

**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA MINAS GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**MAPAS DE ANOMALÍAS DE GRAVEDAD Y MAGNETISMO DE
VENEZUELA GENERADOS A PARTIR DE DATOS
SATELITALES**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por la Br. Garcia R., Andreína del C.
para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas, diciembre de 2009

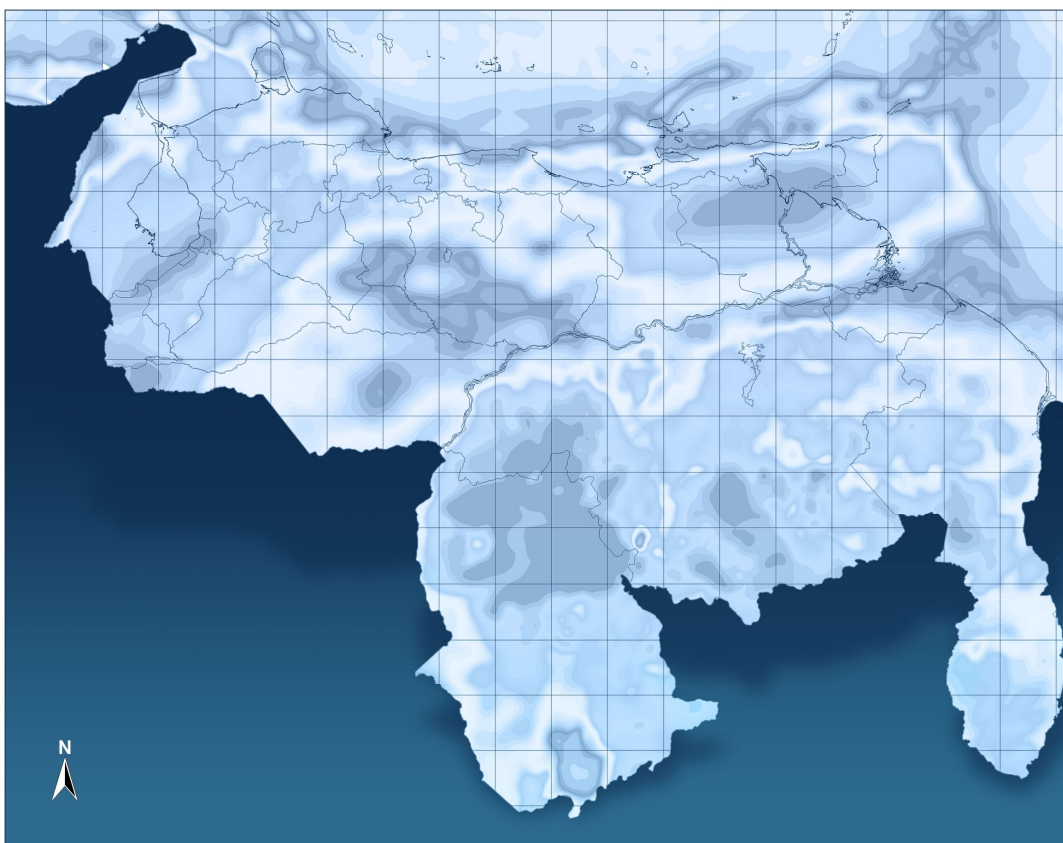
**TRABAJO ESPECIAL DE GRADO
UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
ESCUELA DE GEOLOGÍA MINAS GEOFÍSICA
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA**

**MAPAS DE ANOMALÍAS DE GRAVEDAD Y MAGNETISMO DE
VENEZUELA GENERADOS A PARTIR DE DATOS
SATELITALES**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Nuris Orihuela.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por la Br. Garcia R., Andreína del C.
para optar al título de
Ingeniero Geofísico.

Caracas, diciembre de 2009



**Saber dónde encontrar la información y cómo utilizarla
Ese es el secreto del éxito**

Albert Einstein

DEDICATORIA

A Dios, quien me ha dado la fortaleza y la paciencia para salir adelante en todo momento.

A mi Patria Venezuela, la que me enseñaron mis padres, la Patria de Bolívar.

A mi madre, quien desde lo celeste bendice todos mis días.

A mi padre y mis abuelos: Librado, Carmen y Vidalina, quienes me enseñaron el valor del trabajo y la honestidad.

A Víctor, por haberme acompañado en este camino.

A mi tía Olga, sinónimo de apoyo en todo momento.

A mis hijos, Víctor Andrés, Mariana y Andrés Eloy Fernando, frutos de esta bella experiencia que es la vida.

A la Biblioteca Central, por esos balcones abiertos frente al Ávila Monumental, espacios únicos en Caracas para el disfrute del estudio y la lectura.

A esa bella obra arquitectónica, hija de Villanueva: La Universidad Central de Venezuela.

RECONOCIMIENTOS Y AGRADECIMIENTOS

En principio quiero agradecer a esta Máxima Casa de Estudios, por brindarme todos los conocimientos y vivencias que contribuyeron a mi formación como una profesional integral.

A la Escuela de Geología, Minas y Geofísica por haberme permitido utilizar las herramientas informáticas del Laboratorio de Investigación del Subsuelo del departamento de Geofísica.

A la profesora Nuris Orihuela, mi tutora, agradecerle por la calidad humana que lleva consigo, ha sido un privilegio y gran aprendizaje haber contado con su apoyo; también y en igual grado, por su compromiso, dedicación y entrega para que este trabajo se llevara a cabo con éxito. ¡Qué Dios la bendiga Profesora!

A los profesores de la Escuela: José Manuel Cavada, Ricardo Alezones, Inírida Rodríguez, Rafael Falcón, Alfredo Mederos y Massimo Di Giulio; y en la Escuela Básica los profesores: Lourdes de Moncada, Robinson Arcos, Nelson Fernández, Luc Bramaud Du Boucheron (intercambio), José Manuel Sanz y María Itriago, quienes me enseñaron además de los conocimientos relacionados con la carrera, el valor de la ética profesional.

A mis familiares más allegados: Victor, Mireya, Fernando Silva, Fernando Silva (hijo), Yannet Perdigao, Keyla, tío Eduar y mi tía Olga, sin quienes hubiese sido imposible la realización de este trabajo. A mis hijos por su paciencia ante las tantas horas que dediqué a esta investigación.

A Eugenia, a Raúl, a los amigos que siempre han estado allí...

Por último, quiero dar un agradecimiento al International Centre for Global Earth Models (ICGEM), en Alemania, en especial a Stefan Maus y Franz Barthelmes, por su siempre receptividad y por haber proporcionado los datos gravimétricos para la elaboración de esta tesis.

García R., Andreína del C

**MAPAS DE ANOMALÍAS DE GRAVEDAD Y MAGNETISMO DE
VENEZUELA GENERADOS A PARTIR DE DATOS
SATELITALES**

**Tutor Académico: Prof. Nuris Orihuela. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería.
Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2009**

Palabras claves: Satélite, Venezuela, gravedad, magnetismo, Caribe,
mapas, modelaje, corteza, anomalía, Cuenca Oriental de Venezuela.

Resumen.

A escala global, este trabajo presenta los mapas de anomalías gravimétricas y de campo magnético total de Venezuela generados a partir de datos satelitales a escala 1:2.000.000, los cuales han demostrado ser una herramienta de gran utilidad en el campo de la investigación geofísica; su acceso es libre, de alta resolución y cobertura homogénea, lo que garantiza el manejo de información aún en áreas de difícil acceso.

Como valor agregado, se presentan los mapas de gravedad absoluta de Venezuela y de anomalía de campo magnético total reducido al polo.

A escala regional y con el objetivo de validar el producto principal de esta investigación, se generaron los mapas de anomalías gravimétricas y de campo magnético total de la Cuenca Oriental de Venezuela a escala 1:2.000.000, a su vez, se generaron sobre la subcuenca de Maturín, cuatro modelos geológicos regionales a partir de secciones geológicas propuestas en otras investigaciones, con el fin de calibrar los datos obtenidos. Se presenta el mapa de basamento cristalino generado a partir del modelaje.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
DEDICATORIA.....	ii
RECONOCIMIENTOS Y AGRADECIMIENTOS.....	iii
RESUMEN.....	iv
ÍNDICE GENERAL.....	v
LISTA DE FIGURAS.....	xiii
LISTA DE TABLAS.....	xix
LISTA DE APÉNDICES.....	xx
CAPÍTULO I. PRESENTACIÓN.....	1
1.1 Introducción.....	2
1.2 Planteamiento del problema.....	4
1.3 Objetivos.....	6
1.3.1 Objetivo general.....	6
1.3.2 Objetivos específicos.....	6
1.4. Justificación.....	6
1.5. Ubicación del área de estudio.....	7
1.6. Metodología.....	9
CAPÍTULO II. SÍNTESIS GEOLÓGICA.....	14
2.1 Región Caribe.....	15

	Pág.
2.1.1 Límites tectónicos y movimiento relativo de la placa Caribe.....	15
2.1.2 Provincias tectónicas del Caribe.....	16
2.1.2.1 Cuenca de Venezuela.....	16
2.1.2.2 Cuenca de Colombia.....	17
2.1.2.3 Alto de Beata.....	18
2.1.2.4 Alto de Nicaragua.....	18
2.1.2.5 Cuenca de Yucatán.....	18
2.1.2.6 Cuenca de Granada.....	18
2.1.2.7 Alto de Aves.....	19
2.1.3 Evolución tectónica.....	19
2.1.3.1 Síntesis del modelo Pacífico propuesto por Pindell y Kennan (2001).....	20
2.2 Venezuela.....	30
2.2.1 Provincias fisiográficas de Venezuela.....	30
2.2.2 Basamento del noreste de Venezuela.....	31
2.3 Cuenca Oriental de Venezuela.....	33
2.3.1 Límites y geometría.....	33
2.3.2 Geología y evolución geodinámica.....	34
2.3.2.1 Geología.....	34
2.3.2.2 Evolución geodinámica.....	36
2.3.3 Rasgos geológicos y tectónicos importantes.....	37

	Pág.
2.3.3.1 Rasgos geológicos.....	37
2.3.3.2 Rasgos tectónicos.....	42
2.3.4 Relleno sedimentario.....	46
2.3.4.1 Cretácico temprano.....	46
2.3.4.2 Cretácico tardío.....	47
2.3.4.3 Cenoico.....	48
2.3.4.4 Oligoceno.....	49
2.3.4.5 Neógeno.....	51
CAPÍTULO III. MARCO TEÓRICO.....	54
3.1 Breve reseña histórica de los modelos geopotenciales gravitacionales.....	55
3.2 Conceptos generales.....	60
3.2.1 Potencial gravitatorio.....	60
3.2.2 Campo magnético terrestre.....	61
3.2.2.1 Consideraciones generales sobre el campo magnético terrestre (Pentz, 1974).....	63
3.2.3 El geoide.....	64
3.2.4 El esferoide referencial.....	65
3.2.5 Tipos de sistemas de medición satelital.....	66
3.2.4.1 SST-hl (Rastreo satelital alto-bajo).....	66
3.2.4.2 SST-ll (Rastreo satelital bajo-bajo).....	66

.	Pág.
3.2.6 Series de expansión de armónicos esféricos.....	67
3.2.7 Resolución de un modelo de geopotencial a partir de la serie de expansión de armónicos esféricos.....	70
3.3 Modelo de geopotencial EGM2008.....	71
3.3.1 Síntesis de la misión satelital GRACE.....	72
3.3.1.1 Generalidades.....	72
3.3.1.2 Objetivos.....	73
3.3.1.3 Instrumentos.....	73
3.3.1.4 Productos científicos standards.....	74
3.4 Modelo geomagnético EMAG2 (Maus et al., 2009).....	75
3.4.1 Síntesis de la misión satelital CHAMP.....	76
3.4.1.1 Generalidades.....	76
3.4.1.2 Objetivos.....	77
3.4.1.3 Instrumentos.....	77
3.4.1.4 Productos científicos standards.....	78
CAPÍTULO IV. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS.....	79
4.1 Procesamiento de los datos gravimétricos de Venezuela.....	80
4.1.1 Reducciones aplicadas a los datos gravimétricos.....	80
4.1.2 Características del mallado de datos gravimétricos y magnéticos.....	83

	Pág.
4.1.3 Análisis estadístico de los datos gravimétricos y magnéticos.....	84
4.1.3.1 Análisis estadístico de los valores de gravedad absoluta.....	84
4.1.3.2 Análisis estadístico de los valores de anomalía gravimétrica.....	89
4.1.3.3 Análisis estadístico de los valores de anomalía magnética.....	94
4.2 Procesamiento de los datos gravimétricos de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	99
4.2.1 Características generales de la reducción aplicada a los datos gravimétricos	99
4.2.2 Cálculo de la bondad de ajuste y el coeficiente de Pearson para las separaciones polinómicas de primer, segundo y tercer orden.....	100
4.2.2.1 Cálculo de la bondad de ajuste para las separaciones polinómicas de primer, segundo y tercer orden.....	100
4.2.2.2 Coeficiente de correlación de Pearson para las separaciones polinómicas de primer, segundo y tercer grado de la anomalía de Bouguer.....	104
4.2.3 Determinación de profundidades en la Cuenca Oriental de Venezuela.....	105

	Pág.
4.2.3.1 Determinación de profundidades a partir del análisis espectral.....	105
CAPÍTULO V. ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS..	112
5.1 Análisis e interpretación de los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas de Venezuela.....	112
5.1.1 Mapa de gravedad absoluta.....	112
5.1.1.1 Sistema insular.....	112
5.1.1.2 Cadenas de montañas.....	112
5.1.1.3 Guayana.....	115
5.1.1.4 Llanos Centrales.....	117
5.1.2 Mapa de anomalía gravimétrica.....	119
5.1.2.1 Sistema insular.....	119
5.1.2.2 Cadenas de montañas.....	121
5.1.2.3 Guayana.....	123
5.1.2.4 Llanos Centrales.....	123
5.1.3 Mapa de anomalía magnética de campo total de Venezuela..	124
5.1.3.1 Sistema insular.....	127

	Pág.
5.1.3.2. Cadenas de montañas.....	128
5.1.3.3 Guayana.....	129
5.1.3.4 Llanos Centrales.....	130
5.2 Análisis e interpretación de los mapas de anomalías de gravedad polinómicos de tercer orden de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	131
5.3 Perfiles gravimétricos-magnéticos y modelaje 2D.....	133
5.4 Interpretación gravimétrico-magnética de los modelos geológicos obtenidos.....	138
5.4.1 Interpretación gravimétrico-magnética del modelo CD.....	138
5.4.1.1 Relleno sedimentario.....	138
5.4.1.2 Basamento cristalino.....	140
5.4.1.3 Corteza inferior y manto.....	140
5.4.2 Interpretación gravimétrico-magnética del modelo C'D'.....	140
5.4.2.1 Relleno sedimentario.....	140
5.4.2.2 Basamento cristalino.....	142
5.4.2.3 Corteza inferior y manto.....	142
5.4.3 Interpretación gravimétrico-magnética del modelo C''D''...	142

	Pág.
5.4.3.1 Relleno sedimentario.....	144
5.4.3.2 Basamento cristalino.....	144
5.4.3.3 Corteza inferior y manto.....	144
5.4.4 Interpretación gravimétrico-magnética del modelo AB.....	145
5.4.4.1 Relleno sedimentario.....	145
5.4.4.2 Basamento cristalino.....	145
5.4.4.3 Corteza inferior y manto.....	146
5.5 Análisis e interpretación del mapa de basamento cristalino de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	146
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	149
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	154
APÉNDICE	161

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1-1. Ubicación del área en estudio.....	8
Figura 1-2. Diagrama metodológico del estudio.....	13
Figura 2-1. Mapa de ubicación del borde sur de la Placa Caribe y sus límites tectónicos. (BFS= Sistema de fallas de Boconó, SFS= Sistema de fallas de San Sebastián, PFS= Sistema de fallas del Pilar, OAF= Sistema de fallas de Oca-Ancón, SZ=Una posible zona de subducción incipiente que controla el borde sur de la placa del Caribe) (Tomado de Izarra, 2005).....	15
Figura 2-2. Mapa de la región Caribe con sus características principales. (Tomado y modificado de Donnelly, 1994).....	17
Figura 2-3. Reconstrucción palinástica del Golfo de México y reg. circundantes en el Jurásico tardío (190 Ma). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	19
Figura 2-4. Reconstrucción palinástica del Jurásico tardío (158 Ma). (Pindell et al., 2009).....	22
Figura 2-5. Reconstrucción palinástica de la región del Golfo de México y sus áreas circundantes en el Jurásico Tardío (148 Ma). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	24
Figura 2-6. Reconstrucción palinástica del golfo de México y sus regiones circundantes para el Cretácico Temprano (130 Ma). (Tomado de Pindell, 2009).....	24
Figura 2-7. Reconstrucción palinástica del período Cretácico Temprano (Barremiense-125 Ma). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	25
Figura 2-8. Reconstrucción palinástica del Cretácico temprano (Aptiense). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	25

	Pág.
Figura 2-9. Reconstrucción del cretácico temprano (100 Ma-Albiense). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	26
Figura 2-10: Reconstrucción palinpástica del Cretácico tardío (Campaniense-84 Ma). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	26
Figura 2-11. Reconstrucción del Cretácico Tardío (Maastrichtiense-71 Ma). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	27
Figura 2-12. Reconstrucción palinpástica del Eoceno temprano (56 Ma), utilizando como punto de referencia el punto caliente Atlántico. (Tomado de Pindell et al., 2009).....	27
Figura 2-13. Reconstrucción palinpástica del Eoceno Medio (46 Ma), (Tomado de Pindell et al., 2009).....	28
Figura 2-14. Reconstrucción palinpástica del Oligoceno (33 Ma). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	28
Figura 2-15: Reconstrucción palinpástica del Mioceno temprano (19 Ma). (Tomado de Pindell et al., 2009).....	29
Figura 2-16. Reconstrucción palinpástica del Mioceno Temprano. (Tomado de Pindell et al., 2009).....	29
Figura 2-17. Distribución de las diferentes provincias fisiográficas de Venezuela (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).....	31
Figura 2-18. Mapa esquemático de la tectónica al norte de Venezuela, indicado las subdivisiones del basamento (Tomado de Avé Lallemant et al., 2005).....	33
Figura 2-19. Ubicación de las cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus provincias sedimentarias. (Modificado de Yoris y Ostos, 1997)	34
Figura 2-20. Corte geológico conceptual Norte-Sur desde el cinturón de deformación del Caribe en Curazao hasta el río Orinoco. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997).....	37

	Pág.
Figura 2-21. Principales estructuras geológicas en la Cuenca Oriental. FA= Falla de Anaco, FDD=Frente frontal de deformación, FP=Falla de Piritál, FEP=Falla El Pilar. (Modificado de Hung,1998).....	38
Figura 2-22. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, Tomado Yoris y Ostos (1997).....	41
Figura 2-23. Fallas cuaternarias de Venezuela. (Audemard et al., 2000).....	43
Figura 2-24. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense-Albiense (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. (Tomado de Yoris et al., 1997).....	46
Figura 2-25. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana. (Tomado de Yoris et al., 1997).....	47
Figura 2-26. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico en el este de Venezuela.	48
Figura 2-27. Cuadro de correlación para el Paleoceno-Eoceno Venezuela Oriental. (Tomado de Yoris et al., 1997).....	49
Figura 2-28. Marco geológico regional para la sedimentación en el flanco norte de la Cuenca Oriental durante el Oligoceno. (Tomado de Yoris et al., 1997).....	50
Figura 2-29. Cuadro de correlación para las principales unidades formales entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno, en Venezuela Oriental. (Tomado de Yoris et al., 1997).....	51
Figura 2-30 Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno-Plioceno.	52

	Pág.
Figura 2-31. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Neógeno de la Sub-cuenca de Maturín y la Serranía del Interior Oriental (Tomado de Yoris et al., 1997).....	53
Figura 3-1. Ondulaciones geoidales a partir del modelo EGM96. Distancia entre los puntos 2m. (Tomado de la página web de la National Geospatial-Intelligence Agency).....	59
Figura 3-2. Distribución a nivel mundial de las fuentes de datos para el modelo geopotencial EGM2008. (Tomado de Pavlis et al., 2008).....	60
Figura 3-3. Elementos del campo magnético terrestre (Pentz, 1974).....	
Figura 3-4. Esquema de la continuación imaginaria del geoide por debajo de las masas continentales. (Tomado de Barthelmes, 2009).....	62
Figura 3-5. (a) Concepto SST-I, (b) Instrumentos de medición científica presentes en el satélite CHAMP. (Tomado y modificado de Xu et al., 2007).....	63
Figura 3-6. (a) Concepto SST-II, (b) Instrumentos de medición científica presentes en la misión satelital GRACE. (Tomado y modificado de Xu et al., 2007).....	64
Figura 3-7. Ejemplos para armónicos esféricos.....	66
Figura 3-8. Sección transversal a través de 2 picos, después de la aproximación por armónicos esféricos de grados máximos diferentes. (Tomado de Barthelmes, 2009).....	68
Figura 4-1. Diagrama de los parámetros utilizados para el cálculo de la corrección topográfica interna. (Tomado de Geosoft, 2007).....	81
Figura 4-2. Diagrama de los parámetros utilizados para el cálculo de la corrección topográfica intermedia. (Nagy, 1966).....	81
Figura 4-3. Diagrama de los parámetros utilizados para el cálculo de la corrección topográfica externa. (Kane, 1962).....	82
Figura 4-4. Histograma de frecuencias de la variable: Gravedad absoluta.....	86

	Pág.
Figura 4-5. Diagrama de dispersión de la variable gravedad absoluta.....	87
Figura 4-6. Diagrama de cajas y bigotes para la variable gravedad absoluta.....	87
Figura 4-7. Cuartiles para la variable gravedad absoluta.....	88
Figura 4-8. Curva de probabilidad normal para la variable gravedad absoluta.....	89
Figura 4-9. Histograma de frecuencias de la variable: Anomalía de Bouguer.....	91
Figura 4-10. Diagrama de dispersión de la variable anomalía de Bouguer.....	92
Figura 4-11. Diagrama de cajas y bigotes para la variable anomalía de Bouguer.....	92
Figura 4-12. Cuartiles para la variable anomalía de Bouguer.....	93
Figura 4-13. Curva de probabilidad normal para la variable anomalía de Bouguer.....	94
Figura 4-14. Histograma de frecuencias de la variable: Anomalía magnética.....	95
Figura 4-15. Diagrama de dispersión de la variable anomalía magnética.....	96
Figura 4-16. Diagrama de cajas y bigotes para la variable anomalía magnética.....	97
Figura 4-17. Cuartiles para la variable anomalía magnética.....	98
Figura 4-18. Curva de probabilidad normal para la variable anomalía magnética.....	98
Figura 4-19. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico regional de primer orden.....	101
Figura 4-20. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico residual de primer orden.....	101

	Pág.
Figura 4-21. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico regional de segundo orden.....	102
Figura 4-22. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico residual de segundo orden.....	102
Figura 4-23. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico regional de tercer orden.....	103
Figura 4-24. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico residual de tercer orden.....	103
Figura 4-25. Bondad de ajuste para las separaciones polinomiales de primer, segundo y tercer grado de la anomalía de Bouguer.....	104
Figura 4-26. Espectro de potencia de las frecuencias de la gravedad absoluta.....	107
Figura 4-27. Espectro de potencia de las frecuencias de la anomalía de Bouguer.....	108
Figura 4-28. Espectro de potencia de las frecuencias de la anomalía magnética.....	109
Figura 5-1. Mapa de gravedad absoluta.....	113
Figura 5-2. Distribución de basamento en las regiones insulares, desde el punto de vista gravitacional.....	112
Figura 5-3. Mapa geológico de la región insular de Venezuela. (Instituto Francés de Petróleo, 2009).....	114
Figura 5-4. Distribución de los dominios litotectónicos en la Península Guajira. (Tomado de Cardona et al., 2007).....	115
Figura 5-5 Mapa de anomalía gravimétrica.....	120
Figura 5-6 Mapa de anomalía magnética de Venezuela.....	125
Figura 5-7 Mapa de reducción al polo de Venezuela.....	126
Figura 5-8 Ubicación de los perfiles gravimétricos y magnéticos con respecto a la geología de superficie. (Tomado del mapa geológico de Urbani et al., 2003).....	135

	Pág.
Figura 5-9 Ubicación de los perfiles gravimétricos y magnéticos con respecto al mapa de anomalías gravimétricas.....	136
Figura 5-10 Modelo geológico CD.....	139
Figura 5-11 Modelo geológico C'D'.....	141
Figura 5-12 Modelo geológico C''D''.....	143
Figura 5-13 Modelo geológico AB.....	146
Figura 5-14 Mapa de basamento de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	174

LISTA DE TABLAS

Tabla N°.		Pág.
4-1	Resumen estadístico de la variable gravedad absoluta.....	85
4-2	Resumen estadístico de la variable anomalía de Bouguer.....	90
4-3	Resumen estadístico de la variable anomalía magnética.....	95
4-4	Bondad de ajuste para las separaciones polinómicas de primer, segundo y tercer grado de la anomalía de Bouguer.....	100
4-5	Coefficiente de correlación de Pearson para las separaciones polinómicas de primer, segundo y tercer grado de la anomalía de Bouguer.....	105
4-6	Estimación de profundidades a partir del análisis espectral.....	109
5-1	Valores de densidad y susceptibilidad utilizados para el espesor sedimentario.....	137
5-2	Valores de densidad y susceptibilidad magnética utilizados para las estructuras profundas.....	137
5-3	Profundidad del basamento cristalino por estructura geológica del área de estudio.....	148

LISTA DE APÉNDICES

APÉNDICE A (en digital)

Tabla A1. Base de datos gravimétricos y magnéticos de Venezuela generada a partir de datos satelitales

APÉNDICE B (en digital)

Figura B1. Mapa de gravedad absoluta de Venezuela a escala 1:2.000.000

APÉNDICE C (en digital)

Figura C1. Mapa de anomalía gravimétrica de Venezuela a escala 1:2.000.000

APÉNDICE D (en digital)

Figura D1. Mapa de anomalía de campo magnético total de Venezuela a escala 1:2.000.000

APÉNDICE E (en digital)

Figura E1. Mapa de anomalía de campo magnético total reducido al polo de Venezuela a escala 1:2.000.000

APÉNDICE F

Figura F1. Mapa de profundidad de basamento acústico de la Cuenca Oriental de Venezuela a escala 1:2.000.000

CAPÍTULO I

PRESENTACIÓN

CAPÍTULO I

PRESENTACIÓN

1.1. INTRODUCCIÓN

El presente estudio tiene por objeto la generación de los mapas de anomalías de gravedad y magnetismo de Venezuela a partir de datos gravimétricos y magnéticos producto de las misiones satelitales CHAMP y GRACE. Se plantea a manera de caso de estudio, caracterizar modelo geológico de la Cuenca Oriental de Venezuela a partir de estos datos, con el fin de validar la información obtenida.

En las tres últimas décadas, los métodos de observación de la Tierra, desde el espacio han permitido mejorar sustancialmente el entendimiento del planeta. La geodesia y la geofísica han contribuido a este desarrollo mediante la medición de las variaciones temporales y espaciales del subsuelo planetario empleando entre otros parámetros el campo gravitatorio y magnético terrestre (Flury et al., 2005).

Las misiones satelitales CHAMP y GRACE, junto con la misión GOCE, han venido proporcionando información sobre la gravedad y magnetismo terrestre en los últimos años, a la vez de haber incrementado significativamente la precisión y resolución de las mediciones a lo largo de este tiempo. El uso que se ha venido dando a los datos producto de estas misiones, ha permitido el desarrollo de nuevos modelos estáticos de la gravedad a una longitud de onda de 150-200 Km, los cuales combinados con los datos terrestres, han podido llegar hasta una longitud de onda de 20 Km. (Visser et al., 2004).

Dentro de los beneficios que representan estas misiones en cuanto a la adquisición de los datos geofísicos, se encuentran la homogeneidad de los datos, ya que los mismos proceden de una misma fuente; cuenta con una cobertura regular, pues existen datos adquiridos en todo el globo terrestre con la misma resolución y por último, la reducción del costo económico, pues se puede acceder a un volumen de

información en la mayor parte de los casos, de manera libre y sin restricciones (Sneeuw, 2004; Nuñez, 2006).

Cada misión satelital tiene sus propias limitaciones; Sneeuw (2004) destaca tanto la limitación en cuanto a la resolución, pues cada misión está diseñada para una única resolución espectral o espacial (una alta resolución espacial ó espectral es básicamente imposible en una sola misión) como el tiempo de duración de la misión, pues las misiones tienen un tiempo limitado de duración.

Con respecto a los Modelos Geopotenciales Globales (MGG) existen básicamente tres tipos, de acuerdo a Rapp (1997), Balmino et al. (1999), Featherstone (2002) y Rummel et al., (2002), los MGG únicamente de satélites, los cuales son derivados del análisis de las mediciones de los satélites artificiales de la Tierra; los MGG combinados: derivados de una combinación de información satelital, terrestre, marina y aérea (la información adicional permite un incremento en el número de los armónicos esféricos del MGG.) y los MGG recombinados, los cuales se derivan de MGG únicamente de satélites ó de MGG combinados.

En este estudio se hará uso del modelo de geopotencial combinado EGM2008 (Pavlis et al., 2008) para la generación de los mapas gravimétricos, el cual ha alcanzado el grado 2160 en la serie de armónicos esféricos y combina datos de la misión satelital GRACE, altimétricos, terrestres y marinos; para la generación de los mapas magnéticos se utilizará el modelo de geopotencial combinado EMAG2 (Maus et al., 2009), el cual combina datos de la misión satelital CHAMP, aéreos y marinos y tiene una resolución espacial de 2 arc-minutos. (Maus et al., 2009)

La generación de diferentes modelos geológicos de la Cuenca Oriental de Venezuela para la validación de la información de los modelos geopotenciales, reviste gran importancia en este estudio ya que brindaría información útil a las diferentes ramas de las geociencias (geofísica, geología entre otras etc), además de ofrecer como alternativa el uso de la herramienta tecnológica satelital para fines de prospección exploratoria. En el caso de la cuenca Oriental, el foco del estudio está en definir la geomorfología y profundidad del basamento cristalino, el cual se determinará a partir

de los diferentes modelos geológicos y estructurales del subsuelo que han sido publicados a la fecha.

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Los modelos de geopotencial representan el potencial gravitacional expandido en armónicos esféricos. En un primer momento estos modelos se calculaban a partir de datos terrestres únicamente, pero en las tres últimas décadas el desarrollo de la tecnología satelital, ha permitido deducir el campo gravitatorio terrestre a partir de las observaciones realizadas por las diferentes misiones satelitales de exploración terrestre.

A nivel mundial, los modelos geopotenciales globales (EGM96, EGM2008, EMAG2, etc) han sido utilizados para diferentes aplicaciones, en el campo de las Ciencias de la Tierra, por ejemplo, se han realizado estudios de las estructuras en el basamento, estimando espesores corticales, fallamientos, plegamientos y formas topográficas en el basamento (Braitenberg et al., 2006); estimación de densidades tanto para el manto superior como para la corteza inferior. (Braitenberg y J. Ebbing, 2009); balance de las masas de hielo y los cambios en la gravedad en la Antártida (Ivins et al., 2005); evaluación de la consistencia de la longitud de onda larga entre el modelo EGM2008 y los valores oficiales de gravedad en los países China (Lu et al., 2005), Irán (Kiamehr, 2009) y en el continente suramericano (Blitzkow et al., 2009).

En Venezuela, instituciones como la Universidad Central de Venezuela, FUNVISIS, Universidad Simón Bolívar y PDVSA, entre otras, han venido realizando en las últimas décadas campañas de adquisición gravimétrica y magnética en todo el territorio, lo que ha permitido la construcción de la Red Gravimétrica Nacional. Sin embargo, hasta la fecha no se dispone de una base de datos gravimétrica y magnética de origen satelital de uso abierto, con lo cual se espera poder contar como producto de este trabajo, con una base de datos satelitales de fácil acceso.

Dentro de las ventajas que trae consigo el uso de datos de origen satelital con respecto al uso de datos exclusivamente terrestres, se encuentran la homogeneidad de los datos, pues dependen de una misma fuente; la cobertura, pues existen mediciones de datos satelitales en todo el globo terrestre con la misma resolución y por último, la reducción del costo económico, pues se puede acceder a un volumen de información, de manera libre y sin restricciones (Sneeuw, 2004).

Dada la importancia de disponer de información geofísica de origen satelital, se tiene como finalidad en esta investigación, realizar un procesamiento de los datos satelitales tanto gravimétricos como magnéticos a los fines de generar un mapa de anomalías gravimétricas y magnéticas de Venezuela, así como un mapa de basamento de la cuenca Oriental, que contribuya como material de referencia para futuras investigaciones, y brinde información sobre la disposición de las estructuras presentes en el subsuelo venezolano. También persigue el objetivo de proponer modelos geológicos de la Cuenca Oriental a partir de los datos satelitales procesados, lo que permitirá verificar la consistencia de los datos obtenidos con la geología de la zona.

1.3. OBJETIVOS

1.3.1. Objetivo general:

Generar los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas de Venezuela a escala 1:2.000.000 a partir de datos adquiridos desde satélites de órbita baja.

