

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**MODELAJE GEOFÍSICO INTEGRADO DE LA REGIÓN
CENTRAL DE VENEZUELA POR MEDIO DEL ANÁLISIS DE
FLEXIÓN DE PLACAS EN LA SECCIÓN 67° 00' 00'' W**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Ughi B., Antonio

Caracas, Mayo 2002

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELAJE GEOFÍSICO INTEGRADO DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA POR MEDIO DEL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS EN LA SECCIÓN 67° 00' 00" W

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Inírida Rodríguez M.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de
Venezuela para optar al Título
de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Ughi B., Antonio

Caracas, Mayo 2002

Caracas, mayo de 2002

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Antonio Ughi, titulado:

“Modelaje geofísico integrado de la región central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 67° 00' 00” W”

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

Prof. Freddy Di Simone
Jurado

Prof. José Cavada
Jurado

Prof. Inírida Rodríguez M.
Tutor Académico

A mis padres

AGRADECIMIENTOS

En primera instancia quiero expresar mi reconocimiento a la Ilustre Universidad Central de Venezuela, institución donde no sólo obtuve los conocimientos académicos, sino donde también aprendí los valores éticos necesarios para mi profesión.

También deseo expresarle mi agradecimiento a la Profesora Inírida Rodríguez, tutora de este Trabajo Especial de Grado, por su paciencia y la confianza que depositara en mi; así mismo quiero expresar mi agradecimiento al Ing. Edixon Márquez y a mi colega Janckarlos Reyes, por la invaluable contribución que hicieron para que este trabajo pudiera llevarse a cabo.

Finalmente, quiero brindarle mi agradecimiento a todos los compañeros, amigos y colegas que de forma directa o indirecta contribuyeron con el desarrollo de este proyecto, sin su ayuda no hubiera podido escribir muchas de las páginas del mismo.

Ughi B., Antonio

**MODELAJE GEOFÍSICO INTEGRADO DE LA REGIÓN
CENTRAL DE VENEZUELA POR MEDIO DEL ANÁLISIS DE
FLEXIÓN DE PLACAS EN LA SECCIÓN 67° 00' 00" W**

**Tutor Académico: Prof. Inírida Rodríguez M. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad
de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2002, 206 p.**

Palabras Claves: Flexión, Modelaje, Corteza, Gravimetría, Magnetometría,
Litosfera, Margen, Caribe, Suramérica.

Resumen.

Los cambios geológicos y topográficos que se derivan de la formación de una cuenca antepaís modifican el campo gravitatorio regional, lo que se traduce en un conjunto de anomalías gravimétricas caracterizadas por una “cupla” o secuencia de una anomalía positiva y una negativa que puede ser explicada por el proceso de flexión de placas, mediante el uso del modelo de “Placa Rota”; para este fin se debe determinar el espesor elástico de la placa involucrada en los procesos tectónicos así como también la ubicación de su borde libre.

En la Cuenca Central de Venezuela se comprobó que el espesor elástico de placa que proporciona el mejor ajuste del modelo de flexión es de 25 Km. y se plantean como posibles límites de placa a la Falla de Morón, la cual pudiera representar la zona de sutura entre la litosfera continental y el Bloque Bonaire, y la Falla Marginal Surcaribeña.

TABLA DE CONTENIDO

CONTENIDO	Pág.
DEDICATORIA.	ii
AGRADECIMIENTOS.	iii
RESUMEN.	iv
TABLA DE CONTENIDO.	v
LISTA DE FIGURAS.	viii
LISTA DE TABLAS.	xi
LISTA DE APÉNDICES.	xii
CAPÍTULO I	1
1.1 Introducción.	2
1.2 La Placa del Caribe.	6
1.2.1. Breve descripción de las zonas limítrofes de la Placa Caribe.	8
1.2.2 Evolución geodinámica de la Placa Caribe.	12
CAPÍTULO II	19
2.1 Marco tectónico de la región central de Venezuela.	20
2.1.1 Escudo de Guayana.	23
2.1.2 Cinturones orogénicos en la región nor – central de Venezuela.	26
2.1.2.1 Napa de la Cordillera de la Costa.	27
2.1.2.2 Napa de Cauagua – El Tinaco.	29
2.1.2.3 Napa Ofiolítica de Loma de Hierro – Paracotos.	30
2.1.2.4 Napa de Villa de Cura.	30
2.1.2.5 Napa Piemontina.	32
2.2 La cuenca antepaís central de Venezuela.	34

2.2.1 El basamento de la cuenca.	34
2.2.2 Jurásico – Cretácico.	36
2.2.3 Cretácico – Eoceno.	38
2.2.4 Oligoceno – Presente.	40
2.2.5 Estructuras regionales asociadas.	43
2.2.5.1 Falla de Apure.	43
2.2.5.2 Graben de Espino.	44
2.2.5.3 Cuencas sedimentarias.	45
2.2.5.4 Sistemas de fallas transcurrentes.	48
CAPÍTULO III	51
3.1 Mecanismos de formación de cuencas.	52
3.1.1 Clasificación de las cuencas sedimentarias.	52
3.1.2 Revisión sobre mecanismos de formación de cuencas.	57
3.2 Cuencas en márgenes divergentes.	58
3.2.1 Margen divergente de la cuenca central de Venezuela.	60
3.3 Cuenca antepaís o “foreland”.	61
3.3.1 La cuenca antepaís central de Venezuela.	62
CAPÍTULO IV	64
4.1 Anomalías gravimétricas y magnéticas en la región central de Venezuela.	65
4.1.1 Fuente de los datos gravimétricos y magnéticos.	66
4.1.2 Análisis estadístico de los datos gravimétricos y magnéticos.	68
4.2 Mapa de anomalías gravimétricas en la región central de Venezuela.	71
4.2.1 Mapa de Anomalías de Bouguer.	71
4.2.2 Perfil de Anomalías de Aire – Libre.	73
4.3 Relación entre las anomalías gravimétricas y la topografía.	74
4.3.1 Relación entre Anomalías de Bouguer y la topografía.	74
4.4 Anomalías magnéticas en la región central de Venezuela.	76
4.4.1 Mapa de Intensidad Magnética Total.	76

4.5 Modelaje gravimétrico bidimensional.	78
4.5.1 Restricciones a partir de datos de pozos.	79
4.5.2 Sección de la corteza en el perfil 67° 00' 00'' W.	81
4.5.3 Modelo geológico del subsuelo.	84
CAPÍTULO V	88
5.1 Flexión de la litosfera continental.	89
5.1.1 Consideraciones teóricas.	91
5.2 Modelo de flexión en la zona central de Venezuela.	95
5.2.1 Esquema de cargas.	99
5.2.2 Metodología para el modelaje de flexión.	102
5.3 Modelaje de flexión en la zona central de Venezuela.	103
5.3.1 Efecto de la topografía, sedimentos y cargas supracorticales.	106
5.3.2 Estimación de cargas intracorticales.	119
5.3.3 Efecto de cargas intracorticales.	121
5.4 Resultado del modelaje por flexión de placas.	122
5.4.1 Perfil 67° 00' 00'' W.	124
CAPÍTULO VI	127
6.1 Evolución de la región central de Venezuela a partir del análisis de flexión de placas.	128
6.2 Implicaciones regionales del modelo.	131
6.2.1 La cuenca oriental de Venezuela.	132
6.2.2 Los Andes venezolanos y cuencas asociadas.	133
6.3 Espesor elástico y edad de la placa litosférica en Venezuela Central.	134
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	136
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.	139
APÉNDICE A	157
APÉNDICE B	162

LISTA DE FIGURAS

FIGURA N°	Pág.
1.1 Mapa de ubicación del área estudiada y del perfil de 67° 00' W.	5
1.2 Provincias tectono – geomorfológicas de la región del Caribe.	8
1.3 Geomorfología del margen continental de Venezuela.	10
1.4 Ubicación y extensión superficial del Bloque Bonaire.	11
1.5 Ubicación y dirección del movimiento de las placas Pacífico, Farallón y Fénix hace 119 m.a.	14
1.6 Ubicación y dirección del movimiento de las placas Pacífico, Farallón y Fénix hace 80 m.a.	16
1.7 Ubicación y dirección del movimiento de las placas Pacífico, Farallón y Caribe hace 38 m.a.	17
1.8 Ubicación y dirección del movimiento de las placas Pacífico, Cocos, Nazca y Caribe en la actualidad.	18
2.1 Mapa geológico del Escudo de Guayana.	25
2.2 Ubicación de las napas que conforman el Sistema Montañoso del Caribe.	34
2.3 Subdivisiones del basamento ígneo – metamórfico en Venezuela.	35
2.4 Ubicación geográfica y extensión de los terrenos paleozoicos en Venezuela.	36
2.5 Migración del frente de deformación desde el Paleoceno – Eoceno.	39
2.6 Marco geológico regional de Venezuela durante el Mioceno – Plioceno.	41
2.7 Ubicación geográfica estimada de la Falla de Apure.	44

FIGURA N°	Pág.
2.8 Ubicación del Graben de Espino y Apure – Mantecal.	45
2.9 Ubicación de las principales cuencas sedimentarias de Venezuela.	46
2.10 Ubicación de las subcuencas de Guárico y Maturín.	47
2.11 Ubicación geográfica de los principales sistemas de fallas de la región centro – norte de Venezuela.	50
3.1 Sistema de clasificación de cuencas según KINGSTON et al. (1983).	56
4.1 Histograma de frecuencias de los datos gravimétricos.	69
4.2 Histograma de frecuencias de los datos magnéticos.	70
4.3 Mapa de Anomalías de Bouguer y ubicación de estaciones.	72
4.4 Gráfico de topografía y Anomalías de Aire Libre para el perfil de 67° 00' W.	74
4.5a Gráfico de Anomalías de Bouguer para el perfil de 67° 00' W.	75
4.5b Gráfico de topografía para el perfil de 67° 00' W.	76
4.6 Mapa de Intensidad Magnética Total y ubicación de estaciones.	77
4.7 Mapa de ubicación de los cortes geológicos y de los pozos.	80
4.8 Corte geológico conceptual N – S desde la Falla Marginal Surcaribeña hasta el Río Orinoco.	83
4.9 Cortes geológico – estructurales desde el norte de Altagracia de Orituco hasta el Río Orinoco.	84
4.10 Modelo gravimétrico propuesto para el perfil 67° 00' 00'' W.	87
4.11 Modelo magnético propuesto para el perfil 67° 00' 00'' W.	87
5.1 Modelos teóricos simplificados de placa continua y placa rota.	93

FIGURA N°	Pág.
5.2 Efecto de las cargas corticales sobre la curva de anomalía gravimétrica.	98
5.3 Respuesta de la flexión para una carga uniforme con espesor elástico y densidad variables.	101
5.4 Diagrama de flujo que ilustra la metodología de trabajo seguida por el programa de modelaje de flexión.	104
5.5 Respuesta de la flexión a la aplicación exclusiva de cargas superficiales topográficas para distintos espesores elásticos.	107
5.6 Respuesta de la flexión a la aplicación de cargas supracorticales.	110
5.7 Primer modelo de flexión propuesto (límite: Falla de Morón).	125
5.8 Segundo modelo de flexión propuesto (límite: Falla Marginal Surcaribeña).	126
6.1 Gráfico log – log de la rigidez de flexión en función de la edad del evento de carga de la placa.	135

LISTA DE TABLAS

TABLA N°	Pág.
3.1 Clasificación de cuencas sedimentarias según BALLY y SNELSON (1980).	54
4.1 Estadísticos de los datos gravimétricos y magnéticos.	70
4.2 Lista de pozos con las respectivas profundidades alcanzadas.	80
4.3 Valores de densidad, susceptibilidad magnética e intensidad de magnetización para los cuerpos que integran el modelo gravimétrico – magnético propuesto.	86
5.1 Parámetros de densidades, Módulo de Young y Radio de Poisson usados en el modelaje de flexión.	106
5.2 Parámetros considerados para el primer modelo de flexión.	125
5.3 Parámetros considerados para el segundo modelo de flexión.	126

LISTA DE APÉNDICES

APÉNDICES	Pág.
A. Tabla de datos de topografía y Anomalías de Aire Libre y Bouguer para el perfil de 67° 00' 00'' W.	157
B. Programa de modelaje de flexión.	162

CAPÍTULO I

1.1 INTRODUCCIÓN

Es bien conocido que el proceso geológico regional que dio origen a buena parte del territorio venezolano y la totalidad de sus cordilleras, es el asociado a la formación del denominado Cinturón de Corrimientos y Cuencas de Antepaís. Este proceso, que sólo se da en ambientes tectónicos convergentes, ocasiona que grandes masas de rocas se desplacen y coloquen sobre otras, propiciando así la formación de cordilleras y cerrando cuencas que antes estaban cubiertas por océanos y mares. Es en estas cuencas, ahora cubiertas por sedimentos, en donde es factible que se generen las condiciones necesarias para la formación de hidrocarburos (gas y petróleo). Por otra parte, las cordilleras formadas se convierten en cargas que ejercen presión sobre el basamento, deformándolo y modificando sus propiedades físico-químicas, particularmente, variando el gradiente de temperatura.

Todos estos cambios geológicos y topográficos generan modificaciones en el campo gravitatorio regional, lo que se traduce en un conjunto de anomalías gravimétricas caracterizadas por una “cupla” o secuencia de una anomalía positiva y una negativa que, en teoría, pueden ser explicadas por el conjunto de factores antes mencionados. Sin embargo, estudios realizados por KARNER y WATTS (1983) en cuencas europeas y asiáticas caracterizadas por ese patrón de anomalías gravimétricas, demuestran que los elementos mencionados podrían no ser suficientes para explicar dichas anomalías, y que en variados casos podrían existir “cargas escondidas” bajo las cadenas montañosas que contribuyan a generar la flexión de la

litosfera y que estas cargas, sumadas a la carga que representa la propia cadena montañosa son las responsables del patrón de anomalías observado.

En Venezuela, con base en los mismos criterios, se han realizado investigaciones en la Cuenca Oriental (RODRÍGUEZ, 1986; y RODRÍGUEZ comunicación personal, 2000) y se han obtenido resultados similares a los mostrados por KARNER y WATTS (1983), añadiendo a esto, el hecho de que se ha propuesto como límite norte de la placa suramericana a “La Falla Marginal Surcaribeña”. Sin embargo, en la Cuenca Central, dominada por la Cordillera de la Costa, no se ha realizado ningún tipo de trabajo en función del estudio de la flexión de placas, por lo que las interrogantes de si la carga que representa esta cordillera es suficiente para reproducir las anomalías gravimétricas y si el límite norte de la placa suramericana propuesto es efectivamente el más idóneo, continúan sin ser contestadas.

Con el fin de dar respuesta a estos planteamientos esta investigación tiene, en primera instancia, el objetivo de generar un modelo estructural de la corteza continental que permita explicar las respuestas gravimétricas y magnetométricas, obtenidas a partir de estudios geofísicos realizados en la región central de Venezuela, la cual se muestra en la Figura 1.1. Para realizar esto se requiere la integración de toda la información geofísica disponible (gravimetría, magnetometría, sísmica, geología de superficie y estudio de pozos) con el fin de que el modelo derivado del estudio sea lo más preciso posible. Adicionalmente, se plantea el modelaje del comportamiento mecánico y / o elástico de la región centro – norte de la placa suramericana mediante la utilización de la técnica de análisis espectral, lo cual

permitirá determinar tanto el coeficiente de rigidez más probable que posea la placa, como la ubicación geográfica del límite norte de la misma. Estas variables son fundamentales a la hora de hacer inferencias sobre el comportamiento reológico de la placa, su respuesta gravimétrica y su expresión topográfica ante la aplicación de cargas de diferentes densidades.

En segundo lugar, es menester cuantificar las características de las cargas que pudieran generar la flexión de la corteza, para lo cual se utilizarán mapas de Anomalías de Aire Libre, Anomalías de Bouguer y de Intensidad Magnética Total. Es sobre estos mapas donde se tomará el perfil correspondiente al meridiano de $67^{\circ} 00' 00''$ W (Figura 1.1) a lo largo del cual se realizará el modelaje geológico – estructural.

Para la realización de este modelo se han considerado las siguientes condiciones restrictivas:

1. Los datos aportados por la geología de superficie.
2. Estimación del espesor de los sedimentos a partir de los datos de sísmica de reflexión y de pozos.
3. Profundidad de la Discontinuidad de Mohorovicic en el área en estudio.

Con base en estas restricciones y datos es factible estimar un conjunto de cuerpos de roca, caracterizados por las densidades y susceptibilidades magnéticas propias de las litologías asignadas a los mismos, con el fin de determinar los efectos

gravimétricos y magnéticos a ellos asociados, así como el respectivo modelo del subsuelo en función de la flexión de la litosfera.

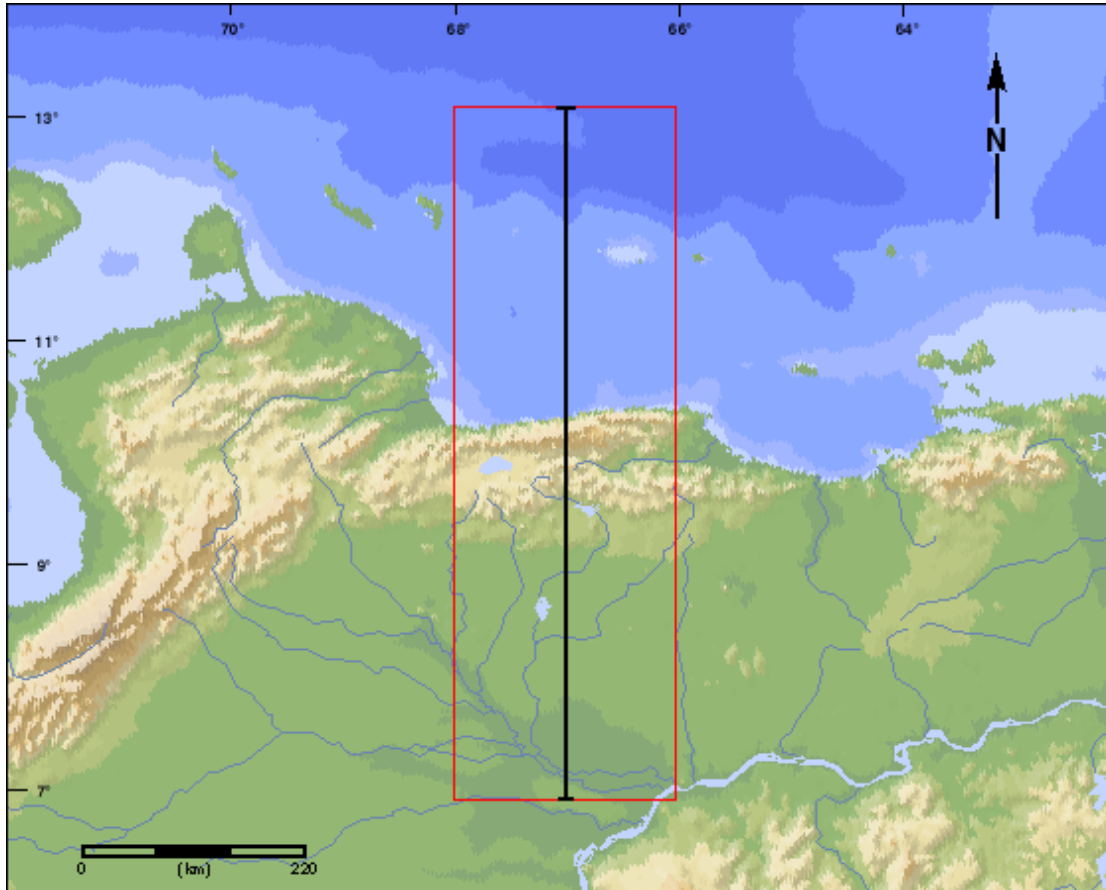


FIGURA 1.1 Mapa de ubicación del área estudiada (recuadro rojo) y del perfil de 67° 00' W.

Esto conlleva a cuantificar el espesor elástico de la placa suramericana, el cual está intrínsecamente relacionado con la flexión de la corteza y a evaluar la implicación de dicha flexión en la evolución geodinámica y tectónica del margen norte de Suramérica.

Por último, el conocimiento de la comunidad científica en general se verá enriquecido al poseer información más precisa de las características, tanto geológicas como geofísicas y elásticas de la región en estudio, lo que representa un beneficio

directo para las empresas petroleras, ya que podrán disponer de información valiosa que les permita inferir con mayor precisión la ubicación de posibles yacimientos en la región norte de la placa suramericana.

1.2 LA PLACA DEL CARIBE

La región del Caribe (Placa Caribe) ha sido, por múltiples razones, de gran interés para el estudio de geólogos y geofísicos durante las últimas décadas. La necesidad de conocer en profundidad la geología, geomorfología y evolución geodinámica de esta región ha derivado en que la Placa Caribe se pueda considerar una de las más estudiadas en el mundo. Como consecuencia de todo este esfuerzo investigativo y de la complejidad geológica de la región, se ha producido una innumerable cantidad de teorías y modelos que permiten describir la evolución del Caribe. Sin embargo, hoy en día existe consenso en la mayoría de los aspectos fundamentales que describen la geodinámica evolutiva de la Placa Caribe, así como sus principales estructuras y composición geológica.

En primer lugar, los estudios realizados muestran que la constitución geológica de la corteza es oceánica (DIEBOLD et al., 1981), sin embargo, posee un inusual espesor del piso oceánico (DUNCAN y HARGRAVES, 1984) detectado a partir de los estudios de refracción sísmica, los cuales han revelado que posee un espesor de 10 a 15 Km. (OFFICER et al., 1959; EDGAR et al., 1971; HOUTZ y LUDWIG, 1977) lo que la hace un poco más gruesa que las típicas cortezas oceánicas

del Pacífico y el Atlántico, por lo que se le considera de tipo transicional. Más específicamente, la zona de corteza delgada, típicamente oceánica, posee un espesor promedio de 5 Km., pero en las cuencas transicionales de Venezuela, Colombia y Golfo de México tiene espesores aproximados de 15, 18 y 20 Km. respectivamente (LADD y WATKINS, 1980). Estas diferencias de espesores han sido atribuidas a que en la Placa Caribe coexisten cuencas (correspondientes con un suelo oceánico de espesor normal) y “ridges” que se han visto engrosados por las erupciones volcánicas de basaltos (HOUTZ y LUDWIG, 1977). Este planteamiento tiene asidero en los datos aportados por el Proyecto DSDP, al revelar que el engrosamiento de la corteza está asociado con la presencia generalizada de diques y flujos basálticos de 1 a 2.5 Km. de espesor y de edad Cretácica Tardía (Coniasiense a Campaniense) cubiertos por sedimentos. Adicionalmente, esta estratificación también aparece reflejada en los estudios de sísmica de reflexión que han identificado los denominados Horizontes A'' y B'' en la corteza continental. En Venezuela, por su parte, las posibles analogías con estas secciones estratigráficas se encuentran aglomeradas en la serie de esquistos azules metavolcánicos de la Napa de Villa de Cura.

En lo referente al movimiento relativo entre la Placa Caribe y sus vecinas, los estudios realizados con base en el movimiento instantáneo de placas para todo el globo terrestre conocido como Movimiento Relativo 2 (MINSTER y JORDAN, 1978), predicen que la componente predominante del movimiento tiene una dirección E – O aunada a una componente menor en dirección N – S. Conclusiones obtenidas por varios autores (PENNINGTON, 1981; SYKES et al., 1982; SCHUBERT, 1988) a

partir del estudio de los focos sísmicos aportaron soportes adicionales a esta tesis del movimiento relativo al revelar que los sismos reflejan la existencia de movimiento E – O a lo largo de fallas transcurrentes dextrales y también el movimiento N – S a través de fallas de compresión.

1.2.1 BREVE DESCRIPCIÓN DE LAS ZONAS LÍMITROFES DE LA PLACA CARIBE

La Placa Caribe se encuentra limitada por un conjunto de placas y sistemas de fallas que le confieren a la región una complejidad interesante a la hora de su estudio. Esto se puede apreciar en la Figura 1.2 en la que se muestran las provincias tectono – geomorfológicas de la región del Caribe. En este sentido, se observa que al norte de la Placa Caribe se encuentra la Placa de América del Norte, al este la Placa Atlántica, al sur la Placa Suramericana y al oeste la Placa de Nazca.

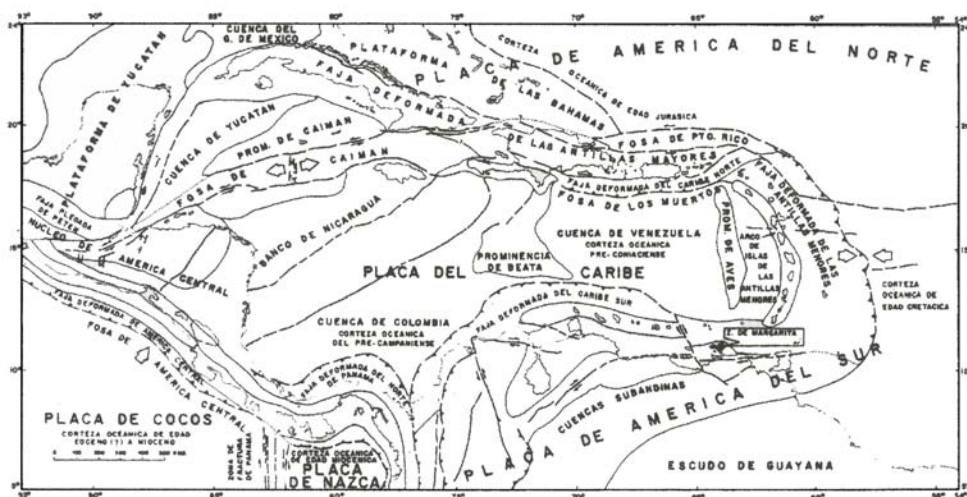


FIGURA 1.2 Provincias tectono – geomorfológicas de la región del Caribe. (Tomado de CASE y HOLCOMBE, 1980).

El límite norte se extiende desde el Surco de Caimán hacia Guatemala a través de la zona de fallas de Motagua – Polochic y hacia el este se continúa en el Surco de Puerto Rico; es de tipo transcurrente y presenta un movimiento lateral sinistral. En cuanto al límite sur de la Placa Caribe, éste es más complejo por no existir una definición clara de sus bordes, que para algunos autores es de tipo convergente, mientras que para otros es de tipo transformante (McCANN y PENNINGTON, 1990). Aunque, como se mencionó anteriormente, los datos sísmicos y sismológicos dan fe del movimiento de la Placa Caribe con respecto a la Suramericana, éstos no clarifican la ubicación del límite intraplacas ya que la errática distribución de los hipocentros está, aparentemente, más ligada a fallamientos mayores que a zonas de subducción (BELLIZZIA, 1985). Es sólo en la parte este, a lo largo de la Antillas Menores y en la porción oriental de la Península Araya – Paria, donde la sismicidad aumenta y forma grupos de hipocentros que definen una zona de subducción con buzamiento hacia el oeste.

Hacia el norte, en el margen continental de Venezuela y Colombia, cuyas características geomorfológicas resaltantes se muestran en la Figura 1.3, se encuentra la llamada Prominencia de Curazao (Cinturón Deformado del Sur del Caribe) conformado por una espesa secuencia de sedimentos altamente deformados que interrumpen las secuencias sedimentarias no disturbadas de la Cuenca del Caribe y que se observa claramente en los perfiles sísmicos de reflexión. Esta prominencia se

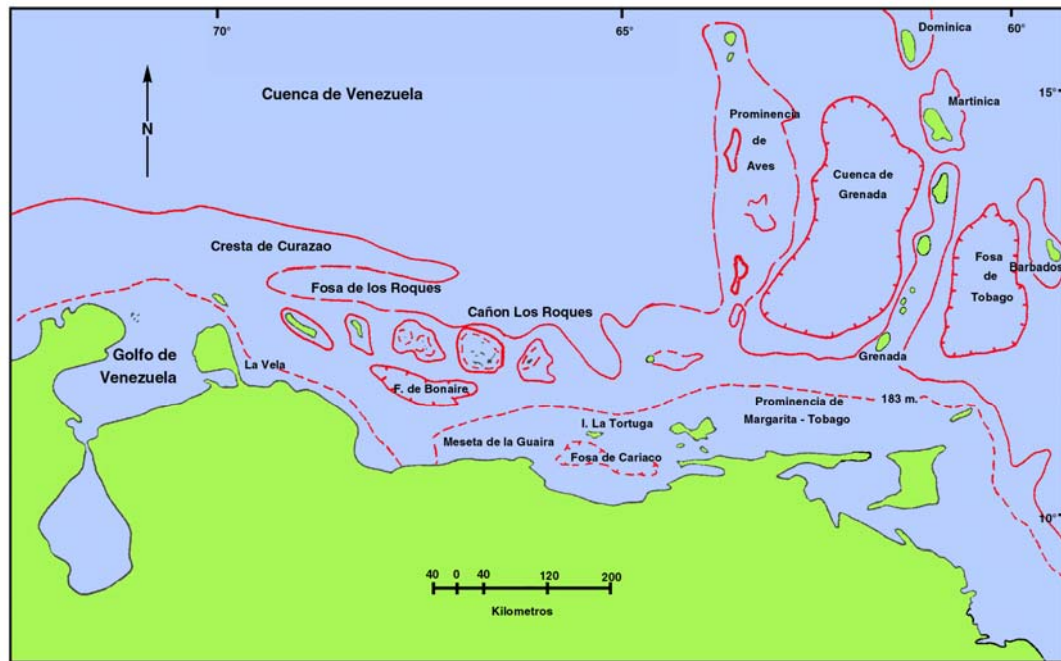


FIGURA 1.3 Geomorfología del margen continental de Venezuela (Modificado de PICARD, 1974).

extiende desde el Surco de Los Roques en el este hasta el Valle de Atrato en Colombia al oeste. Otra provincia tectono – geomorfológica aledaña a esta zona es el denominado Bloque de Bonaire (SILVER et al., 1975), mostrado en la Figura 1.4, el cual está comprendido entre la Prominencia de Curazao y la Falla de Oca, zona sísmicamente activa centrada a aproximadamente 40 Km. al sur de la línea de costa venezolana, que se constituye como un bloque rígido entre las placas Suramericana y del Caribe.

Este bloque está limitado al norte por una zona atípica de subducción buzando al sur llamada Falla Marginal Surcaribeña, la cual no está acompañada de vulcanismo ni de actividad sísmica, debido posiblemente a una lenta subducción o a una alta plasticidad de las rocas (BELLIZZIA, 1985). En tres dimensiones este bloque tiene la

forma de un prisma triangular invertido con el plano vertical mirando al sur y el eje alineado en dirección E – O (BOSCH y RODRÍGUEZ, 1992). Al sur de esta estructura se encuentra el Bloque de Maracaibo – Santa Marta, limitado por los sistemas de fallas de Oca – Santa Marta – Bucaramanga – Boconó.

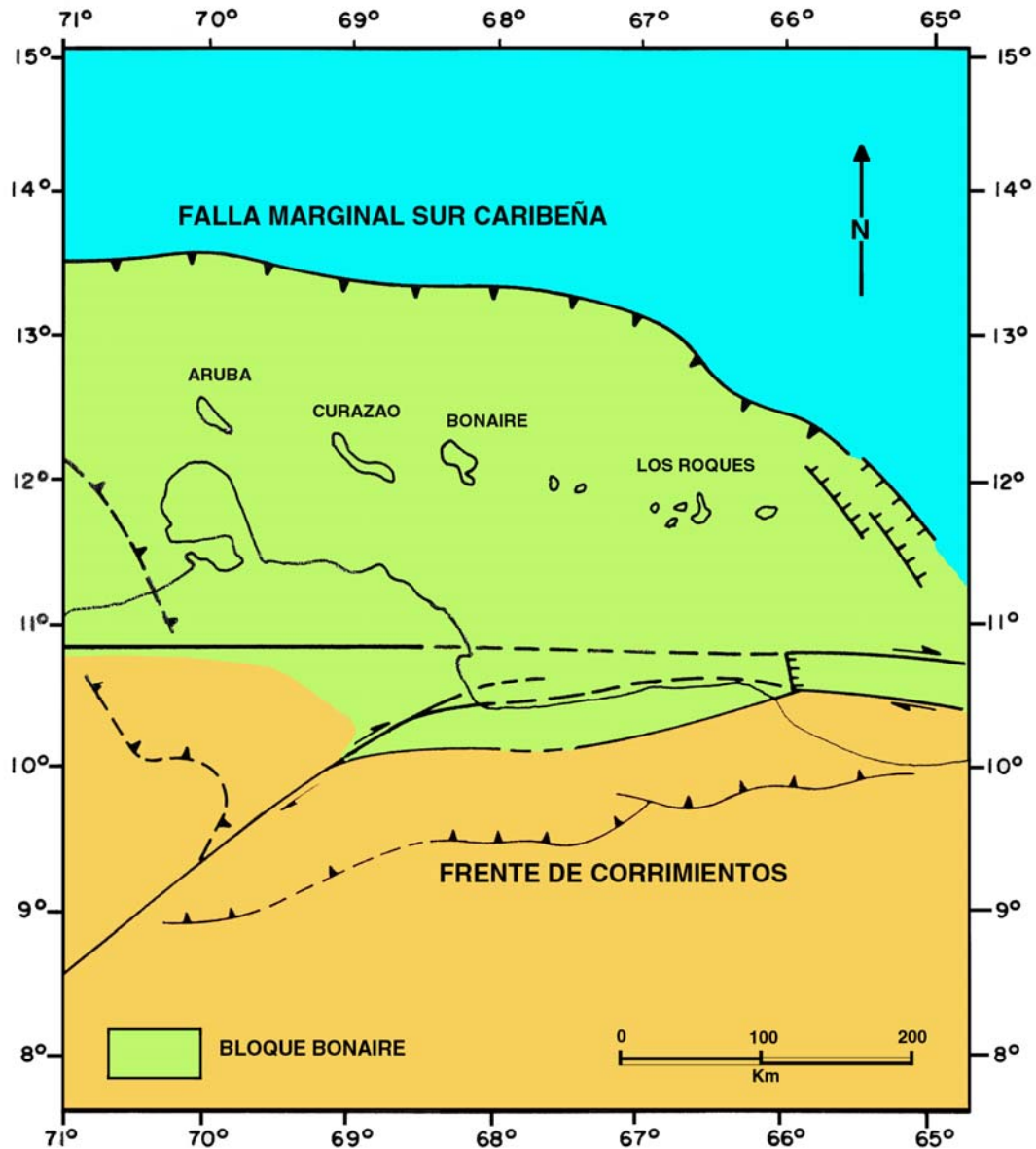


FIGURA 1.4 Ubicación y extensión superficial del Bloque Bonaire.
(Modificado de BOSCH y RODRÍGUEZ, 1992).

En el margen norte de la Placa Suramericana, desde Tobago y Trinidad hasta la parte oeste de Colombia, la geología continental se caracteriza por una cadena montañosa denominada Sistema Montañoso del Caribe, el cual está constituido por una compleja superposición de napas corridas hacia el sur en la parte norte de América del Sur y hacia el este en la región occidental de Colombia (BELLIZZIA, 1985).

Finalmente, en los márgenes este y oeste de la Placa Caribe se encuentra la zona de convergencia, que forma un arco de islas típico en el margen este, originado por la subducción de la corteza oceánica del Atlántico por debajo de la Placa Caribe, lo que ha producido un magmatismo calco – alcalino aún activo en la cadena de islas de las Antillas Menores. Usando la paleontología y dataciones isotópicas se ha determinado que las edades más antiguas corresponden al Cretácico Superior (BELLIZZIA, op. cit.). En el caso del límite oeste de la Placa Caribe la zona de convergencia está determinada por la subducción de las placas de Cocos y Nazca por debajo de Centroamérica, lo que ha originado un vulcanismo Terciario – Reciente a lo largo de esta última.

1.2.2 EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE LA PLACA CARIBE

Esencialmente, la evolución geodinámica de la Placa Caribe es la consecuencia de los movimientos combinados de las placas que conformaban la cuenca del Pacífico (placas Pacífico, Farallón y Fénix) y el movimiento de separación

entre la Placa Suramericana y Africana durante el Jurásico; de esta manera la Placa Caribe, formada a partir de los procesos de expansión del suelo oceánico del Pacífico, vino a acomodarse en el espacio dejado entre las placas de Norte y Suramérica mientras éstas se desplazaban hacia el noreste y sureste respectivamente.

