo a gran escala situado ya sea en los límites de corteza superior/inferior o entre la corteza inferior/manto superior, por lo que la sección de corteza del orógeno flotante se encuentra subyacente a la litosfera. Dentro de los sistemas de subducción océano-continente, el desprendimiento basal se inicia en el borde delantero de la placa en subducción y se propaga hacia tierra junto con el frente de deformación. Dentro de la subducción oblicua continente-continente y océano-continente, el concepto de orógeno flotante proporciona una explicación para orógenos asimétricos sometidos a esfuerzos de rompimiento que resultan en el desarrollo de sistemas de falla rumbo-deslizantes (Monod *et al.*, 2010).

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

Acorde al diagrama de la figura 4.1 se desarrolló esta investigación, en las primeras dos etapas corresponden a la revisión bibliográfica y al análisis de la información recopilada. Se encontraron numerosos trabajos realizados para diferentes situaciones geológicas alrededor del mundo a las cuales se les asocia una interpretación en función de la topografía dinámica utilizando diferentes métodos para la generación de los modelos correspondientes. Observado esto se discute la posibilidad de aplicar la topografía dinámica al caso venezolano empezando por la región andina debido a las anomalías gravimétricas que esta zona, las cuales han sido objeto de curiosidad científica a lo largo de los años.

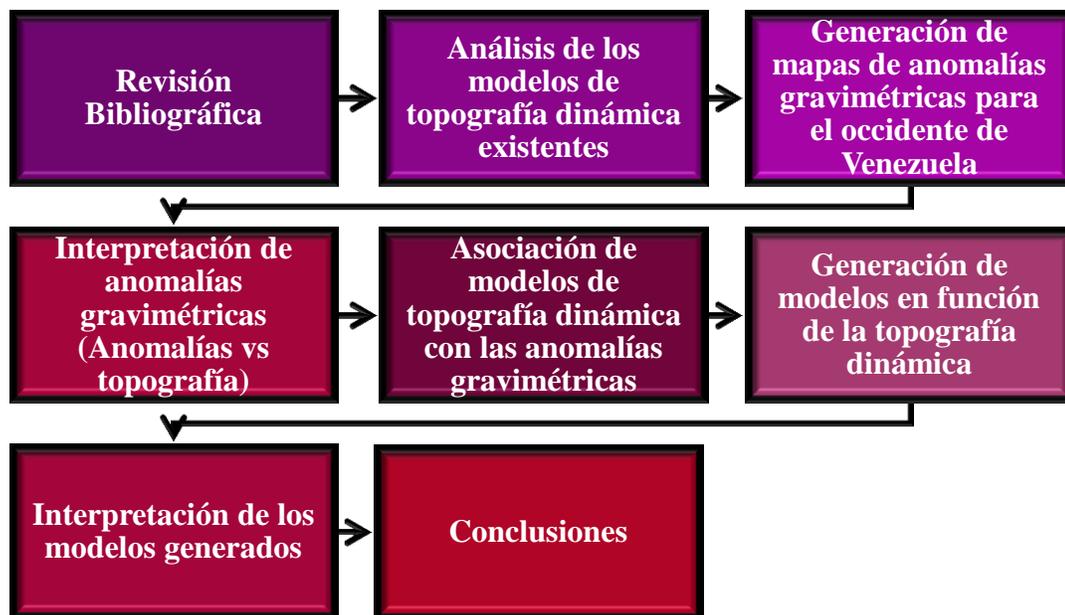


Figura 4.1 Diagrama de la metodología de trabajo.

4.1 Generación de mapas de anomalías de Bouguer y aire libre.

Una vez determinada la zona se procede a generar los mapas de anomalías gravimétricas correspondientes, para lo cual se utilizó el modelo gravitacional GGMPPlus (*Global Gravity Model Plus*, 2013) en el caso de los datos terrestres y para los datos correspondientes al Lago de Maracaibo se utilizó el modelo WGM2012 (*World Gravity Map 2012*). De igual manera se utilizan los modelos SRTM (*Shuttle Radar Topography y Mission*) y WGM2012 para los respectivos datos de topografía; en este caso se destaca que de la base GGMPPlus se obtienen valores de gravedad observada mientras que con WGM2012 se obtiene anomalía de aire libre directamente, por lo que dichos datos fueron trabajados para generar así el mapa de anomalías de Bouguer.

De la base de datos de GGMPPlus se obtiene una resolución de 7.5 segundos de arco, a la cual se interpoló el valor de topografía de la base SRTM obteniéndose un mallado de 450063 datos; en el caso de los datos obtenidos del modelo WGM2012 la resolución de los mismos es de 15 segundos de arco para un mallado de 4204 datos.

4.1.1 Obtención de anomalías de aire libre y Bouguer

Seleccionada la base de datos se procede a realizar las correcciones pertinentes haciendo uso de los programas *Microsoft Excel* y *Oasis Montaj versión 6.4.2 versión 6.4.2* siguiendo las expresiones se muestran en la sección 2.2 de capítulos anteriores.

a. Corrección de aire libre: para ésta se utilizó el programa *Microsoft Excel* en la aplicación de la ecuación 2.12. Aquí se utilizó el valor de altura o batimetría de la base de datos multiplicándolos por el factor 0.3086, y se presenta el resultado de esta operación para cada estación.

b. Corrección de Bouguer: al igual que para el ítem anterior se utiliza la herramienta *Microsoft Excel* en la que se programa la expresión 2.13, utilizándose el valor de topografía para cada estación multiplicado por la constante 0.04191 y por la densidad de Bouguer que, en el caso de los datos terrestres es 2.67 gr/cm^3 mientras

que para los datos del lago de Maracaibo la densidad de corrección utilizada fue de 1.64 gr/cm^3 puesto que ésta representa el contraste de la densidad del agua y la corteza (considerando que la densidad del agua es 1.03 gr/cm^3).

c. Corrección topográfica: para la determinación del valor de esta corrección es necesario el uso de una herramienta del programa *Oasis Montaj versión 6.4.2 versión 6.4.2* con la cual se puede determinar el valor del factor topográfico para cada estación el cual será multiplicado por el valor de la densidad de Bouguer (2.67 gr/cm^3 para datos terrestres y 1.64 gr/cm^3 para los datos del lago).

(Procedimiento para la estimación del cálculo de factor t en apéndice A)

d. Gravedad teórica: para el cálculo de ésta para cada estación se realiza, primeramente, la transformación de los valores de latitud de grados a radianes haciendo uso de la herramienta *Microsoft Excel*; determinado este valor se procede a aplicar la expresión 2.9.

e. Anomalía de aire libre: se determina aplicando la expresión 2.10 mediante el uso de las herramientas de *Microsoft Excel*, se sustituye en las variables los valores determinados con los pasos anteriores y se obtienen un valor de anomalía de aire libre cada estación.

f. Anomalía de Bouguer: al igual que para el ítem anterior, se utilizan las herramientas de *Microsoft Excel* sustituyendo las variables de la expresión 2.11 por las calculadas en los apartados anteriores y se obtiene un valor de anomalías de Bouguer para cada estación.

Una vez obtenidos los valores de anomalías de Bouguer y de aire libre se procede a generar los mapas correspondientes haciendo uso de la herramienta *Oasis Montaj versión 6.4.2 versión 6.4.2*. Para ello se generan las bases de datos con la información obtenida en los apartados antes descritos; posteriormente se selecciona el menú *Grid* seguidamente se selecciona la opción *Gridding* luego la opción *Minimum Curvature*, se elige este método puesto que dada la alta resolución de los datos se necesita una mejor distribución de los aportes de cada una de las estaciones; dentro de ésta se selecciona entonces la opción *Dialog Controls* lo cual abre una ventana en la que se

debe seleccionar el canal que se graficará y el nombre del mapa a generar. Vale destacar que previo a esto se deben establecer las coordenadas en el menú *Coordinates* en la opción *Set Projection*; allí se define el tipo de coordenada (geográfica o UTM), el huso horario y la zona para poder así generar mapas que pueden ser correlacionables por zonas.

4.1.2 Análisis espectral

El análisis espectral de una señal digital tiene por objeto la separación de dicha señal en sus diversas componentes dentro del dominio de la frecuencia, lo que brinda la posibilidad de determinar las profundidades de un cuerpo aplicando filtros al mallado de datos en el dominio del espacio, transformándose así el espectro de energía en función de la frecuencia.

Ahora bien, con ayuda del programa *Oasis Montaj versión 6.4.2* se obtienen los gráficos del espectro de energía a partir del cual se estiman las profundidades de fuente anómala mediante el cálculo de las pendientes de cada transepto del espectro; generalmente esto resulta en tendencias asociadas a fuentes anómalas someras, medias y profundas. Una vez determinado el valor de la pendiente se procede a calcular la profundidad aplicando la expresión 4.1.

$$h = \frac{m}{4*\pi} (m) \quad (\text{Ec. 4.1})$$

h: es la profundidad estimada del cuerpo.

m: es la pendiente del espectro de frecuencia.

(Procedimiento para la obtención del análisis espectral en el apéndice B)

4.1.3 Obtención de mapa de anomalías de Bouguer regional

El propósito del estudio radica en un modelado regional donde los efectos de estructuras someras deben ser filtrados por la escala del proyecto. Ello llevó a trabajar sobre un mapa de anomalía regional ya que, la finalidad del estudio es un modelado regional.

Se aplicó una separación regional en función de las longitudes de onda de interés estimadas a partir del análisis espectral. En este caso se determinó que para un número de onda igual a 0.016 se consideran los espectros de mayor profundidad, en función de esto se obtiene un mapa regional acorde a la metodología explicada en el apéndice C. En este proceso se crea un filtro según los parámetros evidenciados en la figura 4.2.

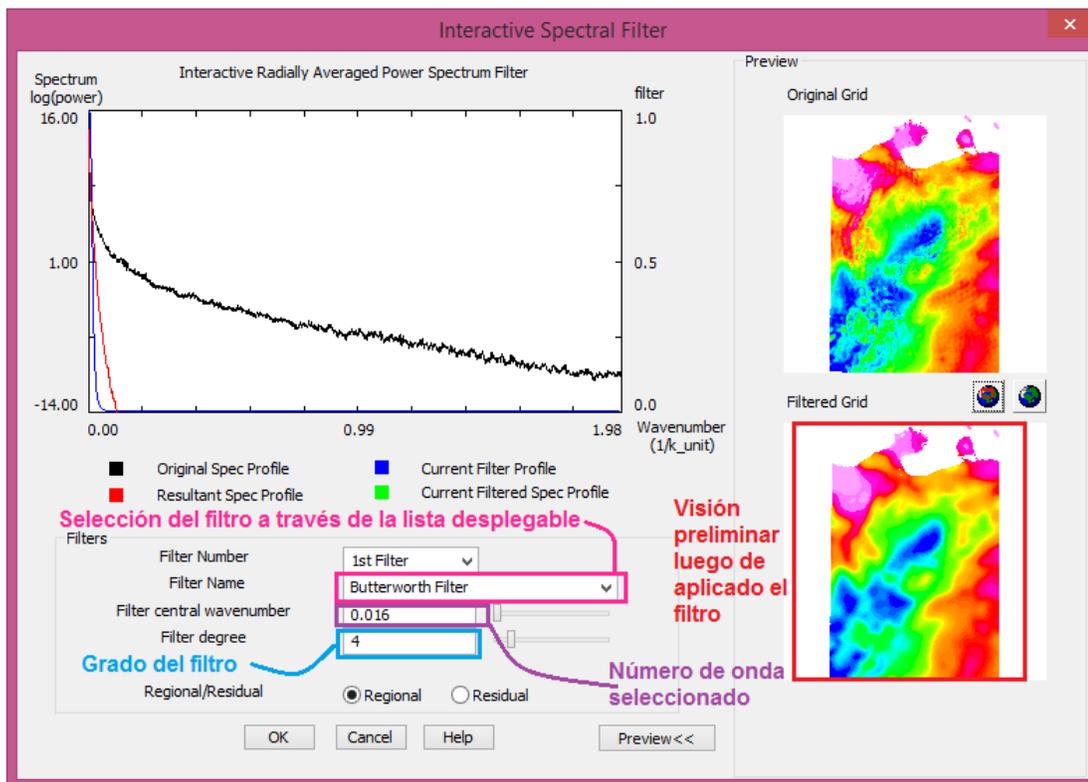


Figura 4.2 Ventana de *Interactive Spectral Filter*.

4.2 Obtención de perfiles a partir del mapa de anomalías de Bouguer

Una vez generados los mapas de anomalías de Bouguer, aire libre y de topografía se selecciona el perfil objeto de la interpretación para los análisis de compensación isostática y el modelo final.

Evaluando las características generales del mapa de anomalías de Bouguer se selecciona un perfil de 700 km de extensión cuyas coordenadas extremas son -72.82° W 11.62° N y -69.26° E 6.16° S.

Para la selección del perfil se utiliza el menú *GM-SYS*, el detalle para esto se encuentra en el apéndice D.

4.3 Anomalía isostática

Para la determinación de la anomalía isostática se realiza primeramente un modelo con la predicción de la raíz asociada a la estructura para así determinar el efecto de atracción gravitatoria de la misma; con ésta se puede abstraer la anomalía isostática de las anomalías de Bouguer asociada. Entendiendo lo anterior se verifica que se deben trabajar varios aspectos para llegar al objetivo.

Para iniciar se establece el modelo de predicción isostática, en este caso se utiliza el modelo de Airy-Heiskanen ya que el mismo se asocia a anomalías negativas de Bouguer que pueden ser explicadas como función directa de la existencia de raíces corticales. Siendo la zona de estudio una región montañosa se consideró éste el modelo más apropiado a ser utilizado como primera aproximación.

La predicción de la raíz se realizó de la siguiente manera:

1. Se generó un guion para *Matlab* el cual se encarga de aplicar las expresiones 2.6 y 2.7 de la sección 2.1.2 a un conjunto de datos suministrados en función de los parámetros indicados; este archivo recibe un *.txt* con los valores de posición y de topografía, además se deben suministrar los valores de densidades ρ_u , ρ_s y ρ_w con los cuales el programa realiza los cálculos. Como salida se tiene un archivo *.txt* con el valor de la posición, la profundidad de la raíz y la topografía, igualmente muestra una imagen previa para control de calidad (este guion se puede observar en el apéndice E).

2. Utilizando el programa *Oasis Montaj* específicamente el módulo *GM-SYS* se procede a seleccionar el perfil acorde a la metodología explicada en el apartado anterior.

3. Seguidamente se abre una ventana del módulo *GM-SYS* de la cual se extraen los datos que se deben suministrar al guion de *Matlab* a través de las opciones resaltadas en la imagen 4.3; se genera así un archivo *.pts* el cual se debe cambiar a *.txt* con ayuda de cualquier editor de texto, además se deben eliminar las primeras y últimas tres líneas del mismo para poder utilizarlo en el guión de *Matlab*.

4. Con él *.txt* generado se utiliza el programa del apartado 1, del *.txt* resultante se extrae el valor de la raíz (segunda columna) y se sustituye en el archivo *.pts* extraído modificando la tercera, antepenúltima y última línea con los valores extremos del vector que contiene la raíz.

5. Con el nuevo *.pts* se selecciona la opción *ImpSurf – Append Node – Load File* y se elige el *.pts* generado y luego se selecciona la opción *Snap*.

6. Con la superficie colocada en el modelo se añaden los valores de densidades de la corteza y del sustrato lo cual permite generar una curva de anomalías de Bouguer calculada para dicho modelo la cual será la respuesta de la raíz.

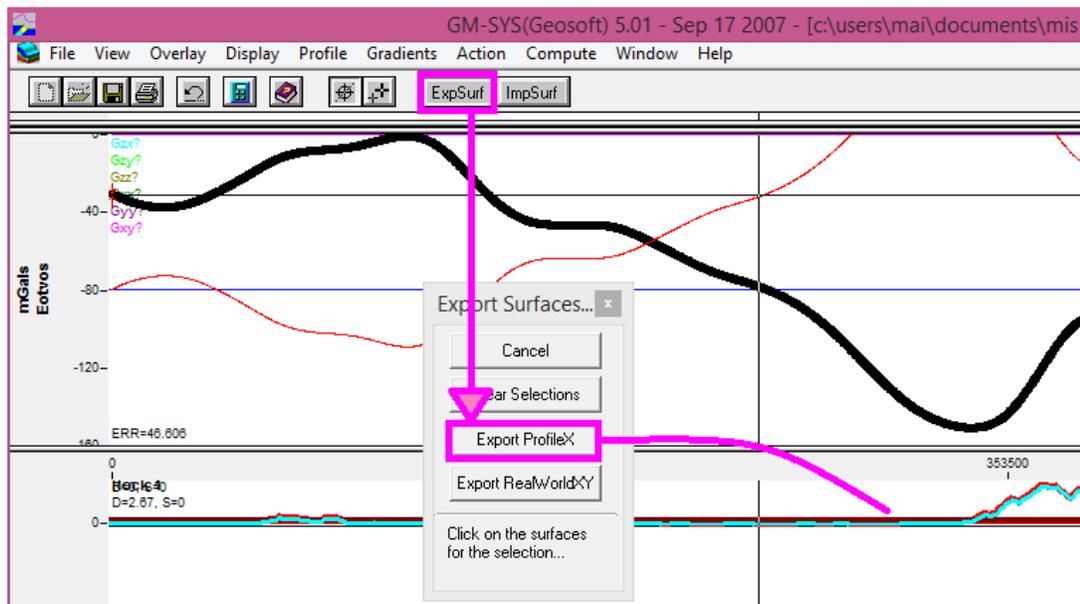


Figura 4.3 Metodología para exportar una superficie en *GM-SYS*.

Como resultado se extrae la curva de anomalías de Bouguer y la de la anomalía calculada para el modelo resultante de la predicción, estos datos se pueden obtener a través del menú *Profile* en la opción *Edit Anomaly* de la ventana de *GM-SYS*.

En esta fase el procedimiento se realiza de manera iterativa variándose los valores de profundidad de compensación y de densidades y generando contrastes varios de las mismas, esto se realiza introduciendo los diferentes valores tanto en el archivo *.m* como en el modelo generado en *GM-SYS*. Del proceso iterativo de este trabajo se generaron los archivos acorde a lo expresado en la tabla 4.1.

Una vez generados los modelos de la tabla 4.1 se extrae la anomalía calculada para cada uno del programa *Oasis Montaj versión 6.4.2* en el módulo *GM-SYS* a través de la opción *Edit Anomaly* del menú *Profile*, con estos valores se procede a utilizar la herramienta *Microsoft Excel* para calcular la anomalía isostática restando la anomalías de Bouguer observada menos la calculada para cada uno de los modelos. Posteriormente generan gráficos donde se evidencian las diferentes curvas de anomalías isostáticas para cada una de las profundidades de compensación asociadas a una misma estructura de densidad.

Como resultado se generan cinco gráficos los cuales permiten evaluar los mejores grados de compensación isostática, tanto en forma cualitativa como cuantitativa. Para el primer caso los gráficos permiten estimar las respuestas que se aproximan de mejor manera al cero, y en caso de que esta estimación visual sea compleja se procede a la verificación cuantitativa, la cual consiste en la evaluación de histogramas de frecuencias donde el modelo con mayores frecuencias de valores cercanos o iguales a cero es el que muestra mejor ajuste con la realidad del modelo.

La generación de los histogramas se realizó a través del programa *Matlab* utilizando la instrucción *hist()* de manera similar al siguiente ejemplo:

```
hist(Base_de_datos);  
colormap(spring);  
title('Histograma de Frecuencias');  
ylabel('Frecuencia');  
xlabel('mGal');
```

La secuencia de instrucciones anteriores recibe una base de datos con la información de la anomalía isostática, luego se selecciona una gama de colores y las siguientes tres instrucciones colocan el título del gráfico y de los ejes.

Una vez realizado el análisis cuantitativo se selecciona el modelo cuya anomalía isostática sea más cercana a cero para el cual se presenta el modelo extraído del módulo *GM-SYS* y las curvas de topografía y de anomalías gravimétricas de *Microsoft Excel*.

Tabla 4.1 Tabla de archivos generados para pruebas con diferentes estructuras de densidades donde P_c es la profundidad de compensación, ρ_s la densidad del manto, ρ_u la densidad de la corteza, ρ_w la densidad del agua y ρ_c la diferencia entre ρ_c y ρ_u .

P_c (km)	ρ_s (gr/cm ³)	ρ_u (gr/cm ³)	ρ_w (gr/cm ³)	Contraste ρ (gr/cm ³)	Nombre del archivo generado
25	3.1	2.7	1.03	0.4	Prueba1_25km
30					Prueba1_30km
35					Prueba1_35km
40					Prueba1_40km
45					Prueba1_45km
25	3.2	2.8	1.03	0.4	Prueba2_25km
30					Prueba2_30km
35					Prueba2_35km
40					Prueba2_40km
45					Prueba2_45km
25	3.1	2.8	1.03	0.3	Prueba3_25km
30					Prueba3_30km
35					Prueba3_35km
40					Prueba3_40km
45					Prueba3_45km
25	3.2	2.7	1.03	0.5	Prueba4_25km
30					Prueba4_30km
35					Prueba4_35km
40					Prueba4_40km
45					Prueba4_45km
25	3.3	2.8	1.03	0.5	Prueba5_25km
30					Prueba5_30km
35					Prueba5_35km
40					Prueba5_40km
45					Prueba5_45km

4.3.1 Mapa de compensación y de anomalía isostática

Una vez seleccionados los parámetros de mejor ajuste a través de los procedimientos anteriores se procederá a generar un mapa de predicción por Airy y de anomalía isostática haciendo uso de la herramienta computacional GMT (*Generic Mapping Tools*) en sus versiones 4.5.1 y 5.1.0. El guion utilizado se observa en el apéndice F.

Primeramente, para generar el mapa de predicción de Airy se utiliza el comando *grdfft*, disponible en ambas versiones, en función de los parámetros definidos en los procedimientos previos. Para el desarrollo de esta investigación se utilizó la siguiente línea de comando:

```
grdfft Topografía.grd -T/2800/3300/0/2450 -Gtfft.grd
```

Con la misma se requiere de un archivo *.grd* el cual se debe crear utilizando:

```
surface Topografía.txt -R-74/-69/5/13 -I0.1/0.1 -T0.35 -G Topografía.grd
```

De dichos comandos los parámetros seguidos a los términos *-R* e *-I* dependen de la ventana de los datos, mientras que el término *-T*, para el primer caso, representa los parámetros con los cuales se calcula la compensación isostática de la carga topográfica donde en primer lugar se coloca 0 para que el programa determine la compensación acorde a lo establecido por Airy, seguido por los valores de densidades para la carga, el manto, el material que rodea a la carga (en el caso de topografía se utiliza el valor para el aire) y del relleno de la flexión; todos estos deben colocarse en unidades de kg/m^3 . En el segundo caso el *-T* indica un factor para la interpolación de los datos.

Una vez establecidos los parámetros se genera el archivo *.grd* con el cual se procede a generar el mapa asociado, considerando que el mismo mostrara las profundidades estimadas en función de una profundidad de compensación igual al nivel de referencia 0 .

En el caso de anomalía isostática es necesario utilizar la versión 5.1.0 del *software* GMT donde se encuentra el comando *gravfft* el cual calcula la respuesta de gravedad

a partir de un archivo de topografía utilizando el método completo de Parker. En función de esto en el caso de esta investigación se utilizó el comando:

gravfft Topografía.grd -T0/2800/3300/0 -GAnIsostatica.grd

Nótese que los parámetros del término -T son idénticos a los indicados en el caso anterior, con la salvedad que no es necesario colocar el valor de la densidad del relleno de la flexura.

4.4 Generación de modelos de flexión elástica y viscoelástica

Para la realización de estos modelos se utilizó una rutina en *Matlab* desarrollada por Arnaiz-Rodríguez para este trabajo especial la cual se basa en lo explicado por Watts (2001) en su libro “*Isostasy and Flexure of the Lithosphere*” en los capítulos 5 y 6, así como también en las rutinas desarrolladas por el mismo en *Mathcad*. (La rutina utilizada se observa en el apéndice G)

La referida rutina en cuestión consta de nueve módulos que se detallan a continuación:

➤ **Módulo 1 Carga del archivo de topografía observada:** aquí se deben colocar los archivos correspondientes al perfil de topografía real (parámetro T) y a la carga (parámetro M), ambos con la información de la posición en x y el correspondiente valor de T o M. Para el uso del programa se deben realizar varias pruebas ajustando la carga desde los valores más elevados de topografía, vale destacar que este valor se debe incrementar considerando los parámetros de erosión registrados para los lapsos introducidos en la rutina, buscando disminuir la topografía residual a la máxima expresión posible, al considerar que esta topografía consiste en la diferencia entre la topografía real y la posición de la carga una vez flexada la corteza.

De igual manera se considera que el perfil introducido debe ser simétrico preferiblemente, es decir, se sugiere colocar la carga en el medio del perfil donde coincida a su vez con el cero del mismo, además debe expresar la posición en x en km y la topografía en m.

➤ **Módulo 2 Definición de parámetros:** en este módulo se describen los parámetros necesarios para la realización de los cálculos pertinentes, incluyéndose tanto variables como constantes. A continuación el detalle de las mismas:

Tabla 4.2 Parámetros para la rutina de cálculo de flexión elástica y viscoelástica.

Nombre	Detalle	Observación
G	Constante de gravitación universal $6.67 \times 10^{-11} \frac{N \cdot m^2}{kg^2}$	Constante.
Te	Espesor elástico. Valores entre 15-26 km aproximadamente, dependerá de que segmento del perfil se quiera ajustar.	Se coloca en metros.
g	Aceleración gravitacional 9.81 (m/s ²)	Constante.
v	Radio de Poisson Valor estimado: 0.25	Se realizan pruebas para 0.25 (Watts, 2001) y 0.5 (Nadai, 1963)
E	Módulo de Young. Unidad: Pa	Se realizan pruebas para $70 \cdot 10^9$ y $100 \cdot 10^9$
p_topo	Densidad de la topografía 2670 kg/m ³	Constante. Se coloca en kg/m ³
p_water	Densidad del material que rodea a la carga. 0 kg/m ³	Constante. En el caso terrestre se coloca la densidad del aire
p_mantle	Densidad del manto 3300 kg/m ³	Se coloca en kg/m ³ Constante
p_crust	Densidad de la corteza. 2800 kg/m ³	Se coloca en kg/m ³ Constante
p_infill	Densidad del relleno de la flexión. 2450 kg/m ³ .	Se coloca en kg/m ³ En caso de cuencas sedimentarias se considera igual a la densidad del material de relleno. Constante
thick	Espesor sin deformar de la corteza 4000 m.	Constante

tau	Tiempo de relajación de Maxwell $1 \cdot 10^6$ años	Se realizan pruebas para $1 \cdot 10^6$ (Watts, 2001) y $1 \cdot 10^5$ (Walcott, 1970)
tload	Tiempo de carga sobre la litosfera viscoelástica $5 \cdot 10^6$ años	Constante, basado en Audemard (2003)
deltat	Tiempo de muestreo para el gráfico de flexión viscoelástica dinámica $0.1 \cdot 10^6$	Constante

Vale destacar que, por la naturaleza de la formulación matemática del código, se asumen los parámetros constantes para todo el perfil, por lo cual es necesario realizar varias corridas variándose los parámetros de espesor elástico, en primera instancia, a fin de evaluar el comportamiento tanto para la parte norte, asociada a la cuenca de Maracaibo, como para la parte sur, asociada a la cuenca Barinas-Apure.

➤ **Módulo 3 *Parámetros iniciales*:** a partir de este módulo ya no es necesario que el usuario introduzca información alguna pues el programa se basa en la información ya suministrada. La rutina calcula el parámetro de rigidez flexural, la relación entre el tiempo de carga y el tiempo de relajación así como también una relación de densidades.

➤ **Módulo 4 *Procesamiento de la topografía*:** en este módulo se realiza el tratamiento de la información de topografía, acorde a lo explicado por Watts (2001). Aquí se procesa la topografía, removiendo la tendencia lineal y se calcula la transformada de Fourier de la misma, esto pues la rutina determina los parámetros de la flexión a través de la transformada de Fourier. De igual manera, en este módulo se determinan los parámetros que definen la longitud de onda de la señal a manera de ayudar en el proceso de muestreo en cálculos posteriores.

➤ **Módulo 5 *Modelo elástico*:** en este el programa aplica las expresiones explicadas en secciones anteriores (Ec 2.27 y 2.28) y le determina la anti-transformada al resultado (Watts, 2011). Como resultado se obtienen curvas de

flexión como la observada en la figura 4.4, en la misma se destaca una respuesta simétrica, consecuencia del efecto asociado al uso de la transformada de Fourier.

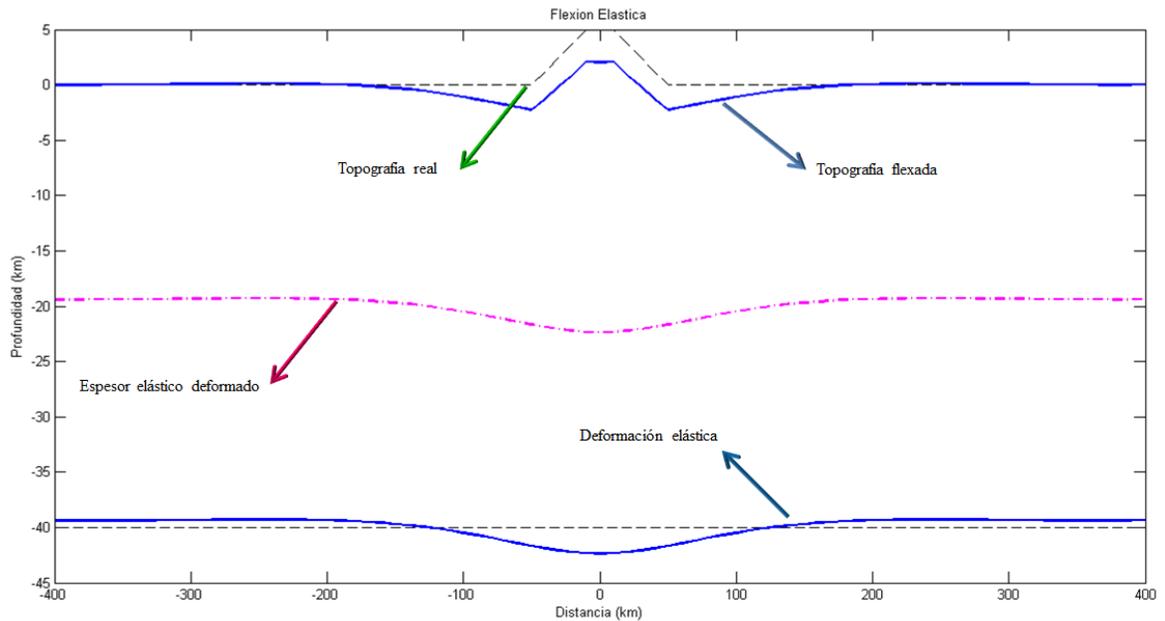


Figura 4.4 Deformación elástica para una carga regular.

➤ **Módulo 6 Modelo viscoelástico:** en este caso se aplican las expresiones para el modelo viscoelástico (Watts, 2001), las mismas explicadas anteriormente (Ec. 2.30 y 2.31) y, igual que para el caso anterior, se determina la anti-transformada del resultado. De esta metodología se obtiene un gráfico como el de la figura 4.5 en donde se obtiene la flexión viscoelástica para un tiempo determinado.

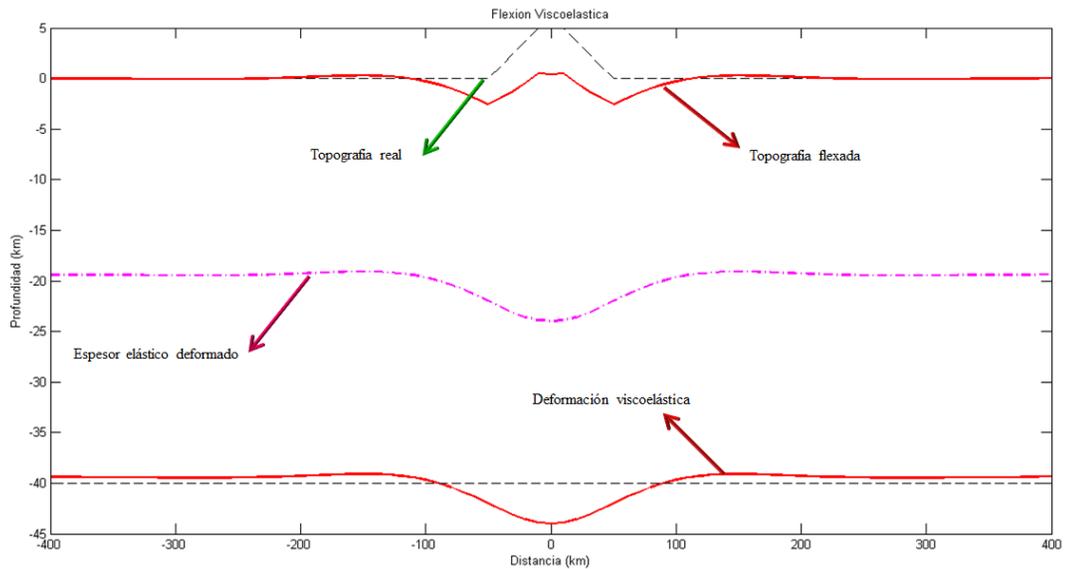


Figura 4.5 Deformación viscoelástica para una carga regular.

➤ **Módulo 7 Modelo viscoelástico dinámico:** en este el programa genera una base de datos donde se guarda la información de las variaciones de viscoelasticidad cada $0.1 \cdot 10^6$ años (Δt) hasta $5 \cdot 10^6$ años (t_{load}) con la finalidad de registrar las pequeñas variaciones que van ocurriendo a lo largo del tiempo.

➤ **Módulo 8 Ajuste eFLEX y vFLEX:** debido la manera en que se calcula la transformada de Fourier los puntos donde esta asocia los valores quedan desplazados una distancia igual a la mitad de la separación entre las estaciones por lo cual este módulo tiene la finalidad de realizar una interpolación a manera tal de asociar los valores de flexión tanto elástica como viscoelástica a los posiciones reales dentro del perfil, vale destacar que este ajuste se realiza para poder generarlos gráficos, es decir, no afecto los cálculos previos.

➤ **Módulo 9 Plots:** en este módulo se encuentran definidas las diferentes presentaciones de los resultados que arroja esta rutina; en este se genera una primera imagen (*plot 1*) con cuatro gráficos (figura 4.6), el primero muestra la comparación entre la topografía real y la carga, el segundo muestra una comparación entre la flexión elástica y la viscoelástica mientras que el tercero y el cuarto muestran las respuestas elásticas y viscoelásticas respectivamente. Igualmente se genera una

segunda imagen (*plot 2*) donde se visualizan de mejor manera las deformaciones elásticas y viscoelásticas (figura 4.7); y finalmente se genera un gráfico (*plot 3*) que muestra la variación en el tiempo de la deformación viscoelástica (figura 4.8).

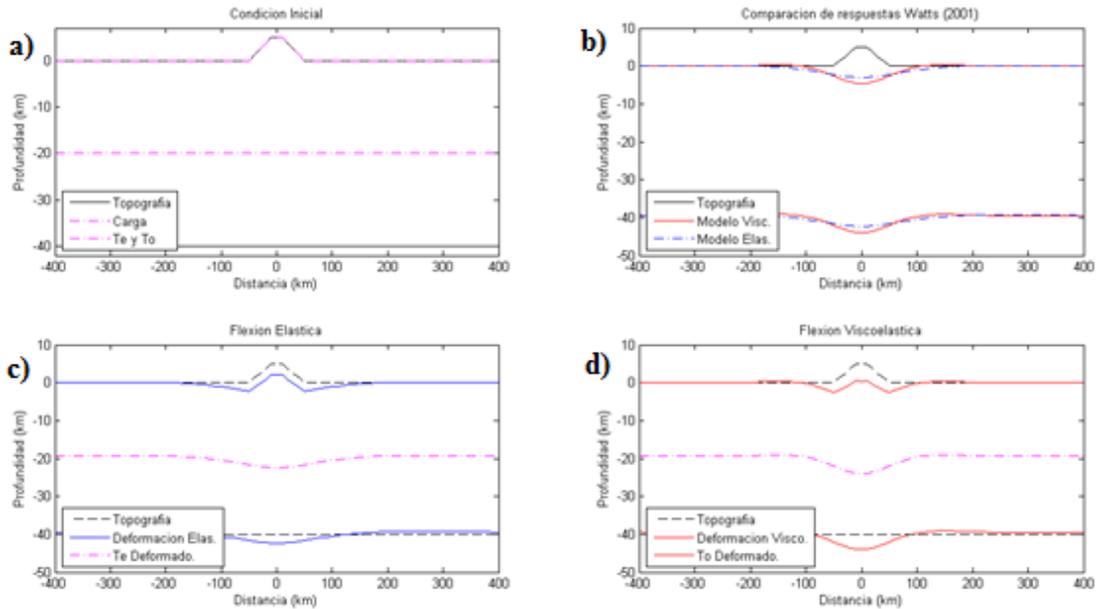


Figura 4.6 Primera salida del código de flexión, (a) condición inicial para comparar las cargas, (b) comparación de la flexión elástica y viscoelástica, (c) flexión elástica y (d) flexión viscoelástica.

Vale destacar que el tercer plot es una animación generada en el módulo 7 la cual el código archiva en una extensión *.avi* para visualizaciones posteriores en este mismo modulo. Igualmente se destaca que la razón de los *Plots* con las curvas de flexión elástica y viscoelástica tienen por finalidad, como se explicó en líneas anteriores, comparar ambas respuestas además, para el desarrollo del código, esto sirve de parámetro de evaluación del mismo pues, acorde a la teoría (Watts, 2001), la flexión elástica y la viscoelástica serán iguales cuando el tiempo de relajación de Maxwell (τ) es igual al tiempo de carga (tload), suponiendo esta condición se genera las respuestas observadas en la figura 4.9 donde con los gráficos separados y el comparativo se puede evidenciar que el resultado es la misma flexión lo cual se

traduce en un buen funcionamiento de la rutina de cálculo, garantizando la veracidad de los resultados a obtener.

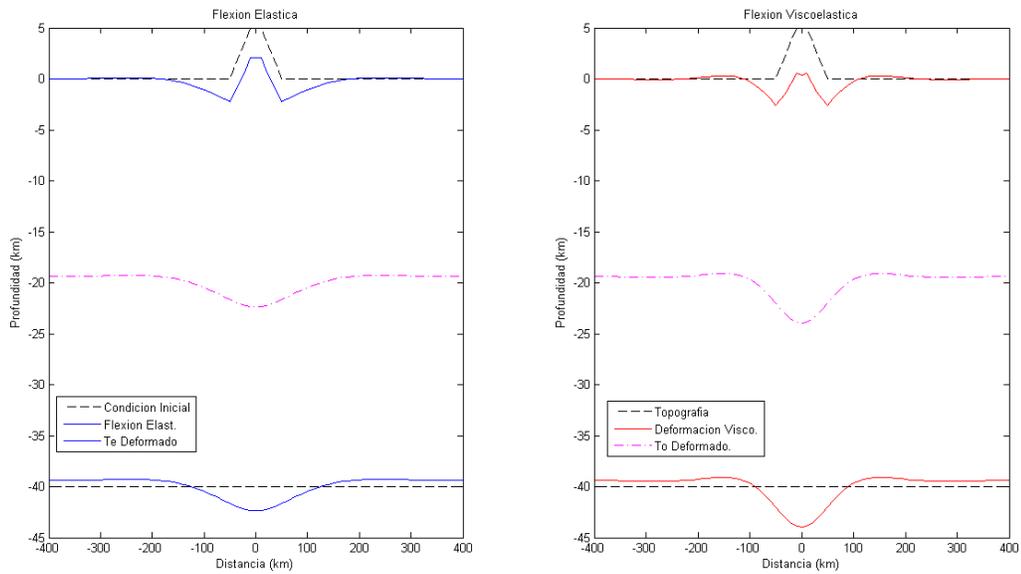


Figura 4.7 Segunda salida del código de flexión: respuesta elástica (izquierda) y viscoelástica (derecha)

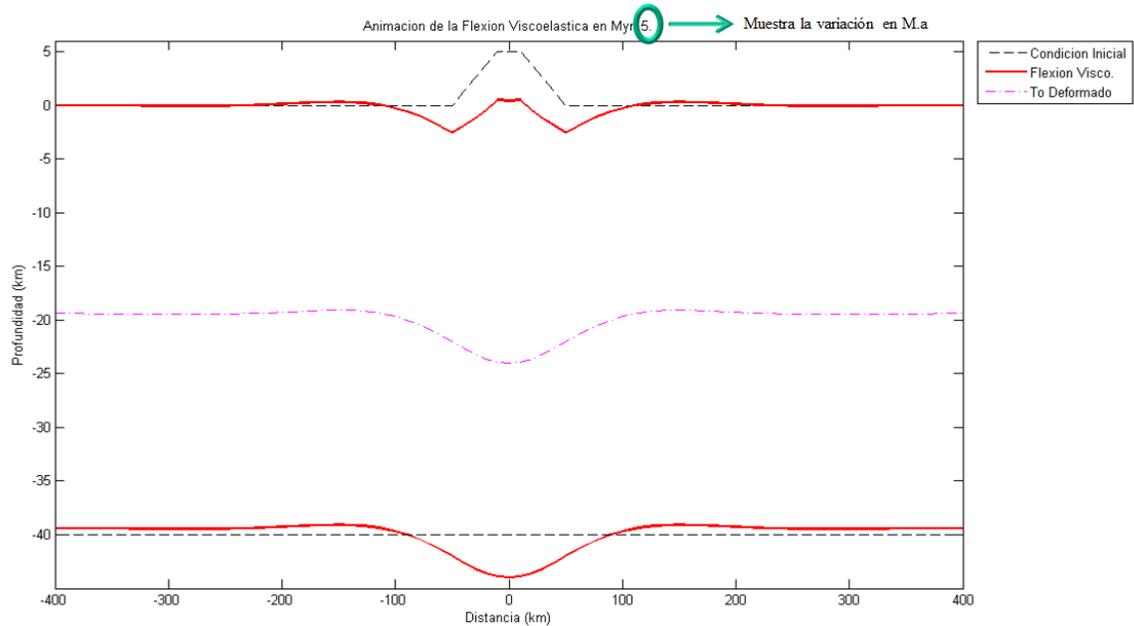


Figura 4.8 Tercera salida del código de flexión, respuesta viscoelástica para $\tau = t$.

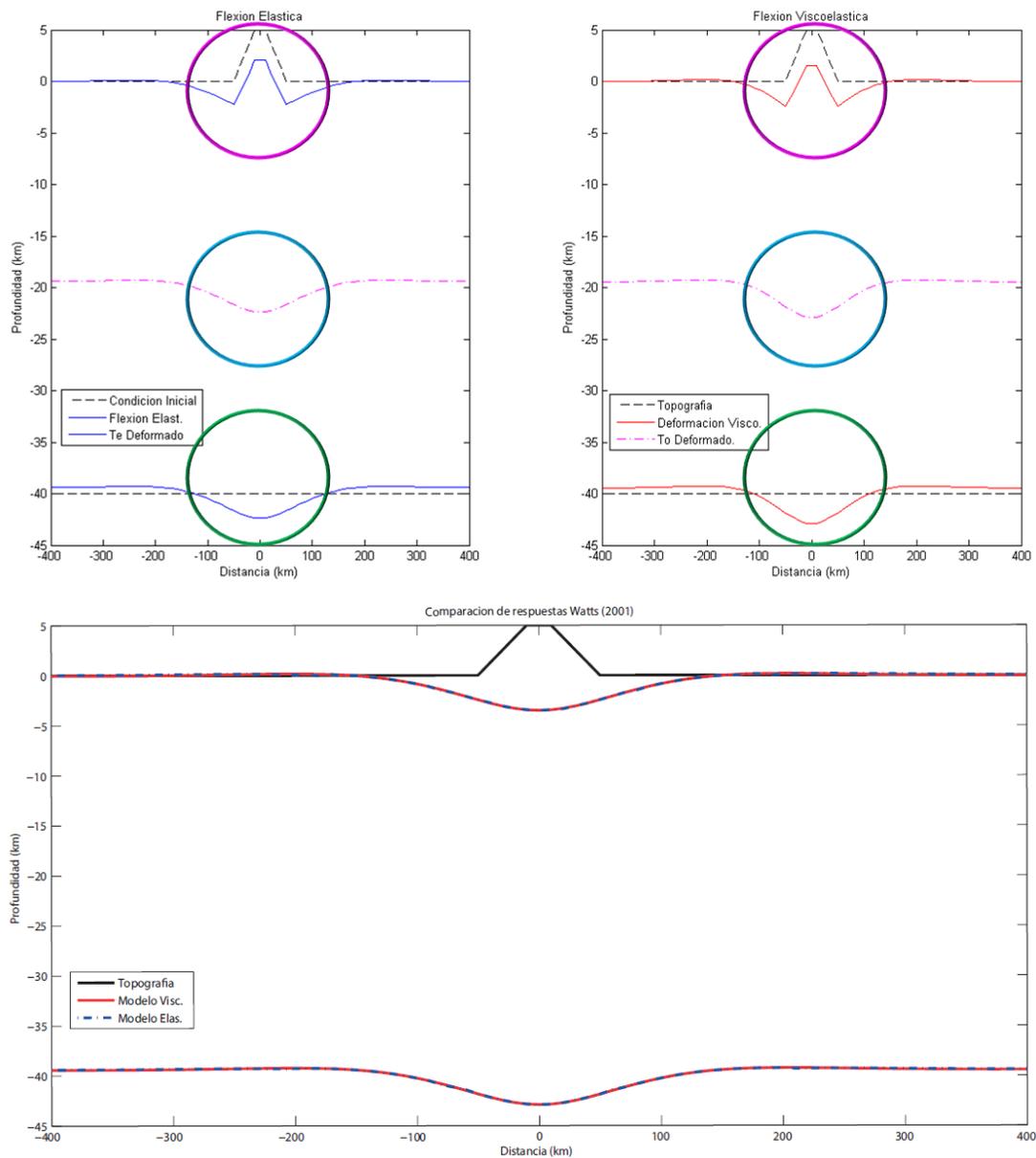


Figura 4.9 Comparación de respuesta elástica y viscoelástica.