1.3.2. Objetivos específicos:

1.3.2.1. Búsqueda de bases de datos geofísicos satelitales: topográficos, batimétricos, gravedad, magnetismo.

1.3.2.2. Generar mapa de anomalía gravimétrica de Venezuela a escala 1:2.000.000

1.3.2.3. Generar mapa de anomalía magnética de Venezuela a escala 1:2.000.000

1.3.2.4. Generar mapa de basamento de la subcuenca de Maturín de la Cuenca Oriental de Venezuela.

1.3.2.5. Generar cuatro secciones geológicas a partir del modelado gravimétrico de la Cuenca Oriental.

1.4. JUSTIFICACIÓN

El estudio a realizar resulta de gran importancia dado que hace uso de modelos geopotenciales combinados de origen satelital de uso abierto, para la construcción de mapas digitalizados gravimétricos y magnéticos de Venezuela.

Esta investigación contribuye al progreso científico tanto en el ámbito de las geociencias como en la exploración de hidrocarburos, aportando productos que ayudarán a entender el subsuelo de Venezuela.

Otro de los aportes de esta investigación es la generación de una base de datos gravimétricos y magnéticos que podría ser utilizada para proyectos futuros. Asimismo, este proyecto busca verificar la consistencia de los datos de origen satelital procesados, con la información geológica disponible de la Cuenca Oriental de Venezuela. También busca contribuir con la generación de un mapa del basamento cristalino sobre el cual suprayace la Cuenca Oriental, que será de gran utilidad para estudios prospectivos posteriores.

1.5. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio para la generación de los mapas gravimétricos y magnéticos de Venezuela se encuentra ubicada entre los meridianos 74° y 58° longitud oeste; y los paralelos 13° y 0° de latitud norte. Comprende un área de 2.562.768 Km² y está limitada al norte por el Mar Caribe; al sur con los Andes y Llanos Colombianos y con la Amazonia Brasileña; al oeste con los Andes Colombianos y al este con el Océano Atlántico y el Esequibo Guayanés.

El área seleccionada para la validación de los datos, comprende la subcuenca de Maturín dentro de la Cuenca Oriental de Venezuela, se encuentra entre los meridianos 61° y 66°, y los paralelos 8° y 11°, y ocupa un área aproximada de 1.665 Km². (Figura 1-1), geográficamente limita al norte con la plataforma nororiental, al sur con el Cratón Guayanés, al oeste con la subcuenca de Guárico y al este con la isla de Trinidad.

Los perfiles geofísicos CD y C'D' trazados a lo largo de la Cuenca Oriental de Venezuela (Figura 1-1) tienen un rumbo aprox. de N20°W; el perfil C'D" tiene un rumbo aprox. de N23°W y el perfil AB tiene rumbo N71°E y longitud aproximada de 580 Km.

El sistema de proyección utilizado en este trabajo fue el WGS84, la reducción de anomalía gravimétrica se realizó al nivel medio del mar mientras la anomalía magnética se proyectó a 4000 metros de altura.

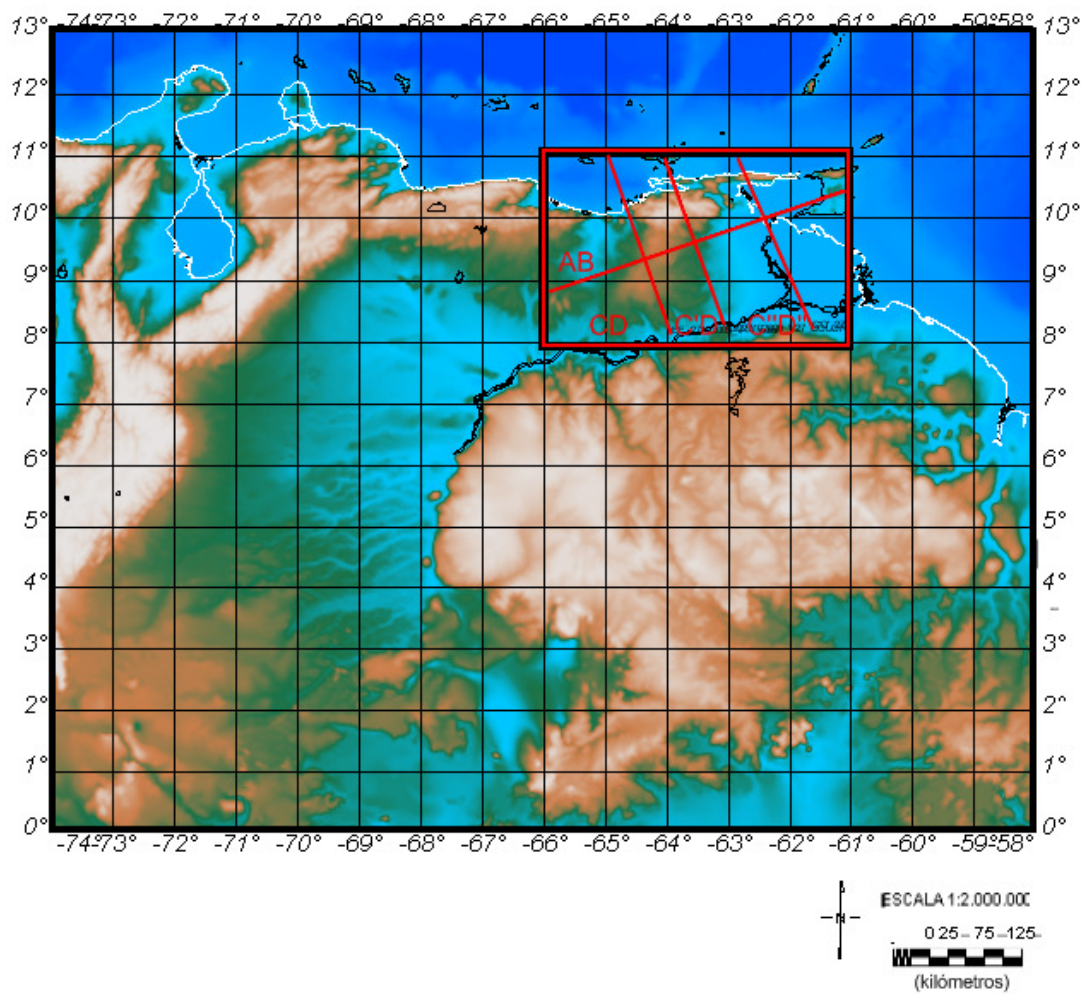


Figura 1-1. Ubicación del área en estudio.

(Borde rojo: Cuenca Oriental de Venezuela; líneas en rojo: Perfiles magneto-gravimétricos AB, CD, C'D' y C''D')

1.6. METODOLOGÍA

La metodología a seguir durante la realización del presente trabajo se resume de la siguiente manera (Figura 1-2):

1.6.1 Revisión bibliográfica y cartográfica:

En esta etapa se realizó una compilación cartográfica de los mapas de anomalía de Bouguer y magnéticos de Venezuela y de la Cuenca Oriental previos a este estudio. Asimismo se realizó la recopilación bibliográfica en la zona de estudio de González de Juana (1980), Audemard (2000), Lugo y Mann (1995), Parnaud et al (1995), Yoris y Ostos (1997), MENEVEN (1983), Feo-Codecido et al (1984), Mapa de anomalías magnéticas de Venezuela (1989), Mapa de anomalías de Bouguer de Venezuela (Graterol, 1993), Moticska (1985), Di Croce (1995), Hung (1997), Jácome et al (2003), Fernández y Passalacqua (1990), Ysaccis (1997) y Schmitz et al. (2005) entre otros, a los fines de validar el producto de este trabajo.

1.6.2 Recopilación y ordenamiento de datos:

Esta fase comprendió la búsqueda en las bases de datos disponibles de modelos geopotenciales (GRIM1, GEMT3, GEMT3S, PGM200A, EGM96, EGM2008) y la extracción de la información del modelo de geopotencial seleccionado. El modelo de geopotencial seleccionado fue el EGM2008, por ser el más reciente, de mejor resolución y cobertura. El ordenamiento de los datos se realizó con la ayuda de la herramienta informática Oasis Montaj TM (Geosoft, 2007).

1.6.3 Creación de una secuencia de procesamiento para los datos gravimétricos y magnéticos obtenidos a partir de la base de datos satelitales:

Esta etapa consistió en el diseño de una secuencia para el procesamiento óptimo de los datos gravimétricos y magnéticos utilizados. Esta secuencia incluyó el diseño de las fases de pre-procesamiento y procesamiento de los datos.

1.6.4 Pre-procesamiento de los datos gravimétricos:

1.6.4.1 Extracción del modelo topográfico ETOPO2v2 de la base de datos de la NOAA.

1.6.4.2 Verificación del modelo topográfico ETOPO 2v2 (NOAA, 2006) con los rasgos fisiográficos venezolanos más relevantes.

1.6.4.3 Verificación de los valores de gravedad absoluta del modelo EGM2008, utilizando como referencia las estaciones de gravedad absoluta de la Red Gravimétrica Nacional Venezolana: Santa Inés y Plaza Lincoln; y la base de datos global de valores de gravedad absoluta (Bureau Gravimétrique International, 2009) .

1.6.4.4 Análisis de la información geológica del área de estudio para la elección de la densidad de reducción de Bouguer.

1.6.5 Procesamiento de los datos gravimétricos y magnéticos:

1.6.5.1 Datos gravimétricos

- a) Corrección de aire libre de los datos terrestres
- b) Corrección de Bouguer
- c) Cálculo de la gravedad teórica a partir de la fórmula del año 1967
- d) Cálculo de la anomalía de Bouguer
- e) Elaboración del mapa de gravedad absoluta de Venezuela a escala

1:2.000.000

- f) Elaboración del mapa de anomalía de Bouguer de Venezuela a escala 1:2.000.000

1.6.5.2 Datos magnéticos

- a) Creación de la base de datos de anomalías de campo magnético total.
 - b) Elaboración del mapa de anomalía magnética a escala 1:2.000.000
 - c) Aplicación del filtro de reducción al polo a la base de datos de anomalía magnética, a partir de los datos de Intensidad Magnética Total (IMT), inclinación magnética y declinación magnética del modelo IGRF.
- Elaboración del mapa de reducción al polo 1:2.000.000

1.6.6 **Análisis estadístico y determinación de profundidades a partir del análisis espectral**

- 1.6.6.1 Análisis estadístico descriptivo de los valores de gravedad absoluta
- 1.6.6.2 Análisis estadístico descriptivo de los valores de anomalías de Bouguer
- 1.6.6.3 Análisis estadístico descriptivo de los valores de anomalías de campo magnético total
- 1.6.6.4 Cálculo del espectro de potencia de la frecuencia de la anomalía de Bouguer y determinación de profundidades a partir del análisis espectral, identificación de la interfase con cambios relevantes de la anomalía.
- 1.6.6.5 Separación de anomalías regionales y residuales a partir de simulación del regional con funciones polinómicas.
- 1.6.6.6 Elaboración de los mapas de separación regional y residual.

1.6.7 Integración gravimétrica y magnética en la subcuenca de Maturín-Cuenca Oriental de Venezuela:

1.6.7.1 Integración de la información gravimétrica y magnética para la elaboración de las secciones geológico-estructurales del subsuelo.

1.6.7.2 Modelaje gravimétrico-magnético de las secciones geológico-estructurales del subsuelo.

1.6.7.3 Elaboración del mapa de basamento de la cuenca a partir de la información de profundidad aportada por el modelaje

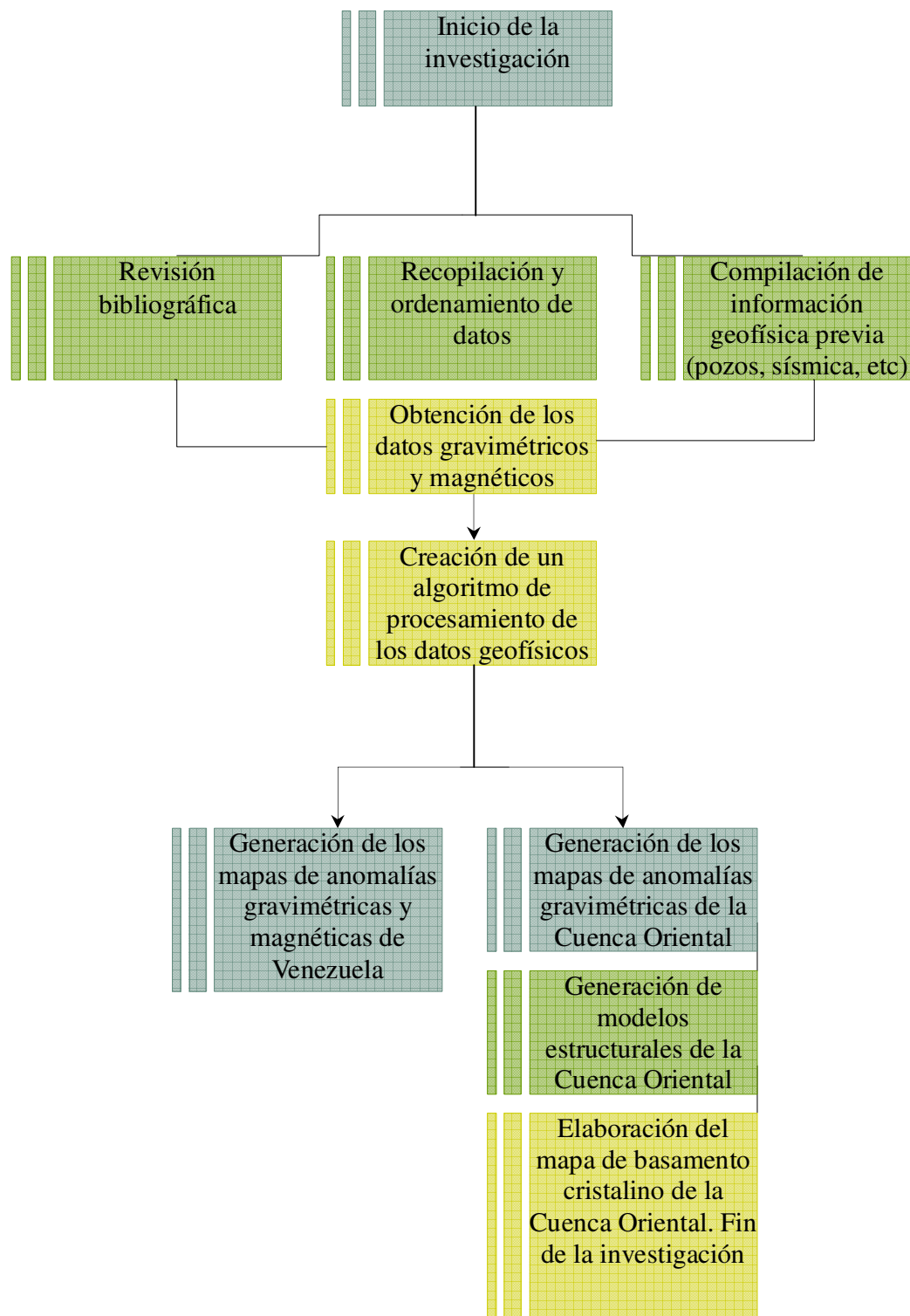


Figura 1-2. Diagrama metodológico del estudio

CAPÍTULO II

SÍNTESIS GEOLÓGICA

CAPÍTULO II

SÍNTESIS GEOLÓGICA

2.1. REGIÓN CARIBE

2.1.1 Límites tectónicos y movimiento relativo de la placa del Caribe

El área del mar Caribe, América Central y el borde de norte América del Sur constituyen una placa litosférica entre las placas de Norteamérica, Suramérica, Cocos y Nazca (Molnar y Sykes, 1969). El límite tectónico entre las placas Suramericana y del Caribe consiste de tres tipos de regímenes tectónicos principales: Compresivo, extensional y transcurrente y su ubicación exacta es todavía objeto de debate. (Figura 2-1) (Izarra et al., 2005).

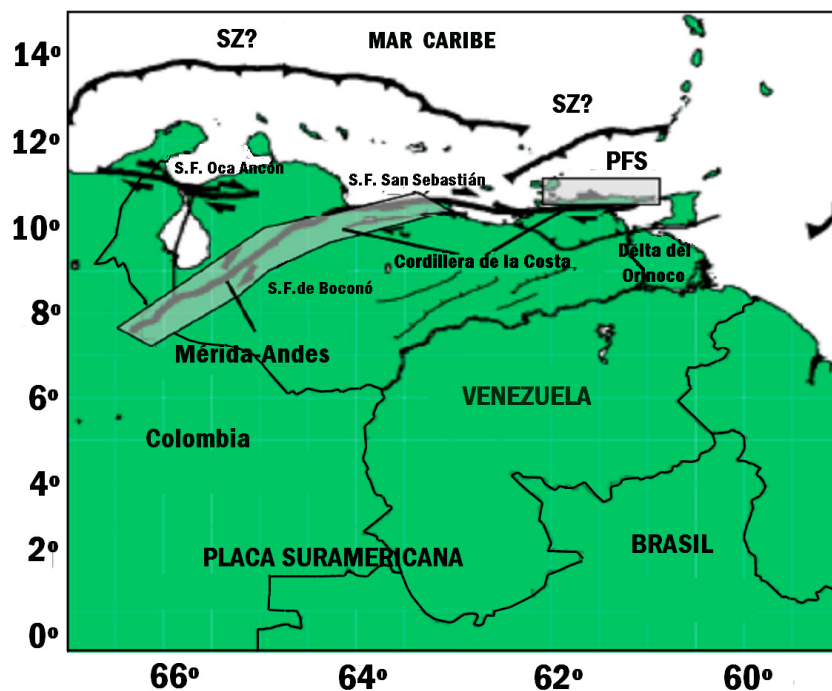


Figura 2-1. Mapa de ubicación del borde sur de la Placa Caribe y sus límites tectónicos. (BFS= Sistema de fallas de Boconó, SFS= Sistema de fallas de San

Sebastián, PFS= Sistema de fallas del Pilar, OAF= Sistema de fallas de Oca-Ancón, SZ=Una posible zona de subducción incipiente que controla el borde sur de la placa del Caribe) (Tomado de Izarra et al., 2005)

El movimiento relativo de la placa del Caribe hacia el este con respecto a la placa Suramericana, tiene una velocidad aproximada de 2 cm/año (Mann, et al., 1990, Pérez et al., 2001). Diferentes teorías han propuesto que la placa Caribe es una extensa provincia basáltica que ha migrado de oeste a este desde el Cretáceo tardío al Cenozoico temprano (Pindell, 1994; Meschede y Frisch, 1998).

La interacción entre las placas del Caribe y Suramericana ha generado cuencas y fajas de corrimiento a lo largo del frente de deformación a lo largo de toda la línea de costa de Venezuela; las primeras se originaron en el oeste de Venezuela y las más recientes se ubicaron hacia el este. Durante este tiempo, se han formado dos cuencas antepaís importantes: la Cuenca Barinas-Apure y la cuenca Oriental (Izarra et al., 2005).

2.1.2. Provincias tectónicas del Caribe

La figura 2-2 muestra la configuración tectónica de la zona en estudio, de acuerdo a los estudios integrados más recientes. En líneas siguientes se hará una síntesis geológica de los dominios tectónicos así como de los sistemas de fallas que separa cada uno de ellos.

2.1.2.1. Cuenca de Venezuela: Es la cuenca más profunda (3000 y 5000 m) y extensa de las cuencas del interior del Caribe y también una de las más estudiadas. Las mayores profundidades se encuentran en los bordes septentrional y meridional. Esta cuenca limita al norte con la Fosa de Muertos, al este con el Alto de Aves, al oeste con el Alto de Beata y su límite sur es el Cinturón deformado del Sur del Caribe.



Figura 2-2. Mapa de la región Caribe con sus características principales. (Tomado y modificado de Donnelly, 1994)

Los límites norte y sur revelan una clara evidencia de subducción reciente de la corteza de la cuenca debajo de áreas adyacentes (Ladd et al., 1990). En la cuenca de Venezuela también se han identificado anomalías de campo magnético total con una dirección NE-SO. Ghosh et al (1984) se han asociado estas anomalías a la expansión oceánica entre 157 y 127 Ma (Jurásico Tardío a Cretácico Temprano).

2.1.2.2. Cuenca de Colombia: La morfología del suelo oceánico de la cuenca se encuentra dominada por un gran abanico submarino y por una planicie en la región oriental y por elementos morfológicos menores en el extremo occidental. Los mayores relieves están asociados a bloques fallados y levantados (Alto de Mono) y a canales en los abanicos. En su región occidental la mayor parte del basamento incluyendo el Alto de Mono está caracterizada por una superficie suave. Al este, el basamento se encuentra más profundo y presenta espesores que se asemejan más a los de corteza oceánica (Holcombe et al., 1990)

2.1.2.3. Alto de Beata: Separa las cuencas de Colombia y Venezuela, y representa un segmento de corteza oceánica levantada (Holcombe et al., 1990)

2.1.2.4. Alto de Nicaragua: Está delimitado al norte por la Fosa de Caimán y por el sistema de fallas transformantes de Orinet y Swan y al sur por el Escarpe de Hess, el cual lo separa de la cuenca de Colombia. La naturaleza y edad de la corteza por debajo del Alto de Nicaragua (parte norte) no está clara.

2.1.2.5. Cuenca de Yucatán: Está delimitada al norte por la Isla de Cuba, al oeste por la Península de Yucatán y por la Dorsal de Caimán y al sur por el bloque de Chortis. La cuenca se divide en una parte profunda (4000 a 6000 m) y en una parte relativamente somera (2000 a 3500 m). Holcombe et al., (1990) y Pindell et al., (1990) proponen que la cuenca fue formada por expansión del piso oceánico en una cuenca del tipo retroarco.

2.1.2.6. Cuenca de Granada: Esta cuenca está muy bien desarrollada en su parte sur, la cual se caracteriza por un fondo marino plano y regular con profundidades de aprox. 3000 m (Pinet et al., 1985). El espesor de la corteza de la cuenca [± 18 Km (Boynton et al., 1979)] es más grande que la corteza oceánica Atlántica típica. Hacia el norte, la cuenca consiste de bloques y plegamientos cretáceos fallados (Case et al., 1984; Pinet et al., 1985) y el basamento está recubierto con aprox. 2 Km de sedimentos y rocas sedimentarias, en el sur hasta 6 Km de turbiditas volcanoclásticas y depósitos pelágicos cubren el basamento. (Draper et al., 1994)

Sobre la composición de la cuenca, Case et al. (1984) considera que la corteza puede ser oceánica o transicional. Sin embargo, Pinet et al. (1985) sugiere que la estructura de la corteza en la parte sur de la Cuenca de Granada (al sur del paralelo 14°N) está compuesta de una corteza oceánica espesa y anómala similar a la corteza oceánica de la cuenca de Venezuela.

2.1.2.7. Alto de Aves: Se extiende en dirección N-S desde el Pasaje de Anegada hasta el margen continental de Suramérica. Los resultados de estudios de sismica de refracción y modelado gravimétrico muestran que la corteza por debajo del Alto de Aves es bastante espesa, alcanzando espesores de hasta 40 Km en algunos sitios. Los patrones de anomalías gravimétricas locales y la forma de la superficie del basamento es compatible con la definición de que la estructura de corteza superior es heterogénea y está dominada por centros volcánicos con plutones debajo de estos, sugiriendo que el Alto de Aves es un arco de islas extinto (Holcombe et al., 1990)

2.1.3. Evolución tectónica

La evolución tectónica de la Placa del Caribe ha sido conceptualizada históricamente a partir de la separación de Pangea. Este es el único consenso entre los dos grupos principales de los modelos en la literatura, después de décadas de debate sobre el desarrollo de esta región (Mantilla, 2008). Los modelos del Pacífico apoyan la idea de que el Caribe se formó en alguna región del Pacífico y luego derivó a su actual posición entre las Américas, con o sin la participación de la zona caliente de Galápagos (Pindell y Dewey, 1982; Burke et al., 1984, Duncan y Hargraves, 1984; Pindell, 1985; Pindell et al., 1988; Pindell y Erikson, 1994; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barrett, 1990; Stephan et al., 1990; Pindell y Kennan, 2001; Kerr y Tarney, 2005), mientras que los modelos intra-América suponen que la placa del Caribe se forma entre las dos Américas (Sykes et al., 1982; Donnelly, 1985; Klitgord y Schouten, 1986; Frisch et al., 1992; Meschede et al., 1997; Meschede y Frisch, 1998; James, 2006). (Figura 2-3). Los modelos del origen Pacífico (alóctono) de la placa del Caribe son los más aceptados en la actualidad, a pesar de que no existe un acuerdo del momento en el cual comenzó el movimiento de la placa Pacífica dentro de la región Caribe, ni de las condiciones que lo generaron.

2.1.3.1. Síntesis del modelo Pacífico propuesto por Pindell y Kennan (2001):

a. Triásico:

- Propone la presencia de Pangea para el jurásico temprano, antes de la ruptura continental y de que se comenzara a formar la primera corteza oceánica en el Atlántico Central. (Figura 2-3).
- El oeste de Pangea presenciaba esfuerzos extensivos que se evidenciarían luego en la apertura del Atlántico Central y el Golfo de México en el Jurásico Medio. Pocos autores apoyan la existencia para esta era de un margen pasivo en el norte de Suramérica (Pindell et al., 2001) (Figura 2-4)
- Chortis debió haber estado al noroeste de Colombia y al sur del suroeste de México. (Pindell y Kennan, 2001) (Figura 2-5)

b. Cretácico:

- Para el cretácico temprano Norteamérica ya se había alejado lo suficiente de Suramérica para que Yucatán ocupara su posición final. El fin de la rotación de Yucatán pudo haber permitido una simple y ligera reorganización del sistema de extensión del Proto-Caribe para conectar el retroarco de Colombia/Los Andes con el sistema de extensión del Atlántico (Figura 2-6). El primer mapa en el cual se identifica la corteza caribeña en la región del Pacífico es en la reconstrucción palinspática del Caribe en el Aptiense temprano (Figura 2-8), cuando comenzó una etapa de ruptura tectónica que generó la apertura del Atlántico Ecuatorial.
- Durante el Albiense el avance relativo hacia el este de la Placa del Caribe fue cerrando el retroarco andino, produjo el inicio del levantamiento en la Cordillera Oriental de Ecuador y la sedimentación clástica en las cuencas adyacentes (Figura 2-9). La corteza continental y oceánica cercana al límite norte del retroarco andino pudo haber sido sobrecorrida por la placa del Caribe, migrando hacia el noreste, creando

terrenos metamórficos de alta presión y temperatura que en la actualidad se encuentran en la isla de Margarita. Casi toda la convergencia entre la Placa del Caribe y la placa Suramericana puede ser considerada debido al inicio del acortamiento y al cierre del retroarco en los Andes (Pindell et al., 2001)

- Para el Campaniense la tasa de expansión del Proto-Caribe comenzó a caer rápidamente, y esto produjo que el borde de Suramérica y el Caribe fuera más compresivo (Figura 2-10).

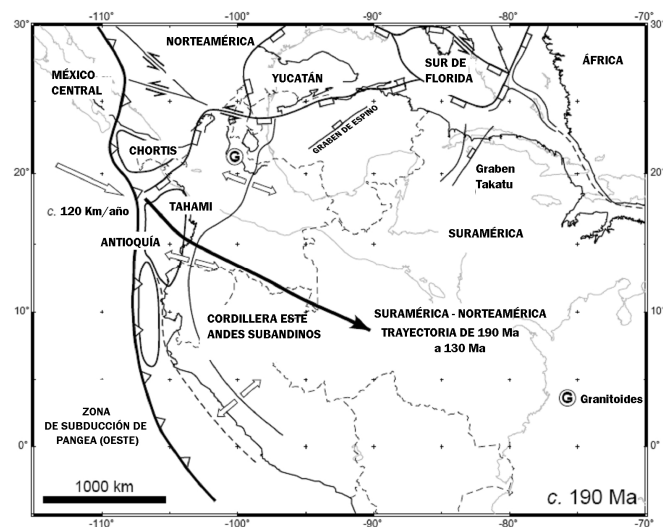


Figura 2-3. Reconstrucción palinopástica del Golfo de México y reg. circundantes en el Jurásico tardío (190 Ma). La Placa Norteamericana se utilizó como marco de referencia. (Tomado de Pindell et al., 2009)

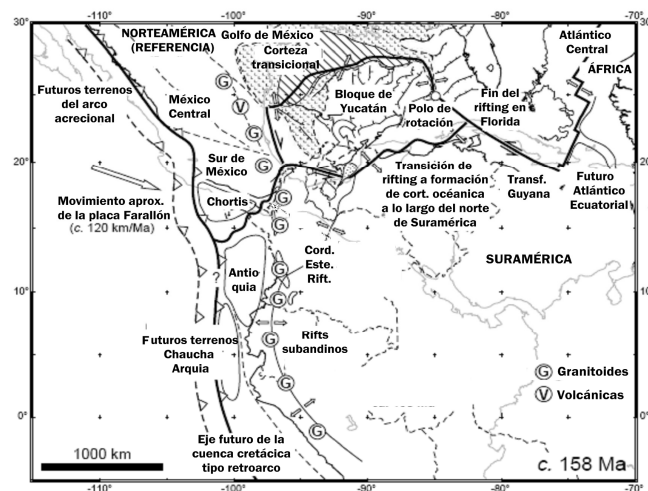


Figura 2-4. Reconstrucción palinopástica del Jurásico tardío (158 Ma). La ruptura de Pangea dejó restos de corteza oceánica incipiente en el Golfo de México, en la ruta de deriva de la placa Proto-Caribe entre Yucatán y Venezuela, y posiblemente entre Colombia y el bloque de Chortis. La etapa de rifting es activa en este período. (Pindell et al., 2009).

c.Cenozoico:

- En el Paleoceno comenzó la subducción de la corteza del proto-Caribe bajo el antiguo margen pasivo del norte de Suramérica. (Figura 2-12). La subducción en esta fosa entre Norteamérica y Suramérica, produjo el levantamiento del norte de la Serranía del Interior Oriental como resultado del apoyo flexural de la corteza Suramericana ante la subducción. En el sureste de la Placa del Caribe, la extensión también inició en este tiempo en el área migrando hacia la Cuenca de Granada.
- Para el Eoceno medio, el desplazamiento relativo entre la placa Caribe y la Norteamericana produjo el movimiento sinistral que creó la estructura conocida como la Fosa de Caimán. El desplazamiento de la placa Caribe hacia el este respecto a Norteamérica supera los 1100 Km, proceso responsable de subducción y magmatismo en el Arco de las Antillas Menores desde ese tiempo. Finalmente el

bloque de Chortis empieza a moverse como parte de la placa del Caribe. (Figura 2-13).

- En el Oligoceno, el acercamiento del Caribe, desde el oeste, comienza a afectar los terrenos de Venezuela Oriental y Trinidad desde el Eoceno Tardío-Oligoceno temprano. (Figura 2-14). La Cuenca del Caribe y el prisma de acreción habían comenzado a avanzar sobre la Península de Paria y la Cordillera Norte de Trinidad. Comienza la fragmentación de la Placa Farallón en varios bloques, los cuales constituyen en la actualidad las placas de Nazca, Cocos y Juan de Fuca.

- La colisión continúa en Venezuela pero ahora situada al este, en la posición relativa actual de la subcuenca de Maturín. (Figura 2-15). Al noreste del Caribe, una porción del prisma caribeño había sido cabalgada sobre la Serranía del Interior, conllevando al plegamiento y cabalgamiento al sur, generando la carga para la cuenca antepaís de Maturín.

- Durante el Mioceno tardío, la placa Caribe cambia su dirección de movimiento con respecto a las Américas, pasando de colisión oblicua a una tectónica rumbo-deslizante este-oeste, con un mínimo acortamiento norte-sur, lo que ha dominado los estilos tectónicos al norte y sur de la región caribeña, (Fig 2-16), lo que trajo como consecuencia un movimiento transtensional en el sureste de la misma. (Pindell et al., 2009)

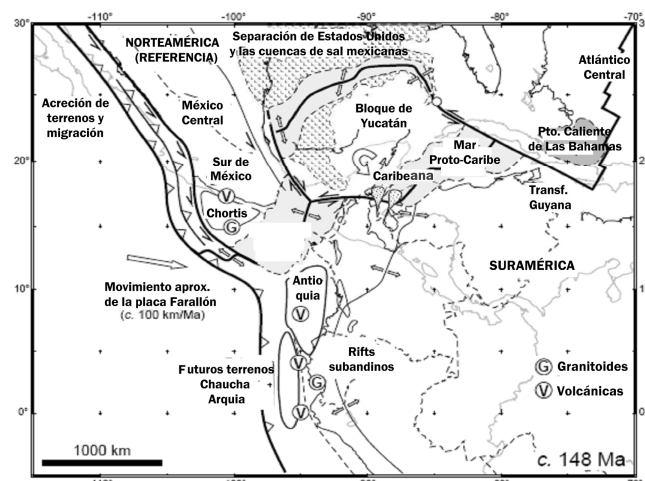


Figura 2-5. Reconstrucción palinopástica de la región del Golfo de México y sus áreas

circundantes en el Jurásico Tardío (148 Ma). (Tomado de Pindell et al., 2009)

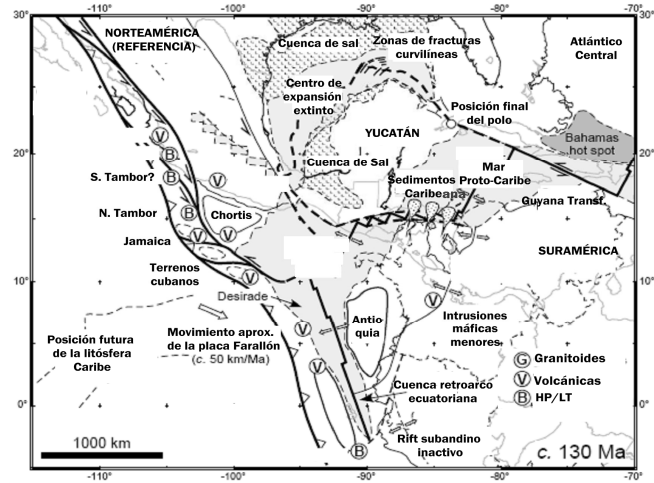


Figura 2-6. Reconstrucción palinopástica del golfo de México y sus regiones circundantes para el Cretácico Temprano (130 Ma). (Tomado de Pindell, 2009).