Dado que la evolución del Caribe obedece a un proceso de geodinámica global, no se puede explicar la formación y desplazamiento de esta placa desde el Pacífico hasta su posición actual sin contemplar los procesos ocurridos durante el Jurásico entre la placa de Suramérica y de África. Para el Jurásico Medio a Tardío la separación entre estas dos placas viene avanzando desde el sur hacia el norte en un proceso diacronológico de “rifting” continental (Figura 1.5), generando a su vez el margen norte de América del Sur al separar la Placa de Norteamérica de la de Suramérica al final de ese período (PINDELL, 1993). Para el Neocomiense se forma el Golfo de México, producto de la expansión del suelo oceánico en el Jurásico Tardío, mientras que Norteamérica se desplaza en dirección noroeste desde Gondwana (DICKINSON y CONEY, 1980; PINDELL y DEWEY, 1982). Para este período DUNCAN y HARGRAVES (1984) concuerdan con MOONEY (1980) en interconectar el “ridge” del Atlántico Central con la expansión entre las placas Farallón y Fénix en la cuenca del Pacífico; este “ridge” de expansión discurre a través de la región del Caribe y es el que genera la separación entre las placas de Norte y Suramérica con dirección noroeste – sureste, lo cual se muestra en la Figura 1.5.



FIGURA 1.5 Ubicación y dirección del movimiento de las placas Pacífico, Farallón y Fénix hace 119 m. a. aproximadamente. También se muestra la ubicación de los puntos calientes Sala y Gómez (S), Fernando de Noronha (F) y Galápagos (G), así como la Plataforma de las Bahamas (P.B.), las Antillas Mayores (A. M.), Cuba y la Española (C.E.). (Modificado de DUNCAN y HARGRAVES, 1984).

Mientras esto ocurre en la región del Caribe, la Placa Farallón, que se desplaza en dirección noreste, está siendo subducida por debajo de la Placa de Norteamérica. Por otra parte, también hay acuerdo entre diversos autores (DIETZ y HOLDEN, 1973; DICKINSON Y CONEY, 1980) en lo referente al origen de la plataforma de Las Bahamas, la cual posee un basamento volcánico por debajo de la plataforma de carbonatos, originada a partir de un punto caliente, específicamente, el punto caliente de Fernando de Noronha propuesto por MORGAN (1981).

Para finales del Cretácico Temprano, la subducción de la Placa Farallón continúa a todo lo largo del extremo occidental de las Américas formando lo que

posteriormente se transformará en el Arco de las Antillas Mayores adyacente al proto – Caribe, mientras que el Complejo Villa de Cura se origina en la cara oriental de la subducción, por debajo del margen noroccidental de Suramérica.

Según DUNCAN y HARGRAVES (1984) hace aproximadamente 100 m.a. el punto caliente de Galápagos, en la Placa Farallón, entró en actividad erupcionando grandes volúmenes de basaltos sobre la corteza oceánica formada anteriormente, dando como resultado que se desarrollara una meseta oceánica de apreciables dimensiones. Hace 80 m.a. aproximadamente, esta meseta (Meseta de Galápagos) colisiona y atasca el arco – trinchera de las Antillas Mayores empujándolo hacia el noreste con un movimiento de rotación en sentido antihorario (Figura 1.6), mientras que un segmento del sur del arco, destinado a convertirse posteriormente en las Antillas Holandesas y la Napa de Villa de Cura, es trasladado hacia el este en sentido horario.

Según BEETS et al. (1984), los estudios geológicos realizados en el límite meridional de la región del Caribe (Curazao, Aruba, Bonaire y el Sistema Montañoso del Caribe) ubican el tiempo de inserción de la Meseta de Galápagos proveniente desde el oeste entre el Cretácico Tardío y el Paleoceno. De manera similar MATTSON (1979) y DICKINSON y CONEY (1980) sostienen que el arco de las Antillas Mayores se movió hacia el noreste comenzando en el Cretácico Tardío y terminando en el Eoceno Tardío; este movimiento cesa cuando la zona de subducción choca con la Plataforma de las Bahamas la cual según BURKE et al. (1978) y DICKINSON y CONEY (op. cit.) no es lo suficientemente densa como para ser

subducida (Figura 1.7). Durante el Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano debido a la reducción de la plataforma oceánica contra la Plataforma de las Bahamas se impide otro movimiento hacia el noreste, sin embargo, como la subducción de la Placa Farallón continúa, se origina el arco de América Central, así como también los límites

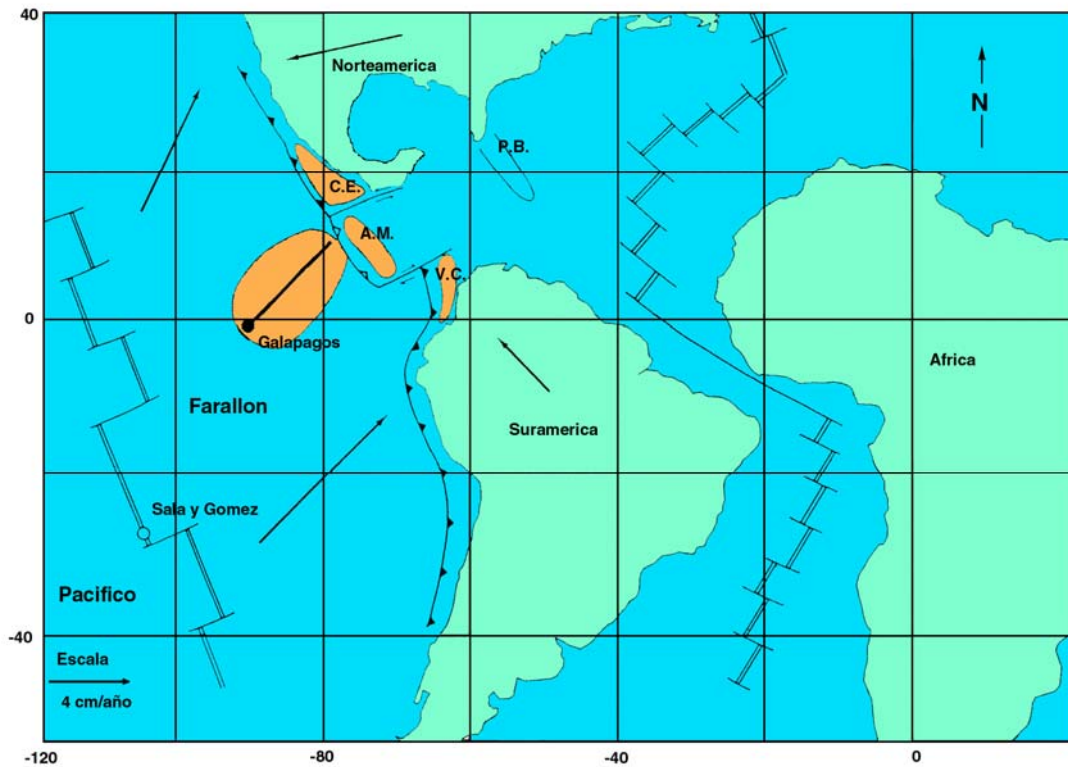


FIGURA 1.6 Ubicación y dirección del movimiento de las placas Pacífico, Farallón y Fénix hace 80 m. a. aproximadamente. Se aprecia la Meseta de Galápagos formada por grandes volúmenes de basaltos eruptados por el punto caliente aledaño, también se aprecia el Complejo Villa de Cura (V.C.). (Modificado de DUNCAN y HARGRAVES, 1984).

transformantes actuales ubicados al sur y norte de la Placa Caribe. Estos límites se muestran en la Figura 1.7 así como también la ubicación geográfica de la meseta oceánica hace aproximadamente 38 m.a. El movimiento lateral sinistral a lo largo del límite norte de la Placa Caribe de aproximadamente 1200 Km. (falla transformante de Caimán y sistema de fallas Montagua – Polochic) continúa durante

el Mioceno Temprano para permitir el movimiento hacia el este de la Placa Caribe con respecto a la Placa de Norteamérica. Como consecuencia de este movimiento hacia el este, en el extremo oriental de la Placa Caribe se forma el arco volcánico de las Antillas Menores por la renovada subducción de la corteza Atlántica por debajo del Caribe.

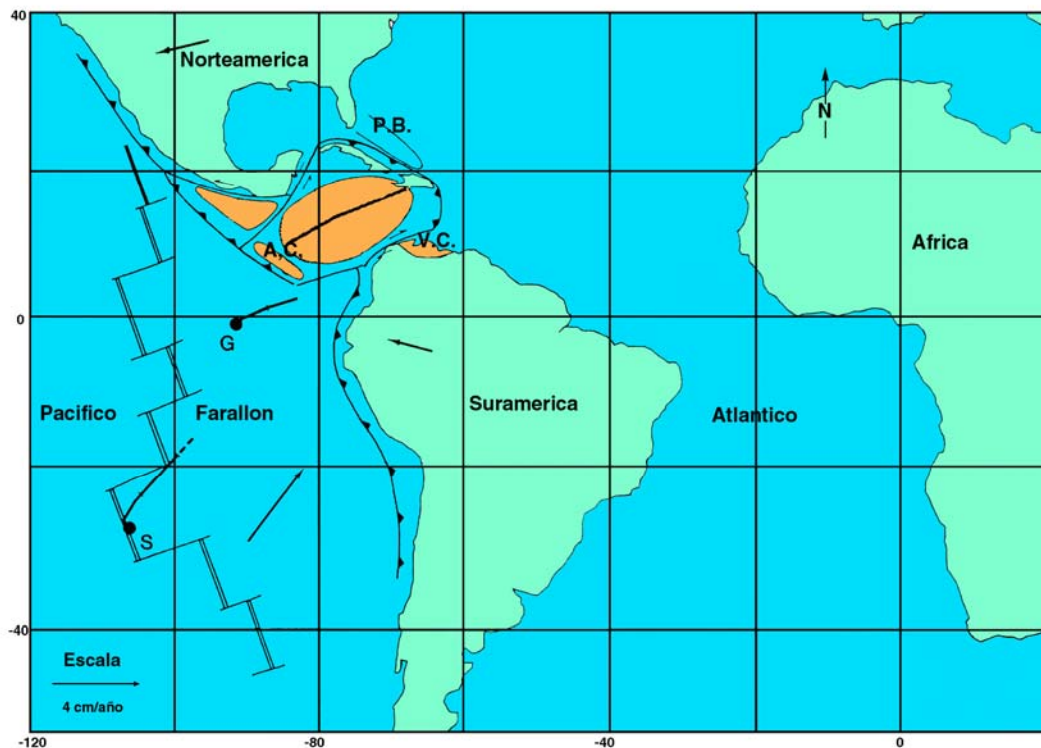


FIGURA 1.7 Ubicación y dirección del movimiento de las placas Pacífico, Farallón y Caribe hace 38 m. a. aproximadamente. El movimiento hacia el noreste de la placa oceánica es bloqueado por la Plataforma de las Bahamas. (Modificado de DUNCAN y HARGRAVES, 1984).

Según SYKES et al. (1982) este régimen geodinámico debió mantenerse muy similar durante al menos los últimos 38 m.a. para conferirle al Caribe su forma actual, (Figura 1.8), limitado tanto al norte como al sur por fallas transformantes y al este y oeste por zonas de subducción, con una velocidad de movimiento que en la actualidad se aproxima a 1 cm / año (MINSTER y JORDAN, 1978).



FIGURA 1.8 Ubicación y dirección del movimiento de las placas Pacífico, Cocos, Nazca y Caribe en la actualidad. (Modificado de DUNCAN y HARGRAVES, 1984).

CAPÍTULO II

2.1 MARCO TECTÓNICO DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

Durante los últimos años se han planteado una gran variedad de modelos tectónicos y geodinámicos con el objeto de explicar la evolución de los márgenes del Caribe y Suramérica. Estos modelos han sido enfocados desde diversos puntos de vista y han estudiado diferentes aspectos de la geología regional con implicaciones sobre la evolución geodinámica de la zona, trayendo como consecuencia que exista una gran diversidad de opiniones con respecto a las etapas que dieron origen a los márgenes antes mencionados. Sin embargo, existe en buena medida consenso sobre los elementos principales de esta evolución.

El margen continental suramericano se originó como consecuencia del proceso de divergencia que generó la separación del continente de Pangea durante el Jurásico. Esta separación produjo el adelgazamiento y “rifting” o ruptura de la corteza paleozoica del norte de Suramérica, dando origen a un margen continental pasivo tipo Atlántico. Hay discrepancias entre los geólogos sobre si el proceso de ruptura en el Caribe representa la penetración del mar de Tetis mediante la apertura de un “ridge” de expansión en el Atlántico norte o se trata de la prolongación del proceso de expansión desde el Pacífico.

En todo caso, el aspecto fundamental que debe ser destacado es que existió un proceso de expansión que separó a Norteamérica de Suramérica y que originó en esta última un margen continental pasivo donde están presentes las rocas de afinidad

continental que hoy se encuentran metamorfozadas en el Sistema Montañoso del Caribe.

En otro de los aspectos sobre el proceso evolutivo del norte de Suramérica donde hay discrepancias es en lo referente a la formación del Sistema Montañoso del Caribe. En algunos modelos pretéritos, se especula que los diferentes cinturones orogénicos que conforman el sistema se formaron después de un episodio de acarreo o “drifting” de material que ocurrió en el Cretácico Medio; sin embargo, en otros modelos, la subducción y formación de un arco de islas volcánicas se originó antes de que el proceso de acarreo terminara. Como ejemplo se puede mencionar a MARESCH (1974) quien propuso que para el Jurásico ya se había formado el arco de islas volcánicas al norte de Venezuela, el cual se extinguió mientras una nueva zona de subducción con buzamiento sur se desarrollaba al sur del extinto arco. Durante el Coniaciense este arco colisionó con Suramérica trayendo como resultado que se formara una nueva zona de subducción con buzamiento sur la cual se desactivó durante el Paleoceno. Por otro lado, TALUKDAR y LOUREIRO (1982) sugieren que la zona de subducción cretácica buzaba hacia el norte. BECK (1985) y STEPHAN (1985) también proponen que la historia del norte de Venezuela empieza durante el Cretácico Temprano al sugerir en su modelo tres períodos de compresión: en primer lugar una colisión arco de islas – continente ocurrida en el Cretácico Temprano, la cual emplazó rocas de alta presión y baja temperatura en el continente (Napa de Villa de Cura y Terrenos de la Cordillera de la Costa – Margarita), en segundo lugar un proceso de transporte durante el Senoniense en el cual la Napa de

Villa de Cura es llevada hacia el sur hasta aproximadamente su posición actual y finalmente, la aparición de plegamientos y cabalgamientos más superficiales sobre el “*decollement*” o rampa de despegue expuestos en la Napa Piemontina desde el Senoniense al Neógeno. Sin embargo, en modelos posteriores como los de DUNCAN y HARGRAVES (1984), PINDELL et al. (1988), ROSS y SCOTESE (1988), y OSTOS (1990) tanto el arco de islas como el Sistema Montañoso del Caribe se formaron por la interacción de la Placa Farallón con la Placa Suramericana cerca del noroeste de Colombia. Según estos modelos, las estructuras mencionadas fueron transportadas hacia el este durante el Cretácico Tardío al Paleoceno y emplazadas sobre la Placa de Suramérica en Venezuela como terrenos transpresionales desde el Eoceno hasta el Mioceno.

A pesar de las obvias diferencias entre los diversos modelos recopilados y presentados anteriormente en forma simplificada, las evidencias actuales y todas las investigaciones realizadas a partir de mediados de la década de los ochenta han llevado a aceptar de forma algo generalizada que la evolución tectónica del Caribe y, por ende, del norte de Suramérica comenzó como consecuencia de la interacción de las placas de la cuenca del Pacífico con las placas continentales de Norte y Suramérica durante el Jurásico y posteriormente, desde el Cretácico al Neógeno, el desplazamiento del Caribe en sentido oeste – este con un movimiento transpresional, lo que produjo los cinturones orogénicos que conforman el Sistema Montañoso del Caribe.

2.1.1 ESCUDO DE GUAYANA

Se considera al Escudo de Guayana como parte de los terrenos precámbricos de tipo autóctono que sirven de basamento a las cuencas venezolanas, donde se le denomina “Cratón”. Según MENDOZA (1977) el escudo ha sido afectado por cuatro períodos de orogénesis: Guriense entre los 3.600 – 2.700 m.a.; Pre – Transamazónico entre los 2.600 – 2.100 m.a.; Transamazónico entre los 2.000 – 1.700 m.a. y Orinociense entre los 1.200 – 800 m.a.

Sin embargo, durante la mayor parte del Fanerozoico ha estado estable desde el punto de vista de la tectónica compresiva, con la excepción del desplazamiento relativo hacia el oeste desde África, sufrido durante el Mesozoico como consecuencia de la disgregación de Pangea y la apertura del Océano Atlántico. Por otra parte, desde el punto de vista de levantamientos verticales, el Cratón se ha visto involucrado en procesos importantes de orogénesis durante el Cretácico y todo el Cenozoico, ya que se han correlacionado a las rocas precámbricas que se encuentran expuestas en muchas de las cordilleras de edades más jóvenes, como por ejemplo, la Cordillera Central y Oriental de Colombia, la Sierra de Perijá, la Cordillera de Mérida y la Cordillera de la Costa con las rocas del Escudo de Guayana (CASE et al., 1984).

A partir de observaciones petrológicas y tectónicas se ha dividido al escudo en cuatro provincias: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, cuyas ubicaciones, extensión geográfica y características litológicas resaltantes se muestran en el mapa geológico de la Figura 2.1.

La Provincia de Imataca está constituida por metasedimentos, gneises graníticos e intrusiones graníticas metamorfizadas en las facies de la anfibolita y granulita (DOUGAN, 1972). Según CASE et al. (1984) la Provincia de Imataca sufrió un proceso de levantamiento y enfriamiento después de estar sometida a metamorfismo hace aproximadamente 2.000 m.a. lo que coincide con intrusiones graníticas sintectónicas. Inicialmente se estimó un rango de edades de 2.700 m.a. a 3.700 m.a para esta provincia; sin embargo, HURLEY et al. (1977) utilizando datación isotópica (Rb / S) de muestras redujo el rango entre los 3000 m.a. y 3400 m.a. Las estructuras foliadas tienen una tendencia este – noroeste y hacia el sur, la provincia se encuentra separada por una zona de cizalla representada por la Falla de Guri.

La Provincia de Pastora está compuesta por rocas metasedimentarias y volcánicas máficas y félsicas, intrusionadas localmente por gabros y diques de diabasa. Según CASE et al. (1984), la provincia se formó hace 2.250 m.a. y estuvo sujeta a subsecuentes episodios de metamorfismo 2.000 m.a. y 1.500 m.a. atrás.

La Provincia de Cuchivero consta de rocas volcánicas y plutónicas félsicas, metabasitas, metasedimentos y metavolcánicas (MENDOZA, 1977). Según TALUKDAR y COLVEE (1974) el terreno se formó en la corteza continental entre 1.900 m.a. y 1.400 m.a. atrás, luego de lo cual se produjo una sedimentación clástica y un vulcanismo de tipo félsico, así como también un metamorfismo regional en la facie de los esquistos verdes, continuado por intrusiones graníticas.

La Provincia de Roraima consiste en 3.700 m de sedimentos clásticos (arenas y conglomerados) que cubren los metagabros, granitos y diabasas de la Provincia de Pastora. A partir de estudios de isótopos en los diques de diabasa se ha calculado que esta provincia tiene una edad de entre 1.600 m.a. y 1.800 m.a.

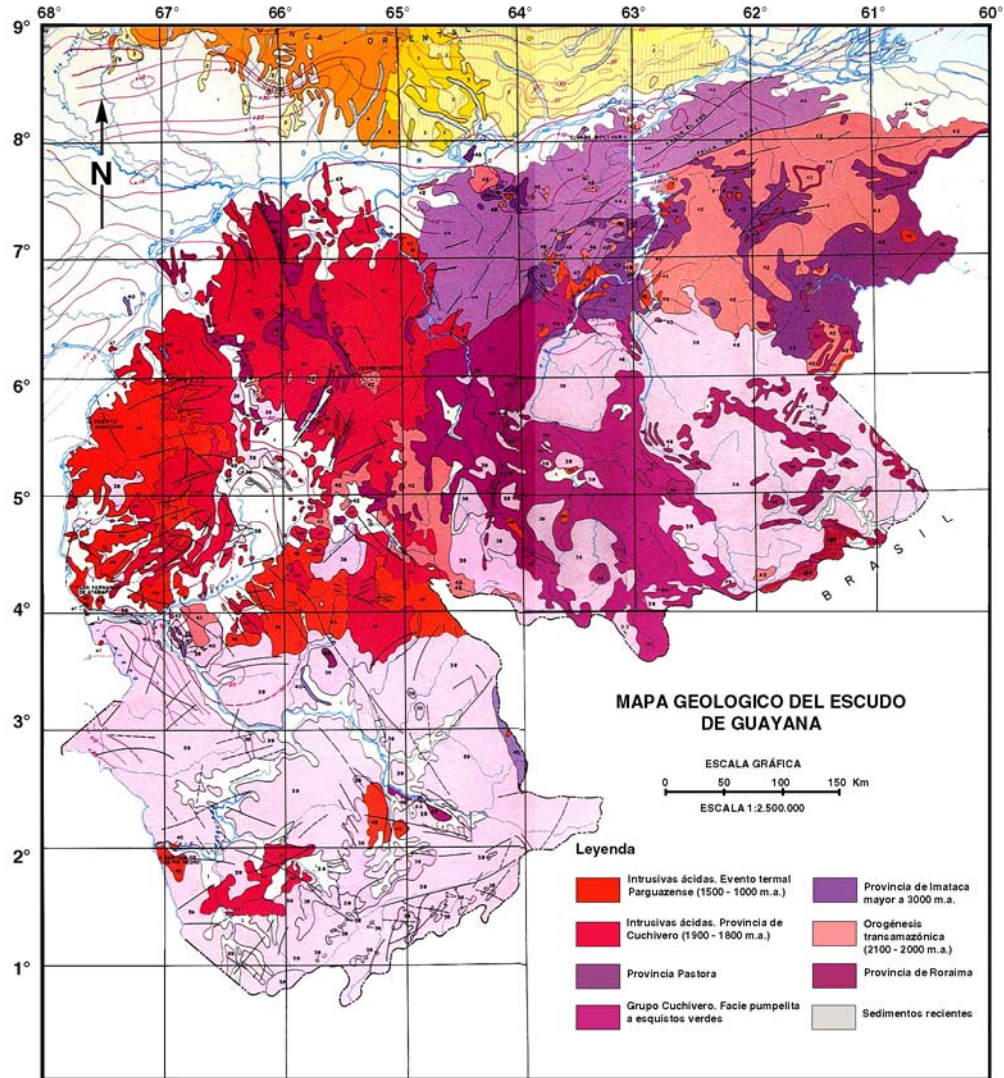


FIGURA 2.1 Mapa geológico del Escudo de Guayana donde se muestra la ubicación de las cuatro provincias principales que lo integran. (Tomado del Mapa Geológico de Venezuela, escala 1:2.500.000).

2.1.2 CINTURONES OROGÉNICOS EN LA REGIÓN NOR – CENTRAL DE VENEZUELA

El Sistema Montañoso del Caribe es un complejo orográfico ubicado en la región norte costera del país donde forma un cinturón alargado con dirección este – oeste de topografía elevada y relieve accidentado. Este sistema comprende un conjunto de napas o cinturones orogénicos que en superficie se extienden desde la Cresta de Curazao al norte, hasta el Corrimiento Frontal de Guárico al sur y desde la Transversal o Deflexión de Barquisimeto en su extremo occidental, hasta la Península de Araya – Paria en su extremo oriental, prolongándose al este de los límites territoriales del país, en la Cordillera Septentrional de Trinidad y en la Isla de Tobago y al oeste, hacia la Península de la Guajira, Sierra Nevada de Santa Marta y posiblemente a la Cordillera Occidental de Colombia (BELLIZZIA, 1985). En la Figura 2.2 se muestra el mapa de localización del Sistema Montañoso del Caribe en donde se puede apreciar la ubicación y extensión de las distintas napas que lo conforman. El Sistema Montañoso del Caribe representa un complejo tectónico polifásico y cuenta con una gran heterogeneidad geológica, lo cual no es de extrañar, dado que se ubica en un margen continental que ha sido sometido a una colisión arco volcánico – continente y a un prolongado régimen trasnpresional que ha provocado grandes desplazamientos transcurrentes y cabalgamientos. En la región central, el Sistema Montañoso del Caribe está conformado, de norte a sur, por las siguientes napas o cinturones orogénicos: Napa de la Cordillera de la Costa, Napa de Caucagua

– El Tinaco, Napa Ofiolítica de Loma de Hierro - Paracotos, Napa del Paleó – Arco de Villa de Cura y la Napa Piemontina (BECK, 1985 y STEPHAN, 1985).

2.1.2.1 NAPA DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

Este cinturón orogénico considerado un cuerpo para – alóctono y alóctono representa junto con la Napa de Cauagua – El Tinaco el material proveniente del paleo – margen suramericano. La Napa de la Cordillera de la Costa constituye aproximadamente el 75 % del Sistema Montañoso del Caribe extendiéndose, en su parte central, desde la región costera hasta la Falla de La Victoria (MENÉNDEZ, 1966); sin embargo, BECK (1985) ubica su límite más al sur, donde está determinado por un contacto tangencial (Figura 2.2). La napa está constituida por un basamento granítico precámbrico y por una cubierta volcánico – sedimentaria y sedimentaria del Mesozoico (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980). Los sedimentos mesozoicos corresponden, según DENGÓ (1951), BELLIZZIA (1972) y BECK (1985) entre otros, al Grupo Caracas el cual se depositó durante ese período cuando el terreno residía en un margen pasivo tipo Atlántico.

Varios autores (AGUERREVERE y ZULOAGA, 1938; DENGÓ, 1951; MENÉNDEZ, 1966 y WEHRMANN, 1972) han descrito en el centro de la napa las siguientes unidades: Complejo Basal de Sebastopol, Grupo Caracas (constituido por las formaciones Peña de Mora, Las Brisas, Antímano y Las Mercedes) y la Formación Tacagua.

El Complejo Basal de Sebastopol representa el basamento del Grupo Caracas y sus afloramientos están limitados a la región de Caracas y Los Teques. Consiste en gneises graníticos metamorfizados en la facie de los esquistos verdes con una composición mineralógica simple: cuarzo, ortosa, microclino, plagioclasa verdosa y muscovita (SMITH, 1952; MORGAN, 1967, 1969 y WEHRMANN, 1972).

El Grupo Caracas está dividido en cuatro formaciones que son desde la más profunda a la más somera: Peña de Mora, Las Brisas, Antímamo y Las Mercedes. La Formación las Brisas está constituida por esquistos cuarzo – feldespáticos y cuarzo – micáceo – granatíferos, lentes de caliza cristalina, anfibolitas, meta – areniscas, meta – conglomerados y gneises microclínicos. La unidad es discordante con el Complejo Sebastopol. La Formación Peña de Mora consiste en augengneiss cuarzo – feldespáticos, gneises biotíticos, esquistos cuarzo – muscovíticos y un poco de anfibolita y mármol y se le considera como equivalente lateral de la Formación Las Brisas (BELLIZZIA, 1985). La sección se continúa con la Formación Antímamo constituida por calizas cristalinas y mármoles con delgadas intercalaciones de anfibolitas granatíferas, epidóticas, glaucofánicas y eclogíticas. Suprayacente se encuentra la Formación Las Mercedes, constituida esencialmente por esquistos calcáreo grafitosos, a veces micáceos, filitas grafitosas y capas delgadas de calizas cristalinas.

Finalmente, la Formación Tacagua está constituida por esquistos sericito – epidóticos, esquistos calcáreo – cuarzo – grafitosos, anfibolitas, esquistos actinolito –

epidóticos, cuarzo – muscovítico – grafitosos – clorítico y metacuarcitas granatífera – epidóticas.

2.1.2.2 NAPA DE CAUCAGUA – EL TINACO

La Napa Caucagua – El Tinaco forma un cinturón de afloramientos discontinuos en el Sistema Montañoso del Caribe (Figura 2.2) y su sección más completa se encuentra en el área de Tinaco – Tinaquillo – El Pao con una estructura representada por un zócalo paleozoico o más antiguo (Complejo El Tinaco), un complejo básico – ultramáfico (Peridotitas de Tinaquillo) y una cobertura volcánico – sedimentaria supracortical discordante, sobre el basamento de edad Albiense – Cenomaniense (Formaciones Pilancones, Las Placitas y “Querecual”). Según OSTOS (1990) las edades basadas en la datación isotópica de K / Ar en la biotita y hornblenda arrojan un rango de edades de 100 – 120 m.a. que pudiera estar relacionado con un evento termal posterior al metamorfismo temprano.

En su parte central, la napa está limitada al norte por el sistema de Fallas de La Victoria y al sur por la Falla de Santa Rosa, aunque BECK (1985) considera que el límite norte se ubica más al sur de la Falla de La Victoria y es de carácter tangencial separando esta napa de la secuencia mesozoica metamorfizada de la Napa de la Cordillera de la Costa.

2.1.2.3 NAPA OFIOLÍTICA DE LOMA DE HIERRO – PARACOTOS

La Napa Ofiolítica de Loma de Hierro – Paracotos aflora en la parte central del Sistema Montañoso del Caribe y está constituida por un conjunto ofiolítico de tipo oceánico (harzburgitas asociadas a gabros estratificados, anfibolitizados); una secuencia de brechas volcánicas almohadilladas y coladas basálticas delgadas interestratificadas con calizas y lutitas radiolárficas (capas del Río Guare); un manto de lavas basálticas afíricas y diques de micro – gabros (Formación Tiara) y finalmente, se presentan en posición discordante una serie de filitas, conglomerados y calizas pelágicas delgadas (Fm. Paracotos o Cataurito), que se presumen han sufrido metamorfismo de muy bajo grado (MENÉNDEZ, 1966). Estudios de datación isotópica K / Ar realizados en la Formación Tiara por PIBURN (1968), BECK (1985) y NAVARRO (1989) arrojaron como resultado una estimación de edades de 112 m.a. a 63 m.a., mientras que para la Formación Paracotos se ha estimado una edad Cretácico Tardío, más específicamente Maastrichtiense. En la Figura 2.2 se expone el mapa de ubicación de la Napa de Loma de Hierro – Paracotos.

2.1.2.4 NAPA DE VILLA DE CURA

La Napa de Villa de Cura es una unidad volcánico – sedimentaria cuyas dimensiones son aproximadamente de 250 Km. de largo y 25 Km. de ancho buzante hacia el sur (Figura 2.2). Los estudios petrológicos realizados por NAVARRO (1983) mostraron que el Cinturón o Napa de Villa de Cura presenta un metamorfismo

de alta presión y temperatura y que el grado de metamorfismo se incrementa de norte a sur. La determinación de edades utilizando los métodos radiométricos (K – Ar) ha arrojado como resultado un rango entre 35 m.a. y 192 m.a. (OSTOS, 1990).

A pesar de que originalmente se consideró a la Napa de Villa de Cura, así como a las demás napas del Sistema Montañoso del Caribe, como un bloque autóctono, posteriormente algunos autores (BELL, 1972; BELLIZZIA, 1972; MARESCH, 1974) lo interpretaron como alóctono, específicamente fue considerado como un remanente de una secuencia orogénica limítrofe, es decir, fragmentos de la corteza oceánica o restos de un paleo – arco de islas que en tiempos pretéritos se ubicaba al norte del margen continental actual; sin embargo, otros autores (TALUKDAR et al., 1982; OSTOS y NAVARRO, 1985 y NAVARRO, 1983, 1989) han ofrecido una explicación alternativa al considerar a la Napa de Villa de Cura como un bloque para – autóctono.

NAVARRO (1989) propone en su modelo que las rocas de Villa de Cura se originaron en una cuenca marginal de tipo intracontinental localizada entre el continente Suramericano y un microcontinente derivado de éste. Por su parte, OSTOS (1990) propone que todos los cinturones orogénicos con dirección este – oeste ubicados en el norte de Suramérica son de tipo alóctono y fueron deformados como resultado directo de la colisión de un bloque cortical (que él denominó Bloque de Sebastopol) con el noroeste de Suramérica. El cinturón fue originalmente acoplado en la sección principal de la placa de Suramérica, pero debido al alto grado

de oblicuidad que posee esta zona fue transportado hacia el este desde el Cretácico Tardío.

2.1.2.5 NAPA PIEMONTINA

La Napa Piemontina es un complejo tectónico – sedimentario que forma un cinturón compuesto de unidades sedimentarias alóctonas y para – alóctonas no metamorizadas sobre – corridas unas sobre otras desde el noroeste hacia el sureste. Esta serie de litosomas alóctonos ha sido acortada durante el desplazamiento de las napas Caribe al sur, a partir del Paleógeno. La Napa Piemontina se caracteriza por corrimientos imbricados, cuyos planos buzcan al noroeste, deformaciones intraformacionales, plegamientos isoclinales y un gran acortamiento cortical que afecta a las rocas del Cretáceo Medio al Paleogeno y que fueron sedimentadas en ambientes pelágicos, semipelágicos y turbidíticos. Otras propiedades detectadas son la presencia de olistolitos y "klippen" de rocas sedimentarias e ígneo - metamórficas a distancias variables del talud epicontinental del cratón de América del Sur. La Napa Piemontina constituye una franja más o menos continua a lo largo del frente del Sistema Montañoso del Caribe y de allí recibe su nombre (Figura 2.2); aflora como una secuencia continua disectada por fallas transcurrentes de rumbo NW – SE y se extiende por unos 400 Km. desde la desembocadura del Río Unare, al noreste hasta la Serranía de Portuguesa, al suroeste. El ancho promedio de la napa es del orden de los 15 Km., con variaciones locales entre 10 y 35 Km. La expresión óptima de sus

unidades se encuentra en la parte central en los Estados Guárico y Aragua. Es aceptado que la Napa Piemontina se encuentra delimitada al este por las deflexiones de Barquisimeto y al oeste por Barcelona. Hacia el oeste, la tectónica alpina de aloctonía se ve complicada por la superposición de fases neo – tectónicas del Plioceno – Pleistoceno. El Complejo Tectónico Sedimentario de Lara (Surco de Barquisimeto) presenta muchas de las características sedimentarias y tectónicas de la Napa Piemontina del frente de montañas del sur. Hacia el este la Napa Piemontina presenta una desaparición gradual de las unidades debido mayormente al colapso de dos cuencas superpuestas, la de Tuy – Cariaco, subsidente al final del Mioceno Superior y el Plioceno y la Fosa de Humboldt, que inicia su hundimiento durante el Pleistoceno Inferior, proceso que aún está activo (MACSOTAY, 1967); al contrario del sector occidental, las correlaciones con las unidades del área central son más claras. Su límite septentrional está constituido por el contacto de corrimiento con la Napa de Villa de Cura, localmente por el Complejo ígneo – metamórfico de El Tinaco y en la Serranía de Portuguesa por la Napa de la Cordillera de la Costa. Su límite meridional está delimitado por la Falla de Corrimiento Frontal Piemontino, a lo largo de la cual, la napa se encuentra en contacto con la zona de “escamas frontales” de BECK (1977a, 1977b, 1978), conocida también como “Zona de Fallas de Corrimiento”.

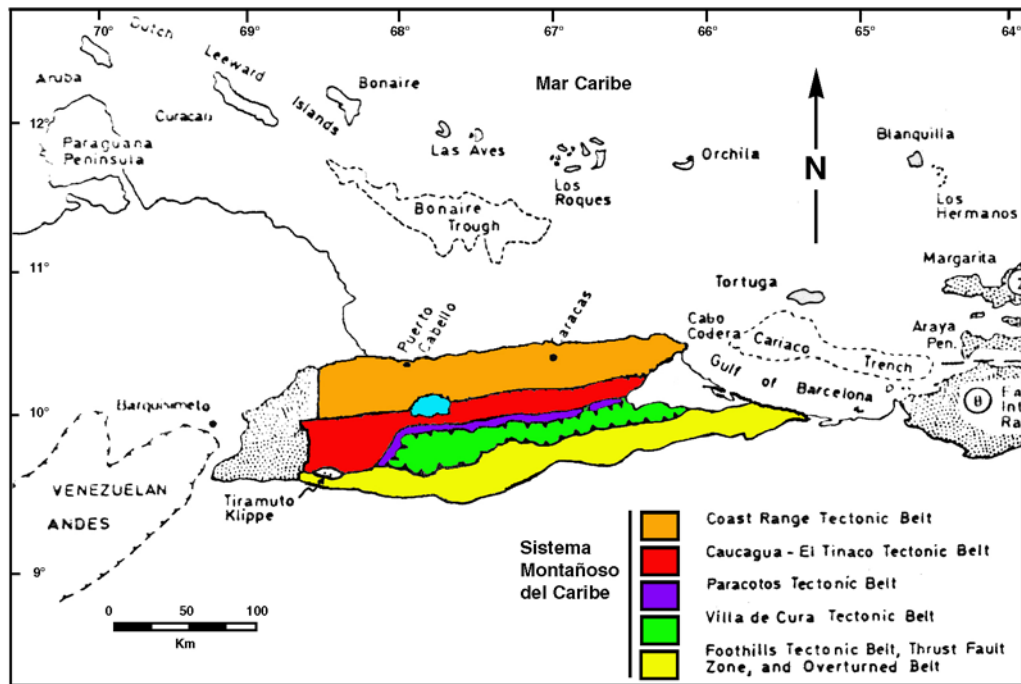


FIGURA 2.2 Ubicación de las napas que conforman el Sistema Montañoso del Caribe. (Modificado de MARESCH, 1974).