4.4.1 Resultados generados

Con la finalidad de evaluar las respuestas viscoelásticas para el perfil de estudio se utilizó la rutina ya explicada generando una serie de pruebas. En primer lugar se generan pruebas bajo las consideraciones de Watts (2001) evaluándose variaciones

en la carga y en los espesores elásticos de manera tal de conseguir los mejores ajustes considerando las profundidades esperadas tanto para la cuenca de Maracaibo como la de Barinas-Apure. En esta fase se selecciona la carga que mejor responde a esta consideración y luego se varia la respuesta en función del Te (los valores de Te son extraídos en función de lo expresado por Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014). Vale destacar que se evaluarán tres casos: carga de mejor ajuste para la cuenca de Maracaibo, para Barinas-Apure y carga de valor variable con ajuste para ambas cuencas.

Una vez evaluado los valores de Te de mejor ajuste se procede a variar los parámetros de E, τ y ν considerándose todas las combinaciones posibles a manera tal de visualizar la dependencia de la respuesta viscoelástica a estos factores para finalmente seleccionar el o los mejores modelos flexurales viscoelásticos que se correspondan con la realidad geológica conocida; finalmente estas respuestas se expresaran colocando el centro cero del perfil en la ubicación de la falla de Boconó a fin de evaluar si esta condición representa alguna variación o condición importante dentro de las respuestas.

En la tabla 4.3 se observa un detalle de los modelos generados de los cuales se mostraran en secciones siguientes los que representen las mejores aproximaciones.

Tabla 4.3 Resultado de pruebas para los modelos de viscoelasticidad

Nombre de la prueba	Te (km)	E (Pa)	τ (años)	ν	Observaciones
Mcbo1	20000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	El mejor ajuste indicara el Te a usar en A1
Mcbo2	15000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	
Ba1	26000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	El mejor ajuste indicara el Te a usar en A2
Ba2	25000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	
A1	-	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	-
A2	-	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	-
Mcbo_1	Dependerá del valor de Te para el cual se	$100 \cdot 10^9$	10^5	0.25	-
Mcbo_2		$100 \cdot 10^9$	10^5	0.5	-
Mcbo_3		$100 \cdot 10^9$	10^6	0.5	-

Mcbo_4	obtenga el mejor ajuste para el norte del perfil	$70 \cdot 10^9$	10^5	0.25	-
Mcbo_5		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.5	-
Mcbo_6		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.25	-
Mcbo_7		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.5	-
Ba_1	Dependerá del valor de Te para el cual se obtenga el mejor ajuste para el sur del perfil	$100 \cdot 10^9$	10^5	0.25	-
Ba_2		$100 \cdot 10^9$	10^5	0.5	-
Ba_3		$100 \cdot 10^9$	10^6	0.5	-
Ba_4		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.25	-
Ba_5		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.5	-
Ba_6		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.25	-
Ba_7		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.5	-
A_1	Dependerá del valor de Te para el cual se obtenga el mejor ajuste entre las pruebas A1 y A2	$100 \cdot 10^9$	10^5	0.25	-
A_2		$100 \cdot 10^9$	10^5	0.5	-
A_3		$100 \cdot 10^9$	10^6	0.5	-
A_4		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.25	-
A_5		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.5	-
A_6		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.25	-
A_7		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.5	-
Mcbo#B	Dependerá de ajustes previos	Dependerá de ajustes previos	Dependerá de ajustes previos	Dependerá de ajustes previos	El # representara el código de las pruebas seleccionadas
Ba#B					
A#B					

CAPÍTULO V

ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

5.1 Mapas de información topográfica y gravimétrica

Acorde a la metodología planteada en secciones anteriores se generaron una serie de mapas que abarcan las coordenadas -69° y -74° de longitud este y 5° hasta los 13° de latitud norte, delimitación que se corresponde con la región occidental de Venezuela. En primera instancia estos mapas dan una visualización de la topografía de la zona, las anomalías de aire libre y las anomalías de Bouguer correspondientes.

5.1 Mapa topográfico

En el mapa topográfico (figura 5.1) se evidencian las variaciones desde la cuenca Barinas- Apure al sureste y parte de la Cordillera Oriental de Colombia al suroeste; siguiendo hacia el norte se encuentran los altos valores asociados a Los Andes de Mérida y los valores de topografía bajos asociados a la cuenca de Maracaibo. En el centro este del mapa se pueden evaluar también las tendencias asociadas a los altos topográficos de la Sierra de Perijá seguidos por la Península de la Goajira. Hacia el noroeste se muestra la estructura asociada a la Sierra Nevada de Santa Marta, mientras que hacia el noreste, específicamente hacia los estados Lara y Falcón, se observan los altos topográficos asociados a las Napas de Lara y el alto de Paraguaná (cerro Santa Ana).

Vale destacar algunas características resaltantes como el hecho de que las tendencias de los altos topográficos tanto de Los Andes Venezolanos como de la Cordillera Colombiana se muestran distantes entre sí, esto se evidencia al este del Macizo de Santander donde las tendencias de ambos levantamientos topográficos evidencian la ausencia de la continuidad, lo cual fue planteado por Audemard (2003) quien explica que ambos orógenos tienen génesis diferentes (subducción tipo B para Los Andes suramericanos y subducción tipo A para Los Andes de Mérida).

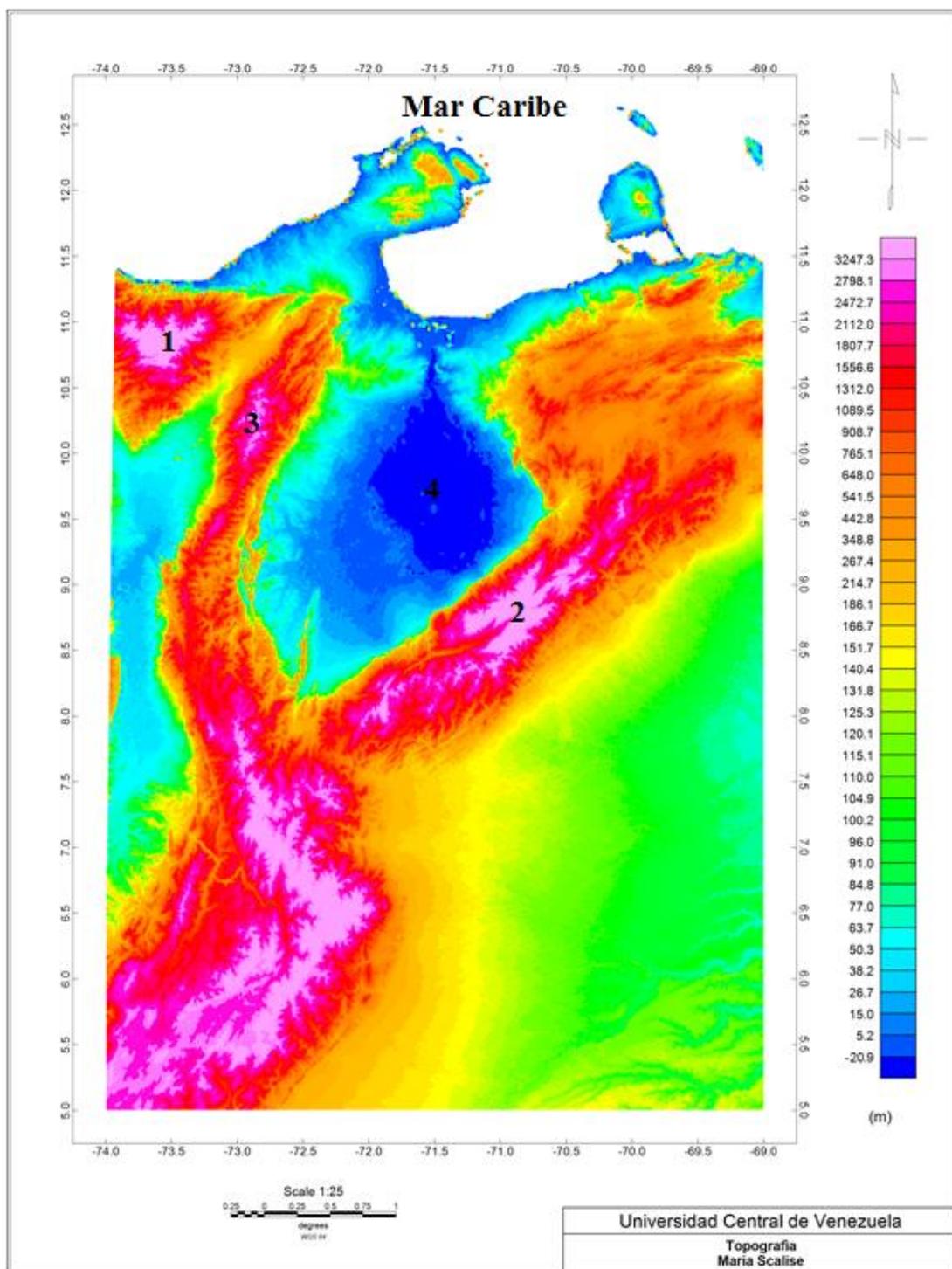


Figura 5.1 Mapa Topográfico del Occidente de Venezuela. Toponimia: **1** Sierra Nevada de Santa Marta, **2** Cordillera andina venezolana, **3** Sierra de Perijá y **4** Lago de Maracaibo.

De igual manera, en la figura 5.1, se pueden visualizar los desplazamientos asociados a las fallas de Boconó, Valera y Oca-Ancón.

En líneas generales este mapa en particular ayuda a tener una idea de las respuestas gravimétricas que se deben esperar como resultado de la interacción de las diferentes características geomorfológicas que se destacan en la zona de estudio. Los primeros resultados corresponden a las anomalías de aire libre y de Bouguer entendiéndose que, para el caso de la primera, existe una topografía con un efecto importante y, para el segundo caso, los contrastes de densidades presentes están condicionados por la complejidad tectónica de la zona.

5.2 Mapa de anomalías de aire libre

En el mapa de anomalías de aire libre (figura 5.2) vale destacar, en primera instancia, que éste guarda una similitud con el mapa topográfico, una evidencia de esto son los valores positivos asociados con la distribución de las cadenas montañosas presentes en el área así como también los valores negativos que se corresponden con las cuencas antepaís adyacentes a las cadenas montañosas.

Evaluando con mayor detalle el mismo destacan valores máximos por encima de los 285.4 mGal hacia la región noroccidental del mapa asociado a la Sierra de Santa Marta, siendo esta la zona con mayores elevaciones topográficas dentro del mapa (aproximadamente 5700 m); de igual manera se muestra la respuesta asociada a la Sierra de Perijá con un valor estimado de 184.4 mGal aproximadamente y a la Cordillera Oriental de Colombia con una respuesta de 220 mGal. Otros valores máximos importantes de destacar corresponden al asociado a Los Andes venezolanos el cual se encuentra en el mismo rango de los valores máximos, aproximadamente 280 mGal, hacia la parte central de la Cordillera.

En cuanto al valor mínimo más representativo del mapa éste se encuentra en la parte central del mapa limitado al sur por la cordillera de Los Andes venezolanos y al norte por el Lago de Maracaibo, siendo éste la expresión de la cuenca de Maracaibo, el mismo se caracteriza por un valor mínimo de -120.6 mGal aproximadamente.

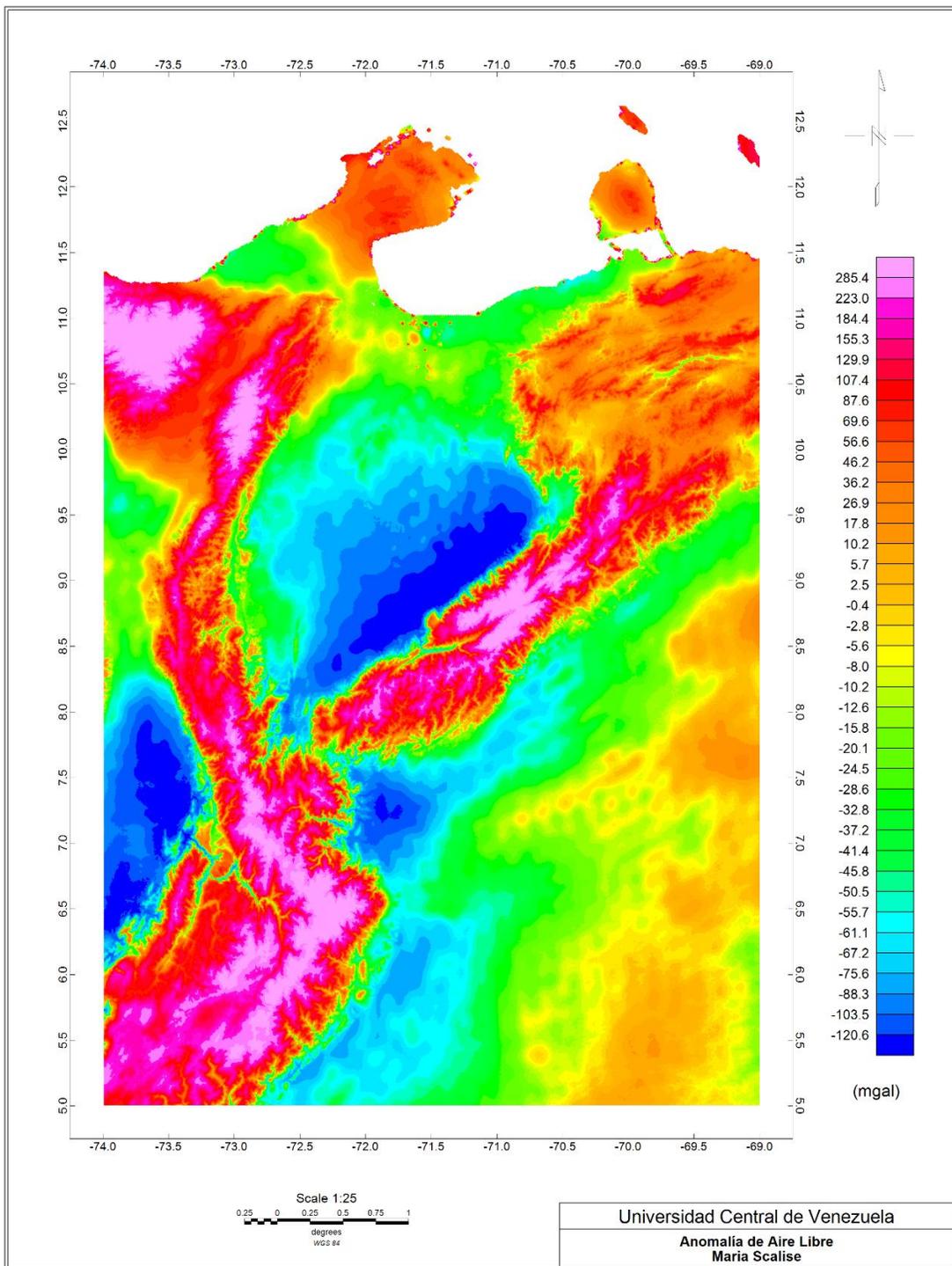


Figura 5.2 Mapa de anomalía de Aire Libre del Occidente de Venezuela. Toponimia explicada en la figura 5.1

De igual manera se encuentra un mínimo relativo entre las coordenadas 6.25° y 8° de latitud norte y -73° hasta -74° en longitud oeste con un valor aproximado de -100 mGal, en tercer lugar se encuentra un mínimo de -80 mGal en promedio que puede asociarse al indentor de Pamplona en función de lo expresado en el trabajo de Audemard (2003).

Vale resaltar también valores medios entre 20 y 40 mGal que se observan hacia los estados Lara y Falcón, así como también hacia la península de la Guajira con valores del orden de los 50 mGal. Hacia la región sureste del mapa persisten valores entre -10 y 10 mGal.

Es importante destacar que al evaluar las tendencias del mapa se observa una diferencia notable entre los mínimos que responden a las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure ubicadas en los pie de monte norte y sur de Los Andes venezolanos respectivamente. En la primera se encuentra el mínimo más representativo del mapa ya descrito del orden de -120 mGal y para la segunda la expresión no es tan marcada, encontrándose con un valor aproximado de -65 mGal; esta diferencia se corresponde con la profundidad de los depocentros de ambas cuencas. Se estima que entre ambos hay una variación de 4 km aproximadamente (9 km de profundidad para la cuenca de Maracaibo y 5 km para la Barinas-Apure). Audemard y Audemard (2002) y Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2011) explican que esta diferencia puede asociarse a las variaciones laterales en las propiedades mecánicas entre el bloque de Maracaibo y la placa de Suramérica.

5.3 Mapa de anomalías de Bouguer

En el mapa de anomalías de Bouguer, que se muestra en la figura 5.3, se evidencia una tendencia preferencial de los contornos similar a un ovalo con una orientación preferencial N45E de su eje mayor, destacándose un aumento de los valores desde el centro hacia los extremos noreste, noroeste y sureste.

Hacia la parte central del mapa se destaca la presencia de un mínimo gravimétrico con una tendencia concéntrica de los contornos que describe la dirección preferencial establecida, este aspecto evidencia una relación clara entre la respuesta gravimétrica y

la orientación de estructuras mayores como Los Andes de Mérida y la relación de esta respecto a los depocentros de las cuencas adyacentes, lo cual se verifica con las tendencias aledañas donde los valores incrementan paulatinamente. De igual manera, a medida que se acerca a la esquina suroeste del mapa aparecen tendencias a valores mínimos, también de manera concéntrica pero con una dirección preferencial aproximada de N20E.

Hacia la parte noroeste del mapa entre las coordenadas 9.5° y 11.5° de latitud norte y -72.5° hasta -74° de longitud oeste se observa una tendencia concéntrica de los contornos hacia valores mayores con una orientación preferencial de N45W; esta tendencia es interrumpida a medida que se acerca a la falla Oca-Ancón, y al norte de ésta los contornos disminuyen a -40 mGal aproximadamente incrementando nuevamente hacia la Península de la Guajira hasta el valor de 50 mGal.

Siguiendo la evaluación de la tendencia del mapa se encuentra que hacia la Península de Paraguaná los contornos varían de la directriz general a una orientación N45W de manera concéntrica hacia valores máximos. Hacia el sur del estado Falcón destaca un cambio en las tendencias de los contornos lo cual puede ser atribuido a la presencia de las napas de Lara con orientación casi E-W.

En cuanto a la región sureste de mapa se observa que entre las coordenadas 7° hasta 9° N y -69° hasta -71.5° W existe una pequeña variación de la orientación preferencial de los contornos alcanzando N60E lo cual, de acuerdo a autores como González (2009) y Arnaiz-Rodríguez (2009) responde a la orientación de las estructuras en el basamento formada entre los grábenes de Apure y Mantecal. De igual manera esta tendencia muestra también una posible relación con el fallamiento inverso asociado al flanco surandino acorde a lo presentado por Audemard (2003)

Con lo anterior es fácil reconocer que se está ante una zona de una complejidad geodinámica considerable, donde existen numerosas estructuras con su correspondiente expresión gravimétrica. Se identifica primeramente un máximo de 140 mGal ubicado aproximadamente a 11° N -73.75° W asociado a la Sierra de Santa Marta, de igual manera se encuentran algunos máximos relativos importantes de mencionar los cuales se listan en la tabla 5.1.

Tabla 5.1 Máximos gravimétricos relativos evidentes en el mapa de AB de la figura 5.3.

Coordenadas aproximadas (X,Y)	Magnitud de AB (mGal)	Asociación
-72° W, 12° N	60 mGal	Rocas ígneas de la Península de la Guajira
-70° W, 12° N	40 mGal	Península de Paraguaná
-69° W, 8.75° N -69° W, 7.5° N	10 mGal	Altos estructurales del basamento de la cuenca Barinas-Apure

Se identifica el mínimo gravimétrico ubicado aproximadamente a 9° N -71° W con un valor de -140 mGal asociado a la respuesta de Los Andes de Mérida y a la cuenca de Maracaibo (Gonzalez de Juana *et al.*, 1980 y Arnaiz-Rodríguez *et al.*, 2011). Entre las coordenadas 7° hasta 7.5° N y -72.5° hasta -73.5° W se observan dos mínimos contiguos de igual valor, -140 mGal, que pueden asociarse a la Cordillera Oriental Colombiana.

De igual manera se destacan algunos mínimos relativos importantes de mencionar los cuales se detallan en la tabla 5.2.

Tabla 5.2 Mínimos gravimétricos relativos evidentes en el mapa de AB de la figura 5.3.

Coordenadas aproximadas (X,Y)	Valor aproximado (mGal)	Asociación
-72.5° W, 11.5° N	-40 mGal	Cuenca de la Guajira
-70.5° W, 11° N	-40 mGal	Cuenca de Falcón

Es importante destacar también que en el mapa de AB se puede visualizar que para la cuenca de Maracaibo, en su parte más profunda se tiene un valor ~ -100 mGal, mientras que para la cuenca Barinas-Apure se observa una respuesta de ~ -45 mGal. Otro aspecto importante a resaltar en el mapa es que hacia la Península de la Guajira, se observa una variación de las tendencias que podría asociarse al desplazamiento de la falla Oca-Ancón.

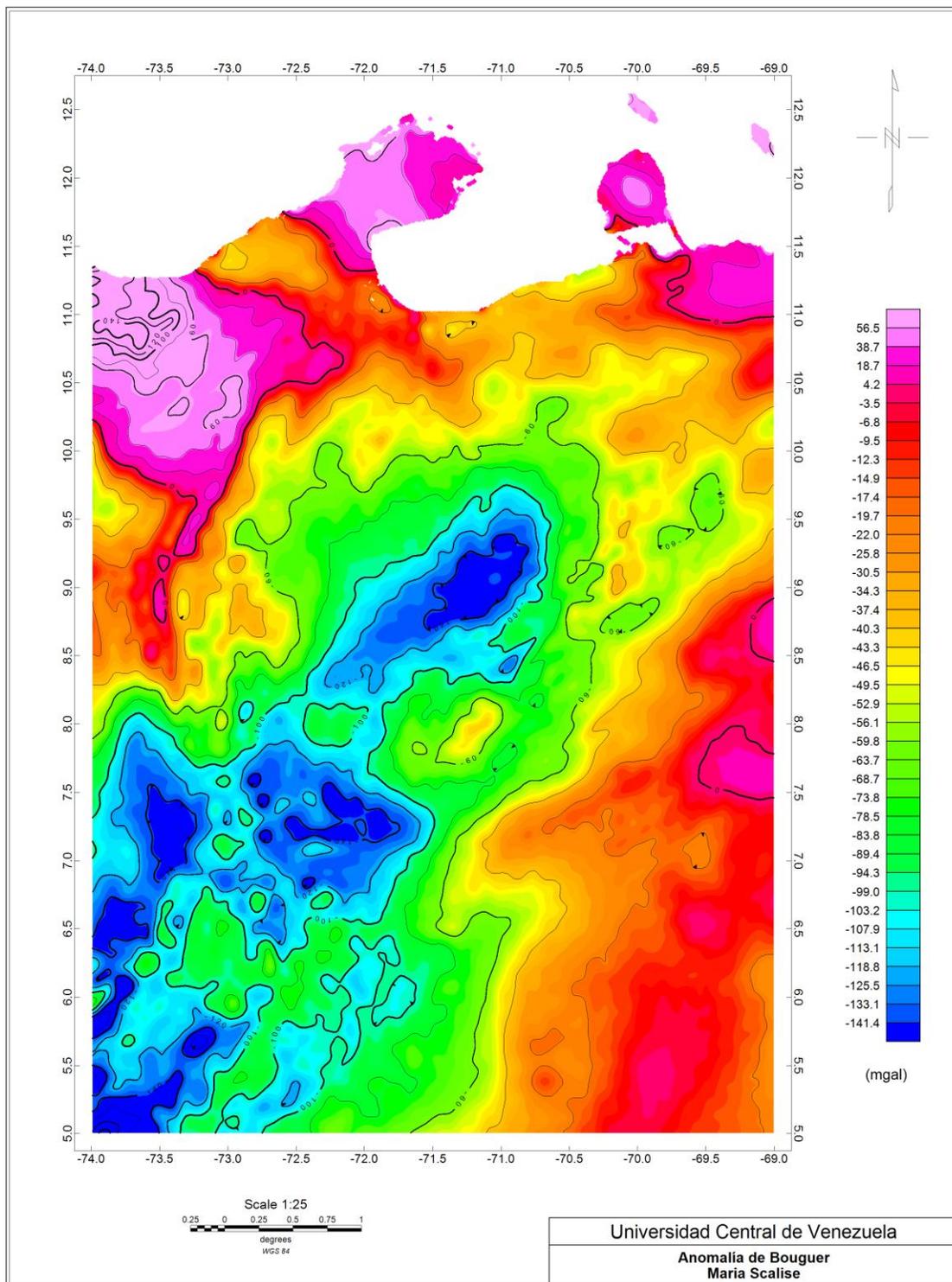


Figura 5.3 Mapa de Anomalia de Bouguer del Occidente de Venezuela. Toponimia explicada en la figura 5.1

Por último, es importante evaluar en el mapa los gradientes más representativos puesto que los mismos dan una idea de las características de la estructura a la cual responde la anomalía. El gradiente más fuerte corresponde a la respuesta asociada al máximo que caracteriza a la Sierra de Santa Marta con un valor aproximado ~ 4.5 mGal/km; en tanto que el gradiente más suave corresponde a las tendencias centrales del mapa que envuelven el mínimo gravimétrico asociado a Los Andes de Mérida con un valor de ~ 0.72 mGal/km. De igual manera se destacan los gradientes asociados a los flancos de la cordillera andina venezolana donde, para el flanco norte, se encuentra un gradiente de ~ 1.28 mGal/km mientras que para el flanco sur el gradiente es más suave, ~ 2.25 mGal/km; esta diferencia entre los flancos de la estructura puede asociarse a las diferencias de profundidad de las cuencas adyacentes, dado que para la cuenca de Maracaibo se tiene una profundidad estimada de 9 km, el gradiente es más marcado que para la cuenca Barinas-Apure, de profundidad estimada 5 km. En este orden de ideas vale destacar también el gradiente asociado a la cuenca de Falcón, con un valor de ~ 1.38 mGal/km.

5.4 Relación entre las anomalías gravimétricas y la topografía

Dada la naturaleza de las anomalías gravimétricas, las mismas permiten determinar si un área se encuentra en equilibrio isostático (Fowler, 2005), para esto es necesario evaluar la relación de las mismas con la topografía, para así apreciar de mejor manera la correspondencia entre ellas.

Para correlacionar las anomalías gravimétricas con la topografía se generaron los mapas de las figuras 5.4 y 5.5 las cuales muestran la anomalía de aire libre y la de Bouguer respectivamente, sumada a una visión en relieve de la topografía.

Acorde a lo observado en la figura 5.4, se destaca el hecho de que las anomalías positivas muestran la compleja distribución de las cargas en el área: la Sierra Nevada de Santa Marta, la Sierra de Perijá, la Cordillera Oriental Colombiana y Los Andes de Mérida. Ahora bien, considerando lo expresado por Fowler (2005) y Turcotte y Schubert (1982), en los casos donde se encuentran cadenas montañosas un indicio de equilibrio isostático se tiene si la anomalía de aire libre es cero o cercana a cero sin

considerar los bordes de la estructura, mientras que si la misma está parcialmente o sin compensación alguna los valores que arrojará la anomalía serán positivos, entendiéndose esto se puede comenzar a inferir que las cadenas montañosas del área no presentan compensación isostática.

Considerando el parámetro expuesto, en el mapa la zona que podría suponerse compensada isostáticamente está ubicada al sureste del mapa, hacia el centro del estado Apure.

Fowler (2005) destaca que el valor positivo de aire libre dependerá directamente del grado de compensación y de las dimensiones de la estructura por lo tanto, entendiéndose la extensión de las cadenas montañosas involucradas, los valores máximos, por encima de 280 mGal, pueden ser una buena confirmación de la falta de compensación.

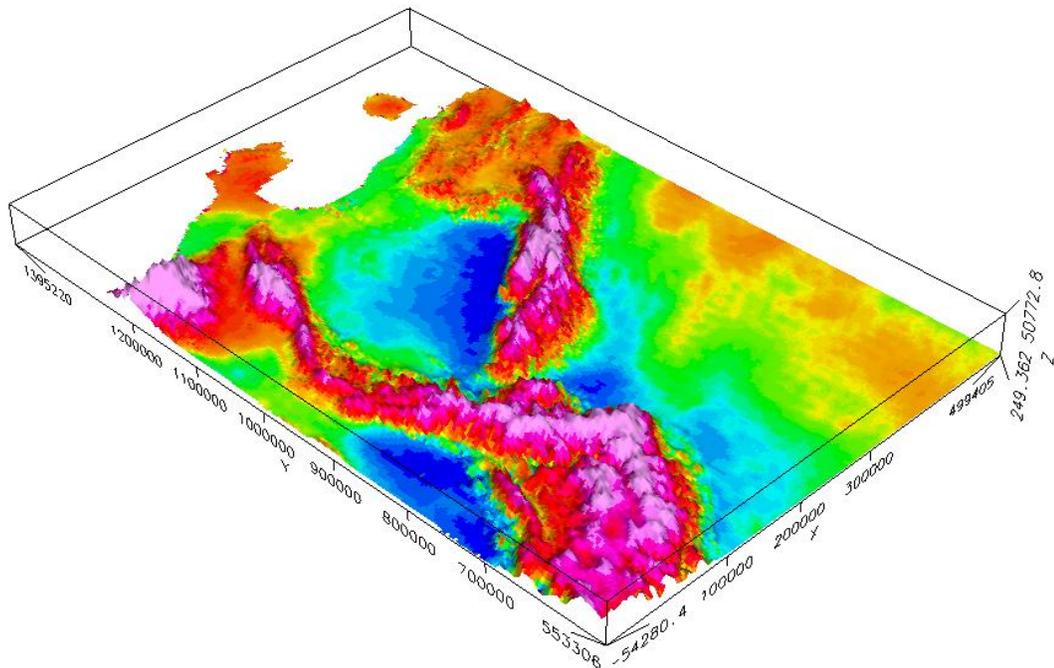


Figura 5.4 Visión 3D del mapa topográfico con la información de anomalía de aire libre superpuesta (exageración vertical: 10)

De igual manera, hacia la península de la Guajira y los estados Falcón y Lara existen valores entre 20 y 80 mGal lo cual, considerando la influencia de la extensión

dentro de la respuesta, permite inferir que las estructuras asociadas se encuentran parcialmente compensadas.

Evaluando los mínimos representativos del mapa, se destacan los asociados a las cuencas de Maracaibo y de Barinas-Apure, en este orden de ideas se debe entender el origen de las mismas como consecuencia de la flexión generada por Los Andes de Mérida (Arnaiz-Rodríguez *et al.* 2011, Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014) destacándose en la imagen de la figura 5.4 la diferencia en la magnitud de la anomalía asociada a ambas lo cual se ha evaluado en líneas anteriores como consecuencia de la diferencia de profundidad de los depocentros las dos referidas cuencas.

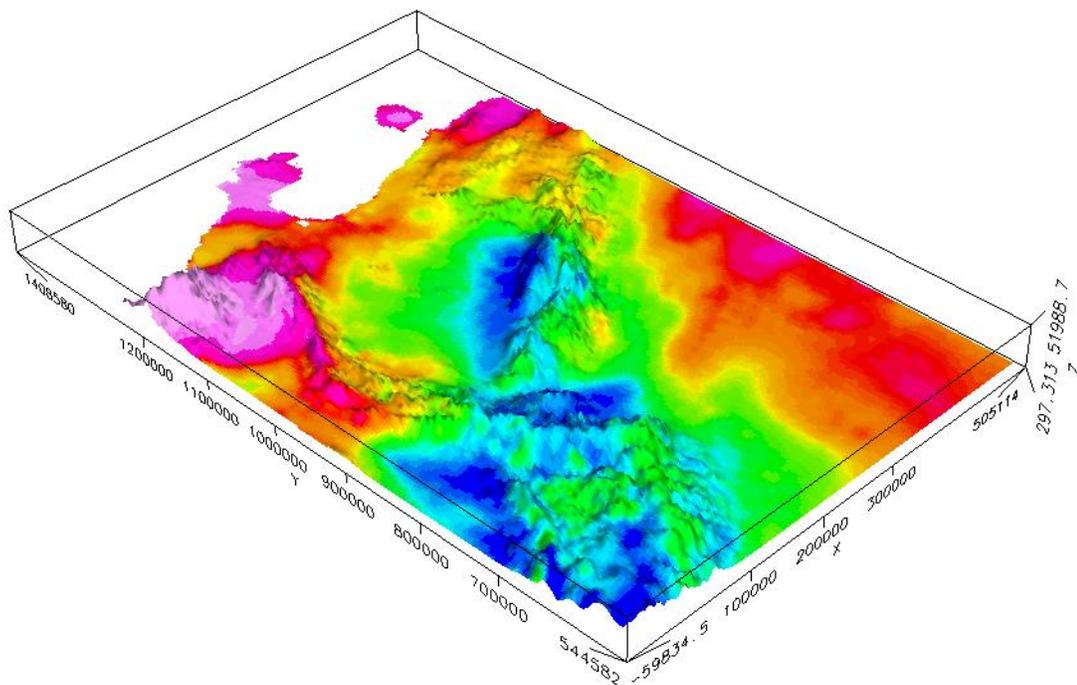


Figura 5.5 Visión 3D del mapa topográfico con la información de anomalías de Bouguer superpuesta (exageración vertical: 10)

La misma evaluación puede ser realizada para el mapa de la figura 5.5, considerando lo expresado por Fowler (2005) quien indica que si la anomalías de Bouguer es negativa la estructura se encuentra total o parcialmente compensada, mientras que si la misma es cero no existe un grado de compensación. Se aprecia así

que los valores negativos del mapa, en su mayoría, se corresponden con la ubicación de la Cordillera Oriental Colombia y con la de Los Andes de Mérida, aunque es notorio, principalmente en el segundo caso, un desplazamiento respecto al eje central de la cadena lo cual indica una deficiencia gravitacional en la parte sur de la cuenca del Lago de Maracaibo o borde noroccidental andino en concordancia con lo bien anticipado por González de Juana *et al.* (1980)

El principio de isostasia local de Airy establece que la compensación es directa, es decir, debajo de la cordillera debe existir una raíz que compensa y debajo de la cuenca debe existir una anti-raíz; en este caso se evidencia un desplazamiento parcial de lo que podría considerarse como la respuesta asociada a la raíz de Los Andes venezolanos en dirección noroeste, por lo que puede estimarse que existen mecanismos adicionales de compensación isostática que deben ser considerados, aunque autores como Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2011) interpretan esta anomalía como el resultado de la suma de la respuesta gravimétrica de la cuenca de Maracaibo y de la estructura intracortical que marca el contacto entre el bloque de Maracaibo y la placa Suramericana. Shagam (1972), por su parte, interpreta esta respuesta como el efecto de una subsidencia que afectó tanto a Los Andes como a las cuencas adyacentes. Existen numerosas consideraciones que deberían tenerse en cuenta como lo es el hecho de que para la cuenca de Maracaibo el principal aporte sedimentario proviene de Los Andes de Mérida, mientras que para la cuenca Barinas-Apure el aporte proviene no solo de Los Andes de Mérida, sino que también de la Cordillera colombiana; además está la diferencia entre los valores de las anomalías asociados para ambas así como también las consideraciones establecidas por Turcotte y Schubert (1982) quienes plantean que, como la corrección de Bouguer remueve la influencia de la topografía de longitud de onda corta, la anomalías de Bouguer negativa refleja la raíz de la topografía de onda larga.

Para la Cordillera colombiana se observa una relación de estos valores negativos respecto a la topografía lo cual permite hablar de una compensación total o parcial de la estructura.

En cuanto a los valores positivos de la anomalías de Bouguer, Watts (2001) explica que esto es un indicativo frecuente de contrastes de densidades por debajo de la superficie, aunque Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014) explican que los elevados valores de anomalía asociados a la Sierra Nevada de Santa Marta y a la Sierra de Perijá indican la falta de compensación isostática, lo cual coincide con las estimaciones realizadas con la anomalía de aire libre.

De igual manera se encuentran valores positivos hacia el sureste del mapa, zona en la cual la interpretación de anomalía de aire libre sugiere que se encuentra compensada; en este caso los valores positivos podrían ser respuesta de los contrastes de densidades, como explica Watts (2001), debido a las estructuras de grábenes asociados a esta región.

5.2 Análisis espectral

Para la determinación de las profundidades de fuentes anómalas se aplicó el análisis espectral a los datos de AB, obteniéndose los resultados que se ilustran en la figura 5.6; la intención de este análisis es tener un estimado de las longitudes de ondas asociadas a las estructuras más profundas. Siendo este un estudio de carácter regional se filtró la información de manera tal de resaltar la primera parte del espectro, antes de lo conocido como “cola de ruido”.

Como resultado del filtrado de los datos se obtiene el grafico de la figura 5.6 en el cual se observan las tendencias residuales asociadas a respuestas de fuentes a diferentes profundidades para las que se pueden establecer tanto profundidades como longitudes de onda de interés.

En la tabla 5.3 se muestran las profundidades y los números de onda asociados a dichas fuentes, de manera tal que con esta información se pueden generar filtros en función de las longitudes de onda de interés.

De la tabla 5.3 se observa que la mayor profundidad de fuente se encuentra a ~36.30 km, mientras que las otras tres tendencias corresponden a interfases más someras; la profundidad estimada de 5.38 km pudiese corresponder a la profundidad promedio del basamento. Es importante entender que este análisis es sensible a las

relaciones de profundidad y extensión de las estructuras, visto que una estructura a gran profundidad pero de poca extensión relativa puede generar una respuesta similar a una estructura más somera pero de extensión mayor.

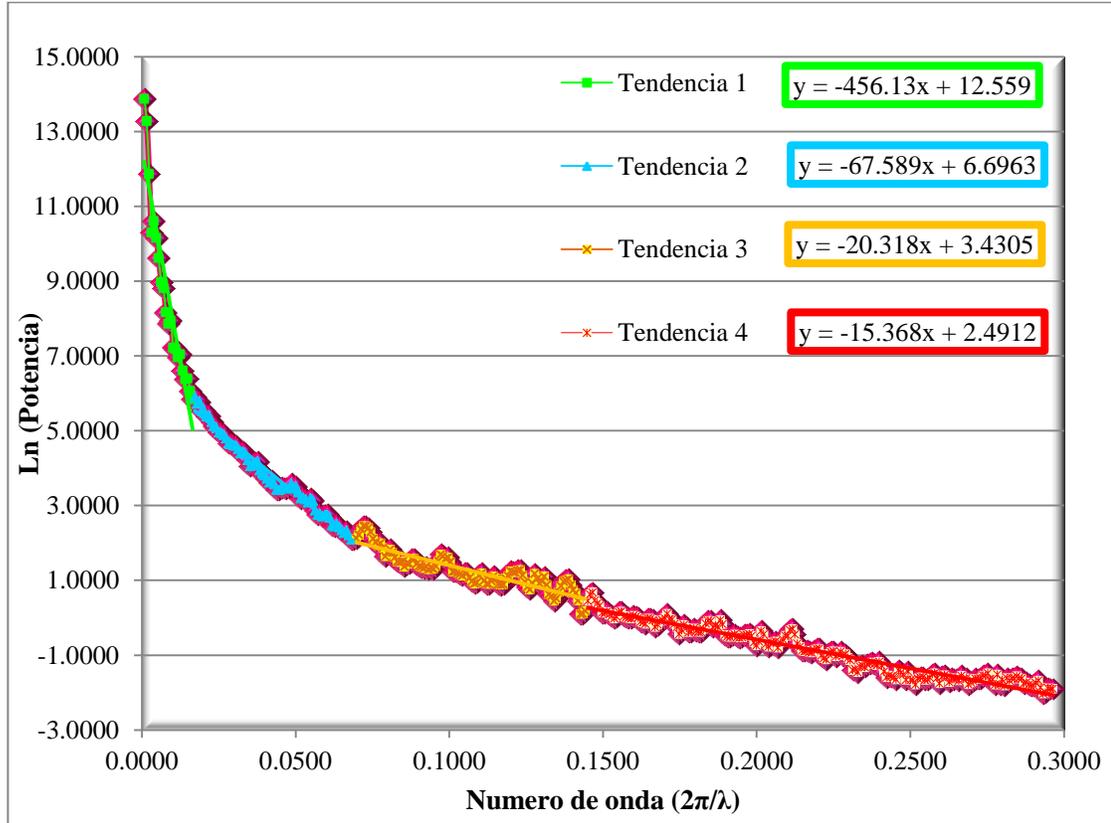


Figura 5.6 Análisis espectral de los datos de AB regional.

Tabla 5.3 Estimaciones de profundidad a partir del análisis espectral.

Fuente anómala	Pendiente	Profundidad (km)	Numero de onda
1	456.13	36.30	0.0165
2	67.589	5.38	0.0690
3	20.318	1.62	0.1443
4	15.368	1.22	0.2964

5.2.1 Mapa regional de anomalías de Bouguer

En función del análisis espectral se realizó el filtrado del mapa de anomalías de Bouguer para obtener el mapa regional reflejo de la estructura más profunda; se filtraron las longitudes de onda mayores a 0.0165 y se obtuvo el mapa de la figura 5.7, en el cual se puede observar que las tendencias generales destacadas en el análisis del mapa de anomalías de Bouguer se mantienen, de igual manera prevalecen los máximos y mínimos tanto absolutos como relativos.

En el mapa generado las tendencias ubicadas al sureste asociadas a los grábenes de Apure y Mantecal se muestran de mejor manera, así como también se evidencia una mejor definición de la extensión de la anomalía asociada a la Cordillera Andina venezolana. Entre todo esto llama la atención que en la ubicación 8.5° N y -71.25° W existe una anomalía de corta extensión, que se observa en el mapa de AB total y que prevalece aun después del filtrado manteniendo un valor ~ -110 mGal.

De igual manera se observa para la latitud 8° y longitud -71.25° una tendencia de corta extensión, de un magnitud ~ -40 mGal, asociada al depocentro de la cuenca Barinas-Apure.

Es importante destacar que este mapa de anomalías regionales obtenido a través del proceso de filtrado por longitud de onda, dadas las características de las estructuras mayores de la zona de estudio y al tamaño de la ventana de trabajo existe, la posibilidad de que, puesto que la cuenca de Maracaibo es una estructura de una longitud de onda mayor que la longitud de onda asociada a Los Andes de Venezuela, al filtrar por longitud de onda los datos de anomalías de Bouguer, debido a la extensión de la cuenca de Maracaibo, la respuesta evidenciada en el mapa puede estar controlada no solo por la longitud de onda de Los Andes de Mérida, como se desea al momento de filtrar los datos, sino que también se tiene un contenido espectral correspondiente a la cuenca de Maracaibo.

5.3 Anomalía isostática

Una manera de evaluar la compensación isostática es a través de la comparación de las anomalías de Bouguer, aire libre y la topografía tal como se realizó en secciones anteriores, pero existe otra forma que radica en la determinación de la anomalía isostática.

Fowler (2005) explica que otra manera de determinar si una estructura o región se encuentra en equilibrio isostático es proponiendo una serie de modelos de densidades y calcular la anomalías de Bouguer para cada uno de estos modelos, a partir de esto se puede determinar entonces la anomalía isostática de la región restando las anomalías de Bouguer observada y calculada para cada modelo de densidad propuesto, lo que resulta en una serie de anomalías isostáticas. Para determinar la forma de la compensación, la anomalía isostática debe ser calculada para una variedad de estructuras de densidades posibles y para diversas profundidades de compensación; un valor de cero de la misma indicará el modelo correcto de distribución.

Ahora bien, para generar los modelos de densidades se debe seleccionar primeramente el perfil de interés el cual se busca perpendicular a las estructuras de interés que, en este caso, la de mayor interés corresponde a Los Andes de Mérida y su interacción con las estructuras adyacentes. Para esto se seleccionó un perfil N35W de una longitud de 700 km con la finalidad de abarcar tanto Los Andes de Mérida como las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure así como los elementos estructurales entorno a estos, en la figura 5.8 se puede observar el mapa de anomalías de Bouguer regional con la ubicación del perfil y los sistemas de fallas cuaternarias extraídas de Audemard *et al.* (2005).

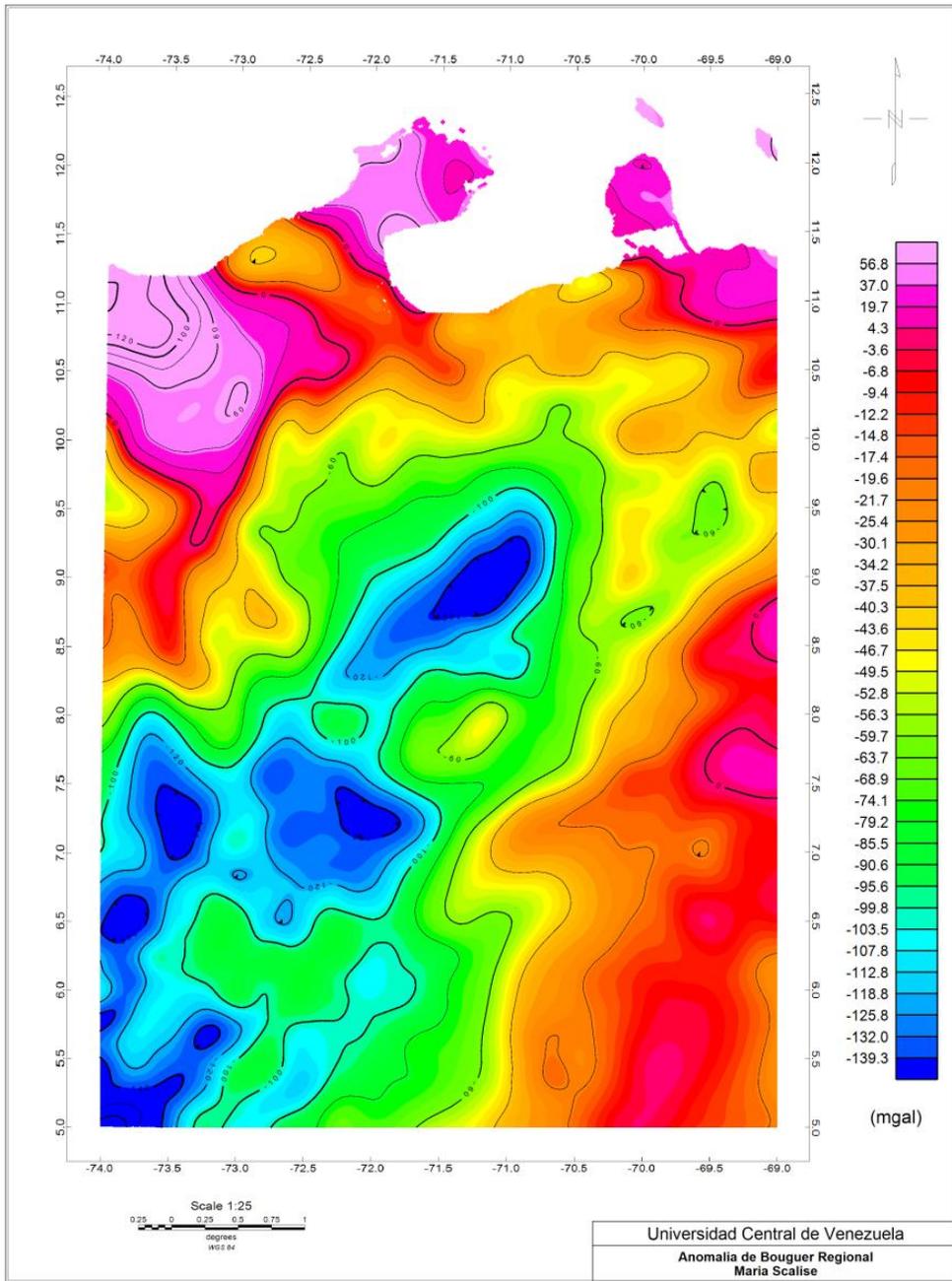


Figura 5.7 Mapa de anomalías de Bouguer regional.