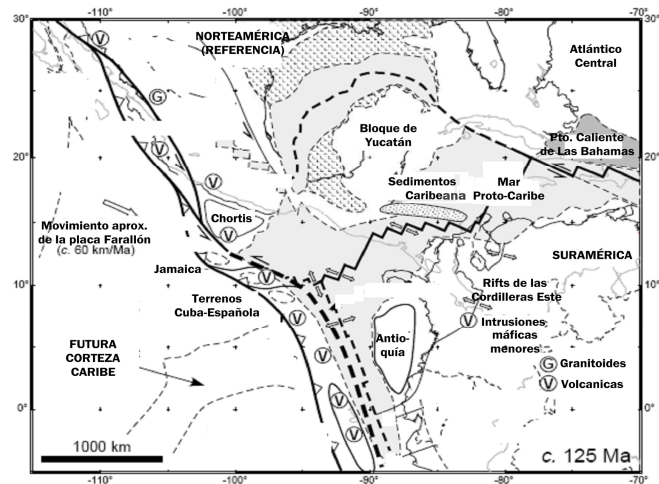


Figura 2-7. Reconstrucción palinopástica del período Cretácico Temprano (Barremiense-125 Ma). Nótese que las placas Norteamericana y Suramericana todavía se encuentran separándose. (Tomado de Pindell et al., 2009).

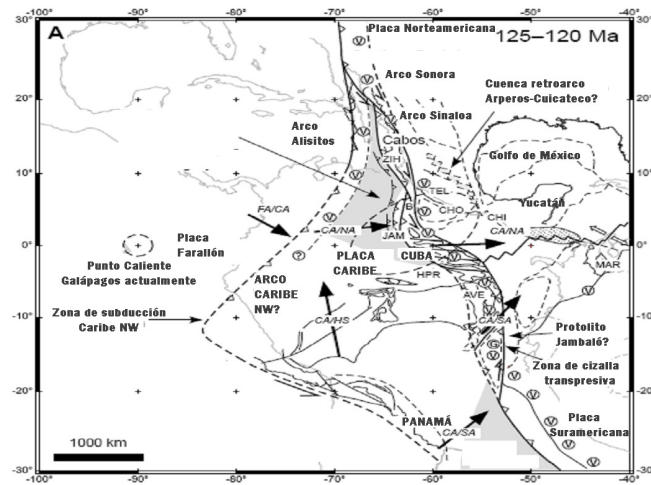


Figura 2-8. Reconstrucción palinopástica del Cretácico temprano (Aptiense). Esta reconstrucción muestra en el punto caliente del Océano Atlántico un marco de referencia, como lo han demostrado las últimas reconstrucciones. Tomado de Pindell et al., (2009)

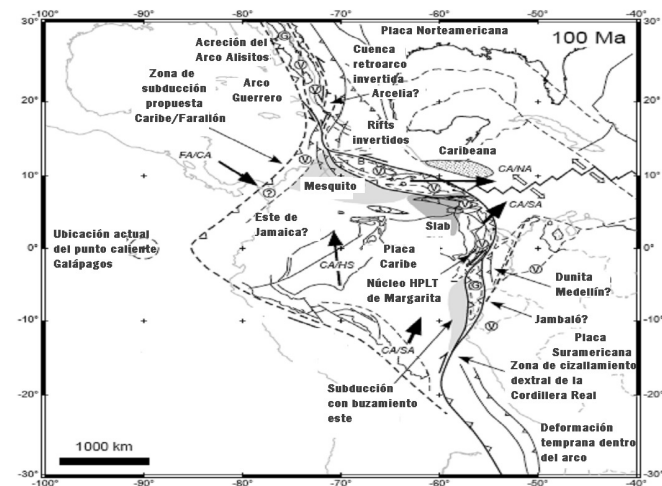


Figura 2-9. Reconstrucción del cretácico temprano (100 Ma-Albiense). El movimiento relativo de la Placa del Caribe con respecto a los puntos calientes está en dirección hacia el norte y en dirección hacia el este con respecto a la placa Norteamericana. (Tomado de Pindell et al., 2009)

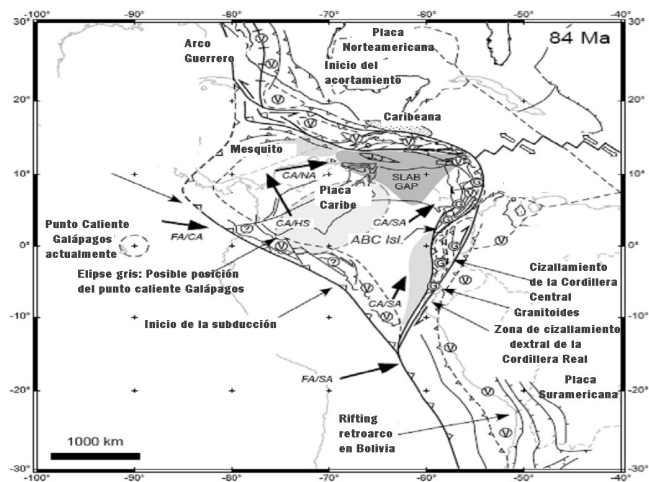


Figura 2-10: Reconstrucción palinopástica del Cretácico tardío (Campaniense-84 Ma). Nótese que la placa Caribe ha migrado lo suficiente hacia el norte, hasta entrar en el terreno de Antioquia en el límite de la placa norandina. (Tomado de Pindell et al., 2009)

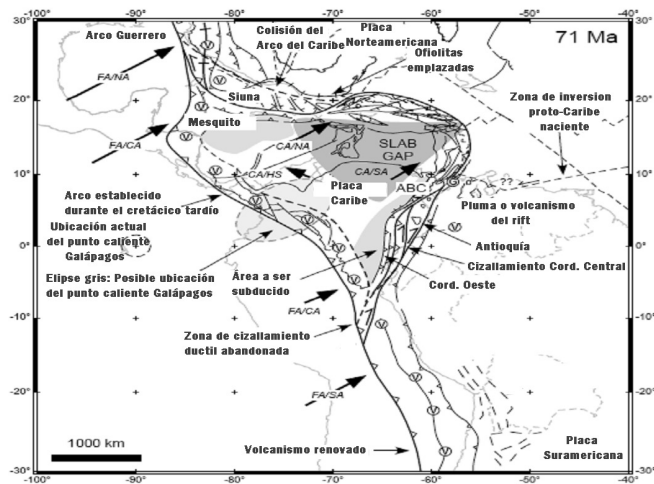


Figura 2-11. Reconstrucción del Cretácico Tardío (Maastrichtiense-71 Ma). Chortís se desprendió de la placa Norteamericana en este período, y comenzó a moverse como un terreno independiente hacia el este, a lo largo de México, así como el bloque de Maracaibo se mueve hoy en día entre la placa Caribe y la placa estable Suramericana. (Tomado de Pindell et al., 2009)

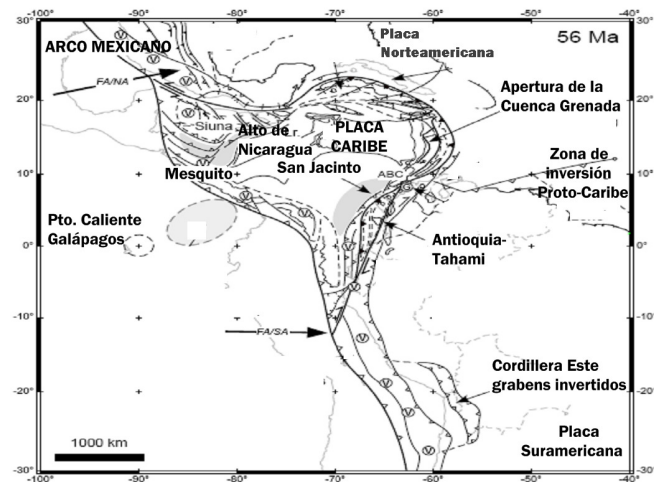


Figura 2-12. Reconstrucción palinpástica del Eoceno temprano (56 Ma), utilizando como punto de referencia el punto caliente Atlántico. (Tomado de Pindell et al., 2009)

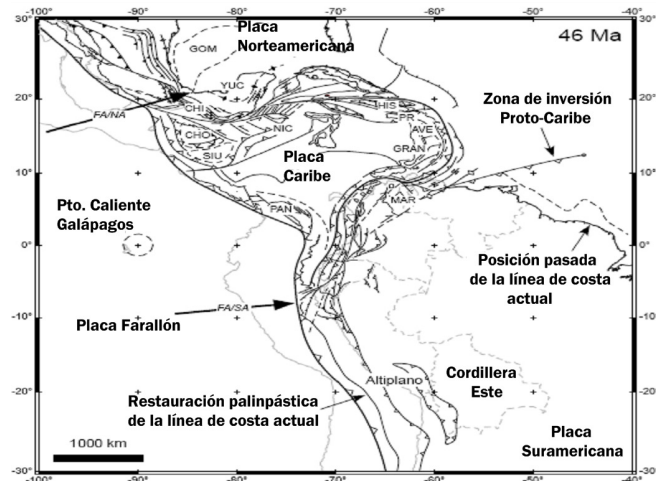


Figura 2-13. Reconstrucción palinpástica del Eoceno Medio (46 Ma), utilizando el punto caliente Indo-Atlántico como referencia. En este período finalizó la deriva hacia el norte de la Placa Caribe; el sureste de la Placa Caribe avanzó hacia el sureste del margen de la Venezuela Central a lo largo de la zona de transferencia de Lara, al noreste del lago de Maracaibo. (Tomado de Pindell et al., 2009)

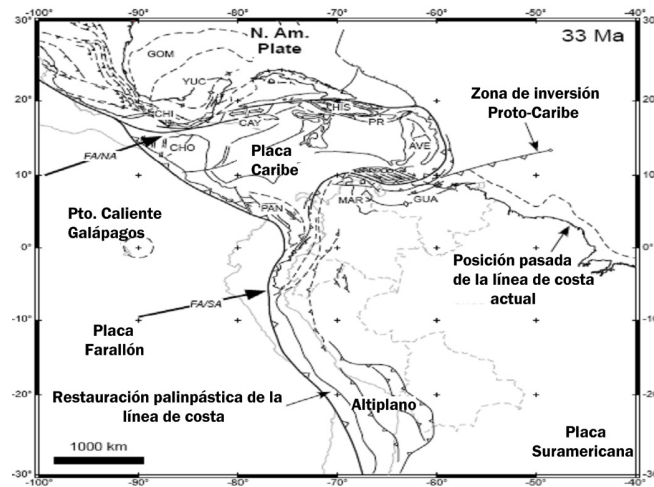


Figura 2-14. Reconstrucción palinpástica del Oligoceno (33 Ma). Nótese que los bordes de las placas Norteamericana-Caribe adoptaron la forma que tiene actualmente el sistema de bordes; el movimiento de la placa Suramericana fue en sentido ESE, resultando en un sobrecorrimiento de los terrenos sobre las regiones central y este de Venezuela. (Tomado de Pindell et al., 2009)

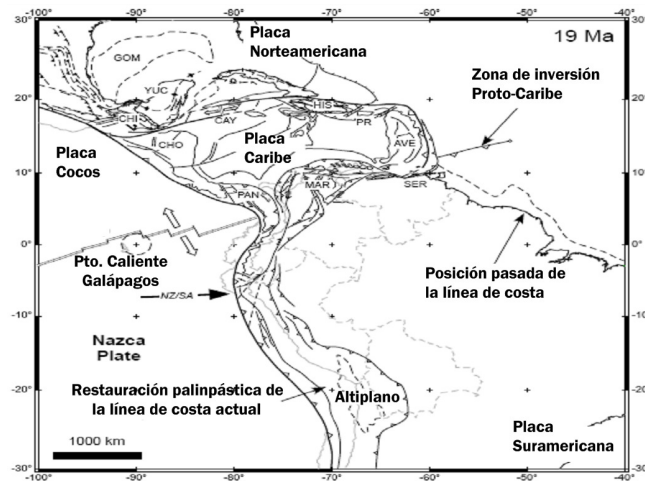


Figura 2-15: Reconstrucción palinpástica del Mioceno temprano (19 Ma). Nótese que la colisión oblicua a lo largo de la placa Suramericana comenzó a abarcar la Serranía Interior Oriental de Venezuela y Trinidad. La falla de transferencia de Margarita (o del Cañón de Los Roques) proyectó dentro de la falla de Urica, lo que permitió un acortamiento en la Serranía del Interior. (Tomado de Pindell et al., 2009)

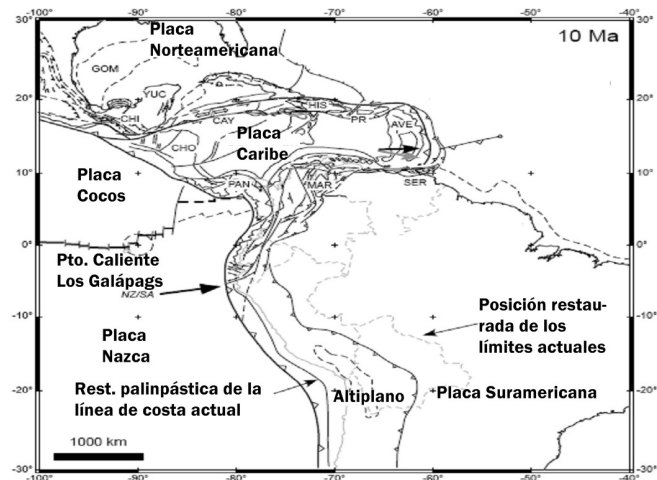


Figura 2-16. Reconstrucción palinopástica del Mioceno Temprano. Nótese que un desplazamiento en el movimiento de la placa Caribe con respecto a las Américas, resultando en un movimiento de cizalla dextral 85° dominando el sureste de la placa Caribe, y una transpresión 70° dominando el norte de la Placa Caribe. (Tomado de Pindell et al., 2009)

2.2. VENEZUELA

2.2.1. Provincias fisiográficas

Las provincias fisiográficas de Venezuela, pueden clasificarse de la siguiente forma (Yoris et al., 1997):

1. Cadenas montañosas:

- a) Sistema de los Andes Venezolanos
- b) Sistema de Montañas del Caribe (Serranía de Perijá, Sierras de San Luis y Baragua, Cordillera de la Costa)

2. Las regiones piemontinas
3. Las planicies costeras
4. Los llanos
5. Guayana

En las cadenas montañosas de los Andes y La Costa se encuentran rocas cuyas edades van desde el Precámbrico hasta el Neógeno. La historia de la formación del rasgo fisiográfico está íntimamente asociada a la evolución del margen norte de la Placa Suramericana desde el Eoceno hasta nuestros días. Las regiones piemontinas (9.430 km²) se encuentran cubiertas por sedimentos molásicos neógenos que desarrollaron diversos sistemas de terrazas en otras tantas etapas de glaciación/deglaciación. Las planicies costeras (117.220 km²) se concentran hacia las zonas occidental y oriental del país en la región al norte del Estado Falcón, en la región de Barcelona (Estado Anzoátegui) y el delta del río Orinoco (Estado Delta Amacuro), y en la región del norte del Estado Sucre. Los llanos (260.000 km²) definen la parte central del país, constituyendo el rasgo fisiográfico del final del relleno de las cuencas de Venezuela Oriental y de Barinas-Apure, con una extensa red hidrográfica. Al sur del país se encuentra la Provincia de Guayana o Macizo Guayanés (425.000 km²) constituida en su totalidad por terrenos precámbricos, con algunas planicies pleistocenas del río Orinoco; esta provincia, lugar del Escudo Guayanés, es el remanente expuesto de los terrenos del llamado "Cratón de Guayana" en la literatura geológica (Figura 2-17).



Figura 2-17. Distribución de las diferentes provincias fisiográficas de Venezuela
(Tomado de Yoris y Ostos, 1997).

2.2.2. Basamento del noreste de Venezuela

El basamento pre-terciario de las cuencas Tuy-Cariaco y Carúpano consiste de un complejo acrecionario del arco de islas cretácico subducido profundamente, el cual se formó hacia el oeste de su ubicación actual. (Ysaccis, 1997)

En la plataforma de la Ensenada de Barcelona, al sur de la falla El Pilar, la continuación de la napa de Villa de Cura probablemente se superpone de manera directa al corrimiento frontal de la Faja Piemontina, que a su vez están superponiéndose al basamento paleozoico de la cuenca. El basamento al este y tal vez al frente de la continuación de la Faja Piemontina son los corrimientos de la Serranía

del Interior con su rampa lateral asociada, como por ejemplo, el sistema de fallas de Urica. (Ysaccis, 1997).

Al norte de la falla El Pilar no existe evidencia de continuación de las unidades de la Ensenada de Barcelona. De manera especulativa se podría asumir que el arco de islas primitivo (PIA) de las rocas volcánicas que han sido reportadas de la cuenca de Carúpano (Talukdar, 1983) podrían representar la continuación de la faja de Villa de Cura (Ysaccis, 1997)

El basamento que subyace a la mayor parte de la subcuenca de Maturín y su continuación Atlántica costa afuera es el cratón de Guayana, mientras que su parte occidental parece estar recubierta por remanentes de una cuenca antepaís paleozoica sin deformaciones. (Feo Codecido et al., 1984; DiCroce, 1995). Esta cuenca paleozoica se extiende hasta la subcuenca de Guárico, donde forma la secuencia pre-rift del sistema jurásico del graben de Espino. Los plegamientos antepaís paleozoicos al oeste y una zona metamórfica con presencia de basamento precámbrico y metasedimentos paleozoicos forman el basamento de la subcuenca de Guárico; aflora al oeste del levantamiento de El Baúl. (Figura 2-18) (Ysaccis, 1997). La subcuenca de Maturín descansa sobre una secuencia de margen pasivo oligoceno-cretácico la cual está separada de la cuenca sedimentaria subyacente de edad mioceno inferior-reciente. La subcuenca de Guárico es una subcuenca reciente. Con relación a la Serranía del Interior, el análisis de su estructura interna ha sido sujeto de especulación (Passalacqua, 1995; Hung, 1997; Ysaccis, 1997), se han realizado interpretaciones que van desde la presencia del basamento en los corrimientos, hasta estructuras complejas dobles suprayaciendo a un monoclinal del basamento con buzamiento hacia el norte.

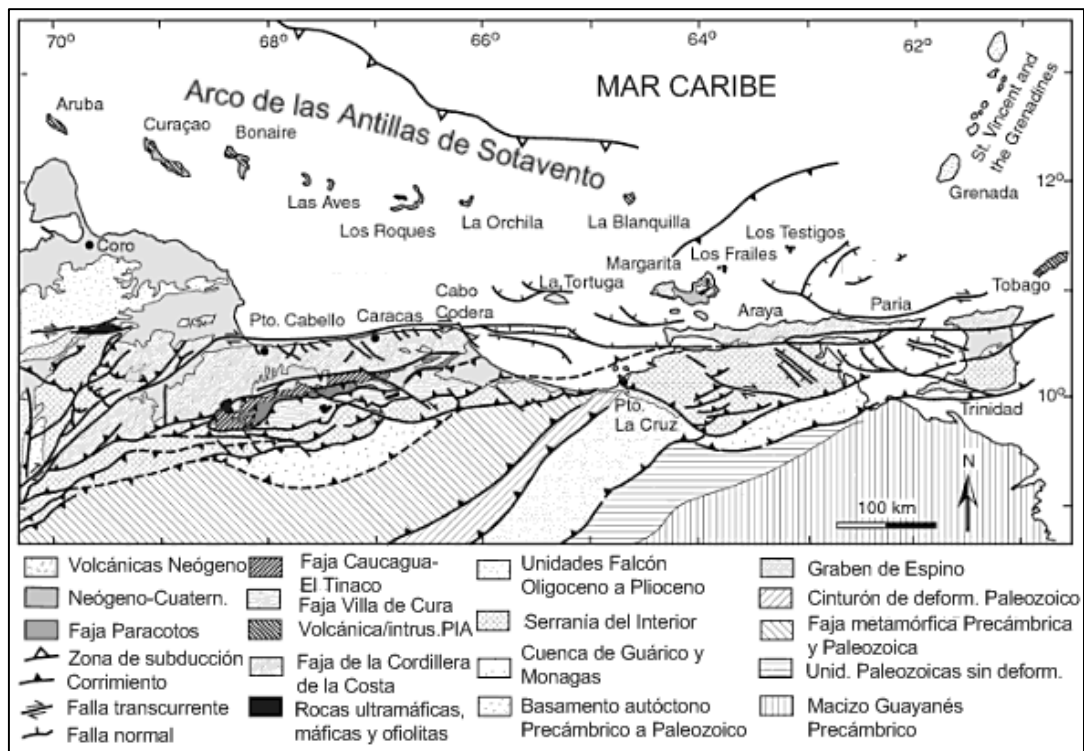


Figura 2-18. Mapa esquemático de la tectónica al norte de Venezuela, indicando las subdivisiones del basamento (Tomado de Avé Lallemant et al., 2005)

2.3. CUENCA ORIENTAL

2.3.1. Límites y geometría

Según González de Juana et al. (1980) la Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión estructural limitada al sur por el extremo norte del Cratón de Guayana, al norte por el cinturón de fallamiento y plegamiento de la Serranía del Interior Central y Oriental, y al oeste por el alto estructural de El Baúl. Las características estructurales actuales de la cuenca son el resultado de la evolución tectónica en el Terciario Superior. (Figura 2-19)

La Cuenca Oriental de Venezuela, se caracteriza por tener una geometría asimétrica, su flanco sur buza suavemente al norte, hasta que es intersectada por una

zona de complejas perturbaciones tectónicas y plegamientos, que forman el flanco norte; toda la cuenca se inclina hacia el este, tal que su parte más profunda se encuentra al noreste, hacia Trinidad (Méndez, 1985). El depocentro de la Cuenca Oriental de Venezuela está ubicado al sur del Golfo de Paria, y coincide con un mínimo de anomalía gravimétrica de -196 miligales. El eje del mínimo de gravedad y estructural de la cuenca separa el frente de corrimiento al norte del margen continental estable al sur. (Rohr et al., 1991)



Figura 2-19. Ubicación de las cuencas petrolíferas de Venezuela, basadas en la distribución de sus provincias sedimentarias. (Modificado de Yoris y Ostos, 1997)

2.3.2. Geología y evolución geodinámica

2.3.2.1. Geología

En (Blanco et al., 2000), la Cadena Caribe se extiende por más de 1000 km, desde las estribaciones meridionales de Los Andes de Mérida, al oeste, hasta la parte septentrional de la isla de Trinidad, hacia el este. Esta cadena está compuesta por un apilamiento de napas de origen ígneo-metamórfico, las cuales fueron emplazadas

progresivamente sobre el margen pasivo de Suramérica, del oeste hacia el este, a partir del Paleoceno. El contacto entre las rocas alóctonas y las autóctonas en el flanco norte de la subcuenca de Guárico, se realiza a través de la faja volcada, a lo largo de la cual rocas de edad Cretácico Superior-Paleoceno, del Flysch de Guárico, sobrecorren a rocas oligo-miocenas pertenecientes a la megasecuencia del foredeep, conocidas en superficie como formaciones Roblecito, Naricual, Quebradón y Quiamare. Es a lo largo de esta franja que se define el Corrimiento Frontal de la Cadena Caribe (Figura 2-18)

Hacia la Ensenada de Barcelona, la Cadena Caribe se hunde por debajo de los sedimentos neógenos y reaparece en la región de Araya-Paria. La Cadena Caribe parece estar desplazada dextralmente unos 60 km por la falla San Sebastián - El Pilar, la cual podría haber comenzado a funcionar como falla dextral a partir del Mioceno Tardío. Por su parte, la Serranía del Interior está compuesta básicamente de rocas cretácicas y terciarias pertenecientes, tanto al margen pasivo suramericano como al foreland terciario, desarrollado durante la evolución posterior de dicha cuenca. El límite occidental de la Serranía del Interior está controlado por el sistema de rampas laterales de Urica, denominado Sistema de Fallas de Urica, el cual continúa hacia el sur a través de la rampa frontal de Pirital. Hacia el este, la serranía desaparece progresivamente por debajo de los sedimentos pliocenos de los grabenes de San Juan y Bohordal (Bellizzia, et al., 1976).

Inmediatamente al sur de la rampa frontal de Pirital existe una franja de diapiros arcillosos, la cual se extiende por más de 200 km, desde las cercanías de Musipán, al oeste, hasta las costas meridionales de Trinidad, al este. En algunas áreas puede manifestarse en superficie a manera de volcanes de barro, como en Pedernales, en la extremidad norte del delta del Orinoco. Las deformaciones extensionales asociadas a los grabenes plio-pleistocenos parecen estar relacionadas con la actividad diapírica y actúan como colapsos gravitacionales originados por la removilización de las arcillas involucradas, las cuales han sido correlacionadas con la Fm. Carapita, de edad Mioceno Temprano.

2.3.2.2 Evolución geodinámica:

Según Parnaud et al (1995), la evolución de la cuenca se resume en cuatro fases:

- a) Una fase prerift en el Paleozoico, la cual es la responsable de la depositación de secuencias sedimentarias en ambientes neríticos y costeros como las Formaciones Hato Viejo y Carrizal en la Subcuenca de Guárico.
- b) Una fase de rifting y drifting durante el Jurasico y el Cretácico Temprano, la cual se caracteriza por la generación de estructuras “horst” y “graben”, creación de corteza oceánica protocaribe al norte y una discordancia regional hacia el Cratón cuya separación ocurre a lo largo de fallas transformantes. Este período se representa por la Formación La Quinta, al oeste del Graben de Espino, la cual fue depositada en ambientes continentales (Yoris y Ostos, 1997).
- c) Un periodo de margen pasivo durante el Cretácico y el Paleoceno, el cual está caracterizado por una plataforma continental estable, limitada al sur por el Cratón de Guayana y un océano abierto hacia el norte. La sedimentación se desarrolla con la ocurrencia de tres fases transgresivas Cretácico-Paleógeno, que inundan el continente de norte a sur. Éstas ocurren durante el Turoniense, Paleoceno Temprano- Eoceno y Oligoceno, respectivamente, y son generadas por cambios eustáticos.
- d) La colisión oblicua en el Mioceno-Plioceno: Parnaud et al (1995) explica que ésta etapa marca el final del margen pasivo durante el Oligoceno como consecuencia de la colisión de la Placa Caribe contra la Placa Suramericana generando una cuenca antepaís. La colisión migró progresivamente hacia el este desde el Oligoceno hasta el Mioceno Tardío, dividiendo la cuenca antepaís en tres zonas: una plataforma al sur, una zona de sobrearco en la parte central y un sobrecorrimento al norte. Esta última zona estuvo caracterizada por la formación de la Serranía del Interior Central y Oriental (Figura 2-20)

La influencia de la colisión oblicua de la Placa Caribe en la depositación de las rocas en el oeste de Venezuela pudo empezar a mediados del Eoceno, esta depositación ocurrió en el “foredeep” localizado para ese entonces al norte de Venezuela. Como consecuencia de la colisión la forma de la cuenca fue variando, lo que generó que los sedimentos adquirieran una distribución diferente, dando lugar a ambientes principalmente continentales con invasiones marinas frecuentes. (Ostos et al., 2005)

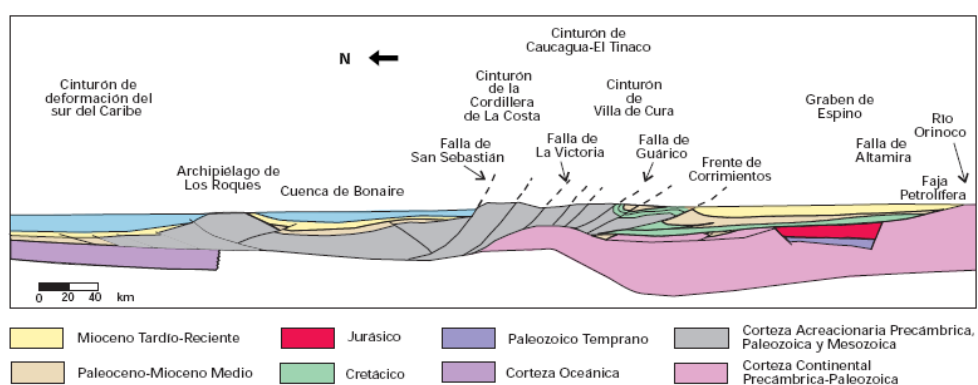


Figura 2-20. Corte geológico conceptual Norte-Sur desde el cinturón de deformación del Caribe en Curazao hasta el río Orinoco. (Tomado de Yoris y Ostos, 1997)

2.3.3 Rasgos geológicos y tectónicos importantes

2.3.3.1 Rasgos geológicos

Las estructuras geológicas de principal interés para este estudio son: La Sub-cuenca Tuy Cariaco, la Fosa de Cariaco, la Cuenca Oriental de Venezuela, la cual está dividida en la Sub-cuenca de Guárico y la Sub-Cuenca de Maturín; el graben de Espino, el Golfo de Paria, y el escudo de Guayana (Figura 2-21). Estas estructuras se describen a continuación:

1) Sub-cuenca Tuy-Cariaco: Limitada al norte por la falla transcurrente dextral de Margarita y al sur por el sistema de falla transtensional de La Tortuga-Coche, de edad

neógeno. Esta subcuenca se desarrolló principalmente durante el Plioceno y Pleistoceno, posee una espesa secuencia de sedimentos (aprox. 3500 metros de espesor). El basamento está compuesto por rocas volcánicas y subvolcánicas y calizas plataformales; y las secuencias más someras están compuestas por areniscas de grano fino, conglomerados, lutitas y limolitas (Ysaccis, 1997)

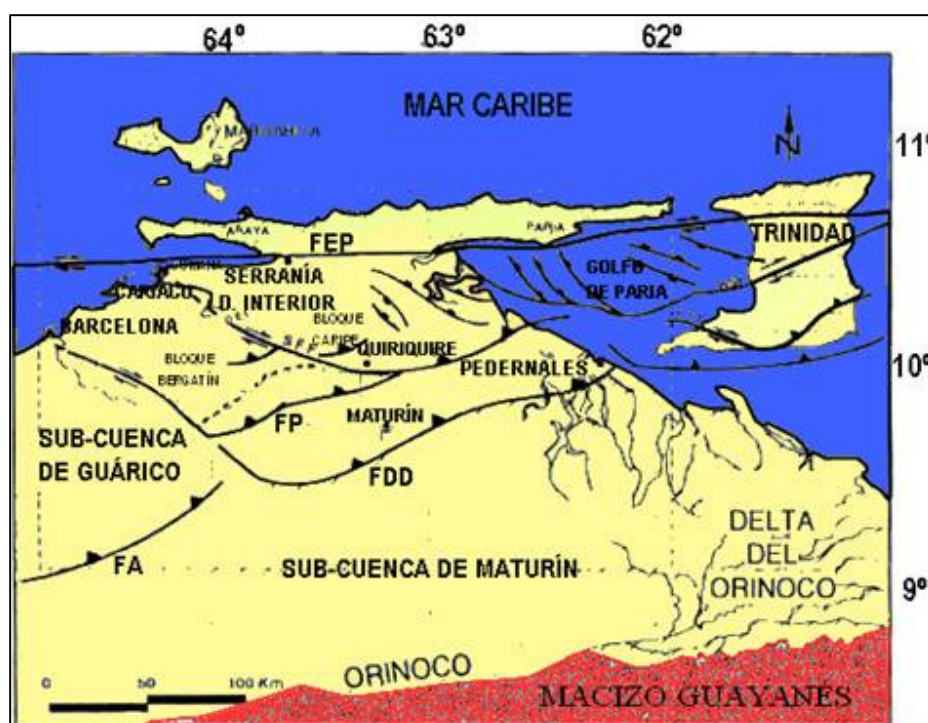


Figura 2-21. Principales estructuras geológicas en la Cuenca Oriental. FA= Falla de Anaco, FDD=Frente frontal de deformación, FP=Falla de Pirital, FEP=Falla El Pilar.
(Modificado de Hung, 1997)

2. La Fosa de Cariaco: Es una depresión transtensional asociada a la falla transcurrente dextral El Pilar. La fosa limita al sur con la Ensenada de Barcelona y al norte con el Alto de La Tortuga con una orientación Este-Oeste y profundidades aproximadas de 1350 m. Schubert (1982) interpreta la Fosa de Cariaco como una cuenca pull-apart, con un relleno sedimentario de aproximadamente 4100 m de espesor conformado por rocas sedimentarias de edad Plio-Pleistoceno.