2.2 LA CUENCA ANTEPAÍS CENTRAL DE VENEZUELA

2.2.1 EL BASAMENTO DE LA CUENCA

FEO – CODECIDO et al. (1984) divide al basamento ígneo – metamórfico de Venezuela en tres unidades geográficas: un escudo Precámbrico en el sur, un cinturón intermedio de edad Paleozoica y un borde norte de edad Mesozoica a Terciaria, como se ilustra en la Figura 2.3. Las rocas Precámbricas afloran en el Escudo de Guayana y se extienden por debajo de las porciones de corteza paleozoica que fue adosada a la Placa Suramericana en las diversas colisiones que ocurrieron durante esa Era, para luego emerger y aflorar en todos los cinturones montañosos del país; de hecho se considera a los terrenos precámbricos como parte del núcleo de estos cinturones orogénicos.



FIGURA 2.3 Subdivisiones del basamento ígneo – metamórfico en Venezuela.
(Tomado de FEO – CODECIDO et al., 1984).

Los terrenos precámbricos también constituyen parte del basamento de las cuencas sedimentarias localizadas al sur de la Falla de Apure. Debido a los procesos tectónicos sufridos por el margen norte de la placa continental, estos terrenos se pueden subdividir en autóctonos y alóctonos. Los terrenos autóctonos están constituidos por el Escudo de Guayana mientras que los alóctonos iniciaron su adosamiento a la placa continental durante el Paleozoico Temprano, como parte de la Orogénesis Caledoniana entre 570 m.a. y 385 m.a. Posteriormente ocurrió la sutura del terreno alóctono al terreno paleozoico superior durante la Orogénesis Herciniana entre los 385 – 245 m.a.

Las rocas ígneas ácidas y metamórficas de edad Paleozoica están presentes desde la Sierra de Perijá en el oeste hasta el subsuelo de la Cuenca Oriental y de la Cuenca de Barinas – Apure. La ubicación geográfica de los terrenos paleozoicos se muestra en la Figura 2.4.



FIGURA 2.4 Ubicación geográfica y extensión de los terrenos paleozoicos en Venezuela. (Tomado de FEO – CODECIDO et al., 1984).

En la región de Barinas – Apure los terrenos paleozoicos están constituidos por capas rojas que determinan la separación de Gondwana y Laurentia, lo cual se evidencia en la secuencia cámbrica preservada en depresiones estructurales en dichas cuencas. Se especula que el alto gravimétrico cerca de Zaraza, en Guárico, determina el límite oriental de los terrenos paleozoicos, mientras que el límite norte que separa a los terrenos mesozoicos – terciarios de estos últimos se ubica a lo largo de la Falla de Oca (BELLIZZIA et al., 1976; BONINI et al., 1977).

2.2.2 JURÁSICO – CRETÁCICO

Durante el Jurásico se desarrolló un margen tipo Atlántico en el norte de Suramérica, como consecuencia de la apertura del proto – Caribe, que incluía las regiones correspondientes al Lago de Maracaibo, Macizo de Santa Marta, Península de la Guajira y las Cuencas de Guárico y Maturín (OSTOS, 1990). Durante este

período Mesozoico el Bloque de Maracaibo – Santa Marta se encontraba localizado más al sur de su posición actual, por lo que se infiere que debió de ocurrir un proceso de rotación entre la Sierra de Perijá y Los Andes de Mérida que lo fueron desplazando paulatinamente hasta donde se encuentra hoy en día (MAZE y HARGRAVES, 1984).

Durante el Neocomiense la Placa Farallón migró hacia el sureste lo que indujo la formación de una zona de subducción tipo Mariana al noreste de Suramérica y otra de tipo Andino en el margen occidental del mismo continente (TOUSSAINT y RESTREPO, 1982; APSDEN y McCOURT, 1986). Posteriormente, durante el Hauteriviense, las rocas oceánicas de Villa de Cura que habían sufrido un metamorfismo de alta presión y baja temperatura (facie de esquistos azules) fueron elevadas y sufrieron un nuevo proceso de metamorfismo (de tipo retrógrado) en la facie de los esquistos verdes y pumpelitas. Un poco más al norte (en el margen continental demarcado por el Bloque de Sebastopol) continuó la sedimentación durante finales del Neocomiense y el Cretácico Medio al depositarse la Formación Las Mercedes y las rocas volcanoclásticas de la Formación Tacagua (Barremiense – Aptiense) (OSTOS, 1990).

A partir del Albiense Tardío comenzó el levantamiento del extremo noroccidental de Suramérica y se originó la fuente de sedimentos de las cuencas de Santa Marta, Lago de Maracaibo y Península de la Guajira. Seguidamente, a partir del Santoniense según PINDELL et al. (1988) y ROSS y SCOTSESE (1988), se extinguió el “ridge” medio – oceánico que existía entre Norte y Suramérica mientras

que la Placa Caribe alcanzó su máxima extensión y el arco de islas colisionó con el Bloque de Sebastopol. Como consecuencia de esta colisión el magmatismo calco – alcalino del arco de islas comienza a extinguirse progresivamente de oeste a este, mientras que los terrenos ubicados más al norte (islas holandesas y venezolanas, plataforma continental venezolana, terrenos de la Cordillera de la Costa – Margarita y la Napa de la Cordillera de la Costa) fueron sobrecorridos hacia el sur (OSTOS, 1990).

2.2.3 CRETÁCICO – EOCENO

Hacia finales del Cretácico y comienzos del Paleoceno, Venezuela Occidental sufrió finalmente el efecto de la colisión entre la Placa de Nazca (Océano Pacífico) y el Occidente Colombiano. Hacia el noroeste de la Placa Suramericana, la colisión oblicua del arco de las Antillas Menores provocó una sucesiva generación de escamas tectónicas (napas) con vergencia hacia el sur y sureste, controlando la sedimentación de formaciones de carácter turbidítico. En la Figura 2.5 se muestra la migración del frente de deformación hacia el sureste durante el Paleoceno – Eoceno.

En Venezuela Norte – Central, dentro de las unidades de los frentes de corrimiento, posiblemente una parte del prisma de acreción del Arco de las Antillas está constituida por los sedimentos de la Formación Guárico (más los bloques de calizas y unidades más antiguas contenidos en los olistostromos) y que precedieron a

los surcos diacrónicamente migrados hacia el sur y este del borde norte de la Placa Suramericana entre el Paleógeno y el Neógeno.

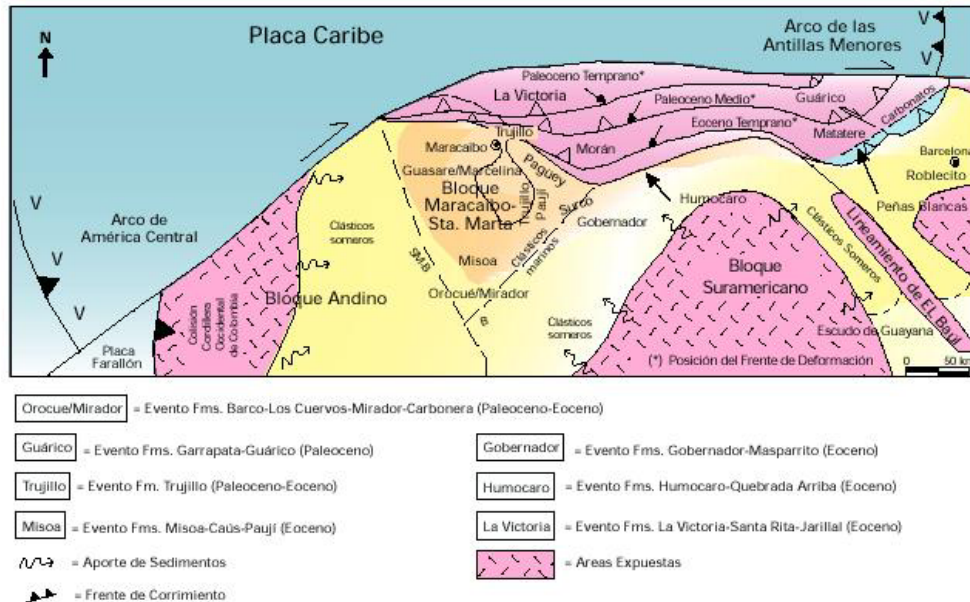


FIGURA 2.5 Migración del Frente de Deformación desde el Paleoceno – Eoceno. (Tomado de WEC Venezuela, 1997).

Al irse adentrando hacia el este la Placa Caribe, la influencia de los frentes de corrimiento se va alejando, lo que produce la migración del surco de la Formación Guárico hacia el sur y desarrolla así los ambientes de surco de la Formación Roblecito de edad Eoceno Tardío a Oligoceno (?) (39-23 m.a.); más al sur, el peso de las napas produjo, probablemente, la flexión de la litósfera dando como posible resultado un pulso de avance de clásticos arenosos, los cuales serían los equivalentes diacrónicos más antiguos de la Formación La Pascua.

Hacia el este, durante el Paleoceno y el Eoceno Temprano la sedimentación no estuvo influenciada por los frentes de deformación del Caribe, acumulándose los sedimentos finos de talud continental (hemipelágicos) de la Formación Vidoño y los

más arenosos de la Formación Caratas. Es posible que la influencia de la colisión oblicua ya se sintiese hacia el Eoceno Medio: los ambientes de carbonatos arenosos, glauconíticos y en parte muy ricos en macroforaminíferos se desarrollaron en los márgenes de los surcos que se encontraban al norte de Venezuela (Formaciones Peñas Blancas, Punta Carnero y el Miembro Tinajitas de la Formación Caratas).

2.2.4 OLIGOCENO – PRESENTE

En el norte de Venezuela Central, el surco de la Formación Roblecito migra hacia el este y sureste, favoreciendo el avance hacia el sur de las areniscas de la Formación La Pascua y posteriormente de los clásticos de surco que las sobrepasaron.

La sedimentación durante el final del Eoceno y el Oligoceno en la Serranía del Interior se encuentra representada por las Formaciones Los Jabillos (clásticos arenosos de ambientes diversos), Areo (clásticos finos y glauconíticos marinos) y parte (?) de Naricual (clásticos arenosos y pelíticos de ambientes fluvio-costeros y marinos someros).

El Neógeno en Venezuela está signado por importantes períodos de formación de montañas, los cuales son una consecuencia directa de la interacción de las placas del Caribe y Suramérica. Durante este lapso se produjo la generación de cuencas de tipo extensional (Cuenca de Falcón) y de tipo antepaís; estas últimas, en el occidente del país (Cuenca de Barinas – Apure), reciben la influencia de la orogénesis andina en

Colombia y Venezuela; en el oriente del país son el resultado de la colisión oblicua de la placa del Caribe con el borde noroeste de la placa Suramericana. En el Plioceno, la orogénesis en todo el norte de Venezuela terminó de definir las cuencas petrolíferas actuales y levantó extensas zonas constituyendo el Sistema Montañoso del Caribe y el ramal de los Andes Venezolanos, el cual separa a las cuencas de Maracaibo y Barinas – Apure. En la Figura 2.6 se ilustra la configuración geomorfológica regional de Venezuela durante el Plioceno y se aprecia la ubicación de las principales cuencas y las estructuras elevadas que generaron el aporte de sedimentos.

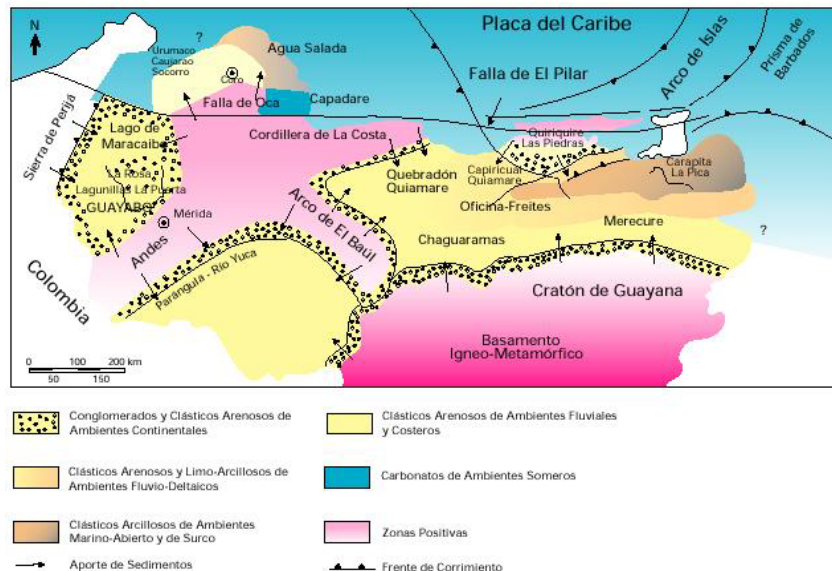


FIGURA 2.6 Marco geológico regional de Venezuela durante el Mioceno – Plioceno. (Tomado de WEC Venezuela, 1997).

En Venezuela Norte – Central, los ambientes que se desarrollan son principalmente del tipo continental y fluvial (Formaciones Quebradón – parte superior – y Quíamare), aumentando considerablemente su espesor y heterogeneidad hacia el este y el sur. En las Subcuencas de Guárico y Maturín, al sur del Frente de Montañas de Guárico y la Serranía del Interior Oriental, los ambientes transicionales

deltaicos a marino – someros están representados por las Formaciones Merecure y Oficina (estados Guárico y Anzoátegui occidental) de gran importancia como yacimientos petrolíferos, las cuales pasan lateralmente hacia el este a formaciones más profundas como Capiricual y Carapita, esta última de marcado carácter turbidítico y también de importancia petrolífera. Hacia el sur, en los campos de Oficina y de la Faja del Orinoco están los equivalentes diacrónicos más jóvenes del ciclo neógeno: la unidad basal, discordante generalmente sobre el Grupo Temblador, es la Formación Merecure, constituida principalmente por areniscas; por encima se encuentran los sedimentos de sistemas deltaicos de la Formación Oficina. Los equivalentes del Mioceno de estas unidades en la subcuenca de Guárico y hasta la Faja del Orinoco constituyen la Formación Chaguaramas. Más hacia el noreste, la Subcuenca de Maturín se rellena con facies cada vez más someras, como las Formaciones Uchirito y Quiamare en su flanco norte. La Formación Quiamare abarca una gran cantidad de ambientes que van desde marino – restringido somero (tipo albúfera) y canales fluviales, hasta los heterogéneos subambientes de los abanicos aluvionales, con espesores de varios kilómetros en Anzoátegui oriental. En el flanco sur, las lutitas de la Formación Freitas suprayacen a la Formación Oficina. Finalmente, todo es cubierto por los ciclos deltaicos de la Formación La Pica y los molásicos de edad Plioceno, como las Formaciones Las Piedras y Quiriquire. El ciclo sedimentario culmina con las terrazas pleistocenas de la Formación Mesa y los aluviones recientes.

2.2.5 ESTRUCTURAS REGIONALES ASOCIADAS

Se entenderá, para los fines de este trabajo, como estructuras regionales asociadas a la cuenca antepaís, a todos aquellos accidentes geográficos o topográficos y estructuras subsuperficiales que forman parte o se generaron a partir del proceso de formación de la cuenca “foreland”. Con base en este criterio se pueden enunciar las siguientes estructuras, ordenadas de sur a norte a lo largo del área estudiada: Falla de Apure, Graben de Espino, Cuencas Sedimentarias y Sistema de Fallas Transcurrentes.

2.2.5.1 FALLA DE APURE

Algunos autores como FEO – CODECIDO et al. (1984) han inferido al sistema de Fallas de Apure como un contacto tectónico entre las rocas precámbricas del Escudo de Guayana y las rocas paleozoicas que sirven de basamento en la cuenca sedimentaria de Los Llanos. Basándose en este criterio y utilizando la información aportada por las litologías extraídas de pozos perforados en los Estados Apure, Barinas, Guárico y Anzoátegui, estos autores determinaron la ubicación de esta falla al norte del Río Apure, discurriendo hacia el este de forma aproximadamente paralela al mismo, pasando por el Estado Guárico a lo largo del límite más sureño conocido de las rocas metamórficas de la Formación Gorrín para luego terminar en el Estado Anzoátegui siguiendo una trayectoria no muy bien determinada. En la Figura 2.7 se ilustra la ubicación de la Falla de Apure planteada por FEO – CODECIDO et al.

(1984), así como también los pozos que fueron utilizados para determinar el contacto aproximado entre las rocas precámbricas y paleozoicas.

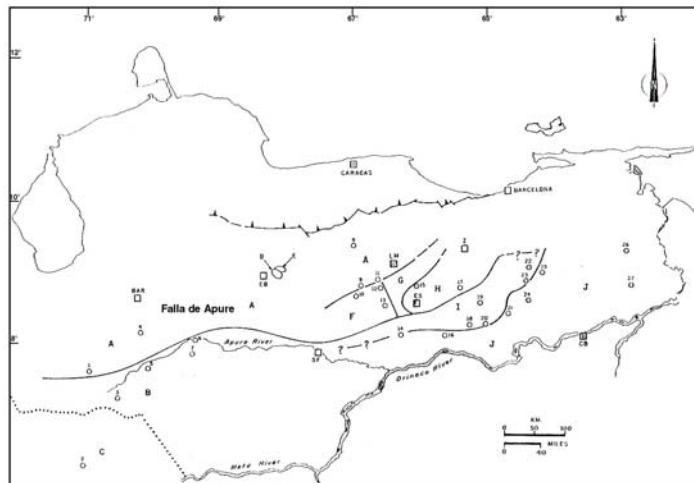


FIGURA 2.7 Ubicación geográfica estimada de la Falla de Apure.
(Tomado de FEO – CODECIDO et al., 1984).

2.2.5.2 GRABEN DE ESPINO

El Graben de Espino es una depresión o cuenca que se encuentra rellena de sedimentos paleozoicos y mesozoicos y está generalmente asociada al proceso de “rifting continental” que trajo como consecuencia la apertura de estos valles de expansión. Se prolonga desde el sur de Barcelona en Anzoátegui, pasando por Zaraza en Guárico y se especula que se conecta con el Graben Apure – Mantecal cerca de San Fernando en Apure llegando hasta la frontera con Colombia; la ubicación y extensión de estas estructuras se muestra en la Figura 2.8. En la región de Apure la información aereomagnética y gravimétrica muestra una tendencia que puede ser interpretada como la prolongación del graben antes descrita; sin embargo, la información no es lo suficientemente concluyente como para realizar aseveraciones en este sentido, a esta dificultad se debe agregar la ausencia de datos de sísmica

profunda que pudieran develar el misterio. Es en la región del sur de Guárico en donde toda la información recabada da claras luces sobre las características de esta estructura. Según FEO – CODECIDO et al. (1984) el basamento se profundiza desde los 610 m. al sur de la Falla de Altamira hasta los 6.100 m. al norte de la misma para luego volver a emerger hasta los 1.525 m. en el área de Las Mercedes. En esta región el graben contiene rocas sedimentarias de edad Cámbrica, Carbonífera y Jurásica.

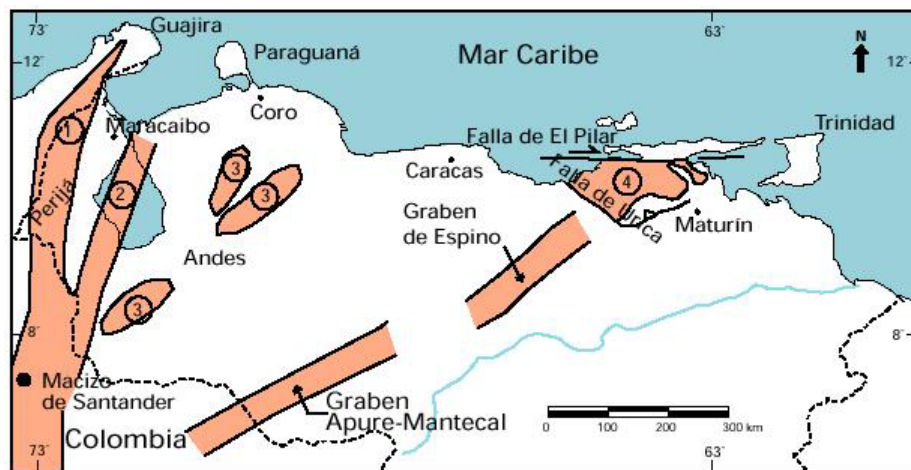


FIGURA 2.8 Ubicación del Graben de Espino y Apure – Mantecal. (Tomado de WEC Venezuela, 1997).

2.2.5.3 CUENCAS SEDIMENTARIAS

En Venezuela así como en el margen sur del Caribe existe una gran cantidad y variedad de cuencas sedimentarias adyacentes a las principales estructuras geomorfológicas, como se ilustra en la Figura 2.9; sin embargo, las cuencas que se consideran para el presente trabajo están circunscritas a las regiones aledañas al meridiano 67° 00' W. Estas cuencas, de sur a norte, son las siguientes:

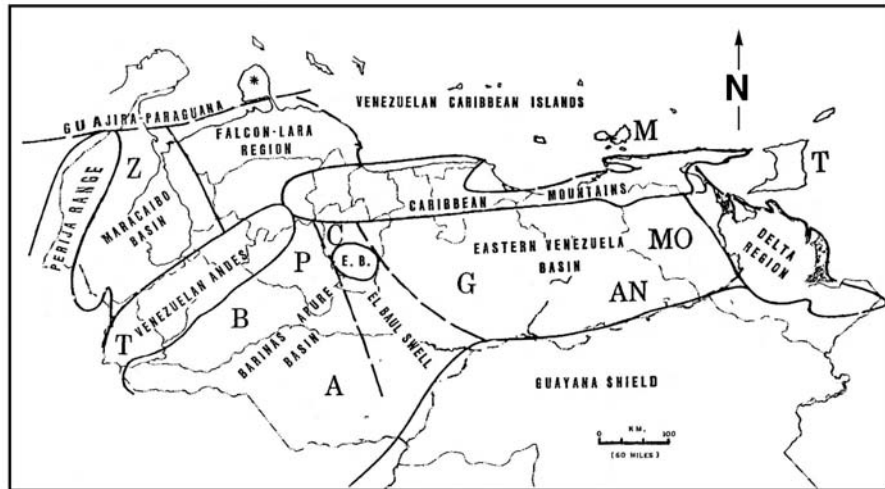


FIGURA 2.9 Ubicación de las principales cuencas sedimentarias de Venezuela. (Tomado de FEO – CODECIDO et al., 1984).

La cuenca de Los Llanos venezolanos, la cual está dividida en la Cuenca de Barinas – Apure y la Cuenca Oriental de Venezuela (esta última dividida a su vez en dos subcuencas: la Subcuenca de Guárico y la Subcuenca de Maturín, como su muestra en la Figura 2.10) es una de las más estudiadas debido a sus potencialidades desde el punto de vista de exploración y explotación petrolera. A partir de los datos aportados por los levantamientos sísmicos realizados se ha podido determinar como esta zona se encuentra cabalgada por las napas del Sistema Montañoso del Caribe, previamente descrito en este mismo capítulo, y como la cuenca se extiende por debajo de estas napas mientras que el basamento ígneo – metamórfico profundiza sistemáticamente hacia el norte (BOSCH, 1991). Desde el punto de vista tectónico, según BLANCO et al. (1988), al norte de la cuenca se puede interpretar un proceso de extensión sufrido por los sedimentos anteriores a la ocurrencia de los cabalgamientos y un proceso de tectónica compresiva sufrido por los sedimentos de edad contemporánea a los cabalgamientos.

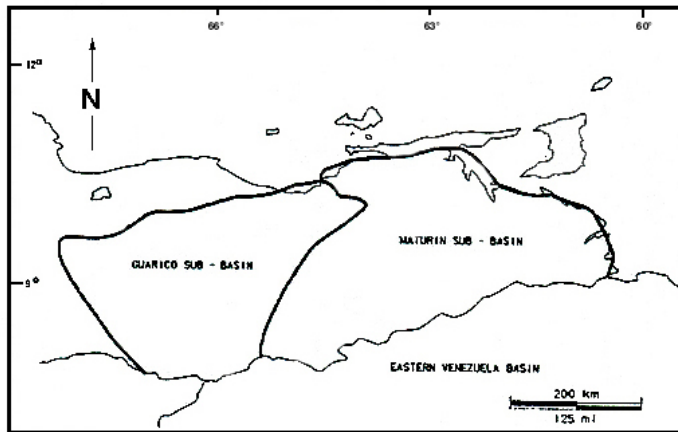


FIGURA 2.10 Ubicación de las Subcuencas de Guárico y Maturín.
(Tomado de ERLICH Y BARRETT, 1992).

La tectónica compresiva es de importancia capital en toda la región norte de Venezuela, ya que permite ubicar el desarrollo espacial y temporal de los cabalgamientos de las napas sobre la cuenca de los llanos venezolanos; por ejemplo, en la región occidental de Venezuela el efecto compresivo deformó los sedimentos del Oligoceno y Mioceno, pero en la región oriental (Estado Anzoátegui) la compresión afectó los sedimentos del Mioceno Medio – Superior, lo cual demuestra que el proceso de cabalgamientos tuvo una dirección oeste – este.

Las siguientes cuencas en requerir nuestra atención son las Cuencas de Bonaire y Falcón. Ambas cuentan con historias geológicas similares, estando constituidas por conglomerados, areniscas y limolitas bioclásticas de edad Eoceno Medio – Oligoceno que se encuentran sobre rocas metavolcánicas y metasedimentarias plegadas y falladas que le sirven de basamento. La edad de este basamento es Mesozoico y el contacto entre estas estructuras es discordante. Mientras que la Cuenca de Bonaire es subsidente, la de Falcón nace en medio de un proceso de trans – tensión durante el Oligoceno Inferior a lo largo de un sistema de

fallas transcurrentes (Oca) y paralelas, sedimentándose luego hasta el Mioceno (BELLIZZIA, 1985).

Seguidamente se tiene la Cresta de Curazao, la cual es un cinturón de sedimentos deformados que se prolongan por más de 1.800 Km. desde el occidente de Colombia hasta cerca de la Isla de La Blanquilla. Al sur de esta cresta, o cumbre como también se le conoce, se encuentra la Cuenca de Los Roques, la cual es una fosa con un espesor de sedimentos de 3 Km. en el área en estudio.

Finalmente, en el extremo norte de la región considerada para este trabajo se ubica la Cuenca de Venezuela, que a partir de estudios de pozos y líneas sísmicas se ha podido determinar que se encuentra rellena por espesores de entre 2 y 2.5 Km. de sedimentos con intercalaciones de flujos basálticos de edad Coniaciense ubicados en la base de la secuencia sedimentaria.

2.2.5.4 SISTEMAS DE FALLAS TRANSCURRENTES

Este sistema está compuesto por grandes fallas rumbo deslizantes de dirección aproximada este – oeste; se ubican a todo lo largo del margen norte de Suramérica, principalmente en su región central, prolongándose sobre el continente y por debajo del mar. En la Figura 2.11 se muestra la ubicación y extensión de las principales fallas que conforman el sistema en la región central de Venezuela. A partir de los estudios de geología realizados en el área (MANN et al., 1990), se ha determinado

que este sistema de fallas posee sismicidad activa desde el Neógeno hasta la actualidad. Uno de los principales sistemas de fallas que se encuentran en la región central del norte de Venezuela es el de Morón (San Sebastián) – El Pilar. Según SCHUBERT (1984), la zona de falla de Morón se extiende hacia el este, desprendiéndose de la Falla de Boconó, siguiendo la línea de costa hasta la Cuenca de Cariaco. Al sur de esta cuenca “Pull – Apart” aparece la zona de fallas de El Pilar que se prolonga hacia el este hasta la zona de subducción de las Antillas Menores pasando a través de Trinidad. Posteriormente, SCHUBERT (1988) describe numerosos sistemas de fallas que se encuentran presentes al sur de la Falla de Morón y que forman parte del Sistema Montañoso del Caribe, de los cuales la más importante es la zona de fallas de La Victoria, la cual tiene evidencia de neotectonismo. Otros sistemas importantes ubicados en el occidente de Venezuela que vale la pena destacar son las zonas de falla de Boconó y Oca a las cuales se les asignan desplazamientos totales de 100 Km. y 80 Km. respectivamente (MANN et al., 1990). Más al norte se encuentra la Falla Marginal Surcaribeña, la cual determina el límite septentrional del Bloque Bonaire al separarlo de la Cuenca de Venezuela y representa, posiblemente, el límite norte de la Placa Suramericana (BOSCH y RODRÍGUEZ, 1992).

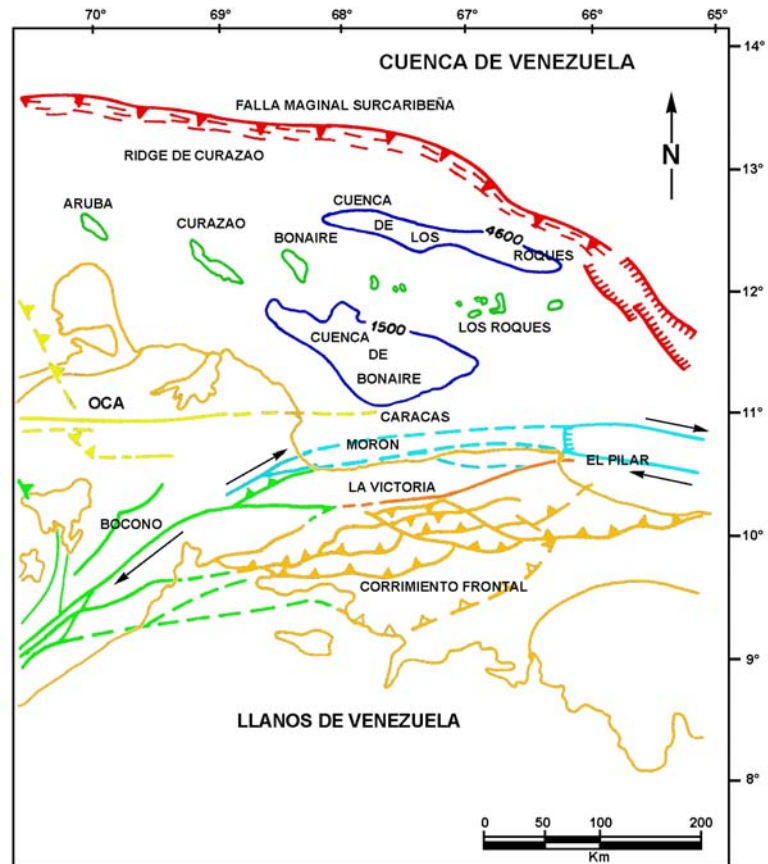


FIGURA 2.11 Ubicación geográfica de los principales sistemas de fallas presentes en la región centro – norte de Venezuela. (Modificado de BOSCH y RODRÍGUEZ, 1992).

CAPÍTULO III

3.1 MECANISMOS DE FORMACIÓN DE CUENCAS

3.1.1 CLASIFICACIÓN DE LAS CUENCAS SEDIMENTARIAS

Existen dos criterios fundamentales para clasificar las cuencas sedimentarias: en primer lugar, se encuentra el criterio geológico que toma en consideración los mecanismos tectónicos y geológicos de formación y evolución de la cuenca y en segundo lugar, el criterio de la industria petrolera el cual está basado en su necesidad de encontrar similitudes entre las diferentes cuencas para poder evaluar, de una forma rápida y eficiente, la posibilidad de que en ellas se encuentren yacimientos de hidrocarburos, trampas geológicas, etc. Aunque las clasificaciones hechas por los técnicos de las industrias petroleras son útiles para definir las características de una cuenca desde el punto de vista de su potencial de explotación de hidrocarburos, presentan el inconveniente de que determinada cuenca puede ser clasificada de distintas formas durante su evolución.

Dado que la investigación realizada para este trabajo, tiene como uno de sus objetivos el de hacer inferencias sobre la evolución geodinámica y tectónica del margen norte de Suramérica, se le dará preponderancia a los criterios geológico - tectónicos para clasificar a las cuencas sobre los criterios utilizados por la industria, aún cuando las conclusiones de este trabajo pudieran tener implicaciones desde el punto de vista de prospección petrolera, tal y como se mencionó en la introducción del mismo; sin embargo, se mostrará un ejemplo de la clasificación utilizada en la

industria junto con la clasificación basada en criterios geológicos, sólo con el fin de ofrecerle a los lectores la posibilidad de establecer comparaciones entre ambas.

Entre las clasificaciones que utilizan como criterio la tectónica de placas se puede destacar el trabajo realizado por DICKINSON (1974), quien enfatiza la posición de la cuenca con relación al sustrato litosférico, tipo de margen de placa (convergente, divergente, transformante) y su proximidad al mismo, con base en esto la evolución de las cuencas se puede explicar mediante el intercambio de las características de las placas cercanas y sus interacciones. De esta manera, DICKINSON (1974) reconoció cinco tipos diferentes de cuencas: 1) Cuencas oceánicas; 2) Márgenes continentales de “rift”; 3) Sistemas arco – trincheras; 4) Cinturones de sutura y 5) Cuencas intracontinentales. Esta clasificación presentaba la deficiencia de dejar de lado a las cuencas formadas en límites transcurrentes y transformantes.

Por su parte, BALLY (1975) y BALLY y SNELSON (1980) definieron el término megasutura para que incorpore a todos los productos de la orogénesis y actividad ígnea asociada a deformaciones predominantemente compresivas, por lo que los límites de éstas están asociados a zonas de subducción o al tectonismo que se desarrolla a lo largo de fallas transformantes. Con base en este criterio consideraron tres familias principales de cuencas las cuales se muestran en la Tabla 3.1.

Cuencas localizadas en litosfera rígida, no asociadas a formación de megasuturas.

Relacionadas con formación de corteza oceánica.

- Rift.
- Cuencas asociadas a fallas transformantes oceánicas.
- Planicies abisales oceánicas.
- Márgenes pasivos tipo Atlántico
 - Recubrimiento temprano de sistema de rift.
 - Recubrimiento temprano de sistema transformante.
 - Recubrimiento temprano de cuenca ante – arco de tipo (321) y (322)

Localizadas en corteza continental pre – mesozoica.

- Cuencas cratónicas.
 - Localizadas en grabens tempranos de rift.
 - Localizadas en cuencas ante – arco de tipo (321).

Cuencas perisuturales en litosfera rígida asociadas con la formación de megasuturas de compresión.

Cuencas o pozos profundos en corteza oceánica adyacentes a márgenes de subducción tipo B (Benioff).

Foredeep y recubrimiento sedimentario de plataforma o pozos en corteza continental adyacente a margen de subducción tipo A (Anferer).

- Rampas con grabens soterrados pero con poco fallamiento.
- Dominados por bloques de fallas.

Cuencas tipo China asociada a fallamiento distal relacionado megasuturas de compresión y sin subducción tipo A.

Cuencas episuturales localizadas y contenidas mayormente en megasuturas de compresión.

Asociadas con zonas de subducción tipo B.

- Cuencas de ante – arco.
- Cuencas de ante – arco circun - pacífico.
- Cuencas de ante – arco con basamento de corteza oceánica asociado a subducción tipo B.
- Cuencas de ante – arco con basamento de corteza continental o intermedia asociado a subducción tipo B.

Cuencas de ante – arco asociadas con colisión continental y del lado cóncavo del arco de subducción tipo A.

- En corteza continental o cuencas tipo Pannonian.
- En corteza oceánica o transicional o cuencas tipo Mediterráneo Occidental.

Cuencas relacionadas con sistemas episuturales de megacisalla.

- Cuencas tipo “Cuenca Grande”.
- Cuencas tipo California.

Tabla 3.1. Clasificación de cuencas sedimentarias según BALLY y SNELSON (1980)
(Tomado de ALLEN et al., 1986)

En contraposición, como ejemplo de clasificación de las cuencas sedimentarias utilizando los criterios industriales tenemos el esquema sugerido por HALBOUTY et al. (1980) y desarrollado posteriormente por FISCHER (1975) y KLEMME (1980). Este último autor reconoce ocho tipos principales de cuencas basado en sus características estructurales como linealidad, asimetría, geometría de su sección transversal, etc. las cuales están relacionadas, a su vez, con sus características tectónicas y evolutivas.

Otro ejemplo se tiene en la clasificación desarrollada por KINGSTON et al. (1983), el cual formó un grupo de técnicos de la EXXON que buscaban una fórmula general que les permitiera determinar rápidamente la potencialidad en hidrocarburos de una cuenca determinada. Este sistema, que se muestra en la Figura 3.1, tiene la ventaja de que utiliza como parámetros las características tectónicas de la cuenca como por ejemplo, tipo de litosfera, tipo de movimiento de placa y localización de la misma; de esta manera hacen una caracterización con base en tres factores: 1) Tectónica que forma la cuenca; 2) Secuencia depositacional que rellena la cuenca y 3) Tectónica que modifica la cuenca. Sin embargo, no toman en consideración los tres mecanismos fundamentales que actúan sobre la litosfera, que son: 1) Mecanismo puramente termal; 2) Cambios en el espesor de la corteza / litosfera (mecanismo tectónico) y 3) Carga y / o descarga de la corteza (mecanismo de flexión).