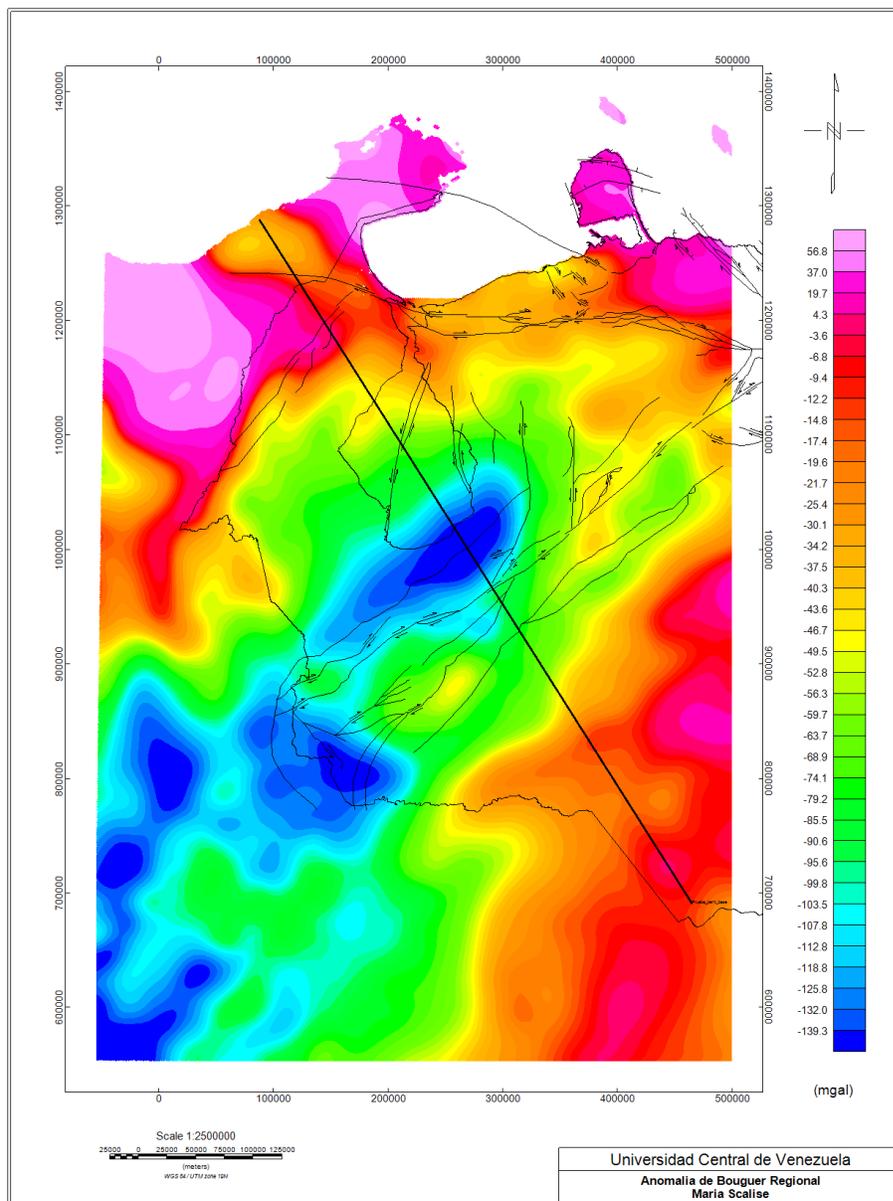


Figura 5.8 Mapa de anomalías de Bouguer regional con el perfil seleccionado y sistema de fallas cuaternarias de Audemard *et al.* (2005).

Considerando lo anterior se realizó, para el perfil seleccionado, un total de 25 modelos con variaciones en la profundidad de compensación y en la estructura de densidades acorde a lo expresado en la tabla 4.1 en la que se destacan cinco pruebas, cada una para diferentes contrastes de densidades.

5.3.1 Prueba 1: estructura de densidad de 3.1 g/cm³ y 2.7 g/cm³.

Se generaron modelos a diferentes profundidades de compensación (25, 30, 35, 40 y 45 km) para una estructura de densidades de 3.1 g/cm³ para el manto, 2.7 g/cm³ para la corteza y 1.03 g/cm³ para el agua (tabla 4.1), como resultado se obtiene la familia de anomalías isostáticas que se representa en la figura 5.9, se pueden visualizar la anomalía de aire libre y la anomalías de Bouguer regional correspondientes así como también las anomalías isostáticas calculadas para cada una de las profundidades de compensación.

Para esta estructura de densidad se observa que el mejor grado de compensación, hacia la parte sureste del perfil, se obtiene para la profundidad de 45 km, esto entendiendo que mientras más se acerque al cero el valor de anomalía isostática mejor es el grado de compensación. Para las profundidades de 25, 30, 35 y 40 km se puede observar gráficamente que el grado de compensación es similar para esta región del perfil.

Siguiendo el perfil desde el noroeste se observa que, a medida que se acerca a la cuenca de Maracaibo, el mejor ajuste lo representa la anomalía para 40 km, aunque también se observa un buen ajuste para los 45 km de profundidad; hacia esta zona se observan valores mayores a -20 mGal los cuales van disminuyendo a -70 mGal en las cercanías del levantamiento de Los Andes de Mérida. Hacia la región correspondiente a dicha cadena se obtienen valores positivos de anomalía isostática para todas las pruebas donde, por las semejanzas entre las curvas, es difícil establecer la mejor compensación aunque de primera vista parecieran ser los mejores ajustes para los 40 y 45 km.

Finalmente hacia el sureste, en los 500 km en la progresiva, se observan tendencias a cero lo cual indica una zona de compensación isostática, considerando lo establecido por Fowler (2005), se encuentra que para la progresiva 35 km la anomalía es más cercana al cero. Hacia el final del perfil se observan tendencias curvas para valores por debajo de los 20 mGal.

Entonces, la profundidad de mejor ajuste para toda la extensión del perfil, se considera que con 40 km se obtiene una buena aproximación.

5.3.2 Prueba 2: estructura de densidad de 3.2 g/cm³ y 2.8 g/cm³

Para este caso la estructura de densidad está determinada por 3.2 g/cm³ para el manto, 2.8 g/cm³ para la corteza y 1.03 g/cm³ para el agua (tabla 4.1), como resultado se obtienen las curvas de anomalía isostática para cada profundidad de compensación (figura 5.10).

En este grafico se puede observar que las curvas de anomalía isostática presentan comportamientos similares entre sí, aunque se destaca que hacia el noroeste del perfil la curva de 45 km representa la anomalía más cercana a cero, evaluándose que al comienzo del perfil el valor es de -10 mGal aproximadamente lo cual incrementa a los valores positivos hacia la Sierra de Perijá, donde se muestra un buen ajuste para los 40 km, luego comienza a disminuir hacia la cuenca de Maracaibo; esta zona muestra el mejor ajuste de esta prueba para los 45 km.

De manera general, se observan pequeñas variaciones aparentes entre las respuestas pero, considerando las curvas de mejor ajuste para toda la extensión del perfil, en este caso se considera 40 km una buena aproximación.

5.3.3 Prueba 3: estructura de densidad de 3.1 g/cm³ y 2.8 g/cm³

Para este caso se utilizó una estructura de densidad con 3.1 g/cm³ para el manto, para la corteza 2.8 g/cm³ y para el agua se mantiene el valor de 1.03 g/cm³; el resultado de calcular la anomalía isostática para las diferentes profundidades de compensación se puede visualizar en el gráfico de la figura 5.11.

En los perfiles resultantes se observa una similitud importante entre las diferentes respuestas asociadas a las profundidades de compensación encontrándose el mejor grado de ajuste para las profundidades de 35 y 40 km; aunque vale considerar que esta prueba corresponde al contraste de densidad más bajo lo cual, evaluando la naturaleza de la expresión del cálculo de Airy, da como resultado la estimación de las raíces corticales más pronunciadas las cuales van desde 65 a 85 km de profundidad.

Hacia el noroeste del perfil, el mejor ajuste lo muestra la profundidad de 45 km, mientras que para la estructura correspondiente a la Sierra de Perijá la profundidad de 35 km es la que muestra el mejor grado de compensación aunque el mismo no se acerca al valor cero como es de esperarse; siguiendo hacia lo correspondiente a la cuenca de Maracaibo se observa que los mejores grados de compensación se observan para los 45 y 40 km de profundidad.

Hacia la estructura correspondiente a Los Andes de Mérida se observa que no existe compensación acorde al modelo de Airy por lo que ninguna de las respuestas muestran ajuste aceptable.

Finalmente, hacia el sureste se evidencia una anomalía isostática de 30 mGal aproximadamente para todas las profundidades de compensación, aunque resalta que para los 35 km existe una mejor respuesta de compensación.

Se establece que el perfil el mejor grado de ajuste se obtiene para los 35 km de profundidad.

5.3.4 Prueba 4: estructura de densidad de 3.2 g/cm³ y 2.7 g/cm³

En la figura 5.12 se puede observar el grafico generado con la información de la anomalía isostática calculada para diferentes profundidades de un modelo de densidades que considera 3.2 g/cm³ para el manto, 2.7 g/cm³ para la corteza y 1.03 g/cm³ para el agua.

En este grafico se mantienen las tendencias explicadas para las pruebas anteriores con la salvedad de que en este caso el mejor ajuste se puede evidenciar para los 45 km de profundidad. Esto puesto que al evaluar el grafico generado se destaca que aunque existe una correspondencia entre las anomalías isostáticas calculadas para cada profundidad se puede destacar que, hacia el noroeste del perfil existen anomalías isostáticas más cercanas a cero cuando la profundidad P_c es 45 km, lo cual se mantiene para la respuesta asociada a Los Andes de Mérida y para el sur del perfil.

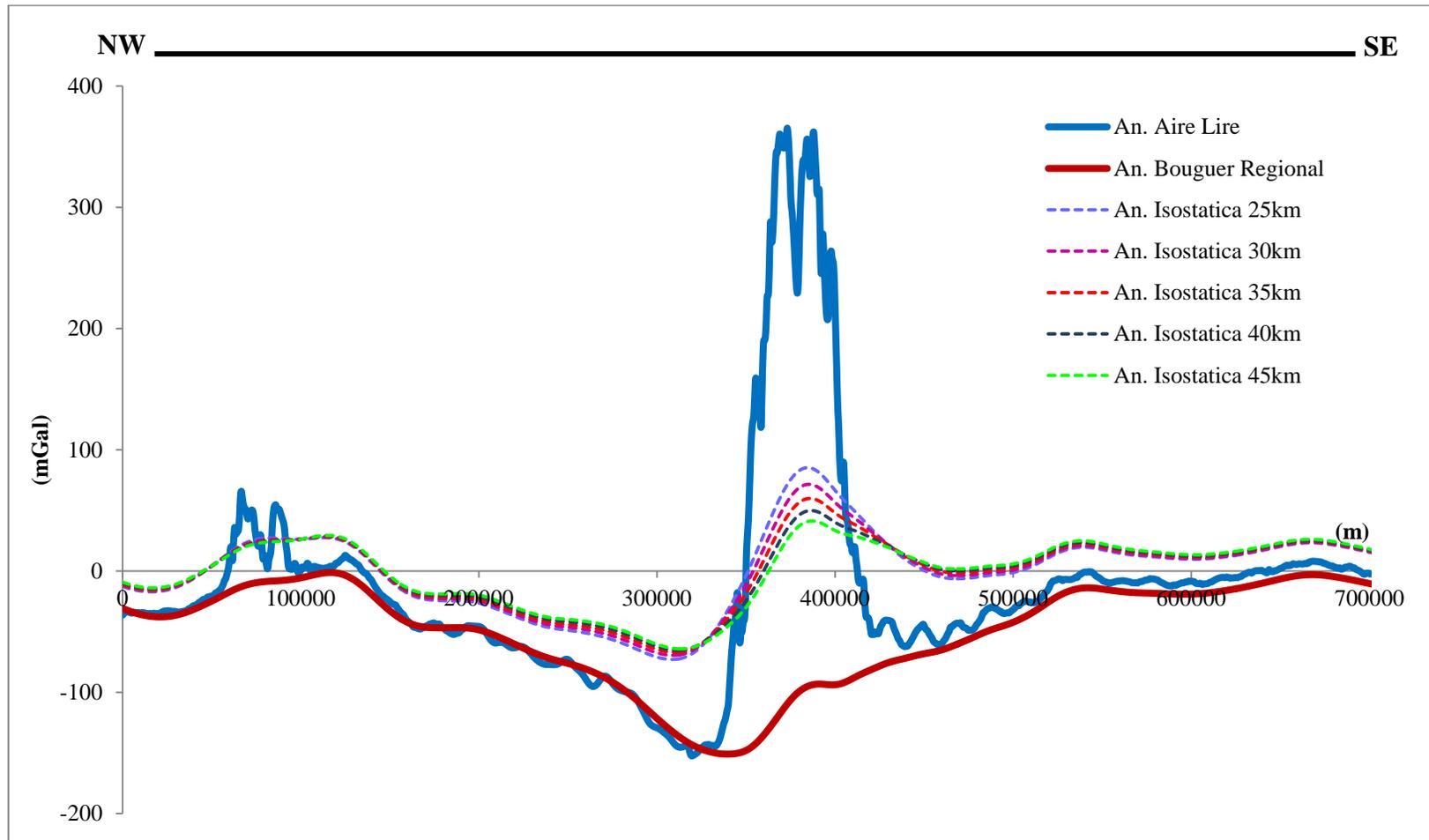


Figura 5.9 Gráfico de anomalías isostáticas para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s= 3.1 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u= 2.7\text{g/cm}^3$)

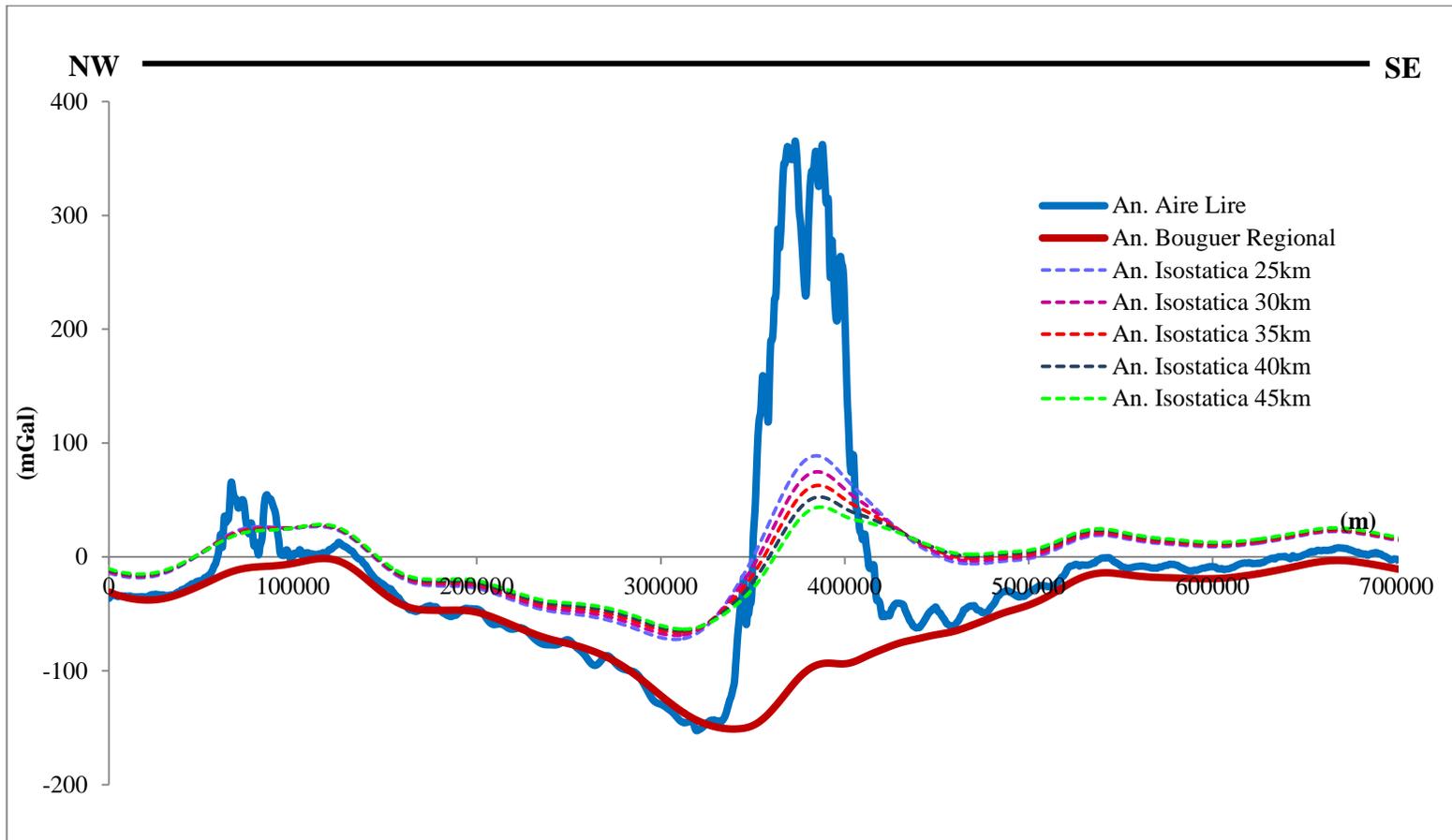


Figura 5.10 Grafico de anomalías isostáticas p para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s= 3.2\text{g/cm}^3$ y $\rho_u= 2.7\text{g/cm}^3$).

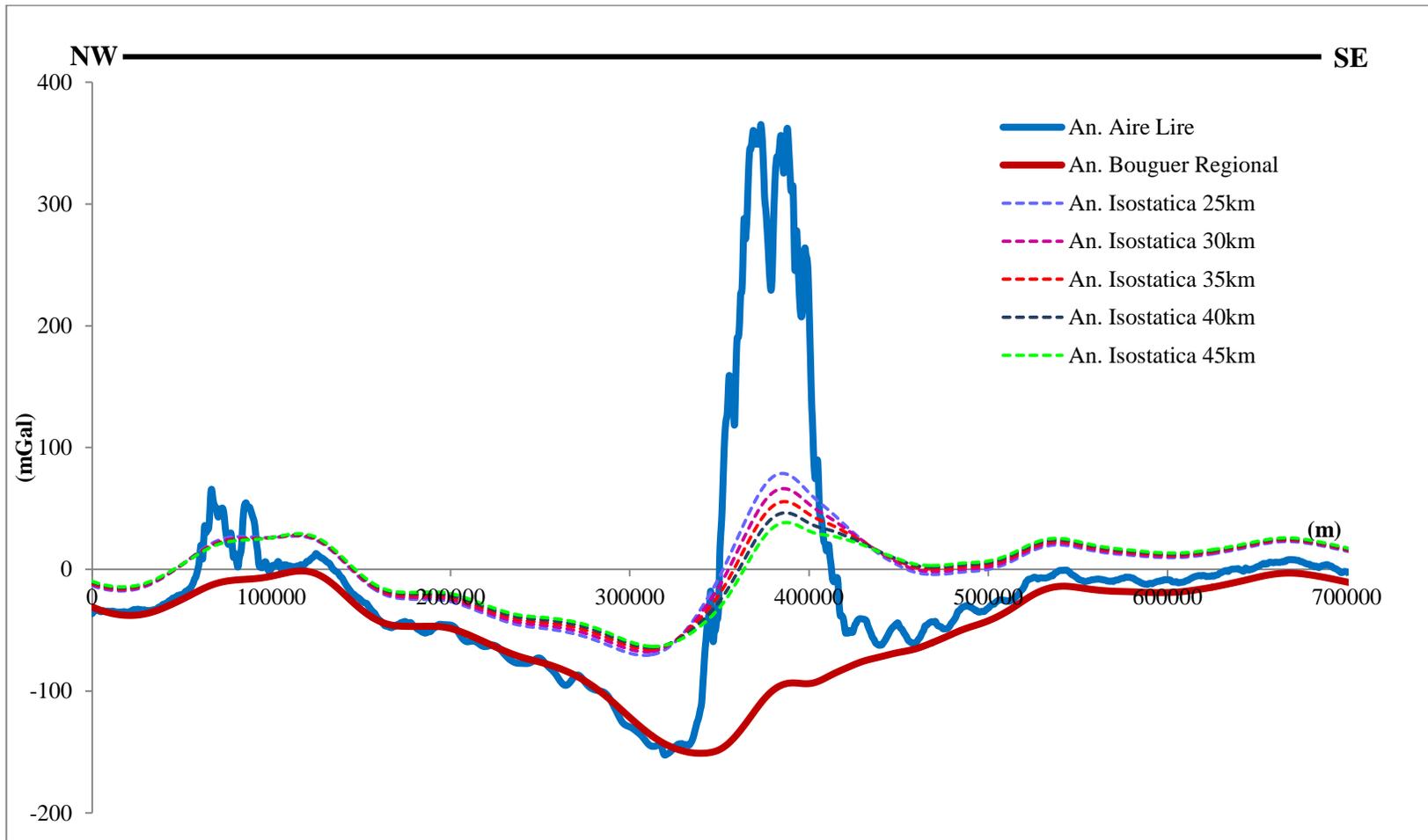


Figura 5.11 Grafico de anomalías isostáticas para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s = 3.1 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u = 2.8 \text{ g/cm}^3$)

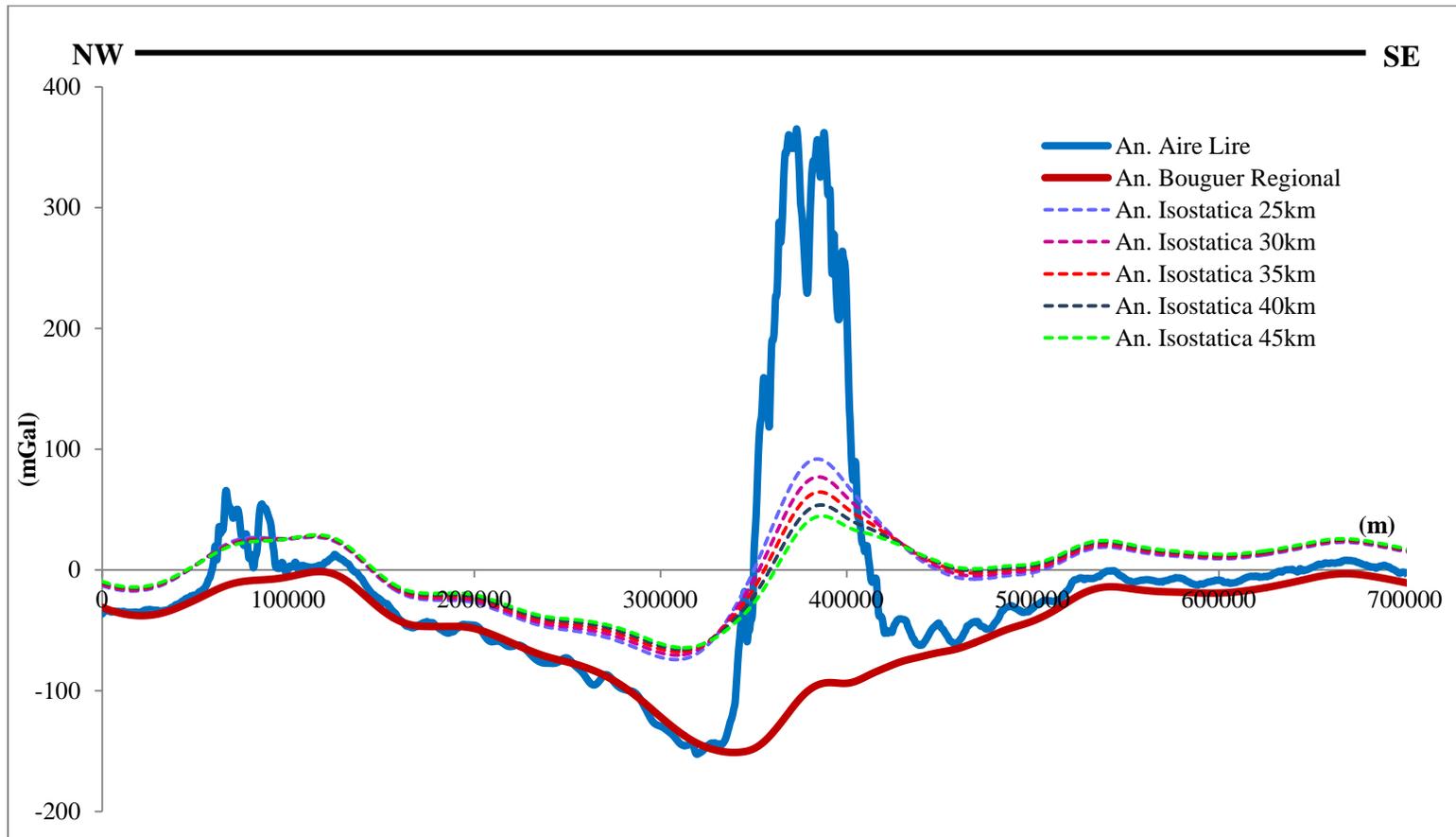


Figura 5.12 Grafico de anomalías isostáticas para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s= 3.2 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u= 2.7\text{g/cm}^3$).

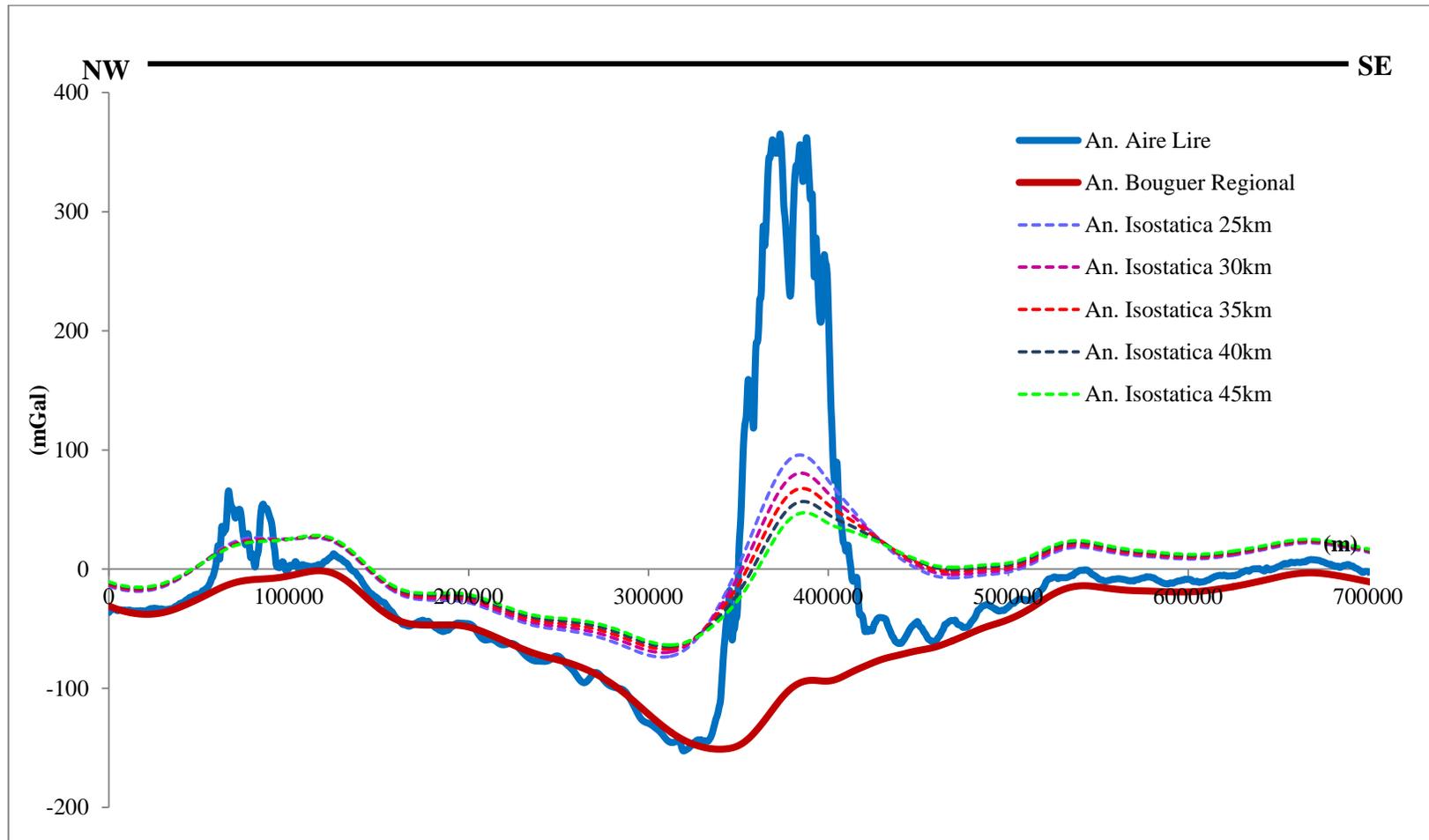


Figura 5.13 Grafico de anomalías isostáticas para profundidades de compensación variables. (Densidades $\rho_s = 3.3 \text{ g/cm}^3$ y $\rho_u = 2.8 \text{ g/cm}^3$)

5.3.5 Prueba 5: estructura de densidad de 3.3 g/cm³ y 2.8 g/cm³

En esta última prueba se determinaron, para una estructura de densidad donde 3.3 g/cm³ corresponde para el manto, 2.8 g/cm³ para la corteza y 1.03 g/cm³ para el agua, las anomalías isostáticas del gráfico de la figura 5.13.

Este último caso se evidencia de igual manera una similitud entre las diferentes respuestas asociadas, considerándose los mejores ajustes para la profundidad de 40 km puesto que observando el perfil se encuentra que hacia el comienzo del mismo se observan buenas aproximaciones para 45 km pero al acercarse a la estructura de la Sierra de Perijá la mejor compensación se obtiene para 40 km. Hacia la cuenca de Maracaibo se observa que el mejor ajuste se obtiene para 40 km.

Siguiendo con la evaluación del perfil se observa que, tanto para Los Andes de Mérida como para la cuenca Barinas-Apure ocurre una buena compensación para la profundidad de 40 km considerando las variaciones de las tendencias en el flanco sur.

Al evaluar las anomalías de aire libre se observa que, como se determinó en los mapas, la respuesta asociada tanto a la Sierra de Perijá como para Los Andes de Mérida muestra valores negativos evidenciando la falta de compensación. Se destaca igualmente para Los Andes, el valor alcanzado es de 365 mGal el cual puede estar controlado, en gran parte, por la contribución asociada a la extensión de la estructura, esto considerando lo expresado por Fowler (2005); lo mismo ocurre para la Sierra de Perijá con la salvedad que en este caso los valores mayores de las anomalías de aire libre no sobrepasan los 70 mGal.

Para la cuenca de Maracaibo la respuesta de aire libre muestra valores que van desde 0 mGal hasta -150 mGal lo cual no permite generar estimaciones de compensación, en cambio para la cuenca Barinas-Apure alcanza un mínimo de -70 mGal y, a medida que se extiende el perfil hacia el sur la misma comienza a tender a 0 lo cual puede ser un indicativo de compensación isostática para esta región del perfil, correspondiéndose con las interpretaciones generales de los mapas de anomalía de aire libre presentados anteriormente.

En cuanto a la curva de anomalías de Bouguer regional se observa que hacia el noroeste representa valores negativos de hasta -55 mGal lo cual, considerando que los valores negativos pueden ser indicio de compensación total o parcial, indica esta probabilidad para la parte inicial del perfil, mientras que para la Sierra de Perijá el valor es casi cero lo cual, acorde a Fowler (2005) representa una estructura no compensada. Seguidamente se observa que, hacia la cuenca de Maracaibo, vuelven a prevalecer los valores negativos de hasta -130 mGal hacia el borde de Los Andes de Mérida. Ahora bien, para Los Andes se observan valores mínimos de hasta -150 mGal que prevalecen en la primera mitad de la estructura y luego incrementan hasta -100 mGal para luego seguir esta tendencia hacia valores mayores que se aproximan al cero a partir de la progresiva a 530 km hasta el final del perfil.

Vale destacar que en la anomalía de aire libre asociada a Los Andes de Mérida se observa una variación en la tendencia para la progresiva 377 km, aquí se observa un cambio en la respuesta lo cual, evaluando el mapa de fallas cuaternarias, se corresponde con la ubicación de la Falla de Boconó, esto sumado a que dicho punto corresponde con el cambio de tendencia en la anomalías de Bouguer (donde pasa de -50 a -100 mGal) permite inferir una posible relación entre el desplazamiento asociado a esta falla con la variación en la anomalías de Bouguer.

De igual manera vale destacar que este perfil es de una escala regional por lo cual los efectos observados corresponderán a eventos de gran escala.

En líneas generales las respuestas de cada prueba realizada son muy semejantes lo cual permite estimar que, primeramente, es irrefutable la ausencia de compensación isostática local total para Los Andes de Mérida ya que los 25 perfiles determinados mantienen valores positivos para esta zona, ante lo cual la bibliografía justifica como falta de compensación (Dobrin,1961). De igual manera se observa que existen pequeñas variaciones consecuencia de las también pequeñas variaciones en los contrastes de densidades encontrándose que esta diferencia se puede ver reflejada en la profundidad de la raíz estimada, encontrándose que para un contraste de 0.3 mGal se estima una profundidad de 85 km mientras que para los contrastes de 0.5 mGal la mayor profundidad fue de 69 km, una diferencia de 16 km para 0.2 mGal.

Igualmente se destacan las similitudes entre las curvas de anomalías de Bouguer regional y de anomalía isostática puesto que donde la primera evidencia la inflexión explicada en párrafos anteriores hacia el centro de la respuesta de Los Andes de Mérida, la segunda muestra hacia esta zona los valores mayores de anomalía isostática.

En cuanto a los extremos del perfil se observa que hacia la Sierra de Perijá existen características de falta de compensación mientras que hacia el sur se evidencia un buen grado de compensación principalmente en las inmediaciones de la extensión del perfil que corresponde a la cuenca de Barinas-Apure.

5.3.6 Selección del mejor ajuste

En función de las consideraciones anteriores se establecieron varios perfiles como aquellos de mejor ajuste, de manera comparativa, esto arroja como mejores resultados los perfiles asociados a los archivos generados: Prueba1_40km, Prueba1_45km, Prueba2_40km, Prueba3_35km, Prueba4_45km y Prueba5_40km.

En base a lo anterior se genera un gráfico con los perfiles que muestran mejores grados de compensación presentándose las anomalías isostáticas asociadas y las anomalías de Bouguer calculada para los modelos generados; esto se puede observar en la figura 5.14.

Es de importancia entender la naturaleza de las funciones graficadas en la figura 5.14 para su posterior interpretación, primeramente se tiene que las líneas continuas corresponden a las anomalías de Bouguer calculada y representan la atracción generada por las estructuras de densidades propuestas, mientras que las líneas punteadas muestra la diferencia entre la anomalías de Bouguer regional y la anomalía resultante de dicho modelo por lo cual la misma es una medida de cuan diferentes son la realidad de la estructura propuesta.

Entonces, en función de la figura 5.14 se destaca una clara definición entre las tendencias norte y sur donde, para el primer caso, existen cambios abruptos asociados a la presencia de levantamientos topográficos a los cuales Airy atribuye una raíz cortical la cual no es evidenciada a través de la anomalías de Bouguer; mientras que

para el sureste se destaca una situación más constante en las tendencias con pequeñas variaciones de varias decenas de miligales. Además en la imagen se hace evidente de mejor manera este cambio de tendencias en la parte central de la estructura correspondiente a Los Andes de Mérida.

Con los ajustes isostáticos, de manera cualitativa se destaca que el mejor arreglo para la parte sur del perfil es la prueba 5 para la profundidad de compensación de 40 km (Prueba5_40km), aunque para la sección del perfil correspondiente a la cuenca de Maracaibo el mejor ajuste se tiene para Prueba1_45km. En cuanto a los perfiles para Prueba1_40km, Prueba 2_40km y Prueba3_35km se observan que los mismos no destacan en la imagen, es decir, al graficarlos juntos, parecieren mostrar tendencias muy similares por lo cual con esta inspección cualitativa se decide trabajar con las respuestas máximas y mínimas las cuales delimitan los valores del grafico para así tener un mejor estimado del ajuste más idóneo.

De esto entonces quedan tres perfiles por considerar: Prueba1_45km, Prueba4_45km y Prueba5_40km los cuales, debido a las similitudes en las tendencias de mayor longitud de onda es necesario buscar métodos cuantitativos que permitan evaluar cuál de estos representa el mejor ajuste para lo cual se generan histogramas de frecuencia los cuales permiten evaluar la distribución de los datos de anomalía isostática a manera de verificar cuales presentan mayores frecuencias para los valores cercanos o iguales a cero. En función de esto se obtienen los gráficos de las figuras 5.15, 5.16 y 5.17 para una muestra de 3000 datos de anomalías isostáticas.

Para el primer (figura 5.15) caso se puede evidenciar una tendencia asimétrica para un rango de valores entre -60 y 40 mGal donde se pone en evidencia que, comparativamente, existen mayores frecuencias para los valores positivos; igualmente se destaca que el mayor cumulo de muestras se encuentra entre los valores 10 y 30 mGal con frecuencias de 700 a 800.

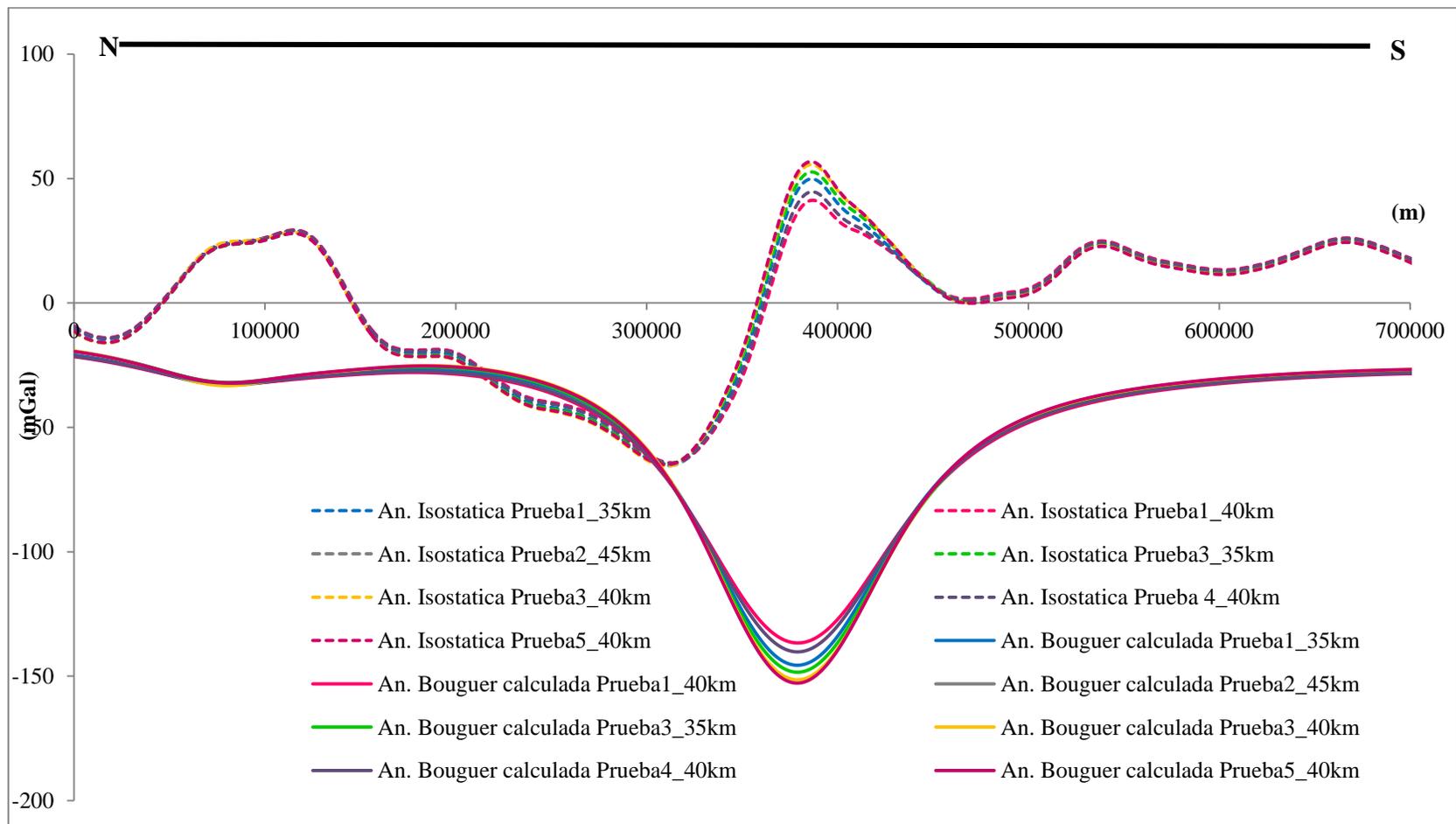


Figura 5.14 Grafico de información de perfiles seleccionados.

En cuanto al histograma para la Prueba4_45km (figura 5.16) se destaca una asimetría en el gráfico que abarca valores desde -60 a 40 mGal, arrojando frecuencias mayores hacia los valores positivos, como en el caso anterior, encontrándose frecuencias bajas para los valores cercanos a cero, siendo más frecuente las tendencias de valores entre 10 y 20 mGal.

Finalmente, en cuanto al gráfico de la Prueba5_40km (figura 5.17) se observa la tendencia asimétrica, similar a los casos anteriores, pero para un rango entre -60 y 60 mGal, manteniéndose las bajas frecuencias para valores negativos y las mayores para los rangos entre 10 y 30 mGal. De este gráfico en particular destaca que, aunque no corresponde a las frecuencias mayores, este muestra mayor cumulo de muestras en los valores cercanos o incluso iguales a cero en comparación con los dos casos previos.

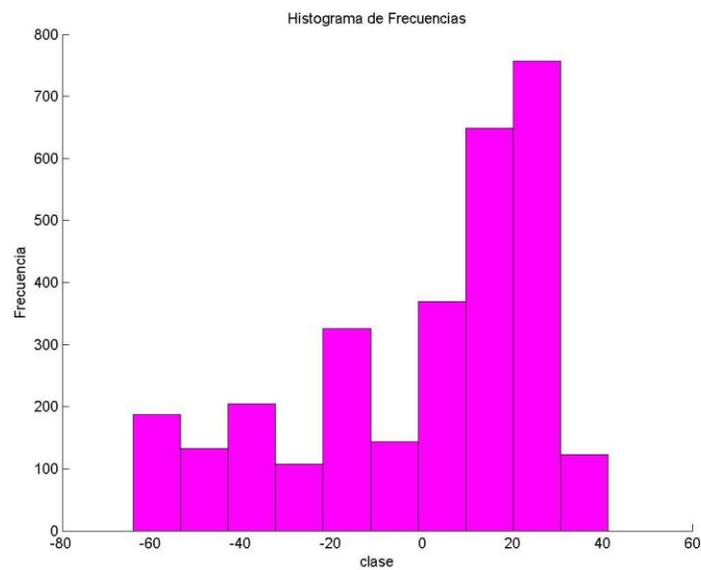


Figura 5.15 Histograma de frecuencia para la Prueba1_45km.

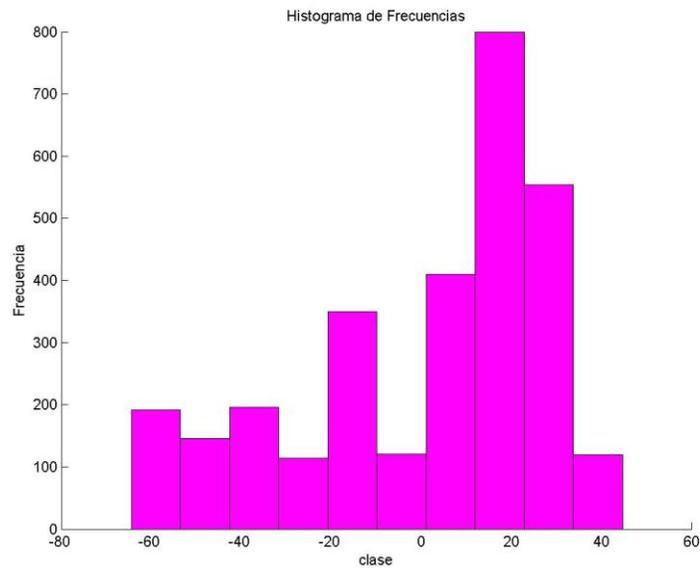


Figura 5.16 Histograma de frecuencia para la Prueba4_45km.