3. Subcuenca de Guárico (Yoris y Ostos, 1997): Esta subdivisión comprende los campos del Estado Guárico y parte del norte del Estado Anzoátegui. El flanco norte de la subcuenca se encuentra asociado al frente de deformación donde se ubica el sistema de fallas de Guárico, el cual sobrecarga rocas cretácicas y terciarias, produciendo un marco tectónico complejo. Hacia el sur, la estructura es más sencilla, con evidencias de depresiones estructurales en las que se conservaron rocas jurásicas y paleozoicas, y con un acúñamiento de las secuencias cretácicas y terciarias en la misma dirección. (Figura 2-6).

4. Subcuenca de Maturín (Yoris y Ostos, 1997): Constituye la principal unidad petrolífera de la Cuenca Oriental. La deformación estructural y los acúñamientos de las unidades estratigráficas hacia el sur definen dos dominios operacionales: uno al norte del Corrimiento de Pirital y otro al sur. La estratigrafía de la Serranía del Interior Oriental representa en buena parte la sedimentación del flanco norte de la Subcuenca de Maturín: una espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno. El flanco sur, en cambio, presenta una estratigrafía más sencilla, semejante a la estratigrafía de la subcuenca de Guárico en el subsuelo, con el Grupo Temblador en su parte inferior, como representante del Cretácico, y un terciario suprayacente de edad fundamentalmente Oligoceno-Pleistoceno, en el que se alternan ambientes fluvio-deltaicos y marinos someros, hasta su relleno final de ambientes continentales.

5. Faja de la Cordillera de la Costa: La zona de interacción entre las placas Caribe y Suramérica comprende una amplia zona de deformación de 250 a 500 Km de ancho, que se ha subdividido en varias fajas (clasificación no genética) con tendencia este-oeste. (Urbani, 2002). Según Urbani (2002), la Faja de la Cordillera de la Costa abarca toda la Serranía del Litoral y puede subdividirse en tres fajas, con orígenes en el espacio-tiempo y con significados distintos: a) Faja Costera-Margarita, constituida en los estados Yaracuy, Carabobo, Aragua, Vargas, Distrito Capital y Miranda por las rocas de la Asociación Metamórfica La Costa (Cretácico); b) Faja Ávila,

correspondiente a la zona de afloramientos de la Asociación Metamórfica Ávila (Paleozoico-Precámbrico) y por último c) La Faja Caracas, con las rocas de la Asociación Metamórfica Caracas (Jurásico-Cretácico) y el Gneis de Sebastopol (Paleozoico).

La faja de la Cordillera de la Costa se formó durante la colisión de la placa del Caribe con la parte norte-centro de Venezuela en el Eoceno Medio, emplazando así a la Cordillera de la Costa y está limitada al norte con la Falla San Sebastián y al sur con la faja Caucagua-El Tinaco (Schmitz et al., 2008)

La carga tectónica originada con el sobrecorrimento, flexionó la litósfera, formando la sub-cuenca de Guárico, la cual está formada por diferentes provincias geológicas del Jurásico al Cretácico, la corteza inferior y manto superior formados con rocas ultramáficas, secuencias vulcano-sedimentarias y rocas basálticas a riolíticas. Cretácico tardío a Paleógeno con sedimentos molásicos y secuencias de flysch (Schmitz et al., 2008)

6. Graben de Espino: Situado en la sub-cuenca de Guárico al este de Venezuela, representa una depresión en el basamento orientada en sentido NO-SE limitado por fallas normales, y que contiene rocas sedimentarias de edades paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas (Figura 2-22). Se formó durante la fase de apertura del Atlántico, y está cubierto por sin-sedimentos probablemente del Jurásico que suprayacen sobre la secuencia de Pre-apertura del Paleozoico (Salazar, 2006)

7. El Arco del Baúl: Es el elemento estructural más sobresaliente del área Machete, junto a sus afloramientos de rocas ígneo-metamórficas paleozoicas y de rocas volcánicas triásicas-jurásicas. Su orientación es S30°E cercana a la población de Calabozo, hasta llegar al Alto de Machete y el Arco de Monasterios, y eventualmente al Macizo Guayanés, 40 Km al este del río Orinoco. (Don Kiser, 1987). Ha sido

modelado por el curso del Orinoco, entre las desembocaduras de los ríos Apure y Capanaparo; con la bisagra entre los Andes y las Serranías del Interior, en el área de Acarigua y Barquisimeto; y con el Alto de Coro que separa estructuralmente la Cuenca de Falcón en dos partes. La orientación del basamento magnético del Arco de El Baúl es de S85°E y está limitado al Norte por la fosa tectónica de Guarumen (de edad Plioceno-Pleistoceno) y hacia el Sur por la fosa tectónica de Espino-San Fernando (Don Kiser y Bass, 1985). En Salazar (2006) se define el Arco de El Baúl como un alineamiento cortical N30°O y representa una reactivación de una zona de cizalla de edad pre-cámbrica que separa estos dos grabenes y que podría representar una zona de transferencia.

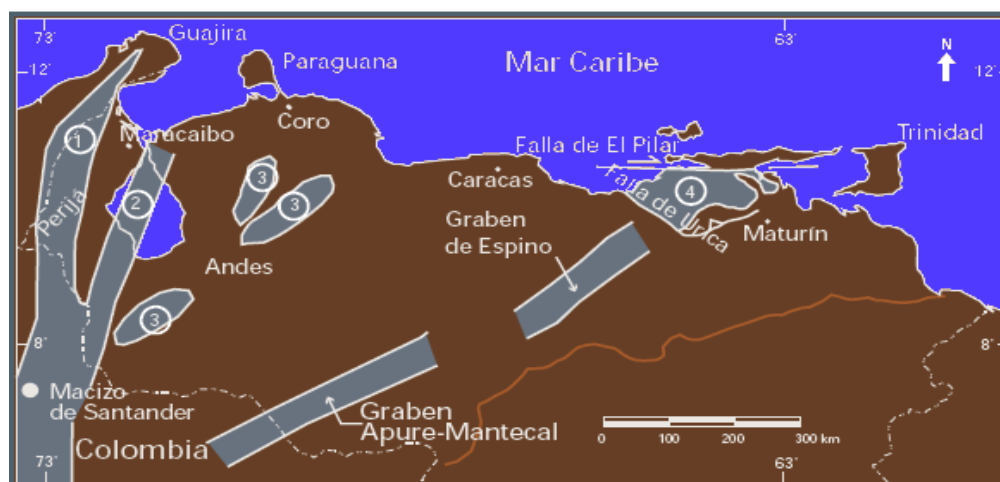


Figura 2-22. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, mostrando que las mismas se encuentran aflorando en la Sierra de Perijá (1), como parte del basamento en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo (2), en los Andes (3), en el subsuelo de las cuencas de Barinas-Apure y Oriental (grabenos de Apure-Mantecal y Espino) y han sido interpretadas como involucradas en profundidad en los corrimientos de la Serranía del Interior (4). Tomado Yoris y Ostos (1997)

8. Golfo de Paria: Cubre una extensión de 5000 Km² del territorio venezolano y comprende un área del cinturón móvil de la Cuenca Oriental de Venezuela, al sur del sistema de fallamiento El Pilar. El Golfo se extiende al este en la subcuenca de Caroní del norte de Trinidad, y al oeste en la fosa de San Juan y la pequeña cuenca extensional de Guanoco. En el sur del Golfo se conoce una alineación de manaderos de petróleo y gas, volcanes de lodo y lagunas de asfalto que se extienden desde el área sur de Maturín en el Estado Monagas hasta la isla de Trinidad (Figura 2-22). (Almarza, 1998)

9. Macizo guayanés: Se extiende del sur del río Orinoco, pasando por Guyana, Suriname y la Guyana Francesa a Brasil. Constituye la parte norte del cratón amazónico, una de las áreas cratónicas más extensas del mundo. En sus límites, se han datado protolitos arqueanos, con edades entre 3.3-2.6 Ga (Complejo Imataca). La configuración actual del Macizo Guayanés es el resultado principalmente de eventos geodinámicos paleo a mesoproterozoicos, tiempos en los cuales el cratón Guayanés y el cratón Africano oeste pertenecían a una misma masa continental proterozoica. (Choubert, 1974). Las formaciones fanerozoicas (diques y sedimentos) reflejan la subsecuente ruptura continental seguida de la apertura de cuencas durante el Paleozoico, hasta la actividad tectónica durante el Mesozoico que culminó con la apertura del Océano Atlántico (Delor et al., 2003).

2.3.3.2. Rasgos tectónicos

Los sistemas de corrimientos y fallas que se han utilizado para el modelaje en este trabajo, se sintetizan a continuación (Figura 2-23):

a) Corrimientos:

1. Corrimiento de Anaco: También conocida como falla de Anaco, se encuentra en la subcuenca de Maturín, en la parte central del Estado Anzoátegui, constituyendo el límite entre el área mayor de Anaco y el área Mayor de Oficina (Banks y Driver,

1957). Es un rasgo geológico de carácter anómalo, que aunado a su línea de domos asociados atraviesan la provincia de fallas normales de rumbo este-oeste de la cuenca de Oficina, en la Cuenca Oriental (Murany, 1972). La falla ha sido cartografiada como una falla de corrimiento con rumbo N50°E, de aproximadamente 70 Km de longitud. El plano de falla es cóncavo hacia arriba y buza 45° en Santa Ana, a medida que la falla se profundiza parece confundirse con el buzamiento de los estratos, y puede transformarse en un corrimiento a lo largo de un plano de estratificación (Murany et al., 1972)

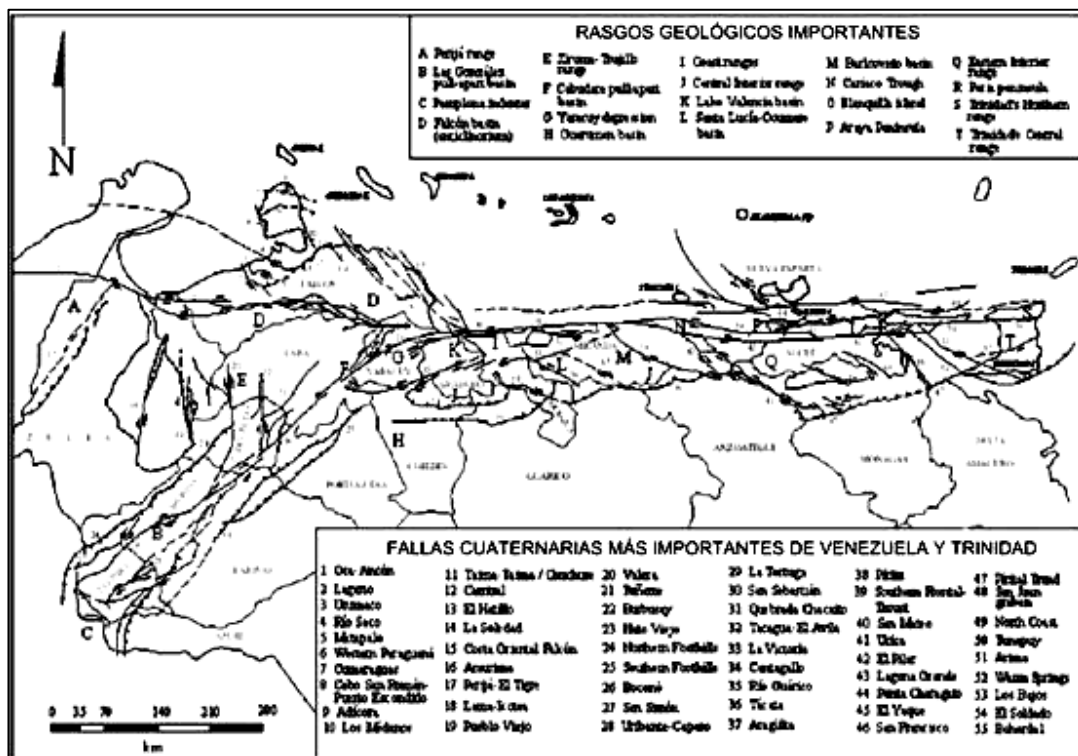


Figura 2-23. Fallas cuaternarias de Venezuela. (Audemard et al., 2000)

2. Corrimiento de Pirital: Divide la Subcuenca de Maturín en dos dominios importantes; hacia el norte de la Serranía del Interior Oriental con una gran complejidad tectónica y hacia el sur una zona menos compleja tectónicamente, dominada por fallas normales (Méndez, 1985). De acuerdo con Yoris et al., (1997) es un cabalgamiento de sedimentos desde el cretácico hasta el oligoceno.

b) Fallas:

1. Sistema de fallas de Urica: Es interpretado como una rampa lateral compresional de rumbo NW-SE (Roure et al., 1994; Parnaud et al., 1995). Al norte de la Serranía del Interior está delimitado principalmente por el sistema de fallas El Pilar exceptuando una pequeña ventana que expone los elementos de la Serranía al norte de la falla (Vierbuchen, 1984).

2. Falla de Altamira: Es una falla que se une por un sistema de echelón y son de ángulo alto pero con buzamiento O y NO. Ambas fallas fueron muy activas durante el Paleozoico y probablemente durante el Mesozoico (Uzcátegui, 2002). Según Moticska (1985), esta falla es prolongación de la falla de Anaco.

4. Cinturón de sobrecorrimento de la Serranía del Interior: Corresponde al plegamiento antepaís de la cadena caribeña (González de Juana et al., 1980). La Serranía del Interior presenta una vergencia de los pliegues que conforman la cadena montañosa de N70°E. Está limitada por cuatros rasgos tectónicos principales: hacia el norte de la falla dextral rumbo deslizante El Pilar, al sur: el frente de la deformación, al este y oeste las fallas rumbo-deslizantes de Los Bajos y San Francisco respectivamente (Figura 2-22). Está compuesto por rocas del Terciario depositadas en un margen pasivo, oligoceno-reciente en el límite interplaca Caribe-Suramericana (Schmitz et al., 2008).

La estratigrafía de la Serranía del Interior Oriental representa en buena parte la sedimentación del flanco norte de la Subcuenca de Maturín: una espesa y compleja secuencia sedimentaria que abarca desde el Cretácico Inferior hasta el Pleistoceno. El flanco sur, en cambio, presenta una estratigrafía más sencilla, semejante a la estratigrafía de la subcuenca de Guárico en el subsuelo, con el Grupo Temblador en su parte inferior, como representante del Cretácico, y un terciario suprayacente de edad fundamentalmente Oligoceno-Pleistoceno, en el que se alternan ambientes fluvio-deltaicos y marinos someros, hasta su relleno final de ambientes continentales.

5. **Falla El Pilar:** Esta falla forma parte de un sistema de fallas mayores que cruzan la parte norte de Sudamérica y que incluye adicionalmente las fallas de San Sebastián, Oca-Ancón y Boconó (Schubert, 1977; Audemard et al., 2000). La actividad sísmica somera de la región oriental de Venezuela (Figura 2-22) está directamente asociada con la Falla El Pilar (Schubert, 1982; Baumbach et al., 2004; Sobiesiak et al., 2005), lo que refleja el movimiento relativo de las placas del Caribe y de Sudamérica (e.g. Pérez et al., 2001; Weber et al., 2001).
6. **Falla de San Francisco:** Falla de tipo normal, orientación noroeste cuya traza es casi recta y aflora en las formaciones Barranquín, El Cantil, Chimana, Guayuta, San Juan y se interpreta debajo de terrazas del Cuaternario. Pasa por San Antonio, San Lorenzo y cerca y al sur de Cumanacoa. Intersecta al río Agua Blanca. De esta falla se origina otra falla sin nombre de dirección norte-sur. (LEV, 1997)
7. **Falla de San Sebastián:** Falla de rumbo E-W que controla la linealidad de la costa entre Morón y La Sabana (Venezuela Central) (Werhmann, 1972). Werhmann (1972) la define como posible corrimiento al momento en que el frente de la colisión estaba en este meridiano, siendo posteriormente reactivada con movimiento mayormente normal y de transcurrencia dextral. (Urbani, 2002)
8. **Falla Los Bajos:** La zona de falla de Los Bajos se presenta en el centro del Golfo de Paria y es clasificada como una falla transcurrente dextral, se deriva en dirección sureste del sistema de El Pilar y sigue de oeste a este para volver al rumbo sureste en el occidente de Trinidad. El desplazamiento horizontal ha sido estimado en ocho kilómetros y el vertical en 640 metros. (Almarza, 1998)

2.3.4. Relleno sedimentario (Yoris et al., 1997)

2.3.4.1. Cretácico temprano:

En Venezuela Oriental la historia de sedimentación del Grupo Sucre es indicativa de un margen pasivo tipo Atlántico: se inicia con clásticos arenosos y algunas calizas de plataforma (Formación Barranquín) de espesor aparentemente más uniforme que su equivalente en Occidente; siguiendo a la depositación de la anterior, se forma una plataforma bien definida y extensa, carbonática-clástica (formaciones El Cantil y Chimana). La diferencia con el Cretácico Inferior de Venezuela Occidental es que en la Serranía del Interior el contacto inferior de la secuencia sedimentaria no se conoce y el espesor de la Formación Barranquín es superior al kilómetro en todas sus localidades, con el desarrollo de una plataforma carbonática importante (Miembro Morro Blanco) hacia el norte durante el Barremiense (114-118 Ma); el espesor de las formaciones El Cantil y Chimana sumadas, también es varias veces el de su equivalente en tiempo: el Grupo Cogollo en Venezuela Occidental. (Figura 2-24)

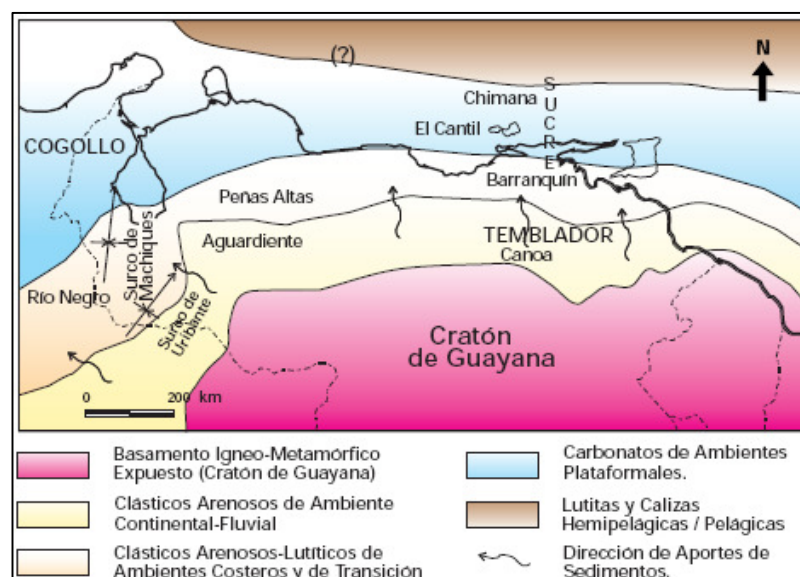


Figura 2-24. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense-Albiense (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. (Tomado de Yoris et al., 1997)

2.3.4.2. Cretácico tardío:

A partir del final del Albiense, se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el oeste, la invasión marina que llegó a cubrir extensas zonas hacia el sur del país, las cuales se mantenían como áreas expuestas a la erosión desde finales del Jurásico o incluso desde finales del Paleozoico (Figura 2-25). Esta invasión marina coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Tardío, responsable de la sedimentación de calizas, lutitas y fanitas ricas en materia orgánica tanto en América como en Europa. Estas rocas se conocen en Venezuela como las Formaciones Querecual-San Antonio (Grupo Guayuta), Mucaria, Navay y La Luna. El máximo de transgresión y anoxia se estima que ocurrió entre el Turoniense y el Campaniense (72-91 Ma). (Figura 2-26)

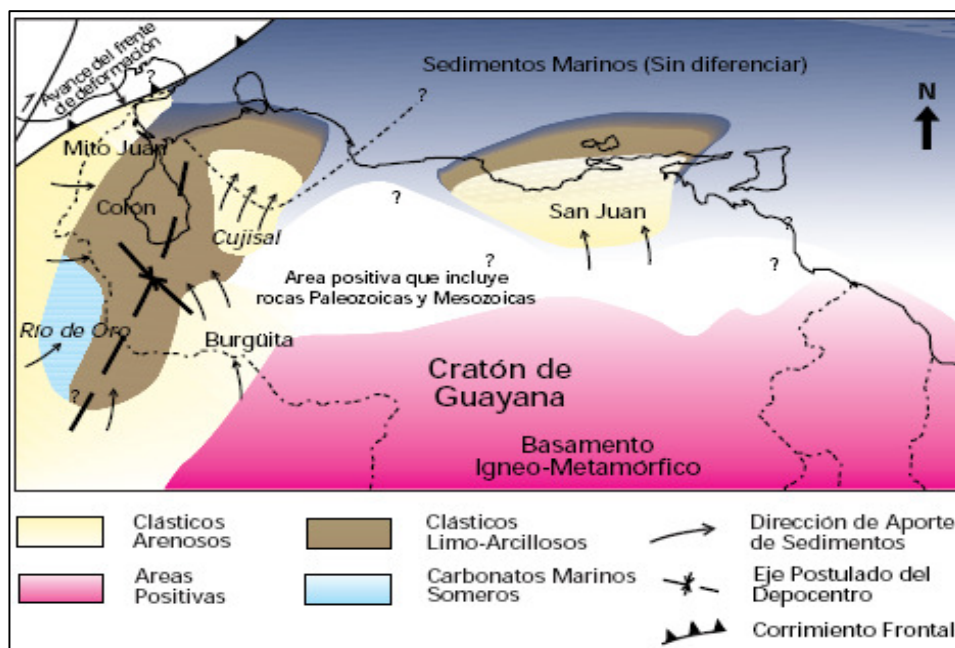


Figura 2-25. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana. Nótese que el eje del depocentro de Venezuela Occidental se alinea subparalelamente al frente de deformación al oeste de Venezuela, el cual es una consecuencia de la colisión entre las placas de Nazca y Suramérica. (Tomado de Yoris et al.,1997)

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). En la Isla de Margarita, la Formación Pampatar (turbiditas arenosas) y su equivalente lateral, la Formación Punta Carnero (turbiditas carbonáticas) constituyen una sedimentación tanto espacial como temporalmente separadas de las Formaciones Guárico y Roblecito, y probablemente pertenecieron al equivalente en ese tiempo del prisma de acreción de Barbados. (Figura 2-27)

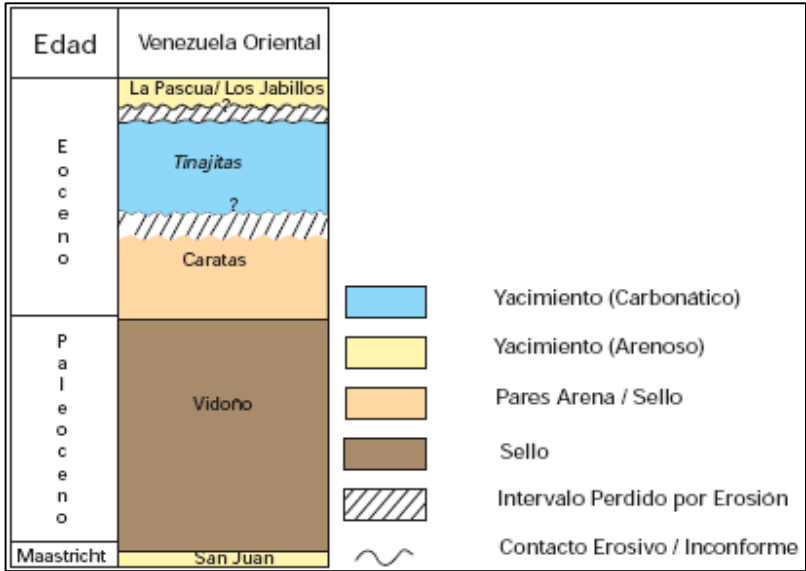


Figura 2-27. Cuadro de correlación para el Paleoceno-Eoceno Venezuela Oriental. (Tomado de Yoris et al., 1997)

2.3.4.4. Oligoceno:

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) La Figura 2-28 muestra esquemáticamente la relación entre

unidades estratigráficas y la evolución de los frentes de deformación ; en esta figura se plantea la doble fuente de sedimentos para la Formación Naricual y equivalentes (ej.: Formación Quebradón), la cual se ubica en sus facies del norte, como bordeando un frente de corrimientos, mientras que al sur tendría una fuente de interior de cratón; algo análogo ocurriría con los equivalentes de las Formaciones la Pascua y Roblecito, los cuales han sido llamados "Formación Merecure" en el subsuelo del flanco sur de la sub-cuenca de Maturín donde, siguiendo el principio del diacronismo, su edad se asigna como más joven (Mioceno). En la Figura 2-29 se resume la nomenclatura estratigráfica del Oligoceno en Venezuela, indicando la potencialidad de las unidades como sello o roca yacimiento.

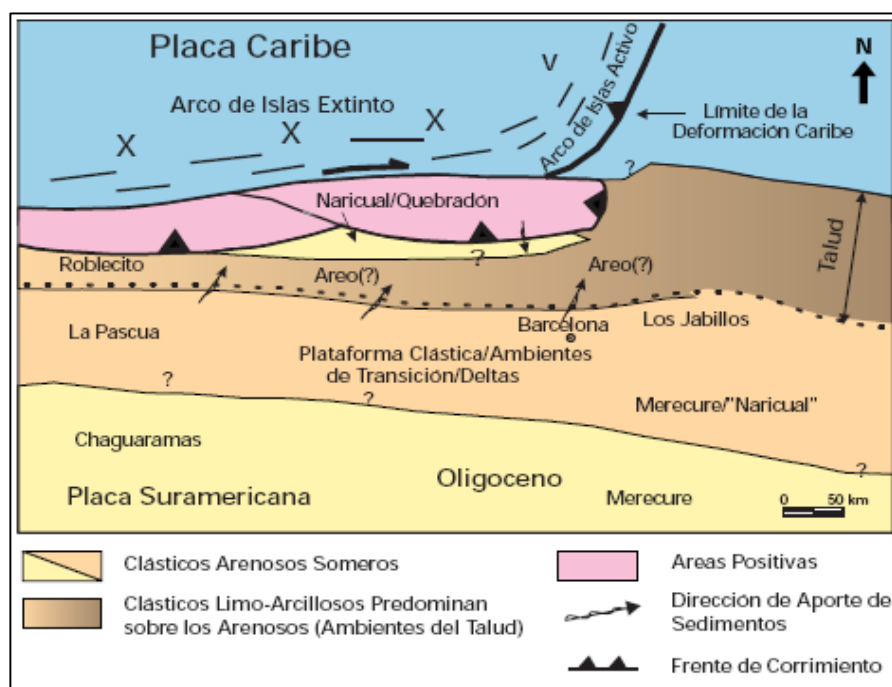


Figura 2-28. Marco geológico regional para la sedimentación en el flanco norte de la Cuenca Oriental durante el Oligoceno. La Formación Naricual en su región tipo es marcadamente diferente a la definida en el subsuelo en lo referente a su marco tectónico de sedimentación; el término "Formación Merecure" ha sido empleado para

referirse en el subsuelo a los equivalentes del Grupo Merecure (Formaciones Los Jabillos, Areo y Naricual) de la Serranía del Interior. (Tomado de Yoris et al., 1997)

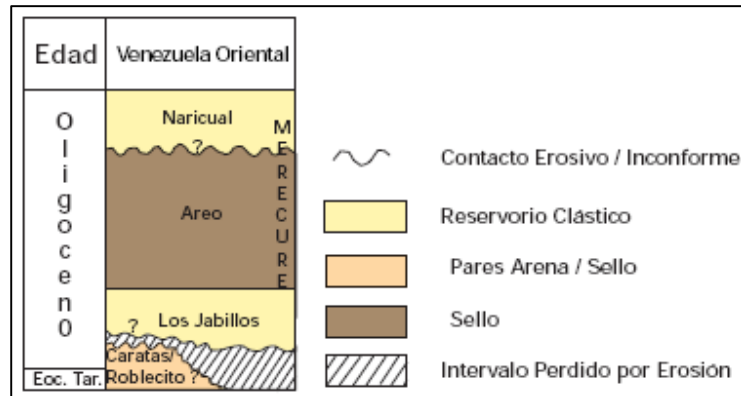


Figura 2-29. Cuadro de correlación para las principales unidades formales entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno, en Venezuela Oriental. (Tomado de Yoris et al., 1997)

2.3.4.5. Neógeno:

En el Plioceno, la orogénesis en todo el norte de Venezuela terminó de definir las cuencas petrolíferas actuales (Figura 2-30). La Figura 2-31 resume las unidades estratigráficas del Neogeno, indicando su potencialidad como roca madre, sello o roca yacimiento. En la Subcuenca de Maturín, al sur de 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 neogeno: la unidad basal, discordante generalmente sobre el Grupo Temblador, es la Formación Merecure, constituida principalmente por areniscas; la suprayacen los sedimentos de sistemas deltaicos de la Formación Oficina.

Los equivalentes miocenos de estas unidades en la subcuenca de Guárico y hasta la Faja del Orinoco han sido denominados 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.

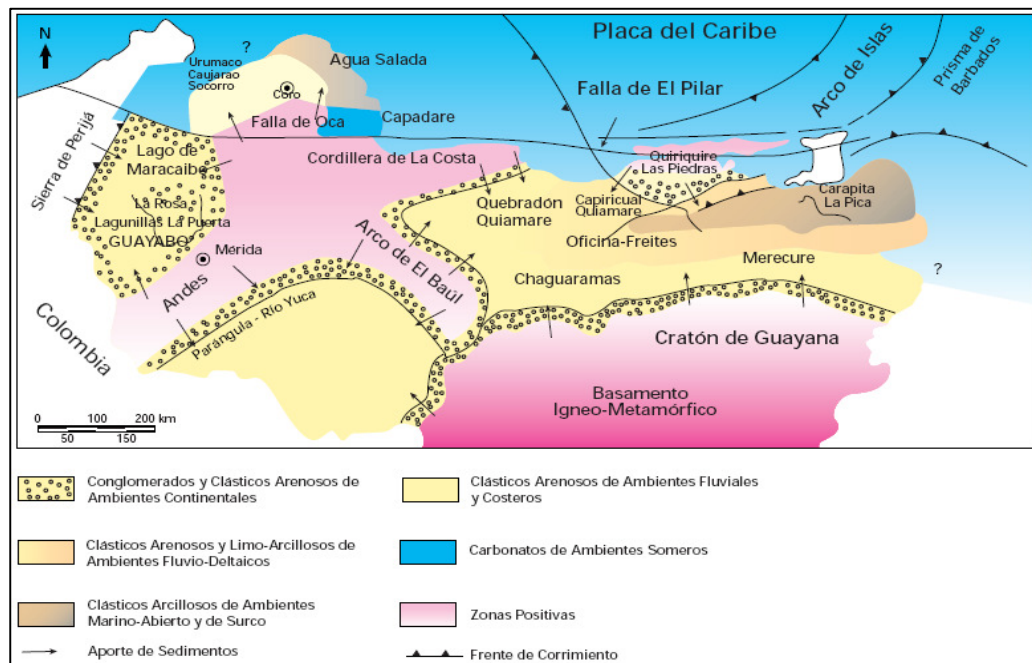


Figura 2-30 Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno-Plioceno. Las mayores acumulaciones de sedimentos continentales se dan en los flancos de la Cadena Andina y la Cordillera de La Costa; las rocas-yacimiento más importantes de Venezuela occidental y oriental se depositan en esta época: Formaciones La Rosa, Lagunillas, Isnotú (Grupo Guayabo), Carapita, Oficina, Chaguaramas y Merecure. (Tomado de Yoris et al., 1997)

La Formación Quiamare abarca una gran cantidad de ambientes que van desde marino restringido somero (tipo albufera) y canales fluviales, hasta los heterogéneos sub-ambientes de los abanicos aluvionales, con espesores de varios kilómetros en Anzoátegui Oriental. En el flanco sur, las lutitas de la Formación Freites suprayacen a

la Formación Oficina. Finalmente todo es cubierto por los ciclos deltaicos de la Formación La Pica y los molásicos de edad pliocena, como las Formaciones Las Piedras y Quiriquire. El ciclo sedimentario culmina con las terrazas pleistocenas de la Formación Mesa y los aluviones recientes.