Tomando en cuenta los objetivos del presente trabajo, se utilizará la clasificación general de DICKINSON (1974) como guía, pero haciendo énfasis en los tres mecanismos arriba mencionados, fundamentalmente en el mecanismo de flexión.

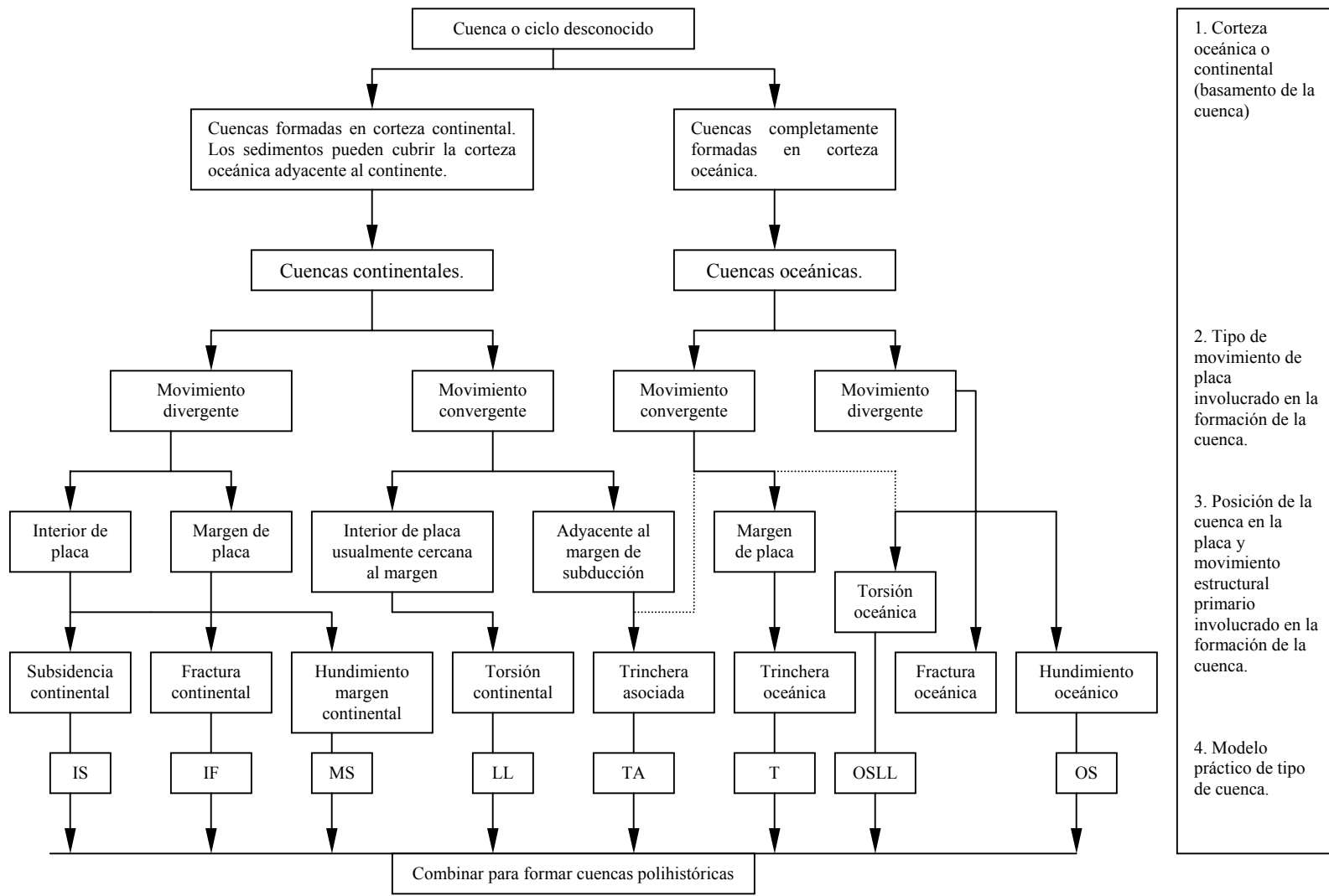


Figura 3.1. Sistema de clasificación de cuencas según KINGSTON et al. (1983). (Tomado de ALLEN et al., 1986)

3.1.2 REVISIÓN SOBRE MECANISMOS DE FORMACIÓN DE CUENCAS

Uno de los mecanismos que es responsable de generar una gran cantidad de cuencas a todo lo largo del planeta Tierra es el adelgazamiento litosférico, producido tanto por efectos termales como por efectos tectónicos. El adelgazamiento litosférico se observa, fundamentalmente, en las zonas de “rift”, tanto continental como oceánico y afecta toda la secuencia evolutiva del proceso de expansión continental, inclusive hasta los márgenes pasivos.

Los “rift” se han separado en dos categorías a partir del proceso primario que los genera, de esta forma se considera que los “rift activos” son aquellos que se producen cuando una pluma caliente que proviene del manto intrusión a la base de la litosfera, lo que ocasiona el adelgazamiento convectivo de la misma, levantamiento dómico y extensión cortical; por otra parte el “rift pasivo” se produce cuando los esfuerzos extensivos en la litosfera continental causan el adelgazamiento y el ascenso pasivo de la astenosfera caliente.

El segundo mecanismo en importancia consiste en la flexión de la corteza al ser sometida a una carga vertical. Estas cargas están representadas por cadenas de montañas submarinas, acumulaciones sedimentarias de gran espesor o cordilleras montañosas y los ejemplos más comunes de cuencas que se forman por este proceso son las cuencas “foreland” y las trincheras oceánicas.

En las zonas de colisión, los cinturones orogénicos actúan como cargas verticales sobre la placa flexionada; cuando estos cinturones comienzan a erosionarse aportan detritos a la cuenca lo que modifica la configuración inicial de la carga que originó la flexión de la placa.

Con el objetivo de hacer un estudio cuantitativo del proceso de flexión se pueden establecer ecuaciones generales que simulen el comportamiento mecánico de una placa delgada y elástica sometida a esfuerzos horizontales, verticales y momentos de cizalla, luego se pueden aplicar estas ecuaciones a diferentes configuraciones geodinámicas, simplemente variando las condiciones de borde. Los parámetros a considerar pueden ser la amplitud máxima de la deflexión, el ancho de la cuenca, la localización del “forebulge” y su altura, el espesor elástico de la placa y si se trata de una placa continua o rota.

3.2 CUENCAS EN MÁRGENES DIVERGENTES

Los procesos de separación continental o “rifting” son verdaderamente complicados e involucran un conjunto de etapas sucesivas que pueden desarrollarse de manera diacrónica a lo largo de toda la zona de separación, tal y como se puede interpretar de los trabajos realizados por SCHNEIDER (1972) y DICKINSON (1974).

A partir del aporte de los mencionados autores se puede extraer una síntesis del proceso de ruptura de la manera siguiente: la primera etapa corresponde a un arqueamiento dómico provocado por la acción de un astenolito (que asciende desde el manto) sobre la base de la litosfera continental, la cual sufre expansión termal. Sobre el domo epirogénico formado se desarrollan volcanes que eruptan lavas y tobas de series exóticas, alcalinas y peralcalinas mientras se adiciona un proceso de erosión que degrada el basamento precámbrico expuesto formando secuencias sedimentarias llamadas capas rojas compuestas por areniscas, conglomerados y evaporitas continentales lacustres. Una vez que la separación de la corteza afecta de manera marcada la zona arqueada, ésta comienza a fracturarse generando “valles rift” constituidos por grabens y semi - grabens laterales. Los valles se forman primero en la cresta del domo y luego se extienden a toda la zona de separación continental permitiendo que en los grabens se depositen secuencias intercaladas de capas rojas y flujos basálticos eruptados a través de las fracturas. Una vez que la ruptura continental se ha establecido se produce una rápida subsidencia acompañada por la invasión intermitente del agua de mar que forma lagunas o golfos de agua salada donde se generan depósitos de evaporitas. La subsidencia termal continúa por unos 50 a 80 m.a. causando que los bloques continentales se inclinen hacia la cuenca oceánica, con lo que se elimina la franja de costa elevada que impedía una sedimentación de tipo terrígeno en gran escala. Finalmente, la subsidencia termal acaba y los márgenes separados o pasivos permanecen como un terreno intraplaca frente a un nuevo océano.

A través de este proceso se ha generado corteza y litosfera oceánica nueva y se ha desarrollado una zona de corteza transicional entre el continente y la cuenca oceánica recientemente abierta, controlando el aporte sedimentario mediante la subsidencia termal de los márgenes pasivos.

3.2.1 MARGEN DIVERGENTE DE LA CUENCA CENTRAL DE VENEZUELA

Como ya se mencionó en el capítulo primero, el margen pasivo en la región norte de Venezuela se formó a partir del desarrollo de un “rift” o zona de expansión que discurría a través del Caribe en dirección oeste – este y que separó a Norteamérica de Suramérica. Sobre el margen divergente en la cuenca central venezolana se depositaron secuencias sedimentarias de ambientes continentales aportadas por el Escudo de Guayana.

La corteza en la región sur – central del Caribe es típicamente transicional con un espesor cercano a los 15 Km.; engrosada no sólo por el proceso de ruptura por sí mismo, sino además por las capas sedimentarias y el proceso de colisión y sutura que sufrió durante el Terciario mediante el cual le fue adicionado un conjunto de napas ígneo – metamórficas (desarrollo de la cuenca “foreland”).

Es presumible que todas estas estructuras añadidas al margen pueden haber producido un proceso de flexión sobre la litosfera continental y que representan cargas litológicas que han estado generando fuerzas verticales sobre la misma.

3.3 CUENCA ANTEPAÍS O FORELAND

Usando como marco de referencia la teoría de tectónica de placas, se puede relacionar a las cuencas “foreland” con zonas de colisión continental. En regiones de tectónica compresiva donde se producen colisiones continente / continente o continente / arco de islas, el límite de la placa es deformado en un conjunto de cinturones de corrimientos que son yuxtapuestos sobre la corteza continental. Dicha corteza se engrosa elevándose sobre ella cordilleras montañosas que luego se convertirán en fuente de aporte de sedimentos que serán depositados en la cuenca adyacente; esta cuenca se forma a partir de la flexión de la litosfera por efecto de los corrimientos sobre – impuestos (BEAUMONT, 1981).

Las cuencas que se forman a partir de este proceso de colisión tienen como basamento corteza continental y han sido definidas, según ALLEN et al. (1986), como las cuencas sedimentarias que se encuentran entre una cadena montañosa y el cratón adyacente.

La depositación sedimentaria en este tipo de cuencas está fuertemente influenciada por el tectonismo, ya que éste controla la arquitectura regional de la

depresión, las influencias climáticas, el nivel del mar y la variabilidad de la descarga de sedimentos dentro de la cuenca (SCHWANS, 1988); esto se pone de manifiesto en las adyacencias al frente de corrimientos, en donde al producirse una mayor subsidencia por la carga cercana, se deposita un relleno sedimentario de mayor espesor que en el resto de la cuenca.

3.3.1 LA CUENCA ANTEPAÍS CENTRAL DE VENEZUELA

En el caso venezolano, la cuenca antepaís comienza a formarse en el occidente a finales del período Cretácico e inicios del Paleoceno, cuando la placa Caribe comienza a desplazarse hacia el sur – este mediante un movimiento de transpresión, lo que la hizo colisionar con la placa Suramericana y compactó el material cortical formando un cinturón de deformación en la región norte del país. Este cinturón está constituido por un conjunto de napas o material cortical limitado en su tope y base por fallas de corrimiento; este material ejerce una carga sobre la litosfera produciendo el hundimiento o flexión de la misma por compensación isostática. El conjunto de fallas de corrimiento aunado a fallas laterales permiten el acomodo del material rocoso en la medida en que éste se va desplazando producto del movimiento transpresivo (JORDAN, 1975).

Para el período Eoceno Tardío – Oligoceno, en la región occidental ya había emergido sobre el nivel del mar la Serranía de Perijá y había comenzado su proceso de erosión generando las secuencias sedimentarias de molasas; estos sedimentos

comenzaron a depositarse en la cuenca interior ubicada entre el Escudo de Guayana y el cinturón emergido, produciendo la sedimentación y posterior cierre de este mar interior, así como también aumentando su subsidencia por efecto de la carga sedimentaria. Por otra parte, en la región central se comienza a formar la Serranía del Interior Central y se emplaza por tectonismo la Cordillera de la Costa (MARESCH, 1974; ROSS y SCOTESE, 1988; OSTOS, 1990; entre otros).

Para el período Mioceno Tardío – Plioceno el cinturón de deformación termina de generar la Serranía Interior Oriental, cerrándose también la cuenca de Guárico al no haber más espacio para que se depositaran las molasas producto de la erosión del material emergido.

Todo este proceso tectónico, erosivo y sedimentario generó las condiciones geológicas necesarias para que se produjeran las concentraciones de hidrocarburos que el país ha venido explotando en el último siglo, tanto en el occidente como en oriente.

CAPÍTULO IV

4.1 ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y MAGNÉTICAS EN LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

El estudio gravimétrico de una región consiste, básicamente, en tratar de determinar como ha sido influenciado el campo gravitatorio terrestre por el efecto de las masas de rocas que se encuentran presentes y así poder inferir las densidades y tipos litológicos de esas estructuras. Dado que las estructuras rocosas pueden o no formar topografía, se deben considerar por separado dos formas en que éstas modifican el campo gravitatorio terrestre. En la primera de ellas, se considera exclusivamente la influencia de la topografía (valles y montañas) sobre el campo gravitatorio dejando de lado la influencia de la densidad de las rocas involucradas, lo que se conoce como Anomalía de Aire – Libre. La segunda forma toma en cuenta la densidad de las rocas pero referenciada a un nivel común o “datum” calculado mediante un conjunto de correcciones matemáticas que permiten simular una topografía uniforme, es decir, que no tiene valles (topografía negativa), ni montañas (topografía positiva); a este procedimiento se le conoce como cálculo de la Anomalía de Bouguer y se requiere suponer un valor de densidad común para poder realizar las operaciones matemáticas. Finalmente, una vez que se ha recopilado la información gravimétrica necesaria y se han realizados las correcciones correspondientes, se puede construir un mapa de Anomalías de Bouguer Completas, el cual permite visualizar de manera sencilla la tendencia de las estructuras en el subsuelo que están modificando el campo gravitatorio terrestre. Es importante destacar que las curvas observadas en este mapa serán la combinación de dos efectos sobre el campo

gravitatorio: el primero se debe a un efecto regional producido por las estructuras más profundas, como por ejemplo el basamento de una cuenca, y el segundo a un efecto residual, el cual se interpreta como la influencia de los cuerpos de roca locales y superficiales encontrados en la zona estudiada.

Por otra parte, las anomalías magnéticas cuantifican el efecto de las estructuras rocosas sobre el campo magnético terrestre del mismo modo que como ocurre con la gravimetría, pero con la diferencia de que en vez de considerar las densidades de roca se considera la susceptibilidad magnética de las mismas.

En este trabajo se ilustra el mapa de Anomalías de Bouguer y de Anomalías Magnéticas y además, el perfil de Anomalía de Aire – Libre con el objetivo de comparar de manera combinada la influencia de la topografía, estructuras regionales, estructuras locales y sus densidades sobre el campo gravitatorio, así como también la influencia del efecto magnético.

4.1.1 FUENTE DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

La información gravimétrica y magnetométrica utilizada para la realización de este estudio provino de varias fuentes y fue suministrada en diferentes formatos. En primer lugar, los datos de anomalías de Bouguer, gravedad observada y topografía fueron suministrados por el Departamento de Geofísica en formato digital; esta información fue recopilada por el Departamento a partir de los datos de la Red

Gravimétrica Nacional y consta de la latitud, longitud y cota de cada estación, así como también del correspondiente valor de gravedad y de anomalía de Bouguer calculada con una densidad de 2,30 g/cc. La información magnetométrica provino de la misma fuente y también en formato digital estando constituida por la latitud y longitud de cada estación junto con su correspondiente valor de intensidad magnética total. Otra fuente de información gravimétrica correspondió al Mapa de Anomalías de Bouguer de la República de Venezuela (ρ

4.1.2 ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

Con este análisis se pretende establecer la calidad y distribución de los datos utilizados para la elaboración de los mapas; para ello se utilizaron histogramas de frecuencias en donde se dividen los datos en clases y se observa la cantidad de valores existentes para cada una de ellas. Con esta información se puede especular sobre la existencia o no de varias familias de datos o modas que estarían relacionadas con diferentes estructuras o litologías.

El histograma de frecuencias de los datos gravimétricos se muestra en la Figura 4.1. A pesar de que a primera vista se puede sugerir la posibilidad de que los datos tengan una distribución bimodal, se puede observar que en realidad no sucede así, ya que más de la mitad de los datos se encuentran contenidos entre las clases de 0 a – 40 mgals, por lo que se puede hablar de que los datos gravimétricos poseen una distribución normal.

Adicionalmente, se presenta el inconveniente de que las estaciones no están uniformemente distribuidas en el área estudiada, como se puede observar en la Figura 4.3a, por lo que la sugerencia de una distribución bimodal tampoco tendría asidero válido si se tratara de explicar en función de la existencia de dos litologías predominantes presentes en el área estudiada y reflejadas en la distribución de los valores gravimétricos.

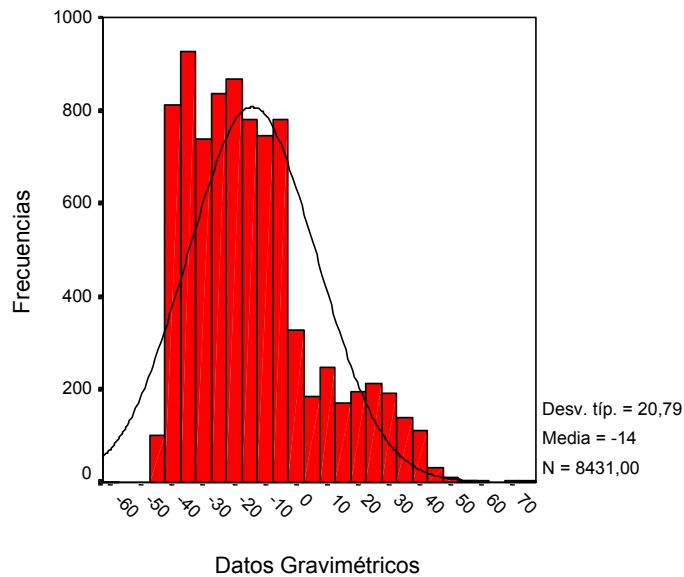


Figura 4.1. Histograma de frecuencias de los datos gravimétricos.

En el caso de los datos magnéticos se presenta una realidad diferente ya que esta información corresponde a datos aerotransportados por lo que fue posible adquirirlos de manera tal que las estaciones de medición quedaran uniformemente distribuidas sobre la región estudiada, adicionalmente estas estaciones de medición han sido niveladas a la misma cota de 500 m. con lo que también se garantiza uniformidad en cuanto a la información magnética en lo referente a este aspecto. En la Figura 4.2 se muestra el histograma de frecuencias, en el que se puede observar una distribución normal de los datos, los cuales se concentran principalmente entre los 9625 y 9825 gammas, con el valor máximo ubicado en los 10.020 gammas. Finalmente, en la Tabla 4.1 se muestran los estadísticos utilizados para la realización de los histogramas, así como algunos valores de interés como el rango, el valor mínimo y máximo y el error en el cálculo de la media.

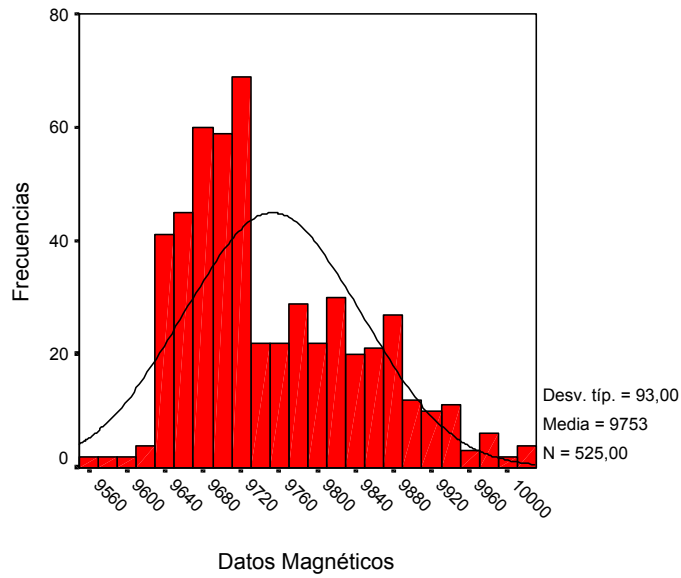


Figura 4.2. Histograma de frecuencias de los datos magnéticos.

DATOS	N	MEDIA	ERROR	MEDIANA	MODA
GRAVIMÉTRICOS	8.431	-14,29	0,23	-17,94	-38,19
MAGNÉTICOS	525	9.753,02	4,05	9.722,45	9.686,39
	DESV. TÍP.	VARIANZA	RANGO	MÍNIMO	MÁXIMO
GRAVIMÉTRICOS	20,79	432,16	132,56	-58,78	73,78
MAGNÉTICOS	93,00	8.649,87	463,96	9.556,15	10.020,11

TABLA 4.1 Estadísticos de los datos gravimétricos y magnéticos.

4.2 MAPA DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS EN LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

4.2.1 MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

El área que abarca el mapa (mostrado en la Figura 4.3b y c) comprende desde los $7,5^{\circ}$ hasta los $10,5^{\circ}$ de latitud norte y desde los $66,80^{\circ}$ hasta los $67,02^{\circ}$ de longitud oeste.

Geográficamente, el mapa cubre un área alrededor del meridiano de $67^{\circ} 00' 00''$ W que abarca desde el límite norte del Escudo de Guayana hasta aproximadamente la línea de costa de Venezuela, incluyendo la región de Los Llanos y la Cordillera de la Costa, así como parte de la plataforma continental.

El rango de anomalías que se observan es bastante amplio y abarca desde un mínimo de $-58,78$ mgals. hasta un máximo de $73,78$ mgals. Los menores valores se observan entre los $9,5^{\circ}$ N y 10° N mientras que los mayores se ubican al norte, a $10,5^{\circ}$ N. En la parte intermedia del área estudiada (sobre los 9° N) se observan valores altos que están por el orden de 35 mgals.; esta área coincide con la ubicación geográfica del Corrimiento Frontal, por lo que se presume que exista correspondencia entre esta estructura y el aumento de los valores de gravedad. Por otra parte la zona del mapa que corresponde geográficamente con la región de Los Llanos se caracteriza por tener valores de anomalías aproximadamente constantes que oscilan entre los 15 y 25 mgals.

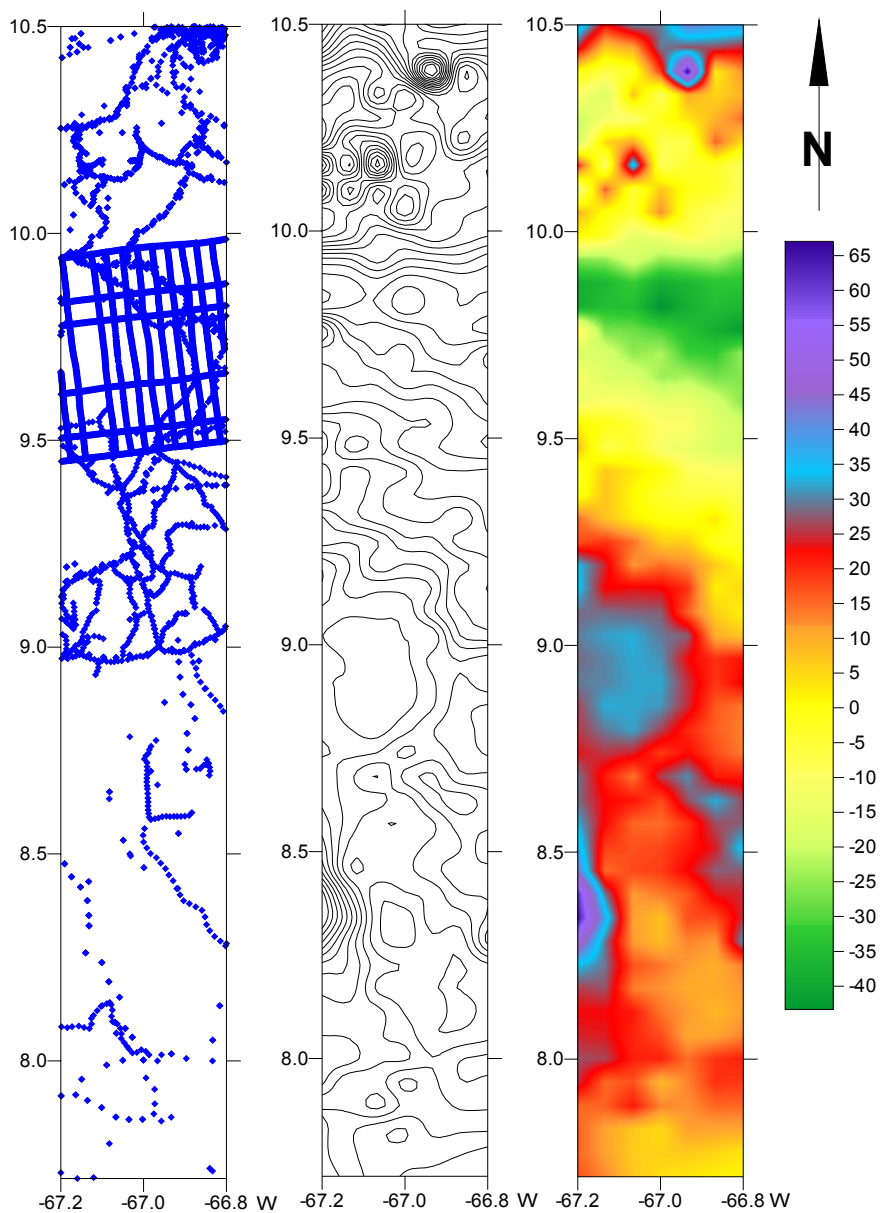


Figura 4.3.(a) Mapa de estaciones, (b) Mapa de curvas isoanómalas de Bouguer y (c) Mapa de Anomalías de Bouguer.

A pesar de que la ventana de trabajo es estrecha, se puede determinar aproximadamente el rumbo o tendencia general que siguen las curvas isoanómalas y además se puede hacer una diferenciación de regiones a partir de la concentración o no de curvas que en ellas se encuentren. Haciendo uso del mapa de Anomalías de

Bouguer de Venezuela se ha podido establecer que la tendencia regional de las curvas isoanómalas tiene un rumbo aproximado oeste – este lo que también se evidencia a nivel local en las áreas de color amarillo y verde de la Figura 4.3c. Por otra parte, se puede observar que en la región norte del mapa de contornos de Anomalías de Bouguer (Figura 4.3b), en latitudes mayores a los 10° N, se encuentra una gran concentración de curvas cuyo gradiente es pronunciado, mientras que toda la región comprendida al sur del paralelo de 10° N se presenta con una concentración menor y gradientes menos abruptos.

A partir del mapa de Anomalías de Bouguer de la Figura 4.3c se puede apreciar claramente la cupla gravimétrica negativa – positiva característica de toda la región del límite norte de la placa Suramericana. Esto se evidencia al norte de los 9° N de latitud donde los valores de gravedad comienzan a disminuir hasta llegar al mínimo cerca de los 10° N para luego volver a aumentar conforme nos desplazamos hacia el norte.

4.2.2 PERFIL DE ANOMALÍAS DE AIRE LIBRE

El perfil de Anomalías de Aire Libre muestra la influencia de la topografía sobre el campo gravitatorio de la Tierra. En la Figura 4.4 se muestra la curva de Anomalía de Aire Libre correspondiente al perfil de $67^{\circ} 00'$ W junto con la correspondiente curva de topografía. Al comparar ambas curvas se puede observar claramente como los valores de gravedad aumentan sobre las latitudes que poseen

mayores cotas que corresponden a la ubicación geográfica de la Cordillera de la Costa, mientras que en las zonas de Los Llanos estos valores se mantienen bajos y uniformes.

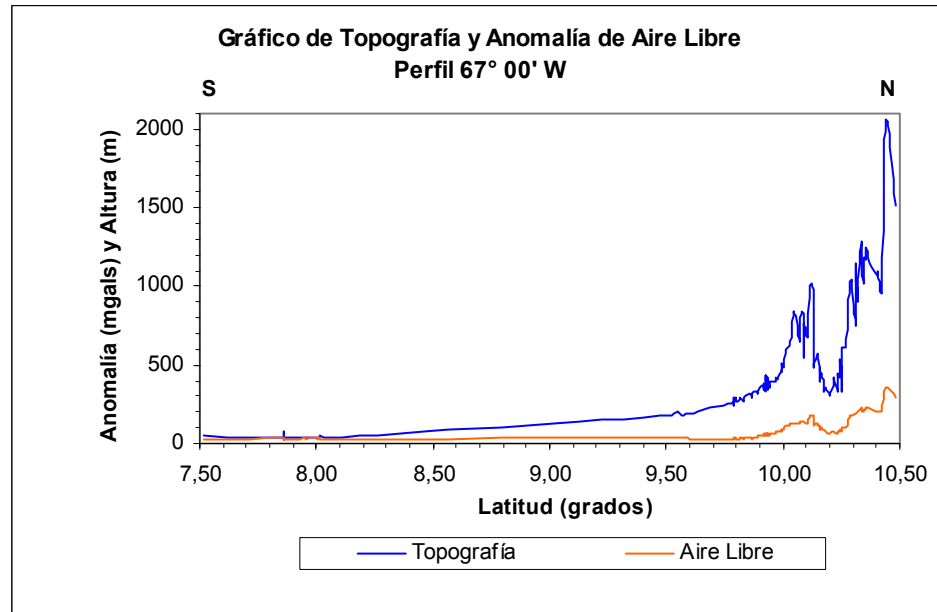


FIGURA 4.4 Gráfico de Topografía y Anomalía de Aire Libre para el perfil de 67° 00' W.

4.3 RELACIÓN ENTRE LAS ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y LA TOPOGRAFÍA

4.3.1 RELACIÓN ENTRE ANOMALÍAS DE BOUGUER Y TOPOGRAFÍA

Como ya se mencionó en el aparte anterior, existe una correspondencia directa entre la topografía y la Anomalía de Aire – Libre, ahora se tratará de determinar qué tipo de relación existe entre la topografía y la Anomalía de Bouguer. En las Figuras 4.5 a y b se muestran las curvas de topografía y de Anomalía de Bouguer correspondiente al perfil de 67° 00' W. Se aprecia que entre los 10° N y 10,5° N existe una correspondencia aproximadamente directa entre ambos, ya que cercano a

los 10° N se encuentra un alto topográfico de 1000 m aproximadamente que corresponde a elevados valores de anomalía que están por el orden de los 25 mgals., seguido de la depresión topográfica en donde se encuentra el Valle de Caracas, el cual coincide con una disminución del valor de gravedad hasta los 10 mgals. A continuación, la topografía aumenta de nuevo, hasta 2000 m, junto con los valores de gravedad que llegan hasta 35 mgals.

Al sur de los 10° N de latitud, en la región que corresponde al pie de monte de la Cordillera de la Costa la topografía desciende suavemente hasta llegar a cotas inferiores a los 250 m, típicas de la región llanera central, sin embargo en esta misma zona se aprecia un abrupto descenso de los valores de gravedad hasta el mínimo de - 58,78 mgals. Esta región forma la zona negativa de la cupla gravimétrica, mientras que al norte de ella se encuentra la zona positiva. Más al sur de los 9° N de latitud se estabilizan los valores de gravedad a la par que se nivela la topografía conforme el perfil discurre por los Llanos hasta llegar al límite norte del Escudo de Guayana.

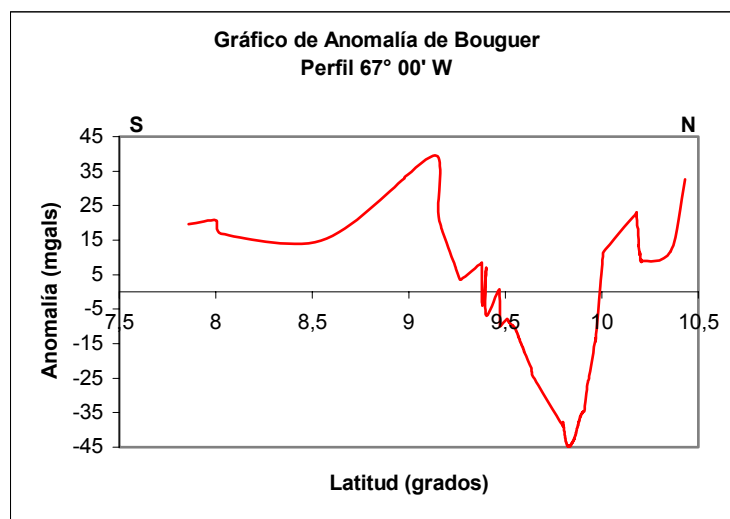


FIGURA 4.5a Gráfico de Anomalía de Bouguer para el Perfil 67° 00' W.

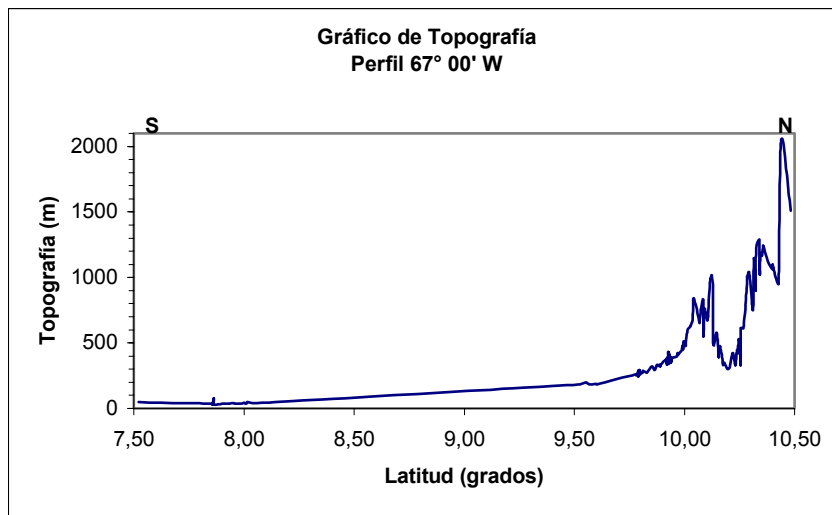


FIGURA 4.5b Gráfico de Topografía para el Perfil 67° 00' W.

4.4 ANOMALÍAS MAGNÉTICAS EN LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA

4.4.1 MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL

En el mapa de ubicación de estaciones mostrado en la Figura 4.6a se puede observar que la distribución de las mismas es bastante uniforme a lo largo de la región estudiada lo que ofrece garantías ciertas de la calidad de los datos. En la Figura 4.6b se muestra el mapa de contornos de Intensidad Magnética Total en donde se puede observar que toda la región al norte de los 9° N presenta curvas suaves con gradiente bajo y una tendencia oeste – este. Esta misma situación se observa entre los 8,2° N y 7,8° N de latitud, pero en las regiones intermedias a las ya señaladas, es decir, entre 9° N y 8,2° N y más al sur entre los 7,8° N y 7,5° N se puede observar que el gradiente de las curvas es mucho mayor y se aprecian también algunas curvas que se cierran en círculo. La diferenciación del área estudiada en las mencionadas tres regiones se puede observar más claramente en la Figura 4.6c la cual muestra el

gradiente de colores, en donde los colores oscuros representan los mayores valores de intensidad magnética, cuyo máximo se ubica en 10.020,11 gammas, y los colores claros representan los menores valores, con el mínimo en 9.556,15 gammas.