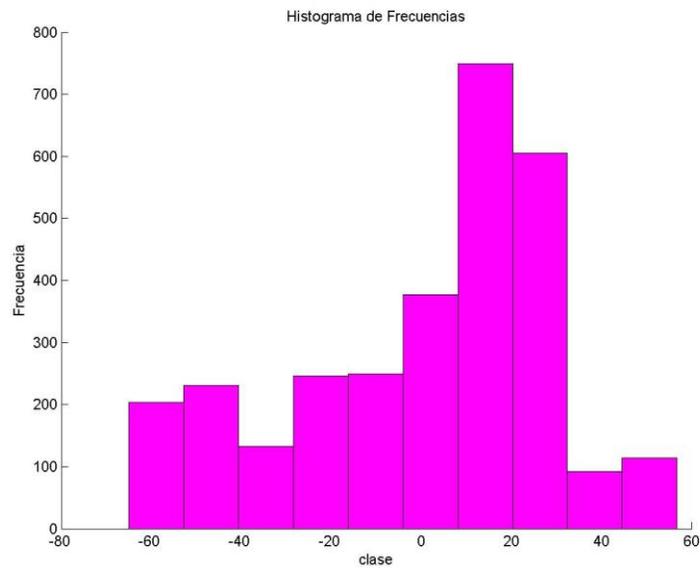


Figura 5.17 Histograma de frecuencia para la Prueba5_40km.

Con esta evaluación se encuentra entonces que los histogramas muestran mayores frecuencias para valores positivos lo cual habla de falta de compensación además se

encuentra que la Prueba5_40km arroja las mayores frecuencias para los valores cercanos a cero, factor importante a considerar por la naturaleza de la muestra.

Basado en las consideraciones cualitativas y cuantitativas se decide que el perfil con mejor grado de compensación isostática es el asociado a la prueba 5 para una profundidad de compensación de 40 km puesto que el mismo representa de mejor manera la extensión total del perfil, mientras que muchos de los demás resultados ajustan para solo algunos segmentos del mismo.

El perfil seleccionado representa un contraste de densidades de 0.5 g/cm^3 y lleva asociado un modelo, determinado acorde a la predicción isostática de Airy-Heiskanen, el cual puede visualizarse en la figura 5.18. De igual manera en la imagen se puede observar el perfil de topografía y de anomalías gravimétricas asociadas al modelo.

De los resultados expuestos en la figura 5.18 se destaca el alcance regional del perfil puesto que estructuras de gran escala como la Sierra de Perijá y Los Andes de Mérida son a las que se les puede detallar la compensación isostática predicha por Airy, mientras que para los elementos topográficos de menor escala la respuesta no se puede visualizar.

Evaluando la información se observa en el extremo noroeste del perfil comienza un incremento en la topografía asociada al levantamiento de la Sierra de Perijá donde se ubica, acorde al mapa de la figura 5.6, la falla de Oca-Ancón destacándose que no se observa una variación representativa asociada al desplazamiento dextral de la misma, siguiendo hacia los altos topográficos asociados a la Sierra se evidencia la ausencia de compensación isostática tanto por la evaluación de la anomalía de dicho nombre como por el valor que toma la curva de anomalías de Bouguer y su regional.

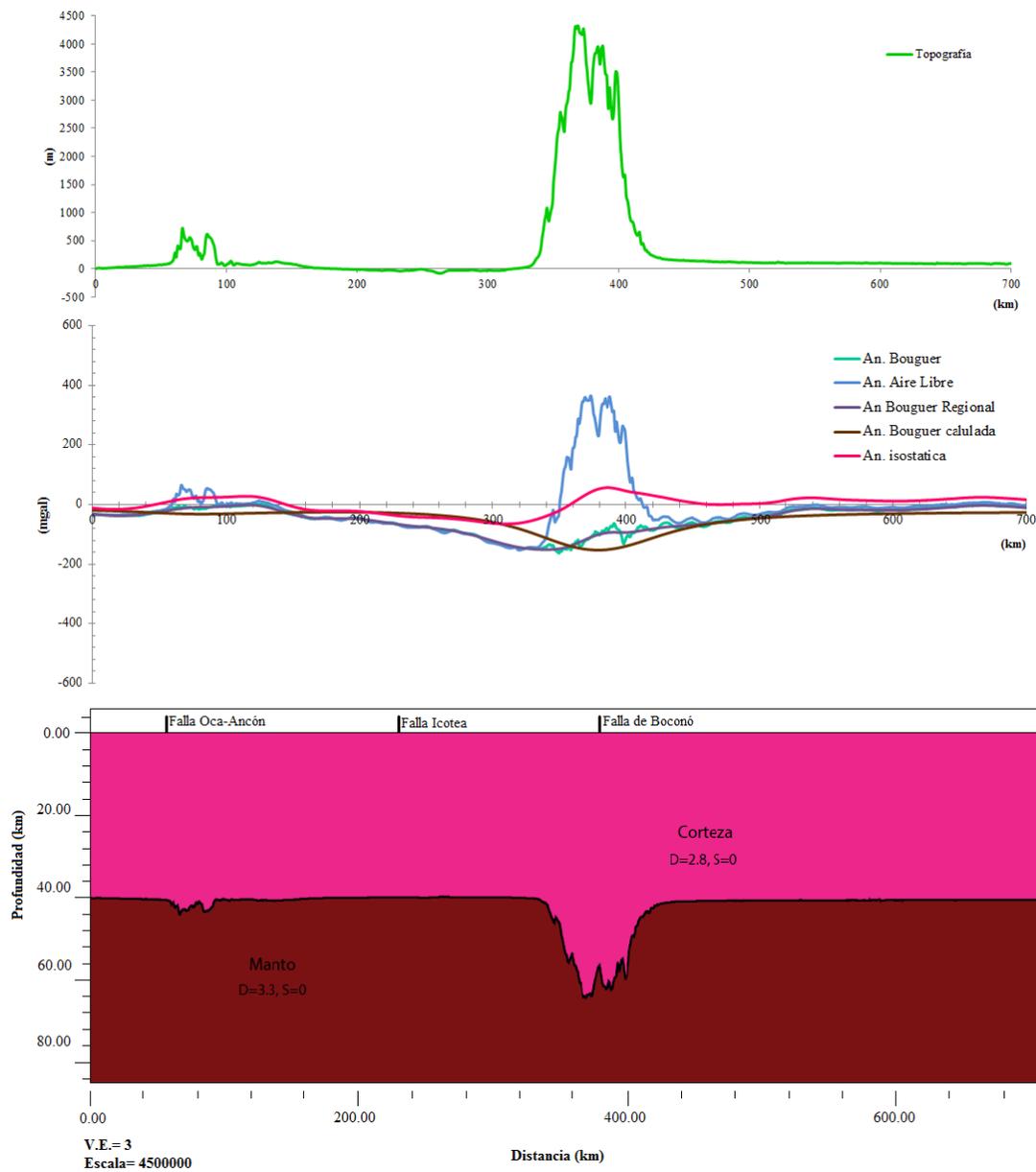


Figura 5.18 Modelo de densidades con el mejor ajuste isostático.

Continuando hacia el sur del perfil se observan las curvas asociadas a la cuenca de Maracaibo las cuales, al acercarse hacia la cadena de Los Andes, comienzan a disminuir su valor respondiendo a la flexión asociada a esta cuenca (Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014), pero sin encontrarse una compensación isostática total para ésta. En este punto se destaca que la anomalías de Bouguer alcanza su mínimo representativo en este segmento del perfil aunque, vale destacar, el mismo no es

determinado desde el punto de vista isostático; es decir, el modelo de compensación genera una respuesta de Bouguer donde este mínimo tan pronunciado no se es evidente. Esta circunstancia es persistente para todas las pruebas evaluadas. La anomalía de Bouguer calculada describe un valor mínimo por encima de los -100 mGal. Igualmente se destaca que en este segmento no se observa la influencia de la falla de Icoatea cuya ubicación se ilustra el modelo.

En cuanto a la estructura de Los Andes de Mérida se observa que el perfil logra alcanzar los valores de topografía más elevados de la cadena por lo cual la predicción muestra la profundidad máxima posible, bajo la consideración de 40 km de profundidad de compensación. Igualmente se destaca que la predicción de la raíz muestra un cambio importante asociado a la ubicación de la falla de Boconó por lo cual pudiese suponerse que existe una relación directa entre esta variación y el desplazamiento dextral asociado a esta falla; además, es notoria la diferencia entre la parte al norte de la falla y la parte sur, lo que refuerza las consideraciones de Audemard y Audemard (2002) quienes explican una diferencia estructural en ambos segmentos de la cadena. En la parte norte se alcanza la profundidad máxima de la raíz, ~ 64 km, mientras que en el segmento sur la misma alcanza ~ 60 km. Igualmente, en función del mapa de la figura 5.7, se observan las tendencias asociadas a las regiones de pie de monte tanto norte como sur. Vale destacar que, para el segmento norte de la cadena, se observan comportamientos que pueden asociarse al desplazamiento de la falla de Valera.

Evaluando las respuestas gravimétricas, no se evidencia un cambio en la anomalías de Bouguer regional que pueda corresponderse a la expresión de la falla de Boconó, como se muestra en la anomalía calculada para el modelo, aunque para la anomalías de Bouguer se verifican algunas variaciones laterales, la compensación muestra una continuidad de este efecto hasta el manto lo cual no se observa en la anomalía observada. De igual manera, se destaca que la anomalías de Bouguer observada tiene un comportamiento peculiar mostrando una inflexión hacia la parte central de la cadena lo cual pone en evidencia que la raíz por predicción de Airy, efectivamente, no garantiza la compensación de la estructura.

Ya pasando la cadena siguiendo hacia el sur del perfil, se observa una homogeneidad en el modelo de predicción como consecuencia de la escala, aunque en las curvas asociadas si se detalla de mejor manera una variabilidad de las tendencias; en este orden, luego de la inflexión visible en las anomalías de Bouguer observadas se evidencia una tendencia al incremento que puede asociarse a la cuenca Barinas-Apure, considerando la diferencia que existe entre la profundidad de los depocentros respecto a la de Maracaibo. Además, a medida que se acerca más al sur se muestra la anomalía isostática con tendencia a cero con una anomalías de Bouguer variable entre los valores mínimos de -20 mGal aproximadamente lo cual, como se explicó anteriormente, puede corresponder con la respuesta asociada a los grábenes de Apure-Mantecal. Igualmente se observa una inflexión en las tendencias de las anomalías gravimétricas hacia los 520 km lo cual puede asociarse al cambio representado por estas mismas estructuras.

5.3.7 Mapas de compensación y de anomalía isostática

Luego de seleccionar el perfil de mejor ajuste en términos de compensación isostática se procede a utilizar las constantes que el mismo arroja para generar mapas de predicción de raíz y de anomalía isostática para toda la región de interés en esta investigación.

En función de esto se presenta entonces el mapa de predicción de raíz en función del modelo de Airy-Heiskanen el cual puede visualizarse en la figura 5.19.

De la figura anterior se destaca que mantiene una congruencia con la topografía de la zona, además se destaca que las mayores profundidades se observan para la Sierra Nevada de Santa Marta, la cual corresponde al alto topográfico de mayor envergadura del área, seguido por Los Andes de Mérida.

De igual manera se resalta que, a pesar de la tendencia suavizada asociada al resto del mapa, apartando lo correspondiente a las cadenas montañosas, se observan valores medios posiblemente asociados a las estructuras de los estados Barquisimeto y Falcón.

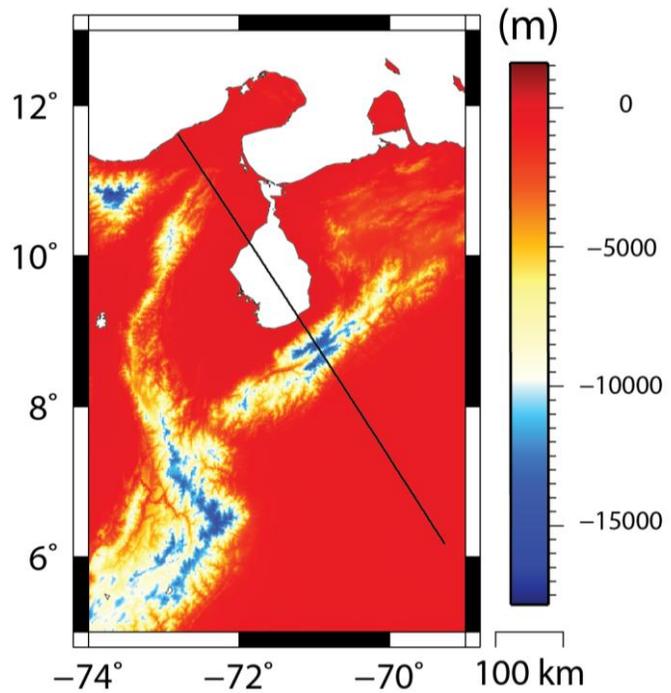


Figura 5.19 Mapa de predicción de raíz acorde al modelo de Airy-Heiskanen.

En cuanto a los valores obtenidos, se considera que el mejor ajuste corresponde a una profundidad de 40 km, por lo cual dicha estimación se le añade a los resultados obtenidos, lo cual da como resultado una correspondencia entre las determinaciones de profundidad de raíz tanto para el perfil (representado en el mapa de la figura 5.19) como para el mapa.

Ahora bien, bajo estas mismas consideraciones se genera un mapa de anomalía isostática, el cual se puede visualizar en la figura 5.21; en el mismo se destaca en primera instancia los rangos de valores para la anomalía indicando valores entre -200 y -500 mGal para las cadenas montañosas, lo cual es consistente con las estimaciones realizadas en secciones anteriores donde se plantea la falta de compensación total y/o parcial de estas estructuras puesto que esta anomalía isostática indica que no existe, la raíz esperada acorde a lo estimado en la figura 5.19, de manera tal que se puede hablar una ausencia de compensación local para estas estructuras.

De igual manera se encuentra que hacia los estados Barquisimeto y Falcón los valores se encuentran entre los 0 y -100 mGal, indicando una compensación que

puede considerarse como parcial, en esta zona se está en presencia de estructuras como las Napas de Lara las cuales pueden asociarse a esta respuesta.

Del mapa de la figura 5.20 se destaca que para la península de Paraguaná y de la Goajira encontramos valores que rondan los 0 mGal lo cual representa, acorde a las explicaciones de Fowler (2005), Turcotte y Schubert (1982) y Dobrin (1961) compensación isostática.

Finalmente se destacan los valores positivos del mapa (entre 0 y 100 mGal) los cuales se distribuyen desde el centro del mapa hasta la parte suroeste encontrándose los valores máximos hacia la región oeste de la Cordillera Oriental de Colombia.

De manera general se observa que con el mapa de la figura 5.20 se muestra una idea de las profundidades que deben existir para la existencia de una compensación local completa de las diferentes estructuras para la región noroccidental de Venezuela, mientras que con el mapa de la figura 5.20 se observa en qué grado dichas estructuras cumplen con la predicción.

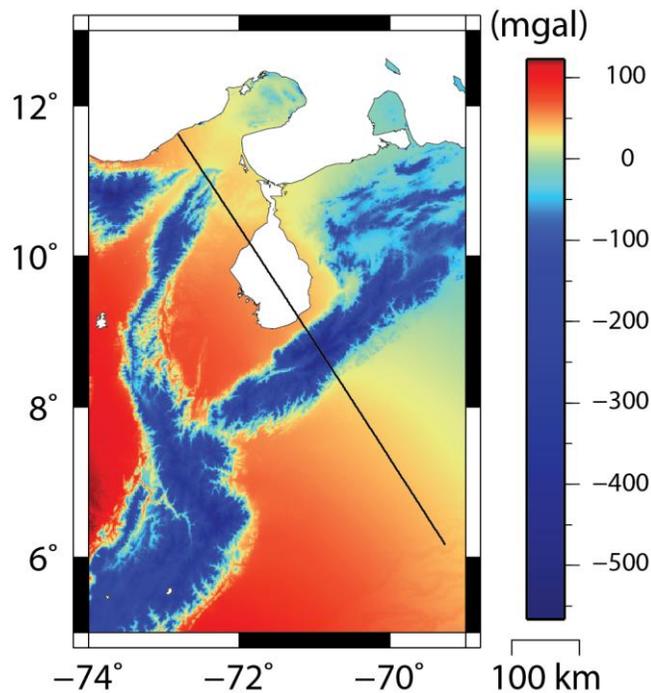


Figura 5.20 Mapa de anomalía isostática.

CAPÍTULO VI

TOPOGRAFÍA DINÁMICA

Acorde a la teoría de isostasia toda estructura debe estar compensada por una raíz lo cual implica la existencia de un nivel constante de presión de compensación el cual Dávila y Lithgow-Bertelloni (2013) relacionan con la existencia de un flujo mantelar el cual es controlado principalmente por el espesor la densidad y la estructura reologica de la litosfera, parámetros complejos de determinar.

En las últimas décadas se ha comenzado a incluir dichas consideraciones en las interpretaciones de anomalías gravimétricas desarrollándose el concepto de topografía dinámica el cual se refiere, en términos sencillos, a toda aquella topografía que no se encuentra compensada isostáticamente.

Rodríguez (2013) explica que siempre que existe un fallamiento con desplazamiento asociado, ya sea una falla normal o inversa, cada episodio de movimiento desliza ambos lados fuera del equilibrio isostático en cantidades iguales pero opuestas produciendo una carga positiva del lado levantado y otra negativa en el hundido. Ambas cargas opuestas se compensan lateralmente entre sí, pero producen una deformación local en la litosfera elástica por lo cual la situación isostática se puede ver modificada en el tiempo de dos maneras:

1. Por la migración lateral de los sedimentos como consecuencia de los procesos de erosión y deposición, donde la erosión reduce el levantamiento topográfico adyacente a la falla transfiriendo el material depositado a la placa hundida modificándose progresivamente el patrón de carga (Rodríguez, 2013).

2. También puede modificarse por la existencia de flujo lateral por debajo de la falla sirviendo de acomodo del desplazamiento lo cual puede deberse a las variaciones dependientes del tiempo del comportamiento de una corteza inferior caliente y débil en un sistema de fallas continentales normales; pero de igual manera puede tener lugar en estructuras de gran escala debido al flujo sublitosférico lento

desde el bloque hundido al levantado, proceso relevante para la tectónica venezolana acorde a Rodríguez (2013)

Bajo estas consideraciones se evalúan los resultados obtenidos en la sección anterior de donde se logra estimar que para la estructura de Los Andes de Mérida se esta presencia de una falta de compensación isostática local evaluándose esto en función de las anomalías gravimétricas de la zona donde se observan valores mínimos, que podrían asociarse a una posible raíz isostática, desplazados respecto al eje central de la cadena por lo cual es necesario evaluar este caso desde otras perspectivas.

6.1 Modelos estructurales

A lo largo de los años numerosos autores han propuesto diferentes modelos estructurales para la zona, un compendio de estos se puede observar en el trabajo de Monod *et al.*, (2010), donde cada uno de estos realizan ciertas consideraciones pero hasta la fecha no se ha establecido un modelo concluyente pues existen incertidumbres asociadas, principalmente, a la relación entre la cadena y las cuencas adyacentes (cuenca de Maracaibo hacia el noroeste y cuenca Barinas-Apure al sureste); en función de esto se evaluara primeramente dichos modelos en términos de la anomalía gravimétrica asociada a manera tal de evaluar el efecto que tienen los contrastes de densidades asociados a los procesos de fallamiento que cada uno propone para luego, sobre esto, considerar los posibles efectos de elementos dinámicos tanto del flujo mantelar como de la litosfera misma.

Para esto se propone en primer lugar modelos esquemáticos basados en lo mostrado por Monod *et al.*, (2010) para el perfil establecido en esta investigación, considerándose valores estándares de densidades en función de lo determinado a través del análisis de compensación isostática establecido en el capítulo anterior el cual considera un valor de densidad de 2.8 g/cm³ para la corteza y de 3.3 g/cm³ para el manto, igualmente la tabla 6.1 muestra las densidades establecidas en los modelos a mostrar, en la misma se observa el valor de densidades para la corteza oceánica, esto puesto que los modelos muestran la losa de subducción de la placa caribe, la cual

se obtiene en lo establecido por Santiago (2014) basándose en los trabajos de Ughi *et al.* (2004) y de Garzón y Ughi (2008).

Tabla 6.1 Densidades para los modelos estructurales

Estructura	Densidad
Corteza superior	2.7 g/cm ³
Corteza inferior	2.9 g/cm ³
Corteza oceánica	2.95 g/cm ³
Manto	3.3 g/cm ³

En primer lugar se tiene el modelo de flor positiva el cual fue esquematizado en el módulo *GM-SYS* del programa *Oasis Montaj versión 6.4.2* para el mismo perfil evaluado en la sección anterior obteniéndose el modelo estructural de la figura 6.1 con su correspondiente curva de anomalías de Bouguer calculada, el mismo corresponde a una estimación realizada en función de la figura 3.10 (a). En este se observa un error de 44.18 mGal, además la respuesta muestra que las variaciones establecidas con este modelo no generan un ajuste deseado pues el mismo muestra tendencias suavizadas que no responden a las variaciones dentro de la anomalías de Bouguer regional observada a pesar de que la misma, por ser de componente regional, muestra una tendencia de longitud de onda larga fácil de estimar con las variaciones en el límite corteza-manto pero como este modelo describe Los Andes de Mérida como una cadena simétrica con respecto a una falla transcurrente dextral (Falla de Boconó) limitada a ambos lados por fallas inversas, adjudica las variaciones a esta condición; además es importante destacar que los diferentes autores que defienden este modelo no pudieron determinar la profundización de la falla de Boconó dentro de la corteza por lo cual con esta incertidumbre es imposible obtener un modelo ajustable desde el punto de vista gravimétrico.

Por último, para este modelo, vale destacar que el mismo es uno primeros propuestos para la época por lo cual es de esperarse un alto grado de incertidumbre al considerar la escasa información en el momento de esta propuesta, esto se puede

observar en el trabajo de Monod *et al.*, (2010) el cual explica que los trabajos pioneros de este provienen de 1985

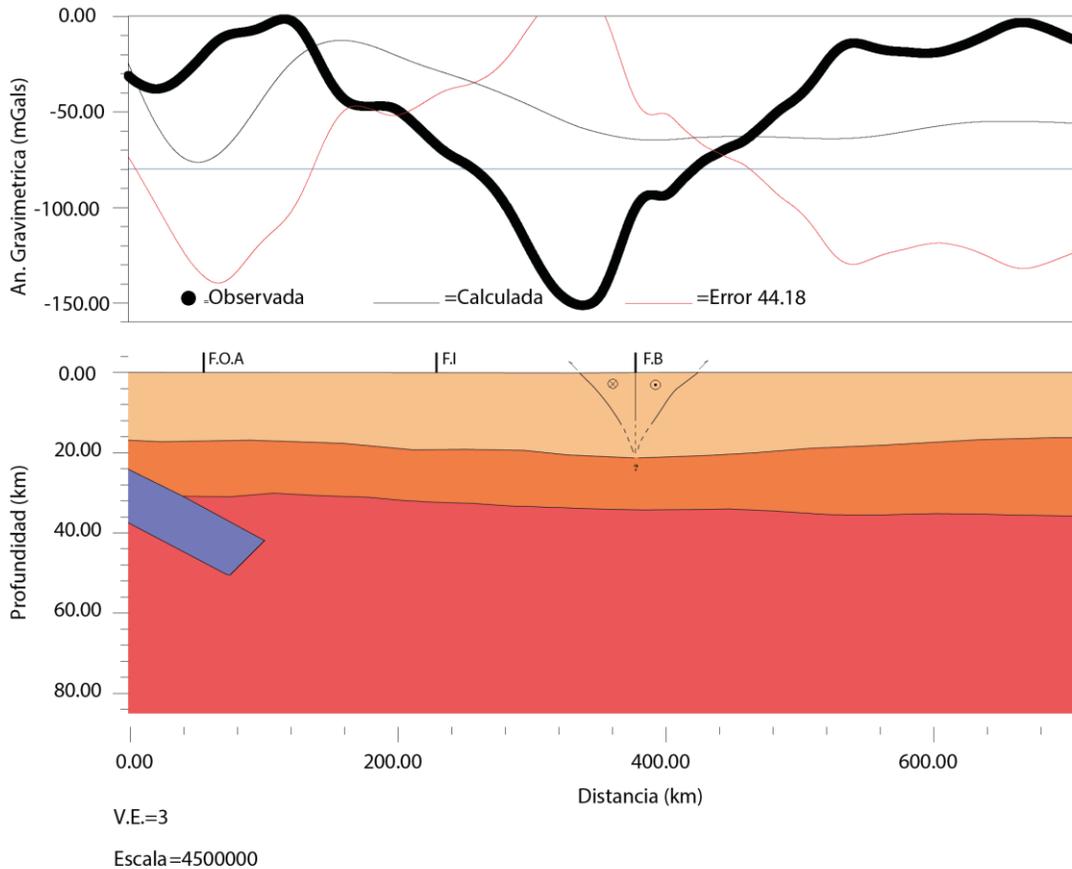


Figura 6.1 Modelo de estructura en flor positiva.

Este modelo de estructura en flor positiva (figura 6.1) muestra una estructura relativamente simple para Los Andes de Mérida dando explicación a la anomalía gravimétrica negativa como consecuencia intrínseca de la diferencia entre el levantamiento andino y la antefosa noroccidental y la antefosa de Barinas (González de Juana *et al.*, 1980).

Seguidamente se encuentra el modelo de subducción plana el cual fue presentado por Duerto *et al.*, (2006) representándose en la figura 6.2 el modelo estructural, asociado a la figura 6.3, con su respectiva anomalía gravimétrica.

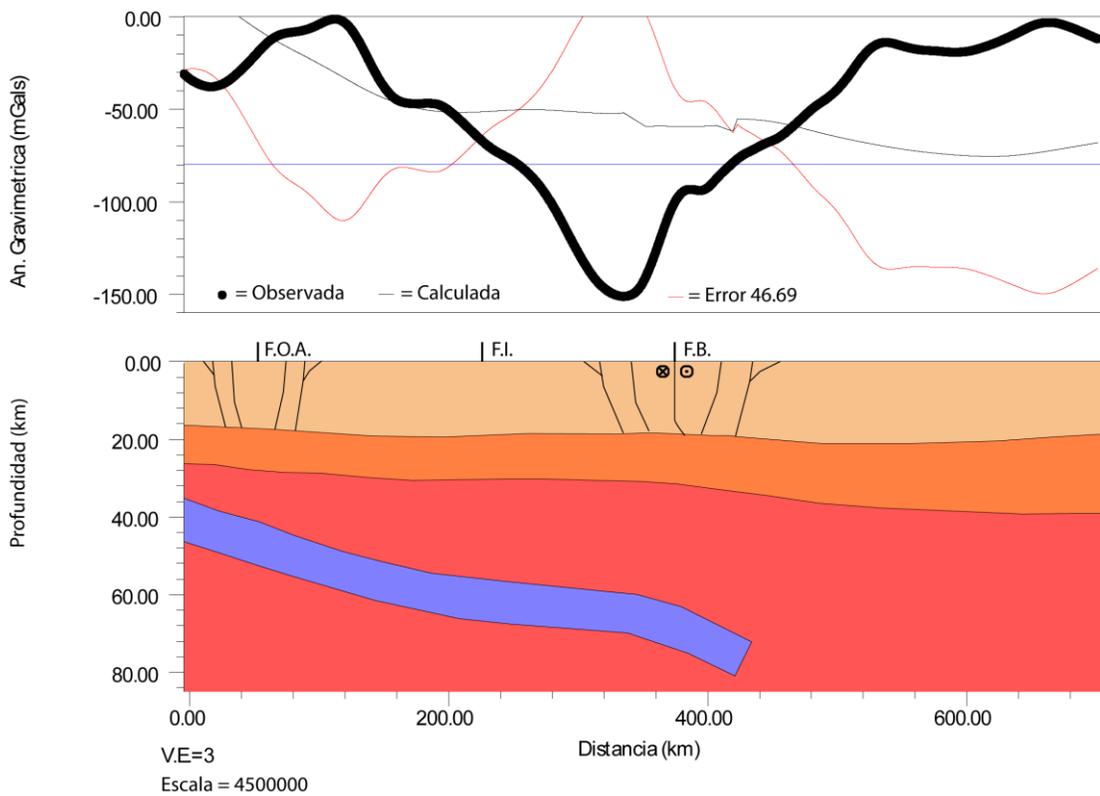


Figura 6.2 Modelo estructural de subducción plana acorde a Duerto *et al.*, (2006)

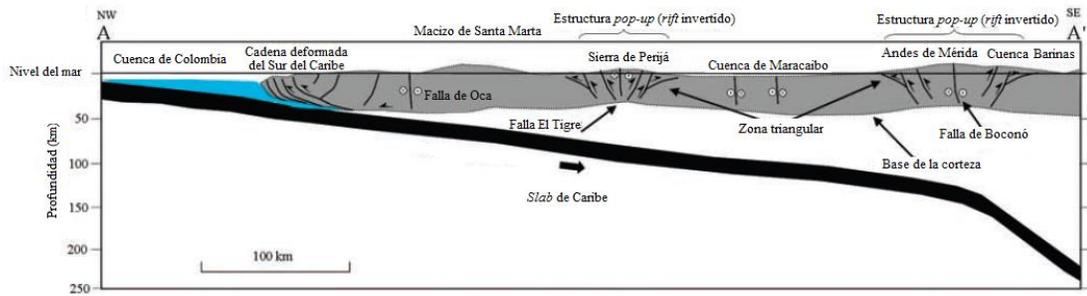


Figura 6.3 Modelo estructural presentado por Duerto *et al.*, (2006)

En el mismo se observa la losa de subducción plana entrando en el manto, ante lo cual la respuesta gravimétrica no atribuye a esta condición la presencia del mínimo gravimétrico, inclusive existe una diferencia máxima de 100 mGal aproximadamente entre la respuesta para este modelo y la anomalía observada. De igual manera se destaca la necesidad de entrar en mayor detalle en la forma y profundidad del límite

corteza-manto puesto que a pesar de la presencia de contrastes más fuertes en este modelo, respecto al caso anterior, se mantienen un error elevado que, en este caso, es de 46.69 mGal. En general la anomalía calculada mantiene una tendencia suave donde no se evidencian los cambios de inflexión de la observada por lo cual es de esperarse una falta de ajuste.

Ahora bien este modelo tiene ciertas peculiaridades que deben considerarse como el hecho de que el mismo se desarrolló a partir de datos para la cuenca de Maracaibo con un buen detalle para el bloque de Maracaibo con información de mapas geológicos, datos de reflexión sísmica y de pozos proponiéndose un modelo tipo *pop-up* relacionado con la inversión de los *rift* Jurásicos lo cual, según Duerto *et al.*, (2006), puede representar una interpretación más realista para el sistema de fallas convergentes que controla el levantamiento de Los Andes de Mérida y de la Sierra de Perijá.

Es importante destacar que el modelo de la figura 6.2, hacia la Sierra de Perijá difiere del mostrado en la figura 6.3 puesto que la dirección de los mismos no es exactamente igual puesto que en el modelo de Duerto *et al.*, (2006) el perfil corta la falla El Tigre la cual estos autores establecen como la falla central de la estructura mientras que el perfil de este trabajo corta la falla de Oca-Ancón; esta acotación es importante a pesar de que la configuración no afecte en gran escala el modelo gravimétrico puesto que el mismo resulta de una esquematización generalizada evaluando estructuras y densidades generalizadas pues su objetivo es una evaluación general de las respuestas de larga longitud de onda.

En el trabajo de Duerto *et al.*, (2006) existe un aporte importante para las consideraciones referentes al bloque de Maracaibo pues el atribuye las variaciones de la anomalía a la estructura del mismo destacando la posible presencia de una cuenca sub-Cretácica localizada a lo largo de las fallas norte y noreste por debajo de la cuenca de Maracaibo, un área inicialmente formada por el sistema de *rift* continental del Jurásico Superior asociado a la fase inicial de la ruptura de Pangea, atribuyendo entonces al acortamiento regional producido por la inversión y levantamiento de estas

estructuras de *rift* el origen de las estructuras tipo *pop-up* de Los Andes de Mérida y de la Sierra de Perijá (Duerto *et al.*, 2006).

Vale destacar que en este modelo en particular llama la atención de que los autores proponen una losa de subducción plana que entra en el manto, esta condición es modificada por Monod *et al.*, (2010) en su trabajo lo cual fue modelado en función de la figura 3.10 (b) obteniéndose el modelo estructural con sus correspondientes curvas de anomalías de Bouguer evidenciado en la figura 6.4.

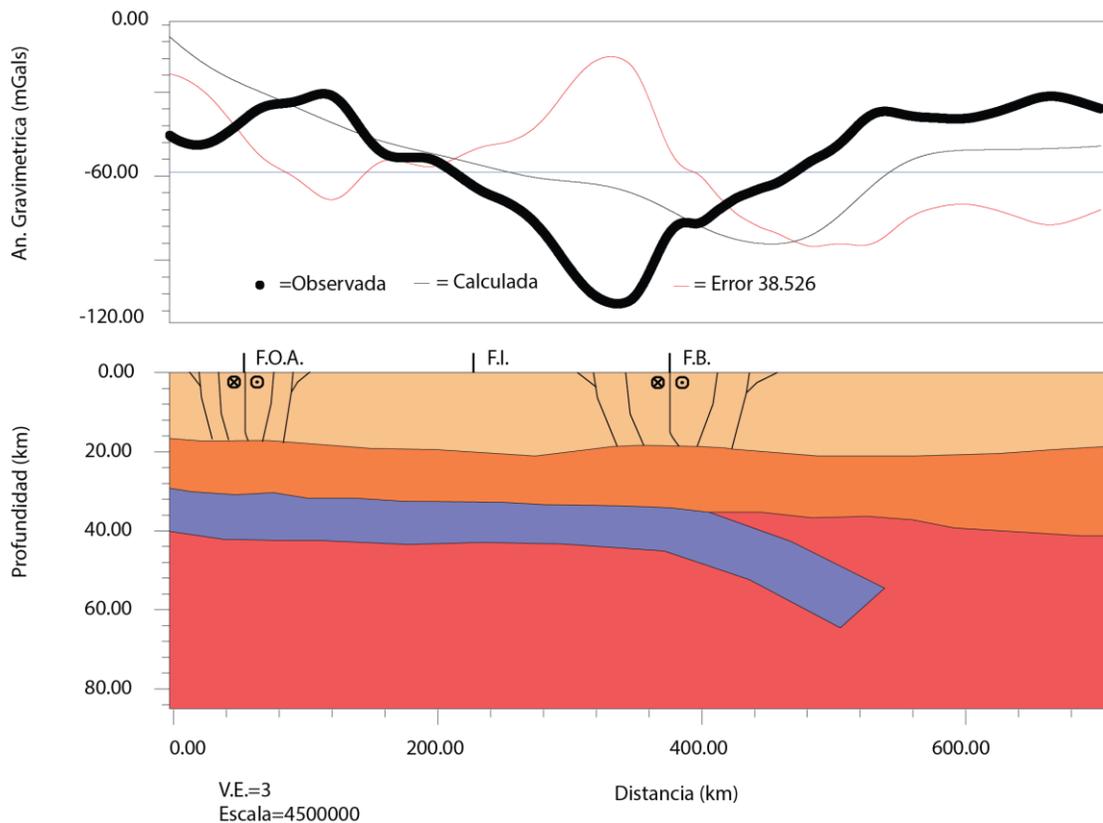


Figura 6.4 Modelo estructural de subducción plana acorde a Monod *et al.* (2010)

En el modelo de esta figura se observa que, como es de esperarse, el efecto de la posición de la losa genera una variación importante dentro de las anomalías obteniéndose un mejor ajuste con un error asociado de 38.526 mGal. Se evidencia que los contrastes generados con esta configuración responden de mejor manera a las inflexiones de las anomalías de Bouguer aproximándose a la curva observada. Entrando en mayor detalle en este aspecto se observa que hacia el norte del perfil la

presencia de la losa de subducción genera valores cercanos a los 0 mGal mientras que la anomalía observada ronda los -45 mGal, en esta zona se observa que la tendencia de longitud de onda larga es a valores mínimos observándose la presencia de pequeñas respuestas de menor longitud de onda que pueden corresponderse con las estructuras asociadas a la Sierra de Perijá, siguiendo la tendencia hacia el centro del perfil se observa que para una corteza superior de 17 km de espesor aproximadamente y una corteza inferior de poco más de 20 km de espesor entrando en contraste con la presencia de la losa de subducción generan una respuesta con una buena aproximación en términos de anomalías de Bouguer obteniéndose a los 200 km de distancia horizontal del perfil el mejor grado de ajuste para este modelo. Continuando hasta los 400 km de distancia horizontal se observa el mínimo gravimétrico de -120 mGal el cual no es aproximado con el modelo, aunque la tendencia de la anomalía observada muestra la presencia de un mínimo de -90 mGal pero asociado a la terminación de la losa lo cual podría traducirse en que es probable un mejor ajuste si la losa culmina antes, hacia los 350 km aproximadamente en distancia horizontal. Finalmente, hacia el final del perfil se observa que las tendencias de las curvas muestran ciertas similitudes lo cual puede traducirse en que las condiciones del modelo hacia esta zona generan una respuesta con una tendencia similar aunque no concuerdan en cuanto a los rangos de valores obteniéndose una anomalía calculada de -50 mGal aproximadamente mientras que la observada ronda los valores de -30 mGal.

Este modelo, acorde a los proponentes Duerto *et al.*, (2006), muestra una subducción plana de la placa Caribe puesto que la misma produce una componente de levantamiento vertical y acortamiento horizontal en la placa Suramericana. Pero, a pesar de todas las aproximaciones de los autores este modelo ha sido refutado por Monod *et al.* (2010) porque no considera los roles de las fallas de Boconó y de Valera, además de no considerar también la sismicidad intermedia razón por la cual Escobar y Rodríguez (1995) rechazan también la idea de una subducción plana puesto que de los mecanismos focales determinados para la región andina solo uno de solución pobremente determinada podría corroborar esta hipótesis.

El siguiente modelo corresponde a una subducción continental dirigida hacia el sureste (figura 3.10 (c)) planteando una estructura asimétrica.

Antes de presentar propiamente los resultados obtenidos para este caso vale destacar algunos puntos. En primer lugar se observa que este fue defendido por varios autores de los cuales se destaca el trabajo de Kellogg y Bonini (1982) quienes proponen este modelo para un perfil con su correspondiente ajuste gravimétrico (figura 6.5), en este trabajo estos autores plantean una losa subductante con un ángulo de 30° sureste que termina 200 km por debajo del Lago de Maracaibo, asociando el mínimo gravimétrico a los depósitos sedimentarios en el flanco noroeste.

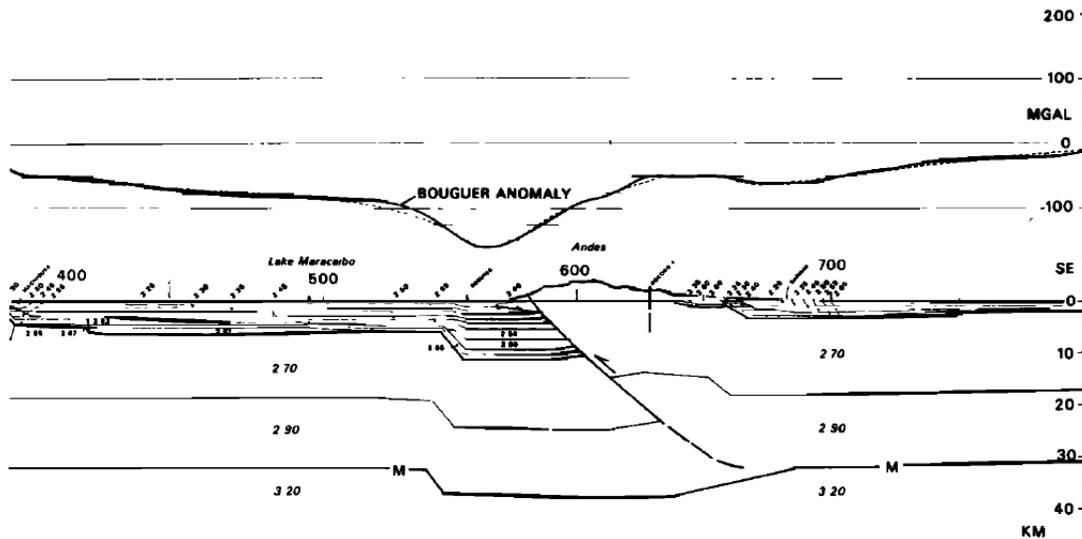


Figura 6.5 Modelo de Kellogg y Bonini (1982)

Años después Colletta *et al.*, (1997) presentan un modelos donde muestran un buen detalle para la estructura de Los Andes de Mérida, estructura en flor de la figura 3.9, en esta investigación los autores trabajan sobre dos perfiles trasandinos encontrando una profundización progresiva del límite corteza-manto hacia el norte y hacia sur una inmersión de la subducción intracontinental. Además estos autores destacan que a medida que hacia el sur observan numerosos grábenes Jurásicos invertidos; igualmente, considerando el rápido y parcial levantamiento post-compresional de la cadena, estos autores asumen la existencia de una raíz cortical en profundidad por debajo del presente relieve.

El modelo presentado por Colletta *et al.*, (1997) explica con mayor detalle la estructura para Los Andes, en comparación con Kellogg y Bonini (1982), además el ajuste gravimétrico de estos es cuestionable pues el mismo muestra tendencias muy matemáticas que no se corresponden con la realidad geológica aunque, claro está, son un buen indicio para considerar que esta configuración de subducción en dirección sureste muestran una buena relación desde el punto de vista gravimétrico.

Ahora bien para este modelo se generaron dos figuras, una que considera la subducción de la placa Caribe hasta 200 km por debajo de la cuenca de Maracaibo (figura 6.6), acorde a lo expresado por Kellogg y Bonini (1982), y otra que considera una losa de subducción hasta profundidades menores (figura 6.7) acorde a los esquemas presentados por Monod *et al.*, (2010).

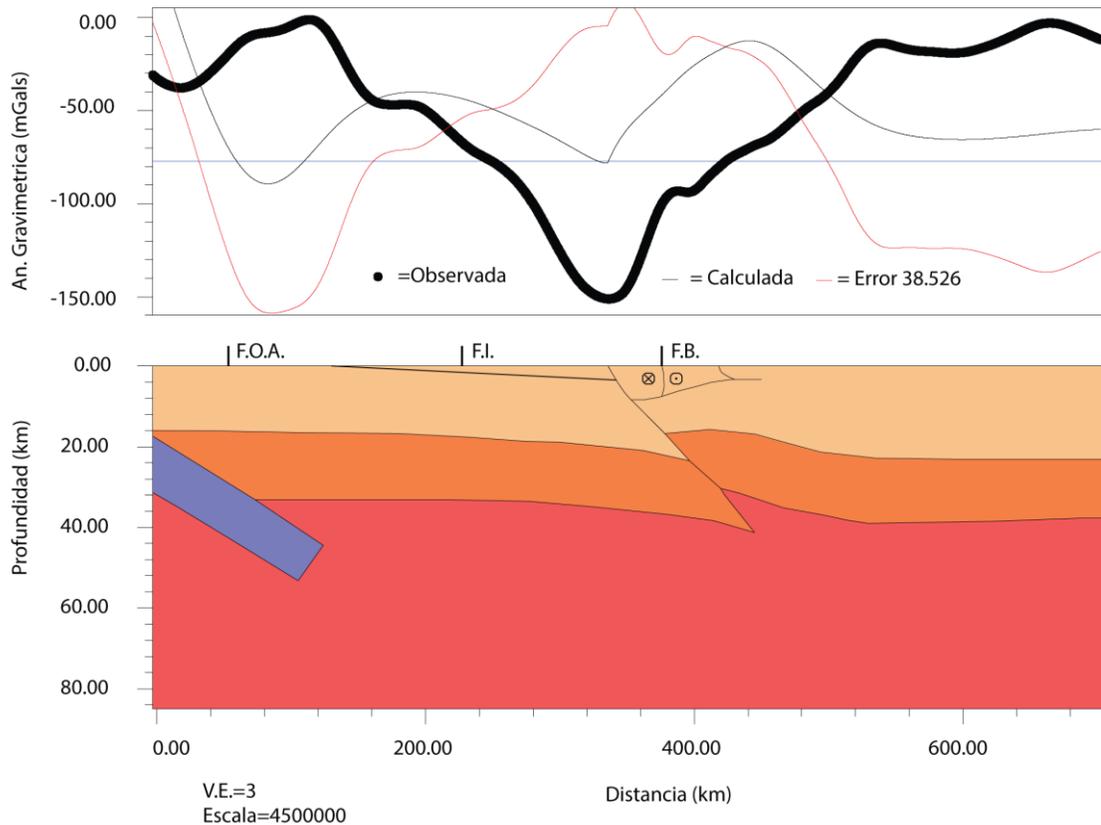


Figura 6.6 Modelo estructural para subducción continental dirigida hacia el sureste, losa de subducción acorde a Kellogg y Bonini (1982).