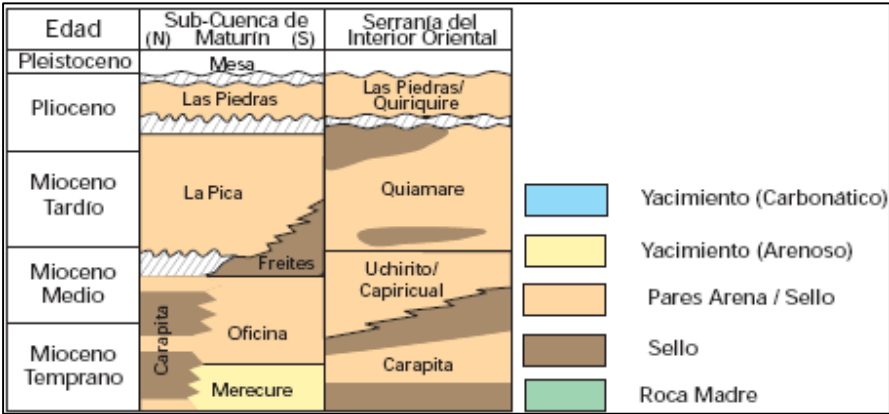


Figura 2-31. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Neógeno de la Sub-cuenca de Maturín y la Serranía del Interior Oriental. La (N) y la (S) en la Subcuenca de Maturín indican los flancos Norte y Sur. (Tomado de Yoris et al., 1997)

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1. Breve reseña histórica de los modelos geopotenciales gravitacionales

Los modelos de geopotencial representan el potencial gravitacional expandido en armónicos esféricos (Ec. 3-1).

$$V = \frac{GM}{r} \left(1 - \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r} \right)^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm} \sin m\lambda) P_{nm} \cos \theta \right) \quad \text{Ec. 3-1}$$

Siendo r, λ, ϕ – Coordenadas geocéntricas esféricas del punto (radio, latitud, longitud)

r – Radio de referencia

GM – El producto de la constante gravitacional por la masa de la Tierra

n, m - grado, orden de los armónicos esféricos

P_{nm} - funciones de Legendre totalmente normalizadas

C_{nm}^W, S_{nm}^W - Coeficientes de Stokes (totalmente normalizados)

En un primer momento estos modelos se calculaban únicamente a partir de datos terrestres. El primer cálculo para estos modelos alcanzó el grado 6 y fue llevado a cabo por Dubovskii en 1937. Años más tarde Jeffreys señaló la importancia de acompañar los coeficientes con su error asociado (Rapp, 1998). En 1969 Rapp alcanzó un modelo de grado 8 con una cobertura global, la dimensión de la malla de datos fue de $5^\circ \times 5^\circ$ (Rapp, 1969). Este fue el último cálculo con datos puramente terrestre, a partir de este momento se comenzó a combinar los datos terrestres con los satelitales. Aparecieron así nuevos modelos geopotenciales obtenidos a partir del análisis de las perturbaciones orbitales que sufren los satélites por efecto de los

cambios de gravedad, datos de gravedad terrestre y datos altimétricos obtenidos igualmente por satélites. (Nuñez, 2006).

Los primeros modelos así obtenidos fueron el SE II y SE III (Gaposchkin y Lambeck, 1971) que llegaban hasta grado 16 y 18 respectivamente. Posteriormente, a partir de 1972, la NASA junto con el Goddard Space Flight Center (GSFC) elaboró los modelos GEM (Marsh et al., 1990; Rapp, 1998). El primero de estos modelos GEM-1 estaba basado en datos de las trayectorias de los satélites y alcanzó grado 12. En el modelo GEM-2 se llegó hasta el grado 16, empleando en su cálculo anomalías de gravedad terrestre disponibles con resolución de 5°.

Al final de la década de los 70 se desarrollaron los modelos GEM-9 y GEM-10, de grado 20 y 22 respectivamente, complementados con los modelos GEM-10B (grado 36) y GEM-10C (grado 180). En el GEM-10B se emplearon los mismos datos de trayectoria de satélites que para el GEM-9 junto a datos terrestres de anomalías de gravedad y un modelo de geoide oceánico generado a partir de datos del satélite GEOS-3. El modelo GEM-10C se calculó en varias etapas, primero se obtuvo un conjunto global de ondulaciones geoidales con un espaciamiento de 1° x 1° utilizando anomalías terrestres y anomalías derivadas de los datos altimétricos GEOS-3 y el modelo GEM-10B, en los océanos se emplearon los datos estimados desde el GEOS-3. El resultado obtenido se empleó en el cálculo de los coeficientes del geopotencial hasta grado 180.

Mientras tanto en Europa algunos centros de investigación, universidades francesas y alemanas (Rapp, 1998) desarrollaron los modelos GRIM-1 y GRIM-2. Este último combina datos terrestres y satelitales.

En 1980, la Ohio State University comenzó a desarrollar los modelos OSU. El primero fue el OSU81, obtenido por combinación de datos de diversas fuentes: coeficientes de potencial hasta grado 36 de modelos anteriores, datos de anomalías de

gravedad $1^\circ \times 1^\circ$ obtenidas por satélite y finalmente datos de anomalías terrestres $1^\circ \times 1^\circ$. No se llevó a cabo el ajuste preciso del modelo, pero sí se realizaron estimaciones de la precisión de cada uno de los coeficientes.

En 1985, Wenzel comenzó a obtener soluciones mediante procedimientos optimizados por mínimos cuadrados para los modelos geopotenciales, combinando modelos anteriores, anomalías terrestres de $1^\circ \times 1^\circ$ y ondulaciones geoidales de igual resolución, obtenidas de datos altimétricos. De este modo, se desarrolló el GPM2 hasta el grado 200 aunque generalmente su utilización se redujo hasta el grado 180 (Rapp, 1998).

En 1988, la NASA junto con el GSFC desarrolló el modelo GEM-T1 hasta orden 36 basándose únicamente en datos y medidas satelitales. Posteriormente mejoró el modelo GEM-T2, añadiendo coeficientes sobre el grado y orden 36. (Marsh et al., 1990).

Alemania y Francia continuaron desarrollando los modelos GRIM, obteniéndose en 1983 el modelo GRIM-3, completo hasta grado 36, el cual incorporó medidas láser, ópticas y Doppler, anomalías de gravedad terrestre con un espaciamiento de $1^\circ \times 1^\circ$ y datos procedentes del satélite altimétrico GEOS-3. El GRIM-3 se mejoró con el GRIM3-L1 mediante la incorporación de medidas SLR (Satellite Laser Ranging) del satélite Lageos.

Los modelos OSU89a y OSU89b, que alcanzaron el grado y orden 360, fueron obtenidos a partir de la combinación del modelo GEM-T2 con anomalías medias de la gravedad con cobertura de $30' \times 30'$ las cuales se obtuvieron de datos de anomalías obtenidas desde satélites altimétricos y anomalías terrestres. (Rapp et al., 1990)

Posteriormente la Ohio State University desarrolló el OSU91a en colaboración con la NASA, en este caso se emplearon los datos de satélite que dieron lugar al

JGM-3 y se amplió la zona donde se dispuso de datos aunque siguieron quedando lagunas como la Antártida, zona ártica y el área amazónica (Rapp et al., 1991). Como en el caso del OSU89B, el modelo se completó con un modelo topográfico/isostático utilizando la predicción mínimo cuadrática para rellenar las zonas sin datos.

La NASA junto con el GSFC desarrolló el modelo GEM-T3, completo hasta grado 50, empleando datos de la trayectoria de 31 satélites además de datos procedentes de los satélites altimétricos GEOS-3, SEASAT, GEOSAT y datos mejorados sobre la superficie terrestre (Lerch et al., 1992).

Así apareció el modelo GRIM4-S1 (únicamente datos satelitales) y el GRIM4-C1 (modelo combinado), los cuales fueron mejorados con los modelos S2/C2 y S3/C3 (Schwintzer et al., 1992). Estos últimos completos hasta grado 50 y 60 respectivamente. La combinación de modelos permitió llegar hasta grado 72, incluyendo datos de gravedad de la superficie terrestre no utilizados en ninguno de los modelos anteriores.

El EGM96 (Lemoine et al., 1997) fue desarrollado en 1996 conjuntamente con la NASA, el GSFC, la National Imagery and Mapping Agency (NIMA) y la Ohio State University (Figura 3-1), y alcanzó el grado 360. Para el cálculo de este modelo se emplearon datos de satélites así como datos altimétricos (TOPEX, GEOSAT, ERS-1), datos de gravedad terrestre 30' x 30' de los archivos del NIMA, anomalías de gravedad 30' x 30' derivadas de la misión geodésica GEOSAT y un modelo topográfico global.

El modelo JGP95E se empleó para rellenar las áreas del Pacífico Sur y Sur del océano Índico, ya que en estas zonas se carece de otro tipo de datos.

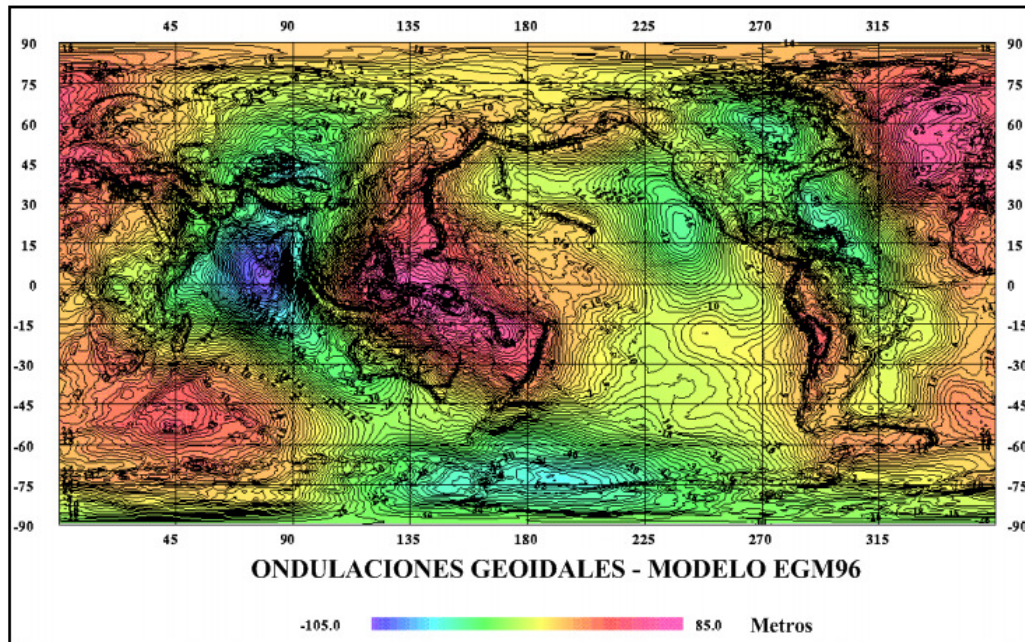


Figura 3-1. Ondulaciones geoidales a partir del modelo EGM96. Distancia entre los puntos 2m. (Tomado de la página web de la National Geospatial-Intelligence Agency)

El EGM2008 fue desarrollado en el año 2008 por la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) con la intención de reemplazar el EGM96 y alcanzar el grado 2160 (Lemoine et al., 1998). El espaciamiento entre los datos fue de 5' x 5' e incluyó información “propietario” la cual fue creada dentro de la NGA. Este modelo fue sintetizado sobre aquellas áreas desprovistas de información de anomalía gravimétrica (por ejemplo, la Antártica y algunas áreas de Suramérica y África), a partir del modelo GGM02S (Lemoine et al., 1998) (Figura 3-2)

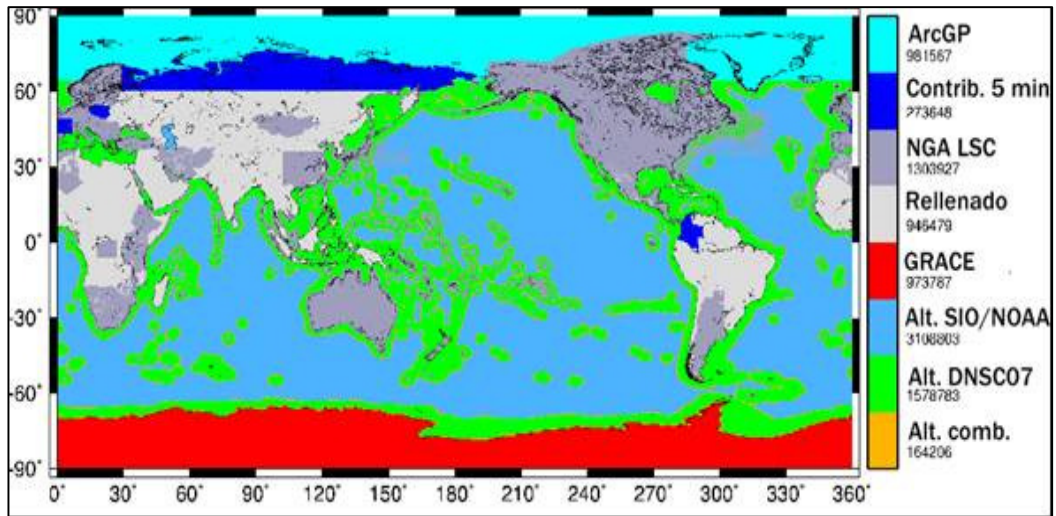


Figura 3-2. Distribución a nivel mundial de las fuentes de datos para el modelo geopotencial EGM2008. (Tomado de Pavlis et al., 2008)

3.2. Conceptos generales

3.2.1. Potencial gravitatorio: En Heisnaken et al. (1985), el potencial W de un cuerpo, de acuerdo a la Ley de Gravitación Universal, con densidad ρ viene dada por la integral escrita en coordenadas cartesianas (Ec. 3-1):

$$W(x, y, z) = G \iiint_v \frac{\rho(x', y', z')}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2}} dx' dy' dz' \quad (\text{Ec. 3-1})$$

sobre el volumen v de un cuerpo, donde G es la constante de Gravitación Universal, y $dv=dx'dy'dz'$ es el diferencial de volumen. Cuando $\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2 + (z-z')^2} \rightarrow \infty$, el potencial W se comporta como el potencial de un punto de masa ubicado en el centro de masa del cuerpo con la masa total del cuerpo.

Puede ser demostrado que W satisface la ecuación de Poisson (Ec. 3-2):

$$\nabla^2 W = -4\pi G \rho \quad (\text{Ec. 3-2})$$

Fuera del cuerpo, la densidad ρ es cero y W satisface la ecuación de Laplace (Ec. 3-3):

$$\nabla^2 W = 0 \quad (\text{Ec. 3-3})$$

de allí que W es una función armónica en el espacio vacío.

Sobre la Tierra en rotación, además de la fuerza de atracción, también actúa una fuerza que puede ser descrita como el potencial centrífugo (no es armónico) (Ec. 3-4):

$$\phi(x, y, z) = \frac{1}{2} \omega^2 d_z^2 \quad (\text{Ec. 3-4})$$

donde ω es la velocidad angular de la Tierra y $d_z = \sqrt{x^2 + y^2}$ es la distancia al eje rotacional (z). De allí que el potencial W asociado a la rotación de la Tierra es la suma del potencial de atracción W_0 y el potencial centrífugo (Ec. 3-5).

$$W_0 = W + \phi \quad (\text{Ec. 3-5})$$

El vector de fuerza $\vec{g}$ que actúa por unidad de masa, es el vector gravedad, es el gradiente del potencial (Ec. 3-6):

$$\vec{g} = \nabla W \quad (\text{Ec. 3-6})$$

y su magnitud es llamada *gravedad*.

3.2.2 Campo magnético terrestre

Uno de los métodos geofísicos que ha sido utilizado por más largo tiempo, tanto en el área exploratoria terrestre como en la caracterización del interior de la Tierra es el método magnético. La historia del campo magnético terrestre tiene sus inicios en el primer siglo D.C., cuando se inventó en China una forma sencilla de brújula que apuntaba aproximadamente en la dirección N-S bajo la influencia del campo geomagnético. (Pentz, 1974).

Sin embargo, la comunidad científica comienza a considerar al magnetismo como una propiedad fundamental de la Tierra a partir del año 1600, cuando Willian Gilbert demostró que el comportamiento de una brújula en la superficie terrestre era muy similar al de una aguja de hierro colocada sobre la superficie de una esfera de magnetita (Hemant, 2003).

La cantidad básica asociada con el campo magnético, que define su magnitud y dirección se llama inducción magnética. El sistema común de referencia utilizado para medir la inducción magnética terrestre está constituido por tres ejes perpendiculares entre sí: el norte geográfico, el este geográfico y el vertical. (Figura 3-3)

El ángulo (D) que forma la proyección del vector F en el plano XY , plano tangente a la superficie en el punto “O” (B) con el norte geográfico (Figura 3-3) se denomina declinación magnética. El plano vertical que está definido por los vectores F y B se denomina meridiano magnético en el sitio “O”. El plano vertical que pasa a través de la dirección del norte geográfico se denomina meridiano geográfico. El ángulo que forma F con la horizontal se denomina inclinación magnética (I). Por convención, I será positiva si F queda por debajo de la horizontal y negativa si F queda por encima de la horizontal.

3.2.2.1 Consideraciones generales sobre el campo magnético (Pentz, 1974).

1. Todo el campo geomagnético a excepción de un pequeño porcentaje es producido por procesos dentro de la Tierra, por esto es llamado campo interno. El resto del campo observado es de origen externo, el cual es producido por inducción electromagnética sobre la superficie de la Tierra.

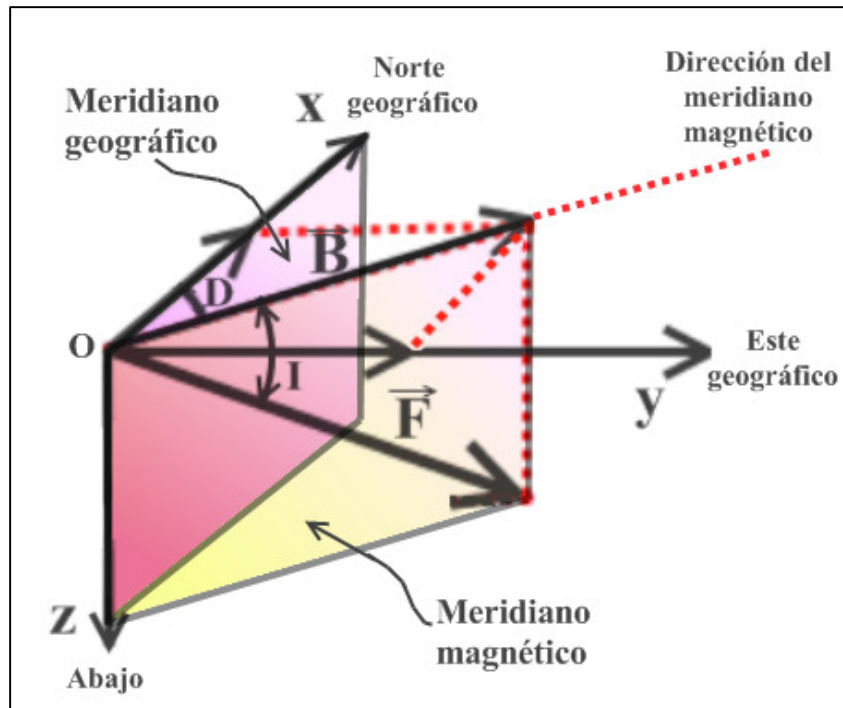


Figura 3-3. Elementos del campo magnético terrestre
(Tomado y modificado de Pentz, 1974)

2. El campo magnético terrestre se caracteriza por ser dipolar, geocéntrico y axial, por lo que, cualquiera sea el origen del campo, su forma es muy similar a la producida por un solenoide o un imán en forma de barra subparalela al eje norte-sur geográfico y localizado en el centro del planeta.

3. El dipolo magnético está inclinado con respecto al eje de rotación 11° aproximadamente. Además del campo del dipolo, existe un campo no dipolar que es irregular. El campo no dipolar no presenta relación regular con la latitud o longitud, sin embargo, una de sus propiedades es que cambia continuamente.

4. La componente dipolar del campo geomagnético presenta una periodicidad del orden de 10^4 años, y la tasa de cambio del campo no dipolar es al menos un orden de magnitud menor que la del campo dipolar.

5. Muchas rocas adquieren y conservan la dirección y magnitud de la inducción geomagnética desde el momento de su origen. La intensidad de la magnetización es proporcional a la magnitud de la inducción magnética. La magnetización es muy estable, una vez que una roca se ha magnetizado puede conservar su magnetismo durante cientos de millones de años.

6. Cada mineral magnético posee una temperatura característica por encima de la cual su magnetismo desaparece y es imposible que retenga su magnetización, a esta temperatura se le conoce con el nombre de temperatura de Curie.

3.2.3. El geoide:

Para la Tierra, una superficie equipotencial es de particular importancia: el geoide. Entre todas las superficies equipotenciales, el geoide es aquella que coincide con la superficie del mar sin alteraciones (en equilibrio estático); su continuación ficticia por debajo de los continentes es esquematizada en la figura 3-4. (Telford, 1995; Vanícek et al., 1994; Vanícek et al., 1982; Hofmann-Wellenhof et al., 2005, Barthelmes, 2009). Siendo una superficie equipotencial, el geoide es una superficie para la cual la fuerza de gravedad es siempre perpendicular a la superficie del terreno (pero no igual en magnitud) (Barthelmes, 2009)

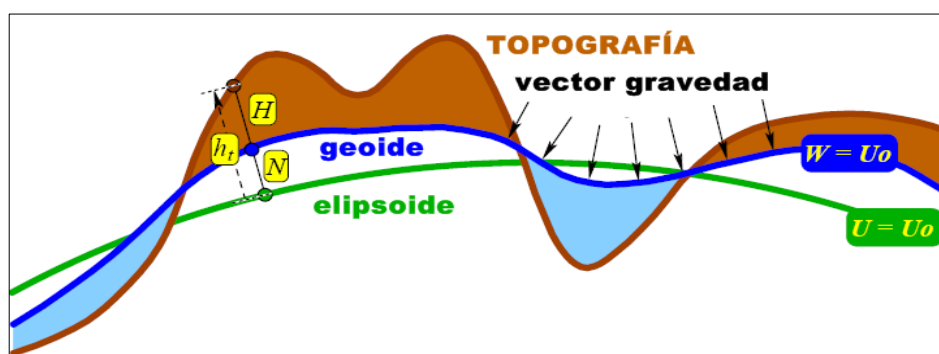


Figura 3-4. Esquema de la continuación imaginaria del geoide por debajo de las masas continentales. (Tomado de Barthelmes, 2009)

3.2.4 El esferoide referencial (Telford, 1995):

La superficie de la tierra, determinada por medidas geodésicas y por observación satelital, es aproximadamente esferoidal, abultándose en el ecuador y achatándose en los polos. En 1930 la Internacional Union of Geodesy and Geophysics adoptó la fórmula de Nettleton para el valor teórico de la gravedad g_t , pero fue sustituida por el Geodetic Referencial System en 1967 (GRS67) (Ec. 3-8):

$$g_t = 978031.846(1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{ mGal} \quad (\text{Ec. 3-8})$$

donde ϕ es la latitud.

3.2.5 Tipos de sistemas de medición satelital:

3.2.5.1. SST-hl (Rastreo satelital Alto-bajo): En este sistema, existe un satélite en una órbita baja equipado con un receptor GPS (Global Positioning System) y GLONASS (Global Navigation Satellite System) lo que permite obtener su posición y velocidad con precisión en todo momento. Este método se emplea para la determinación de las largas longitudes de onda del potencial gravitatorio. (Xu et al., 2007) Este concepto se ha implementado en la misión geocientífica alemana Challenging Minisatellite Payload (CHAMP) (Figura 3-5).

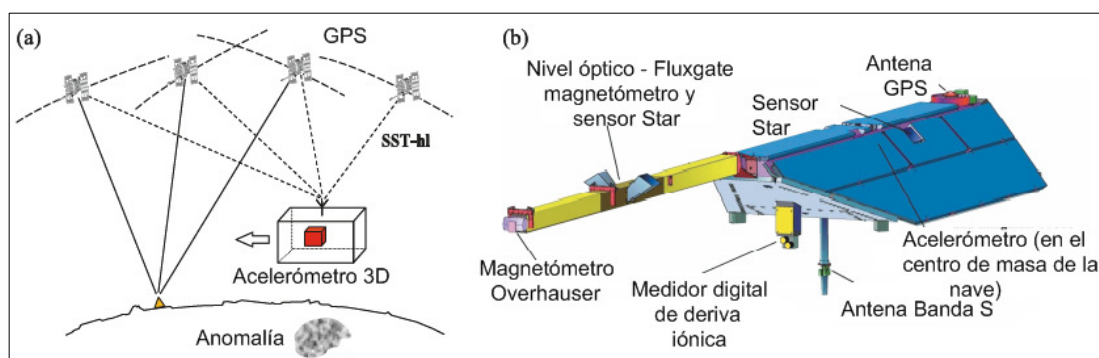


Figura 3-5. (a) Concepto SST-hl, (b) Instrumentos de medición científica presentes en el satélite CHAMP. (Tomado y modificado de Xu et al., 2007)

3.2.5.2. SST-II (Rastreo satelital bajo-bajo): En este sistema se tienen dos satélites situados en órbita baja separados pocos centenares de kilómetros, de modo que se mide constantemente la distancia relativa entre ellos mediante técnicas Doppler o láser. (Xu et al., 2007) Este concepto se ha implementado en la misión geocientífica GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (Figura 3-6).

Los satélites en órbitas bajas no se ven afectados únicamente por cambios debidos a la variación del campo de gravedad, sino que sufren también perturbaciones en sus órbitas debido a los efectos atmosféricos, radiación solar, albedo, efectos que deben ser eliminados posteriormente gracias a las medidas realizadas por un acelerómetro de tres ejes (Balmino et al., 1999).

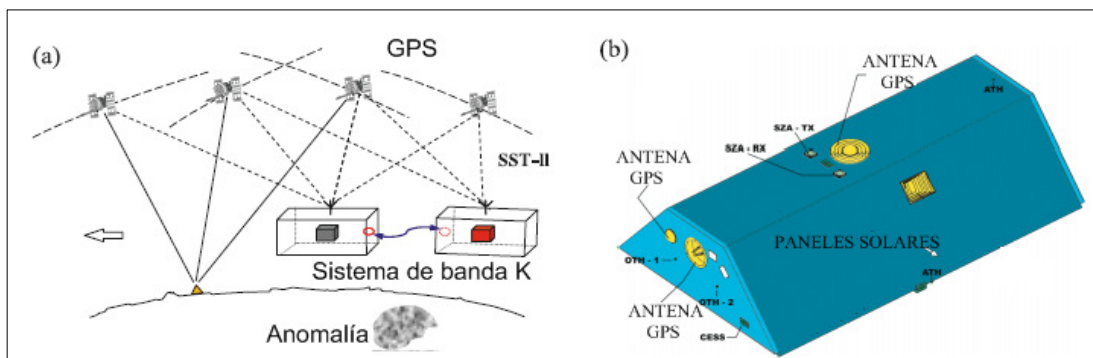


Figura 3-6. (a) Concepto SST-II, (b) Instrumentos de medición científica presentes en la misión satelital GRACE. (Tomado y modificado de Xu et al., 2007)

3.2.6. Series de expansión de armónicos esféricos (Barthelmes, 2009).

Los armónicos esféricos sólidos constituyen un conjunto de soluciones de la ecuación de Laplace representados en un sistema de coordenadas esféricas (Hofmann-Wellenhof et al., 2005). De allí que cada potencial armónico, por ejemplo, puede ser expandido a armónicos esféricos sólidos. Por esta razón, la parte estacionaria del potencial gravitacional de la Tierra W en cualquier punto (r, λ, φ) en y

por encima de la superficie terrestre está expresado en una escala global por la suma de la expansión de los armónicos esféricos.

Los armónicos esféricos ó coeficientes de Stokes representan en el dominio espectral, la estructura global y las irregularidades del campo geopotencial, o de manera más general, del campo gravitatorio de la Tierra. La ecuación que relaciona los dominios espectrales y espaciales es la siguiente (Ec. 3-9):

$$W(r, \lambda, \varphi) = \frac{GM}{r} \left(\sum_{\lambda=0}^{\lambda_{\max}} \sum_{m=0}^{\lambda} \left(\frac{R}{r} \right)^{\lambda} P_{\lambda m}(\sin \varphi) \left(C_{\lambda m}^W \cos m\lambda + S_{\lambda m}^W \sin m\lambda \right) \right) \quad (\text{Ec. 3-9})$$

Las notaciones son las siguientes:

r, λ, φ – Coordenadas geocéntricas esféricas del punto (radio, latitud, longitud)

R – Radio de referencia

GM – El producto de la constante gravitacional por la masa de la Tierra

λ, m - grado, orden de los armónicos esféricos

$P_{\lambda m}$ - funciones de Legendre totalmente normalizadas

$C_{\lambda m}^W, S_{\lambda m}^W$ - Coeficientes de Stokes (totalmente normalizados)

$\lambda_{\max}$ - Una aproximación de los armónicos esféricos del campo gravitatorio a un grado máximo (también llamado “modelo del campo gravitatorio”) consiste de $(\lambda_{\max} + 1)^2$ coeficientes y de los 2 valores GM y R para los cuales se relacionan los coeficientes. El radio de referencia R de la expansión tiene únicamente significado matemático.

La constante gravitacional de la Tierra asociada al modelo, viene dada por el producto $C_{00}^W \times GM$, lo que quiere decir que la escala del modelo está en función del coeficiente C_{00}^W , al cual usualmente se le asigna el valor “1” para preservar el

significado de GM. Los coeficientes armónicos esféricos de grado 1 ($C_{10}^W, C_{11}^W, S_{11}^W$) están relacionados a las coordenadas del geocentro y son nulos si el origen del sistema de coordenadas coincide con el geocentro. De allí que, la Ec. (3-9) representa el campo gravitatorio terrestre con una precisión que va a depender de los coeficientes ($C_{\lambda m}^W, S_{\lambda m}^W$) y de la resolución espacial que depende del grado máximo $\lambda_{\max}$.

En un punto en el espacio, la diferencia del potencial real y el potencial representado por la expansión de los armónicos esféricos en la Ec. (3-9) depende tanto de la precisión de los coeficientes como del máximo grado de la expansión.

La Ec. (3-9) contiene la continuación hacia arriba del potencial gravitacional de la superficie de la Tierra para $r > r_{\text{topo}}$ y refleja la atenuación de la señal con la altitud a través del factor $(R/r)^\lambda$. Para aquellos puntos ubicados dentro de la Tierra, la expansión de armónicos esféricos da como resultado la continuación armónica hacia abajo W^C del potencial en una simple forma: evaluándola para $r < r_{\text{topo}}$. Sin embargo, las posibles singularidades de esta continuación hacia abajo podrían resultar en la divergencia de la serie de armónicos esféricos en los puntos singulares para $\lambda_{\max} \rightarrow \infty$. En la práctica, $\lambda_{\max}$ es un valor finito y las series pueden ser evaluadas, en principio, también para los puntos dentro de la superficie terrestre. No obstante, la continuación hacia abajo armónica por su naturaleza física, es inestable, lo cual significa que las amplitudes medias de las ondulaciones espaciales del potencial son amplificadas con la profundidad. Nótese que los armónicos esféricos se calculan utilizando coordenadas esféricas, donde la distancia del punto sobre la topografía y el centro de la Tierra está dada por: $r_{\text{topo}} = r_{\text{topo}}(\lambda, \varphi)$ y φ es la latitud esférica, para ser distinguida de la latitud elipsoidal ϕ .

En la figura 3-7 se presentan algunos ejemplos de tres tipos diferentes de armónicos esféricos.

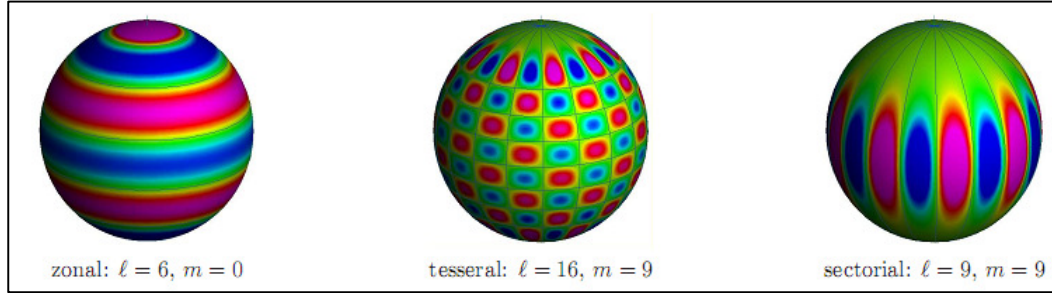


Figura 3-7. Ejemplos para armónicos esféricos

$P_m(\sin\varphi) \cdot \cos m\lambda$ [de -1 (azul) hasta $+1$ (violeta)]. (Tomado de Barthelmes, 2009)

3.2.7 Resolución de un modelo de geopotencial calculada a partir de la serie de expansión de armónicos esféricos (Barthelmes, 2009).

La resolución de los armónicos esféricos es uniforme sobre una esfera. Esto quiere decir que dentro de una rotación, un armónico esférico de grado λ es transformado en una combinación lineal de armónicos esféricos del mismo grado. Para ilustrar esto, imagínese un pulso simple en cualquier lugar de una esfera representado por armónicos esféricos hasta un grado y orden $\lambda_{\max}$. Entonces, un sistema de coordenadas de rotación no modifica la forma del pulso, lo que quiere decir, su resolución uniforme media. De allí que, una mejor estimación de $\psi_{\min}(\lambda_{\max})$

Parece ser la siguiente: Si se divide la superficie de la esfera, $4\pi R^2$, en muchas partes de áreas iguales $A_{\min}$ como el número de coeficientes armónicos esféricos, $(\lambda_{\max} + 1)^2$, entonces el tamaño de cada parte estará dado por (Ec. 3-10):

$$A_{\min}(\lambda_{\max}) = \frac{4\pi R^2}{(\lambda_{\max} + 1)^2} \quad \text{Ec. (3-10)}$$

El diámetro de la sección esférica (en unidades de distancia esférica), viene dado por:

$$\psi_{\min}(\lambda_{\max}) = 4 \arcsen\left(\frac{1}{\lambda_{\max} + 1}\right) \quad \text{Ec. (3-11)}$$

La ec. (3-11) caracteriza el valor de la longitud de onda media.