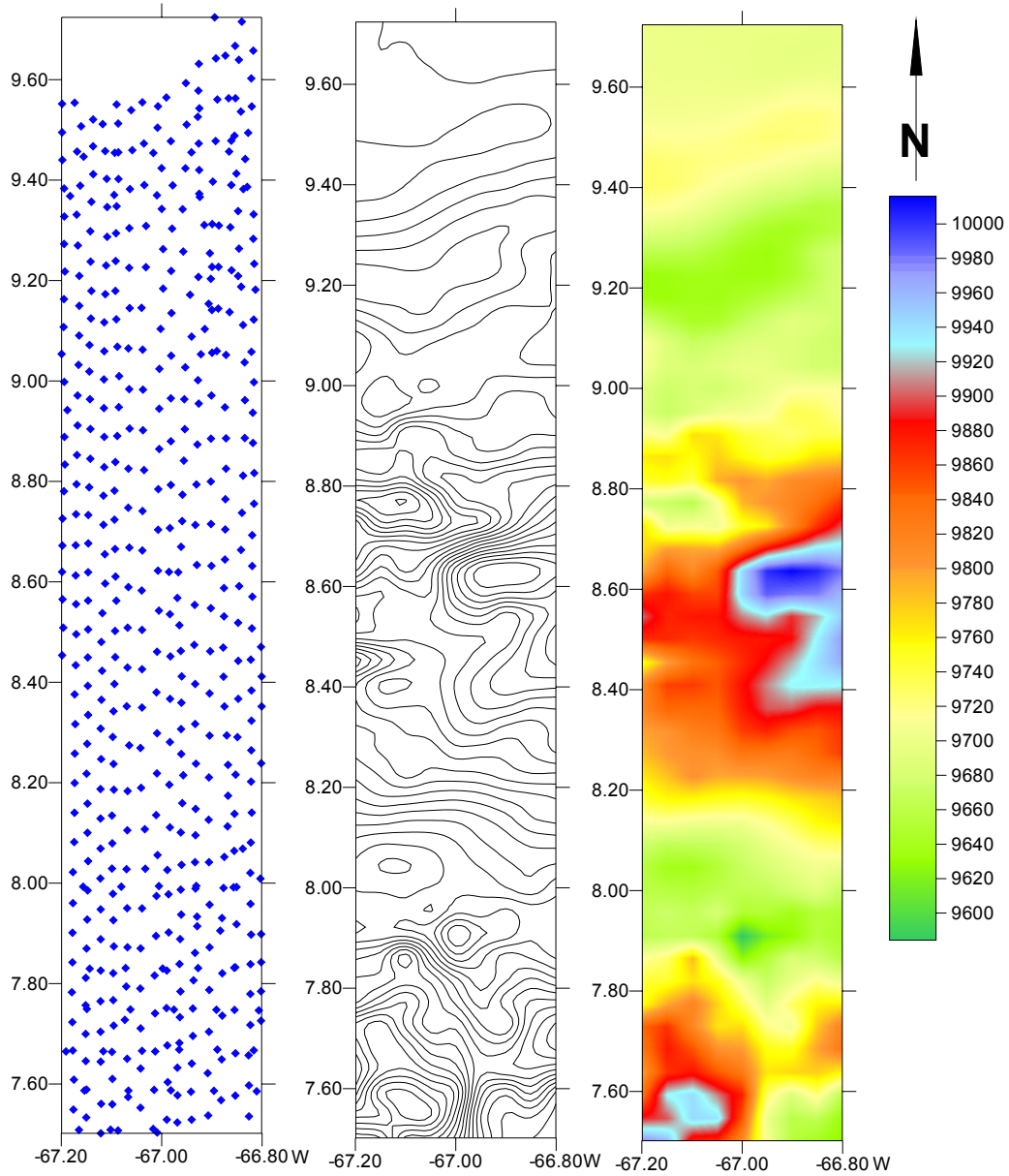


Figura 4.6.(a) Mapa de estaciones, (b) Mapa de curvas isoanómalas de Intensidad Magnética Total y (c) Mapa de Intensidad Magnética Total.

4.5 MODELAJE GRAVIMÉTRICO BIDIMENSIONAL

Una vez establecido sobre el mapa de anomalías gravimétricas el perfil a modelar, que en el caso del presente estudio corresponde al meridiano de 67° W, se introduce la información gravimétrica en el programa de modelaje GM – SYS, de la casa fabricante GEOSOFT, con el objeto de inferir la geometría y las densidades de las estructuras encontradas por debajo del nivel de referencia, las cuales están modificando el campo gravimétrico terrestre. El proceso de modelaje consiste en comparar la respuesta gravimétrica de las estructuras colocadas con respecto a la gravedad observada en la zona de estudio, hasta que ambas curvas coincidan de la forma más precisa que sea posible. Como resultado de este proceso se obtiene un corte o sección transversal del subsuelo, el cual contiene las estructuras y las densidades promedio características de las litologías que las conforman, para lo cual se debe disponer de información geológica y estructural que ayude en el proceso de inferencia del modelo.

Con el fin de restringir el modelo lo mejor posible para lograr una mayor precisión, se adiciona al proceso de modelaje información pertinente como lo son los datos de profundidad de basamento aportados por los pozos perforados en la zona e información de perfiles sísmicos que dan indicios de la geometría de los reflectores, buzamiento o acuñaamiento de estratos o cualquier otro evento que pudiera existir y ser de utilidad. Finalmente, después de construir el modelo estructural usando toda esta información y de realizar un apropiado ajuste de las curvas de gravedad (observada y calculada), se procede a realizar el ajuste del modelo magnético que

consiste en otorgarle a cada estructura del modelo un valor de magnetización para una inclinación y declinación de campo magnético dado, sin variar la geometría que ya había sido establecida previamente en el modelaje gravimétrico, cumpliendo así con los cuatro elementos del modelaje geofísico integrado.

4.5.1 RESTRICCIONES A PARTIR DE DATOS DE POZOS

La información de pozos utilizada para el diseño e interpretación integrada del modelo consistió básicamente en las profundidades de basamento y las profundidades de algunos estratos de interés. Lamentablemente, ninguno de los pozos de que se dispuso lograron acceder al basamento cristalino, sino que alcanzaron el tope de las estructuras sedimentarias de edad Cretácica o Paleozoica. Esta información fue suministrada por el Departamento de Geofísica en forma de mapas y columnas donde se muestran los principales estratos perforados con sus profundidades respectivas.

La lista de pozos utilizados junto con la profundidad del tope del último estrato perforado se muestra en la Tabla 4.2 y su ubicación geográfica se presenta en la Figura 4.7. Comparando las profundidades con la ubicación geográfica de cada pozo, se observa que los estratos que sirven de basamento para las secuencias de edad Cenozoica se profundizan en la región aledaña al frente de corrimientos y simultáneamente hacia el este del meridiano de 67° W. Como ya se mencionó con anterioridad, el fenómeno de hundimiento frente a la zona de corrimientos se debe al

peso ejercido por éstos sobre la placa, lo que trajo como consecuencia que ésta se deformara y hundiera.

Nombre del Pozo	Longitud (W)	Latitud (N)	Profundidad del último Estrato (m)
(1) GXB – 8	66° 56' 22''	9° 22' 05''	1719
(2) GXB - 2	66° 56' 22''	9° 18' 07''	1552
(3) MCH – 2 – 4X	66° 41' 00''	8° 57' 05''	1434
(4) MCH – 2 – 5X	66° 52' 00''	8° 51' 05''	1014
(5) MCH – 2 – 3X	66° 40' 00''	8° 50' 05''	1105
(6) GD – 3	67° 05' 00''	8° 49' 00''	925
(7) GRICO – 6	67° 05' 00''	8° 48' 00''	2000
(8) MERCEDES - 8	66° 26' 00''	8° 46' 00''	1598
(9) GD – 6	67° 24' 00''	8° 33' 00''	1000
(10) GORRIN – 1	66° 55' 00''	8° 40' 59''	999
(11) MACHETE – 1	66° 28' 00''	8° 10' 00''	997
(12) MCH – 13 – 1X	67° 26' 25''	7° 59' 15''	912

TABLA 4.2 Lista de pozos con las respectivas profundidades alcanzadas.

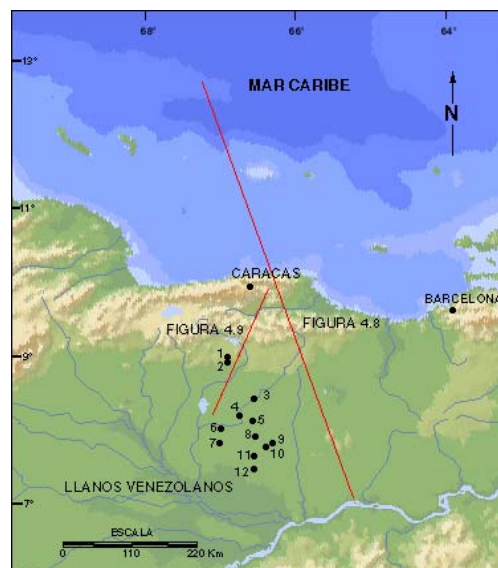


FIGURA 4.7 Mapa de ubicación de los cortes geológicos mostrados en las Figura 4.8 y 4.9 y de los pozos listados en la Tabla 4.2

4.5.2 SECCIÓN DE LA CORTEZA EN EL PERFIL 67° 00' 00" W

Como ya ha quedado evidenciado en los capítulos anteriores, en los últimos años se ha realizado un gran número de investigaciones en el ámbito de la geología de superficie en la región centro norte de Venezuela. A partir de estos estudios los científicos han desarrollado modelos geológicos consistentes con toda la información disponible proveniente de fuentes diversas y bajo los auspicios, principalmente, de la empresa petrolera que ha sido la gran promotora de todo este esfuerzo investigativo.

Desde la perspectiva de la presente investigación, los modelos geológicos del subsuelo propuestos hasta la fecha, han servido de invaluable sustento para desarrollar y posteriormente restringir la amplia gama de posibilidades que se han presentado durante la elaboración del modelo gravimétrico bidimensional propuesto. A partir de esta información se han establecido las características generales de las principales estructuras presentes, así como información adicional pertinente, como por ejemplo: profundidad aproximada de las cuencas, profundidades estimadas del basamento cristalino y de la Discontinuidad de Mohorovicic, posibles límites entre las placas Suramericana y Caribe, tipos litológicos, densidades y susceptibilidades magnéticas.

Entre las características resaltantes se puede destacar que la subcuenca de Guárico, la cual es atravesada por el perfil, se profundiza en sentido norte y paralelamente, en sentido este (ERLICH y BARRETT, 1992). Por otra parte presenta un hundimiento frente al Corrimiento Frontal de Guárico provocado por la presencia

de las napas o cinturones de deformación descritos ampliamente en el Capítulo II. Dado que los pozos perforados en esta cuenca no han alcanzado el basamento cristalino, sólo se han podido caracterizar las estructuras ubicadas inmediatamente encima; en este sentido el aporte realizado por FEO – CODECIDO et al. (1984) ha sido de importancia capital al describir los sedimentos de edad Paleozoica y Mesozoica que suprayacen al basamento y tratar de estimar los límites entre ellos y el macizo que aflora en la región de Guayana, los cuales se ubican en la Falla de Apure (límite entre terrenos paleozoicos y precámbricos) y la Falla de La Victoria (límite entre terrenos paleozoicos y mesozoicos). En contraposición al sentido en el que se profundiza la Cuenca de Guárico, los estudios realizados previamente sugieren que la Discontinuidad de Mohorovicic se adelgaza en la misma dirección, es decir, N – E (BOSCH y RODRÍGUEZ, 1992) desde unos 35 Km. de profundidad debajo de la zona del Sistema Montañoso del Caribe hasta unos 15 Km. en la región de corteza oceánica correspondiente a la Placa Caribe. Esto concuerda con la opinión de LADD y WATKINS (1980) quienes sugieren que en la zona de corteza transicional entre el norte de la Placa de Suramérica y la Placa Caribe es de aproximadamente 15 Km. de espesor.

En lo referente al límite norte de la Placa Suramericana, existe coincidencia entre diversos autores quienes lo establecen en la Falla Marginal Surcaribeña (DUNCAN Y HARGRAVES, 1984; LADD et al., 1984; BOSCH y RODRÍGUEZ, op. cit., entre otros) a la que definen como una zona atípica de subducción (por no tener vulcanismo ni actividad sísmica asociada) que buza al sur (BELLIZIA, 1985).

Adicionalmente, los estudios de sismica de reflexión realizados por SILVER et al. (1975) han aportado indicios de la geometría y configuración de la región comprendida entre la línea de costa de Venezuela y la Falla Marginal Surcaribeña ubicada en la Cuenca de Venezuela entre la Fosa de Los Roques y el Cinturón de Deformación o “Ridge” de Curazao.

Las características descritas anteriormente se ilustran en los cortes geológicos de las Figuras 4.8 y 4.9, cuya ubicación geográfica se indica en la Figura 4.7.

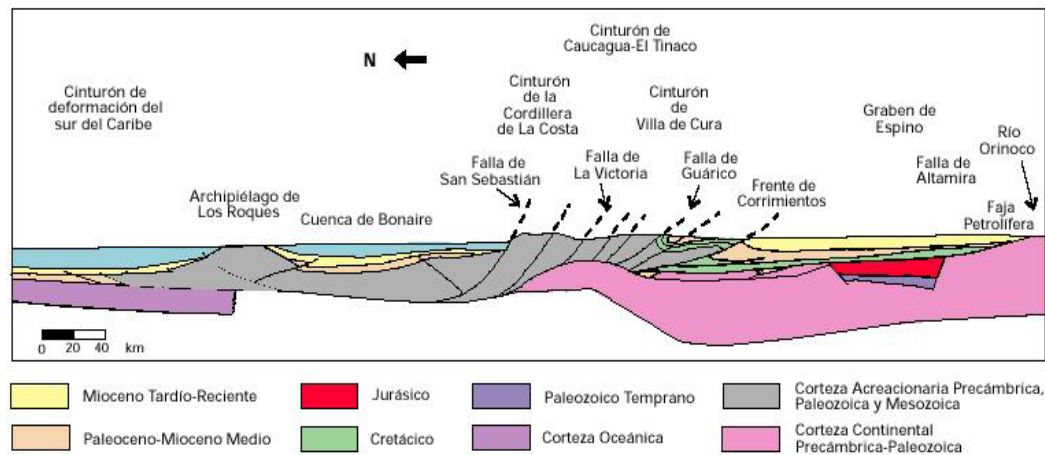


FIGURA 4.8 Corte geológico conceptual norte – sur desde la Falla Marginal Surcaribeña hasta el Río Orinoco. (Tomado de WEC Venezuela, 1997).

En el corte geológico de la Figura 4.8 se observa la distribución de los cinturones de deformación o napas que integran el Sistema Montañoso del Caribe con sus correspondientes fallas de corrimiento buzantes al norte (Fallas de San Sebastián, La Victoria, Guárico y el Frente de Corrimientos). También se destaca como el Alto de Los Roques divide a la plataforma continental en dos cuencas, la de Bonaire y la de Venezuela generando las condiciones apropiadas para la depositación de amplios espesores sedimentarios.

En la Figura 4.9 se muestra dos cortes geológicos propuestos por GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980) en donde se aprecia el engrosamiento de la cuenca cerca del frente de corrimientos y la subsidencia hacia el norte de la placa continental como consecuencia de la flexión provocada por las cargas aplicadas sobre ella.

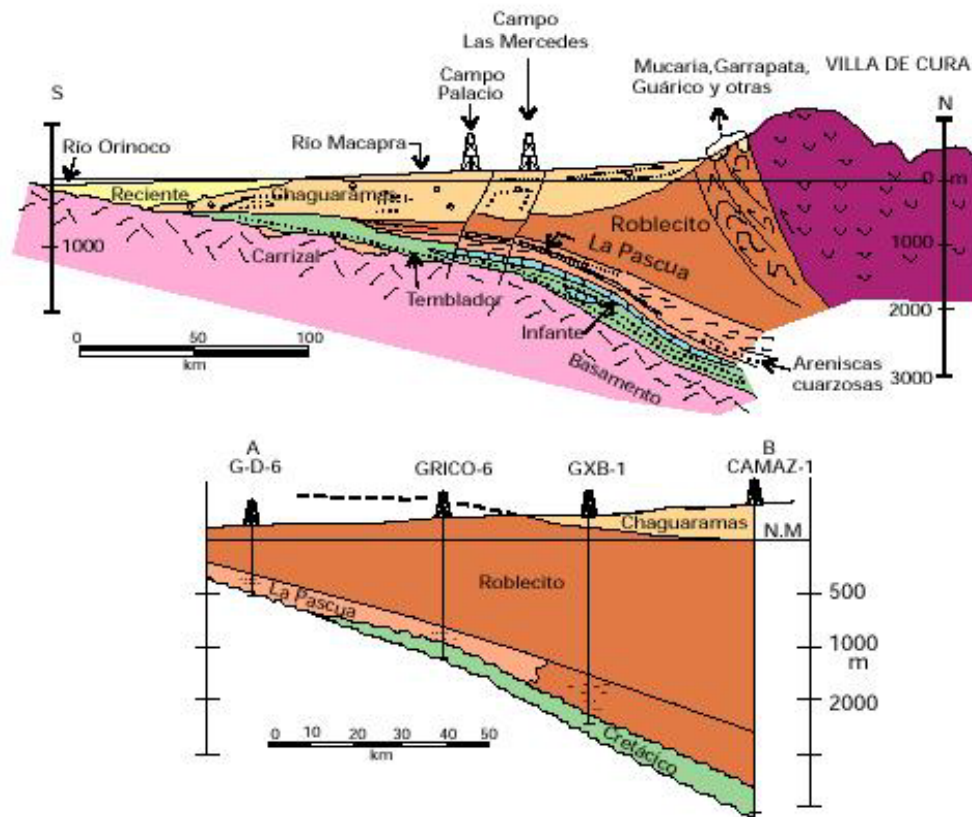


FIGURA 4.9 Cortes geológico – estructurales desde el norte de Altigracia de Orituco, Estado Guárico hasta el Río Orinoco. (Tomado de GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

4.5.3 MODELO GEOLÓGICO DEL SUBSUELO

Con base en todos los datos y restricciones establecidas en el aparte anterior, se desarrolló un modelo geológico del subsuelo que se ajusta a todas las

características geológicas y estructurales descritas. El modelo desarrollado en el paquete de computación GM – SYS de la casa fabricante GEOSOFT, mostrado en las Figuras 4.10 y 4.11, incorpora el ajuste realizado con la información gravimétrica y, además, aeromagnética.

Para la realización del ajuste gravimétrico y magnético se requirió contar con un conjunto de valores de densidades, susceptibilidades magnéticas y valores de intensidad de magnetización con los cuales comenzar el proceso de modelaje. Los trabajos realizados por SKERLEC y HARGRAVES (1980), BOSCH y RODRÍGUEZ (1992) y ORIHUELA y CUEVAS (1993) sirvieron de base al aportar los datos necesarios para el modelaje.

En el modelo propuesto, la profundidad de la Discontinuidad de Mohorovicic en la zona infrayacente al Sistema Montañoso del Caribe se ubica a unos 35 Km. y disminuye paulatinamente hacia el norte hasta una profundidad de 15 a 20 Km. aproximadamente. La zona de corteza transicional muestra densidades típicas de corteza oceánica (Tabla 4.3) pero las profundidades del Moho están en el orden de 10 a 15 Km. Adicionalmente, se observa la flexión de la corteza continental y los tres límites sugeridos como posibles extremos de la placa Suramericana, que son: la Falla Marginal Surcaribeña, la Falla de Morón y el Frente de Corrimientos. Este último buza hacia el norte alcanzando una profundidad de 7 a 10 Km. y adoptando una geometría casi horizontal, mientras que la Falla de Morón se presenta casi vertical tal y como lo sugiere la información de focos sísmicos para esta zona; del mismo modo

la Falla Marginal del Caribe se presenta con buzamiento sur y un bajo grado de inclinación.

En la Tabla 4.3 se muestran los valores de densidad, susceptibilidad magnética e intensidad de magnetización calculados para un valor de declinación de -10° y un valor de inclinación de $38,25^\circ$.

ESTRUCTURAS	DENSIDAD (g/cc)	SUSCEPTIBILIDAD (emu /cc *Oe)	MAGNETIZACIÓN (x10⁻⁶ emu/cc)
(1) Manto	3,00 – 3,10	7300×10^{-6}	3000×10^{-6}
(2) Corteza Continental	2,75	2500×10^{-6}	2400×10^{-6}
(3) Corteza de Transición	2,85	3200×10^{-6}	1800×10^{-6}
(4) Meta – volcánicas tectonizadas	2,60	2600×10^{-6}	5500×10^{-6}
(5) Meta – sedimentos	2,33 – 2,35	$1400 \times 10^{-6} - 1500 \times 10^{-6}$	3000×10^{-6}
(6) Cinturones de Corrimientos	2,45 – 2,88	$2050 \times 10^{-6} - 3750 \times 10^{-6}$	3000×10^{-6}
(7) Sedimentos	2,38 – 2,40	$187 \times 10^{-6} - 500 \times 10^{-6}$	$1400 \times 10^{-6} - 2590 \times 10^{-6}$
(8) Agua	1,00	0	0
(9) Estructuras Intracorticales	2,75	$2300 \times 10^{-6} - 3200 \times 10^{-6}$	$3000 \times 10^{-6} - 5000 \times 10^{-6}$
(10) Corteza Oceánica	2,95	6800×10^{-6}	2000×10^{-6}

TABLA 4.3 Valores de densidad, susceptibilidad magnética e intensidad de magnetización para los cuerpos que integran el modelo gravimétrico – magnético propuesto.

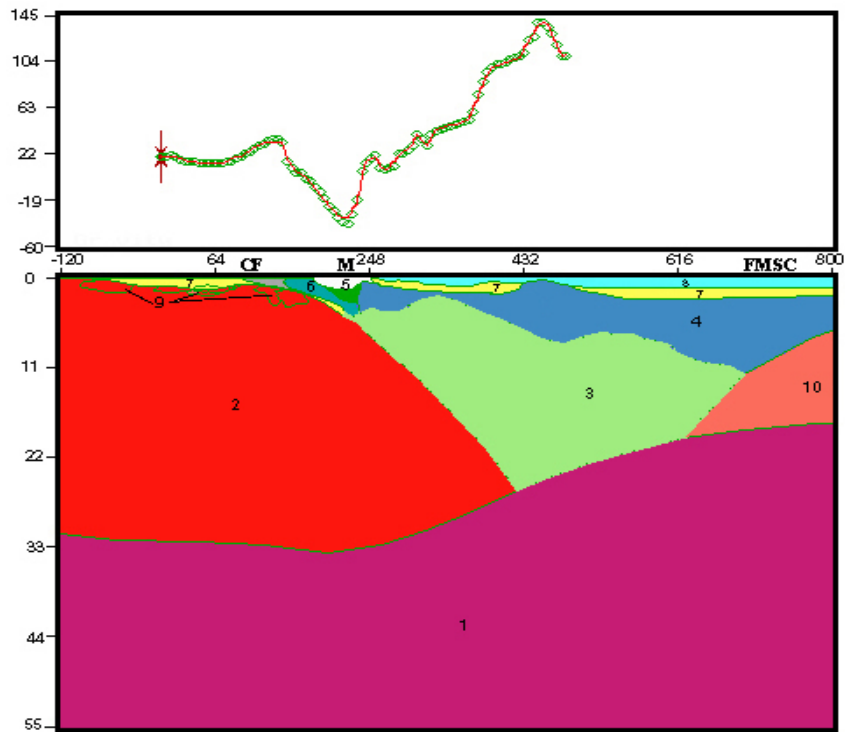


FIGURA 4.10 Modelo gravimétrico propuesto para el perfil 67° 00' 00'' W. Los números de los cuerpos corresponden a la Tabla 4.3 en donde se enuncian sus respectivas densidades.

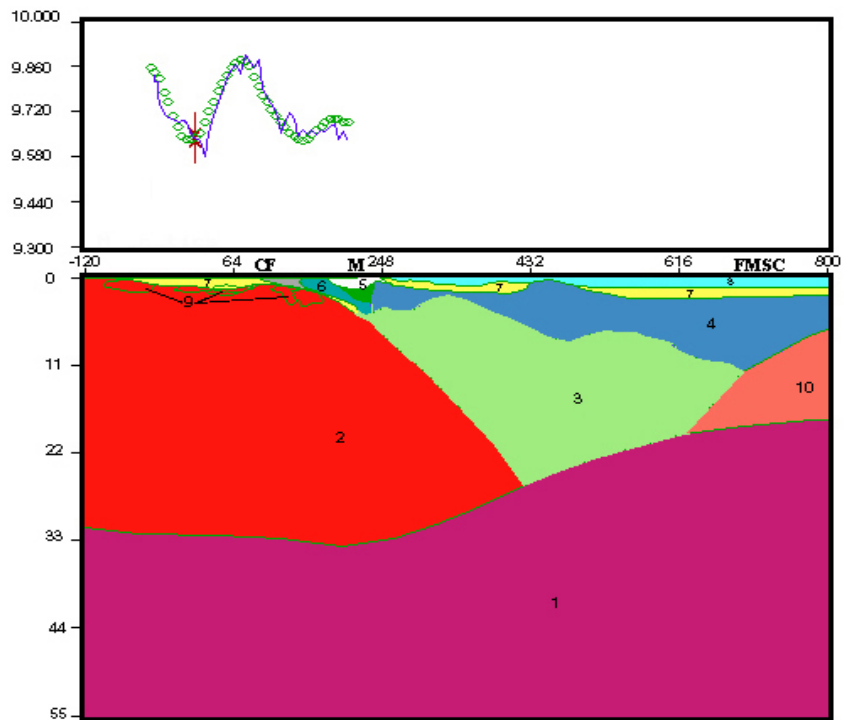


FIGURA 4.11 Modelo magnético propuesto para el perfil 67° 00' 00'' W. Los números de los cuerpos corresponden a la Tabla 4.3 en donde se enuncian sus respectivas susceptibilidades e intensidades de magnetización.

CAPÍTULO V

5.1 FLEXIÓN DE LA LITOSFERA CONTINENTAL

Desde el punto de vista de la tectónica de placas, la capa externa de la Tierra está constituida por un conjunto de bloques que poseen un comportamiento rígido y que se encuentran en movimiento relativo unos con respecto a los otros. Estos bloques llamados Placas Litosféricas yacen sobre el Manto que posee un comportamiento plástico (BARRELL, 1914). Ahora bien, estas placas al estar sustentadas por un elemento que tiene un comportamiento plástico, también pueden sufrir movimientos verticales que les permiten compensar el efecto gravitatorio ejercido sobre ellas y sobre las cargas que posean, lo que se evidencia por la presencia de anomalías gravimétricas con valores bajos en zonas cercanas a accidentes topográficos como por ejemplo cadenas montañosas. Es así como surge el concepto de Isostasia al tratar de explicar este fenómeno mediante el desarrollo de la idea de que las cargas quedan compensadas de alguna forma en profundidad, logrando así un estado de equilibrio. La existencia de anomalías gravimétricas requiere de la presencia de variaciones laterales de densidad, las cuales a su vez requieren de la existencia de esfuerzos de desviación que soporten la perturbación generada por las masas, en consecuencia, el estado de equilibrio isostático resulta de la relajación de estos esfuerzos de desviación a esfuerzos hidrostáticos a alguna profundidad (la profundidad de compensación) dentro o debajo de la litosfera (KARNER, 1982).

Desde los inicios del concepto de isostasia han existido, fundamentalmente, dos formas de enfocar el proceso de compensación de masas: el Modelo de Airy

(AIRY, 1855), el cual sostiene que la compensación se realiza de forma local mediante la prolongación de la masa en profundidad (lo que se ha denominado como la “Raíz de las Montañas”) y el Modelo de Pratt (PRATT, 1855) que sostiene que la compensación se lleva a cabo mediante la variación lateral de densidades para un mismo nivel de compensación, es decir, sin la necesidad de raíces debajo de las estructuras. Sin embargo, existen evidencias de que las placas superficiales se comportan elásticamente ante la aplicación de cargas y el proceso de compensación se realiza de forma regional mediante la flexión de la placa cargada.

El concepto de una litosfera elástica que es capaz de flexionarse ante la aplicación de una carga no es nuevo. Con el fin de poder explicar los plegamientos en los cinturones de pliegues sinclinales SMOLUCHOWSKI (1909a, b, c) consideró la existencia de una litosfera elástica que era capaz de doblarse. Aunque la formulación no fue exitosa desde el punto de vista del problema que él estudió, si fue idéntica a la realizada después en los cálculos de flexión litosférica. Posteriormente GUNN (1937, 1947) estudió el fenómeno de flexión de la litosfera oceánica en las zonas de trincheras, en la Islas Hawaianas (GUNN, 1943) y en los márgenes pasivos (GUNN, 1944).

A partir de este punto, es menester dejar claramente establecido dos conceptos que son fundamentales para comprender los procesos de flexión de placas; en primer lugar se entenderá por carga litosférica a todo aquel contraste de densidad que aplicado sobre una litosfera elástica pueda originar su flexión. Por otra parte, el espesor de la corteza elástica es una fracción del espesor de la litosfera y es aquel que

permite relajar los esfuerzos elásticos en un tiempo geológico dado (CALDWELL y TURCOTTE, 1979).

5.1.1 CONSIDERACIONES TEÓRICAS

Una forma de resolver los problemas teóricos involucrados en el proceso de flexión es aplicando la teoría de placas. La presunción básica que se debe hacer para realizar esta aplicación es considerar una placa delgada en la cual la longitud de onda de la flexión sea mayor que el espesor de la misma; en este límite el esfuerzo de cizalla debido a la carga vertical puede despreciarse comparado con el esfuerzo de torsión.

Asumiendo que la corteza de la Tierra se comporta como una placa elástica delgada de espesor “ h ”, la deformación vertical “ w ”, medida positivamente hacia abajo, debe satisfacer la siguiente ecuación:

$$D \left[\nabla^6 w + 4\nabla^4 w + \frac{12R^2}{h^2} (1-\nu^2) \nabla^2 w + \frac{24R^2}{h^2} (1-\nu^2) w \right] + \Delta \rho g R^4 (\nabla^2 + 1 - \nu^2) w = R^4 (\nabla^2 + 1 - \nu) P \quad (1)$$

donde $D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}$ es la Rigidez de Flexión, “ E ” el Módulo de Young y ν

” h ” y el Laplaciano se define como:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial g^2} + \cot \vartheta \frac{\partial}{\partial \vartheta} + \csc^2 \vartheta \frac{\partial^2}{\partial \theta^2}$$

con \mathcal{G}

θ

$-\Delta\rho gw$. Usualmente una placa litosférica flexionada desplaza rocas del manto que poseen una densidad ρ_m ; si la litosfera está cubierta por agua entonces el contraste de densidad será: $\Delta\rho = \rho_m - \rho_w$ y si está cubierta por sedimentos será: $\Delta\rho = \rho_m - \rho_s$. La cantidad “ P en el miembro derecho de la ecuación (1) corresponde a la carga promedio de masa aplicada a la litosfera”

Ahora bien en el caso de tratarse de cargas cuyas longitudes de onda sean pequeñas comparadas con el radio de la Tierra por razones con respecto al espesor h de la placa, se puede realizar la aproximación de una placa plana que reduce la ecuación (1) a la simple expresión:

$$D\nabla^4 w + \Delta\rho gw = P(x, y) \quad (2)$$

esto significa que las cargas están soportadas por la rigidez de torsión de la placa.

Otra consideración que se debe realizar se refiere a cuán cerca del límite de la placa se encuentra el punto de aplicación de la carga; en función de esto surgen varias posibilidades, pero son dos las principales: en primera instancia se puede considerar que los límites teóricos de la placa se encuentran en el infinito y el punto de aplicación de la carga se encuentra en el medio de los mismos; si éste es el caso se estará en presencia de una “Placa Continua” cuya flexión tomará la forma de una

campana invertida (Figura 5.1b). La segunda posibilidad es que el punto de aplicación se encuentre cerca de uno de los límites de la placa mientras que el otro se encuentra en el infinito, de esta manera se tendrá una “Placa Rota” y la flexión adoptará una forma de rampa descendente (Figura 5.1a). Vale la pena destacar que éste es el caso considerado para el modelo de flexión propuesto en este trabajo para la región central de Venezuela.

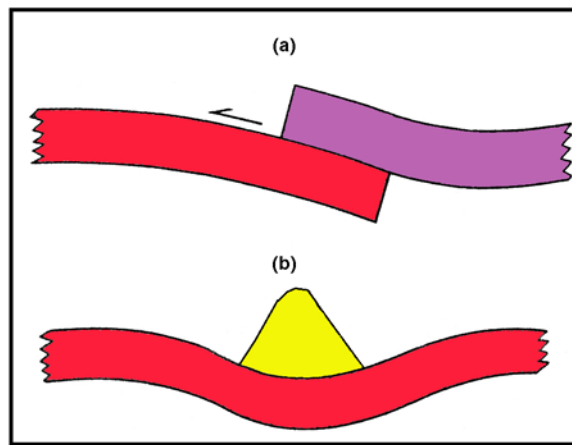


FIGURA 5.1 Modelos teóricos simplificados de Placa Rota (a) y Placa Continua (b).
(Modificado de ALLEN et al., 1986).

Para el caso de una placa rota la ecuación que gobierna la flexión viene dada por la ecuación diferencial de cuarto orden:

$$D \left(\frac{d^4 w}{dx^4} \right) + \Delta \rho g w = 0 \quad (3)$$

La solución general que satisface a la ecuación (3) tiene la forma:

$$w = C \operatorname{sen} \left(\frac{x}{\alpha} \right) e^{-\frac{x}{\alpha}} \quad (4)$$

donde $\alpha = \left(\frac{4D}{\Delta\rho g} \right)^{1/4}$ corresponde al “Parámetro de Flexión”, el cual es la medida de la extensión horizontal de la deflexión.

Una característica importante del proceso de flexión es que como consecuencia del mismo, se origina una zona de topografía elevada llamada “Forebulge”, la cual es responsable del levantamiento de las islas ubicadas cerca de las trincheras oceánicas (DUBOIS et al., 1974, 1975) o de otras islas (McNUTT y MENARD, 1978). El ancho del “forebulge” es una medida directa de “ α

” está dada por la ecuación:

$$Q = -D \left(\frac{d^3 w}{dx^3} \right) \quad (5)$$

mientras que el momento de torsión “ M ” está relacionada con la deflexión “ w ” por la ecuación:

$$M = -D \left(\frac{d^2 w}{dx^2} \right) \quad (6)$$

5.2 MODELO DE FLEXIÓN EN LA ZONA CENTRAL DE VENEZUELA

Como se describió en las secciones anteriores los modelos de flexión pueden ser considerados de dos formas: flexión de una placa continua y flexión de una placa rota. Desde el punto de vista teórico el concepto de placa rota corresponde a un caso particular de la placa continua, la diferencia estriba en que el momento de torsión y la fuerza de cizalla creados por una carga distribuida a lo largo de la placa rota están contrarrestados por fuerzas opuestas ubicadas en la posición de la ruptura de la placa, de esta forma se crean las condiciones de borde requeridas en la posición del límite que se ha asumido (HETÉNYI, 1946).

Resulta ventajoso, en aras de optimizar los cálculos de flexión, considerar sólo el espectro de las cargas en vez de considerar un conjunto de recuadros o triángulos que representen las cargas en el dominio del espacio, por lo que resulta preferible trabajar con Transformadas de Fourier para realizar la conversión de la carga del dominio espacial al espectral.

Las ecuaciones para una placa elástica rota pueden derivarse de las ecuaciones para una placa continua. La expresión en el dominio espectral para la deflexión de una placa continua (BANKS et al., 1977) es:

$$Y_c(k) = \frac{\Delta\rho_1}{\Delta\rho_4} \Phi_e H(k) \quad (7)$$

donde $\Phi_e = \left[1 + \frac{Dk^4}{\Delta\rho_4 g} \right]^{-1}$, $Y_c(k)$ es la respuesta de la placa, en el dominio espectral, a

la aplicación de un espectro de cargas $H(k)$, $\Delta\rho_1$

$\Delta\rho$ es el contraste de densidad entre el material sobre la placa y el material que rellena la cuenca de flexión, “ k ” el número de onda y “ g ” la aceleración de gravedad. Ahora bien para el caso de una placa rígida es necesario definir los puntos de rigidez en el cálculo de la variable x de las ecuaciones y sea $x = x_0$, de esta forma se asumen las condiciones de borde necesarias dadas por HETÉNYI (1946), convirtiendo a las ecuaciones (5) y (6) en:

$$P_0 = 4[\lambda M(x_0) + Q(x_0)] \quad (8)$$

$$M_0 = -2 \left[2M(x_0) - \frac{Q(x_0)}{\alpha} \right] \quad (9)$$

donde “ α ”

$$G_c k = \pi\gamma \sum_{n=1}^{\infty} \frac{k^{n-1}}{n} \Delta\rho H^n k + \Delta\rho H^n k e^{-kd} \quad (10)$$

$$G_b(k) = -2\pi\gamma\Delta\rho_2 e^{-kd_3} \sum_{n=1}^4 \frac{k^{(n-1)}}{n!} Y_b^n(k) \quad (11)$$

$$G_M(k) = -2\pi\gamma\Delta\rho_3 e^{-k(d_1+d_3)} \sum_{n=1}^4 Y_b^n(k) \quad (12)$$

donde $G_c(k)$ es el efecto gravitatorio de la carga, $G_b(k)$ corresponde al efecto del basamento, $G_M(k)$ al efecto de la Discontinuidad de Mohorovicic, $\Delta\rho_1$ es la densidad de la carga superficial, $\Delta\rho_2$

$$\Delta\rho$$

$H k$ corresponde a la transformada de Fourier de la carga superficial, $H_2(k)$ corresponde a la transformada de Fourier de la carga subsuperficial, “ d_1 ” es la profundidad media a la Discontinuidad de Mohorovicic, “ d_2 ” es la profundidad media de la carga subsuperficial y “ d_3 ” es la profundidad media de la deflexión del basamento.