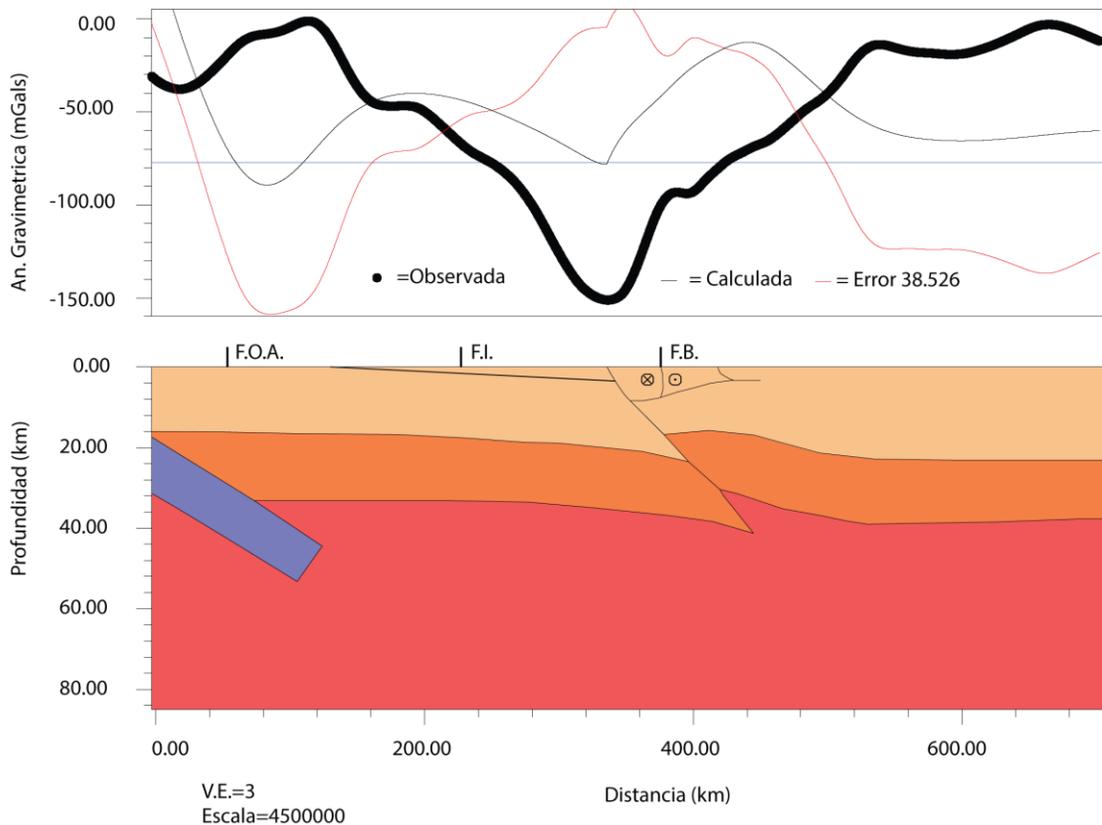


Figura 6.7 Modelo estructural para subducción continental dirigida hacia el sureste, losa de subducción acorde a Monod *et al.* (2010).

Primeramente vale destacar que en ambos modelos la estructura de Los Andes de Mérida se instaure acorde a Colletta *et al.*, (1997), además de que se establece la distinción entre la placa Suramericana y el bloque de Maracaibo en términos de densidades, manteniéndose 2.8 g/cm³ para la primera y 2.7 g/cm³ para la segunda (acorde a Arnaiz-Rodríguez, 2009), esta diferenciación se realiza en este y en los siguientes modelos puesto que en estos comienzan hablar de una delimitación entre ambas estructuras como una influencia de importancia en las consideraciones estructurales y gravimétricas.

Ahora bien, evaluando los modelos de las figuras 6.6 y 6.7 primeramente se observa que la colocación de una losa de subducción en función de lo expresado por Kellogg y Bonini (1982) produce un efecto dentro de la anomalía gravimétrica importante, teniéndose un error asociado elevado, 58.649 mGal, sin obtenerse una

tendencia similar a la anomalía observada, lo cual permite decir que, considerando la extensión del perfil mostrado en la figura 6.5, Kellogg y Bonini (1982) no alcanzan el efecto de la losa de subducción acorde a sus parámetros, basando sus ajustes gravimétricos para Los Andes en los efectos más locales; en contraparte observando el modelo con la losa de menor profundización el ajuste da un error menor, 38.526 mGal, aunque las tendencias de la anomalías de Bouguer calculada no son similares a la observada, por lo cual se estima que este modelo en particular intenta explicar las variaciones dentro de las anomalías de longitud de onda larga a los contrastes asociados a estructuras más someras, las cuencas principalmente, explicando que en Los Andes la convergencia entre la cuenca de Maracaibo y Sur América es particionada en la corteza superior en dos estructuras compresionales con vergencia norte y sur ortogonales al límite de placa, esto observado en la sección del perfil correspondiente en el modelo de la figura 6.7.

Además Colletta *et al.*, (1997) en su trabajo explican también que los altos relieves del Pico Bolívar se asocian a la duplicación de las cortezas como resultado de la convergencia; además estos autores destacan la presencia de los grábenes Jurásicos hacia la sección sur de la cadena.

A pesar de esto, llama la atención de este modelo la dirección de la subducción puesto que, acorde a Audemard y Audemard (2002), la corteza del cratón de Guayana es más fría y más densa respecto a la del bloque de Maracaibo por lo cual es de esperarse una subducción en dirección contraria, haciendo descartables estas respuestas ya que, como lo evidencia el modelo gravimétrico 6.7, esta dirección de la subducción da una respuesta gravimétrica muy marcada hacia los valores mínimos y de menor valor, aproximadamente -75 mGal, respecto a la anomalía observada; esta condición es razón suficiente, acorde a Monod *et al.*, (2010) para descartar este modelo, decisión que se apoya en esta investigación amarrado a las observaciones y comparaciones desde el punto de vista gravimétrico explicadas.

El siguiente modelo plantea una subducción continental incipiente dirigida hacia el noroeste, es decir, opuesta a la establecida en el modelo anterior. Este se basa en el

trabajo de Chacín *et al.* (2005) y se puede observar en el modelo estructural con su correspondiente anomalía gravimétrica en la figura 6.8.

El modelo presentado por este autor se basa en la evolución de la cuenca Barinas-Apure, por lo cual hacia el norte de Los Andes de Mérida se observa un comportamiento uniforme. En este trabajo se basan en los datos gravimétricos y en la teoría de flexión de placas; Chacín *et al.* (2005) explican que los modelos isostáticos flexurales muestran que el levantamiento de Los Andes es causado por la subsidencia de Suramérica.

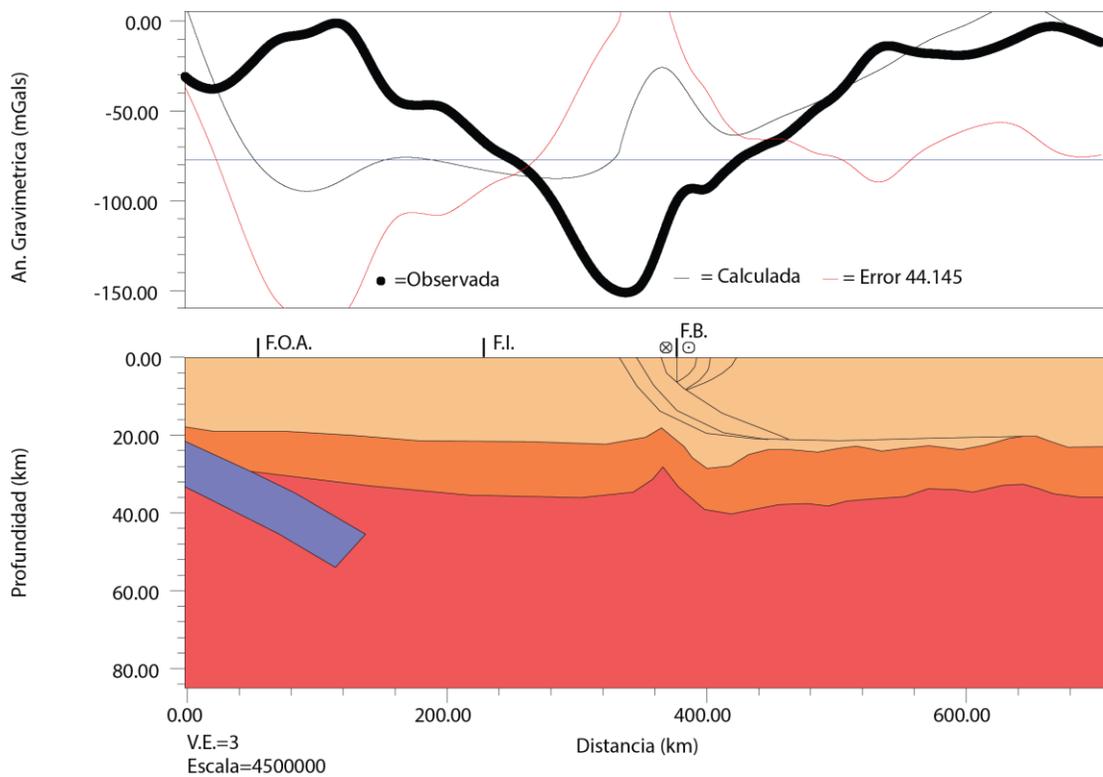


Figura 6.8 Modelo estructural de subducción continental incipiente dirigida hacia el noroeste.

Otro aspecto importante en este modelo es que utilizan la discontinuidad de Conrad como superficie de desprendimiento dentro de una subducción continental incipiente.

Observando el modelo generado se destaca las variaciones asociadas a la subducción incipiente que tiene lugar hacia el comienzo del levantamiento andino,

este salto aparente enlaza una ruptura de la corteza que puede ser resultado de un esfuerzo compresional, Chacín *et al.* (2005) explican que esta ruptura parece ser reológicamente razonable puesto que puede definir el límite entre dos cortezas diferentes: la suramericana por debajo del bloque de Maracaibo. Dentro del modelo este contraste de dos cortezas se ve marcado por la estructura de despegue utilizándose también densidades diferentes (2.7 g/cm^3 para bloque de Maracaibo y 2.8 g/cm^3 para la placa suramericana).

Dentro de este modelo llama la atención la estructura por debajo de Los Andes de Mérida lo cual Chacín *et al.* (2005) explican que esta curvatura levantada puede ser causada por los esfuerzos del campo convectivos en la cuña astenosferica.

Evaluando las anomalías resultantes en el modelo de la figura 6.8 se observa un error de ajuste de 44.145 mGal, además destaca una diferencia importante entre las tendencias de la anomalía observada y la calculada. Evaluando desde el norte del perfil se destaca que este modelo por no presentar información para esta región es de esperarse una variación importante entre las curvas; pero ya hacia la cadena andina se observa que la estructura presente debajo de esta no muestra una correspondencia con la observada, teniéndose una curva que va de los -75 mGal a los -30 mGal, es decir, tendencia ascendente en contraparte con la anomalía observada descendiente en este segmento. Continuando hacia el sur se observa que a 20 km aproximadamente por debajo de la cadena se observa la estructura regional de Los Andes de Mérida y la geometría de la cuenca Barinas-Apure, lo cual apoya la teoría de que la subsidencia de esta cuenca es consecuencia directa del levantamiento de Los Andes de Mérida, acorde a la teoría de flexión de placas.

En general, en este modelo destaca que hacia el sur existe una buena aproximación lo cual evidencia la existencia de irregularidades en Conrad y Moho, es decir no son superficies tan suavizadas como estiman los modelos previos, además el contraste generado por la superficie de desprendimiento permite estimar que es la misma es una buena aproximación, en términos del ajuste que esta garantiza.

En particular cuesta un poco aceptar este modelo debido a que explica una estructura de Los Andes sin evaluar la cuenca de Maracaibo, explicando la diferencia

conocida entre las profundidades de los depocentros entre esta y Barinas-Apure como consecuencia del empuje de dirección noroeste de la cadena y el efecto del mismo sobre la subsidencia flexural (Chacín *et al.*, 2005).

Ahora bien considerando que en su trabajo Chacín *et al.* (2005) logran un ajuste gravimétrico (figura 6.9) vale evaluar qué diferencias hay entre sus resultados y el modelo establecido en la figura 6.8.

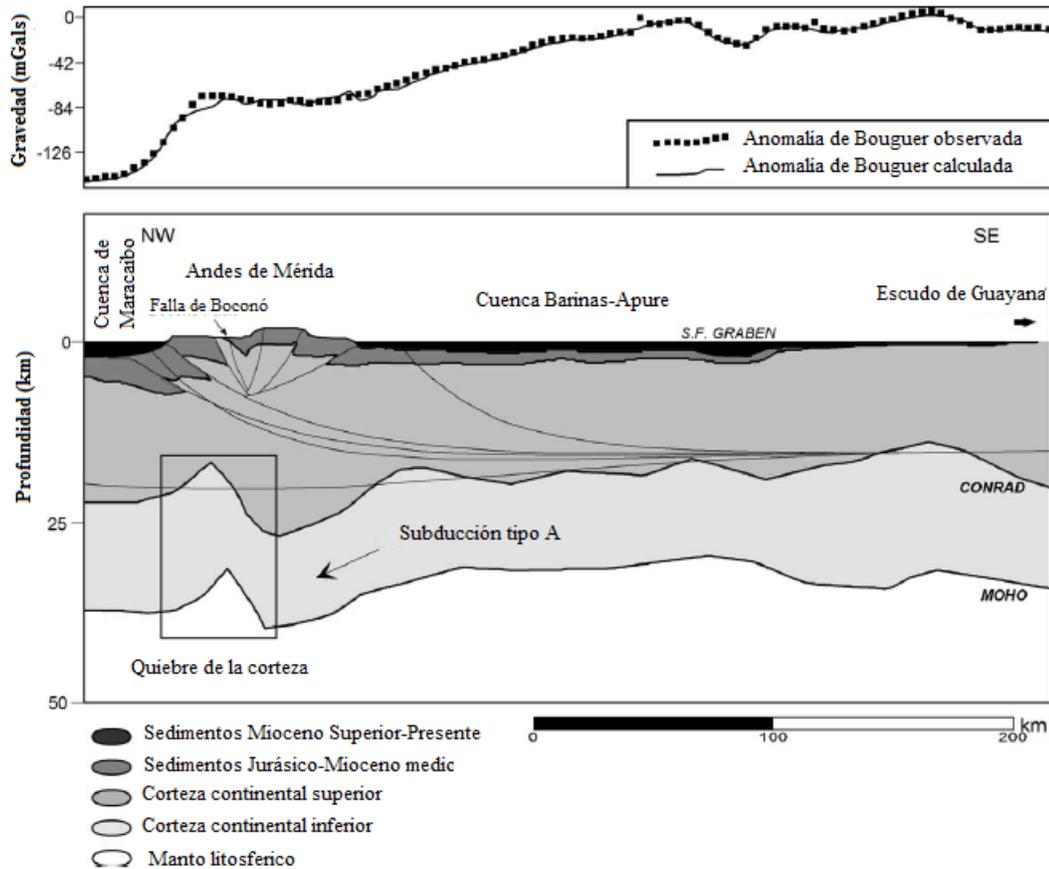


Figura 6.9 Modelo presentado por Chacín *et al.* (2005).

En primer lugar se observa que en el modelo de la figura 6.9 se consideran los cuerpos sedimentarios cosa que no se muestra en el modelo de esta investigación lo cual puede ser un factor importante pues los contrastes ayudan a mejores ajustes hacia el sur y hacia el mínimo gravimétrico si se considera la profundidad de la cuenca de Maracaibo con su correspondiente espesor sedimentario, además el salto entre Conrad

y Moho muestra un contraste positivo de densidades que causa la pendiente repentina en la curva de Bouguer, pero al evaluar este salto en un perfil de mayor extensión este contraste juega en contra del ajuste esperado.

Por último se tiene el modelo de orógeno flotante, el cual se esquematizo en función de las estimaciones realizadas por Monod *et al.* (2010), lo cual se ve expresado en el modelo de la figura 6.10.

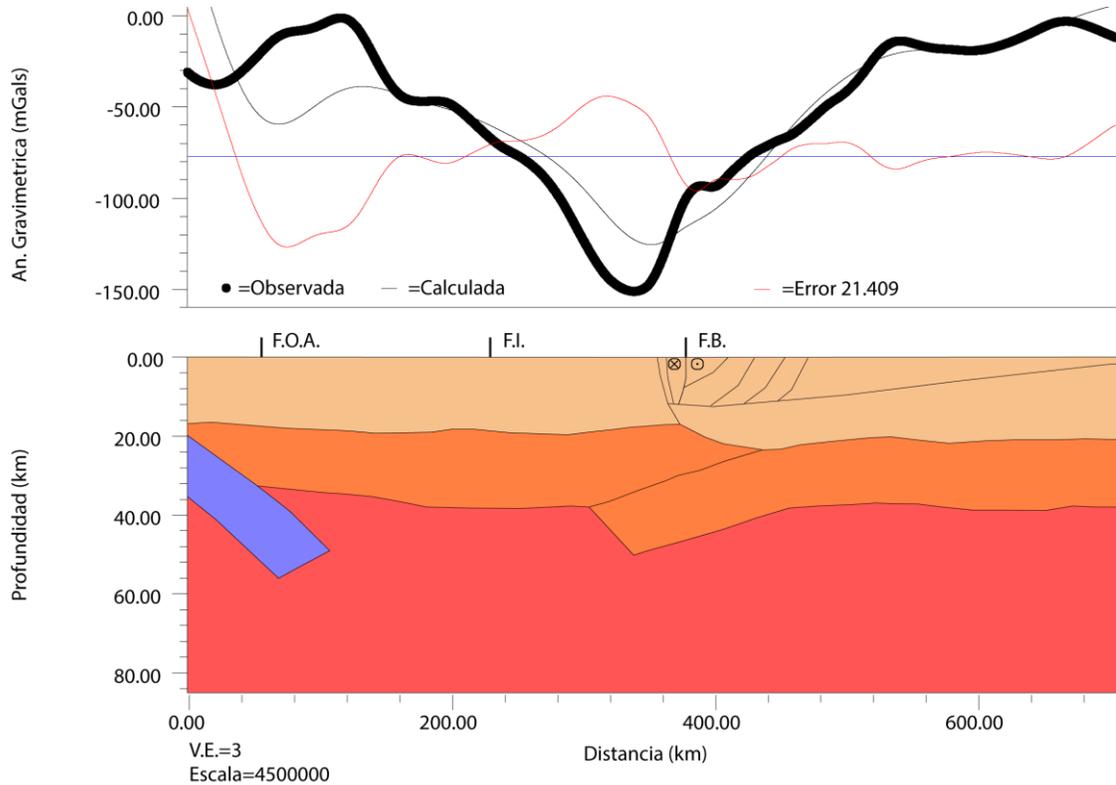


Figura 6.10 Modelo estructural de orógeno flotante.

Evaluando con detalle el resultado obtenido se observa que, hacia el norte del perfil se observa primeramente que la presencia de la losa de subducción genera una anomalía calculada hacia los valores positivos contrario a lo esperado, igualmente se destaca que hacia la Sierra de Perijá se observa una anomalía calculada similar en forma a la observada pero con valores opuestos, es decir, describe una tendencia similar pero invertida lo cual permite inferir que hacia esta zona un modelo más detallado para la corteza superior podría alcanzar un mejor ajuste, lo cual traduce esta

anomalía en un efecto somero. Continuando hacia el Lago de Maracaibo se observa un buen grado de ajuste, cercano a un error de 0 mGal, a medida que nos acercamos a Los Andes de Mérida comienza a disminuir el valor de anomalía observada una tendencia que respeta la calculada para el modelo lo cual pone en evidencia que el contraste generado por la subducción de la placa suramericana por debajo del bloque de Maracaibo puede ser un buen estimado del mínimo gravimétrico aunque no alcance el valor observado pero este modelo, considerando todos los evaluados, muestra el mejor ajuste gravimétrico para este mínimo pues las irregularidades que supone en Conrad y Moho y los espesores aproximados de las cortezas muestran un ajuste donde las respuestas de longitud de onda larga se asemejan a la de la anomalías de Bouguer observada, además vale destacar que el contraste entre el bloque de Maracaibo (2.7 g/cm³) y el cratón de Guayana (2.8 g/cm³) sumado a las irregularidades de los límites corteza superior-corteza inferior y corteza-manto muestran un ajuste cercano a cero para el segmento sur del perfil. Todas estas condiciones suman un error de ajuste de 21.409 mGal, considerándose entonces como el modelo más realista desde el punto de vista gravimétrico.

El modelo presentado se ajusta en función de lo presentado por Monod *et al.* (2010) el cual muestra con detalle las estimaciones para el modelo de Los Andes de Mérida en una sección transversal, esto se puede observar en la figura 6.11.

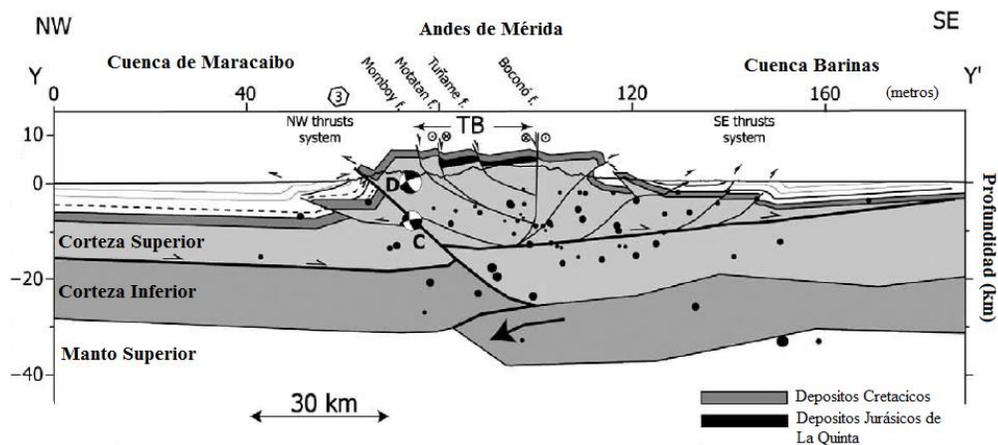


Figura 6.11 Modelo estructural de Los Andes de Mérida propuesto por Monod *et al.* (2010)

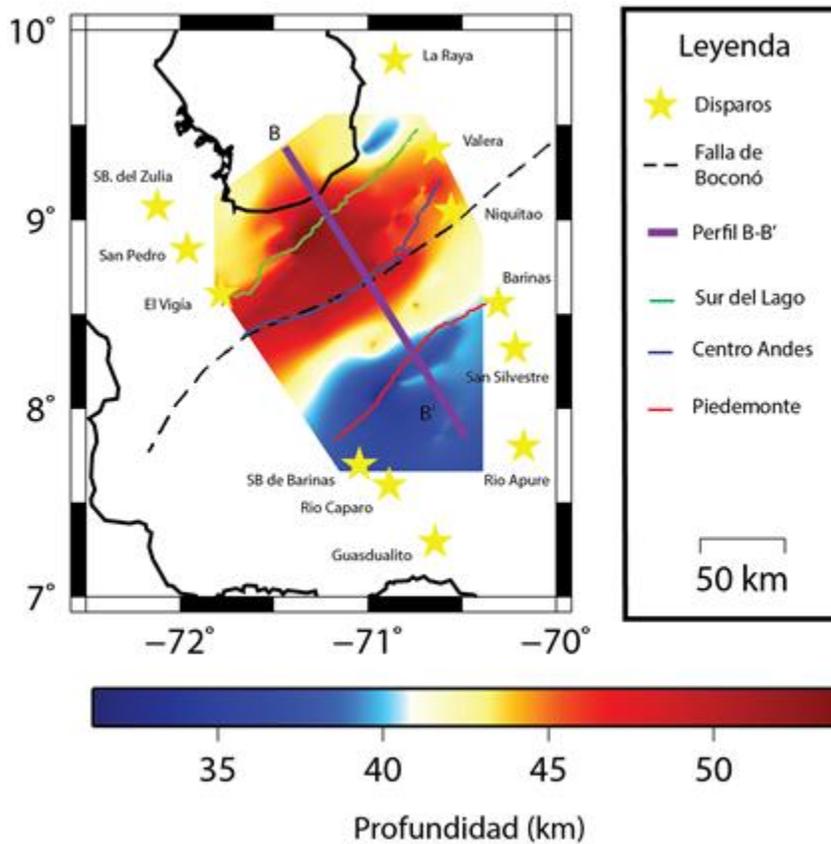
Con las consideraciones del modelo de Monod *et al.* (2010) se verifica la formación de un basamento de vergencia noroeste como resultado de la dirección de la subducción. Los trabajos de Monod *et al.* (2010) y Audemard y Audemard (2002) limitan la forma y la profundidad del nivel de desacoplamiento por la geometría de Moho formando una ruptura de la corteza debajo de Los Andes de Mérida. Además, en este modelo los autores explican que la convergencia entre la placa Caribe y el bloque de Maracaibo es la fuerza para el desarrollo del plegamiento y empuje de la cadena en el norte de Los Andes, induciendo una deformación significativa en Los Andes lejos de la deformación.

Igualmente en este modelo destaca la superficie de despegue introducida por Audemard y Audemard (2002) donde tienen su raíz las fallas del bloque triangular de Maracaibo, considerando que la misma se ubica en la zona de transición de g=frágil a dúctil de la corteza.

Este modelo responde a un orógeno flotante resultante de un sistema transpresional que no solo explica la profundidad de la estructura de Los Andes de Mérida sino que también explica en el escape NNE del bloque de Maracaibo. Acorde a este modelo el desacoplamiento presente implica una cantidad importante de deformación ocurrida en el bloque de Maracaibo, lo cual involucra la falla de Boconó considerándola como una falla cortical que forma el límite sur de los bloques de la corteza superior (Monod *et al.*, 2010). Además en el trabajo de Monod *et al.* (2010) están de acuerdo con la existencia de una ruptura de la corteza que muestra las variaciones de Moho y Conrad (Chacín *et al.*, 2005) pero mantienen que la subducción continental se restringe a la corteza inferior.

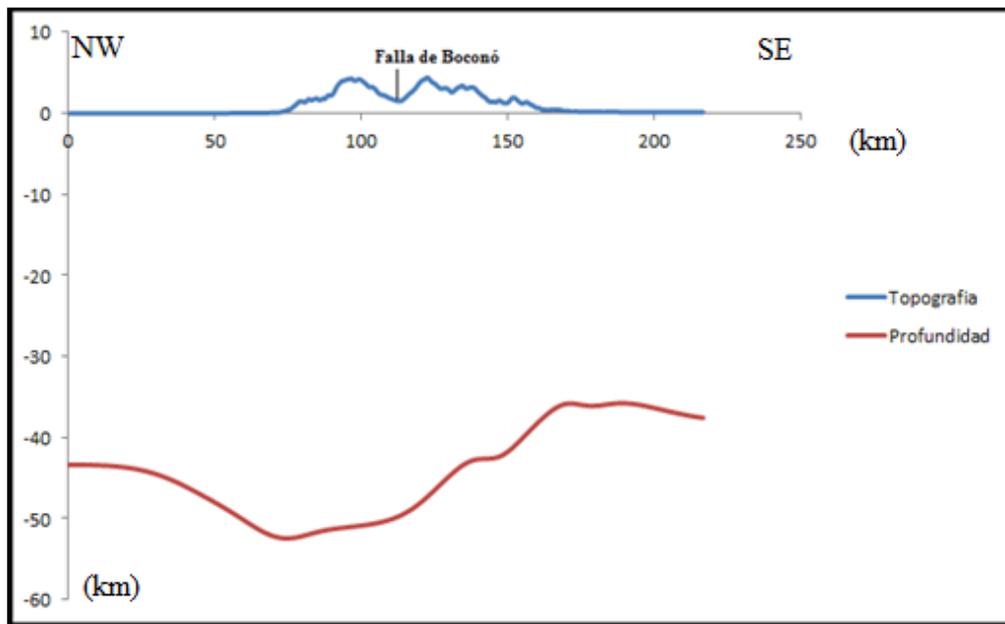
En general se observa que los modelos presentados tienen diferentes configuraciones buscando encontrar la razón de la anomalía gravimétrica desplazada respecto a la cadena de Los Andes asociándola a estructuras profundas que entran en contraste con la configuración de las cuencas sedimentarias adyacentes, existiendo versiones que implican la ausencia de una raíz de compensación isostática. En este punto vale destacar que trabajos recientes han obtenido mapas de espesores corticales

a partir de datos de sismica de gran ángulo para la región andina, este se puede observar en la figura 6.12 la misma muestra profundidades de 50 km aproximadamente (Jiménez, 2015), en este mismo mapa se observa un perfil B-B' para el cual se obtiene un perfil de topografía contra espesor cortical (figura 6.13) donde se evidencia una raíz cortical de 53 km de profundidad máxima hacia el bloque de Maracaibo lo cual puede ser una evidencia de un desplazamiento de la raíz de 50 km aproximadamente respecto al eje axial de la cadena, además el perfil muestra un adelgazamiento cortical hacia la cuenca Barinas-Apure evidenciándose el mismo entre los 35 y 40 km aproximadamente.



(Tomado de Jiménez, 2015)

Figura 6.12 Mapa de espesores corticales.



(Tomado de Jiménez, 2015)

Figura 6.13 Perfil de espesor cortical

6.2 Modelos flexurales

La dinámica mantelar no es un factor que deba ser ignorado a la hora de realizar interpretaciones de índole geodinámica pues considerar este factor es de gran utilidad para dar respuestas a incertidumbres interpretativas aunque este parámetro lleva consigo una dificultad matemática y un alto requerimiento computacional por lo cual son pocos los casos que evalúan cada parámetro que involucra la dinámica mantelar como los procesos convectivos, el flujo de calor, la viscosidad, entre otros.

En secciones anteriores se ha destacado como diferentes autores han evaluado el efecto de la dinámica mantelar sobre las observaciones topográficas actuales, donde dichas diferencias se asocian a incongruencias en modelos derivados de los análisis gravimétricos (Clark *et al.*, 2005, Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013, Faccena *et al.*, 2014), llegándose a la estimación de que existen topografías que no presentan compensación isostática las cuales, en muchos de los casos, se evidencian a través de la presencia de topografía dinámica, un proceso asociado directamente a los efectos de las condiciones astenosféricas.

En este trabajo se busca evaluar si los parámetros dinámicos pueden resolver una incertidumbre asociada a las anomalías gravimétricas observadas en la región de Los Andes de Mérida. Para lograr esto se evaluaron los diferentes mecanismos utilizados por trabajos previos en diferentes regiones del mundo considerándose la situación geológica y el procesamiento asociado.

Clark, *et al.* (2005) en su trabajo en la meseta Tibetana consideran las heterogeneidades en el comportamiento reológico de la corteza inferior para, a través de los esfuerzos dinámicos asociados a estas consideraciones, dar explicación a gradientes topográficos presentes en la región de su trabajo.

Para Los Andes de Mérida existen trabajos que han considerado las condiciones elásticas de la corteza en función de los modelos flexurales (mecanismos de compensación regional), como es el caso del trabajo de Arnaiz-Rodríguez (2009), pero no existen investigaciones reportadas en la zona basados en las consideraciones de Walcott (1970) quien establece que el comportamiento mecánico de la litosfera en flexión se puede explicar adecuadamente como la flexión de una placa uniforme, viscoelástica de espesor variable.

Entonces en función de la aplicación que Clark, *et al.* (2005) le dieron a la existencia de heterogeneidades reológicas y a las aproximaciones realizadas por Walcott (1970) se realizan modelos de flexión para evaluar la influencia de un parámetro dinámico dentro de la corteza. Vale destacar que se realizan cálculos tanto para placas elásticas como viscoelásticas a manera de comparación.

Ahora bien para desarrollar dichos modelos se considera como parámetro de evaluación de ajuste las profundidades de las cuencas adyacentes a la cadena, pues es una incertidumbre importante la razón de la asimetría respecto a la profundidad de los depocentros de las mismas.

Para generar estos modelos se evaluaron diferentes cargas para Los Andes de Mérida a manera tal de comparar las respuestas de cada una de ellas, de esta fase se observaron los siguientes aspectos:

- Considerando una carga igual a la topografía actual se observa una respuesta viscoelástica que genera una flexión de 2.2 km para el segmento norte (cuenca de

Maracaibo) y otra de 0.7 km para el sur (cuenca Barinas-Apure); mientras que la respuesta elástica muestra 1.4 km para el norte y 0.7 km para el sur. Esto permite pensar que para se generen las profundidades conocidas Los Andes tienen que haber tenido varios kilómetros más los cuales pudieron haber sido removidos por erosión.

- Incrementar la carga en 500, 1000, 1200, 1500 metros (esto sumado a la topografía actual) no genera las flexiones a las profundidades estimadas, obteniéndose respuestas viscoelásticas de 3 y 1 km para el norte y sur respectivamente.

- A partir de un incremento de 7000 m se comienza a observar tendencias de valores más próximos a las profundidades estimadas en la bibliografía (9 y 5 km aproximadamente para las cuencas norte y sur respectivamente), obteniéndose 7.7 y 3.58 km (norte y sur) para la respuesta viscoelástica mientras que la elástica arroja valores de 4.9 y 3.4 km.

- Los mejores ajustes se pueden definir con diferentes cargas regulares para un incremento constante de la topografía puesto que no hay una carga que arroje profundidades dentro de los rangos esperados para ambos lados del perfil. En función de esto se observa que la carga necesaria para lograr una flexión viscoelástica dentro de las estimaciones para la cuenca de Maracaibo (Mcbo) es de 10 km, mientras que para la de Barinas-Apure (Ba) son necesarios 11 km de carga. Vale destacar que dentro de estas determinaciones se utilizaron diferentes valores de T_e en función de lo expresado por Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014) considerándose desde 15 hasta 24 km para Mcbo y de 24 a 26 km para Ba.

- Considerando la necesidad de cargas irregulares (cargas de valores diferentes para cada punto del perfil de topografía) se proponen perfiles con cargas regulares para la topografía desde la falla de Boconó hacia el noroeste y una carga irregular desde la falla hacia el sureste la cual decrece desde el límite marcado por la falla de Boconó hasta el final de la expresión topográfica, siendo esta una carga que disminuye hacia el sur. Con esta consideración se probaron cargas con valores máximos de 7, 10, 11 y 11,5 km encontrando que los mejores ajustes se observan

para una carga con valores máximos de 10 km disminuyendo paulatinamente hasta 4 km (A).

Para hacer las estimaciones de los mejores valores de espesores elásticos se consideraron los parámetros establecidos por Watts (2001) encontrando que, al evaluar las mejores respuestas hacia la cuenca de Maracaibo la prueba Mcbo1 para 20 km de Te (Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014) es el mejor ajuste, mientras que hacia la cuenca de Barinas-Apure la prueba Ba1 para un Te de 26 km es la más representativa. Bajo ambas consideraciones se evalúan valores desde 20 hasta 26 km de Te para la tercera prueba de carga irregular que procura ajustar ambos segmentos encontrando que el mejor valor promedio es de 25 km correspondiente a la prueba A2.

Igualmente se destaca que, con todas las aproximaciones realizadas con Watts (2001) se estableció un comportamiento de la litosfera como un material de Maxwell lo cual, según Walcott (1970), implica entonces una viscosidad de $10^{23} \frac{Nseg}{m^2}$

Una vez determinados los valores de Te se procede a generar las respuestas para las diferentes condiciones variando los parámetros de E, τ y ν obteniéndose una amplia gama de resultados (tabla presentada en el apéndice H) la cual expresa pequeñas características para las diferentes pruebas, considerando que la evaluación mostrada en esta tabla es de carácter cuantitativo. A continuación se mostraran las respuestas de flexuras elástica y viscoelástica para los mejores ajustes y para algunas pruebas con características resaltantes.

En primer lugar se observa que siguiendo los parámetros propuestos por Watts (2001) los perfiles Mcbo1, Ba1 y A2 muestran respuesta correlacionables con la realidad geológica conocida para ambos segmentos (norte y sur).

En la figura 6.14 se puede observar la respuesta de la Mcbo1 donde se evidencian dos gráficos el primero con la respuesta elástica y el segundo con la viscoelástica, en el mismo se puede evaluar que en el segundo gráfico es evidente que al considerar una litosfera viscoelástica se genera una asimetría en la flexión asociada a la carga demostrándose que hacia el segmento norte existe una flexión mayor respecto al sur, esta condición prevalece en la elástica pero con menor prominencia. De igual manera

se puede observar en la figura como la topografía observada y la flexada muestran una buena correspondencia en el segmento norte, a diferencia del segmento sur. En esta prueba se obtienen profundidades de 9 para el segmento correspondiente a la cuenca de Maracaibo.

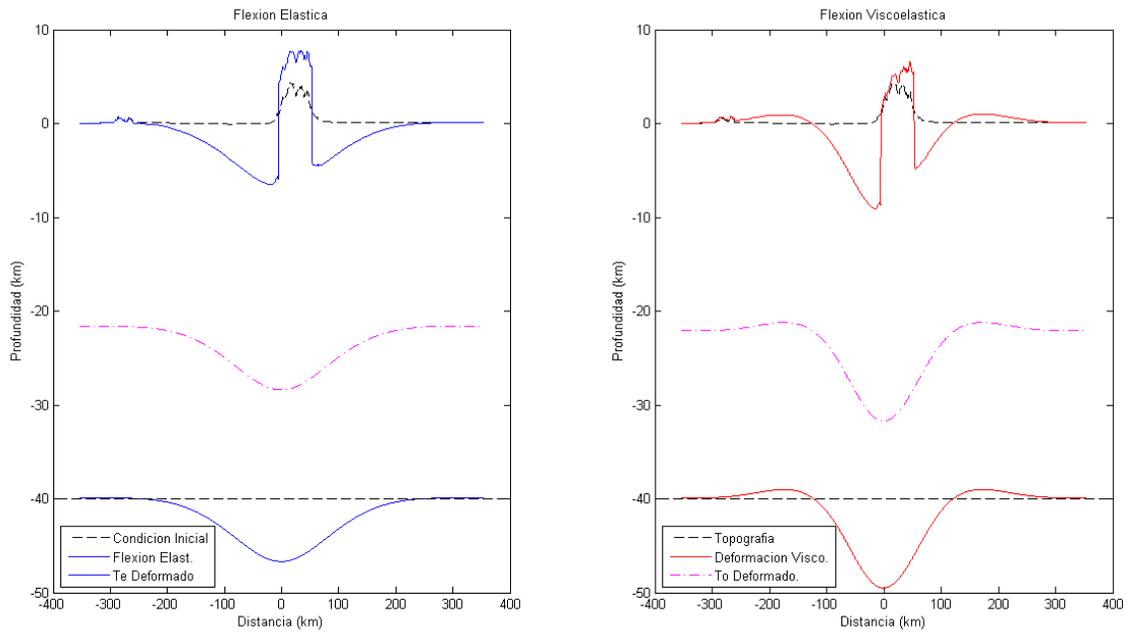


Figura 6.14 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba Mcbol.

Seguidamente se genera el gráfico para la prueba Ba1 el cual se observa en la figura 6.15 en este se evidencia una flexión similar a la de la figura 6.14 aunque en este caso la profundidad máxima en el segmento sur es de 5 km, además el ajuste de la topografía flexada hacia este segmento es de 2 km por encima de la topografía observada, el menor valor alcanzado con pruebas de carga regular. Es importante resaltar que aunque los gráficos de las figuras 6.14 y 6.15 muestren respuestas muy similares no pueden ajustar ambos casos puesto que el valor de T_e es distinto para ambos lo cual está condicionando la respuesta observada.

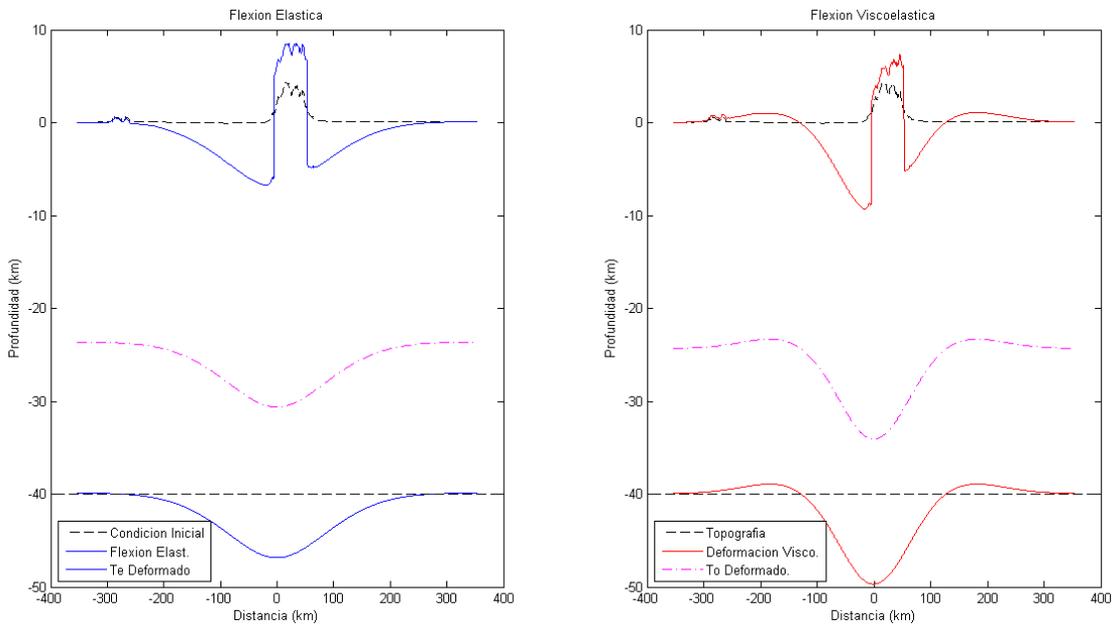


Figura 6.15 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba Ba1.

A lo largo de todas las pruebas de carga regular se observó que existe un patrón donde la carga correspondiente al segmento sur presenta siempre un exceso respecto a la topografía observada, en vista de esto se tomó en consideración perfiles de carga irregular con la intención de evaluar una condición donde las características son iguales para ambos segmentos de la cadena obteniéndose el mejor ajuste para la prueba A2, cuyo grafico se evidencia en la figura 6.16. En este gráfico se observa una profundidad máxima de 9.8 hacia el norte y 4.9 hacia el sur, además lo más representativo de esta se encuentra en la correspondencia entre la topografía flexada y la observada.

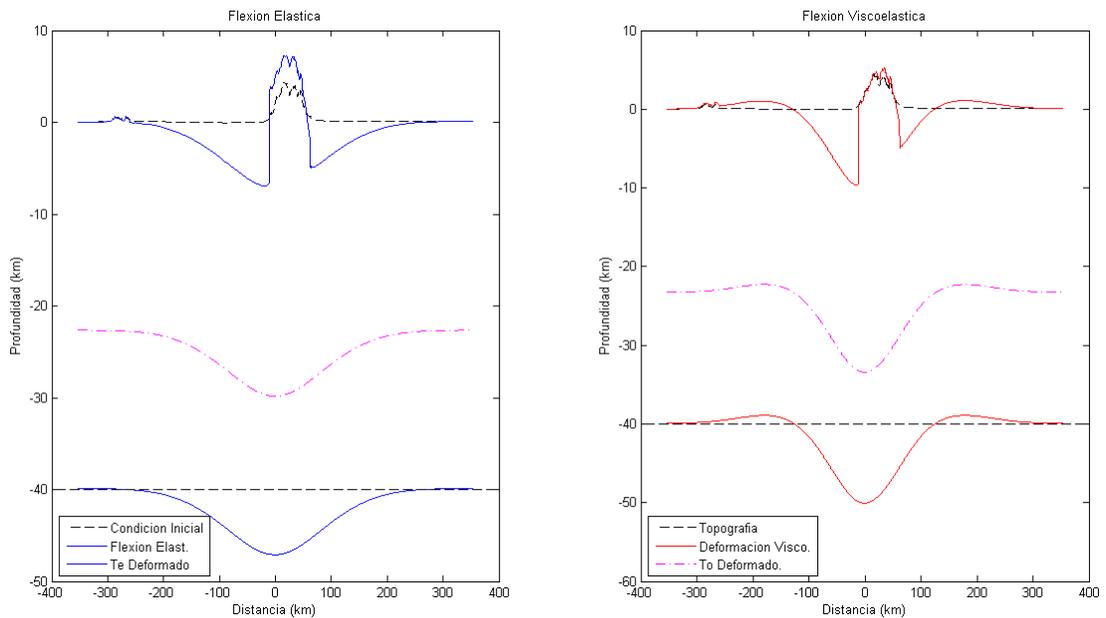


Figura 6.15 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba A2.

Con estas tres primeras evaluaciones se observa que al considerar la condición de viscoelasticidad en la litosfera se favorece la explicación de las diferencias entre los depocentros de las cuencas adyacentes a la cadena andina lo cual permite decir que este es consecuencia de las características reológicas de la litosfera flexada.

Siguiendo lo explicado por Watts (2001), es importante considerar que la respuesta de la litosfera a las cargas de superficie depende no solo del tamaño sino también del tiempo de la misma consideración que se toma en los modelos viscoelásticos que, en este caso, se estiman para 5 m.a. Igualmente la distribución de la carga influye directamente en la respuesta, esto se explica en el ejemplo de Watts (2001) observado en la figura 6.16 donde se compara la respuesta viscoelástica entre una carga angosta y otra ancha para diferentes relaciones de tiempo (tiempo de la carga entre tiempo de relajación de Maxwell), en la imagen se realiza una comparación visual de las respuestas viscoelástica, elásticas y de respuesta de Airy. En esta figura se observa que a medida que incrementa la relación t/τ la flexión se profundiza acercándose a la respuesta de Airy; la rapidez con que la flexión se aproxima a la respuesta de Airy depende del ancho de la carga. Para una carga angosta la flexura no alcanza el caso

de Airy sin importar que tanto incremente la relación t/τ , mientras que para una carga ancha la respuesta de Airy se alcanzara de forma más rápida. Igualmente Watts (2001) explica que si τ es constante, entonces la rigidez flexural D decrecerá con el tiempo y, este decrecimiento, dependerá del tamaño de la carga siendo más rápido para las cargas de mayor longitud de onda. Asimismo este autor destaca que, para un tiempo particular de tiempo de relajación, él T_e dependerá de la edad de la carga.