Con la finalidad de mostrar cómo la resolución de los armónicos esféricos depende del grado máximo $\lambda_{\max}$ del desarrollo de la serie, Barthelmes (2009) construye un ejemplo sintético a partir de un mallado de datos, con espaciamiento de $1^\circ \times 1^\circ$, en el cual todos los elementos son nulos excepto un par, cuyos valores son igual a la unidad, y han sido convertidos a coeficientes de armónicos esféricos hasta alcanzar el grado $\lambda_{\max} = 90$, utilizando la integración numérica descrita por Sneeuw, 1994. Los dos picos están 6° separados uno del otro (en distancia esférica). La sección a través de los dos picos para diferentes grados máximos $\lambda_{\max}$, están representadas en la Fig. (3-8).

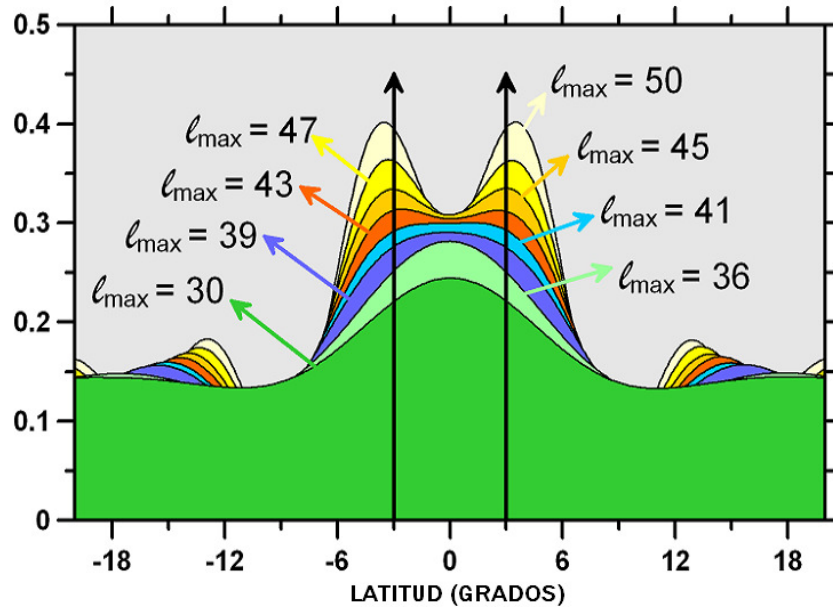


Figura 3-8. Sección transversal a través de 2 picos, después de la aproximación por

armónicos esféricos de grados máximos ($\lambda_{\max}$) diferentes. (Tomado de Barthelmes, 2009)

3.3 Modelo de geopotencial EGM2008 (Pavlis et al., 2008)

El modelo gravitacional terrestre EGM2008 fue publicado en el año 2008 por la National Geospatial Intelligence Agency (NGA) EGM Development Team, y tiene una resolución de 5'x5'. Este modelo gravitacional ha sido completado hasta el grado y orden 2159 de la serie de los armónicos esféricos, y contiene coeficientes adicionales hasta el grado 2190. El acceso libre a los coeficientes del modelo y otros archivos descriptivos con detalles adicionales son provistos en las páginas web de la National Geospatial Intelligence Agency.

El EGM2008, es un modelo combinado del campo terrestre, e incluye información proveniente de fuentes satelitales (GRACE), altimétricas y terrestres (Figura 3-2). El sistema de proyección utilizado en este estudio para el modelo EGM2008 es el WGS84, y los parámetros del sistema de coordenadas se listan a continuación:

- $a=6378137,00$ m (eje semi-mayor del elipsoide WGS 84)
- $f=1/298.257223563$ (achataamiento del elipsoide WGS 84)
- $GM=3.986004418 \times 10^{14} \text{ m}^3\text{s}^{-2}$ (Producto de la masa total de la Tierra por la constante gravitacional)
- $\omega=7292115 \times 10^{-11}$ radianes/s (Velocidad angular de la Tierra)

3.3.1 Síntesis de la misión satelital GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) (Tapley et al., 2001, citado por Schmidt et al., 2006)

3.3.1.1 Generalidades

La misión satelital GRACE fue llevada a cabo con la colaboración principal de Estados Unidos (Universidad de Texas, OSU, GSFC, JPL) y Alemania (GFZ, GeoForschungsZentrum y DLR, Deutscher Zentrum für Luft-und Raumfahrt), siendo la primera que empleó el sistema SST-II. Con esta misión comenzó una nueva era de modelos de gravedad en función de la variable temporal, con una resolución y exactitud sin precedentes. El peso de cada minisatélite es de 487.2 Kg, y la resolución y exactitud espacial, es 5 a 6 veces mayor que la resolución del satélite CHAMP, debido a la precisión del sistema de telemetría de banda K/Ka, sistema de radiofrecuencia que utiliza 2 ondas. La K de aproximadamente 24 GHz y la Ka que está cerca de los 32 GHz (Nuñez, 2006). Su tiempo de vida útil es de 5 años. Esta misión fue puesta en marcha en marzo del año 2002 y cuenta con dos naves (minisatélites) que vuelan en una órbita polar a 500 kilómetros de la tierra y miden de forma muy precisa (10 μ m) la variación de la distancia entre ellos (220 Km) con láser y rastreo de la órbita con GPS/GLONASS, es decir, materializan la técnica SST-II, donde la distancia entre los satélites variará a lo largo de la misión entre 100 y 500 Kilómetros. La evaluación del desempeño de los satélites se hace debido a la configuración de la órbita, el satélite que le sigue llega después de unos 27 s a la misma posición que la plataforma delantera. Durante este corto tiempo la atmósfera no cambia mucho, por lo que las mediciones del acelerómetro pueden ser comparables. Esta misión genera en promedio 200 Mb de información diaria.

3.3.1.2 Objetivos

El objetivo principal de la misión GRACE es el de medir de forma precisa el campo gravitatorio terrestre, así como las pequeñas variaciones en el campo gravitatorio producidas por las diferencias de distribución de masas en la corteza terrestre, la variación de la presión atmosférica, variaciones estacionales y anuales en los niveles de agua superficial por un período superior a los 5 años; permitiendo conocer mejor el movimiento de las corrientes oceánicas. (Tapley et al., 2001)

3.3.1.3 Instrumentos (Watkins et al., 2000)

Los sensores presentes en los satélites de la misión GRACE son altamente sofisticados y complejos, por lo cual son los responsables del incremento de la calidad de la información. Cada satélite lleva un sistema de acelerómetros para poder separar los efectos de las fuerzas no gravitatorias de la aceleración total y, para su orientación se utilizan cámaras estelares. Las precisiones y características de estos sistemas son parecidas a las de la misión CHAMP. Además posee retrorreflectores láser y un computador de vuelo que realiza los cálculos de la aptitud y el proceso de telemetría. Los instrumentos presentes en la misión GRACE son: El acelerómetro SuperStar, el sensor de estrellas, el sistema de telemetría de banda-K/Ka, el GPS BlackJack, y la Cámaras Star (Figura 3-6)

3.3.1.4 Productos científicos standards (Srinivas, 2007)

Los productos científicos standards del GRACE son etiquetados del nivel 1 al nivel 4, de acuerdo al número de pasos aplicados en el procesamiento de la información original:

- Nivel 0 – Contiene la información observada, la cual es transmitida a las estaciones receptoras ubicadas en Neustrelitz y Weilheim, Alemania.

- Niveles 1A – Es el resultado de un procesamiento no destructivo aplicado a la información del nivel 0. Los factores de calibración de los sensores son aplicados, a los fines de convertir la codificación binaria a unidades de ingeniería. La información en el nivel 1A es reversible al nivel 0, excepto los paquetes de información dañada. Este nivel también incluye la información auxiliar necesaria para el procesamiento en el siguiente nivel.
- Nivel 1B – Estos productos son el resultado de un procedimiento destructivo o irreversible, el cual es aplicado tanto al nivel 1A como al nivel 0. En este nivel la tasa de muestreo de la información es reducida a partir de las tasas de muestreo más altas de los niveles previos. Rutinariamente, el procesamiento del nivel 0 al nivel 1B es llamado Nivel 1 de Procesamiento. Este nivel también incluye información auxiliar necesaria para los procedimientos posteriores.
- Nivel 2 – El nivel 2 incluye como producto los valores para el campo gravitatorio derivados de la aplicación del procesamiento del nivel 2. Este nivel también incluye información auxiliar generada durante este procesamiento.

El ISDC (Information System and Data Center, GFZ) permite a los usuarios la búsqueda individual de productos pudiendo especificar el nivel y formato. Para el año 2005, más de 123.000 productos únicos con un peso de aprox. 1.3 TB estaban almacenados en el archivo del GRACE. De acuerdo a la política de publicación de la información, únicamente el 30% de los productos son accesibles a la comunidad científica. El 70% restante es exclusivamente para fines internos de las Instituciones que colaboraron para que el proyecto se llevara a cabo.

3.4 Modelo geomagnético EMAG2 (Maus et al., 2009)

Los mapas de anomalía magnética brindan información sobre la estructura del subsuelo y la composición de la corteza terrestre. (Vine y Mathews, 1963; Vine, 1966; Langel e Hinze, 1998; Golynsky, 2002; Purucker y Whaler, 2007; citados por Maus, 2009). En los océanos, las anomalías con tendencia paralela a las isócronas revelan la

evolución temporal de la corteza oceánica (Müller et al., 2008). Sobre las áreas continentales, las anomalías magnéticas iluminan la geología, tectónica y la evolución geotermal de la corteza y la litósfera. (Shaw et al., 1996; Milligan et al., 2003; Hemant y Maus, 2005; Whittaker et al., 2007; Aitken y Betts; 2008; citados por Maus, 2009). Los mapas magnéticos son ampliamente usados en las ciencias geológicas y como recursos para la exploración (Hinze, 1985). De allí que, el mapa magnético global sea de gran utilidad estudios detallados (Blaich et al., 2009) y para la educación científica permitiendo ilustrar varios aspectos de la evolución de la Tierra tales como las placas tectónicas y la interacción de la corteza con el manto profundo. Patrones diferentes y “firmas” magnéticas pueden ser atribuidos a la formación (expansión del piso oceánico) y a la destrucción (zonas de subducción) de corteza oceánica (Nakanishi et al., 1992), la formación de corteza continental por la acreción de varios terrenos hacia las áreas cratónicas y un volcanismo de larga escala (tanto en continentes como en océanos) (Bradley, 1988; Saltus et al., 2007).

El modelo EMAG2 es un modelo combinado a partir de mediciones compiladas de satélites, adquisiciones aéreas y marinas. La resolución de este modelo es de 2 arc minutos y fue reducido a 4 Km por encima del geoide.

La secuencia seguida para la obtención del modelo EMAG2 fue la siguiente (Maus et al., 2009):

- Combinación de los grids a 4 Km de altitud por encima del geoide por el método de Colocación de Mínimos Cuadrados, la combinación se realizó con los grids preexistentes en áreas continentales, y la resolución fue de 1 arc min a una altura de 4 Km por encima del geoide. Los grids magnéticos del océano Ártico y el Este de Asia también fueron incluidos en este procedimiento.
- Procesamiento de las mediciones marinas y aéreas: Las mediciones sobre los océanos provino principalmente de 3 fuentes: Archivos de información marina

provenientes de las Instituciones NGDC's GEODAS; de la información marina y aeromagnética adquirida en el año 2001 para la edición del Antarctic Digital Magnetic Anomaly Project (Golynsky et al., 2001) y la información aérea obtenida a partir del Project Magnet del Naval Research Lab (NRL).

- Nivelación de la información de seguimiento satelital: Para el caso de las observaciones satelitales del campo magnético terrestre, las perturbaciones por campos externos son un tópico bastante serio. Las mediciones magnéticas satelitales son afectadas significativamente por la contaminación del campo externo en niveles de actividad inferiores. Para probar el efecto de las perturbaciones del campo externo cercano a la Tierra, los geocientíficos creadores del modelo plotearon los RMS de los residuales magnéticos.

- Combinación de la información satelital con el grid a 4 Km de altitud, generado por el método de Colocación de Mínimos Cuadrados con una función de correlación anisotrópica sobre los océanos.

- Sustitución de los grados <120 (≥ 330 Km de longitud de onda) con el modelo de anomalía magnética MF6 del CHAMP.

3.4.1 Síntesis de la misión satelital CHAMP (Challenging Minisatellite Payload)

3.4.1.1 Generalidades:

El satélite CHAMP es un satélite de investigación terrestre de órbita baja. El lanzamiento de este satélite se produjo el 15 de julio del año 2000, siendo del tipo LEO (Low Earth Orbiting); en principio su órbita circular estuvo a una distancia de 454 Km, pero en el año 2005 esta altura fue llevada hasta los 355 Km. En el año 2008 el satélite CHAMP culminó su vida útil. El satélite fue construido con un cuerpo

trapezoidal de dimensiones 430x75x162 cm³ y pesó 522 Kg en el comienzo de la misión, incluyendo 34 Kg de gas frío para el control del sistema de aptitud y maniobra de órbita. El intervalo de medición en el espacio temporal para el receptor GPS fue de cada 10 seg. La información fue almacenada en una memoria de 1.2 Gigabit de capacidad. Cada año de operación del CHAMP permitió obtener 1.4 Tb de información. (Reiger et al., 2006) (Figura 3-5)

3.4.1.2 Objetivos:

1. Obtener mejores fuentes de información acerca de la naturaleza y la composición de la Tierra, así como de la evolución de los procesos de forma continua.
2. Obtener información sobre la dinámica de los procesos que tienen lugar en el espacio cerca de la Tierra, en la atmósfera y la ionósfera.
3. Generar modelos de gravedad y campo magnético terrestre, principales para el estudio y la comprensión de la estructura y la composición de la Tierra sólida.

3.4.1.3 Instrumentos

Los instrumentos del CHAMP producen una información promedio de 10,8 Kbit/s y el satélite suma 2,2 Kbit/s, lo que hace un total de 141 Mb/día, esta información es descargada 3 ó 4 veces por día a la antena de la estación receptora PLR en Neustrelitz, Alemania. Una segunda estación, a la cual pasan la una parcialidad de los datos es la GFZ/DLR en Ny Ålesund, Spitsbergen. Una tercera estación, la estación de campo en Weilheim es operada con estación de control satelital y de comando. La estación en Neustrelitz también sirve como estación de copia de seguridad de la información.

Los instrumentos a bordo del satélite CHAMP son los siguientes (Figura 3-5.):

1. GPS. Suministrado por Nasa Jet Propulsion Laboratory.
2. Acelerómetro STAR. Se encarga de las mediciones de las aceleraciones no

inerciales cada segundo. Los picos y valores anómalos son removidos y la información es suavizada a 0,1 Hz. Suministrado por el Centre National d'Études Spatial (CNES). Resolución: $<3 \times 10^{-9} \text{ m/s}^2$

3. GFZ-built CHAMP laser retro-reflector. Resolución: $<5 \text{ mm}$.

4. Brújula estelar avanzada (ASC). Resolución: $15''$ sobre la información observada. $2''$ sobre la información post-procesada.

5. El medidor digital de iones de deriva y la sonda Langmuir. Suministrado por: Air Force Research Laboratory (AFRL). Estados Unidos, cuya función es el seguimiento de la dinámica de iones, como la velocidad de deriva, la densidad y la temperatura a lo largo de la órbita.

6. Magnetómetro de saturación: Resolución: $50 \text{ Hz} = 0,2 \text{ nT}$ en todos los ejes.

7. Magnetómetro Overhauser: Para la medición únicamente del campo escalar. Resolución: $1 \text{ Hz} = 0,1 \text{ nT}$.

3.4.1.4 Productos científicos standards

Los productos científicos standards del CHAMP son etiquetados del nivel 1 al nivel 4, de acuerdo al número de pasos aplicados en el procesamiento de la información original:

1. Nivel 0 – Archivos diarios
2. Nivel 1 – GPS e información láser
3. Nivel 2 – Preprocesados, editados y calibrados
4. Nivel 3 – Finamente procesados, editados y con la información experimental calibrada.
5. Nivel 4 – Post-procesados, soportados y con valores adicionales por modelos y observaciones externas. Permiten al geocientífico modelar a partir del análisis de la información experimental.

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

CAPÍTULO IV

PROCESAMIENTO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

4.1 Procesamiento de los datos gravimétricos

4.1.1 Reducciones aplicadas a los datos gravimétricos

Las reducciones aplicadas a los datos gravimétricos fueron realizadas tomando como nivel de referencia el geoide ($h=0$) y una densidad de reducción de Bouguer igual a 2,67 g/cc. A continuación se detallan las reducciones empleadas:

- Las mediciones de gravedad absoluta fueron reducidas a anomalía de Bouguer utilizando la formula para la gravedad teórica de 1967 (Cordell et al., 1982) (Ec. 4-1):

$$g_{teo} = 978032.7 \cdot [1 + 0.0053024 \sin^2 \theta - 0.0000058 \sin^2 (2\theta)] \quad (\text{Ec. 4-1})$$

- Las correcciones topográficas (C_t) fueron calculadas radialmente para cada estación a una distancia externa de 167 Km, intermedia de 22 Km e interna de 1 Km, utilizando el algoritmo del módulo Gravity and Terrain Corrections de Geosoft (2007), el cual aplica para la zona interna como la suma de los efectos de cuatro secciones triangulares inclinadas (Ec. 4-2), las cuales describen una superficie entre la estación de gravedad y la elevación en cada extremo de la diagonal. (Figura 4-1).

$$C_t = GD\phi \left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad \text{Ec. (4.2)}$$

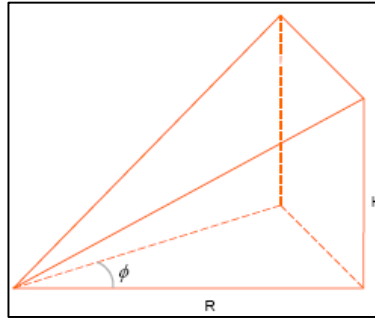


Figura 4-1. Diagrama de los parámetros utilizados para el cálculo de la corrección topográfica interna. (Tomado de Geosoft, 2007)

Para la zona intermedia el algoritmo aplica la fórmula de Nagy (1966) (Ec. 4-3), la cual tiene un enfoque en un prisma cuadrado truncado) (Figura 4-2).

$$Ct = -GD \int_{Z_1}^{Z_2} \int_{Y_1}^{Y_2} \int_{X_1}^{X_2} x \bullet \ln(y + R) + y \bullet \ln(x + R) + Z \arctan \frac{Z \bullet R}{x \bullet y} \quad (\text{Ec. 4-3})$$

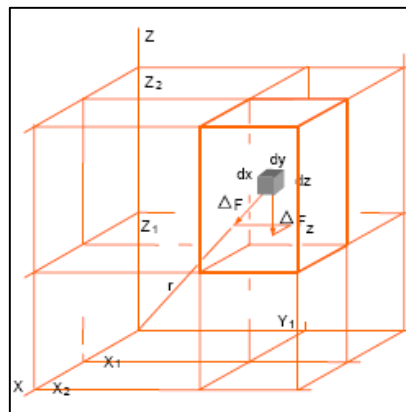


Figura 4-2. Diagrama de los parámetros utilizados para el cálculo de la corrección topográfica intermedia. (Nagy, 1966)

Para la zona externa, se utilizó la fórmula de Kane (1962) (Ec. 4-4), la cual

considera el efecto del terreno basado en la aproximación del segmento de un anillo anular a un prisma cuadrado (Figura 4-3).

$$C_t = 2GDA^2 \frac{(R_2 - R_1 \sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2})}{(R_2^2 - R_1^2)} \quad (\text{Ec. 4-4})$$

Siendo C_t =Corrección topográfica, G =constante gravitacional, D =densidad de reducción, A =longitud del lado del prisma, R_1 =radio del círculo interno del anillo anular, R_2 =radio del círculo externo del anillo anular y H =altura del anillo anular o prisma.

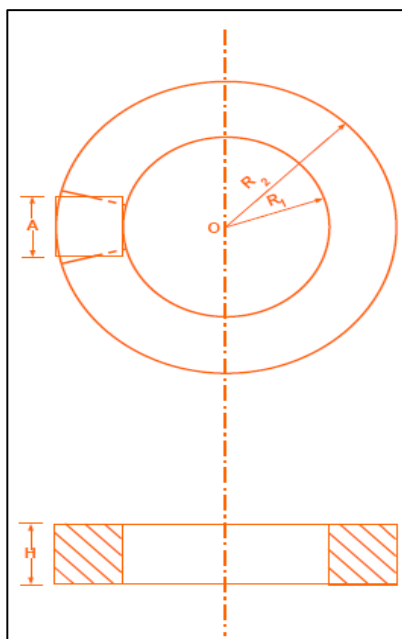


Figura 4-3. Diagrama de los parámetros utilizados para el cálculo de la corrección topográfica externa. (Kane, 1962)

- Para los datos gravimétricos proyectados en tierra, la corrección de Bouguer (C_b) utilizada está representada en (Ec. 4-5)

$$C_b=0.04191\rho h \quad (\text{Ec. 4-5})$$

mientras que para los datos gravimétricos proyectados en mar, fue utilizada la fórmula (Ec. 4-6) de:

$$C_b=0.04191(\rho - \rho_m)h \quad (\text{Ec. 4-6})$$

siendo “ ρ_m ” la densidad del agua de mar igual a 1,03 gr/cc y “h” la altura de la estación.

- La corrección de aire libre (Cal) fue calculada mediante la fórmula (Ec. 4-7):

$$Cal=0.3086h \quad (\text{Ec. 4-7})$$

- La anomalía de Bouguer (Ab) se calculó a partir de la fórmula (Ec. 4-8):

$$Ab=G_{abs}-G_{teo}\pm Cal \mu C_b+C_t \quad (\text{Ec. 4-8})$$

4.1.2 Características del mallado de datos gravimétricos y magnéticos

El mallado de datos a partir del cual se generaron los mapas, tiene las siguientes características:

- Tamaño de celda y método de interpolación: El tamaño de celda fue de 0.033° y el método de interpolación utilizado fue el de mínima curvatura, el espaciado entre los contornos se ajustó de acuerdo a la escala del mapa.
- Sistema de proyección utilizado: WGS84
- Las variaciones de color en los mapas de gravedad absoluta y anomalía gravimétrica representan variaciones en la gravedad, las cuales son el resultado de las

variaciones laterales de densidad en el subsuelo. La densidad de reducción fue de $\rho=2,67$ gr/cc.

- El mallado de datos fue generado con un total de 188072 mediciones de gravedad sobre el área de estudio, correspondientes al modelo de geopotencial EGM2008, y con nivel de referencia $h=0$. Estos datos fueron suministrados por el International Center for Global Gravity Field Models (ICGEM) en Alemania.

4.1.3. Análisis estadístico de los datos gravimétricos y magnéticos

Para la validación de las variables gravedad absoluta, anomalías de Bouguer y anomalías de campo magnético, se realizó un análisis estadístico haciendo uso de las medidas de tendencia central, histogramas de frecuencias, diagramas de dispersión, diagramas de cajas y bigotes, y diagrama de probabilidad normal (también se incluyeron intervalos de confianza). Los datos y gráficos fueron obtenidos con el software Statadvisor (2009). A continuación se muestran los resultados obtenidos.

4.1.3.1 Análisis estadístico de los valores de gravedad absoluta:

Para la variable gravedad absoluta (unidades en mGal) (Tabla 4-1.), se observa que el mínimo valor es de 977048 mGal, el cual se ubica en las coordenadas 72.3°O y 6.5°N; geográficamente este valor se encuentra entre los Andes Venezolanos y los Andes Colombianos. El valor máximo se encuentra al norte del arco de las Antillas Menores, en las coordenadas 61.13°O y 12.96°N. En el primer caso el mínimo se asocia al descenso por la altura en la región andina, en el segundo donde la topografía no es suficiente para enmascarar la respuesta gravitacional, el máximo positivo se asocia a contrastes laterales de densidad positivos.

De particular interés aquí son el sesgo estandarizado y la curtosis estandarizada, medidas que pueden utilizarse para determinar si la muestra proviene de una distribución normal. Cuando los valores de estas mediciones estadísticas están fuera del rango de -2 a +2 indican desviaciones significativas de la normalidad, lo que

tendería a invalidar cualquier prueba estadística con referencia a la desviación estándar. En este caso, el valor de sesgo estandarizado no se encuentra dentro del rango esperado para datos provenientes de una distribución normal. El valor de curtosis estandarizada tampoco se encuentra dentro del rango esperado para datos provenientes de una distribución normal.

Debido a que los datos no provienen de una distribución normal, no es posible aplicar el criterio de intervalos de confianza; sin embargo, dado que el coeficiente de variación es igual a 0,0168467% (<1), se pueden aplicar las técnicas de geoestadística lineal.

Tabla 4-1. Resumen estadístico de la variable gravedad absoluta

No. de datos	188071
Promedio	978021,
Desviación Estándar	164,764
Coeficiente de Variación	0,0168467 %
Mínimo	977048,
Máximo	978480,
Rango	1432,45
Sesgo Estandarizado	-6866,43
Curtosis Estandarizada	235,713

Para el cálculo de estos valores, se dividió el rango de los valores de gravedad absoluta en intervalos del mismo ancho, y se contó el número de datos en cada intervalo. Las frecuencias absolutas muestran el número de datos en cada intervalo, mientras que las frecuencias relativas muestran las proporciones en cada intervalo. En figura 4-4 se muestra la frecuencia absoluta para cada intervalo.

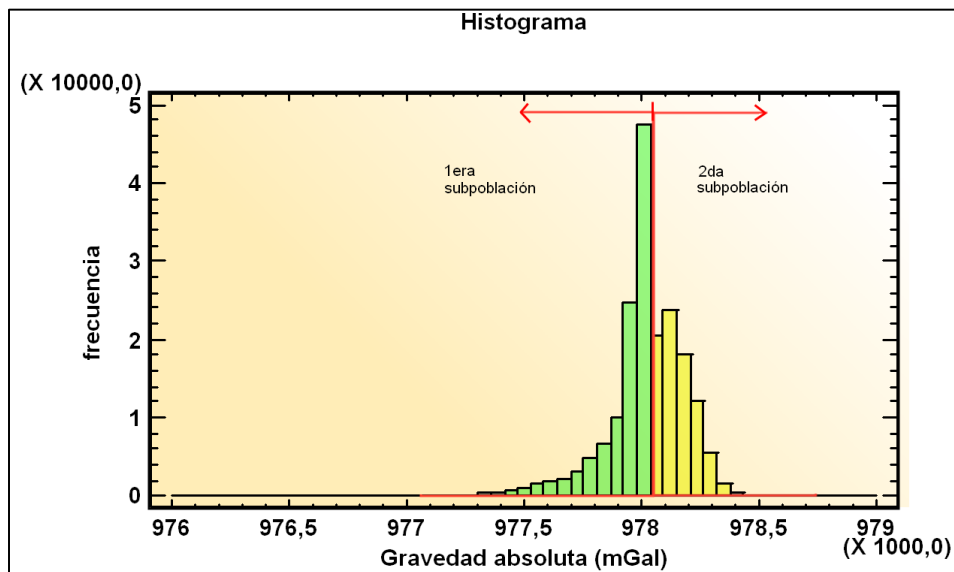


Figura 4-4. Histograma de frecuencias de la variable: Gravedad absoluta.

De los resultados obtenidos a partir del análisis del histograma de frecuencias (Figura 4-4) es posible observar que los datos de gravedad absoluta están conformados por dos sub-poblaciones, que le confieren un comportamiento bimodal. Se puede observar que la subpoblación de menor rango está comprendida aproximadamente entre 977048 mGal y 978050 mGal, estos valores caracterizan a los siguientes rasgos fisiográficos: Macizo Guayanés, Andes Venezolanos, Cordillera de la Costa, Serranía del Interior y Cuenca Oriental de Venezuela; mientras que la subpoblación de mayor rango está comprendida aproximadamente entre 978050 mGal y 978480 mGal, y se asocia a los siguientes rasgos fisiográficos: Golfo de Venezuela, Península de Paraguaná, los Llanos Venezolanos, Alto El Baúl, Delta del Orinoco, Río Orinoco, Antillas de Sotavento, Isla de Margarita, Antillas Menores y Paria.

Para evaluar la forma en que se distribuyen los datos en las dos subpoblaciones, se realizará un diagrama de dispersión (Figura 4-5), así como un diagrama de cajas y bigotes (figura 4-6).

Tanto el diagrama de dispersión (Figura 4-5) como el de cajas y bigotes (Figura 4-6) sugieren que la variable gravedad absoluta tiene su mayor concentración en el intervalo 977700 mGal y 978400 mGal, lo que indica que, dado el espaciamiento regular del mallado de datos, que la mayor parte del área en estudio se caracteriza por tener valores de gravedad absoluta dentro de ese intervalo.

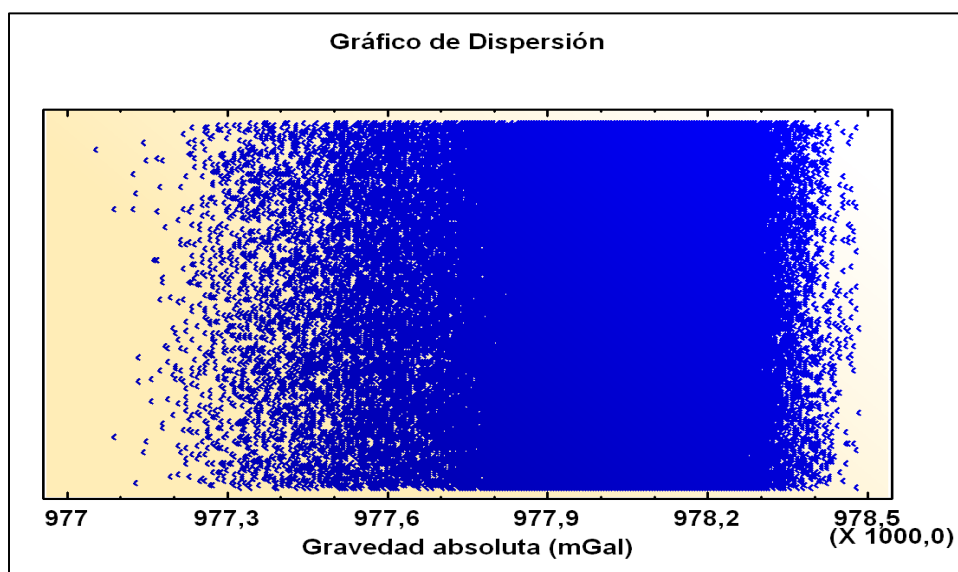


Figura 4-5. Diagrama de dispersión de la variable gravedad absoluta.

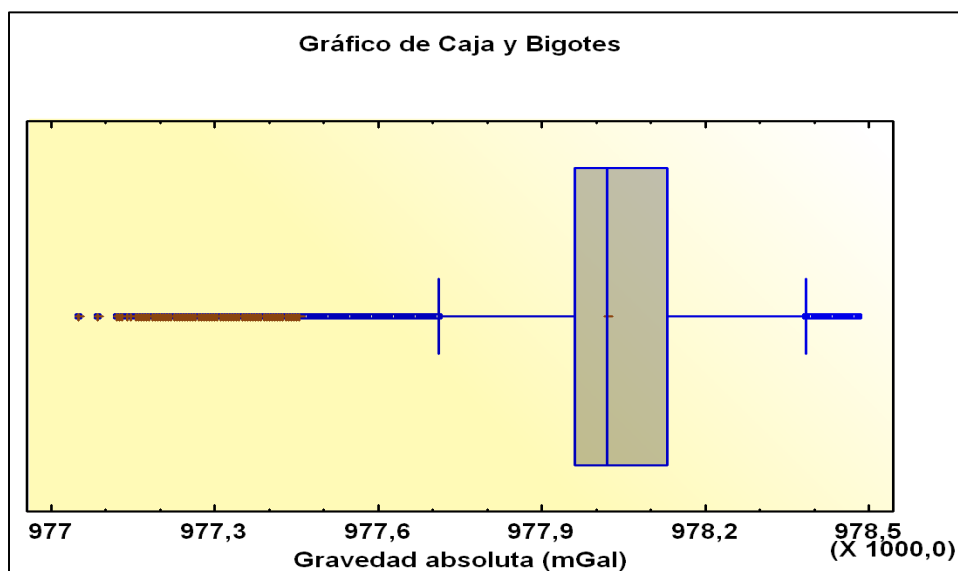


Figura 4-6. Diagrama de cajas y bigotes para la variable gravedad absoluta.

A partir del análisis del gráfico de caja y bigotes (Figura 4-6) también se puede definir la forma de la distribución de los datos (simetría). En este caso se tomará en cuenta la ubicación de la mediana (línea que divide a la caja en 2 partes). En la figura 4-6 se observa que la mediana se encuentra más cercana del primer cuartil que del tercero, lo que permite afirmar que la distribución es positivamente asimétrica. Igualmente se observa que la longitud del bigote (línea horizontal delgada de color azul) izquierdo es mayor que la del derecho, lo que permite interpretar que los datos entre el mínimo valor y el primer cuartil están más concentrados que los ubicados entre el máximo y el tercer cuartil.