Es así como el efecto gravimétrico total puede obtenerse mediante:

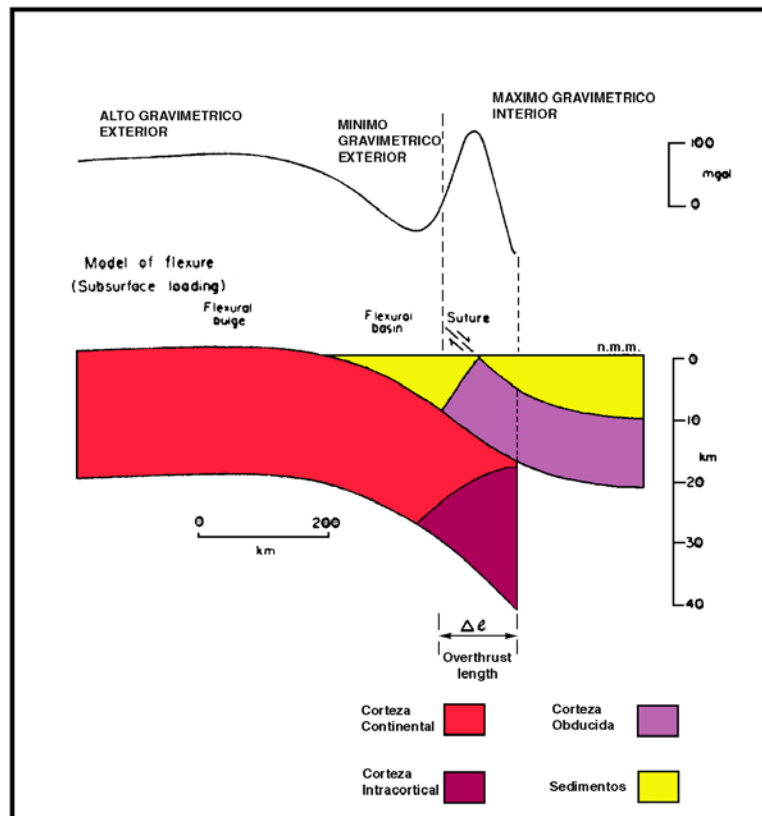
$$G_t(k) = G_c(k) + G_b(k) + G_M(k) \quad (13)$$

La importancia del cálculo del efecto gravitatorio en el modelaje de la flexión estriba en que existe correspondencia entre los valores positivos de la cupla gravimétrica y la porción de corteza obducida, mientras que los valores negativos están asociados a la deflexión del basamento, como se muestra en la Figura 5.2 (KARNER y WATTS, 1983).

También se puede calcular la masa de las cargas responsables de la flexión de la palca mediante la ecuación:

$$M = \Delta\rho * \int \Delta h(x) dx \quad (14)$$

donde $\Delta h(x)$ corresponde a la topografía y $\Delta\rho$



sur de la Placa Caribe; además las cargas superficiales y del subsuelo se encuentran localizadas cerca de dicho límite, lo que se ajusta a las condiciones teóricas establecidas para el modelo de placa rota. Debido a que no existen evidencias concluyentes sobre cual es el límite real de la Placa Suramericana se decidió suponer tres límites plausibles utilizando como criterio para su escogencia la información de geología de superficie, de estudios de refracción sísmica y sismológica disponible (SILVER et al., 1975; LADD et al., 1984; OSTOS, 1990; BOSCH y RODRÍGUEZ, 1992). Con base en las consideraciones descritas anteriormente, los límites de placa propuestos para la ejecución del modelo de flexión en este trabajo son de sur a norte: el Corrimiento Frontal, la Falla de Morón y la Falla Marginal Surcaribeña y los parámetros que sirvieron para controlar el nivel de deflexión de la litosfera fueron las profundidades de basamento aportadas por datos de pozos, los estudios batimétricos realizados en la región sur del Mar Caribe y las cotas topográficas, que en esta región alcanzan un máximo de 2060 m. (Pico Naiguatá, Cerro El Ávila) y un mínimo de 50 m. (Llanos venezolanos).

5.2.1 ESQUEMA DE CARGAS

La flexión de una placa elástica se produce por el efecto combinado de las cargas tanto superficiales como subsuperficiales, sin embargo, si se asume que la rigidez de flexión es igual para ambas, entonces se puede comprobar que el factor dominante en la flexión está controlado por la carga subsuperficial a la que puede

considerarse como carga primaria, por lo que la carga superficial o secundaria tendrá un efecto más restringido (KARNER, 1982). De igual modo la flexión de la placa también es sensible a variaciones del espesor elástico existiendo una relación inversamente proporcional entre la deflexión y el “ T_e ”, es decir, para placas con espesores elástico grandes la deflexión será reducida, mientras que las placas con espesores elásticos pequeños se flexionaran más. Estos efectos se describen gráficamente en la Figura 5.3.

Para el desarrollo del modelaje se consideraron como cargas los bloques de corteza obducidos y cargas subcorticales, las cuales son colocadas al inicio del proceso antes de producirse flexión alguna. Posteriormente, se coloca el relleno sedimentario que se deposita en la cuenca de flexión generada después de que la placa se flexione y se realiza la construcción de la topografía mediante las napas y hojas de corrimientos amontonadas que constituyen la carga secundaria.

Para el caso específico en el que se considera como límite el Corrimiento Frontal, no se pueden colocar las napas y hojas de corrimientos correspondientes a la carga del subsuelo ya que, geográficamente, estas estructuras se encuentran al norte de este límite, por ende para la situación descrita sólo se consideró el evento primario de cargas. Por otra parte, en lo que se refiere a la Falla de Morón, la carga superficial considerada corresponde a la Cordillera de la Costa y la subsuperficial a todo el conjunto de napas. En el tercer caso considerado, las cargas que incluyen topografía se encuentran aproximadamente en el centro de la placa (Sistema Montañoso del Caribe), por lo que fue necesario considerar cargas subsuperficiales exclusivamente,

que al producir la flexión de la litosfera reprodujeran las profundidades de piso oceánico existentes en esa región.

RESPUESTA DE LA FLEXIÓN PARA UNA CARGA UNIFORME CON ESPESOR ELÁSTICO Y DENSIDAD DE CARGA VARIABLES.

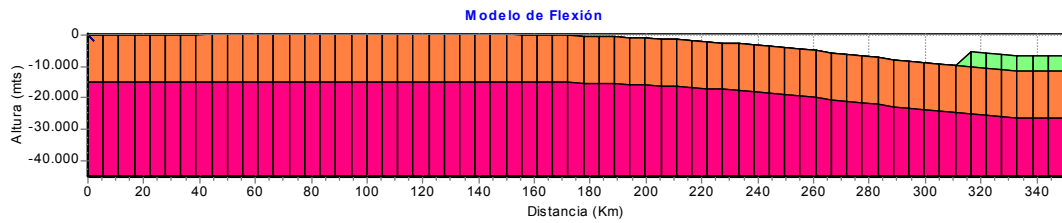


FIGURA 5.3a Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 Km. y $\rho_l = 2,7$ g/cc.

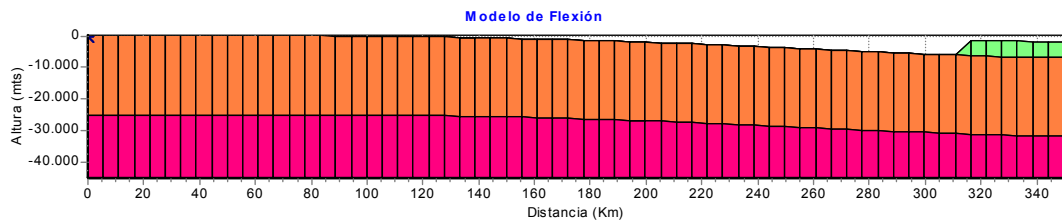


FIGURA 5.3b Modelo de flexión para un espesor elástico de 25 Km. y $\rho_l = 2,7$ g/cc.

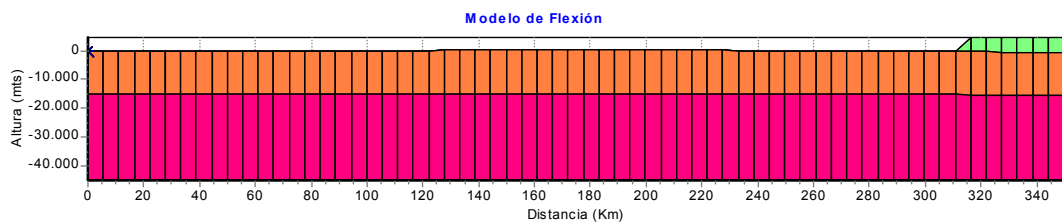


FIGURA 5.3c Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 Km. y $\rho_l = 1$ g/cc.

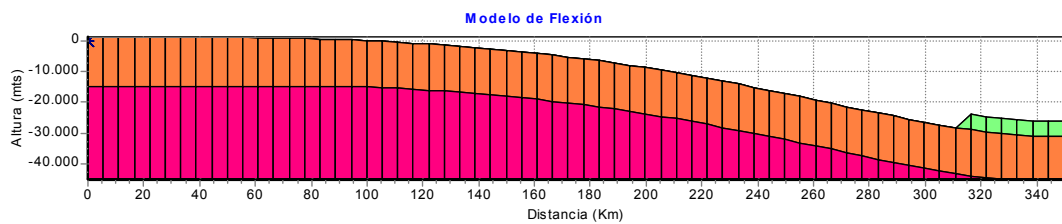


FIGURA 5.3d Modelo de flexión para un espesor elástico de 15 Km. y $\rho_l = 3$ g/cc.

5.2.2 METODOLOGÍA PARA EL MODELAJE DE FLEXIÓN

Para el desarrollo del modelaje de flexión de la placa se requirió de la utilización de un programa de computación desarrollado por KARNER (1985), específicamente para realizar esta labor, y modificado para que fuera factible su implementación bajo las condiciones reinantes en el área considerada por este trabajo de investigación. Es importante destacar que el programa original fue implementado en lenguaje FORTRAN 77, sin embargo, en aras de mejorar la capacidad gráfica de presentación de los resultados se decidió implementar el código en el lenguaje DELPHI 5, el cual ofrece, además de una interfaz gráfica mejorada, la posibilidad de leer los datos directamente de las aplicaciones de hoja de cálculo más comunes disponibles hoy día.

La metodología seguida para la aplicación del algoritmo y el funcionamiento del programa se describe a continuación:

La primera fase del proceso consiste en la lectura de todos los datos necesarios para realizar los cálculos, los cuales incluyen: la topografía observada, los valores de anomalías gravimétricas de Bouguer y de Aire Libre y la topografía propuesta, colocados en forma de columnas en una hoja de cálculo tipo “EXCEL”. El siguiente paso corresponde al cálculo de la flexión debida exclusivamente a la influencia de la topografía; el programa ejecuta esta función realizando una llamada a las subrutinas apropiadas en donde se calcula el resultado y luego es mostrado en la misma interfaz gráfica. A continuación se calcula la capacidad de la cuenca y la

topografía residual que queda después de producirse la flexión para poder realizar, iterativamente, el relleno de dicha cuenca. Una vez concluido el cálculo de la flexión propiamente, el programa accede a una subrutina que define las interfaces de las distintas cargas y calcula sus efectos gravimétricos, mostrando luego todos los resultados en forma gráfica. Si el proceso da como resultado que las curvas de anomalías gravimétricas calculadas ajustan con sus respectivas anomalías observadas el proceso se detiene, de lo contrario, se establecen dos opciones que el usuario puede elegir: o repite el proceso descrito anteriormente modificando la geometría de las cargas propuestas o considera una carga intracortical que permita una mayor flexión de la litosfera y, por ende, un mejor ajuste de la respuesta gravimétrica. La metodología seguida se ilustra en el diagrama de flujo de la Figura 5.4.

5.3 MODELAJE DE FLEXIÓN EN LA ZONA CENTRAL DE VENEZUELA

El modelaje de flexión en la zona central de Venezuela involucró tres fases principales. En la primera de ellas se consideró solamente el efecto de la topografía o carga superficial sobre la placa para cada uno de los tres límites estipulados, asumiendo además tres diferentes espesores elásticos de placa, a saber: 15, 25 y 35 Km., los cuales fueron escogidos a partir de un trabajo previo realizado por RODRÍGUEZ (comunicación personal, 2000) en la región oriental del país.

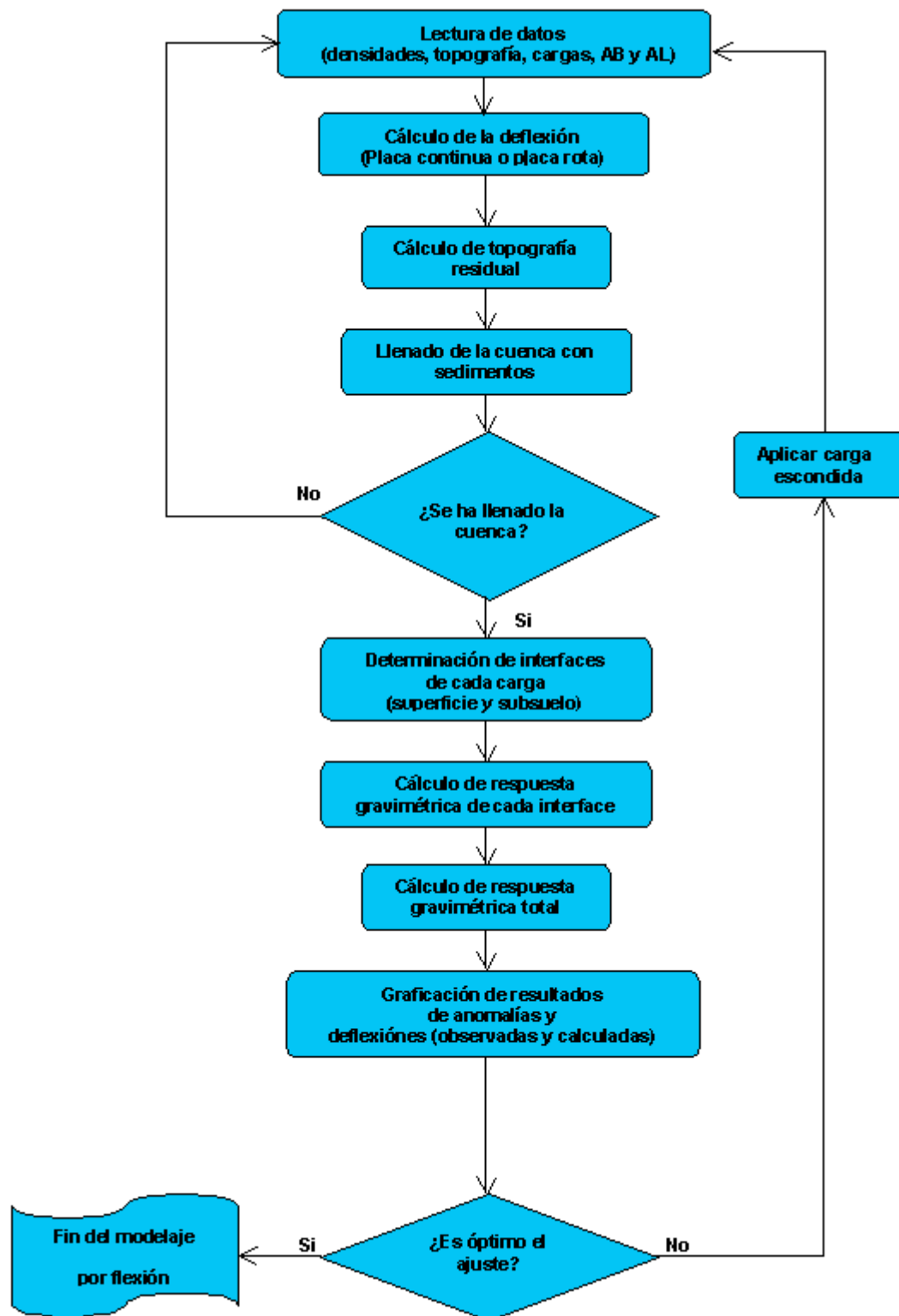


FIGURA 5.4 Diagrama de flujo que ilustra la metodología de trabajo seguida por el programa de modelaje de flexión.

Seguidamente se cuantificó el efecto de las cargas subsuperficiales utilizando de igual modo los distintos límites y los tres espesores elásticos ya escogidos, con el objetivo de poder realizar comparaciones y mostrar las variaciones que sufre la geometría de la flexión al anexarle más carga al proceso. Paralelamente, se trató en esta fase, de realizar el ajuste de las anomalías gravimétricas calculadas y observadas.

La tercera fase consistió en determinar cual de los tres límites y espesores elásticos son los más plausibles en función de los resultados obtenidos en las fases anteriores, para así, poder acometer la tarea de ajustar las anomalías gravimétricas mediante el uso de cargas intracorticales, de ser necesarias, que al ser sumadas al proceso, aumentan la flexión de la placa y permiten reproducir la “cupla gravimétrica”.

Es importante destacar que en todas las fases mencionadas anteriormente, se consideraron los valores de densidad para las estructuras del modelo como parámetros, es decir, no fueron modificados durante el proceso de modelaje de flexión; estos valores fueron obtenidos a partir del modelaje gravimétrico bidimensional realizado previamente y descrito en el Capítulo IV. A partir de las densidades obtenidas se realizaron los cálculos de contrastes de densidad entre las distintas estructuras consideradas para el modelo de flexión, es decir, manto, corteza, sedimentos que rellenan la cuenca de flexión, cargas y la densidad del material desplazado por la propia flexión, estas densidades se muestran en la Tabla 5.1.

$\rho_m = 3,10 \text{ g/cc}$	$\rho_b = 2,75 \text{ g/cc}$	$\rho_l = 2,70 \text{ g/cc}$	$\rho_d = 2,35 \text{ g/cc}$	$\rho_s = 2,40 \text{ g/cc}$
$E = 1 \times 10^{12} \text{ dinas/cm}^2$	$\nu = 0,25$	$T_e = 15 \text{ K.m}$	$T_e = 25 \text{ K.m}$	$T_e = 35 \text{ K.m}$

TABLA 5.1 Parámetros de densidades, Módulo de Young y Radio de Poisson usados en el modelaje de flexión.

5.3.1 EFECTO DE LA TOPOGRAFÍA, SEDIMENTOS Y CARGAS SUPRACORTICALES

Al considerar exclusivamente el efecto que la topografía produce en la flexión de la placa y las anomalías gravimétricas, se aprecia que para el caso del primer límite de placas estudiado, es decir, el Corrimiento Frontal, la carga superficial no es suficiente para desarrollar el grado de flexión apropiado que ajuste con las profundidades del basamento medido a través de pozos. De igual modo las curvas de anomalías gravimétricas calculadas no se corresponden con los valores observados, estando las segundas muy por encima de las primeras. Este comportamiento no es de extrañar si se tiene en consideración que la topografía reinante en la región central de Venezuela desde el Río Orinoco (límite sur del perfil estudiado) hasta el Corrimiento Frontal (primer límite de placa propuesto) no supera los 50 m de cota, por lo que resulta obvio que una topografía somera no representa carga suficiente para flexionar una corteza cuyos espesores elásticos pueden variar entre 15 y 35 Km. Como se aprecia en la Figura 5.5 la flexión de la placa se hace más pronunciada en la medida que el espesor elástico disminuye, produciéndose la máxima deflexión con un espesor elástico $T_e = 15 \text{ Km}$ y la mínima con un $T_e = 35 \text{ Km}$. y las profundidades alcanzadas por el basamento no superan los -400 m , lo que resulta obviamente insuficiente al

compararlas con las profundidades de basamento descritas por las perforaciones de pozos, que en la zona alcanzan entre 1000 y 1500 m. de profundidad.

Para el segundo límite considerado en este trabajo, que corresponde a la Falla de Morón, se observa que la deflexión alcanza el doble de profundidad que en el caso anterior, ya que para un $T_e = 15$ Km. la profundidad alcanzada por el basamento es de -800 m., para un $T_e = 25$ Km. la profundidad alcanzada es de -580 m. y para un $T_e = 35$ Km. la profundidad es de tan solo -320 m (Figura 5.5). Ahora bien, resulta interesante destacar que para el segundo límite, la carga superficial dominante corresponde a la Cordillera de la Costa la que pose cotas mayores a 2000 m.; sin embargo, esta carga aparentemente grande, aún resulta insuficiente para reproducir las deflexiones observadas. Por añadidura, al reproducir la topografía de la cordillera sobre la placa flexionada se observa que las cotas de la misma están entre 700 y 500 m por encima de las que se observan en esta zona, lo que ofrece claras evidencias de que debe existir una estructura cortical mayor que coadyuve a flexionar la placa.

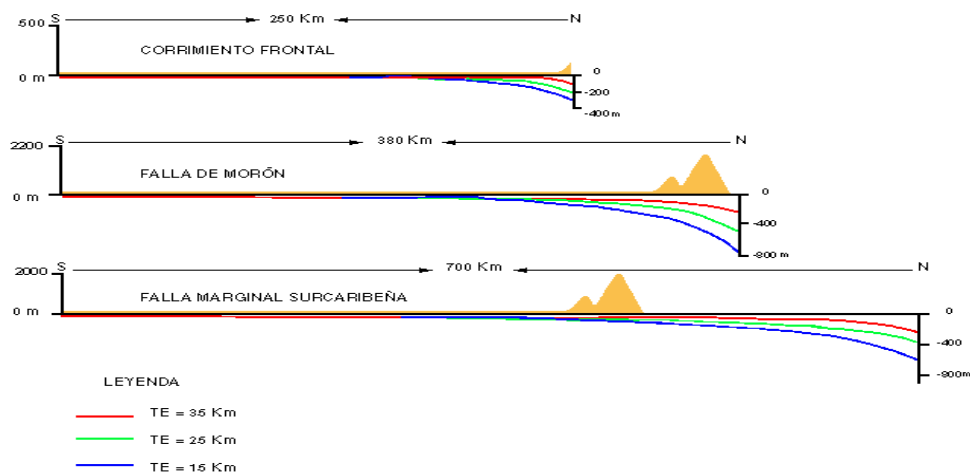


FIGURA 5.5 Respuesta de la flexión a la aplicación exclusiva de cargas topográficas superficiales, para distintos espesores elásticos.

En lo referente al tercer límite considerado, que corresponde a la Falla Marginal Surcaribeña, se deben hacer algunas consideraciones adicionales, ya que por ser un perfil que abarca tanto topografía positiva (más de 2000 m.) como negativa con profundidades abisales de -2100 m., la flexión de la placa debe reproducir al mismo tiempo todas estas diferencias de cotas. En este caso la aplicación de la carga superficial resulta aún más insuficiente que los casos anteriores a pesar de variar los espesores elásticos, como se evidencia en la Figura 5.5, en donde se observa que las profundidades máximas alcanzadas no sobrepasan los -750 m. mientras que las alturas máximas se encuentran entre 2000 y 1500 m. por encima del valor real observado de cota en la región central de Venezuela.

El proceso de modelaje exige igualmente cuantificar los efectos de las cargas supracorticales presentes en el subsuelo a los fines de determinar su contribución a la flexión de la litosfera. Como se sabe el efecto directo de la flexión de una placa es la generación de una cuenca o depresión que servirá de receptáculo para los sedimentos provenientes de las topografías positivas remanentes que se encuentren aledañas a dicha cuenca. Estos sedimentos al depositarse pasan a formar parte de las cargas supracorticales (término genérico que engloba a las cargas topográficas, sedimentos de cuencas y napas o cinturones de corrimientos) junto con los cinturones de corrimientos y napas que se adicionan durante el proceso de formación de las cuencas antepaís.

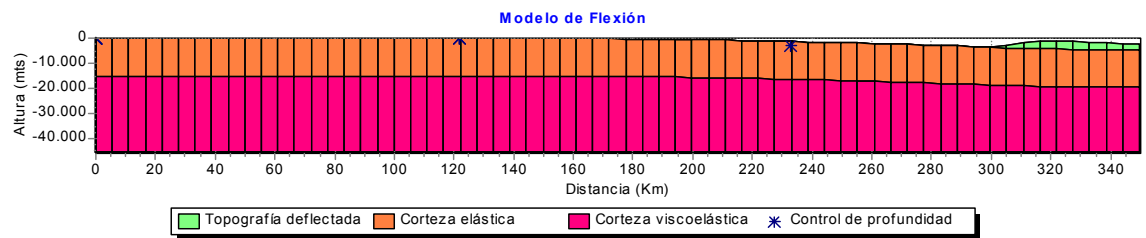
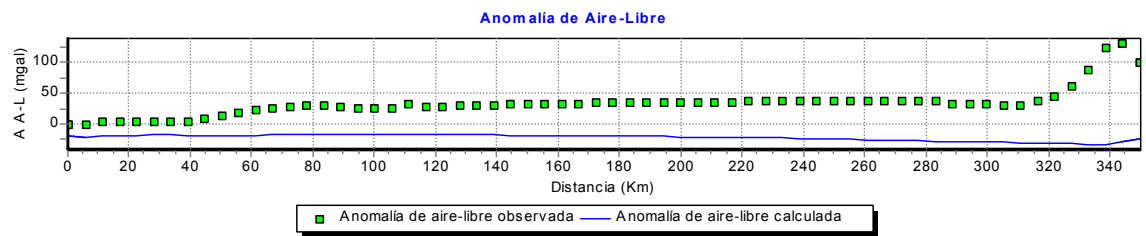
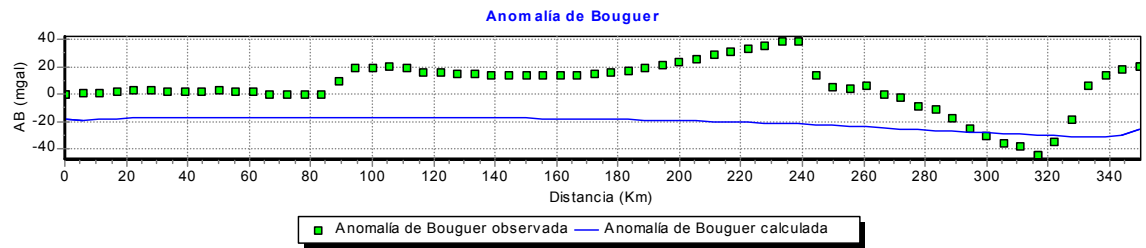
En el caso del Corrimiento Frontal, la carga supracortical posee unas dimensiones pequeñas ya que este límite se encuentra ubicado muy cerca de la zona

de napas, por este motivo, al realizar el modelaje de flexión la respuesta es muy reducida. Incluso para un espesor elástico de 15 Km. la flexión del basamento no se ajusta a las profundidades de los pozos, además el nodo de flexión se ubica aproximadamente a 200 Km. más al norte de donde efectivamente se encuentra (Figura 5.6a, b, c). Estos resultados alejan la posibilidad de considerar al Corrimiento Frontal como un límite plausible ya que las cargas a considerar (tanto superficiales como del subsuelo) resultan insuficientes para reproducir la deflexión observada del basamento. Sin embargo, con respecto a los otros dos límites si se tienen resultados interesantes según se describe a continuación.

El perfil que ubica como límite norte de la placa a la Falla de Morón posee una longitud total de aproximadamente 380 Km., a todo lo largo del cual se encuentran presentes buena parte de las cargas consideradas hasta ahora (Figura 5.6d, e, f). De los estudios de flexión realizados en este caso se observa que la carga constituida por las napas que forman el Sistema Montañoso del Caribe contribuye considerablemente a aumentar el grado de flexión de la placa para espesores elásticos ($T_e = 25$ Km. y $T_e = 35$ Km.). Sin embargo, para un $T_e = 15$ Km. la flexión de la placa es muy pronunciada lo que impide el ajuste del nodo de flexión y de la profundidad de basamento; adicionalmente, las curvas de anomalías gravimétricas no reproducen la “cupla” característica observada en la zona de flexión. Esto conlleva a pensar en la posible existencia de algún tipo de carga intracortical que coadyuve a las cargas supracorticales a reproducir la forma de la anomalía gravimétrica observada mediante un incremento de densidad. Otra inferencia que se puede realizar a partir de

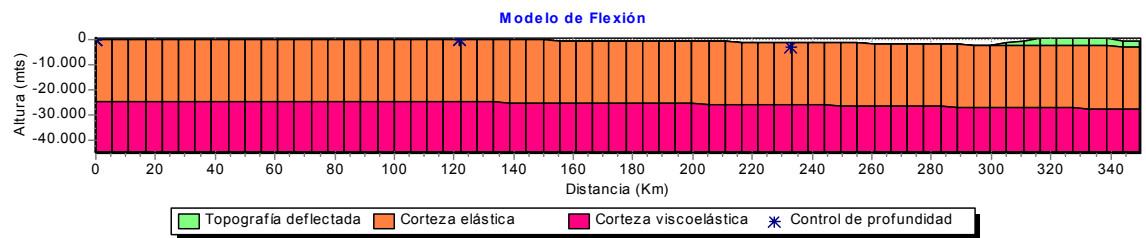
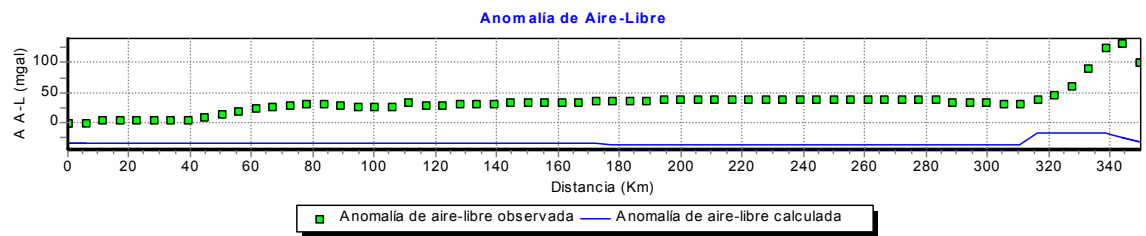
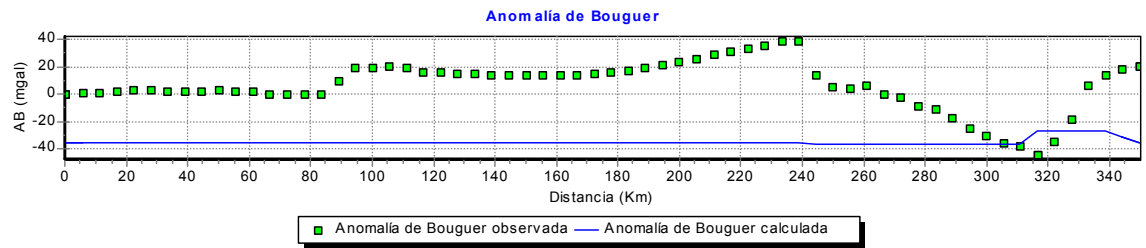
EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6a LÍMITE: CORRIMIENTO FRONTAL, (TE = 15 Km.).



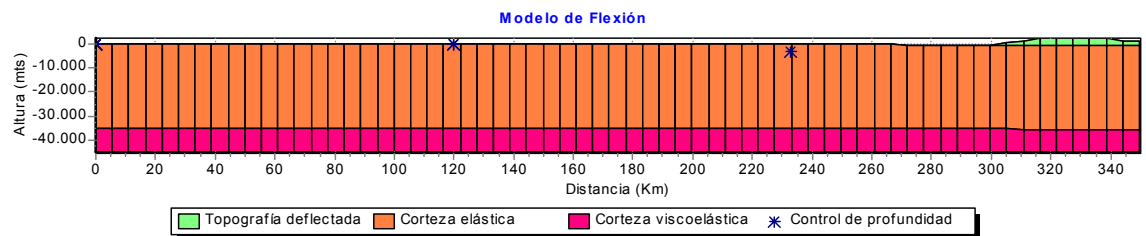
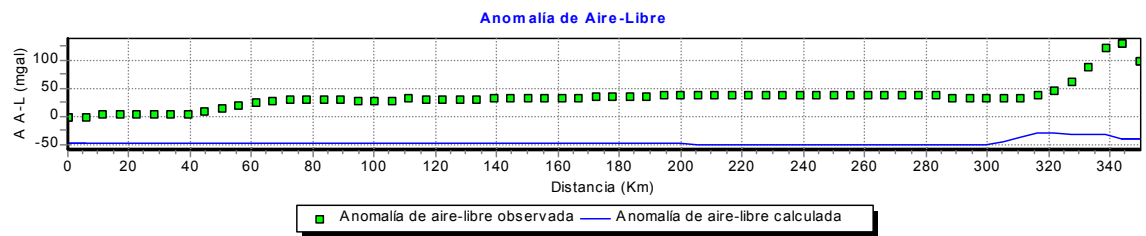
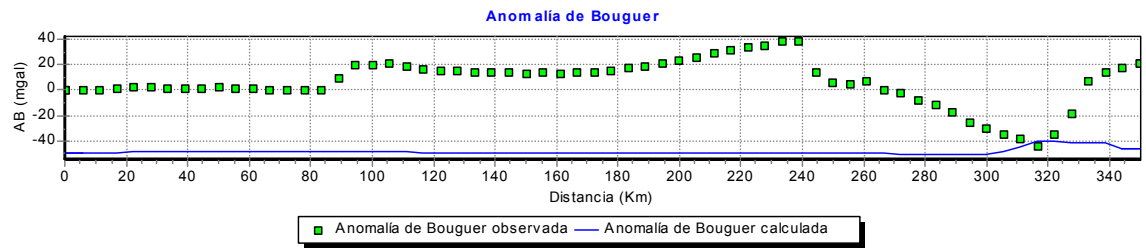
EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6b LÍMITE: CORRIMIENTO FRONTAL, (TE = 25 Km.).



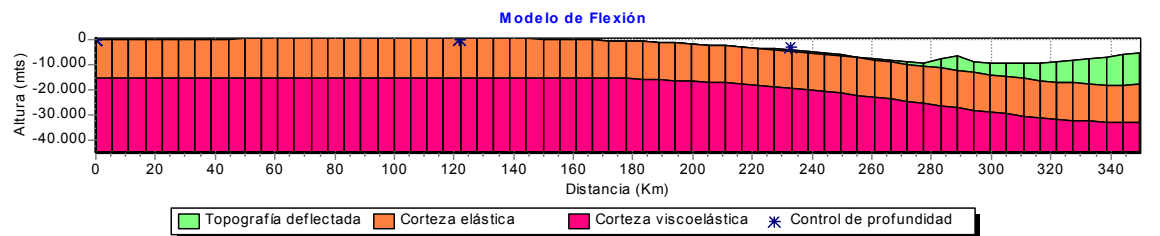
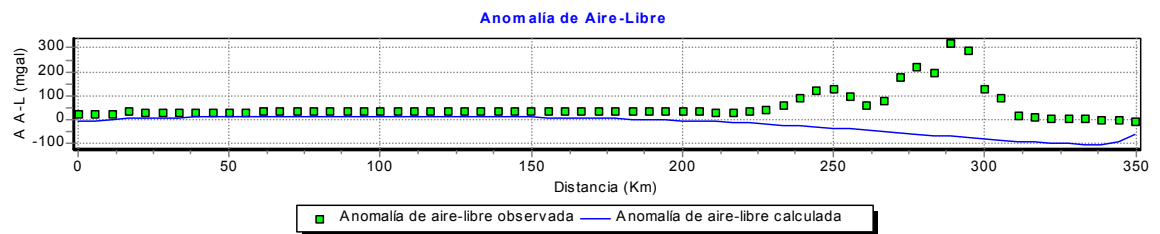
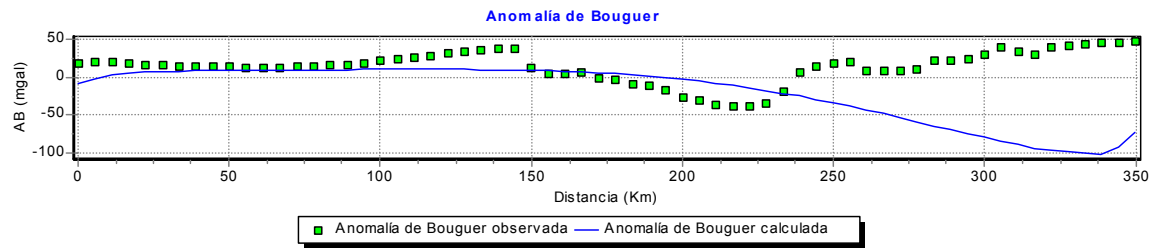
EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6c LÍMITE: CORRIMIENTO FRONTAL, (TE = 35 Km.).