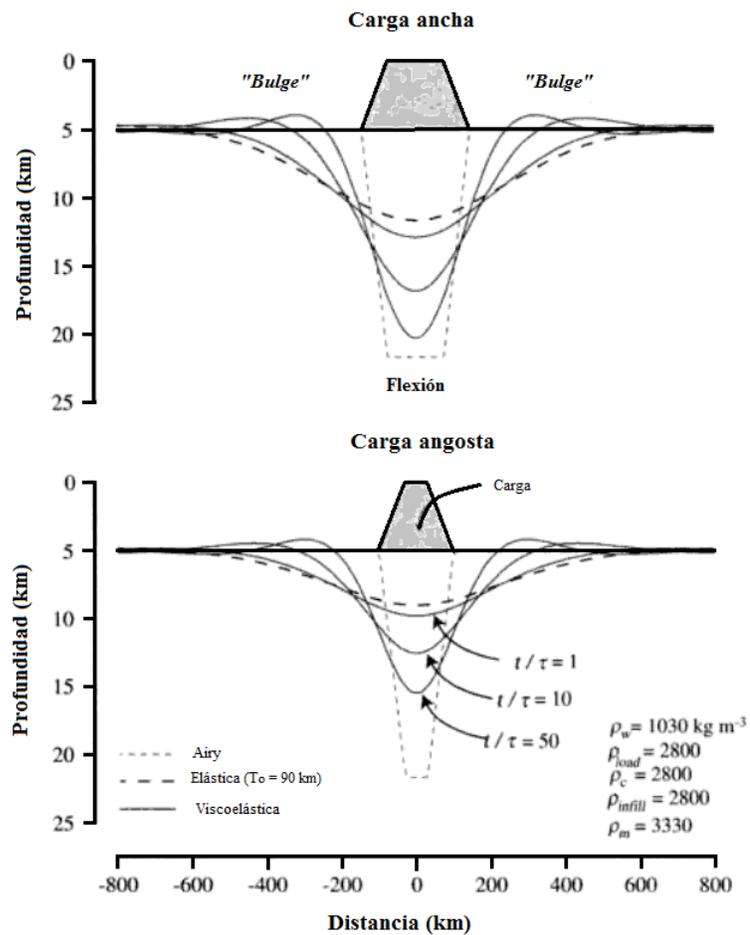


Figura 6.16 Flexión de una placa viscoelástica. (Modificado de Watts, 2001)

Vale considerar que puede existir una relación entre la distribución de cargas y la respuesta de flexión viscoelástica aunque considerándose que, según Monod *et al.*, (2010), Los Andes de Mérida efectivamente pueden explicarse como dos segmentos

claramente definidos uno norte más angosto con mayor altura promedio y uno sur más ancho con alturas promedio menores, divididos por la falla de Boconó (figura 6.11). Con esto se demuestra que, desde la perspectiva de distribución de la carga, no puede darse una explicación a la asimetría de las respuestas por lo cual debe existir otras consideraciones.

Además, se destaca que debe existir una diferencia de las condiciones de la litosfera entre el segmento noroeste y el sureste, siendo necesario que para el primero la litosfera sea delgada y mecánicamente débil. El primer factor fue considerado en la prueba Mcbo2 con un T_e de 15 km pero ante esta respuesta la litosfera flexa inclusive más allá de los 10 km estimados como profundidad máxima de la cuenca de Maracaibo, pero con 20 km la aproximación con la flexión viscoelástica es aceptable, siendo 6 km más delgada que la considerada para Barinas-Apure

Tomando en cuenta la posible existencia de una diferencia mecánica entre las cortezas se procede a realizar pruebas variando otros parámetros (apéndice I). En primer lugar se busca variar el valor del coeficiente de Poisson considerando no solo el 0.25 utilizado por Watts (2001), Walcott (1970) y Beaumont (1978) sino también el 0.5 estimado por Nadai (1963), este último valor considera la litosfera como una goma ante lo cual Watts (2001) explica que la misma puede considerarse de esta manera en tiempo geológico lo cual se explica en la imagen 6.17.

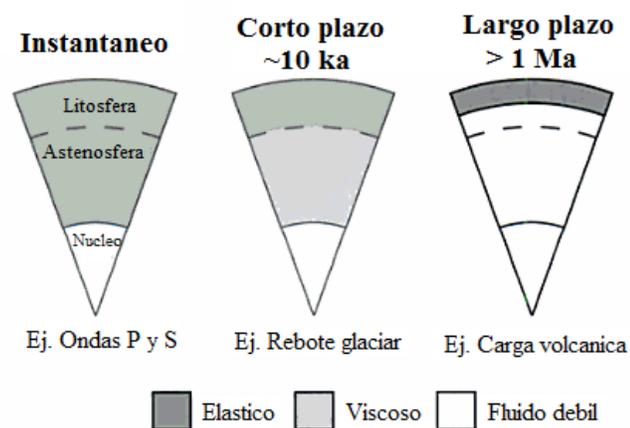


Figura 6.17 Comportamiento de la estructura de la Tierra en el tiempo. (Modificado de Watts, 2001).

Igualmente se varía el valor del tiempo de relajación de Maxwell (τ) en función de las estimaciones de Walcott (1970) y Beamont (1978) quienes explican que puede usarse 10^5 y 10^6 años. Finalmente se varia el módulo de Young considerando los valores estándares usados por Watts (2001) y por Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2011) utilizándose 100 y 70 GPa.

Con esta variación se observan algunas características importantes:

- Para un τ de 10^5 la flexión norte profundiza más allá de lo esperado en el segmento norte obteniéndose hasta 14 km, mientras que en el segmento sur no muestra una variación importante de las tendencias generales, un ejemplo de esto se puede observar en la respuesta viscoelástica de la figura 6.18, donde se destacan dos respuestas, la primera para 10^6 evidenciándose una tendencia suave con profundidad máxima de 8.5 hacia el norte y la segunda con una respuesta para 10^5 mostrando una tendencia muy abrupta hacia el mismo segmento alcanzando 12.5 km de profundidad lo cual se ve reflejada en los límites representados en el grafico demostrándose su poca veracidad por el cambio brusco que explica tanto para la corteza como para Moho.

- El hecho de utilizar ν 0.25 o 0.5 no genera variaciones mayores en la respuesta como podría pensarse observándose que, en cuanto a las profundidades, este cambio produce respuestas que difieren no más de 500 metros. En la figura 6.19 se pueden observar dos respuestas viscoelásticas cuya diferencia radica en el coeficiente de Poisson destacándose que, de manera visual, las diferencias no son muchas.

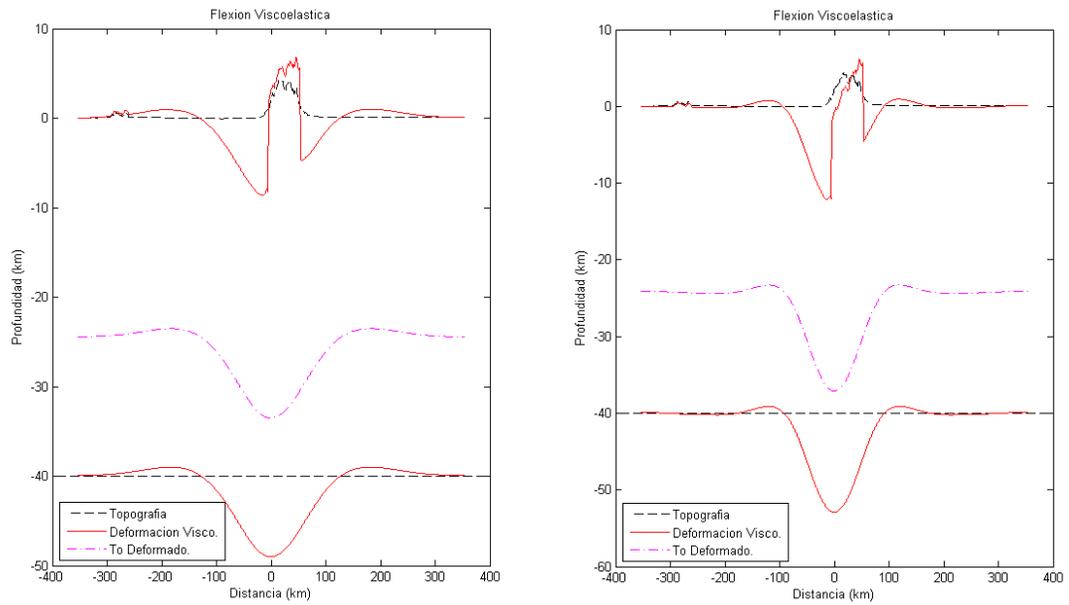


Figura 6.18 Flexión viscoelástica para $\tau = 10^6$ años (izquierda) y $\tau = 10^5$ años (derecha). Pruebas Mcbo1 y Mcbo_1.

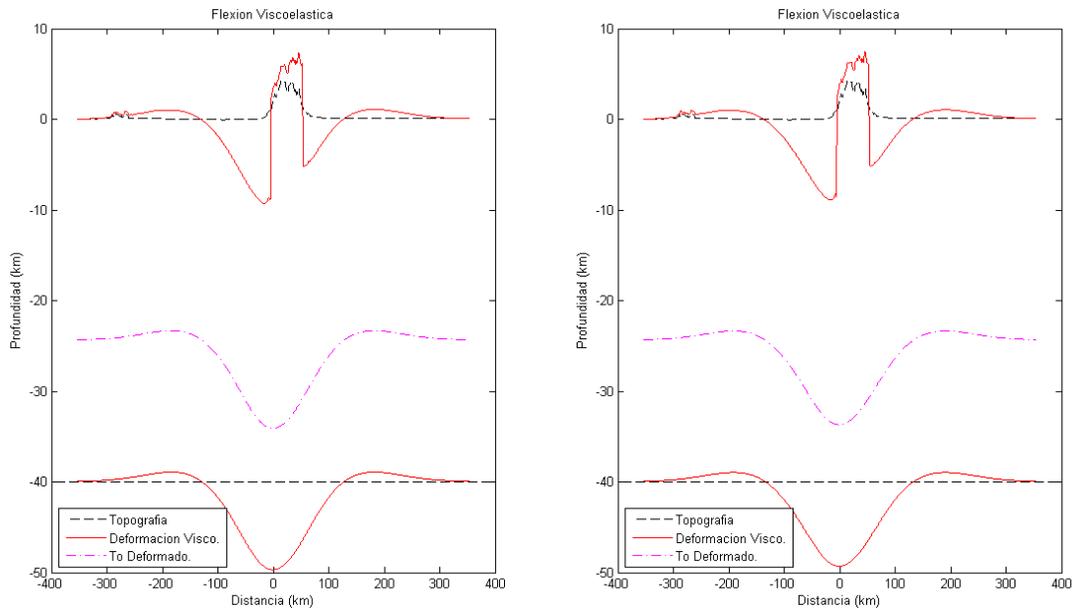


Figura 6.19 flexión viscoelástica para $\nu = 0.25$ (izquierda) y $\nu = 0.5$ (derecha). Pruebas Ba1 y Ba_3.

- Variar el valor del módulo de Young, en primera instancia no genera modificaciones bruscas en las respuestas pero si ayuda a evaluar mejores condiciones de ajuste para el bloque de Maracaibo, mientras que para la cuenca Barinas-Apure el disminuir este parámetro incrementa el comportamiento de la diferencia entre la topografía flexada y la observada. En la figura 6.20 se puede observar una comparación que muestra las respuestas para ambos módulos (100 GPa y 70 GPa) evidenciándose que para el segundo caso la profundización en el segmento norte es mayor, lo cual no es tan notorio para el segmento sur.

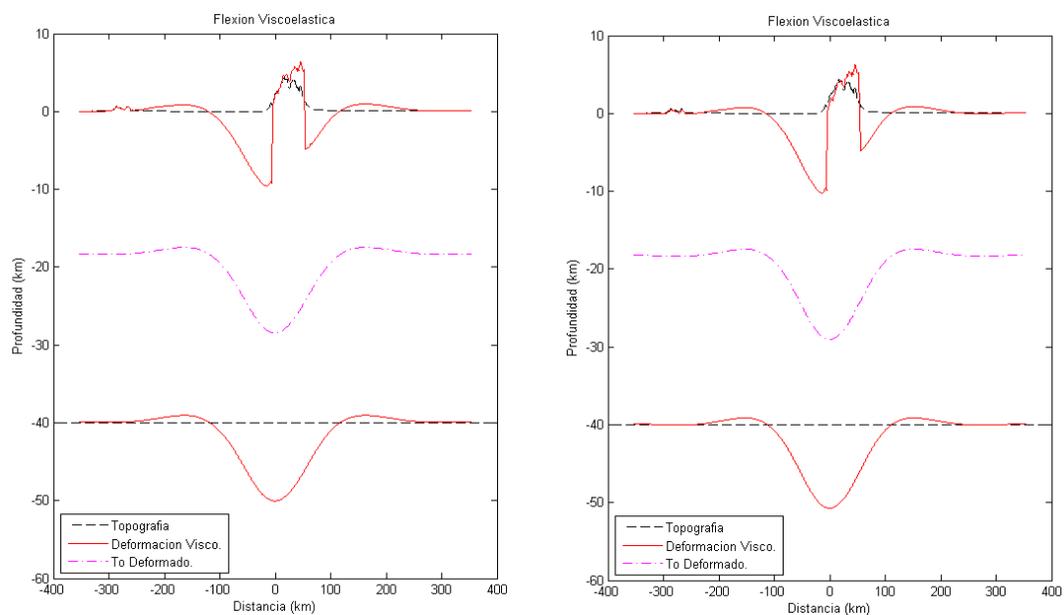


Figura 6.20 Flexión viscoelástica para $E = 100$ GPa (izquierda) y $E = 70$ GPa (derecha).
Pruebas Mcbo_3 y Mcbo_7.

Por último se decide generar 3 modelos donde el centro de los perfiles de corresponda con la ubicación de la falla de Boconó a manera tal de evaluar el comportamiento. Para esto se seleccionan los mejores ajustes para cada carga encontrados en las pruebas Mcbo_7, Ba1 y A1. En los gráficos de las figuras 6.21, 6.22 y 6.23 se muestran las respuestas respectivas destacándose que la diferencia entre los ajustes con el perfil central y estos con el perfil centrado en Boconó radica

en mejores aproximaciones a las profundidades esperadas en el caso del segmento norte y una disminución de la topografía residual hacia el segmento sur.

El hecho de que el reposicionamiento del centro del perfil muestre mejoras en los ajustes puede deberse a que, como se explicó en líneas anteriores, las respuestas están controladas en cierta medida por la distribución de la carga la cual, siguiendo las estimaciones de Monod *et al.*, (2010), se divide en Boconó lo cual se puede observar en la imagen de la figura 6.11.

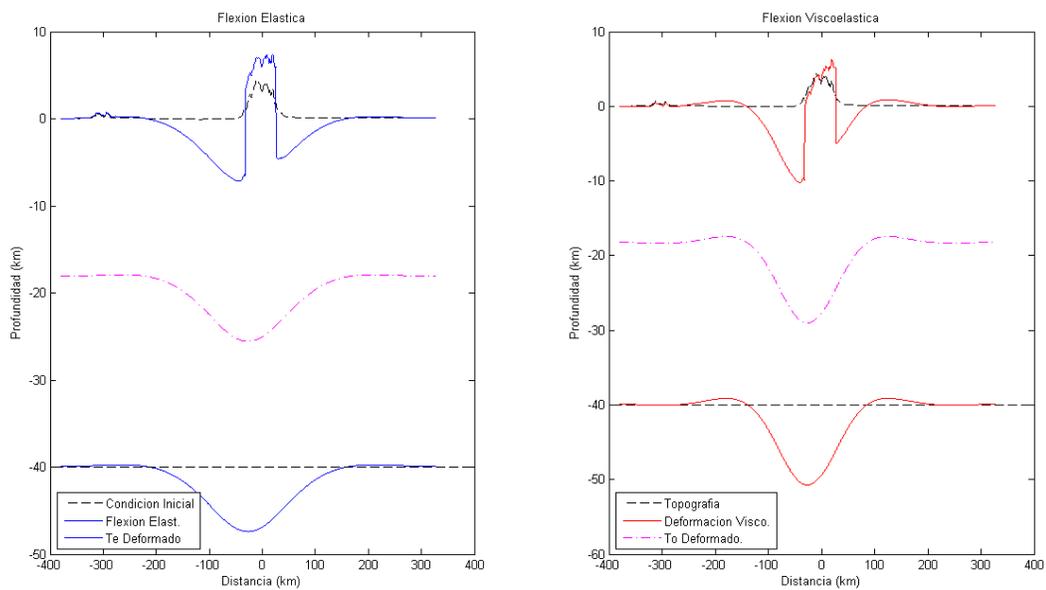


Figura 6.21 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba Mcbo_7B.

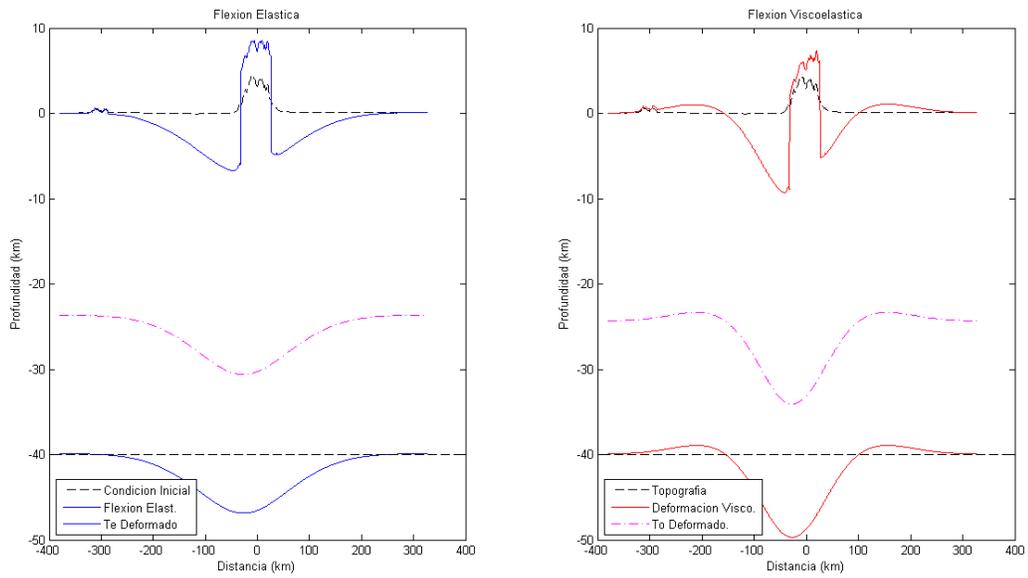


Figura 6.22 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba Ba1_B.

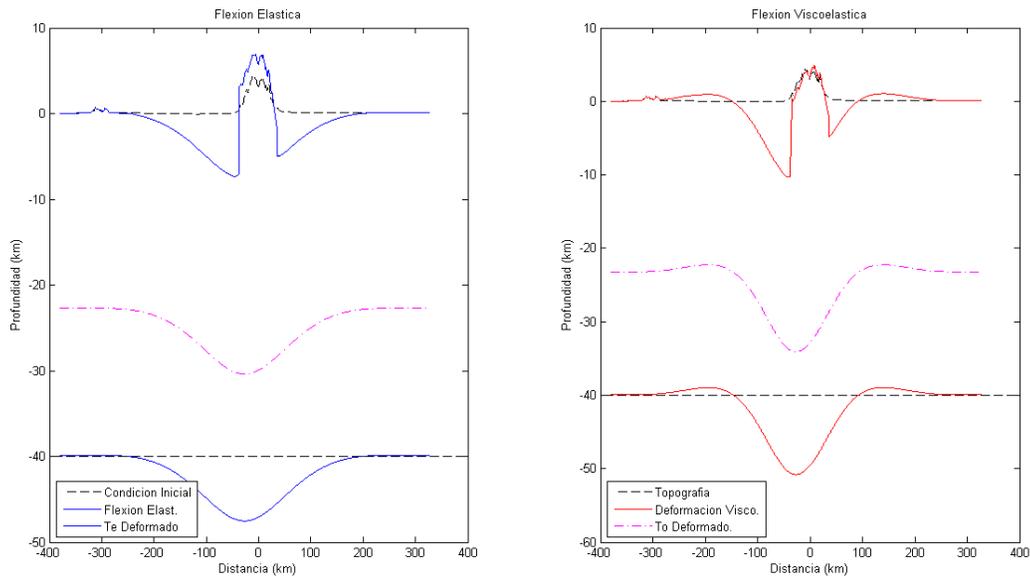


Figura 6.23 Modelos flexurales elástico (izquierda) y viscoelástico (derecha) para la prueba A1_B.

De igual manera se puede resaltar que, efectivamente, un cambio en los parámetros mecánicos en consideración al segmento norte muestran los mejores

ajustes, teniéndose un E menor y un ν mayor, asimilándose entonces como una litosfera más débil respecto a la ubicada en el segmento sur correspondiente a la placa suramericana. Esta condición de debilidad de la litosfera ha sido mencionada en el trabajo de Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014) quienes atribuyen este debilitamiento a la formación de los grábenes Jurásicos que forman parte del basamento de la cuenca.

Hacia el segmento sur se observa que muestra condiciones de fácil ajuste, apoyándose el hecho de que la cuenca Barinas-Apure tiene todas las características propias de cuenca antepaís, siendo determinada inclusive para condiciones de litosfera elástica,

Es importante destacar que en todos los gráficos comparativos mostrados se evidencia que para la flexión elástica se asocia una mayor extensión de los segmentos flexados, mientras que las profundidades no llegan a acercarse a los valores esperados, lo cual implica que, acorde a esta metodología, se habla de que es necesaria una mayor cantidad de carga si se quiere ajustar los modelos elásticos, lo cual se traduce en que basado en las condiciones viscoelásticas de la litosfera, la distribución de la carga, el tiempo de la misma y las condiciones mecánicas de la litosfera es posible que la formación de las cuencas adyacentes sea una respuesta controlada, por lo menos en gran parte, por dichos parámetros. Esta condición puede deberse a que, inicialmente la flexión generada por una carga sobre una litosfera viscoelástica puede asemejarse a la respuesta elástica, pero con el tiempo la deflexión se localiza en los puntos directamente por debajo de la carga (McNutt y Parker, 1978).

Finalmente, detallando la imagen 6.11 extraída de Monod *et al.*, (2010) y evaluando las diferentes pruebas que procuran ajustar el segmento sur (pruebas Ba1, Ba2, Ba_1, Ba_2, ...) se puede estimar que, a pesar de ser una cuenca de estructura sencilla de ajustar con modelos flexurales, las diferencias entre la topografía flexada y la observada llaman la atención, por lo cual la carga irregular puede ser la respuesta más óptima para este segmento, debido a que se alcanzan las profundidades deseadas además de que no existe modificación alguna en la respuesta por el hecho de ser una

carga variable. Por lo cual se puede decir que para las cuencas adyacentes a la cadena andina existen dos modelos flexurales viscoelásticos que pueden justificar la formación de las mismas, teniéndose que para la cuenca de Maracaibo se necesita una litosfera de 20 km en promedio de T_e , con un E de 70 GPa, un ν de 0.5 y una carga litosférica de 10 km aproximadamente; mientras que para la cuenca Barinas-Apure se necesita una corteza de 25 km en promedio de T_e , con un E de 100 GPa, un ν de 0.25 y una carga irregular entre 10 y 4 km.

Así como Clark *et al.* (2005) estimaron que los altos topográficos anómalos presentes en una región de la Meseta Tibetana se debían a los esfuerzos generados por variaciones en el comportamiento reológico dentro de la litosfera, en este caso se logró estimar que, considerando una litosfera viscoelástica, en lugar de elástica, se puede dar una explicación a la diferencia de profundidades entre cuencas adyacentes a la cadena andina.

Igualmente se pudo corroborar en esta investigación que los principales parámetros que caracterizan la deformación de una litosfera viscoelástica delgada por encima de una astenosfera no viscosa son D y τ (Beaumont, 1978), lo cual se certificó ya que los parámetros que se variaron corresponden a los términos que permiten calcular D . En este orden se destaca que un aporte importante de esta investigación radica en el hecho de que al considerarse variaciones de los parámetros mecánicos de la litosfera se alcanzan modelos que logran dar una estimación del porque la estructura actual de las cuencas en cuestión, diferenciándose de trabajos previos (Audemard y Audemard 2002, Arnaiz-Rodríguez *et al.* 2011 y Arnaiz-Rodríguez y Audemard 2014) en la consideración de una variación de los parámetros mecánicos fuera de los valores estándares de los modelos elásticos.

6.3 Consideraciones finales

En esta investigación se realizó primeramente una evaluación de las condiciones de compensación isostática seguida por la evaluación de los diferentes modelos estructurales desarrollados para la zona de estudio, en función de lo observado en ellos se buscó evaluar cómo podría contribuir a la configuración estructural de la zona

la consideración de una litosfera viscoelástica, un parámetro nunca antes evaluado y que permite una consideración de variación dinámica.

6.3.1 Flujo mantelar

Al considerar una litosfera viscoelástica se asume una astenosfera no viscosa para simplificaciones, pero esto no es del todo cierto puesto que el flujo mantelar es un parámetro presente que debe considerarse.

En este orden, se destaca el trabajo Masy *et al.*,(2011) donde los autores se basaron en estudios de anisotropía sísmica bajo la consideración de que la misma aporta información esencial sobre el estilo y geometría de la deformación mantelar, generando un modelo donde se evidencia la subducción de la placa Caribe y la dirección del flujo mantelar (figura 6.24), observándose que el mismo tiene una dirección hacia el este produciendo una fuerte zona de cizalla en el manto superior a lo largo del límite de placas Caribe-Suramérica. Igualmente estos autores destacan que a lo largo de Los Andes de Mérida la diferencia entre las mediciones sugiere que la litosfera se encuentra deformada de manera paralela a la falla de Boconó, aunque Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014) explican que el flujo del manto superior paralelo a Los Andes de Mérida no necesariamente reflejan la falla de Boconó de escala litosférica, ni una influencia del flujo mantelar sobre la formación de la cadena andina; por el contrario estos autores explican que esta condición podrá ser consecuencia de una losa continental incipiente que empuja el manto litosférico hacia la astenosfera.

Además Masy *et al.*,(2011) consideran que la losa subductante del Caribe puede estar actuando como barrera que evita un flujo retrogrado por debajo de la placa suramericana. Hacia la cuenca Barinas-Apure ellos interpretan la anisotropía sísmica observada como causa de un flujo astenosférico simple en dirección paralela al movimiento de la placa. En contraparte, hacia Los Andes de Mérida ellos encuentran un flujo rápido en dirección NE-SW paralelo a las fallas, esta coherencia entre las condiciones geológicas y la dirección del flujo sugiere que la corteza y el manto

superior de Los Andes de Mérida se deforma de manera coherente en respuesta a las fuerzas compresionales relacionadas al levantamiento de la montaña.

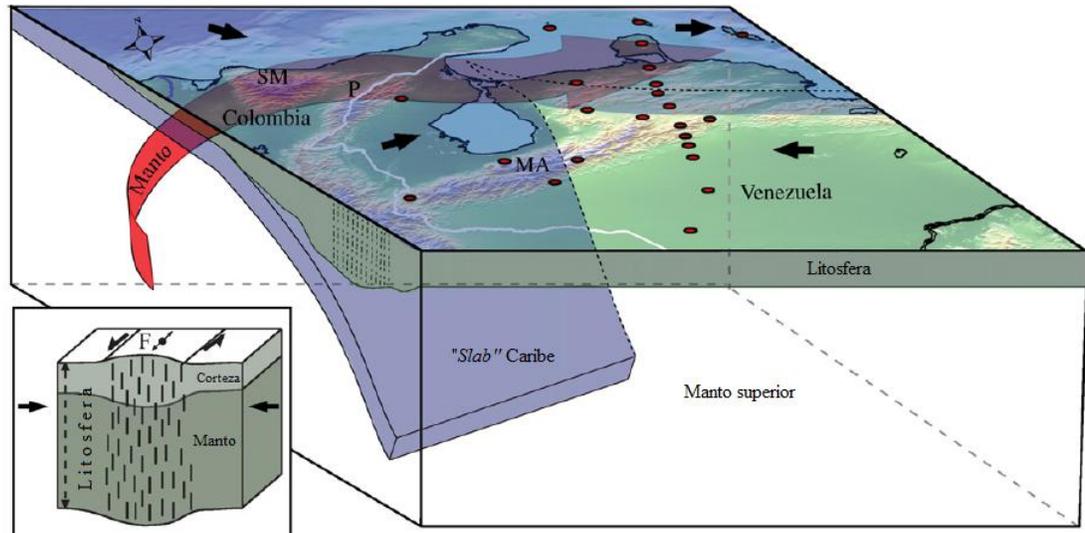


Figura 6.24 Modelo de placa Caribe subductante. (Tomado de Masy *et al.*, 2011)

Con estas consideraciones, en este trabajo se demuestra que no existe influencia del flujo mantelar sobre la corteza, en contrario con lo expresado por Masy *et al.* (2011), puesto que las condiciones de la misma pueden describirse en su totalidad con los modelos de flexión de placas.

6.3.2 Modelo final

En este punto vale retomar la consideración de que la Tierra es el resultado de un ajuste isostático flexural de las variaciones en la estructura litosférica solapadas por el estrés dinámico transmitido a la superficie terrestre (Dávila y Lithgow-Bertelloni, 2013). Con esto en mente se realizaron diferentes análisis para la zona de estudio considerándose la compensación isostática local y regional, obteniéndose algunas observaciones importantes las cuales, en conjunto con información geológica y geofísica de trabajos previos, fueron integradas para la generación de un modelo regional para el perfil de estudio.

De igual manera vale destacar que en este modelo se consideró la información de espesores corticales de la figura 6.12 (Arnaiz-Rodríguez y Audemard, 2014), teniéndose así un control de profundidad de Moho para un segmento del perfil, pero por lo mismo se tiene una incertidumbre pues no hay parámetros adicionales que permitan distinguir, de manera sencilla, si este espesor es consecuencia de la formación de la cadena andina o si es un engrosamiento resultado de una subducción plana entre las dos cortezas presentes, ante esta posibilidad se procederá a generar dos modelos estructurales donde diferirán en esta consideración (figura 6.25 y 6.26)

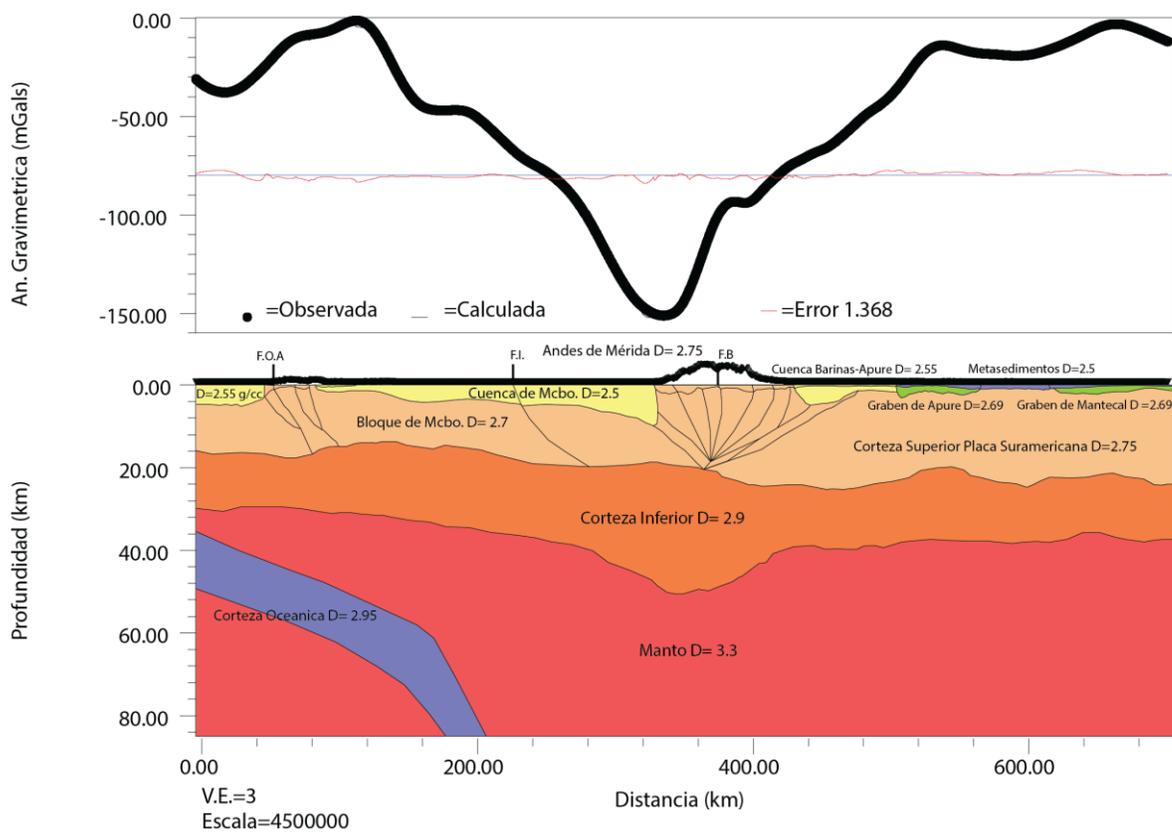


Figura 6.25 Modelo cortical 1 para el perfil de estudio. (Densidades en g/cm³).

En estos modelos se observan las mismas estructuras, evidenciándose un manto de 3.3 g/cm³, en función de los análisis de compensación isostática, y una losa de subducción oceánica de 2.95 g/cm³ (Santiago, 2014). Igualmente se destaca que la corteza superior en ambos modelos está constituida por el bloque de Maracaibo con

una densidad de 2.7 g/cm³ y la placa suramericana con 2.75 g/cm³, estas densidades fueron estimadas en función de lo expresado por Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2011) procurándose mantener un promedio de densidades de 2.8 g/cm³ para la corteza a fin de mantener las estimaciones realizadas en el análisis de compensación isostática.

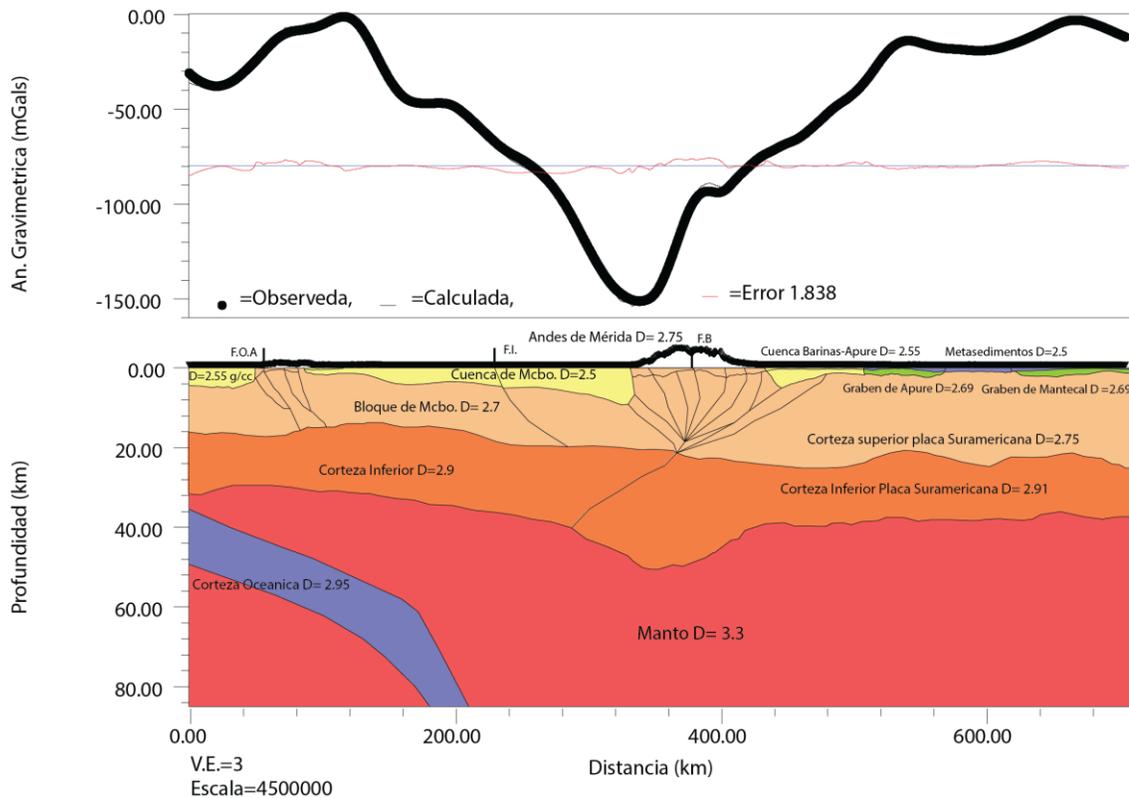


Figura 6.26 Modelo cortical 2 para el perfil de estudio. (Densidades en g/cm³).

En cuanto a la Sierra de Perijá se tiene una densidad de 2.75 g/cm³ y para la cuenca de Maracaibo 2.5 g/cm³ en promedio, considerando las determinaciones de Arnaiz-Rodríguez (2009). Hacia la cuenca Barinas-Apure se tiene una densidad de 2.55 considerando lo expresado por Jaspe (2004), igualmente los cuerpos asociados a los grábenes de Apure y Mantecal se corresponden con las determinaciones realizadas por Martínez (2012) y Jaspe (2004), teniéndose una capa metasedimentaria de menos de 500 m con una densidad de 2.5 g/cm³ suprayacente a los grábenes que van de 600 m a casi 3 km de profundidad con una densidad de 2.69 g/cm³. De igual manera se tiene hacia el norte del perfil una depositación sedimentaria correspondiente a la

cuenca de la Baja Goajira en función de lo expresado por Vargas *et al.*, (2012). Los espesores elásticos fueron establecidos en función de lo expresado por Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014) y las consideraciones establecidas en los modelos de flexura viscoelástica procurando mantenerse la media establecida, considerándose siempre espesores menores hacia el bloque de Maracaibo.

En cuanto a la corteza inferior el modelo de la figura 6.25 este muestra una corteza uniforme de 2.9 g/cm³ mientras que la figura 6.25 muestra un modelo con una corteza inferior de 2.9 g/cm³ para el bloque de Maracaibo y 2.91 g/cm³ para la placa suramericana, este contraste tan pequeño es debido a que no hay consideraciones de un contraste abrupto entre ambas cortezas, por lo cual se decidió utilizar una diferencia pequeña para evaluar el efecto.

En líneas generales para realización del modelo se siguieron las tendencias observadas en los modelos viscoelásticos de mejor ajuste, sumándose esto a las estructuras mayores presentes en la zona. En cuanto a Los Andes de Mérida se considera la estructura en flor positiva propuesta para los modelos estructurales (figuras 6.1, 6.7 y 6.8), mientras que la estructura de la Sierra de Perijá se realiza considerando los trabajos de Arnaiz-Rodríguez (2009) y Audemard y Audemard (2002).

En ambos modelos se observan las estructuras descritas mostrando un buen ajuste gravimétrico aunque para el primer caso el ajuste es mejor (0.9% de error), aunque la diferencia respecto al segundo es de un par más de mGal de error (1.3% de error).

Detallando el proceso de modelado se destaca que las tendencias regionales, como era de esperarse, se encuentran asociadas a las tendencias de los límites corteza superior – corteza inferior y corteza – manto, salvo en el caso de la cuenca de Maracaibo la cual representa las tendencias correspondientes a ese segmento del perfil, a diferencia de la cuenca de Barinas-Apure que mantiene su efecto en las longitudes de onda menores. Igualmente se destaca la respuesta asociada a los grábenes observados en ambos modelos puesto que los mismos guardan una respuesta considerable, a pesar de trabajarse con una tendencia regional.

En la figura 6.26 se observa como un contraste entre las cortezas genera unas pequeñas alteraciones, lo cual indica que ciertamente el contraste de densidades entre las cortezas inferiores debe ser muy pequeño o nulo para que las tendencias generales no se vean afectadas en gran medida.

Para estos modelos finales vale destacar que se tomaron en consideración algunas determinaciones de los modelos estructurales presentados anteriormente, considerándose el límite entre cortezas supuesto por Chacín *et al.*, (2005) en su modelo, igualmente se considera la estructura de Los Andes acorde a lo explicado evaluándose la misma en función al modelo de Monod *et al.* (2010).

Es importante destacar que los datos de sísmica profunda fueron un gran aporte puesto que de ellos se obtienen los valores de espesor cortical, sin importar cual consideración sea correcta (modelo 1 o modelo 2) se pone en evidencia la existencia de un proceso de compensación regional donde interviene una litosfera viscoelástica en flexión como consecuencia del levantamiento de Los Andes de Mérida a lo largo de los últimos 5 m.a.

Con estos resultados se establece entonces que, acorde Arnaiz-Rodríguez y Audemard (2014), no existe una contribución importante del flujo mantelar sobre la corteza. En este orden vale considerar también lo expresado por Clark *et al.* (2005) quien explica que la fuerza y el comportamiento mecánico de la corteza continental es un parámetro fundamental para la evolución de la dinámica de la corteza en sistemas de orógenos activos, aunque también explican que la reología dependiente de la profundidad de una corteza profunda débil evidencia que la misma no es capaz de transmitir las tensiones verticales provocando una deformación en la corteza de manera tal de que produce un desacoplamiento de los movimientos del manto subyacente; estas observaciones son válidas para este caso principalmente para el bloque de Maracaibo por las características ya explicadas.

Igualmente se destaca que el modelo de la figura 6.26 guarda una amplia relación con el modelo presentado por Arnaiz-Rodríguez *et al.* (2011), igualmente se observa

que en esta figura se muestra un acortamiento en el orden de los 60 km coincidiendo con los rangos presentados por Audemard y Audemard (2002).

Finalmente es importante acotar que, a pesar de no existir una compensación local por Airy para los Andes de Mérida, la raíz estimada con el mejor ajuste isostático difiere 7 km del espesor encontrado con sísmica, lo cual pone en evidencia la veracidad del modelo de compensación presentado siendo este una buena estimación de la realidad, puesto que en el caso ejemplo de los Himalaya la diferencia entre el espesor cortical encontrado y la respuesta de Airy es del orden de los 15 km demostrando una diferencia mayor a la encontrada en los Andes de Mérida usando los mismos procedimientos de predicción de raíz.

CAPÍTULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

La evaluación de las condiciones de compensación isostática y de los modelos flexurales para la región noroccidental de Venezuela han permitido realizar estimaciones sobre las estructuras presentes en la zona, basado en las mismas se establecen las siguientes conclusiones:

- Bajo la consideración del mejor ajuste isostático se tiene que el mismo se obtiene para una estructura de densidad de 2.8 g/cm^3 para la corteza y 3.3 g/cm^3 para el manto y una profundidad de compensación de 40 km, obteniéndose una raíz cortical esperada de 60 km aproximadamente.

- Se evidencia que Los Andes de Mérida son una estructura sin compensación isostática local acorde al modelo de Airy-Heiskanen, pero las evidencias gravimétricas arrojan a un sistema de compensación regional.

- Existe una inflexión en las curvas de anomalías de Bouguer asociada a la ubicación de la falla de Boconó, estimándose que puede existir una relación directa entre dicha variación y el desplazamiento asociado a la misma, además se muestra una diferencia entre las secciones norte y sur, correspondiéndose esto con las consideraciones de Audemard y Audemard (2002) quienes explican una diferencia estructural en ambos segmentos de la cadena.

- Se evidencia una estructura de Los Andes con dos cargas claramente definidas las cuales interaccionan con la litosfera, a través de las consideraciones de modelos flexurales, dando lugar a las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure.

- Los modelos flexurales viscoelásticos permiten evaluar, a diferencia de los modelos elásticos, el resultado de la acumulación de una carga sobre una litosfera no rígida, obteniéndose con esta consideración una buena aproximación para la formación de las cuencas de Maracaibo y de Barinas-Apure.

- Con los modelos viscoelásticos flexurales se pudo estimar que los mejores valores promedio de espesores elásticos del bloque de Maracaibo son de 20 km, mientras que para la cuenca Barinas-Apure son 25 km.

- Se necesitan cargas distintas delimitadas por la falla de Boconó, donde para el segmento norte se requiere una carga regular de 10 km mientras que para el sur se requiere una carga irregular de 10 a 4 km.

- Los parámetros mecánicos para el bloque de Maracaibo la describen como una corteza comparativamente más débil caracterizada por un $E= 70$ GPa y un $\nu = 0.5$ mientras que la placa Suramericana se describe con valores de $E= 100$ GPa y un $\nu= 0.25$.

- La asimetría de las flexiones de las cuencas adyacentes a Los Andes de Mérida es consecuencia de las diferentes características mecánicas existentes entre las cortezas que están en contacto.

- La corteza del bloque de Maracaibo debe ser más delgada y mecánicamente más débil en comparación con la de la placa Suramericana para que tenga lugar la flexión que controla la profundidad de las cuencas adyacentes a la cadena de Los Andes.

- Se evidencia la importancia de las consideraciones mecánicas de una corteza donde, en este caso se fue debilitada por un proceso de *rifting* durante el Jurásico.

- Incorporando un mapa de espesores corticales se puede evidenciar un engrosamiento cortical al norte de la falla de Boconó el cual responde a la estructura cortical que, según Airy, se requiere para que exista compensación isostática, por lo que la misma puede ser consecuencia directa de los procesos compresionales que levantaron Los Andes de Mérida o puede ser un engrosamiento asociado a la subducción plana entre la placa suramericana por debajo del bloque de Maracaibo, no es posible hacer dicha distinción puesto que, desde el punto de vista gravimétrico ambas configuración muestran respuestas semejantes.

- En vista de que, al utilizar los datos geofísicos disponibles de trabajos previos y las estimaciones realizadas a través de los modelos viscoelásticos, se logra generar un modelo que satisface la anomalías de Bouguer observada se puede decir

que no es necesario considerar la contribución de los flujos mantelares sobre la configuración actual de los elementos de la litosfera, por lo cual se establece que no hay aporte significativo del mismo.

- Se observa una diferencia de solo 7 km entre la raíz cortical estimada por Airy y la profundidad observada en los datos de espesor cortical.

- El mínimo gravimétrico asociado a Los Andes de Mérida es una respuesta asociada a un engrosamiento cortical que alcanza unos 53 km aproximadamente evidenciándose, durante el proceso de modelado, que este elemento por si solo muestra la tendencia de la anomalía gravimétrica negativa. De igual manera, al considerar el contenido de la cuenca de Maracaibo se logra optimizar el grado de ajuste, por lo cual se mantiene que esta respuesta gravimétrica es, en efecto, consecuencia de un engrosamiento cortical en contraste con la litología asociada a la cuenca de Maracaibo, principalmente con respecto a las estructuras Jurásicas que le componen.