El gráfico de cuartiles (Figura 4-7) muestra la proporción de la variable gravedad absoluta en el espacio muestral. De este gráfico se interpreta que cada grupo de datos que concentra el 25% del área de estudio respectivamente, están comprendidos entre los valores: 1. [977048-977961] mGal; 2. [977961-978021] mGal; 3. [978021-978130] mGal y por último 4. [978130-978480] mGal.

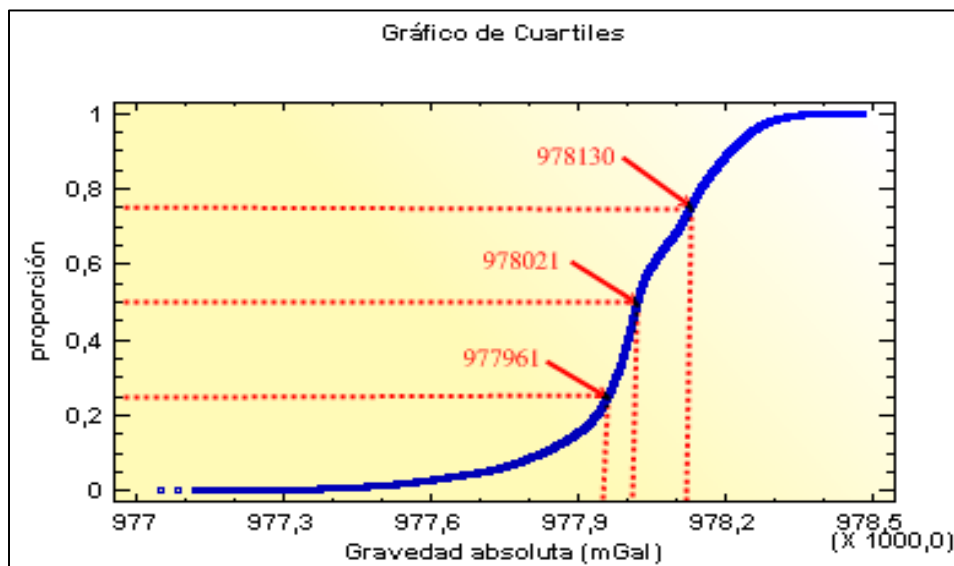


Figura 4-7. Cuartiles para la variable gravedad absoluta.

A partir de la curva de probabilidad normal (Figura 4-8) se observa que la totalidad de los datos no se distribuye linealmente sobre la recta de 45°, por lo cual, se concluye que el espacio muestral no procede de una distribución normal.

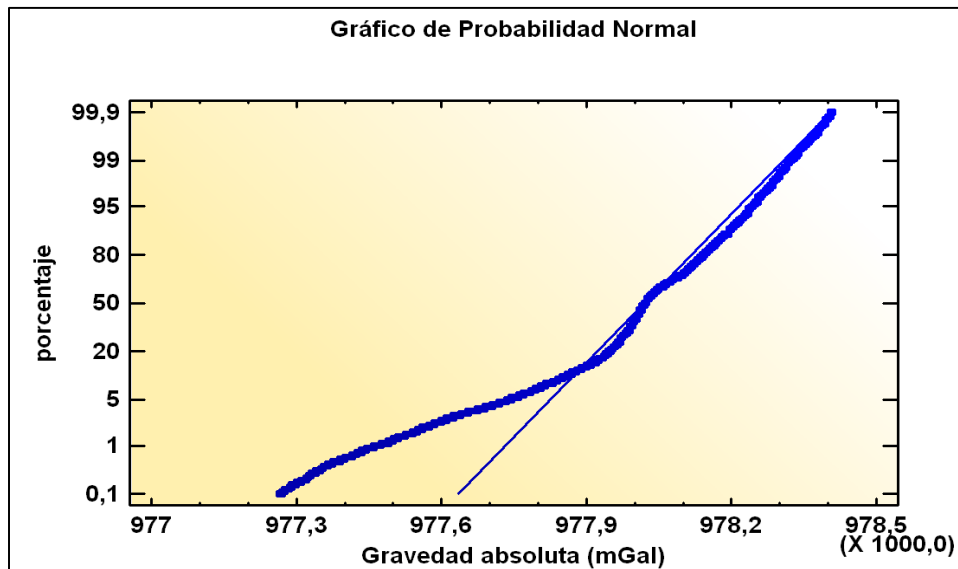


Figura 4-8. Curva de probabilidad normal para la variable gravedad absoluta.

4.1.3.2 Análisis estadístico de los valores de anomalía de Bouguer:

Para la variable anomalía de Bouguer (unidades en mGal) (Tabla 4-2.), se observa que un valor mínimo de -280,1 mGal, el cual se ubica en las coordenadas 65,5°O y 4,76°N; geográficamente está ubicado en las Sabanas de Cacurí en el Estado Amazonas. El valor máximo de 285,061 mGal se encuentra en la Sierra de Santa Marta, Colombia, en las coordenadas 73,66°O y 10,9°N.

El valor observado del sesgo estandarizado no se encuentra dentro del rango esperado para datos provenientes de una distribución normal. El valor de curtosis

estandarizada tampoco se encuentra dentro del rango esperado para datos provenientes de una distribución normal.

Debido a que los datos no provienen de una distribución normal, no es posible aplicar el criterio de intervalos de confianza. Dado que el coeficiente de variación es igual a -425,106% (<1), se pueden aplicar las técnicas de geoestadística lineal.

Tabla 4-2. Resumen estadístico de la variable anomalía de Bouguer

N° de datos	188071
Promedio	-15,5629
Desviación Estándar	66,1588
Coeficiente de Variación	-425,106%
Mínimo	-280,1
Máximo	285,061
Rango	565,161
Sesgo Estandarizado	4301,88
Curtosis Estandarizada	172,655

Para el cálculo de estos valores, se dividió el rango de los valores de anomalía de Bouguer en intervalos del mismo ancho, y se contó el número de datos en cada intervalo. Las frecuencias absolutas muestran el número de datos en cada intervalo, mientras que las frecuencias relativas muestran las proporciones en cada intervalo. En figura 4-9 se muestra la frecuencia absoluta para cada intervalo.

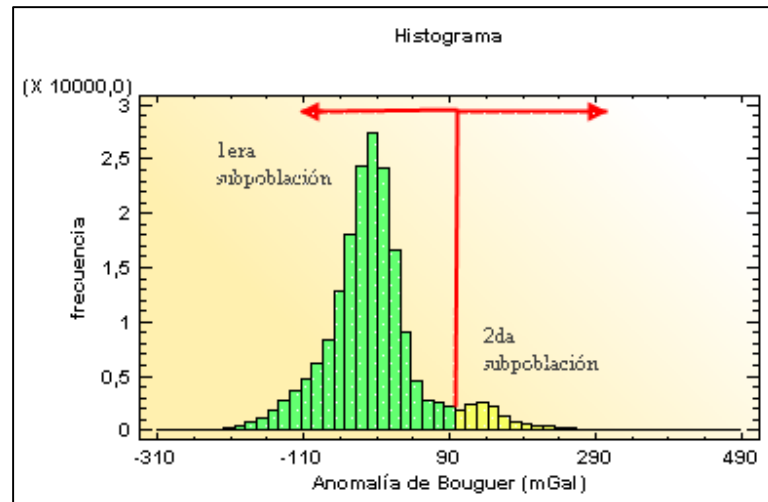


Figura 4-9. Histograma de frecuencias de la variable: Anomalía de Bouguer.

De los resultados obtenidos a partir del análisis del histograma de frecuencias (Figura 4-9) es posible observar que los datos de anomalía de Bouguer están conformados por dos subpoblaciones, que le confieren un comportamiento bimodal. Para evaluar la forma en que se distribuyen los datos en esta población, se realizará un diagrama de dispersión (Figura 4-10), así como un diagrama de cajas y bigotes (figura 4-13).

Tanto el diagrama de dispersión (Figura 4-12) como el de caja y bigotes (Figura 4-13) sugieren que la variable anomalía de Bouguer tiene su mayor concentración en el intervalo -110 mGal a +50 mGal. A partir del análisis del gráfico de caja y bigotes (Figura 4-13) también se puede definir la forma de la distribución de los datos (simetría). En este caso se tomará en cuenta la ubicación de la mediana (línea que divide a la caja en 2 partes).

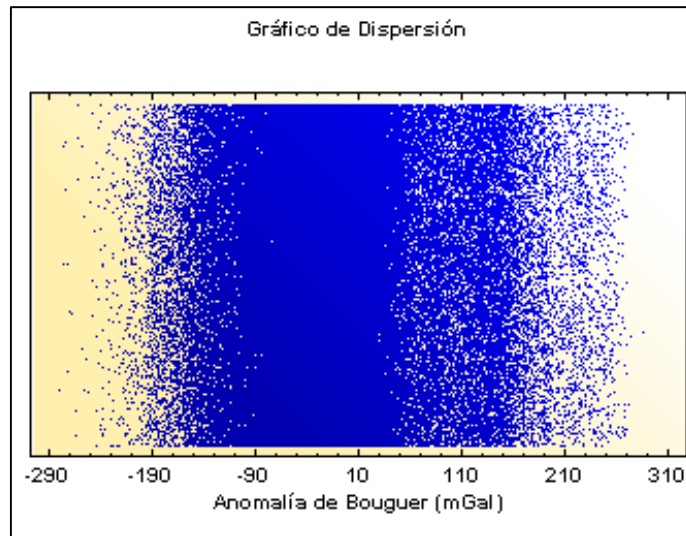


Figura 4-10. Diagrama de dispersión de la variable anomalía de Bouguer.

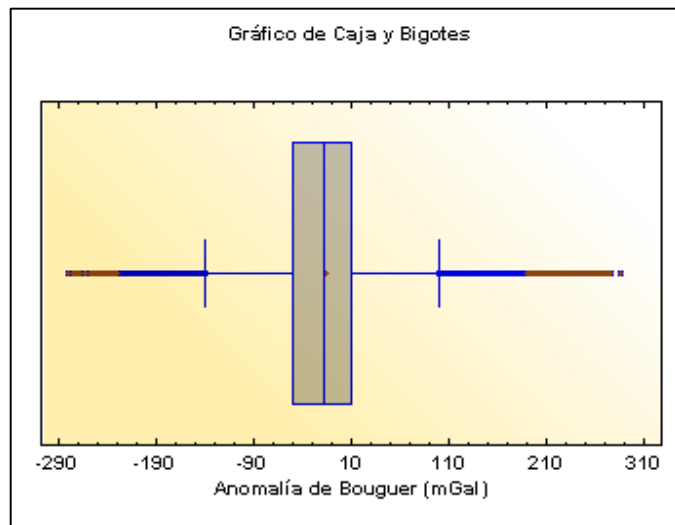


Figura 4-11. Diagrama de cajas y bigotes para la variable anomalía de Bouguer.

En la figura 4-11 se observa que la mediana se encuentra a menor distancia del tercer cuartil, lo que permite afirmar que la distribución es asimétrica con sesgo negativo. Igualmente se observa que la longitud del bigote (línea horizontal delgada

de color azul) izquierdo es igual que la del derecho, lo que permite interpretar que los datos entre el mínimo valor y el primer cuartil, y los ubicados entre el máximo y el tercer cuartil están concentrados de forma similar.

El gráfico de cuartiles (Figura 4-12) muestra la proporción de la variable anomalía de Bouguer en el espacio muestral. De este gráfico se interpreta que cada grupo de datos que concentra el 25% del área de estudio respectivamente, están comprendidos entre los valores: 1. $[-280,1-(-49,78)]$ mGal; 2. $[-49,78-(-18,599)]$ mGal; 3. $[-18,599-10,0316]$ mGal y por último 4. $[10,0316-285,061]$ mGal.

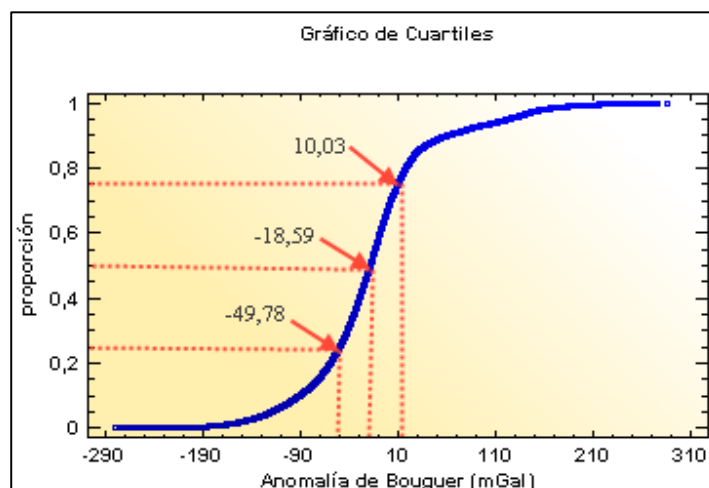


Figura 4-12. Cuartiles para la variable anomalía de Bouguer.

A partir de la curva de probabilidad normal (Figura 4-13) se observa que la mayoría de los datos no se distribuyen linealmente sobre la recta de 45°, por lo cual, se concluye que el espacio muestral no procede de una distribución normal.

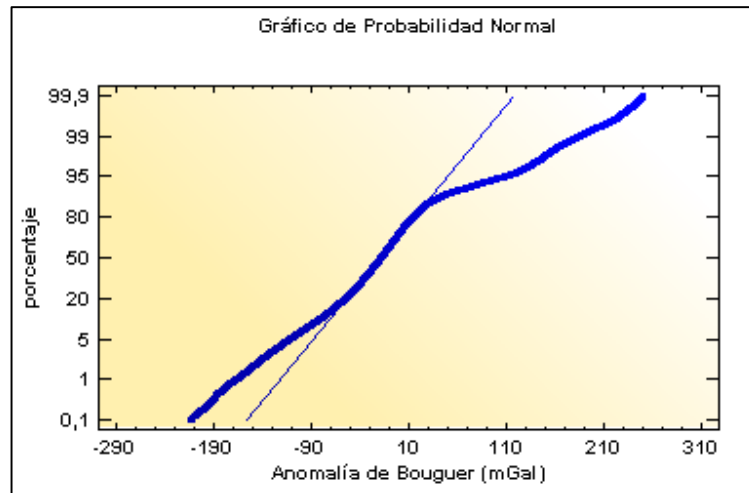


Figura 4-13. Curva de probabilidad normal para la variable anomalía de Bouguer.

4.1.3.3 Análisis estadístico de los valores de anomalía magnética:

Para la variable anomalía magnética (unidades en nT) (Tabla 4-3.), se observa que el mínimo valor es de -686,462 nT, el cual se ubica en las coordenadas 63,26°O y 7,76°N; geográficamente este valor se encuentra en el Embalse de Guri, en el estado Bolívar.

El valor observado del sesgo estandarizado no se encuentra dentro del rango esperado para datos provenientes de una distribución normal. El valor de curtosis estandarizada tampoco se encuentra dentro del rango esperado para datos provenientes de una distribución normal.

Entonces, debido a que los datos no provienen de una distribución normal, no es posible aplicar el criterio de intervalos de confianza; sin embargo, dado que el coeficiente de variación es igual a -1898,91% (<1), se pueden aplicar las técnicas de geoestadística lineal.

Tabla 4-3. Resumen estadístico de la variable anomalía magnética

No. de datos	188071
Promedio	-3,89724
Desviación Estándar	74,005
Coefficiente de Variación	-1898,91%
Mínimo	-686,462
Máximo	611,645
Rango	1298,11
Sesgo Estandarizado	-3503,18
Curtosis Estandarizada	743,866

Para el cálculo de estos valores, se dividió el rango de los valores de anomalía magnética en intervalos del mismo ancho, y se contó el número de datos en cada intervalo. Las frecuencias absolutas muestran el número de datos en cada intervalo, mientras que las frecuencias relativas muestran las proporciones en cada intervalo. En figura 4-14 se muestra la frecuencia absoluta para cada intervalo.

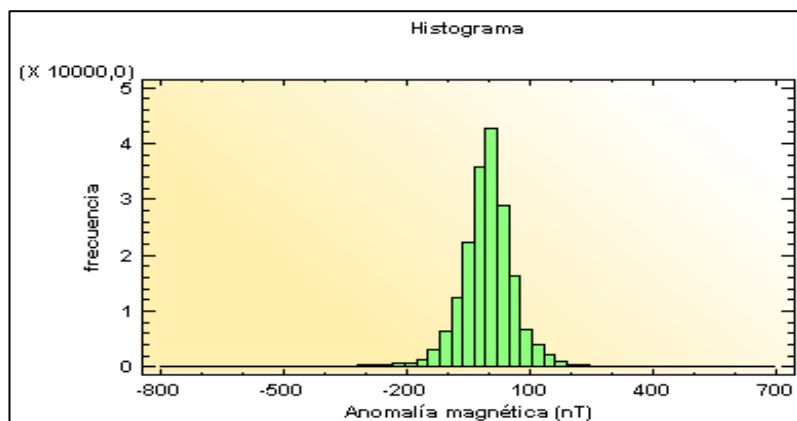


Figura 4-14. Histograma de frecuencias de la variable: Anomalía magnética.

De los resultados obtenidos a partir del análisis del histograma de frecuencias (Figura 4-14) es posible observar que los datos de anomalía magnética están

conformados por una población, que le confieren un comportamiento unimodal.

Para evaluar la forma en que se distribuyen los datos en esta población, se realizará un diagrama de dispersión (Figura 4-15), así como un diagrama de cajas y bigotes (figura 4-17).

Tanto el diagrama de dispersión (Figura 4-15) como el de cajas y bigotes (Figura 4-16) sugieren que la variable anomalía magnética tiene su mayor concentración en el intervalo -180 nT a +180 nT. A partir del análisis del gráfico de caja y bigotes (Figura 4-16) también se puede definir la forma de la distribución de los datos (simetría). En este caso se tomará en cuenta la ubicación de la mediana (línea que divide a la caja en 2 partes).

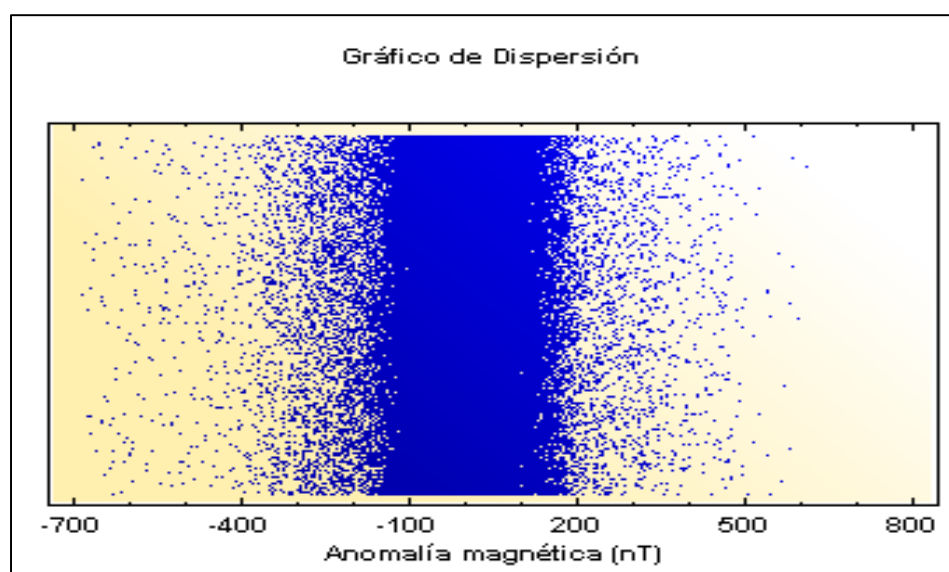


Figura 4-15. Diagrama de dispersión de la variable anomalía magnética.

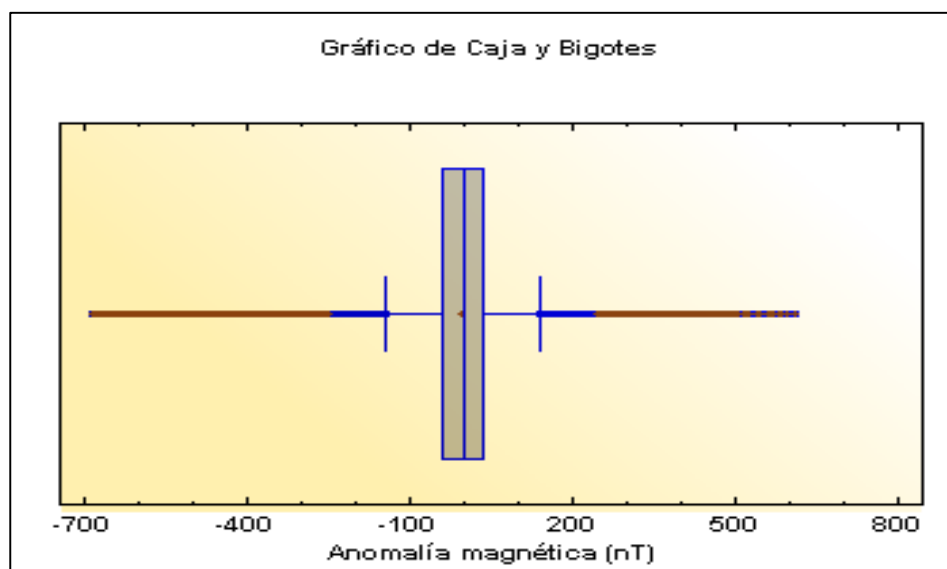


Figura 4-16. Diagrama de cajas y bigotes para la variable anomalía magnética.

En la figura 4-16 se observa que la mediana se encuentra a igual distancia tanto del primer cuartil como del tercer cuartil, lo que permite afirmar que la distribución es simétrica. Igualmente se observa que la longitud del bigote (línea horizontal delgada de color azul) izquierdo es igual que la del derecho, lo que permite interpretar que los datos entre el mínimo valor y el primer cuartil, y los ubicados entre el máximo y el tercer cuartil están concentrados de forma similar.

El gráfico de cuartiles (Figura 4-17) muestra la proporción de la variable anomalía magnética en el espacio muestral. De este gráfico se interpreta que cada grupo de datos que concentra el 25% del área de estudio respectivamente, están comprendidos entre los valores: 1. $[-686,462-(-37,6331)]$ nT; 2. $[-37,6331-(-1,3633)]$ nT; 3. $[-1,3633-32,8712]$ nT y por último 4. $[32,8712-611,645]$ nT.

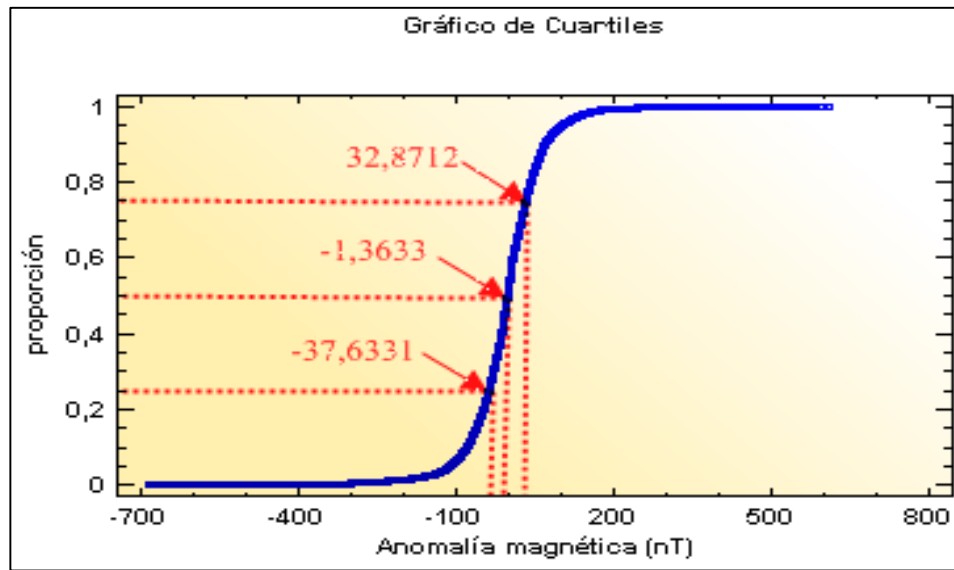


Figura 4-17. Cuantiles para la variable anomalía magnética.

A partir de la curva de probabilidad normal (Figura 4-18) se observa que la mayoría de los datos no se distribuyen linealmente sobre la recta de 45°, por lo cual, se concluye que el espacio muestral no procede de una distribución normal.

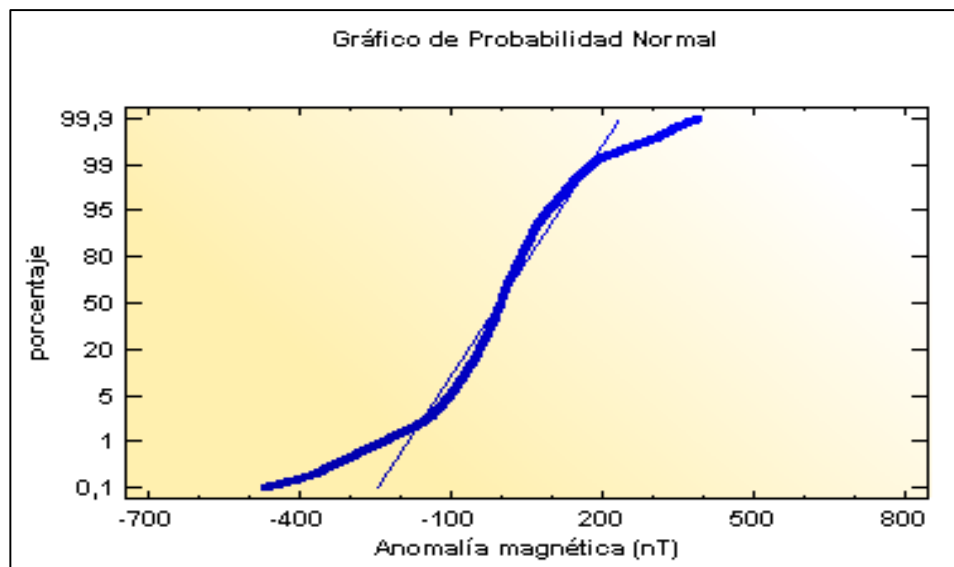


Figura 4-18. Curva de probabilidad normal para la variable anomalía magnética.

4.2 Procesamiento de los datos gravimétricos de la Cuenca Oriental de Venezuela

4.2.1 Características generales de la reducción aplicada a los datos gravimétricos

Las reducciones aplicadas a los datos gravimétricos de la Cuenca Oriental de Venezuela, fueron realizadas tomando como nivel de referencia el geoide ($h=0$) y una densidad de reducción de Bouguer igual a 2,3 g/cc. Las reducciones aplicadas fueron las siguientes, y el procedimiento seguido fue descrito en la sección 4.1.1.:

- Corrección por latitud a partir de la fórmula para la gravedad teórica de 1967 (Cordell et al., 1982) (Ec. 4-1)
- Corrección topográfica calculadas con el algoritmo del módulo Gravity and Terrain Corrections de Geosoft (2007) (Ec. 4-2, Ec. 4-3 y Ec. 4-4)
- La corrección de Bouguer se aplicó discriminando los datos terrestres y marinos (Fosa de Cariaco, Golfo de Paria, etc) (Ec. 4-5 y Ec. 4-6).
- La corrección de aire libre (Cal) se calculó a partir de la Ec. 4-7. La anomalía de Bouguer se calculó a partir de la ecuación (4-8).
- Las características del mallado de los datos gravimétricos y magnéticos de la Cuenca Oriental de Venezuela se resumen a continuación y son iguales al mallado de datos gravimétricos y magnéticos de Venezuela, puesto que la distribución espacial de las estaciones de medición es la misma:

Tamaño de celda: 0.033°

Método de interpolación: Mínima curvatura

Sistema de proyección utilizado: WGS84

Colores: Las variaciones de color en el mapa de gravedad absoluta y anomalía gravimétrica son el resultado de las variaciones laterales de densidad en el subsuelo.

Nº de mediciones: El mallado de datos fue generado con un total de 13742 mediciones de gravedad sobre el área de estudio, correspondientes el modelo de geopotencial EGM2008, y con nivel de referencia $h=0$. Estos datos fueron

suministrados por el International Center for Global Gravity Field Models (ICGEM) en Alemania.

4.2.2 Cálculo de la bondad de ajuste y el coeficiente de Pearson para las separaciones polinómicas de primer, segundo y tercer orden

4.2.2.1 Cálculo de la bondad de ajuste para las separaciones polinómicas.

En esta etapa, se realizó la simulación de la tendencia regional de la anomalía gravimétrica a partir de ecuaciones polinómicas de primer (Figura 4-19), segundo (Figura 4-21) y tercer orden (Figura 4-23). Se eligió la tendencia regional de tercer grado, por tener la mayor calidad en la simulación del comportamiento de las fuentes profundas en la Cuenca Oriental de Venezuela. Posteriormente se generó el mapa residual de anomalías de Bouguer (Figura 4-20), a partir de la diferencia de los valores de anomalía de Bouguer y de anomalía residual de Bouguer.

La bondad de ajuste se utilizó como herramienta de validación de los resultados obtenidos. Para su cálculo, se hizo necesaria adicionalmente, la generación de los mapas residuales de primer (Figura 4-22) y segundo orden (Figura 4-23).

A partir del cálculo de la bondad de ajuste, se obtuvo que la superficie polinómica de grado 3 modela la distribución de la anomalía de Bouguer de la zona en estudio (Cuenca Oriental de Venezuela) con una bondad de ajuste de 81,04% (Tabla 4-4). La figura 4-25 muestra el ajuste obtenido para cada grado del polinomio utilizado.

Tabla 4-4. Bondad de ajuste para las separaciones polinómicas de primer, segundo y tercer grado de la anomalía de Bouguer:

Grado del polinomio	Bondad de ajuste
1	15,15981227
2	66,31013693
3	81,04427816

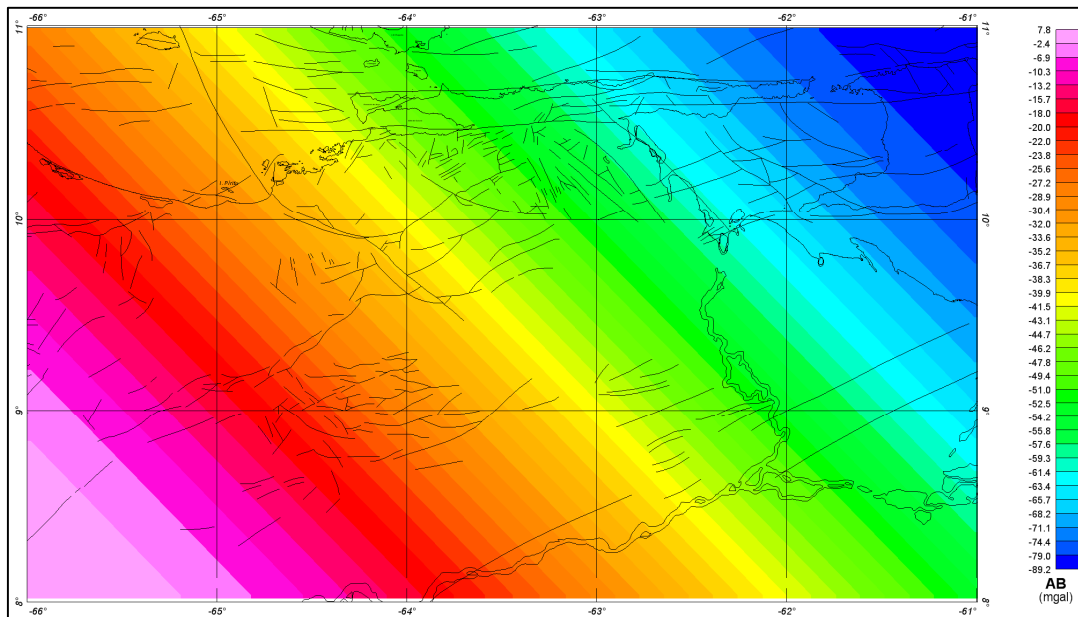


Figura 4-19. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico regional de primer orden.