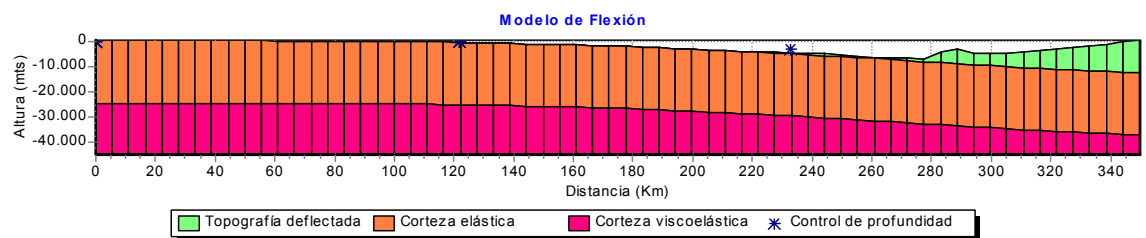
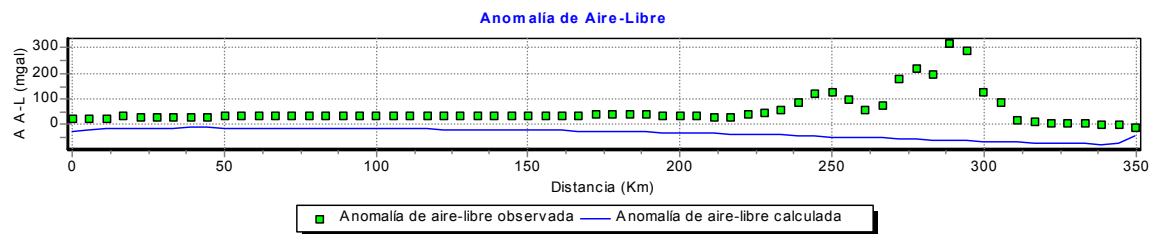
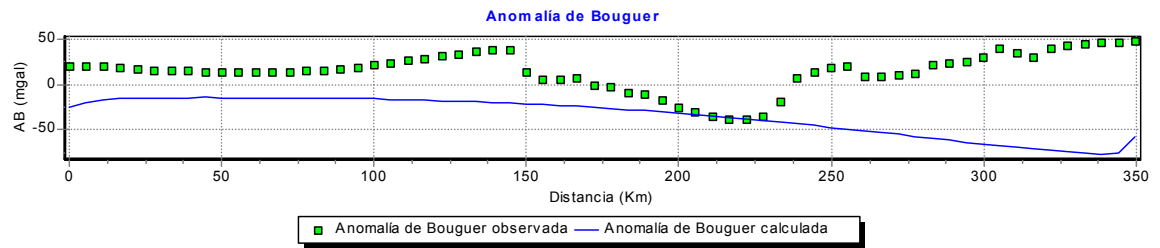
EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6d LÍMITE: FALLA DE MORÓN, (TE = 15 Km.).



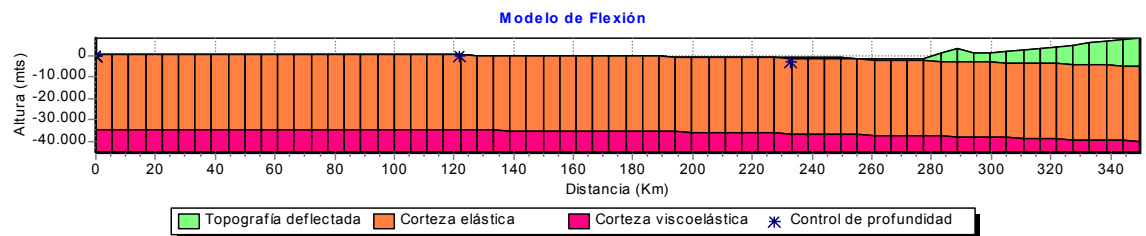
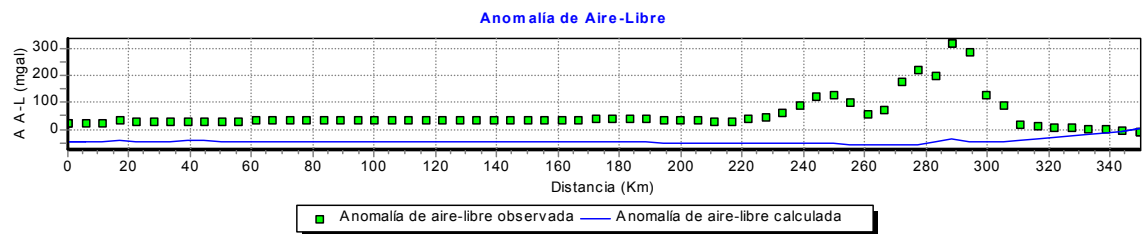
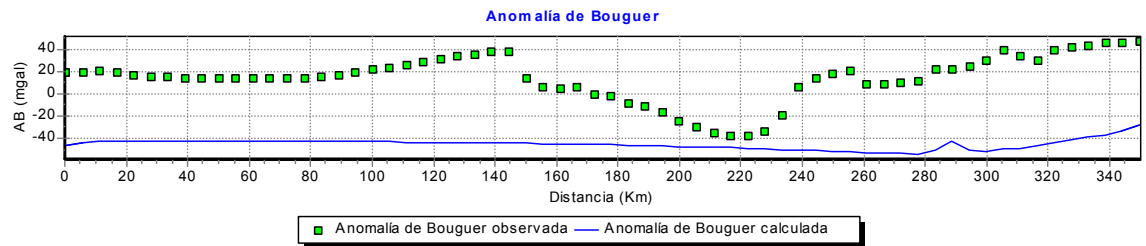
EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6e LÍMITE: FALLA DE MORÓN, (TE = 25 Km.).



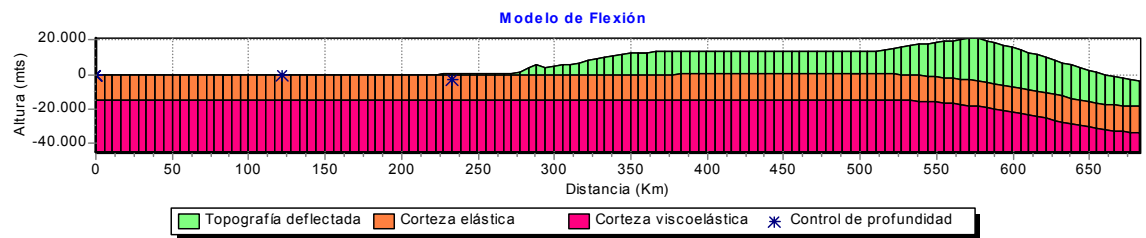
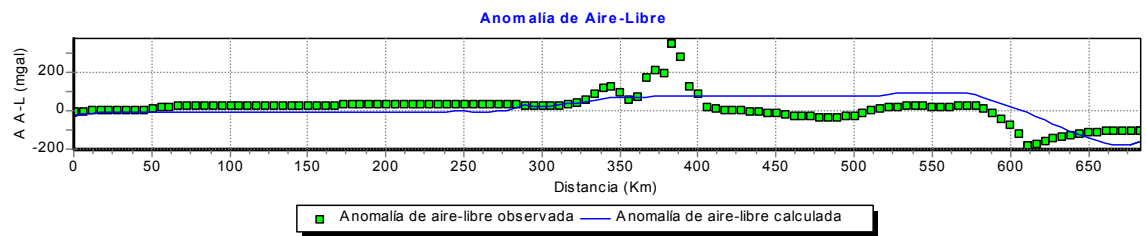
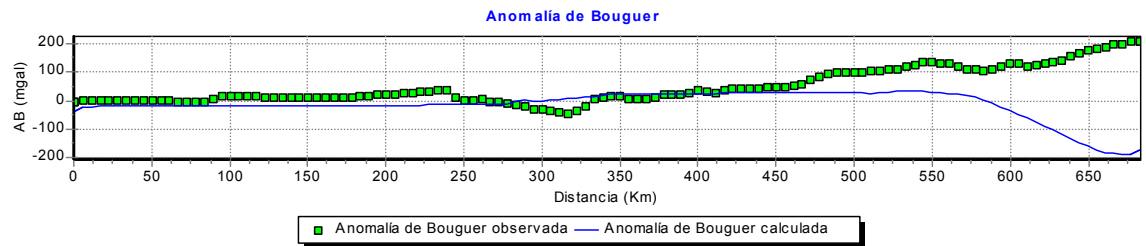
EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6f LÍMITE: FALLA DE MORÓN, (TE = 35 Km.).



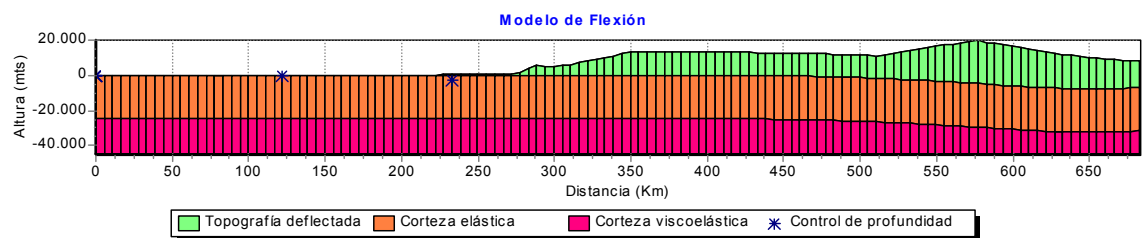
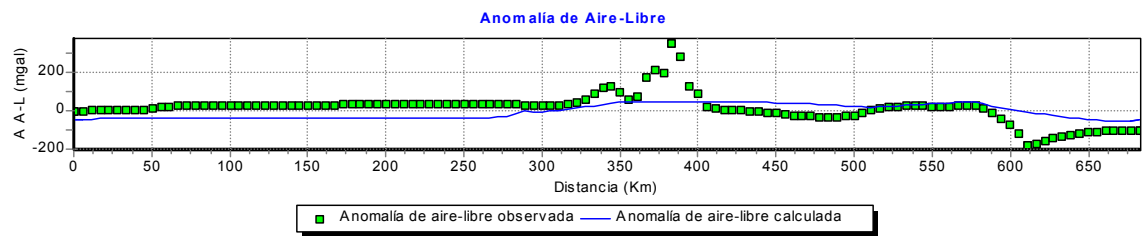
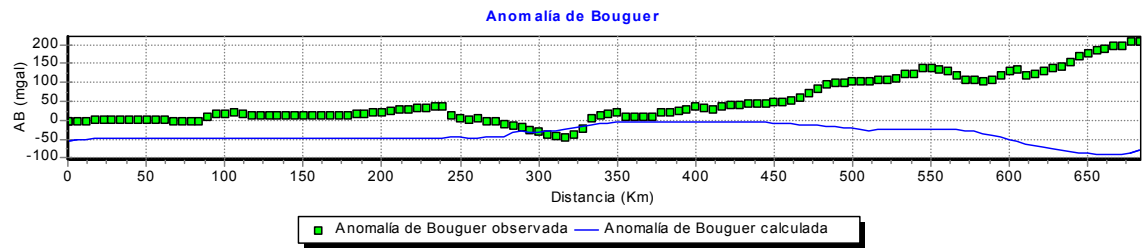
EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6g LÍMITE: FALLA MARGINAL SURCARIBEÑA, (TE = 15 Km.).



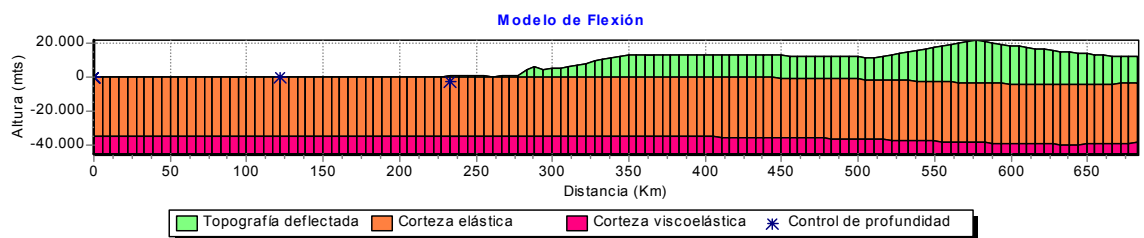
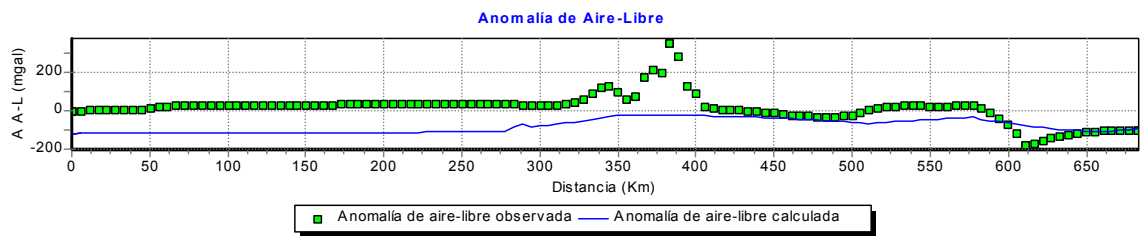
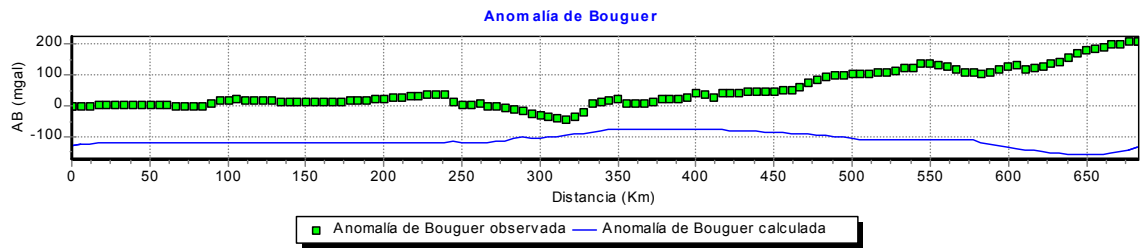
EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6h LÍMITE: FALLA MARGINAL SURCARIBEÑA, (TE = 25 Km.).



EFFECTO DE LAS CARGAS SUPRACORTICALES SOBRE LA FLEXIÓN

FIGURA 5.6i LÍMITE: FALLA MARGINAL SURCARIBEÑA, (TE = 35 Km.).



los resultados obtenidos es que los espesores elásticos inferiores a 25 Km. no resultan apropiados para reproducir las características del área considerada.

El tercer perfil considerado para esta fase es el que abarca desde el Río Orinoco hasta la Falla Marginal Surcaribeña (Figura 5.6g, h, i) y posee una longitud total de 700 Km. Para este caso particular, la flexión de la placa provocada por el efecto mancomunado de todas las carga supracorticales (constituida por la corteza de transición que se encuentra entre la litosfera continental de Suramérica) logró reproducir las profundidades batimétricas reinantes en la zona para un $T_e = 15$ Km. sin embargo, para espesores mayores la flexión de la placa es considerablemente menor, lo que resulta interesante dada la magnitud de la carga (20 Km. de espesor).

5.3.2 ESTIMACIÓN DE CARGAS INTRACORTICALES

Una vez demostrado a través del proceso de modelaje que las cargas supracorticales, por si solas, no representan una masa lo suficientemente grande como para producir un efecto de flexión apropiado y además contribuir con su influencia gravitatoria a reproducir la cupla gravimétrica, se procedió a estimar la geometría de cargas intracorticales que permitieran resolver el persistente problema.

El procedimiento conceptual para estimar las mencionadas cargas intracorticales, consiste en sustraerle al espesor elástico de la corteza continental una porción de material, el cual es sustituido por una carga cuya densidad corresponde

con la del manto. Con este procedimiento se logra aumentar el contraste de densidades lo que equivale, desde el punto de vista teórico, a agregar una carga adicional sobre la placa que ayudará a flexionarla más. Ahora bien, desde el punto de vista de la implementación de este procedimiento, para ser usado por el programa de modelaje de flexión, se desarrolló una subrutina que le suministra al mismo la información correspondiente a la interfaz entre el espesor elástico y el material del manto. Sobre esta columna de datos se modifican los valores correspondientes para simular la porción que debe ser removida y luego esta información es vertida dentro de las rutinas de cálculo de flexión para que el efecto sea adicionado al de las cargas supracorticales. El resultado arrojado por el computador es una placa que posee mayor flexión con una respuesta gravimétrica mayor y en la zona cercana al límite se observa que la placa es más delgada. Por supuesto, para que se produzca el ajuste necesario en las curvas de anomalías gravimétricas es imperativo ejecutar este procedimiento computacional de forma iterativa.

Finalmente, desde el punto de vista de la conceptualización geológica, la idea de sustraer porciones de corteza y sustituirlas por estructuras con densidades correspondientes al manto no resulta descabellada, ya que está bien documentado que entre la base de la corteza (tanto oceánica como continental) y el manto operan procesos termales que originan adelgazamiento cortical y sustitución de corteza por manto. Ejemplos de estos fenómenos han sido descritos ampliamente en los márgenes continentales activos y en zonas donde existen puntos calientes (“Hot Spots”), los cuales producen adelgazamiento cortical al aumentar el gradiente de

temperatura en la base de la corteza. Otro ejemplo interesante para ser destacado es el de las zonas de subducción en donde la corteza oceánica al sumergirse por debajo de la corteza continental o de otra oceánica de menor densidad se flexiona y a determinada profundidad se “funde” para ser sustituida por material del manto. Detalles sobre estas consideraciones pueden ser obtenidos en ALLEN et al. (1986 y 1990).

5.3.3 EFECTO DE CARGAS INTRACORTICALES

Una vez estimada la carga intracortical a ser utilizada se cuantifica su efecto sobre los dos parámetros que sirven de control al modelo, es decir, el ángulo de flexión y la respuesta gravimétrica.

Con respecto a la flexión, resulta evidente que al colocar una carga extra sobre el modelo de simulación de la placa, ésta adopta como respuesta una mayor flexión que permite ajustar la profundidad del basamento con la información aportada por los pozos y la ubicación del primer nodo de flexión. Adicionalmente, las cotas topográficas también deben ser ajustadas gracias al efecto combinado de las cargas supracorticales e intracorticales, dado que de no estar presentes éstas, los valores de cotas de la topografía superficial se ubican muy por encima (más de 1000 m de exceso) de los valores reales.

Por su parte, la densidad adicional representada por la carga intracortical, permite ajustar la curva de anomalías de Bouguer calculada con la observada al disminuir el valor del mínimo gravimétrico exterior (definido así por KARNER y WATTS, 1983 y mostrado en la Figura 5.2).

Una consecuencia directa que se puede cuantificar a partir de la aplicación de una carga adicional es la de determinar el límite intra – placa que permite el mejor ajuste de la información disponible. Para el caso de la Falla Marginal Surcaribeña, el límite se encuentra demasiado alejado de las cargas supracorticales lo que dificulta el ajuste de la topografía existente con la curva de Anomalía de Aire Libre por medio de la flexión; sin embargo, al aplicar cargas intracorticales es posible ajustar la respuesta de Anomalía de Bouguer del modelo con la curva observada. Para el caso de la Falla de Morón se plantea otra situación completamente distinta, ya que al encontrarse cerca de las cargas superficiales, el ajuste de la topografía es sencillo y el ajuste de la flexión y de la Anomalía de Bouguer está fundamentalmente controlado por la carga intracortical y el ángulo de flexión de la corteza continental de Suramérica.

5.4 RESULTADO DEL MODELAJE POR FLEXIÓN DE PLACAS

Los resultados obtenidos a partir del estudio de la Placa Suramericana por medio del análisis de flexión de placas plantean al límite representado por el Corrimiento Frontal como el más inadecuado debido a su ubicación geográfica, ya que en el perfil que abarca desde el Río Orinoco hasta este límite no existen cargas

supracorticales de envergadura que permitan reproducir las profundidades de basamento en la Cuenca Central de Guárico, ni el grado de flexión apropiado que equipare al observado. Otra consecuencia de la ausencia de cargas en la zona, se aprecia en el hecho de que resulta imposible ajustar el nodo de flexión, siendo irrelevante para tales efectos, variar el valor de espesor elástico.

Por otra parte la Falla de Morón plantea mejores perspectivas al permitir reproducir las profundidades de basamento observadas, la ubicación correcta del nodo de flexión y la respuesta gravimétrica. Sin embargo, resulta conveniente acotar que para poder ajustar la deflexión del basamento y por ende la respuesta gravimétrica es necesario incorporar una carga intracortical en forma de cuña de aproximadamente 1 – 1,5 Km. de espesor debajo de la Placa Suramericana. Este ajuste permite que las cotas de la topografía resultante después de la flexión se compaginen con las cotas observadas en la región central de Venezuela, que oscilan entre los 50 m. en la región de los Llanos Centrales hasta los 2060 m. en el Cerro El Ávila.

La Falla Marginal Surcaribeña plantea problemas interesantes al momento de estudiarla desde el punto de vista de la flexión de placas. Al considerar inicialmente el modelo de placa rota se aprecia que el límite se encuentra ubicado aproximadamente a 300 Km. al norte de donde se encuentran las cargas principales por lo que el efecto de flexión no permite un apropiado ajuste de los parámetros restrictivos utilizados. Aunado a este aspecto se encuentra el hecho de que mediante la información geológica y geofísica recavada hasta la fecha, se ha podido determinar que esta falla tiene un buzamiento de muy bajo grado de inclinación hacia el sur, lo

que impide la presencia de tectonismo o magmatismo en la zona. Por otra parte, al aplicar el modelo de placa continua se obtuvo que se pueden reproducir las características de flexión en la Placa Suramericana (buzante al norte) y en la Placa Caribe (buzante al sur en la zona de falla), sin embargo esto implicaría que la corteza continental tiene características similares a la corteza oceánica desde el punto de vista mecánico, de composición geológica y de densidades, lo cual no corresponde con las observaciones y conocimiento preexistente.

5.4.1 PERFIL 67° 00' 00" W

En la Figura 5.7a, b, c se muestra el primer modelo planteado a partir del análisis de flexión de placas y considerado con base en los resultados obtenidos, junto con los gráficos de anomalías de Bouguer y Aire Libre y su ajuste con los valores observados; por otra parte, en la Figura 5.8a, b y c se ilustra el segundo modelo de flexión propuesto para la región estudiada, adicionalmente en la Tabla 5.2 y 5.3 se muestran los valores de densidad y espesor elástico utilizados para el modelaje, así como también las estimaciones de masas de las cargas para ambos modelos.

En las Figuras 5.7 y 5.8 se puede apreciar como la flexión controla la forma de la anomalía de Bouguer, mientras que la topografía residual (topografía remanente después de producirse la flexión) se ajusta a la respuesta gravimétrica de Aire Libre.

PRIMER MODELO DE FLEXIÓN PROPUESTO LÍMITE DE PLACAS: FALLA DE MORÓN

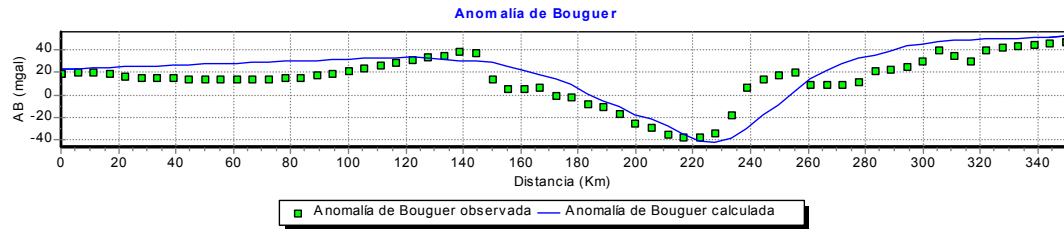


FIGURA 5.7a Gráfico de Anomalías de Bouguer Observada y Calculada.

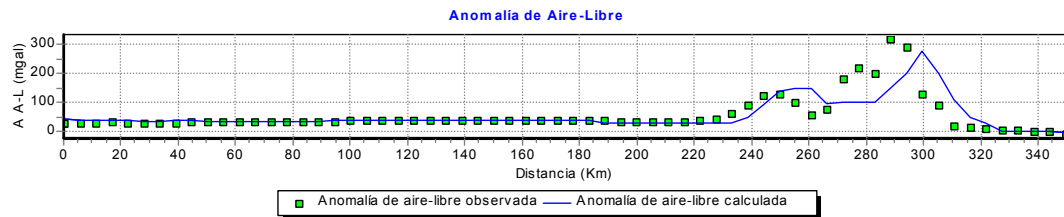


FIGURA 5.7b Gráfico de Anomalías de Aire Libre Observada y Calculada.

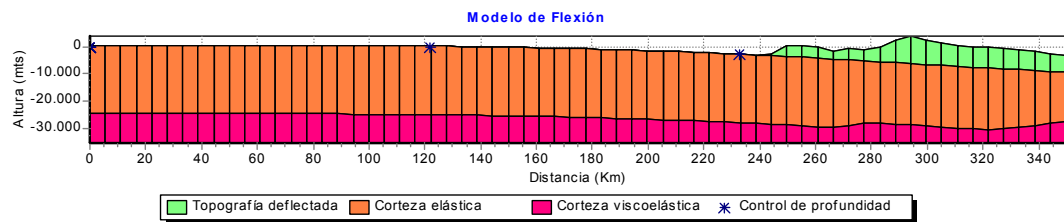


FIGURA 5.7c Gráfico de Flexión para el perfil 67° 00' W

ρ_s (gr/cc)	ρ_b (gr/cc)	ρ_l (gr/cc)	ρ_d (gr/cc)	ρ_m (gr/cc)	ν	E (dinas/cm ²)	Masa Supracortical (gr*cm)	Masa Intracortical (gr*cm)	T_e (Km)
2,40	2,75	2,70	2,40	3,10	0,25	1×10^{12}	1×10^{13}	3×10^{11}	25

TABLA 5.2 Parámetros considerados para el primer modelo de flexión.

SEGUNDO MODELO DE FLEXIÓN PROPUESTO LÍMITE DE PLACAS: FALLA MARGINAL SURCARIBEÑA

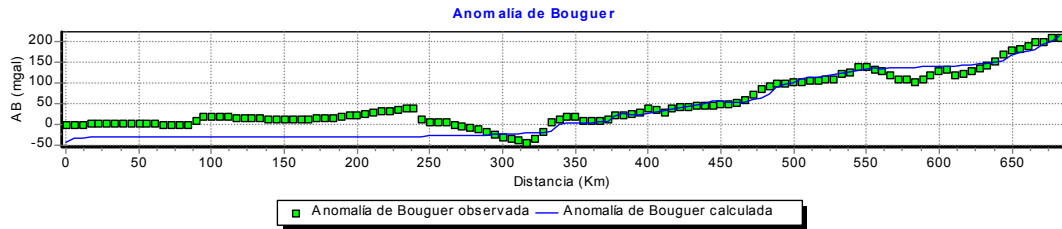


FIGURA 5.8a Gráfico de Anomalías de Bouguer Observada y Calculada.

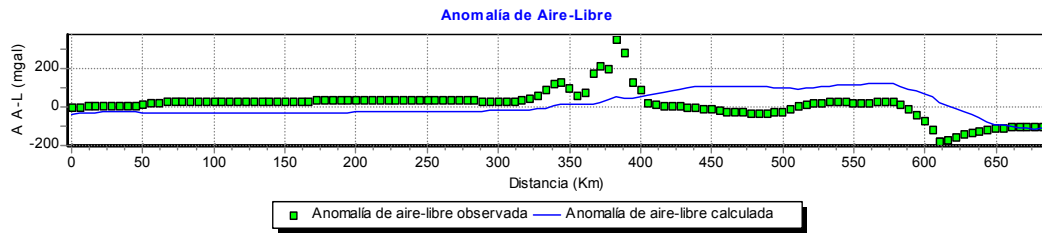


FIGURA 5.8b Gráfico de Anomalías de Aire Libre Observada y Calculada.

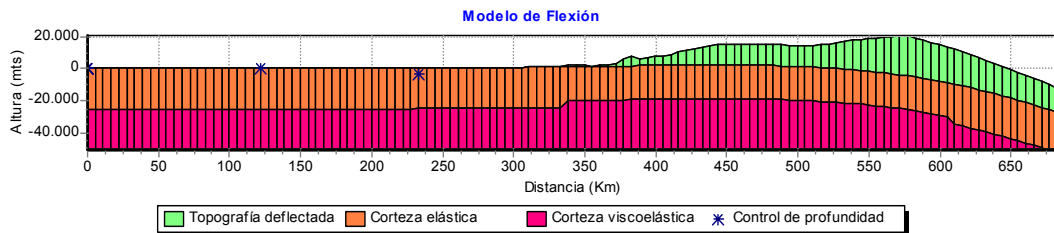


FIGURA 5.8c Gráfico de Flexión para el perfil 67° 00' W

p_s (gr/cc)	p_b (gr/cc)	p_l (gr/cc)	p_d (gr/cc)	p_m (gr/cc)	ν	E (dinas/cm ²)	Masa Supracortical (gr*cm)	Masa Intracortical (gr*cm)	Te (Km)
2,40	2,75	2,70	2,40	3,10	0,25	1×10^{12}	16×10^{13}	6×10^{11}	25

TABLA 5.3 Parámetros considerados para el segundo modelo de flexión.

CAPÍTULO VI

6.1 EVOLUCIÓN DE LA REGIÓN CENTRAL DE VENEZUELA A PARTIR DEL ANÁLISIS DE FLEXIÓN DE PLACAS

Se utilizó el proceso de modelaje de flexión de placas con el objetivo de evaluar la formación de la cuenca antepaís central de Venezuela; para ello se trazó un perfil con dirección N – S de 700 Km. aproximadamente de longitud, ubicado sobre el meridiano de $67^{\circ} 00' 00''$ W. La conveniencia de adoptar un perfil sobre este meridiano residió en que primero, se posee un mejor control de la ubicación y disposición geográfica del mismo y en segundo lugar que bisecta todas las estructuras predominantes en el área estudiada (tanto supracorticales como intracorticales). Seguidamente se emuló el comportamiento mecánico de la Placa Suramericana asignándole un valor de espesor elástico y luego, colocándole las cargas correspondientes a la topografía superficial, las napas y cinturones de corrimientos pertenecientes al Sistema Montañoso del Caribe y de la plataforma continental de Venezuela y los sedimentos que rellenaron la cuenca generada por la flexión.

Se asumió que el valor de espesor elástico de la placa continental podría ser modificado dentro de tres posibilidades que fueron: 15, 25 y 35 Km. con el objeto de cuantificar las variaciones que sufren las respuestas de flexión de los modelos ante estos cambios y además, se consideraron tres límites posibles de placas que fueron: el Corrimiento Frontal, la Falla de Morón y la Falla Marginal Surcaribeña, para cuantificar cual de ellos produciría las mejores condiciones para que las cargas observadas permitieran realizar el ajuste de la flexión de la corteza, la cual fue controlada por la información de profundidades de basamento obtenidos a partir de

datos de pozos y el primer nodo de flexión ubicado en el borde norte del Escudo de Guayana.

Los resultados del análisis de flexión aunado al modelo gravimétrico – estructural ofrecen evidencias que permiten sustentar la hipótesis de que el proceso que formó la región central de Venezuela consistió en el desarrollo de una cuenca antepaís cargada, inicialmente, durante el Cretácico Medio – Tardío por medio de un proceso termal que ocasionó la sustitución de material cortical por manto, lo que se manifestó en un adelgazamiento de la corteza continental. Este fenómeno está sustentado en la necesidad de adicionar una carga intracortical durante el cálculo final del proceso de flexión, la denominada “carga escondida” por KARNER y WATTS (1983), que contribuye a producir la flexión observada del basamento y a ajustar las curvas de anomalías gravimétricas. Por otra parte, la utilización de la carga escondida se debe a que las cargas supracorticales no son suficientemente representativas como para reproducir la flexión observada.

El espesor elástico con el que se logró realizar el mejor ajuste de la flexión del basamento fue de 25 Km., con el límite de placas localizado en la Falla de Morón.

Los resultados obtenidos al realizar el modelaje de la placa utilizando como límite la Falla Marginal Surcaribeña demuestran que representa un límite plausible para la Placa Suramericana, ya que reproduce el ajuste de los datos gravimétricos y la flexión del basamento. Sin embargo, de los resultados obtenidos se infiere que el modelo de flexión de doble placa rota resultaría más apropiado para modelar la placa

en esta zona, ya que permitiría reproducir la respuesta de la Placa Caribe simultáneamente a la de Suramérica.

A partir del modelo propuesto para la Falla de Morón se ha podido comprobar que se reproducen, en la región central de Venezuela, las mismas condiciones mencionadas previamente por KARNER y WATTS (1983) en los estudios que realizaron en cuencas antepaías de similares características, como los Alpes y los Apalaches, en las cuales el mínimo gravimétrico exterior está íntimamente ligado a la flexión del basamento, mientras que el máximo está asociado a las cargas obducidas por el proceso de formación de la cuenca. Adicionalmente, se observó que la corteza continental experimenta un engrosamiento del espesor que subyace debajo de la cadena de montañas de la Cordillera de la Costa para luego sufrir una disminución progresiva del mismo en dirección norte.

La posible explicación del mencionado adelgazamiento cortical fue puntualizada por KARNER y WATTS (op. cit.), al sugerir que se debe a la estructura preexistente al período de carga y que además, es característica de los procesos de expansión o “rifting” en donde se produce el adelgazamiento cortical debido a procesos termales. De hecho, la evidencia geológica y geofísica recavada en los últimos 20 años en la región central de Venezuela apuntan de manera inequívoca a sugerir que el margen norte de Suramérica se originó como consecuencia de un proceso de expansión cortical o “rifting” a finales del Jurásico e inicios del Cretácico cuando se separaron los continentes de América del Norte y del Sur y que como consecuencia de esto debió de producirse el adelgazamiento de la corteza continental.

Al revisar los modelos geológicos y geofísicos propuestos previamente a este trabajo se observa que existe concordancia en las características fundamentales delineadas por el modelo de flexión propuesto, en el sentido de que varios autores además han planteado el adelgazamiento de la corteza continental en dirección norte (BOSCH y RODRÍGUEZ, 1992), sugiriendo que la Falla de Morón representa la sutura de la litosfera continental suramericana con la corteza de transición del Bloque Bonaire.

6.2 IMPLICACIONES REGIONALES DEL MODELO

Las implicaciones regionales del modelo de flexión se extienden desde el occidente al oriente del país, sobretodo en la región andina donde se encuentra la más grande cadena montañosa de Venezuela.

Los Andes venezolanos se extienden desde el Estado Táchira hacia el N – E hasta la Depresión de Barquisimeto y son una prolongación de la Cordillera Oriental de Colombia que se bifurca, al norte de Pamplona, en la Serranía de Perijá y Los Andes de Venezuela. Están constituidos por un basamento cristalino Precámbrico recubierto por rocas sedimentarias, metamórficas y limolitas con secuencias de “flysh” de edad Paleozoica (Ordovícico – Silúrico).

Las formaciones de edad Triásico – Jurásico presentes en Los Andes están constituidas por conglomerados, arenas y lutitas de origen continental y lacustre. Las

formaciones cretácicas representan la transgresión marina hacia el Escudo de Guayana seguida de una fase regresiva que comenzó en el Cretácico Tardío y duró hasta el Terciario Temprano (GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).

En la zona oriental de Venezuela se encuentran condiciones similares a la región central en lo referente al proceso de formación de cuencas, ya que el frente de deformación que afectó al centro de Venezuela durante el Terciario Temprano continuó actuando hacia oriente durante el Neógeno. Como consecuencia de este proceso se desarrolló la Serranía del Interior Oriental y fue emplazada por tectonismo la Península de Araya – Paria.

6.2.1 LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

Los estudios de flexión realizados por RODRÍGUEZ (2000) en la Cuenca Oriental de Venezuela revelan que las cargas litosféricas comprendidas por la migración lateral del Frente de Corrimientos, la erosión y depositación de sedimentos en la cuenca y una carga intracortical proveen un razonable ajuste entre los datos calculados y observados en la región. Por otra parte el espesor elástico de la placa continental que permitió el mejor ajuste del modelo para esta zona está en un rango de 20 – 25 Km. (RODRÍGUEZ, op. cit.), lo cual coincide con los valores obtenidos para la región central de Venezuela.

Como consecuencia de los hallazgos presentados por RODRÍGUEZ (2000) se comprueba que la subsidencia de la Cuenca Oriental de Venezuela es la consecuencia directa de la respuesta elástica de la Placa Suramericana al ser cargada por la Plataforma de Margarita – Los Testigos, la Península de Araya – Paria y la Serranía del Interior Oriental, durante el proceso orogénico compresivo que la formó.

6.2.2 LOS ANDES VENEZOLANOS Y CUENCAS ASOCIADAS

En la región andina los valores de anomalías de Aire Libre y Bouguer presentan el mínimo de -150 mGals justo al norte de la cordillera, lo que coincide con la zona más profunda de la Cuenca de Maracaibo, mientras que el valor positivo (220 mGals) que conforma la cupla gravimétrica se encuentra ubicado al norte de la cuenca.

Como consecuencia de estudios preliminares de flexión realizados en esta área se determinó que un espesor elástico de placa de $35 - 50$ Km. junto con el límite ubicado cerca del mínimo gravimétrico permiten el mejor ajuste de las anomalías gravimétricas. Sin embargo, se plantea que se puede lograr una mejor aproximación si se utiliza un modelo de doble placa rota que permita, por un lado, reproducir los efectos sobre la Cuenca Barinas – Apure y por el otro acomodar las cargas sedimentarias de la Cuenca de Maracaibo y de la Serranía de Perijá, considerando además la utilización de una carga intracortical relacionada con el adelgazamiento de

la corteza o con la interacción de la corteza continental de Suramérica subducida a lo largo de la Falla Marginal Surcaribeña (RODRÍGUEZ, 2000).