- Finalmente el ajuste del modelo, en función de las consideraciones realizadas para su realización, evidencia la existencia de mecanismos de compensación isostática regional.

Recomendaciones

De igual manera a raíz de la realización de presente trabajo surgen una serie de recomendaciones para futuros precursores encontrándose entre ellas:

- Para trabajos futuros se podría probar realizar el filtrado de los datos por longitud de onda pero utilizando un corte del análisis espectral inferior a la primera inflexión o se podría utilizar ventanas de mayor extensión a manera de evitar el posible efecto generado por la longitud de onda de la cuenca de Maracaibo.

- Se podrían revisar los códigos de *Matlab* de la publicación de Gerya (2010) el cual presenta las rutinas y la debida explicación teórica para modelos de viscoelasticidad en las rocas para 2D y 3D, los cuales no fueron utilizados en este trabajo por el alcance del mismo.

- Se recomienda trabajar con los módulos de cálculo de flexión elástica y viscoelástica comparando con las anomalías gravimétricas, tanto de aire libre como de Bouguer, estimadas para la zona.

- Evaluar la posibilidad de diseñar un programa que permita representar la flexión viscoelástica para cargas irregulares y con parámetros diferentes para dos segmentos del perfil.

- Debido a que los datos sísmicos arrojan un engrosamiento cortical que podría considerarse como la raíz que se requiere para estimar una compensación isostática por Airy pero desplazado 50 km respecto al eje axial de la cadena, deberían evaluarse los esfuerzos horizontales que están modificando la respuesta de Airy.

- Se promueven las investigaciones de los esfuerzos horizontales en la zona de Los Andes de Mérida, así como también estudios de mayor detalle para determinar si el engrosamiento cortical es resultado de una subducción entre las cortezas en cuestión o es la respuesta directa del sistema compresional que dio origen a esta cadena montañosa.

- Aplicar la teoría de topografía dinámica en la cuenca Oriental de Venezuela, de manera tal de evaluar la misma en función de los procesos de subsidencia que ha sufrido la misma.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- Airy, G.B. (1855). On the computation of the effect of the attraction of mountain masses, as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 145:101-104.
- Álvarez, J. (2002). Análisis Gravimétrico e Isostático en el Macizo Hespérico. Trabajo de investigación no publicado. Universidad Complutense de Madrid. España.
- Álvarez, M. (2006). Estudio Neotectónico de las cuencas de El Tocuyo, Quíbor y Yay, Estado Lara. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geología. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Arnaiz, M. (2009). Modelado gravimétrico cortical de la zona noroccidental de Venezuela. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Arnaiz-Rodríguez, M., I. Rodríguez y F. Audemard. (2011). Análisis gravimétrico y flexural del occidente de Venezuela. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 28(3):420-438.
- Arnaiz-Rodríguez, M. y F. Audemard. (2014). Variations in elastic thickness and flexure of the Maracaibo block. *Journ. Of South American Earth Sciences*. 56: 251-264.
- Audemard, F. (1993). Trench investigation across the Oca-Ancon fault system, Northwestern Venezuela. 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford. p. 51-54.
- Audemard, F., A. Singer, J. Rodríguez y C. Beltrán. (1994). Definición de la Traza Activa del Sistema de Fallas Oca-Ancón, Noroccidente de Venezuela. *Caracas: Sociedad Venezolana de Ingenieros Geofísicos*. pp 43-50.

- Audemard F. y C. Giraldo. (1997). Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela Septentrional. *Memorias del VII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geol.* Tomo I: 101-108
- Audemard, F., M. Machette, J. Cox, R. Dart y K. Haller. (2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. Open-File Report 00-018 USGS.
- Audemard, F.E y F.A Audemard. (2002). Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics.* 345: 299-327.
- Audemard, F. (2003). Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. *Quaternary International.* 101: 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., C. Beck y E. Carrillo. (2011). Deformaciones gravitatorias profundas en laderas a lo largo de la falla activa de Boconó en el sector central de Los Andes de Mérida, Venezuela Occidental. *Tribuna del Investigador.* 12(2): 28-36.
- Audemard, F. (2014). Segmentación sismogenética de la falla de Boconó a partir de investigaciones paleosísmicas por trincheras, Venezuela occidental: ¿migración de la ruptura hacia el noreste en tiempos históricos? *Revista de la Asociación Geológica Argentina.* 71(2): 247-259.
- Bachmann, R. (2001). The Caribbean Plate and the question of its formation. Institute of Geology, University of Mining and Technology Freiberg Department of Tectonophysics. 17 p.
- Beamont, C. (1978). The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples. *Geophys. Journ. Res. Astr. Soc.* 55: 471-497.

- Bellizzia, A. (1985). Sistema montañoso del caribe: Una cordillera alóctona en la parte norte de América del sur. *VI Congreso Geológico Venezolano*. Tomo X: 6657-6836.
- Bellizzia, A., y Rodríguez, D. (1967). Guía de la excursión a la región de Duaca-Barquisimeto-Bobare. *Boletín de Geología (Caracas)*. *M.M.H.*, 8 (16): 289-309.
- Bercovici, D., Y. Ricard y M. Richards. (2000). The Relation Between Mantle Dynamics and Plate Tectonics: A Primer. *Geophysical Monograph*. 121: 5-46.
- Braun, J., X. Robert y T. Simon-Labric. (2013). Eroding dynamic topography. *Geophysical Research Letters*. 40:1-6.
- Camacho, M. (2013). Generación de un mapa de basamento de la cuenca de Maracaibo, a partir de datos gravimétricos y magnéticos satelitales. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Casas-Sainz, A. (1992). A neotectonic model for the northern sector of the Bocono fault (southern boundary of the Caribbean plate, Venezuela). 13th Caribbean Geological Conference. Pinar del Río, Cuba.
- Castro, P. A y A. Cardona. (2010). Algunos intentos de comprensión del origen geológico de la Sierra Nevada de Santa Marta durante el siglo XIX: los casos de Joaquín Acosta y Jorge Isaacs. *Rev. Acad. Colombiana. Cienc.* 133(34): 497-511.
- Ceron-Abril, J. F. (2008). Crustal Structure of the Colombian Caribbean Basin and margins. Tesis doctoral. University of South Carolina. 182 p.
- Chacín, L., M.I. Jácome y C. Izarra. (2005). Flexural and gravity modelling of the Mérida Andes and Barinas-Apure Basin, Western Venezuela. *Tectonophysics*. 405:155-167.
- Childress, S. (2007). Stokes Flow. Disponible en: <http://www.math.nyu.edu/faculty/childres/chpseven.PDF> [Consulta julio 2015]
- Cisternas, A. y E. Vera. (2002). Historical and recent earthquakes in Magallanes. Disponible en: <http://ciberguerra.mforos.com/620688/3264949-emergencias-sismicas-volcanicas-y-otras-en-chile-continental/?pag=2> [Consulta octubre 2015]

- Clark, M.K., J.W.M Bush y L.H Royden. (2005). Dynamic topography produced by lower crustal flow against rheological strength heterogeneities bordering the Tibetan Plateau. *Geophys. Jour. Int.* 162:575-590.
- 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* 16:777-794.
- Conrad, C.P y L. Husson. (2009). Influence of dynamic topography on sea level and its rate of change. *Geological Society of America. Lithosphere.* 1(2):110-120.
- Dávila, F.M. y C. Lithgow-Bertelloni (2013). Dynamic topography in South America. *Jour. of South American Earth Sciences* 43:127-144.
- De Toni, B., D. Loureiro, C. Marquez y B. Colletta. (1994). Eventos y estilos tectónicos en la cuenca de Barinas-Apure. *Memorias V Simposio Bolivariano.* 311-313.
- Dhont, D., G. Backe, Y. Hervouët, L. Gonzales y J. Castrillo. (2002). Venezuelan Andean tectonics revealed by SAR JERS imagery. *Geodynamics andina. Colloques Seminaires - Institut de Recherche Scientifique pour le Developpement en Cooperation.* 179-182.
- Dobrin, M.B. (1961). Introducción a la Prospección Geofísica. Ediciones Omega, S.A. Barcelona, España. 483 p.
- Duerto, L. (1998). Principales zonas triangulares del Occidente de Venezuela. Tesis de Maestría no publicada. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- 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.
- 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.

- Faccenna, C., T.W Becker, M.S Miller, E. Serpelloni, S. Willett. (2014). Isostasy, dynamic topography, and the elevation of the Apennines of Italy. *Earth and Planetary Science Letters*. 407:163-174.
- Flament, N., M. Gurnis y R.D Müller. (2013). A review of observations and models of Dynamic Topography. *Geological Society of America. Lithosphere* 5(2):189-210.
- Flores, L. (2015). Análisis de la estructura cortical del perfil de sísmica de gran ángulo “Andes Norte”, segmento Capatarida – Cabudare. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Fowler, C.M. (2005). *The Solid Earth: An Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press. U.K, 2^{da} edición, 685 p.
- Gerya, T. (2010). *Numerical Geodynamic Modelling*. 2^a Ed. Cambridge University Press. UK.
- González de Juana, C., J. Iturralde y X. Picard (1980). *Geología de Venezuela y de sus cuencas Petrolíferas*. Tomo II. Caracas. Ediciones Foninves. 1031p.
- González, W. (2009). Interpretación del basamento precretácico en las cuencas Barinas Apure y Oriental de Venezuela. Tesis de Maestría no publicada. Universidad Simón Bolívar.
- Granja, J.L. (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.
- Gurnis, M. (1993). Phanerozoic marine inundation of continents driven by dynamic topography above subducting slabs. *Nature*. 364: 589-593.
- Gurnis, M., R. D Müller y L. Moresi. (1998). Cretaceous Vertical Motion of Australia and the Australian-Antarctic Discordance. *Science*. 279:1499-1504.
- Hall, M. L. y C. A. Wood (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*. 13: 203-207.
- Harnold, A. (2012). Generación de un mapa de basamento de la cuenca Barinas-Apure de Venezuela a partir de datos gravimétricos y magnéticos de origen

- satelital. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Hager, B., R. Clayton, M. Richards y R. Comer. (1985). Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid. *Nature*. 313:541-545.
- Hernández, A. (2012). El problema isostático inverso de Vening Meinesz. Teoría y Desarrollo. Aplicación práctica para la determinación de la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en la Península Ibérica. Tesis. Escuela técnica superior de ingenieros en topografía, geodesia y cartografía. Universidad Politécnica de Madrid. España.
- 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.
- Hervouët, Y., J. Castrillo y O. Odreman. (2001). Interaction entre un chevauchement imbriqué et une zone transcurrente: le flanc nord-ouest des Andes vénézuéliennes. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 172(2): 159-175.
- Introcaso, A. (2006). Geodesia Física. Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología. 1:1-128.
- Jácome, M.I., N. Kuszniir, F. Audemard y S. Flint. (2003). Formation of the Maturín Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography. *Tectonics*. 22(5):1046-1063.
- Jaeger, J.C. (1969). Elasticity, Fracture and Flow Whith Engineering and Geological Applications. 3^{era} edición. Science Paperbacks. U.K.
- Jaeger, J.C. y N.G.W Cook. (1976). Fundamentals of Rock Mechanics. 2^{da} edición. Science Paperbacks. Londres.
- Jaeger, J.C., N.G.W Cook y R.W Zimmermas. (2007). Fundamentals of Rocks Mechanics. 4^{ta} edición. Blackwell Publishing. U.K.
- Jaspe, J. (2004). Generación de modelos de basamento de los arcos de Arauca y Mérida en la cuenca Barinas-Apure a través de integración de datos geofísicos.

- Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Jiménez, C. (2015). Estudio de sísmica de gran ángulo a lo largo del perfil Sur del Lago, segmento Valera-El Vigía. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Karner, G.D y A.B Watts. (1983). Gravity Anomalies and flexure of the lithosphere at Mountain Ranges. *Jour. Of Geophys. Res.* 88:449-477.
- Kellogg, J. N. y W. E. Bonini. (1982). Subduction of the Caribbean Plate and Basement Uplifts in the Overriding South American Plate. *Tectonics.* 1(3): 251-276.
- Liberal, M. (1992). El geoide derivado del modelo gravitacional terrestre y su evaluación respecto al elipsoide internacional Hayford (PSAD-56). Trabajo de Ascenso. Departamento de Ingeniería Geodésica y Agrimensura. Universidad Central. Caracas. Venezuela.
- Lillie, R. J. (1999). Whole Earth Geophysics: an Introductory Textbook for Geologists and Geophysicists. Prentice-Hall. UK.
- Lowrie, W. (2007). Fundamentals of Geophysics. 2^a Ed. Cambridge University Press. UK.
- Maestro, A. (2002). Reología de espesantes celulósicos: modelización y mecanismo de espesamiento asociativo. Tesis. Departamento de Ingeniería Química y Metalurgia. Universidad de Barcelona. España.
- Mann, P., C. Schubert y K. Burke. (1990). Review of Caribbean Neotectonics. *GSA Decade North America Geol.* GNA Vol. H (The Caribbean Region). *Geological Society of America.* p. 307-338.
- Mann, P., A. Escalona y V. Castillo, (2006). Regional geologic and tectonic setting of the Maracaibo supergiant basin, western Venezuela. *AAPG Bulletin.* 90: 445-477.
- Martínez, Y. (2012). Caracterización geológica mediante la integración de información geofísica del sector Mantecal-La Estacada, Estado Apure. Trabajo

- Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- McNutt, M. Y y R. L. Parker. (1978). Isostasy in Australia and the Evolution of the Compensation Mechanism. *Science, New Series*. 199(4330): 773-775.
- Masy, J., N. Fenglin, A. Levander y M. Schmitz. (2011). Mantle flow beneath northwestern Venezuela: Seismic evidence for a deep origin of the Mérida Andes. *Earth and Planetary Science Letters*. doi:10.1016/j.epsl.2011.03.024.
- Masy, J., N. Fenglin, A. Levander y M. Schmitz. (2015). Lithospheric expression of cenozoic subduction, mesozoic rifting and the Precambrian Shield in Venezuela. *Earth and Planetary Science Letters*. 410: 12-34.
- Mederos, I. (2009). Modelaje geofísico de la región Farriar-Morón estados Yaracuy y Carabobo. Trabajo de Grado (Ingeniero Geofísico). Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería. Departamento de Geofísica.
- 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.
- Monod, B., D. Dhont y Y. Hervouët. (2010). Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*. 420: 123-135.
- Nadai, A. (1963). Theory of flow and fracture solids. 2^{da} Ed. McGraw-Hill. New York.
- Orihuela, N., A. García y M. Arnaiz. (2012). Magnetic anomalies in the Eastern Caribbean. *Internal Journal of Earth Sciences*. doi:10.1007/s00531-012-0828-6
- Panasjuk S. y B. Hager (2000). Models of isostatic and dynamic topography, geoid anomalies, and theirK uncertainties. *Journal of Geophysical Research*, 105:199-209.
- PDVSA-INTEVEP. (2011). III Léxico Estratigráfico de Venezuela. Disponible en: <http://pdv.com/léxico/2ed>. [Consulta enero 2015].
- Pindell, J., y Barrett, S. F. (1990). Geological evolution of the Caribbean regions; A plate tectonic perspective. *The Caribbean region: Geological Society of America*, 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.
- Pekeris, C. (1935). Thermal convection in the interior of the earth. *Geophys. Suppl. MNRAS*, 3 (8): 343-367.
- Pindell, J.L y J.P Erickson. (1995). Mesozoic passive margin of northern South América. *Earth Evolution Sciences, International Monograph Series*, p. 1-60.
- 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.
- Ramírez, E. (2014). Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos en el perfil Calabozo-Dabajuro. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.
- Renz, O., R. Lakeman y E. Van Der Meulen. (1955). Submarine sliding in western Venezuela. *AAPG Bulletin* 39(10): 2053-2067.
- Ricard, Y., M. Richards, C. Lithgow-Bertelloni y Y. Stunff. (1993) A Geodynamic Model of Mantle Density Heterogeneity. *Jour. Of Geophys. Res.* 98:895-909.
- Richards, M.A y B.H Hager. (1984). Geoid anomalies in a dynamic earth. *Jour. Of Geophys. Res.* 89:5987-6002.
- Rod, E. (1956). Strike-slip faults of northern Venezuela. *AAPG Bulletin*. 40: 457-476.
- Rodríguez, I. (2013). Gravity anomalies, geodinamics modelling and the eastern Venezuela basin evolution. Tesis. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Durham. U.K.
- Sánchez, F. (2004). Geodesia y cartografía: los conceptos y su aplicación práctica. EOSGIS S.L. España, 122 p.
- Santiago, G. (2014). Estudio gravimétrico de la placa Caribe en la zona de colisión con Suramérica al oeste del estado Falcón. Trabajo Especial de Grado no publicado. Departamento de Geofísica. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Universidad Central, Caracas, Venezuela.

- Schubert, G., D. Turcotte y P. Olson. (2004). *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press. U.K, 932 p.
- Shephard, G.E., L. Liu, R.D. Müller y M. Gurnis. (2012). Dynamic topography and anomalously negative residual depth of the Argentine Basin. *Godwana Research*. doi:10.1016/j.gr.2011.12.005
- Shagam, R. (1972). Evolucion tectonica de Los Andes Venezolanos. *Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, Noviembre 1969, Memoria, Bol. Geol. Caracas, Publicaciones Especiales*. 5 II: 1201-1261.
- Soulas, J.P y C. Giraldo. (1994). Características sismogénicas de las fallas de Oca-Ancón y de las fallas de Lagarto, Urumaco, Río Seco y Pedregal. Afinamiento de las características sismogénicas de las fallas de Mene Grande y Valera. (Proyecto COLM). FUNVISIS. Unplu. Co. Rpt. For Intevrep. 69p.
- Soulas, J., Rojas, C. y Schubert C. (1985). Excursión no. 4, Neotectónica de las fallas de Boconó, Valera. Túname y Mene Grande. IV Congreso Geológico Venezolano, Caracas. p. 6962-6999.
- Spasojevic, S. y M. Gurnis. (2012). Sea level and vertical motion of continents from dynamic earth models since Late Cretaceous. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*. 96(11):2037-3064.
- Steinberger, B. (2007). Effects of latent heat release at phase boundaries on flow in the Earth's mantle, phase boundary topography and dynamic topography at the Earth's surface. *Physycs of the Earth and Planetary Interiors*. 164:2-20.
- Stephan, J. (1982). Evolution géodynamique du domaine Caraïbe Andes chaine Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela). Tesis PhD., Univ Pierre y Marie Curie, Paris.
- Stephan, J. (1985). Andes Chaine sur la Transversale de Barquisimeto (Venezuela). En *Evolución geodynamique. Symposium geodynamique des Caraïbes* (Ed.: A. Mascle), Paris.
- Stephan, J., Macsotay, O. y Alvarez, E. (1987). Grupo Lara: sedimentitas y perinsulares en el Cretácico alóctono de Venezuela occidental. *Boletín de Geología (Caracas), M.M.H.*, 16 (28), 3-78.

- Titus, S. (2013). Geology 220: Tectonics. <http://www.people.carleton.edu/~stitus/teaching/220/isostasy>. [Consulta junio 2015]
- Turcotte, D y G. Schubert. (1982). Geodynamics. 2ª Ed. Cambridge. UK. 863 p.
- Unsworth, M. (2008). Isostasy. Disponible: <https://www.ualberta.ca/~unsworth/UA-classes/210/notes210/B/210B6-2008.pdf>. [Consulta marzo 2015]
- Urbani, F. (2014). Geología de la región septentrional de los Estados Lara y Yaracuy. Disponible: http://www.acading.org.ve/info/comunicacion/criterioopinion/sillon_XXVI/Urbani-2014-Norte-Lara-Yaracuy-v2.pdf. [Consulta septiembre 2015].
- 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.
- Vargas, C.A., L. A. Montes y C. Ortega. (2012) Geología estructural y estratigrafía del área Majayura (Guajira). *Rev. Acad. Colomb. Cienc.* 36(140): 385-398.
- Viana, E. (2007). Sistemas de referencia y cartografía. Disponible en: <http://slideplayer.com.br/slide/290399/> [Consulta mayo 2015]
- Von Der Osten, E y D. Zozaya. (1957). Lower Cretaceous Barranquin Formation of northwestern Venezuela. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 41(4): 679-708.
- Walcott, R.I. (1970). Flexural Rigidity, Thickness, and Viscosity of the Lithosphere. *Journ. Of Geophys. Res.* 75(20): 3491-3954.
- Watts, A.B. (2001). Isostasy and Flexure of the Lithosphere. Cambridge University Press. U.K, 480 p.
- Watts, A.B, S.H. Lamb, J.D. Fairhead y J.F. Dewey. (1995). Lithospheric flexure and bending of the Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 134:9-21.
- Wyrcki, K. (1975). Fluctuations of the Dynamic Topography in the Pacific Ocean. *Journ. Of Physical Oceanography*. 5:450-460.
- Zurita, P. (2012). SIG aplicado al Cálculo de los valores de altura ortométrica usando un Modelo de Ondulación Geoidal para el Distrito Metropolitano de Quito, Ecuador. Tesis de grado. Colegio de Postgrados. Universidad Francisco de Quito. Ecuador.

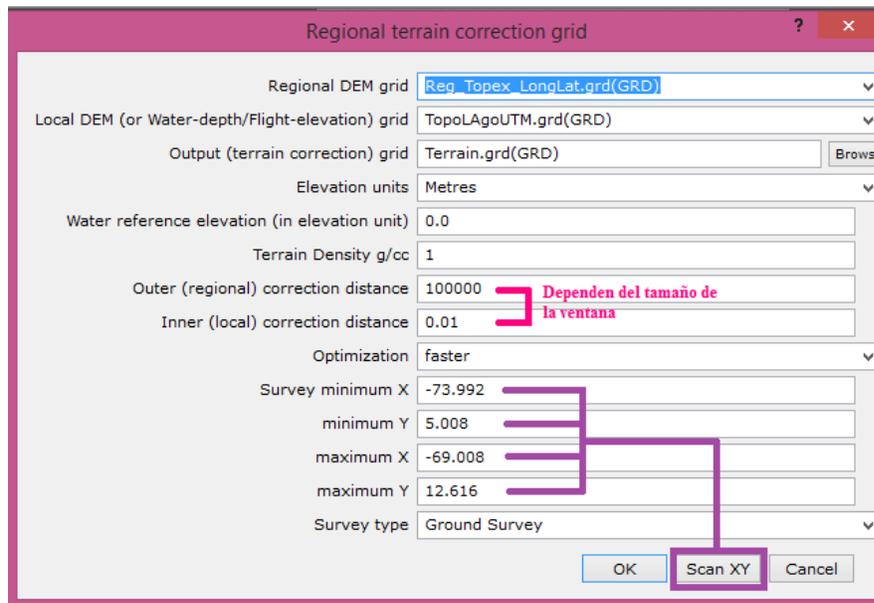
APÉNDICES

APÉNDICE A: Detalle para el cálculo del factor t de la corrección topográfica

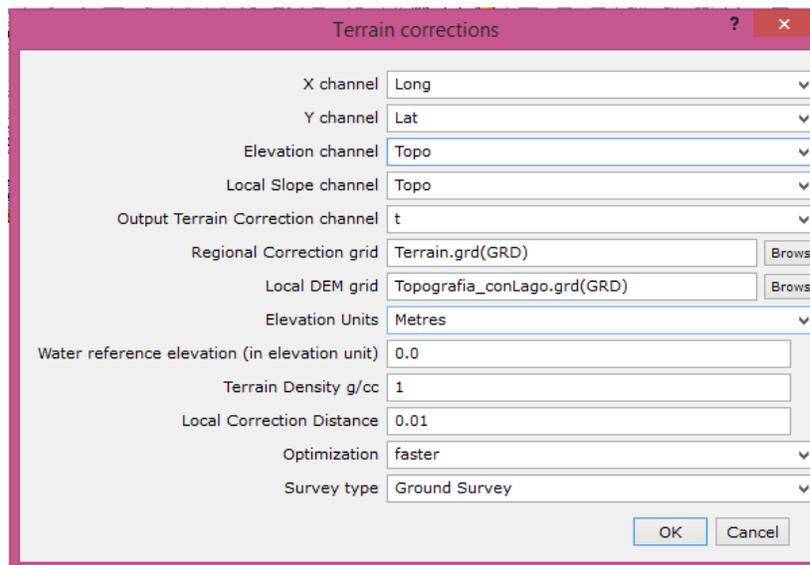
Para el cálculo del factor t es necesario seguir lo siguiente:

1. Primeramente es necesario descargar una base de datos topográficos para una ventana local y una regional.
2. Para la ventana local se toman los datos topográficos asociados a cada estación, teniéndose entonces datos que abarcan desde 5° hasta 13° de latitud norte y desde -69° hasta -74° de longitud oeste.
3. Para la ventana regional se tienen datos para una ventana ampliada 2° respecto a la original, abarcando la misma desde 4° hasta 14° de latitud y desde -69° hasta -75° .
4. Una vez descargadas las ventanas de datos se procede a generar los mallados dentro del programa *Oasis Montaj versión 6.4.2 versión 6.4.2* para lo cual se requieren únicamente los valores de coordenadas y de topografía.
5. Seguidamente es necesario cargar el menú *Gravity* a través del menú *GX* en la opción *Load Menu*.
6. Una vez cargado el menú *Gravity* cargado se despliega el mismo y se selecciona la opción *Terrain Corrections* y, subsecuentemente, se selecciona la opción *Create Regional Correction Grid*, en la misma aparecerá una ventana como la que se muestra en la figura apéndice A.1 la cual se llena con la información que se visualiza en la misma.
7. Llenados los datos de la ventana de la figura apéndice A.1 se selecciona *OK*.
8. Terminado el paso anterior se vuelve a entrar al menú *Terrain Corrections* y se selecciona la opción *Terrain Corrections* la cual muestra una segunda ventana (apéndice 1.1) que se llena acorde a la figura correspondiente.
9. Llenada la ventana acorde a lo observado en la figura del apéndice A.2 se presiona *OK*, a continuación el programa crea una columna en los datos base con el

nombre *Terrain* lo cual corresponderá al valor del factor topográfico para cada estación.



Apéndice A.1 Creación del grid para la corrección topográfica.



Apéndice A.2 Corrección topográfica.

Con el factor t calculado se procede a llevar el mismo a *Microsoft Excel* en el que se realizará la multiplicación de éste por la densidad de Bouguer, para obtener así el valor de la corrección topográfica para cada estación el cual se suma dentro de la expresión de la anomalías de Bouguer.

APÉNDICE B: Metodología para realizar el análisis espectral de los datos de anomalías de Bouguer

El procedimiento a seguir para el análisis espectral de los datos gravimétricos es el siguiente:

1. Una vez generado el mapa de anomalías de Bouguer, utilizando el programa *Oasis Montaj* se selecciona la opción *Spectrum Calculation and Display* del menú *MAGMAP* la cual genera el gráfico del espectro y un archivo en formato *.txt*

2. Se procede a abrir el archivo *.txt* utilizando el programa *Microsoft Excel* en el que se grafica el espectro de frecuencia; en el eje de las ordenadas la columna nombrada como *CYC/K_unit* representa el número de onda, y para el eje de las abscisas se colocan los datos de la columna *Ln_P* la cual representa la potencia.

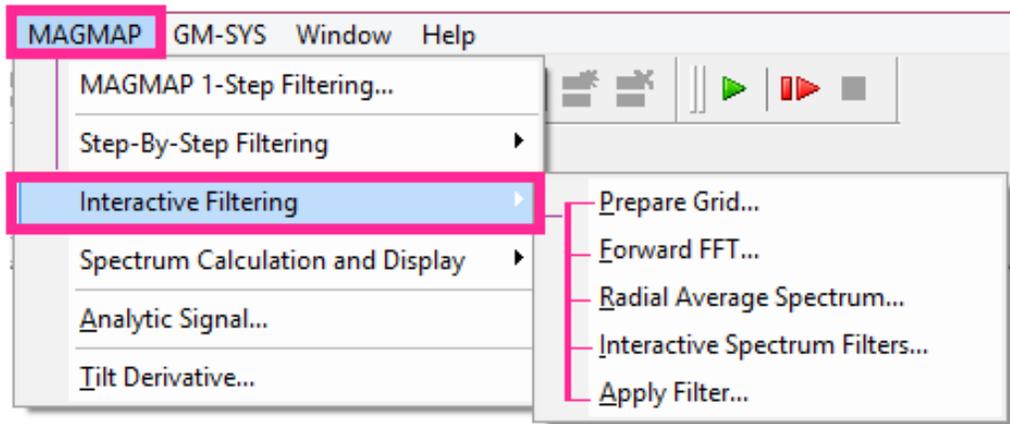
3. Una vez generado el gráfico correspondiente se procede a realizar la selección de las pendientes representativas del espectro haciendo uso de las herramientas gráficas del programa. En este caso vale destacar que, debido a la alta resolución de los datos, es necesario considerar que existe una llamada “cola de ruido” representada por gran parte del espectro la cual debe removerse para poder percibir las tendencias asociadas a las estructuras de interés las cuales, por la naturaleza del estudio, corresponden a las estructuras más profundas.

4. Después de seleccionar las pendientes se procede a utilizar las herramientas de línea de tendencia de manera tal de que se visualice en el gráfico la ecuación de la misma; esto se repite para cada una de las tendencias observadas en el gráfico.

5. Una vez obtenidas dichas ecuaciones se procede a aplicar la expresión 4.1 utilizando las pendientes de cada una de las tendencias.

APENDICE C: Procedimiento para filtrado de los datos de anomalías de Bouguer.

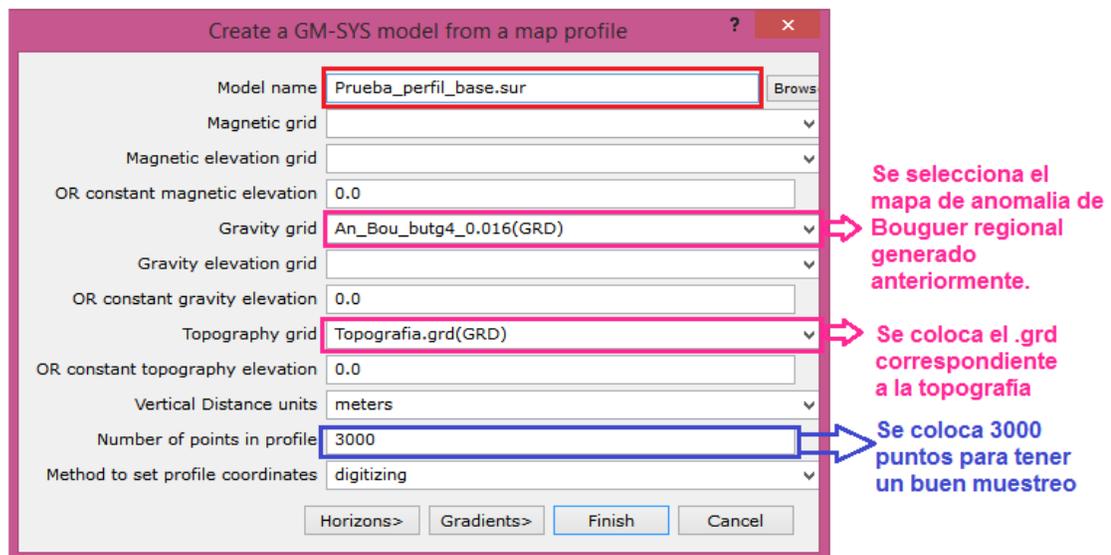
1. Se selecciona el mapa que se desea filtrar, en este caso el mapa de anomalías de Bouguer para luego utilizar las opciones del menú *MAGMAP*.
2. Se selecciona la opción *Interactive Filtering* y se procede a seleccionar una a una las opciones siguientes observadas en la figura apéndice C.1 colocando los nombres de los mapas de entrada y salida.
3. Luego de generar el espectro a través de la opción *Radial Average Spectrum* se procede a seguir la opción *Interactive Spectrum Filters*; allí se selecciona el filtro deseado y los parámetros del mismo, para este caso se colocaron las opciones que se muestran en la figura correspondiente.
4. Finalmente se selecciona la opción *Apply Filter* para generar el mapa de anomalía regional deseado.



Apéndice C.1 Secuencia para filtrado de mapas.

APENDICE D: Selección de perfiles a partir de mapas de anomalías de Bouguer.

Para realizar esto se utiliza el programa *Oasis Montaj versión 6.4.2* a través del menú *GM-SYS* seleccionando la opción *New Model* seguida de *From Map Profile*, una vez seleccionada esta última aparecerá un recuadro como el de la figura apéndice D.1 el cual se llenara de la manera indicada. Una vez indicados los *.grd* requeridos y la cantidad de puntos en el perfil se selecciona *Finish* y se procede a colocar en el mapa los puntos extremos del perfil.



Apéndice D.1 Creación de un modelo a partir de un perfil.

Una vez seleccionado el perfil *GM-SYS* abrirá un modelo donde aparecerá la curva de anomalías de Bouguer regional y la topografía, sobre este modelo se trabajara entonces para los siguientes procedimientos.

APENDICE E: Guion para el cálculo de la predicción de raíz por Airy (Matlab)

```
% Compensacion isostatica por Airy

format long

%Seleccionar el archivo con la base de datos
[archivo,path]=uigetfile('*.txt','Seleccione el archivo');
Datos=importdata([path archivo]);

%Carga de los datos

X=Datos(:,1);    %Posicion en X
H=-Datos(:,2);  %Altura o batimetria

Pc=45000;    %Profundidad de compensacion (m) [25 30 35 40 45]
S=3.3;      %Densidad del sustrato [3.1 3.2 3.3]
C=2.8;      %Densidad de la corteza [2.7 2.8]
W=1.03;     %Densidad del agua [1.03]

A=size(X);
B=1;

while B < A(1)+1

    if H(B) >0
        RR=H(B) * (C / (S-C));
        RAIZ(B,2)=Pc+(RR);
    else RR=H(B) * ((C-W) / (S-C));
        RAIZ(B,2)=Pc+(RR);
    end
    RAIZ(B,1)=X(B);
    RAIZ(B,3)=H(B);
    B=B+1;
end

dlmwrite('RAIZ_45.txt',RAIZ,'precision','%.6f');    %Colocar el
nombre del archivo [X Raiz H]

plot(X,-RAIZ(:,3),'magenta');
ylabel('Profundidad (m)');
```

APENDICE F: Guion para la realización de mapas en GMT

```
gmtset COLOR_BACKGROUND 0/0/119
gmtset COLOR_FOREGROUND 133/0/0
gmtset COLOR_NAN white
gmtset PAGE_ORIENTATION landscape

% Para generar el .grd a partir de un set de datos xyz
surface Topografia.txt -I0.01/0.01 -R-74/-69/5/13 -T0.35 -
GTopografia.grd

% Creación de la paleta de colores a partir del .grd
grd2cpt Topografia.grd -Cjet -Z > Topografia.cpt

% Generar imagen
grdimage -R-74/-69/5/13 -Jq1 Topografia.grd -CTopografia.cpt -K >
Mapa.ps

% Crear mapa con líneas de costa y escala
pscoast -R-74/-69/5/13 -Jq1 -W1 -Di -Ba2:." ".:WeSn -S255/255/255 -
L-66/4/-69/5/250+f -O -K > Mapa.ps

% Incluir perfil de trabajo a partir de un .xy con las coordenadas
psxy puntos.xy -R -J -W0.75p,black,r -O -K >> Mapa.ps

% Incluir escala de colores
psscale -CTopografia.cpt -D3/-1/7./0.5h -Ba100f50 -O >> Mapa.ps
```

APENDICE G: Guion para los cálculos de flexión elástica y viscoelástica (Matlab)

```
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%
%           EandV_FLEX_mar 1.0
%
%           27 de Agosto de 2015
%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%
%           Mariano S. Arnaiz-Rodríguez
%
%           Departamento de Geofisica, Ingenieria, UCV
%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%
%  Codigo diseñado para calcular la flexion
%   litosferica de una placa considerando los
%   modelos elastico y viscoelasticos como se
%   encuentran expuestos en Watts (2001).
%
%   Codigo diseñado para ser usado en el trabajo
%   especial de grado (TEG) de Maria Scalise,
%   tutoriado por la profesora Inirida Rodríguez
%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%

%% CLEAN UP
% Borrado de todo el contenido de Matlab

format long g

clear all
close all
clc

%% Modulo 1: Carga del archivo de topografía observada.
% El código espera un perfil donde la distancia se expresa en km y
% la altura de la topografía en m. Los datos deben estar
% equiespaciados.

%Topografía real
T=load('PruebaWatts.txt');

%Carga topografica
M=load('PruebaWatts.txt');
```

```

topo=[M(:,1)*1000,M(:,2)];

%% Modulo 2: Definición de parámetros. Todos los parámetros estas
homologados en metros

G=6.67*10^-11;      % Constante de gravitación universal (N*m^2*kg^2)
Te= 20000;          % Espesor elástico (m)
g= 9.81;            % Aceleración gravitacional (m/s^2)
v= 0.25;            % Radio de Poisson
E= 10^11;           % Modulo de Young (Pa)
p_topo= 2670;        % Densidad de la topografía (kg/m3)
p_water= 0;          % Densidad del material que rodea la carga
                    % (kg/m3). TIP: si se modela una topografía en
                    % tierra, sustituir por el valor del aire

p_mantle= 3330;     % Densidad del Manto (kg/m3)
p_crust= 2800;      % Densidad de la corteza (kg/m3). TIP: se
                    % considera igual a la de la carga, pero no es
                    % necesario

p_infill= 2450;     % Densidad del relleno de la flexión. TIP: si se
                    % trabaja en una cuenta sedimentaria, sustituir
                    % por la densidad de los sedimentos

thick= 40000;       % Espesor sin deformar de la corteza
tau= 1*10^6;        % Tiempo de relajación de Maxwell (años)
tload= 5*10^6;      % Tiempo de carga sobre la litosfera
                    % viscoelástica (años)
deltat=0.1*10^6;    % Tiempo de muestreo para el cálculo de la
                    % flexión viscoelástica

% TIP: Se comprueba el funcionamiento correcto del código cuando tau
% y tload son iguales y la flexión viscoelástica es similar a la
% elástica (Watts, 2001 Fig 6.3 p 227)

%% Modulo 3: PARÁMETROS INICIALES

D= (E*(Te^3))/((12*(1-(v^2)))); % Rigidez Flexural
tratio= tload/tau;             % Relación Tiempo de carga/Tiempo
                                % de relajación
RHO=(p_crust-p_water)/(p_mantle-p_infill); % Relación de densidades
                                        % (density term)

%% Modulo 4: Procesamiento de la topografía
% Según las notas y programas en MathCad
% en Watts (2001)

Media=median(topo(:,2)); %Mediana de la topografía
topo(:,2)=topo(:,2)-median(topo(:,2)); %Remove la mediana de la
                                        % topografía
topo(:,2)=detrend(topo(:,2), 'linear'); %Remove tendencia lineal

% HK: Transformada de Fourier de la topografía
HK=real(fft(topo(:,2)));

% Valores para determinar la longitud de onda

```

```

[icount,null]=size(M);
profile_length=(topo(icount,1)-topo(1,1));
dx= profile_length/(size(HK,1)-1);
XKINT=(2*pi)/(size(HK,1)*dx);

%% Modulo 5: MODELO ELÁSTICO
% Watts (2001), p. 178, Ec 5.3 y 5.5

for k=0:size(HK,1)-1
    A=D*((k*XKINT)^4);
    B=(p_mantle-p_infill)*g;
    PHIKe(k+1)=-1/((A/B)+1);
end

% YK = Transformada de Fourier de la flexión elástica
YKe=RHO*HK.*PHIKe';

% eFLEX = Flexura elástica
eFLEX=real(ifft(YKe));

%% Modulo 6: MODELO VISCOELÁSTICO
% Watts (2001), p. 226, Ec 6.7 y 6.8

clear k

for k=0:size(HK,1)-1

    C=((D*((k*XKINT)^4))/((p_mantle-p_infill)*g));
    E=exp((-tratio)/(1+C));
    PHIKv(k+1)=- (1+(C*(1-E)))/(1+C);

end

% YKv = Transformada de Fourier de la Flexión viscoelástica
YKv=(HK(:,1)*RHO). *PHIKv';

% vFLEX = Flexura viscoelástica
vFLEX=real(ifft(YKv));

%% Modulo 7: MODELO VISCOELÁSTICO DINAMICO
% Watts (2001), p. 226, Ec 6.7 y 6.8
%Mostrar el cambio de la viscoelasticidad cada 100000 años
clear k
c=1;

for t=0:deltat:tload

    for k=0:size(HK,1)-1

```

```

C=((D*((k*XKINT)^4))/((p_mantle-p_infill)*g));
E=exp((-t/tau)/(1+C));
DPHIKv(k+1)=- (1+(C*(1-E)))/(1+C);

end

% YK = Transformada de Fourier de la Flexión viscoelástica
YKv=(HK(:,1)*RHO).*DPHIKv';

% vFLEX = Flexura viscoelástica
vFLEXD(:,c)=real(iff(YKv));

c=c+1;
end

%% Modulo 8: AJUSTE eFLEX Y vFLEX

for m=2:size(eFLEX,1)
    eFLEX2(m-1,1)=(eFLEX(m-1,1)+eFLEX(m,1))/2;
end
eFLEX2(m,1)=eFLEX2(m-1,1);

for m=2:size(vFLEX,1)
    vFLEX2(m-1,1)=(vFLEX(m-1,1)+vFLEX(m,1))/2;
end
vFLEX2(m,1)=vFLEX2(m-1,1);

for i=1:size(vFLEXD,2)
    for m=2:size(vFLEXD,1)
        vFLEXD2(m-1,i)=(vFLEXD(m-1,i)+vFLEXD(m,i))/2;
    end
    vFLEXD2(m,i)=vFLEXD2(m-1,i);
end

%% Modulo 9: PLOTS
% Figuras Varias para la visualización de los resultados

% PLOT1: Comparación de las flexiones como lo hace Watts y por separado
figure('units','normalized','outerposition',[0 0 1 1])
subplot(2,2,1)
plot(T(:,1),T(:,2)/1000,'k','LineWidth',1)
hold on
plot(M(:,1),M(:,2)/1000,'-.m','LineWidth',1)
plot(get(gca,'xlim'), [-Te/1000 -Te/1000], '-.m', 'LineWidth', 1);
plot(get(gca,'xlim'), [-thick/1000 -thick/1000], 'k', 'LineWidth', 1);
title('Condicion Inicial')
xlabel('Distancia (km)')
ylabel('Profundidad (km)')
ylim([-thick/1000+Media/1000)-2, (max(M(:,2)/1000))+2])
legend('Topografia','Carga','Te y To', 'Location','southwest')

```

```

%Plot similar al presentado por Watts (2001)
subplot(2,2,2)
DELTAe=eFLEX2(1,1)-T(1,2);
DELTAv=vFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(T(:,1),T(:,2)/1000,'k','LineWidth',1)
hold on
plot(M(:,1),((vFLEX2)+Media-DELTAe)/1000,'r','LineWidth',1)
plot(M(:,1),((eFLEX2)+Media-DELTAv)/1000,'-.b','LineWidth',1)
plot(M(:,1),((vFLEX2)+Media-thick)/1000,'r','LineWidth',1)
plot(M(:,1),((eFLEX2)+Media-thick)/1000,'-.b','LineWidth',1)
title('Comparacion de respuestas Watts (2001)')
xlabel('Distancia (km)')
ylabel('Profundidad (km)')
legend('Topografia','Modelo Visc.','Modelo
Elas.','Location','southwest')

%Plot de respuesta elástica
subplot(2,2,3)
DELTAe=eFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(T(:,1),T(:,2)/1000,'--k','LineWidth',0.5)
hold on
plot(M(:,1),(M(:,2)/1000)+((eFLEX2-DELTAe))/1000,'b','LineWidth',1)
plot(M(:,1),((eFLEX2)+Media-Te)/1000,'-.m','LineWidth',1)
plot(get(gca,'xlim'),[-thick/1000 -thick/1000],'--
k','LineWidth',0.5); % Moho
DELTAe2=eFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(M(:,1),((eFLEX2-DELTAe2)+Media-thick)/1000,'b','LineWidth',1)
title('Flexion Elastica')
xlabel('Distancia (km)')
ylabel('Profundidad (km)')
legend('Topografia','Deformacion Elas.','Te
Deformado.','Location','southwest')

%Plot de respuesta viscoelástica
subplot(2,2,4)
DELTAv=vFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(T(:,1),T(:,2)/1000,'--k','LineWidth',0.5)
hold on
plot(M(:,1),(M(:,2)/1000)+((vFLEX2-DELTAv))/1000,'r','LineWidth',1)
DELTAv2=vFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(M(:,1),((vFLEX2-DELTAv2)+Media-thick)/1000,'r','LineWidth',1)
plot(M(:,1),((vFLEX2)+Media-Te)/1000,'-.m','LineWidth',1)
plot(get(gca,'xlim'),[-thick/1000-thick/1000],'--k','LineWidth',0.5)
title('Flexion Viscoelastica')
xlabel('Distancia (km)')
ylabel('Profundidad (km)')
legend('Topografia','Deformacion Visco.','To
Deformado.','Location','southwest')

% PLOT 2
figure('units','normalized','outerposition',[0 0 1 1])

```

```

% Plot de flexión elástica
subplot(1,2,1)
DELTAe=eFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(T(:,1),T(:,2)/1000,'--k','LineWidth',0.5)
hold on
plot(M(:,1),(M(:,2)/1000)+(eFLEX2-DELTAe)/1000,'b','LineWidth',1)
DELTAe2=eFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(M(:,1),((eFLEX2-DELTAe2)+Media-thick)/1000,'b','LineWidth',1)
plot(M(:,1),((eFLEX2)+Media-Te)/1000,'-.m','LineWidth',1)
plot(get(gca,'xlim'),[-thick/1000-thick/1000],'--k','LineWidth',0.5)
title('Flexion Elastica')
xlabel('Distancia (km)')
ylabel('Profundidad (km)')
legend('Condicion Inicial','Flexion Elast.','Te
Deformado','Location','southwest')

% Plot de flexion viscoelástica
subplot(1,2,2)
DELTAv=vFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(T(:,1),T(:,2)/1000,'--k','LineWidth',0.5)
hold on
plot(M(:,1),(M(:,2)/1000)+(vFLEX2-DELTAv)/1000,'r','LineWidth',1)
plot(M(:,1),((vFLEX2)+Media-Te)/1000,'-.m','LineWidth',1)
plot(get(gca,'xlim'),[-thick/1000-thick/1000],'--k','LineWidth',0.5)
DELTAv2=vFLEX2(1,1)-T(1,2);
plot(M(:,1),((vFLEX2-DELTAv2)+Media-thick)/1000,'r','LineWidth',1)
title('Flexion Viscoelastica')
xlabel('Distancia (km)')
ylabel('Profundidad (km)')
legend('Topografia','Deformacion Visco.','To
Deformado.','Location','southwest')

%PLOT3 ANIMACIÓN
figure
nframe=size(vFLEXD,2);
mov(1:nframe)= struct('cdata',[],'colormap',[]);
set(gca,'nextplot','replacechildren')

t=0:deltat:tload;
y1=min(((vFLEXD(:,nframe))+Media-thick)/1000)-1;
y2=max(M(:,2)/1000)+1;

for u=1:nframe
    plot(T(:,1),T(:,2)/1000,'--k','LineWidth',1)
    DELTAv(u)=vFLEXD2(1,u)-T(1,2);
    hold on
    plot(M(:,1),(M(:,2)/1000)+(vFLEXD2(:,u)-
        DELTAv(u))/1000,'r','LineWidth',2)
    plot(M(:,1),((vFLEXD2(:,u))+Media-Te)/1000,'-.m','LineWidth',1)
    DELTAv2(u)=vFLEXD2(1,u)-T(1,2);
    plot(M(:,1),((vFLEXD2(:,u)-DELTAv2(u))+Media-
        thick)/1000,'r','LineWidth',2)

```

```

plot(get(gca,'xlim'),[-thick/1000-thick/1000],'--k','LineWidth',1)
tttitle=round(t(u)/(10^6));
title(['Animacion de la Flexion Viscoelastica en Myr:'
      num2str(tttitle) '.'])
xlabel('Distancia (km)')
ylabel('Profundidad (km)')
legend('Condicion Inicial','Flexion Visco.','To Deformado',
      'Location','bestoutside')
ylim([y1 y2])
hold off
mov(u)=getframe(gcf);
end

movie2avi(mov, 'ViscoelasticFlexure.avi', 'compression',
'None', 'fps', 10, 'QUALITY', 100);

%% FINE

```

APENDICE H: Datos para la generación de las para modelos flexurales viscoelásticos.

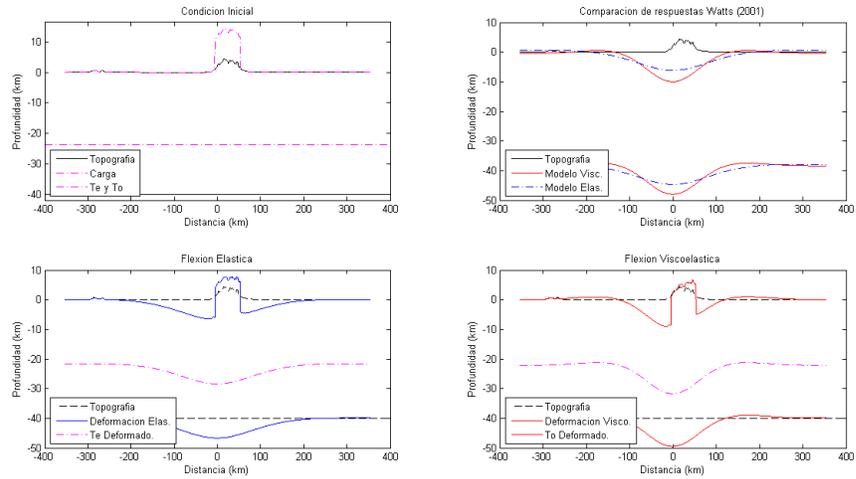
Tabla H.1 Resultados generales para los modelos flexurales

Nombre de la prueba	Te (m)	E (Pa)	τ (años)	ν	Observaciones
Mcbo1	20000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	El mejor ajuste es Mcbo1
Mcbo2	15000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	
Ba1	26000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	El mejor ajuste es B1
Ba2	25000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	
A1	20000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	El mejor ajuste es A2
A2	25000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	
Mcbo_1	20000	$100 \cdot 10^9$	10^5	0.25	Profundidades de 12.5 km
Mcbo_2		$100 \cdot 10^9$	10^5	0.5	
Mcbo_3		$100 \cdot 10^9$	10^6	0.5	Profundidad estimada de 8 km
Mcbo_4		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.25	2 km de topografía residual
Mcbo_5		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.5	
Mcbo_6		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.25	Mejores ajustes
Mcbo_7		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.5	
Ba_1	26000	$100 \cdot 10^9$	10^5	0.25	Profundidades de más de 5 km
Ba_2		$100 \cdot 10^9$	10^5	0.5	
Ba_3		$100 \cdot 10^9$	10^6	0.5	Más de 3 km de topografía residual
Ba_4		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.25	
Ba_5		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.5	
Ba_6		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.25	
Ba_7		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.5	
A_1	25000	$100 \cdot 10^9$	10^5	0.25	Buen ajuste para el segmento sur.
A_2		$100 \cdot 10^9$	10^5	0.5	
A_3		$100 \cdot 10^9$	10^6	0.5	Buen ajuste
A_4		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.25	14 km de

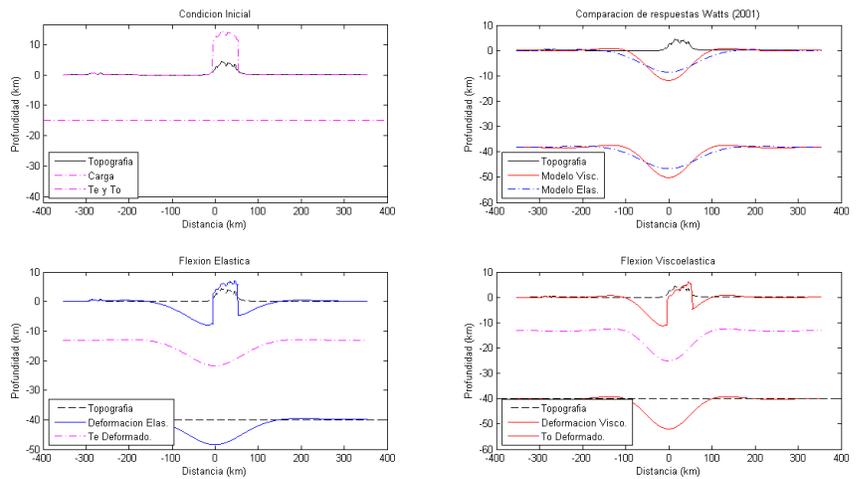
A_5		$70 \cdot 10^9$	10^5	0.5	profundidad para el segmento norte
A_6		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.25	Buen ajuste
A_7		$70 \cdot 10^9$	10^6	0.5	Buen ajuste
Mcbo_7B	20000	$70 \cdot 10^9$	10^6	0.55	-
Ba1_B	26000	$100 \cdot 10^9$	10^6	0.25	-
A1_B	25000	$70 \cdot 10^9$	10^6	0.25	-

APENDICE I: Pruebas para modelos flexurales viscoelásticos.

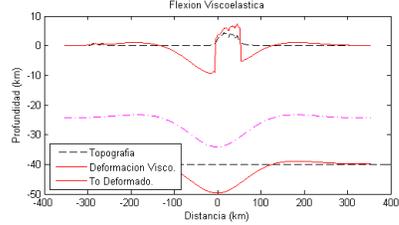
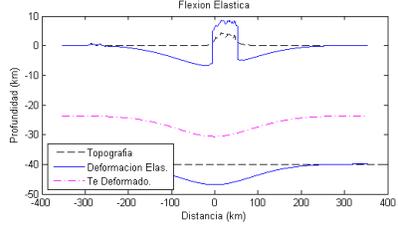
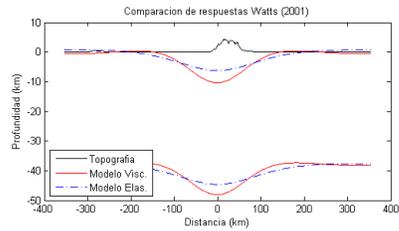
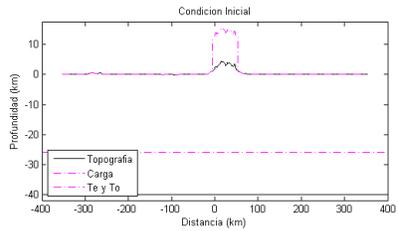
(Nombres en función de los archivos de la tabla 4.3)



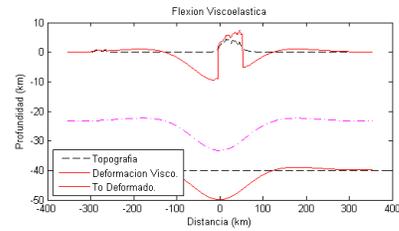
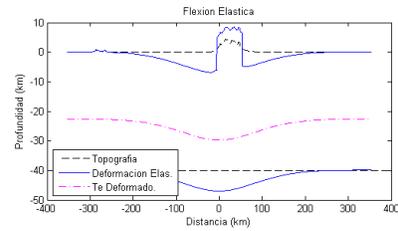
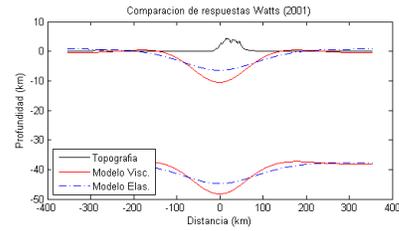
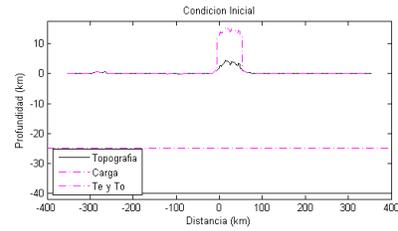
Apéndice I.1 Respuesta para la prueba Mcbo1.



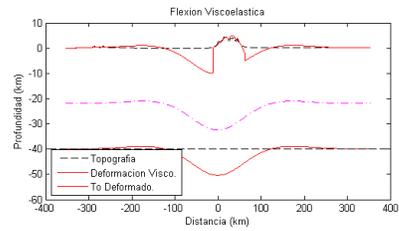
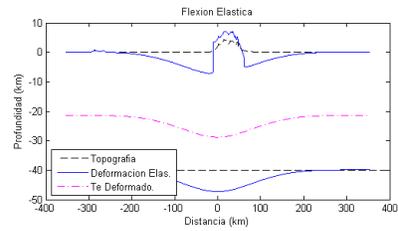
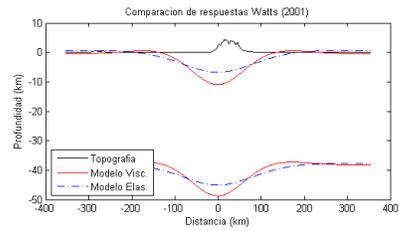
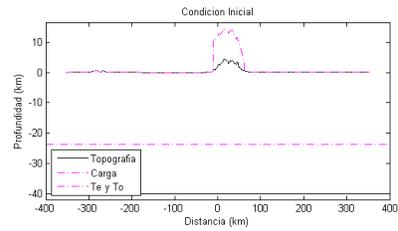
Apéndice I.2 Respuesta para la prueba Mcbo2.



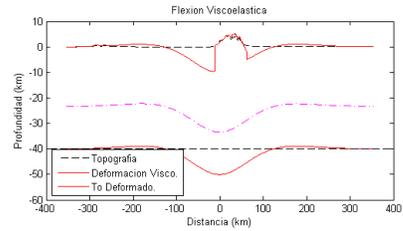
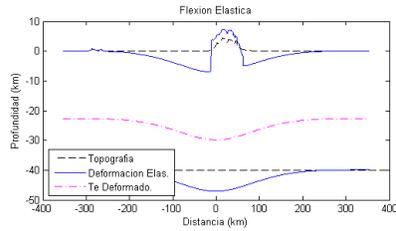
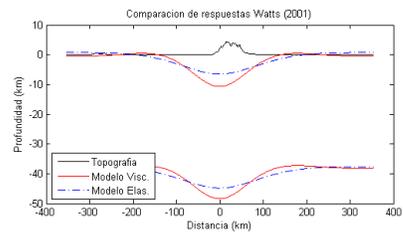
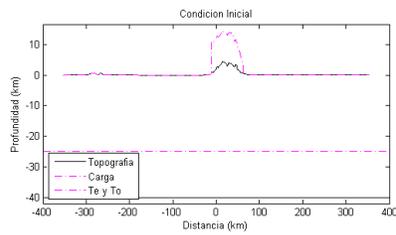
Apéndice I.3 Respuesta para la prueba Ba1.



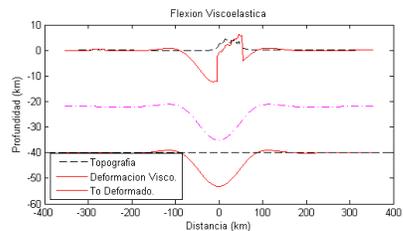
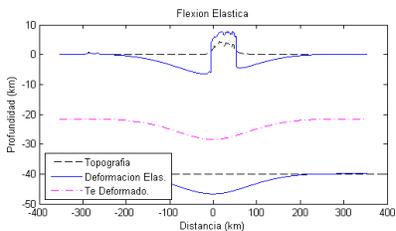
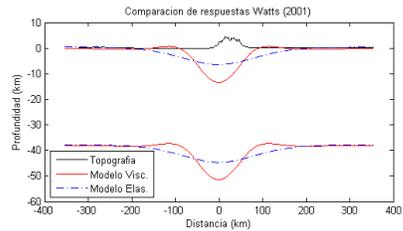
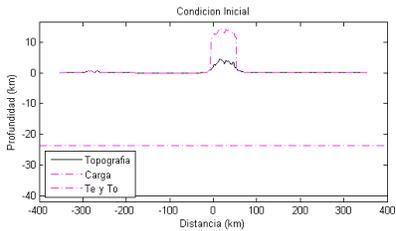
Apéndice I.4 Respuesta para la prueba Ba2.



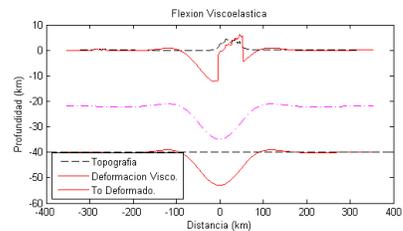
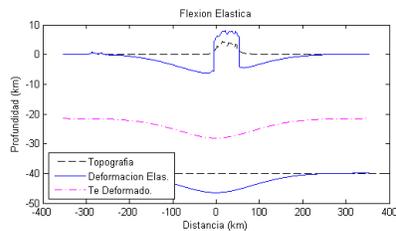
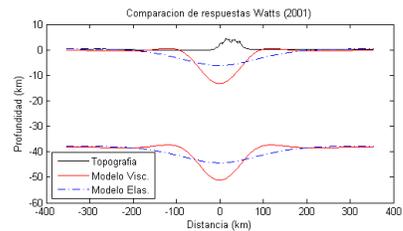
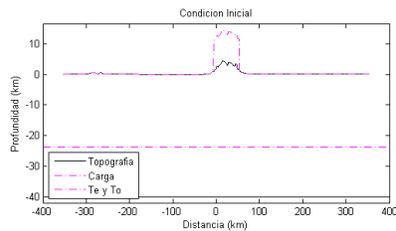
Apéndice I.5 Respuesta para la prueba A1.



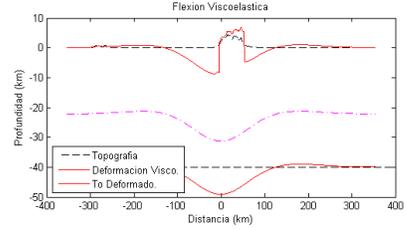
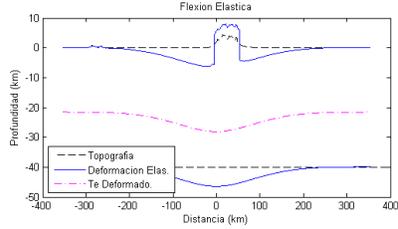
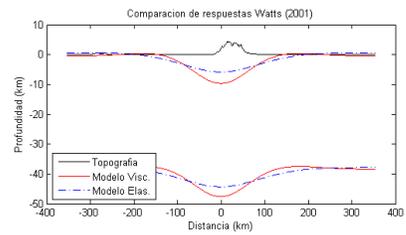
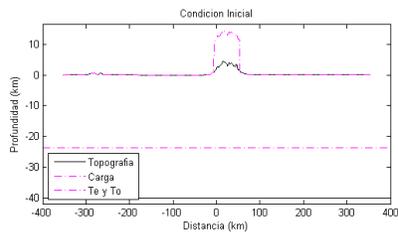
Apéndice I.6 Respuesta para la prueba A2.



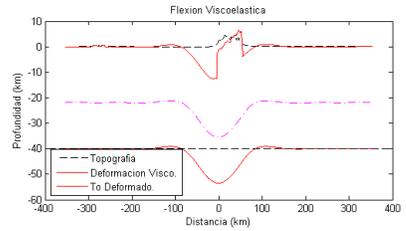
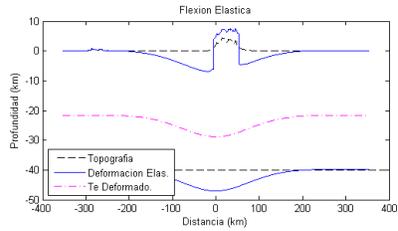
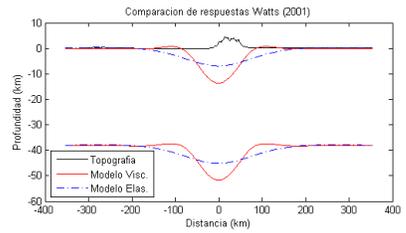
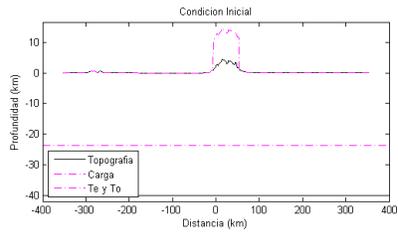
Apéndice I.7 Respuesta para la prueba Mcbo_1.



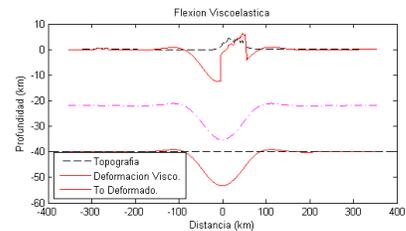
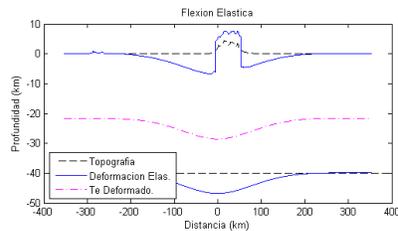
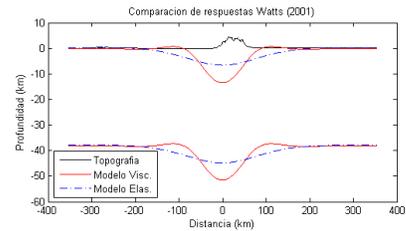
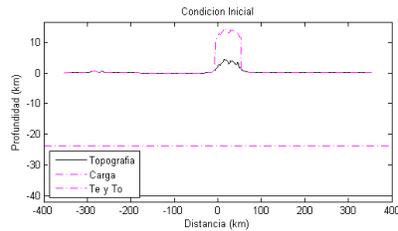
Apéndice I.8 Respuesta para la prueba Mcbo_2.



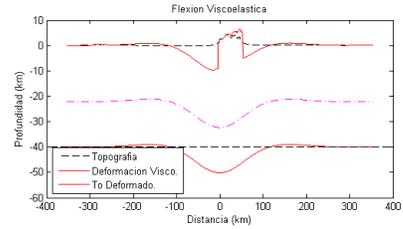
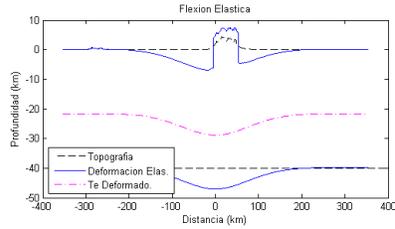
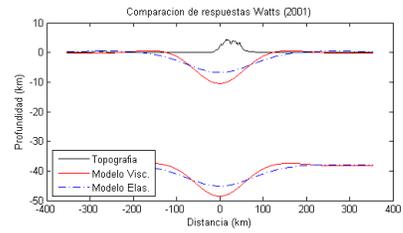
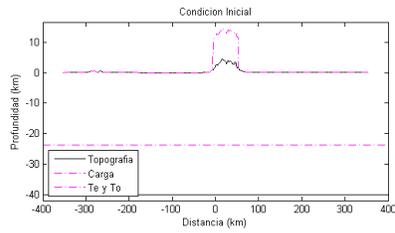
Apéndice I.9 Respuesta para la prueba Mcbo_3.



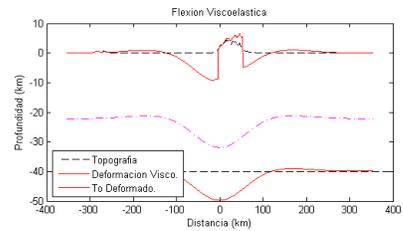
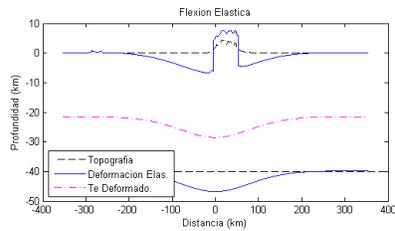
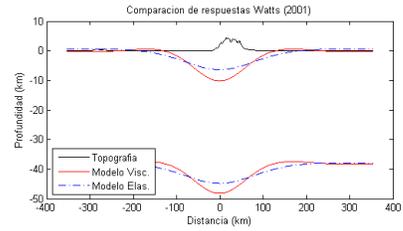
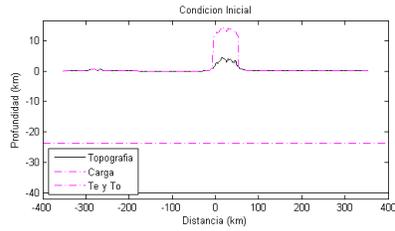
Apéndice I.10 Respuesta para la prueba Mcbo_4.



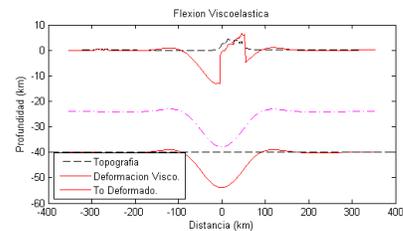
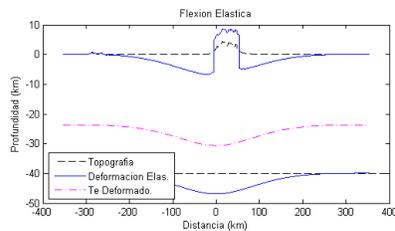
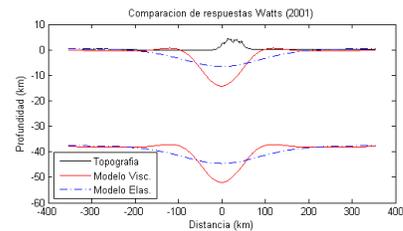
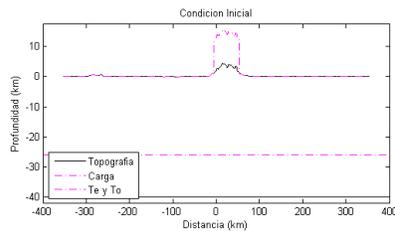
Apéndice I.11 Respuesta para la prueba Mcbo_5.



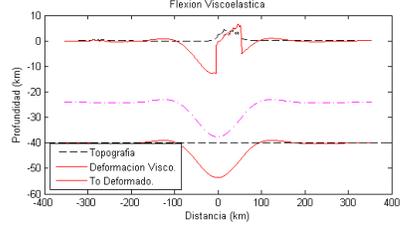
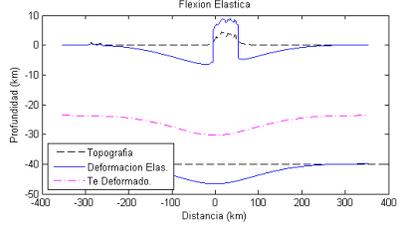
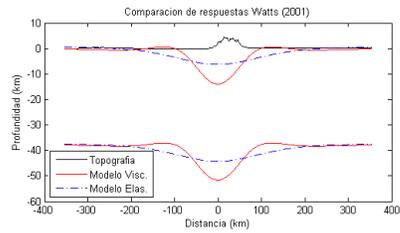
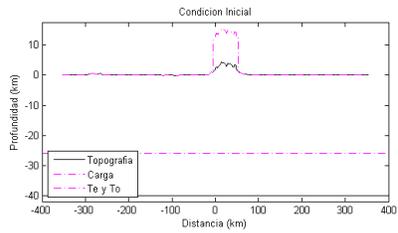
Apéndice I.12 Respuesta para la prueba Mcbo_6.



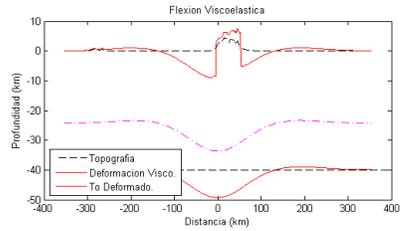
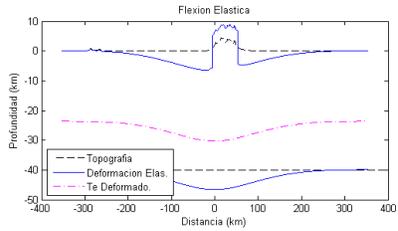
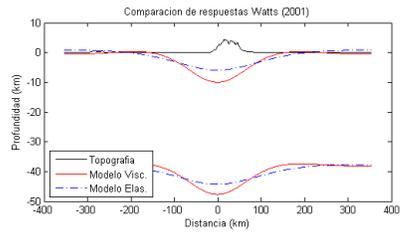
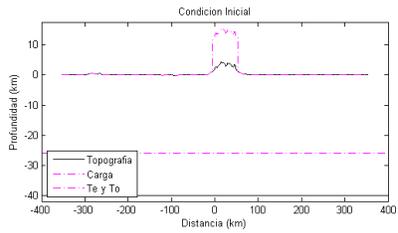
Apéndice I.13 Respuesta para la prueba Mcbo_7.



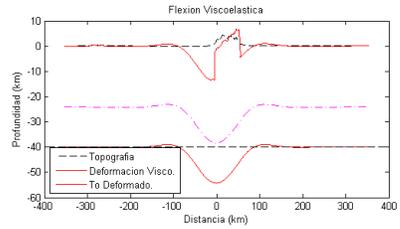
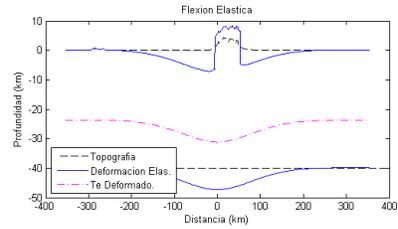
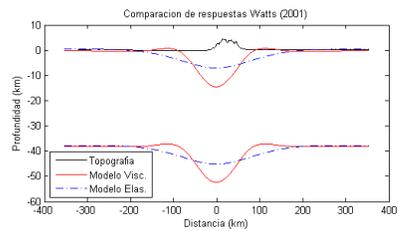
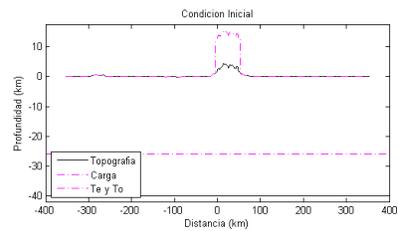
Apéndice I.14 Respuesta para la prueba Ba_1.



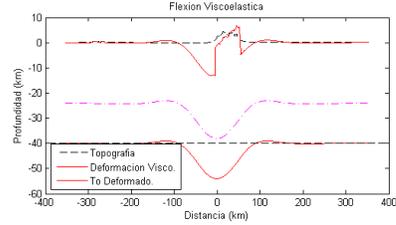
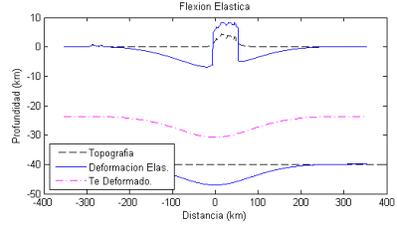
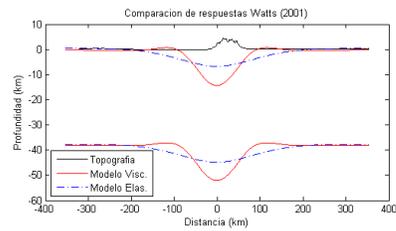
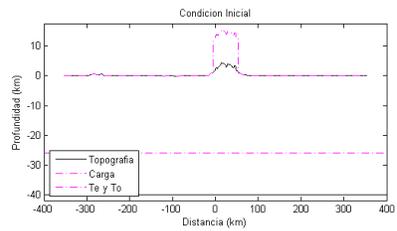
Apéndice I.15 Respuesta para la prueba Ba_2.



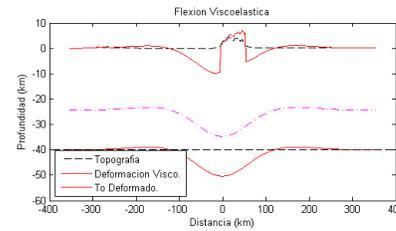
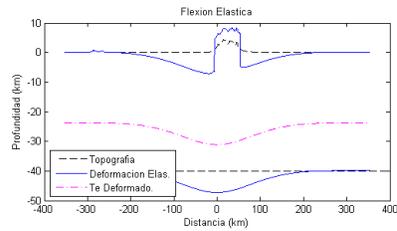
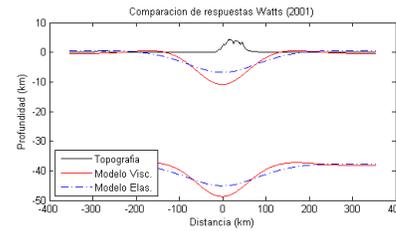
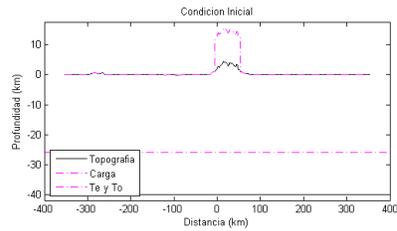
Apéndice I.16 Respuesta para la prueba Ba_3.



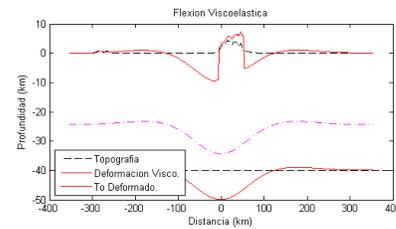
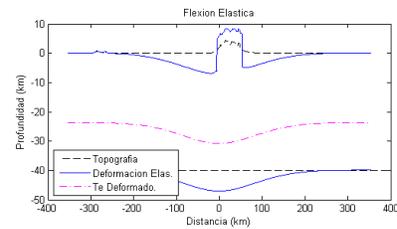
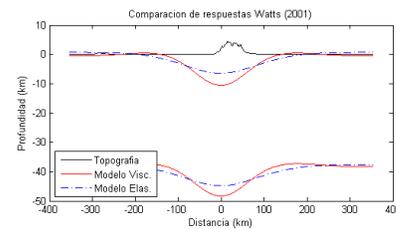
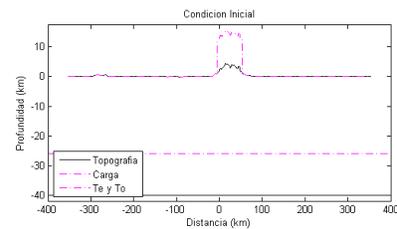
Apéndice I.17 Respuesta para la prueba Ba_4.



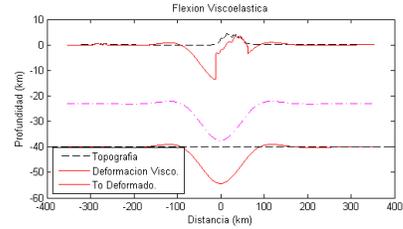
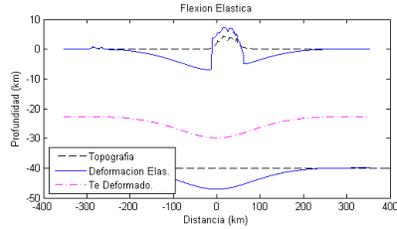
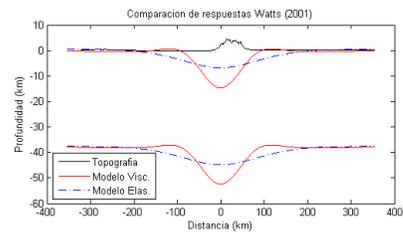
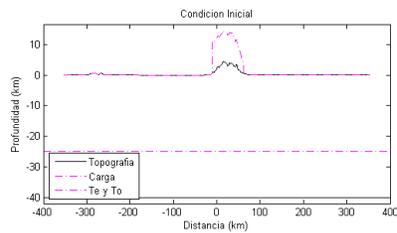
Apéndice I.18 Respuesta para la prueba Ba_5.



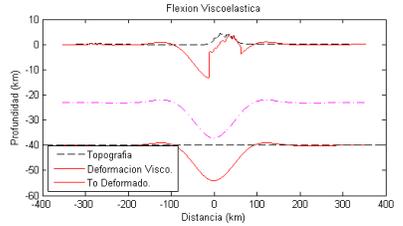
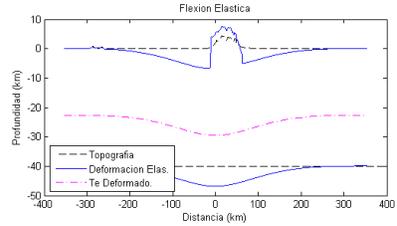
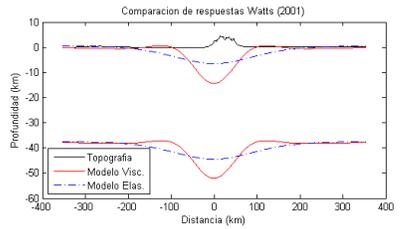
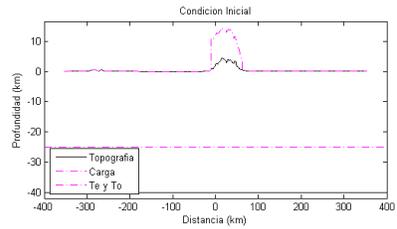
Apéndice I.19 Respuesta para la prueba Ba_6.



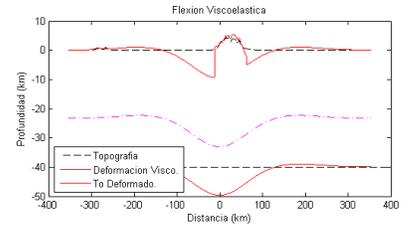
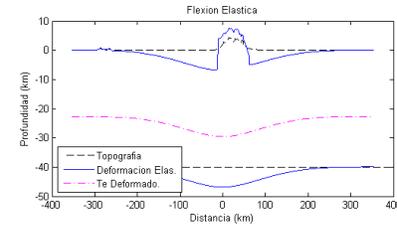
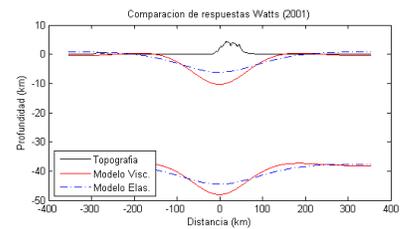
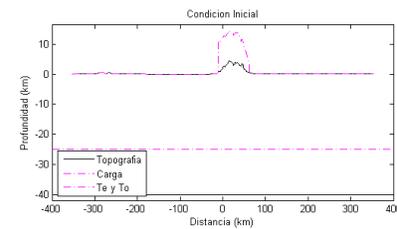
Apéndice I.20 Respuesta para la prueba Ba_7.



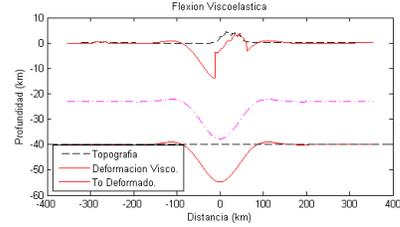
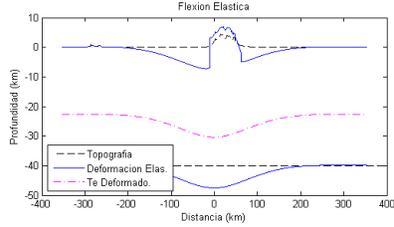
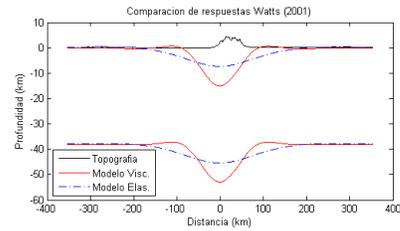
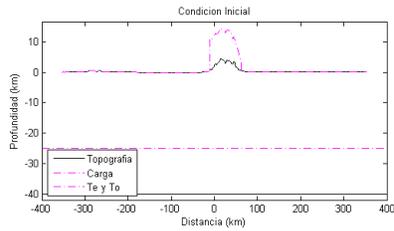
Apéndice I.21 Respuesta para la prueba A_1.



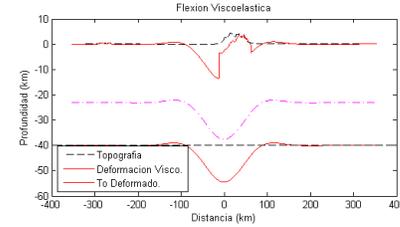
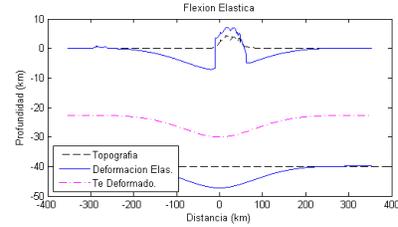
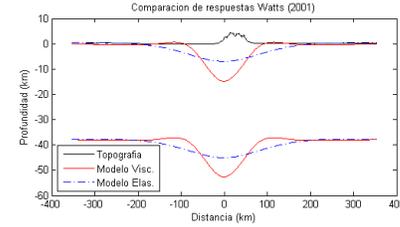
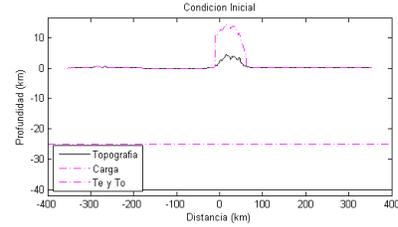
Apéndice I.22 Respuesta para la prueba A_2.



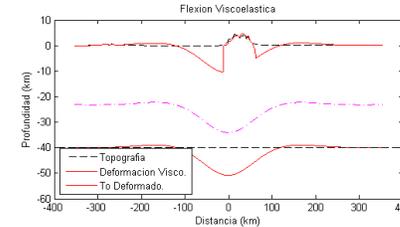
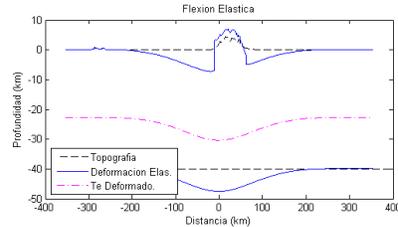
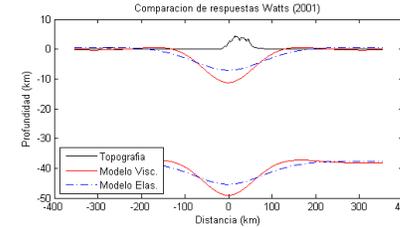
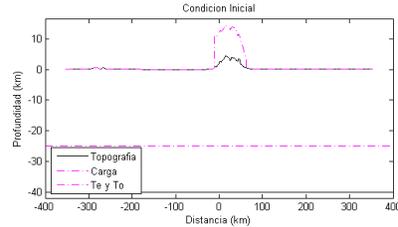
Apéndice I.23 Respuesta para la prueba A_3.



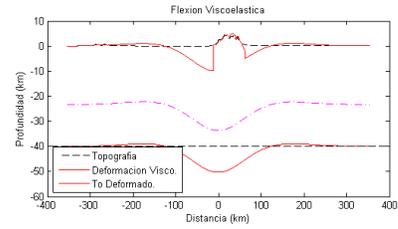
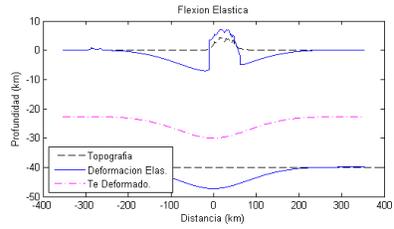
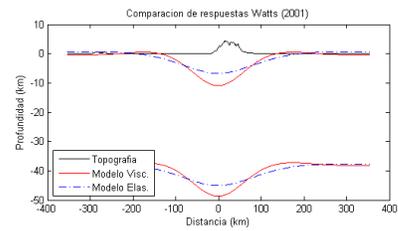
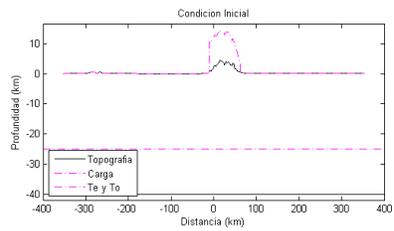
Apéndice I.24 Respuesta para la prueba A_4.



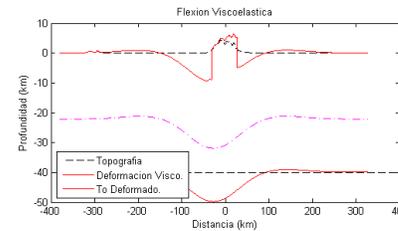
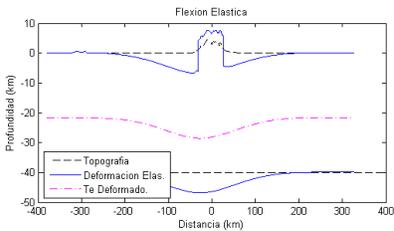
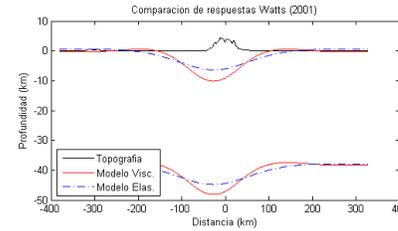
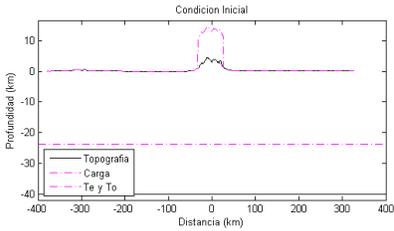
Apéndice I.25 Respuesta para la prueba A_5.



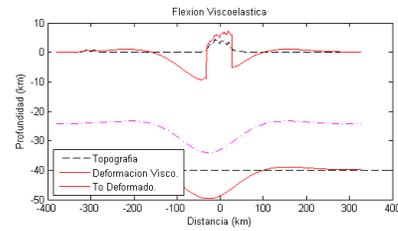
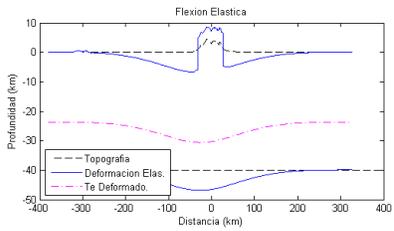
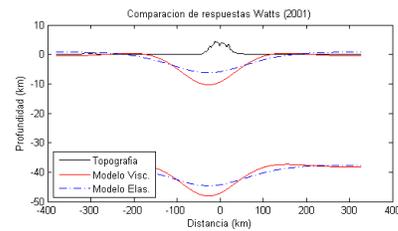
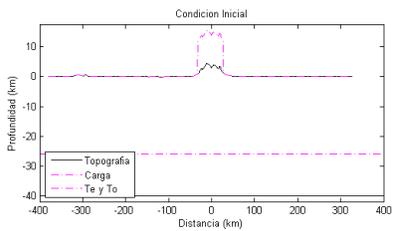
Apéndice I.26 Respuesta para la prueba A_6.



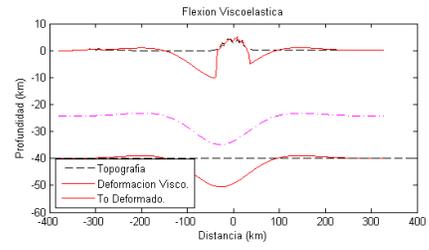
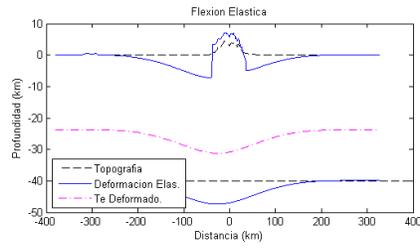
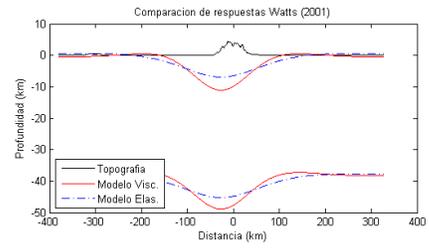
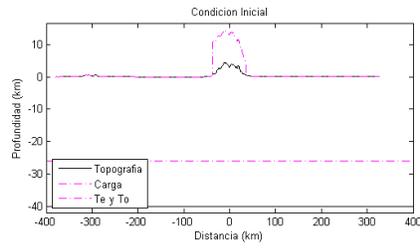
Apéndice I.27 Respuesta para la prueba A_7.



Apéndice I.27 Respuesta para la prueba Mcbo_7B (Perfil centrado en Boconó).



Apéndice I.28 Respuesta para la prueba Ba1_B (Perfil centrado en Boconó).



Apéndice I.29 Respuesta para la prueba A_6B (Perfil centrado en Boconó).