6.3 ESPESOR ELÁSTICO Y EDAD DE LA PLACA LITOSFÉRICA EN VENEZUELA CENTRAL

KARNER y WATTS (1983) demostraron que al dibujar en una gráfica logaritmo – logaritmo las estimaciones de rigidez de flexión contra la edad en que la litosfera continental es cargada, se observa que la rigidez de flexión de la litosfera continental es comparable a la flexión de la litosfera oceánica, lo cual sugiere que ambos tipos litosféricos poseen las mismas propiedades mecánicas. Las estimaciones de edad para la litosfera continental se pueden realizar mediante los estudios de datación radiométrica, mientras que en el caso de la litosfera oceánica se puede obtener a partir de la correlación de las anomalías magnéticas del piso oceánico.

En el gráfico presentado por KARNER y WATTS (op. cit.) se reprodujeron las edades y rigidez de flexión de la litosfera continental y oceánicas determinadas por WATTS et al. (1982) y KARNER y WATTS (op. cit.). En el caso de Venezuela, RODRÍGUEZ (op. cit.) determinó que la litosfera continental en el oriente del país posee un espesor elástico de 25 Km. con lo cual, al utilizar el gráfico mencionado anteriormente, pudo determinar una edad Terciaria para la Cuenca Oriental de Venezuela.

Para el caso de la región central, a la que se le atribuyó un espesor elástico de placa de 25 Km., al calcular con este valor la rigidez de flexión y dibujarla en la gráfica se observa que se obtiene el mismo resultado planteado por los autores previamente citados, con lo que se corroboran las presunciones hechas por KARNER y WATTS (1983) sobre un comportamiento mecánico similar de las litosferas continentales y oceánicas, además se determinó una edad para el evento de carga entre 60 y 88 m. a. que corresponde al Cretácico Tardío. En la Figura 6.1 se muestra el gráfico log – log de rigidez de flexión contra edad de la placa.

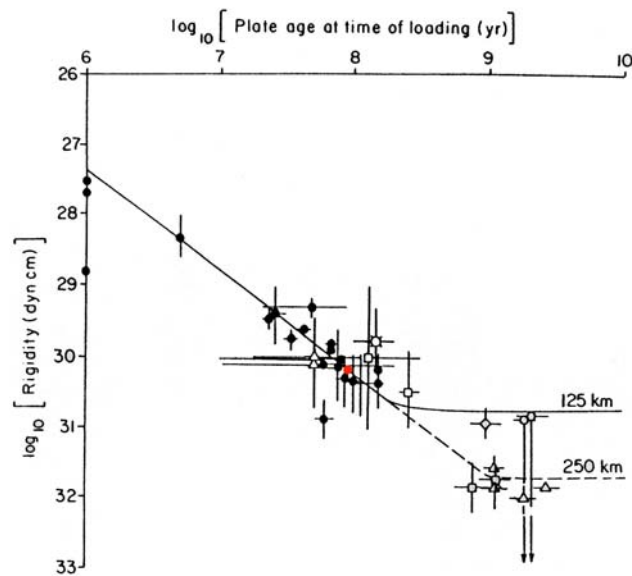


FIGURA 6.1 Gráfico logaritmo – logaritmo de la edad de la placa (tanto oceánica como continental) al momento de ser cargada contra la rigidez elástica efectiva de la litosfera. Los símbolos sólidos están referidos a valores de placas continentales (diamantes: Cuenca de Michigan, cuadrados: Cuencas Antepaís, triángulos: glaciares, círculos: minimización de las anomalías gravimétricas). Los datos fueron tomados de Watts et al. (1982) y también fueron incluidos los valores para placas continentales (Cuenca Antepaís de Los Apalaches) determinados por Karner y Watts (1983). Se ha sobre – impuesto la isoterma de 450°C para el modelo de placa fría con un espesor de placa de 125 Km (línea continua) y 250 Km (línea discontinua). La aparente consistencia entre los valores de rigidez para placa continental y oceánica sugiere que las propiedades mecánicas de ambos tipos de litosfera son similares y que la rigidez litosférica se incrementa con la edad. El círculo en color rojo representa el resultado de este trabajo.

(Tomado de KARNER y WATTS, 1983)

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Con base en los resultados obtenidos y descritos anteriormente se pueden esgrimir las siguientes conclusiones:

1. Del análisis cuantitativo de los resultados se ha demostrado que se puede reproducir de manera óptima el proceso de evolución del margen norte de la Placa Suramericana mediante la consideración de cargas supracorticales e intracortical.

2. Se comprueba a partir de la geometría de la carga intracortical que la corteza litosférica de la Placa Suramericana ha sufrido un adelgazamiento (probablemente de tipo termal) en la zona cercana al límite propuesto y adicionalmente, ha sufrido un engrosamiento de corteza en la zona subyacente a la Cordillera de la Costa que correspondería con la flexión de la placa.

3. El espesor elástico de placa que proporciona el mejor ajuste del modelo de flexión es de 25 Km. con el extremo libre o límite de la placa ubicado en la Falla de Morón, la cual pudiera representar la zona de sutura entre la litosfera continental y el Bloque Bonaire y también la Falla Marginal Surcaribeña que representa el límite entre la Placa Suramericana y la Placa Caribe

4. A través del análisis de flexión de placas se ha demostrado que el mínimo gravimétrico observado al norte de la Cordillera de la Costa está íntimamente relacionado con la flexión de la litosfera continental en esa zona.

5. La flexión de la litosfera continental en el margen norte de Suramérica, es la respuesta elástica de la placa a la aplicación de cargas tanto supracorticales,

representadas por los corrimientos del Sistema Montañoso del Caribe, la Cordillera de la Costa y bloques de corteza obducidos (probablemente pertenecientes al paleo – arco de islas), como cargas intracorticales.

6. De los resultados obtenidos se infiere que el modelo de flexión de doble placa rota resultaría más apropiado para modelar la placa en esta zona, ya que permitiría reproducir la respuesta de la Placa Caribe simultáneamente a la de Suramérica.

7. A partir de los resultados cuantitativos se confirma que el evento de carga de la litosfera continental de Suramérica ocurrió entre 60 y 88 m. a. que corresponde al período Cretácico Tardío.

**BIBLIOGRAFÍA Y
REFERENCIAS CITADAS**

Aguerrevere, S. y G. Zuloaga (1938) **Nomenclatura de las formaciones de la parte central de la Cordillera de la Costa, Venezuela**. Bol. Geol. Min, 2 (2 – 4): 281 – 284.

Airy, G. (1855) **On the Computation of the effect of the attraction of Mountain Masses as disturbing the Apparent Astronomical Latitude of Station of Geodetic Surveys**. Philos. Trans. R. Soc. London, 145: 101 – 104.

Allen, P. y J. Allen (1990) **Basin Analysis: Principles and Applications**. Blackwell Scientific Pub. 445p.

Allen, P.; P. Homewood y G. Williams (1986) **Foreland basins: an introduction**. En: Foreland Basins (Editado por: Allen, P. y P. Homewood). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol, Blackwell Scientific, Oxford, 8: 3 – 12.

Apsden, J. y W. McCourt (1986) **Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia**. Geology, 14: 415 – 418.

Bally, A. (1975) **A geodynamic scenario for hydrocarbon occurrences**. Proc. 9th World Petrol. Congr., Tokyo, 2: 33 – 44.

Bally, A. y S. Snelson (1980) **Realms of subsidence**. En: Facts and Principles of World Petroleum Occurrence (Editado por: Miall, A.). Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 6, 9 – 75.

- Banks, R.; R. Parker y S. Huestis (1977) **Isostatic compensation on a continental scale: Local versus regional mechanisms**. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 51: 431 – 452.
- Barrell, J. (1914) **The Strength of the Earth's Crust, Part VIII. Physical Conditions Controlling the Nature of the Lithosphere and Asthenosphere**. Journal of Geology, 22: 425 – 43.
- Beaumont, C. (1981) **Foreland basins**. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 65: 291 – 329.
- Beck, C. (1977a) **El substrato Cretáceo de la Faja Piemontina en la parte central de la Serranía del Interior en Venezuela septentrional. Relaciones con la tectonogénesis Cretáceo superior**. Abstr. VIII Caribbean Geological Conference, Curazao, 8 – 9.
- Beck, C. (1977b) **Sedimentación y tectónica de la Napa Piemontina y del Frente de Montaña en la región de Altagracia de Orituco, Estado Guárico**. V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Guía de la Excursión N° 4.
- Beck, C. (1978) **Poliphasic Tertiary tectonics of the Interior Range the central part of the Western Caribbean Chain, Guarico State, northern Venezuela**. Trans. VIII Caribbean Geological Conference, Curazao (1977). Geologie en Mijnbouw, 57 (2): 99 – 104.

- Beck, C. (1985) **Las napas de Aragua – Cadena Caribe Central y la historia Mesozoica del margen sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas.** Memoir, Symposium Geodynamique des Caraibes, Paris, 541 –551.
- Beets, D.; W. Maresch; G. Klaver; A. Mottana; R. Bocchio y F. Beunk (1984) **Magmatic rock series and high – pressure metamorphism as constraints on the tectonic history of the southern Caribbean.** Geological Society of America, Memoir 162, 95 – 130.
- Bell, J. (1972) **Tectonic evolution of the central part of the Venezuelan Coast Ranges.** Geological Society of America, Memoir 130, 107 – 118.
- Bellizzia, A. (1972) **Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe ¿es una cordillera alóctono?.** Mem. VI, Conferencia Geológica del Caribe, Margarita, Venezuela (1971), 247 – 258.
- Bellizia, A.; M. Pimentel y O. Bajo (1976) **Mapa Geológico Estructural de Venezuela.** Venezuela, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, escala:1:500.000.
- Bellizzia, A. (1985) **Sistema montañoso del Caribe – una Cordillera alóctona en la parte Norte de América del Sur.** Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10: 6657 – 6836.
- Blanco, B.; E. Gómez y H. Sánchez (1988) **Evolución tectónica sedimentaria del norte de los Estados Anzoátegui, Guárico, Cojedes y Portuguesa.** Actas, IV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, 151 – 159.

Bonini, W.; C. Pimstein de Gaete y V. Graterol (1977) **Mapa de Anomalías de Bouguer de la parte norte de Venezuela y áreas vecinas**. Venezuela, Ministerio de Energía y Minas, escala: 1: 1.000.000.

Bosch, M. (1991) **Modelaje Geofísico Integrado de la Corteza en la Región Central del Margen Caribe Sudamérica**. Trabajo de Grado M.Sc. Geofísica, Departamento de Geofísica, Universidad Central de Venezuela, 184 p.

Bosch, M. y I. Rodríguez (1992) **North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates**. Journal of South American Earth Sciences, 6: 133 – 143.

Burke, K.; P. Fox y A. Sengor (1978) **Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean**. Journal of Geophysical Research, 83: 3949 – 3954.

Caldwell, J. y D. Turcotte (1979) **Dependence of the thickness of the elastic oceanic lithosphere on age**. Journal of Geophysical Research, 84: 7572 – 7576.

Case, J. y T. Holcombe (1980) **Geologic – tectonic map of the Caribbean region**. U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I – 1100, escala: 1:2.5000.000.

Case, J.; T. Holcombe y R. Martin (1984) **Map of geologic provinces in the Caribbean region**. En: The Caribbean – South America Plate Bondary and

Regional Tectonics (Editado por: Bonini, W.; R. Hargraves y R. Shagam).
Geological Society of America, Memoir 162, 1 – 30.

Cochran, J. (1973) **Gravity and Magnetic Investigations in the Guiana Basin, Western Equatorial Atlantic**. Geological Society of America Bulletin, 84: 3249 – 68.

Dengo, G. (1951) **Geología de la región de Caracas**. Bol. Geol., Caracas, 1(1): 39 – 115.

Dickinson, W. (1974) **Plate tectonics and sedimentation**. En: Tectonics and Sedimentation (Editado por: Dickinson, W.). Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral, Tulsa, Oklahoma, 22: 1 – 27.

Dickinson, W. y P. Coney (1980) **Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico**. Houston Geological Society Continuing Education Series, School of Geoscience, Louisiana State University, Baton Rouge, La., 27 – 36.

Diebold, J.; P. Stoffa; P. Buhl y M. Truchan (1981) **Venezuelan basin crustal structure**. Journal of Geophysical Research, Vol. 86, B9: 7901 – 7923.

Dietz, R. y J. Holden (1973) **Geotectonic Evolution and subsidence of Bahama Platform: Reply**. Geological Society of America Bulletin, 84: 3477 – 3482.

Donnelly, T. (1975) **The geological evolution of the Caribbean and the Gulf of Mexico**. The Oceans Basins and Margins, 3: 663 – 689.

Donnelly, T. y J. Rogers (1978) **The distribution of igneous suites throughout the Caribbean.** *Geologie en Mijnbouw*, 57: 151 – 162.

Dorman, L. y B. Lewis (1970) **Experimental Isostasy, 1. Theory of the determination of the Earth's isostatic response to a concentrated load.** *Journal of Geophysical Research*, 75: 3357 – 65.

Dougan, T. (1972) **Origen y metamorfismo de las gneises de Imataca y Los Indios, rocas precámbricas de la región de Los Indios – El Pilar, Estado Bolívar, Venezuela.** *Bol. Geol. Pub. Esp.* 5(3): 1337-1548.

Dubois, J. y J. Recy (1974) **Uplift movements in New Caledonia – Loyalty Islands Area and their Plate Tectonics Interpretation.** *Tectonophysics*, 24: 133 – 150.

Dubois, J. y J. Recy (1975) **Some new evidence on lithospheric bulges close to Island Areas.** *Tectonophysics*, 26: 189 – 196.

Duncan, R. y R. Hargraves (1984) **Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame.** En: *The Caribbean – South America Plate Boundary and Regional Tectonics* (Editado por: Bonini, W.; R. Hargraves y R. Shagam). Geological Society of America, Memoir 162, 81 – 93.

Edgar, N.; J. Ewing y J. Hennion (1971) **Seismic refraction and reflection in Caribbean Sea.** *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 55: 833 – 870.

Erlich, R. y S. Barrett (1992) **Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin**. En: Foreland Basins and Fold Belts (Editado por: Macqueen, R. y D. Leckie). Geological Survey of Canada, Institute of Sedimentary and Petroleum Geology, Calgary, Canada. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 55, 341 – 362.

Feo – Codecido, G. (1972) **Breves Ideas sobre la Estructura de la Falla de Oca, Venezuela**. Memorias, VI Conferencia Geológica del Caribe, Caracas, 184 – 190.

Feo – Codecido, G.; S. Foster; N. Aboud y E. Di Giacomo (1984) **Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins**. En: The Caribbean – South America Plate Bondary and Regional Tectonics (Editado por: Bonini, W.; R. Hargraves y R. Shagam). Geological Society of America, Memoir 162, 175 – 187.

Fischer, A. (1975) **Origin and growth of basins**. En: Petroleum and Global tectonics (Editado por: A. Fischer y S. Judson). Princeton University Press, 322.

González de Juana, C.; J. Iturralde y C. Picard (1980) **Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas**. Ediciones Foninves, Caracas, Venezuela, 1031 p.

Gunn, R. (1937) **A quantitative study of mountain building on an unsymmetrical earth**. J Franklin Inst., 244: 19 – 53.

Gunn, R. (1943) **A quantitative evolution of the influence of the lithosphere on the anomalies of gravity.** J Franklin Inst., 236: 47 – 65.

Gunn, R. (1944) **A quantitative study of the lithosphere and gravity anomalies along the Atlantic Coast.** J Franklin Inst., 12: 139 – 154.

Gunn, R. (1947) **Quantitative aspects of juxtaposed ocean deeps, mountain chains, and volcanic ranges.** Geophysics, 12: 238 – 255.

Halbouty, M.; R. King; H. Klemme; R. Dott y A. Meyerhoff (1980) **World's giant oil and gas fields, geologic factors affecting their formation and basin classification.** En: Geology of Giant Petroleum Fields (Editado por: Halbouty, M.). Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir 14, 502 – 555.

Hetényi, M. (1946) **Beams on elastic foundation.** University of Michigan Press, Ann Arbor.

Houtz, R. y W. Ludwig (1977) **Structure of the Colombia Basin, Caribbean Sea, from profiler sonobuoy measurements.** Journal of Geophysical Research, 82: 4861 – 4867.

Hubbard, M. (1948) **A Line – Integral Method for Computing the Gravimetric Effects of Two Dimensional Masses.** Geophysics, 13: 215 – 25.

Hurley, P.; H. Fairbairn; W. Gaudette; V. Mendoza; M. Bellizzia y A. Espejo (1977)

Progress report on age dating in the north en Guayana Shield. Bol. Geol.
1973, Pub. Esp. 7(4): 3035-3044.

Jeffreys, H. (1959) **The Earth.** Cambridge University Press, 4th edition.

Jordan, T. (1975) **The present – day motion of the Caribbean Plate.** Journal of
Geophysical Research, 80: 4433 – 4439.

Karner, G. (1982) **Spectral Representation of Isostatic Models.** BMR Journal of
Australian Geology and Geophysics, 7: 55 – 62.

Karner, G. y A. Watts (1983) **Gravity Anomalies and Flexure of the Lithosphere
at Mountain Ranges.** Journal of Geophysical Research, 88 (B12): 10.449 –
10.477.

Kingston, D.; C. Dishroon y P. Williams (1983) **Global basin classification.** Bull.
Am. Assoc. petrol. Geol., 67: 2175 – 2193.

Klemme, H. (1980) **Petroleum basins – classification and characteristics.** Journal
petrol. Geol., 3: 187 – 207.

Ladd, J.; M. Truchan; M. Talwani; P. Stoffa; P. Buhl; R. Mauffret y G. Westbrook
(1984) **Seismic reflection profiles across the southern margin of the
Caribbean.** En: The Caribbean South American Plate Boundary and Regional

Tectonics (Editado por: Bonini, W.; R. Hargraves y R. Shagam). Geological Society of America, Memoir 162, 153 – 159.

Ladd, J. y J. Watkins (1980) **Seismic stratigraphy of the Western Venezuela Basin**. Marine Geology, 35: 21 – 41.

Lewis, B. y L. Dorman (1970) **Experimental Isostasy, 2. An Isostatic Model for the USA derived from Gravity and Topographic Data**. Journal of Geophysical Research, 75: 3367 – 3386.

McCann, W. y W. Pennington (1990) **Seismicity, large earthquakes and the margin of the Caribbean plate**. En: The Geology of North America: The Caribbean region (Editado por: Dengo, G. y J. Case). Geol. Soc. of Amer. Vol. H:291-306.

McNutt, M. y H. Menard (1978) **Lithospheric flexure and uplifted atolls**. Journal of Geophysical Research, 83: 1206 – 1212.

Macsotay, O. (1967) **Huellas problemáticas y su valor paleoecológico en Venezuela**. Rev. Geos, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 16: 7 – 79.

Mann, P.; C. Schubert y K. Burke (1990) **Review of Caribbean neotectonics**. En: The Geology of North America, Vol. H: The Caribbean Region (Editado por: G. Dengo y J. Case), 307 – 338.

- Maresch, W. (1974) **Plate Tectonics Origin of the Caribbean Mountain System of Northern South America: Discussion and Proposal**. Bulletin of the Geological Society of America, 85: 669 – 682.
- Mattson, R. (1969) **The Caribbean: a detached relic of Darwin Rise**. Transactions American Geophysical Union, 50: 317.
- Mattson, R. (1979) **Subduction, buoyant breaking, flipping and strike – slip faulting in the northern Caribbean**. Journal of Geology, 87: 293 – 304.
- Maze, W. y R. Hargraves (1984) **Paleomagnetic results from the Jurassic La Quinta Formation in the Perijá Range, Venezuela, and their tectonic significance**. En: The Caribbean – South America Plate Bondary and Regional Tectonics (Editado por: Bonini, W.; R. Hargraves y R. Shagam). Geological Society of America, Memoir 162, 287 – 294.
- Mendoza , V. (1977) **Evolución tectónica del Escudo de Guayana**. En: Memoria II Congreso Geológico Latinoamericano, Caracas, 1973, Venezuela, Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología, Publicación Especial, 3 (7): 2237 – 2270.
- Menéndez, V. (1966) **Tectónica de la parte central de las montañas occidentals del Caribe, Venezuela**. Boletín de Geología, Caracas, 8 (15): 116 – 139.
- Minster, J. y T. Jordan (1978) **Present day plate motions**. Journal of Geophysical Research, 83: 5331 – 5354.

- Mooney, W. (1980) **An East Pacific - Caribbean ridge during the Jurassic and Cretaceous and the evolution of western Colombia**. Houston Geological Society Continuing Education Series, School of Geoscience, Louisiana State University, Baton Rouge, La., 55 – 74.
- Morgan, B. (1967) **Geology of the Valencia area, Carabobo, Venezuela**. Ph.D. Thesis. Princeton University, 220 p.
- Morgan, B. (1969) **Geología de la región de Valencia, Carabobo, Venezuela**. Bol. Geol. Min. Venez., 10 (20): 3 – 36.
- Morgan, W. (1981) **Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and the Indian Oceans**. The Sea, New York, Interscience – Wiley, 4: 443 – 475.
- Navarro, E. (1983) **Petrología y Petrogénesis de las rocas metavolcánicas del Grupo Villa de Cura**. Revista Geos, UCV, Caracas, 28: 170 – 317.
- Navarro, E. (1989) **Antiguas y nuevas teorías sobre el origen del emplazamiento de la faja de Villa de Cura**. Memorias VII Congreso Geológico Venezolano. Barquisimeto, Venezuela, Vol. I: 100 – 112.
- Officer, C.; J. Ewing; J. Hennion; D. Harkinder y D. Miller (1959) **Geophysical investigations in the eastern Caribbean – Summary of the 1955 and 1956 cruises, in Ahrens**. Physics and Chemistry of the Earth, Pergamon, New York, 3: 17 – 109.

Orihuela, N. y J. Cuevas (1993) **Modelaje sismogravimétrico de perfiles regionales del Caribe central**. Revista de Ingeniería, Vol. 8, 19: 55 – 73.

Ostos, M. (1990) **Tectonic Evolution of the South – Central Caribbean based on Geochemical Data**. Tesis de PhD , Rice University, Houston, TX, USA, 411p.

Ostos, M. y E. Navarro (1985) **Faja de Villa de Cura. ¿Realmente un complejo de arco de islas alóctono?**. Memorias VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10: 6615 – 6638.

Parker, P. (1972) **The rapid calculation of potential anomalies**. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 31: 447 – 455.

Pennington, W. (1981) **Subduction of the eastern Panama Basin and Seismotectonics of northwestern South America**. Journal of Geophysical Research, 86: 10753 – 10770.

Piburn, D. (1968) **Metamorfismo y estructura del Grupo Villa de Cura, Venezuela septentrional**. Boletín Geológico del Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Venezuela, Vol IX, 18: 183 – 289.

Pindell, J. (1993) **Mesozoic – Cenozoic Tectonic and Stratigraphy Development of the eastern Caribbean and northern South America: Implications for eastern Venezuela**. Informe interno de PDVSA. EPC 10462.

Pindell, J. y J. Dewey (1982) **Permo – Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico / Caribbean region.** Tectonics, 1: 179 – 211.

Pindell, J.; S. Cande; W. Pitman; D. Rowley; J. Dewey; J. Lebreque y W. Haxby (1988) **A plate – kinematic framework for models of Caribbean evolution.** Tectonophysics, 155: 121 – 138.

Pratt, J. (1855) **On the Attraction of the Himalayan Mountain, and of the elevated regions beyond them, upon the Plumb Line in India.** Philos. Trans. R. Soc., 145: 53 – 100.

Rodríguez, I. (1986) **La Cuenca Oriental de Venezuela: Necesidad de imponer una carga adicional para producir la flexión observada de la litosfera.** Primeras Jornadas de Investigación en Ingeniería, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela, 58 – 63.

Rodríguez, I. (2000) **Gravity anomalies and the Eastern Venezuela Basin evolution.** Ph.D. Thesis, University of Durham, 200 p.

Ross, M. y C. Scotese (1988) **A Hierarchical Tectonic Model of the Gulf of Mexico and Caribbean Region.** Tectonophysics, 155: 139 – 168.

Royden, L. y G. Karner (1984) **Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian Foredeep Basins: Evidence for an Insufficient Topographic Load.** The American Association of Petroleum Bulletin, 68: 704 – 712.

- Schneider, E. (1972) **Sedimentary evolution of rifted continental margins**. En: Studies in Earth and Sapace Sciences (Editado por: Shagan, R.; R. Hargraves y otros). Geological Society of America, Memoir 132: 109 – 118.
- Schubert, C. (1984) **Basin Formation along the Boconó – Morón – El Pilar Fault System, Venezuela**. Journal of Geophysical Research, 89: 5711- 5718.
- Schubert, C. (1988) **Neotectonics of the La Victoria fault zone, north central Venezuela**. Anales Tectinicae, 2: 58 – 66.
- Schubert, C. y F. Krause (1984) **Morón Fault Zone, North – Central Venezuelan Borderland: Identification, Definition and Neotectonic Character**. Marine Geophysical Research, 6: 257 – 273.
- Schwans, P. (1988) **Depositional response of Pigeon Creek Formation, Utah, to initial fold – thrust belt deformation in a differentially subsiding foreland basin**. Geological Society of America, Memoir 171: 531 – 556.
- Silver, E.; J. Case y H. Macgillavry (1975) **Geophysical study of the Venezuelan Borderland**. Bullitin of the Geological Society of America, 86: 213 – 226.
- Skerlec, G. y R. Hargraves (1980) **Tectonic significance of paleomagnetic data from Northern Venezuela**. Journal of Geophysical Research, Vol. 85, 10: 5303 – 5314.

Smith, R. (1952) **Geología de la región de los Teques – Cúa**. Bol. Geol. MMH, Caracas, 2 (6): 333 – 406.

Smoluchowski, M. (1909a) **Über ein gewisses stabilitätsproblem der elastizitätslehre und dessen beziehung zur entstehung von faltengebirgen**. Bull. Int. Acad. Sci. de Cracovie, 3 – 20.

Smoluchowski, M. (1909b) **Versuche über faltungserscheinungen schwimmender elastischer platten**. Bull. Int. Acad. Sci. de Cracovie, 727 – 734.

Smoluchowski, M. (1909c) **Kilka Uwag o Fizycznych podstawach teoryi gorotworczych**. Kosmos, 34: 547 – 579.

Stephan, J. (1985) **Andes et Chaîne Caraibe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela)**. Memoir, Symposiun Geodynamique de Caraibes, Paris, 505 – 532.

Sykes, L.; W. McCann y A. Kafka (1982) **Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements**. Journal of Geophysical Research, 87:10656 – 10676.

Talukdar, S. y G. Colvee (1974) **Geología y estratigrafía del área Meseta de El Viejo – Cerro Danto, Territorio Federal Amazonas, Venezuela**. Boletín Sociedad Venezolana de Geología, 9(2): 22 – 41.

Talukdar, S. y D. Loureiro (1982) **Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de la Costa, Venezuela: Metamorfismo y deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la tectónica de placas.** Revista Geos. UCV, 27: 15 – 76.

Toussaint, J. y J. Restrepo (1982) **Megmatic evolution of the north western Andes of Colombia.** Earth Science Reviews, 18: 205 – 213.

Walcott, R. (1970) **Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere.** Journal of Geophysical Research, 75: 3941 – 3954.

Watts, A.; G. Karner y M. Steckler (1982) **Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins.** En: The evolution of sedimentary basins. Phil. Trans. R. Soc., Series A305: 249-281.

WEC (1997) **Evaluación de Pozos.** Schlumberger, Caracas, Venezuela, 378 p.

Wehrmann, M. (1972) **Geología de la región de Caracas – Colonia Tovar.** Bol Geol. Pub. Esp., 5 MMH, Caracas, 4: 2093 – 2121.

APÉNDICE A

Latitud	Distancia en (°)	Distancia en Km	Bouguer	Aire Libre	Topografía
(grados)	(desde el origen)	(desde el origen)	(mGals)	(mGals)	(m)
6,70	0,00	0,00	0,00	0,00	20,00
6,75	0,05	5,55	0,00	0,00	20,00
6,80	0,10	11,10	0,00	0,00	20,00
6,85	0,15	16,65	0,00	0,00	20,00
6,90	0,20	22,20	0,00	0,00	20,00
6,95	0,25	27,75	0,00	0,00	20,00
7,00	0,30	33,30	0,00	0,00	20,00
7,05	0,35	38,85	1,00	0,00	20,00
7,10	0,40	44,40	1,00	5,00	20,00
7,15	0,45	49,95	2,00	5,00	20,00
7,20	0,50	55,50	3,00	5,00	25,00
7,25	0,55	61,05	3,00	5,00	25,00
7,30	0,60	66,60	2,00	5,00	30,00
7,35	0,65	72,15	2,00	5,00	35,00
7,40	0,70	77,70	2,00	10,00	40,00
7,45	0,75	83,25	3,00	15,00	45,00
7,50	0,80	88,80	2,00	20,00	50,00
7,55	0,85	94,35	2,00	25,00	50,00
7,60	0,90	99,90	0,00	28,00	49,00
7,65	0,95	105,45	0,00	30,00	49,00
7,70	1,00	111,00	0,00	32,00	49,00
7,75	1,05	116,55	0,00	32,00	49,00
7,80	1,10	122,10	10,00	30,00	49,00
7,85	1,15	127,65	19,80	28,00	49,00
7,90	1,20	133,20	20,00	28,00	48,00
7,95	1,25	138,75	21,00	28,00	49,00
8,00	1,30	144,30	19,40	35,00	50,00
8,05	1,35	149,85	16,70	30,00	52,00
8,10	1,40	155,40	16,00	30,00	53,00
8,15	1,45	160,95	15,80	31,00	55,00
8,20	1,50	166,50	15,00	32,00	60,00
8,25	1,55	172,05	14,50	33,00	65,00

APÉNDICE A. Tabla de datos de Topografía y Anomalías de Aire Libre y Bouguer para el perfil de 67° 00' 00'' W.

Latitud	Distancia en (°)	Distancia en Km	Bouguer	Aire Libre	Topografía
(grados)	(desde el origen)	(desde el origen)	(mGals)	(mGals)	(m)
8,30	1,60	177,60	14,20	34,00	75,00
8,35	1,65	183,15	13,90	34,00	80,00
8,40	1,70	188,70	14,00	35,00	85,00
8,45	1,75	194,25	13,90	35,00	90,00
8,50	1,80	199,80	14,30	35,00	95,00
8,55	1,85	205,35	15,00	36,00	100,00
8,60	1,90	210,90	16,10	36,00	105,00
8,65	1,95	216,45	17,80	37,00	110,00
8,70	2,00	222,00	19,50	37,00	120,00
8,75	2,05	227,55	21,90	38,00	125,00
8,80	2,10	233,10	24,00	38,00	130,00
8,85	2,15	238,65	26,20	38,00	135,00
8,90	2,20	244,20	29,30	38,00	140,00
8,95	2,25	249,75	31,70	38,00	145,00
9,00	2,30	255,30	34,10	39,00	150,00
9,05	2,35	260,85	36,00	39,00	155,00
9,10	2,40	266,40	39,00	39,00	160,00
9,15	2,45	271,95	38,50	39,00	165,00
9,20	2,50	277,50	14,00	39,00	170,00
9,25	2,55	283,05	6,00	39,00	175,00
9,30	2,60	288,60	5,00	39,00	180,00
9,35	2,65	294,15	7,00	39,00	185,00
9,40	2,70	299,70	0,00	40,00	190,00
9,45	2,75	305,25	-2,20	40,00	195,00
9,50	2,80	310,80	-8,00	40,00	200,00
9,55	2,85	316,35	-11,00	40,00	205,00
9,60	2,90	321,90	-17,00	35,00	210,00
9,65	2,95	327,45	-25,00	35,00	215,00
9,70	3,00	333,00	-29,70	35,00	225,00
9,75	3,05	338,55	-35,00	33,00	235,00
9,80	3,10	344,10	-38,00	33,00	245,00

APÉNDICE A. Tabla de datos de Topografía y Anomalías de Aire Libre y Bouguer para el perfil de 67° 00' 00'' W.

Latitud	Distancia en (°)	Distancia en Km	Bouguer	Aire Libre	Topografía
(grados)	(desde el origen)	(desde el origen)	(mGals)	(mGals)	(m)
9,85	3,15	349,65	-44,00	40,00	285,00
9,90	3,20	355,20	-34,00	46,00	350,00
9,95	3,25	360,75	-18,50	62,00	395,00
10,00	3,30	366,30	7,00	90,00	500,00
10,05	3,35	371,85	14,30	125,00	780,00
10,10	3,40	377,40	18,10	132,00	655,00
10,15	3,45	382,95	21,00	100,00	500,00
10,20	3,50	388,50	9,70	60,00	300,00
10,25	3,55	394,05	9,00	78,00	550,00
10,30	3,60	399,60	9,90	180,00	1000,00
10,35	3,65	405,15	11,50	220,00	1150,00
10,40	3,70	410,70	22,20	200,00	1050,00
10,45	3,75	416,25	23,00	360,00	2060,00
10,50	3,80	421,80	25,00	290,00	1500,00
10,55	3,85	427,35	30,00	130,00	700,00
10,60	3,90	432,90	40,00	90,00	450,00
10,65	3,95	438,45	35,00	20,00	0,00
10,70	4,00	444,00	30,00	15,00	-10,00
10,75	4,05	449,55	40,00	10,00	-20,00
10,80	4,10	455,10	43,00	8,00	-30,00
10,85	4,15	460,65	44,00	5,00	-35,00
10,90	4,20	466,20	46,00	3,00	-40,00
10,95	4,25	471,75	47,00	0,00	-100,00
11,00	4,30	477,30	48,00	-8,00	-700,00
11,05	4,35	482,85	49,00	-10,00	-800,00
11,10	4,40	488,40	51,00	-15,00	-900,00
11,15	4,45	493,95	53,00	-20,00	-1000,00
11,20	4,50	499,50	60,00	-23,00	-1150,00
11,25	4,55	505,05	75,00	-25,00	-1300,00
11,30	4,60	510,60	87,00	-30,00	-1400,00
11,35	4,65	516,15	95,00	-35,00	-1500,00
11,40	4,70	521,70	100,00	-30,00	-1700,00

APÉNDICE A. Tabla de datos de Topografía y Anomalías de Aire Libre y Bouguer para el perfil de 67° 00' 00'' W.

Latitud	Distancia en (°)	Distancia en Km	Bouguer	Aire Libre	Topografía
(grados)	(desde el origen)	(desde el origen)	(mGals)	(mGals)	(m)
11,45	4,75	527,25	102,00	-25,00	-1900,00
11,50	4,80	532,80	103,00	-20,00	-2000,00
11,55	4,85	538,35	104,00	-5,00	-1900,00
11,60	4,90	543,90	106,00	10,00	-1700,00
11,65	4,95	549,45	108,00	18,00	-1500,00
11,70	5,00	555,00	110,00	20,00	-1300,00
11,75	5,05	560,55	112,00	25,00	-1230,00
11,80	5,10	566,10	123,00	30,00	-1150,00
11,85	5,15	571,65	126,00	32,00	-1000,00
11,90	5,20	577,20	140,00	30,00	-800,00
11,95	5,25	582,75	140,00	27,00	-600,00
12,00	5,30	588,30	135,00	25,00	-500,00
12,05	5,35	593,85	130,00	27,00	-540,00
12,10	5,40	599,40	120,00	30,00	-580,00
12,15	5,45	604,95	110,00	32,00	-600,00
12,20	5,50	610,50	110,00	35,00	-620,00
12,25	5,55	616,05	105,00	15,00	-650,00
12,30	5,60	621,60	110,00	-10,00	-690,00
12,35	5,65	627,15	120,00	-40,00	-700,00
12,40	5,70	632,70	130,00	-70,00	-800,00
12,45	5,75	638,25	135,00	-120,00	-900,00
12,50	5,80	643,80	120,00	-180,00	-1000,00
12,55	5,85	649,35	125,00	-170,00	-1200,00
12,60	5,90	654,90	130,00	-155,00	-1350,00
12,65	5,95	660,45	138,00	-140,00	-1500,00
12,70	6,00	666,00	145,00	-130,00	-1650,00
12,75	6,05	671,55	156,00	-125,00	-1790,00
12,80	6,10	677,10	170,00	-120,00	-1930,00
12,85	6,15	682,65	180,00	-110,00	-2000,00
12,90	6,20	688,20	185,00	-108,00	-2040,00
12,95	6,25	693,75	190,00	-103,00	-2080,00
13,00	6,30	699,30	200,00	-100,00	-2100,00
13,05	6,35	704,85	200,00	-100,00	-2110,00

APÉNDICE A. Tabla de datos de Topografía y Anomalías de Aire Libre y Bouguer para el perfil de 67° 00' 00'' W.