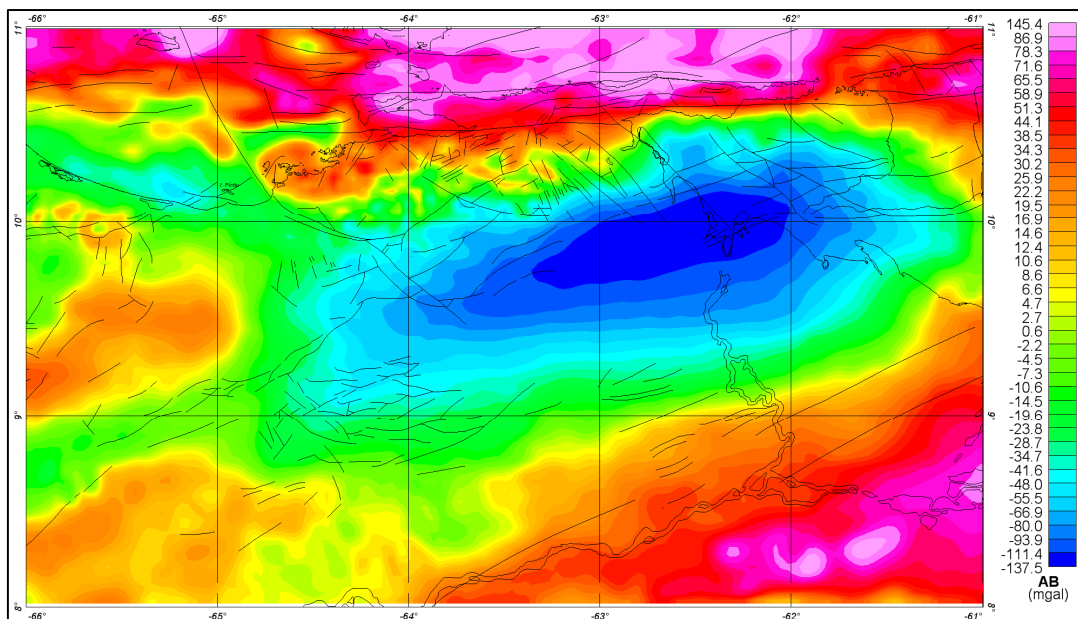


Figura 4-20. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico residual de primer orden.

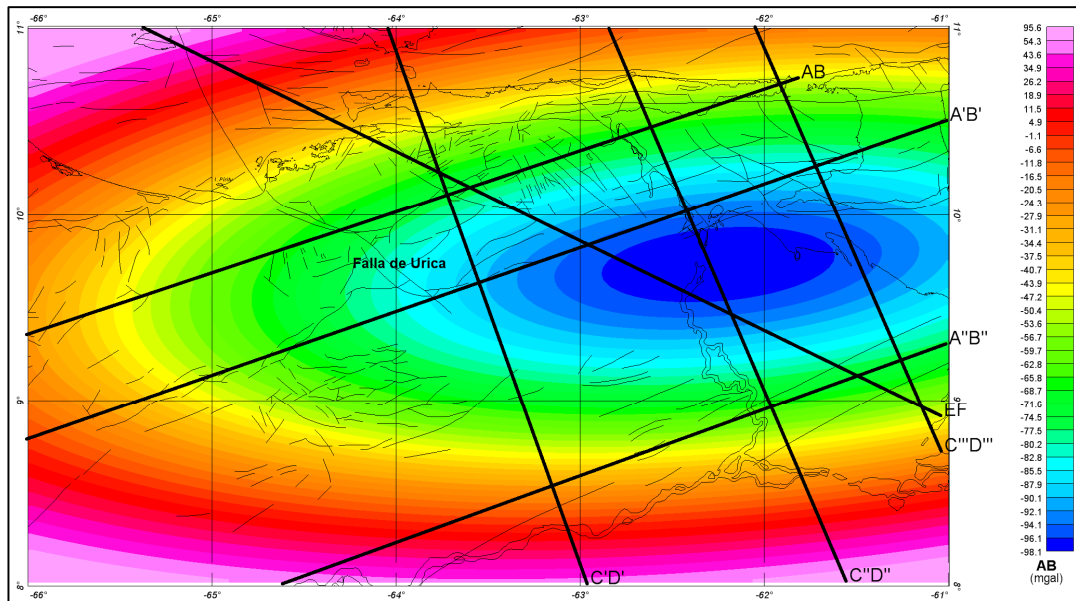


Figura 4-21. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico regional de segundo orden.

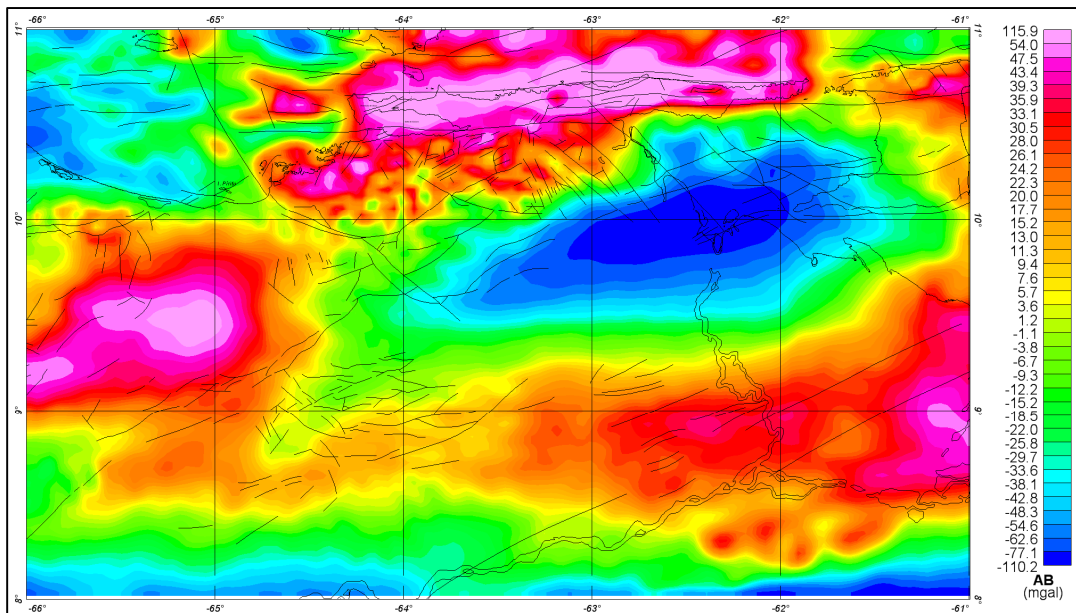


Figura 4-22. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico residual de segundo orden.

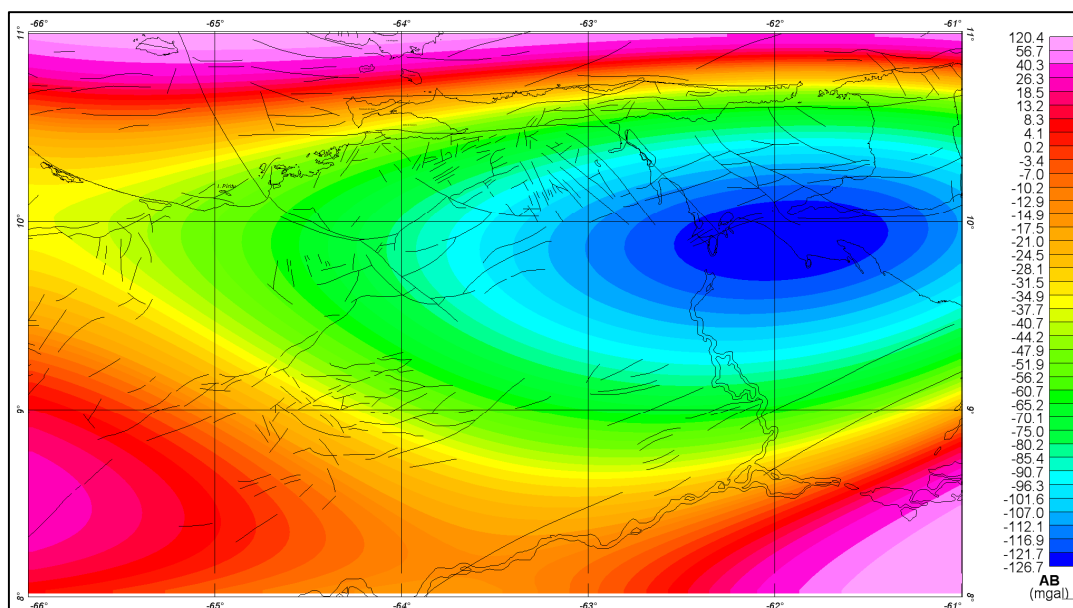


Figura 4-23. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico regional de tercer orden.

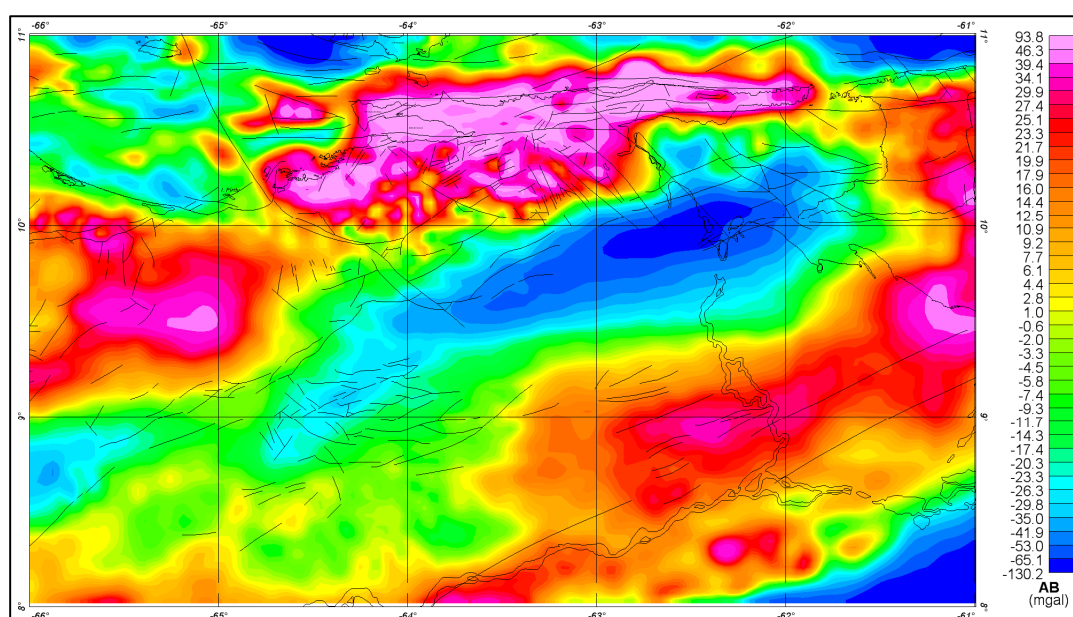


Figura 4-24. Mapa de anomalía de Bouguer polinómico residual de tercer orden.

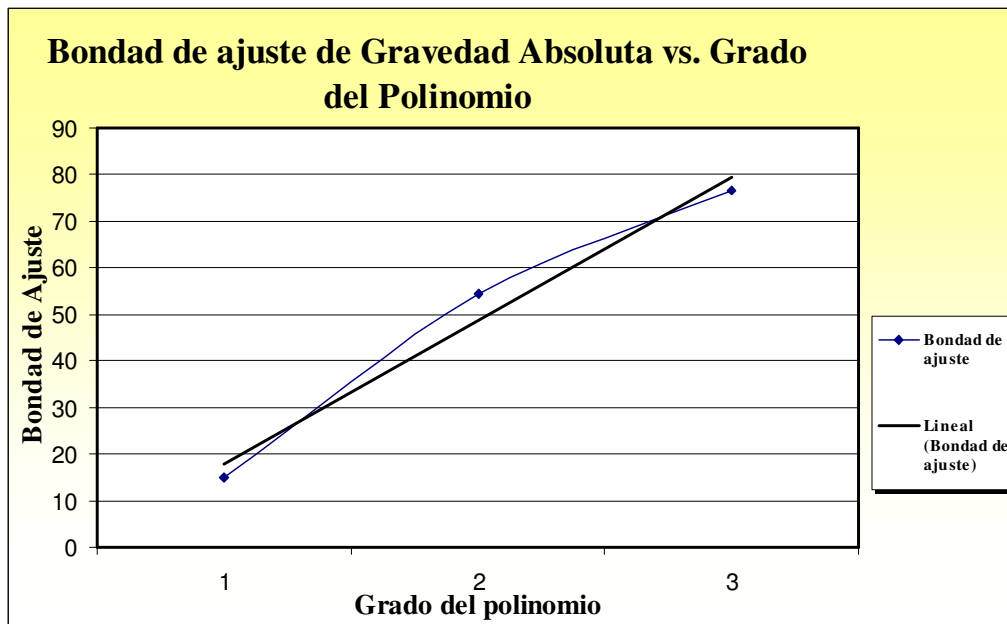


Figura 4-25. Bondad de ajuste para las separaciones polinomiales de primer, segundo y tercer grado de la anomalía de Bouguer.

4.2.2.2 Coeficiente de correlación de Pearson para las separaciones polinómicas.

El coeficiente de correlación de Pearson (r) permite medir la relación lineal entre dos variables cuantitativamente, independientemente de la escala de medida de las variables. El valor para este coeficiente varía en el rango de -1 a $+1$. Si r es igual a cero, no existe relación lineal; si $0 < r < 1$, existe una correlación positiva; si $r = 1$ existe una correlación positiva perfecta; si $r = -1$ existe una correlación negativa perfecta; si $-1 < r < 0$ existe una correlación negativa.

Para el área en estudio, se obtuvo que para la separación polinómica de tercer grado, el coeficiente de correlación de Pearson es 0,8558 (Tabla 4-5); lo que demuestra que esta separación es la que guarda mayor correlación positiva con la anomalía de Bouguer, siendo esta información consistente con el resultado obtenido a partir del cálculo de la bondad de ajuste.

Tabla 4-5. Coeficiente de correlación de Pearson para las separaciones polinómicas de primer, segundo y tercer grado de la anomalía de Bouguer.

Grado	Coeficiente de Correlación de Pearson	
	Regional	Residual
1	0,37443295	0,921108643
2	0,76420734	0,583846019
3	0,85584122	0,442138674
4	-0,25026335	0,250263346

4.2.3 Determinación de profundidades en la Cuenca Oriental de Venezuela

4.2.3.1 Determinación de profundidades a partir del análisis espectral

Este método genera una estimación de la profundidad de los contrastes de densidad significativos en la corteza (Studinger et al., 1997). El análisis espectral como método de estimación de la profundidad de un cuerpo que origina una anomalía, se realiza en el dominio de la frecuencia y permite evaluar cómo se distribuye la energía en función de la frecuencia.

El método primeramente asume que las interfases son horizontales con pequeñas variaciones en su relieve. La variación gravitacional de esta topografía del subsuelo puede ser descrita en el dominio de la frecuencia a partir del primer término de la expansión de Parker (1972) (citado por Studinger et al., 1997). Asumiendo un grupo de fuentes prismáticas distribuidas sobre la topografía del subsuelo, el espectro de potencia de la gravedad de un conjunto de cuerpos prismáticos, revela una relación casi lineal entre el número de onda y la densidad del espectro de potencia (PSD).

Si se grafica el logaritmo natural del espectro de potencia promediado radialmente (Radially averaged power spectrum) de la anomalía de Bouguer versus el número de onda, da como resultado muchos segmentos lineales los que corresponden a la profundidad media de los contrastes de densidad. La profundidad media a la fuente es

proporcional a la pendiente de la línea que mejor ajusta a la curva (Studinger et al., 1997).

Dentro de las condiciones que debe cumplir un área de estudio, para la obtención de resultados óptimos a partir de la aplicación de esta herramienta, se encuentran: a) Una distribución espacial de los datos uniforme; b) Provincias de geología uniforme y c) Gran extensión de la zona de estudio como para resolver la longitud de onda larga.

Ahora bien, considerando un mallado, en el que se incluyan varias fuentes (mallado de gran tamaño), la profundidad estadística de los topes de las fuentes podría ser determinada calculando el logaritmo del espectro (Ec. 4-9):

$$\text{Log}E_{(r)} = 4\pi hr \quad (\text{Ec. 4-9})$$

Donde “h” es la profundidad estimada por medio de la Ecuación (Ec. 4-10):

$$h = \frac{S}{4\pi} \quad (\text{Ec. 4-10})$$

siendo “S” la pendiente del espectro.

En las figuras 4-26, 4-27 y 4-28 se muestra el espectro de energía promediado radialmente (Radially Averaged Power Spectrum) para los valores de gravedad absoluta, anomalía de Bouguer y anomalía magnética de la Cuenca Oriental de Venezuela respectivamente. Esta estimación de profundidades se realizó con el módulo *montaj* MAGMAP Filtering, del programa Oasis *montaj* v.6.4.2 (Geosoft Inc, 2007), el cual aplica esta herramienta luego de haber realizado la transformada de Fourier y obtener los datos en el dominio de la frecuencia. El módulo proporciona junto con el espectro, una curva de profundidades estimadas.

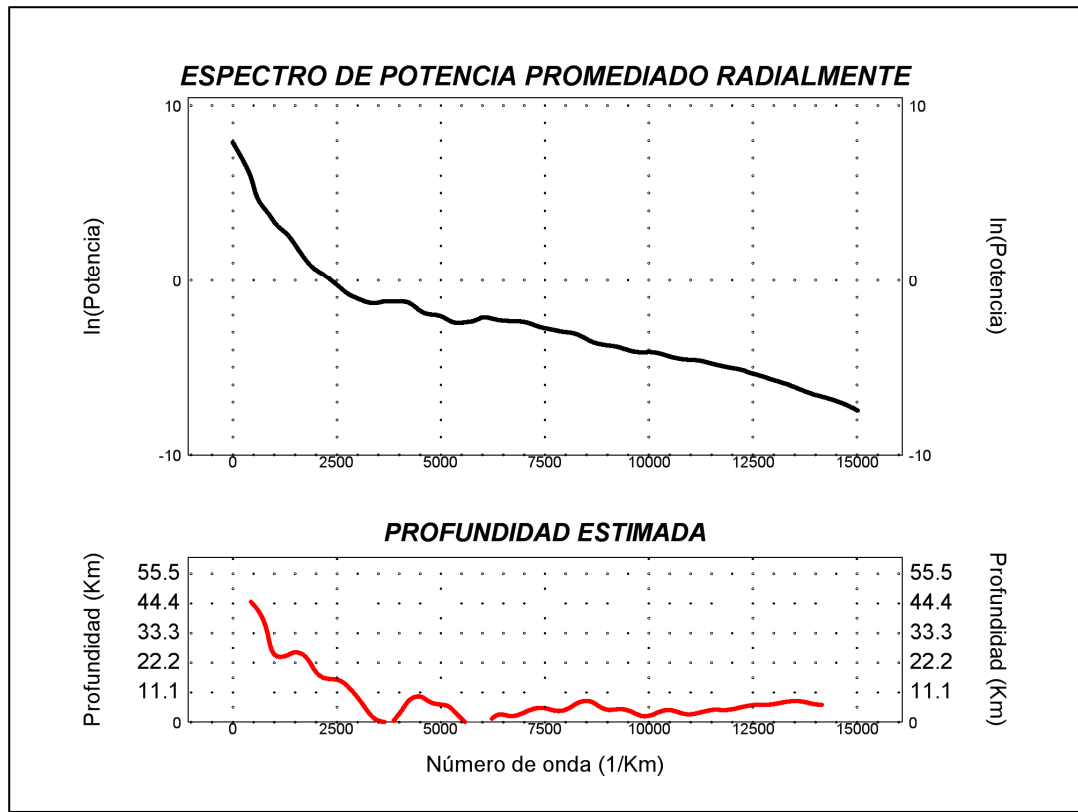


Figura 4-26. Espectro de potencia de las frecuencias de la gravedad absoluta.

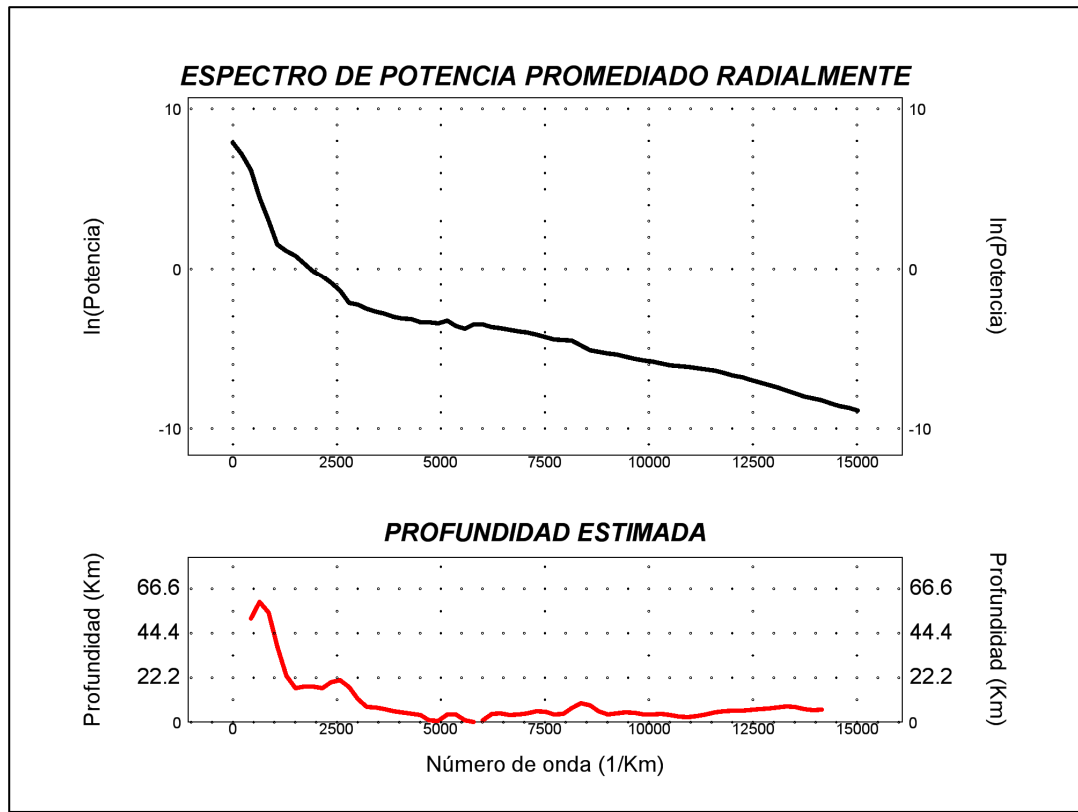


Figura 4-27. Espectro de potencia de las frecuencias de la anomalía de Bouguer

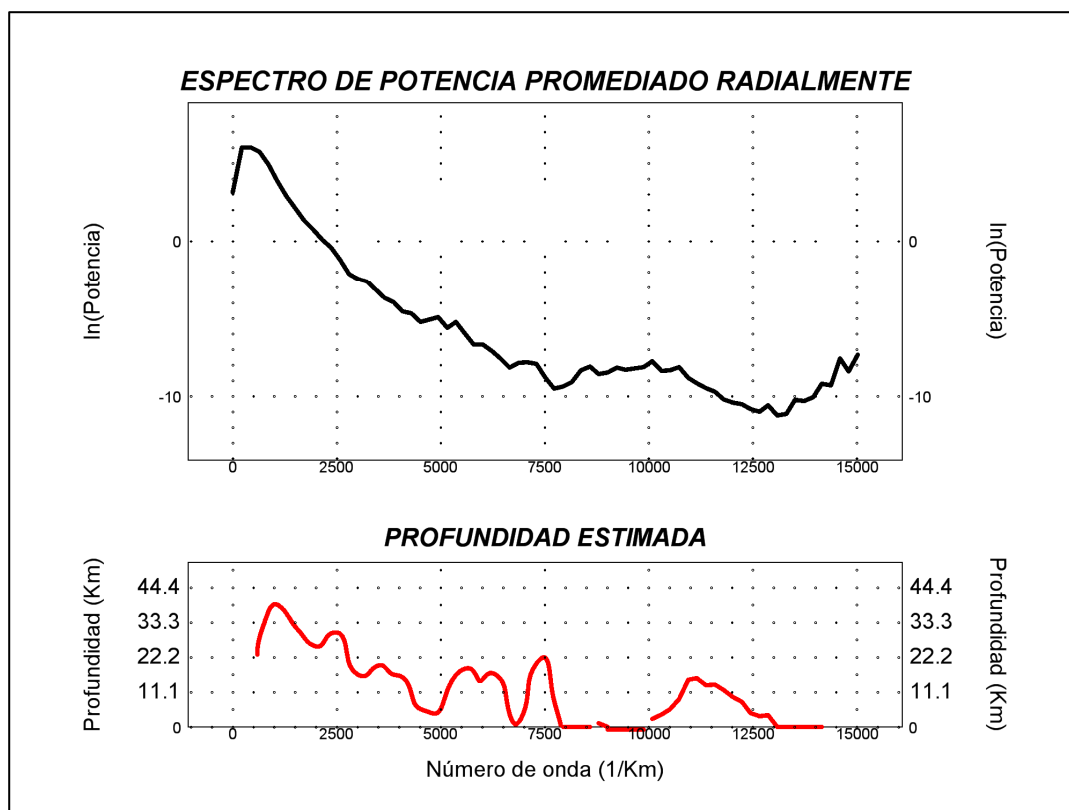


Figura 4-28. Espectro de potencia de las frecuencias de la anomalía magnética.

El estudio espectral de los valores de gravedad absoluta (Figura 4-26), de anomalías de Bouguer (Figura 4-27) y magnéticas (Figura 4-28) de la Cuenca Oriental de Venezuela sugiere los siguientes niveles de anomalías en el subsuelo:

Tabla 4-6. Estimación de profundidades a partir del análisis espectral

	Prof. estimada nivel profundo (Km)	Prof. estimada nivel intermedio (Km)	Prof. estimada nivel somero (Km)
Gravedad absoluta	44.5	24	13
Anomalía de Bouguer	38.5	22	10
Anomalía magnética	60	20	7

De acuerdo a la tabla 4-6, en relación a la interfase más profunda, los espectros de potencia mostrados anteriormente, muestran que el objetivo gravimétrico profundo se encuentra entre una profundidad promedio en el rango de 44.5 y 38.5 Km, y el objetivo magnético profundo se encuentra a una profundidad de 60 Km.

Como ha sido comentado anteriormente en el texto, el método gravimétrico utiliza el contraste de densidad entre cuerpos de rocas vecinos, para ubicar contrastes geológicos por debajo de un nivel de referencia, no obstante, el método magnético utiliza el contraste de susceptibilidad magnética para ubicar los contrastes geológicos. Así pues, en la naturaleza puede haber contraste de densidad entre rocas adyacentes sin implicar un contraste de susceptibilidad magnética, ésta circunstancia produce que a partir del método magnético se detecte una interfase, la cual sea indetectable por el método gravimétrico o viceversa.

La interfase intermedia se asocia en este trabajo a la discontinuidad de Conrad, la cual también se ha podido correlacionar a partir de los datos de sismología instrumental de Venezuela, obtenidos a partir del sitio web de la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). A partir del análisis espectral de los datos gravimétricos se determinó que la profundidad de Conrad en la Cuenca Oriental está en el rango de 22 a 24 Km.

La interfase somera se asocia al contacto corteza superior/metasedimentos, la cual, según el análisis espectral, se encuentra en el rango de 10-13 Km de profundidad.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

CAPÍTULO V

ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS

5.1 Análisis e interpretación de los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas de Venezuela

5.1.1 Mapa de gravedad absoluta (Figura 5-1)

5.1.1.1 Sistema insular

El sistema insular, ubicado al norte de la costa venezolana, se caracteriza por la presencia de máximos de gravedad absoluta. Estos máximos en su mayoría tienen continuidad lateral, como los presentes en las Antillas de Sotavento y en las Antillas Menores. Las islas Curazao, Bonaire, de Aves, Los Roques y La Orchila presentan contornos cerrados de gravedad, los cuales reflejan contrastes de densidad positivos asociados a la plataforma del arco. Ver detalle en la Figura 5-2.

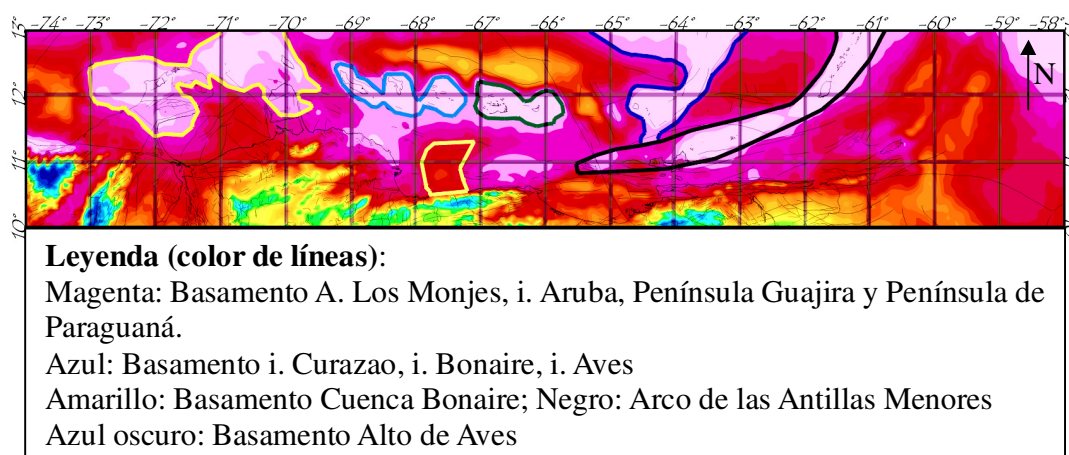


Fig 5-2. Distribución del basamento en las regiones insulares, desde el punto de vista gravitacional.

Gravitacionalmente, se pueden asociar las islas de Margarita, la Tortuga y Los Testigos a la prolongación sur-occidental del arco de las Antillas Menores, así como la isla La Blanquilla al Alto de Aves. Se asocia la zona de mínimos relativos de gravedad absoluta ubicado entre la isla La Tortuga y La Orchila al cañón de Los Roques, la cual tiene una orientación preferencial aproximada N33°O, y cuyo borde Este, está delimitado por la prolongación en agua del sistema de fallas de Urica. La zona de mínimos de gravedad de tendencia oeste-este, ubicada entre la Península de Araya y el sureste de la Cordillera de la Costa central, se asocia con la Cuenca de Cariaco, en la cual se observan dos depresiones gravimétricas bien diferenciadas asociadas a depocentros de la cuenca, estos han sido previamente descritas por Escalona et al. (2008).

La Cuenca de Bonaire tiene expresión en este mapa, como una zona de mínimos relativos de gravedad absoluta. En relación al basamento del sistema insular, el mapa sugiere que las islas Los Roques, La Orchila, Curazao, Bonaire y las Aves de Sotavento forman parte del mismo arco.

Una zona de mínimos relativos separa el basamento de la isla de Curazao del basamento de la isla de Aruba, el cual parece prolongarse hacia el noroeste; esta información es consistente con la geología de la zona disponible (ver Figura 4-24).

Igualmente se observa la convergencia de la alineación de máximos de gravedad absoluta asociada al arco extinto de Aves y la alineación de máximos de gravedad absoluta asociada a las Antillas Menores en la isla La Tortuga (Figura 5-2).



Figura 5-3. Mapa geológico de la región insular de Venezuela. (Instituto Francés de Petróleo, 2009)

Desde el punto de vista gravitacional, se pueden correlacionar a la Península de la Guajira y la Península de Paraguaná con el sistema insular. Su basamento tiene continuidad gravitacional con el basamento de la isla de Aruba y el Archipiélago Los Monjes.

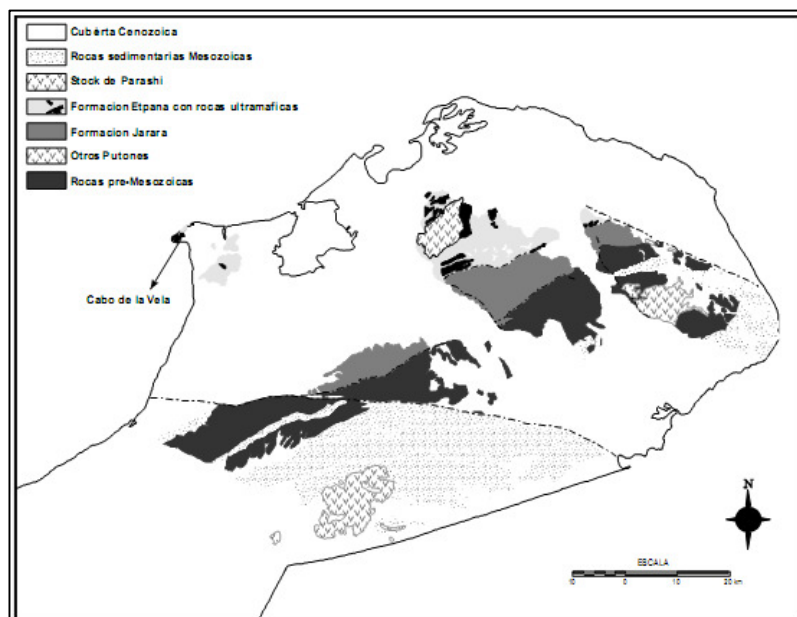


Figura 5-4. Distribución de los dominios litotectónicos en la Península Guajira.
(Tomado de Cardona et al., 2007)

5.1.1.2 Cadenas montañosas:

a) Sistemas de montañas del Caribe

En la región norcentral, las fallas rumbo-deslizantes El Pilar y San Sebastián controlan la geometría de la línea de costa. Cualitativamente, la gravedad absoluta refleja la presencia de los sistemas oblicuos que influyen en la distribución gravitacional del sistema montañoso del Caribe, estos sistemas de fallas transversales de rumbo NW-SE cortan principalmente las estructuras geológicas E-W, evidenciando la importancia del sistema oblicuo en el proceso de interacción placa Caribe-Suramericana.

El Macizo El Ávila se expresa como un mínimo relativo de la gravedad absoluta, elongado en la dirección de aprox. N79,9°E respuesta esperada por la influencia de la topografía sobre las mediciones de gravedad absoluta. La falla Tacagua-El Ávila limita al sur esta zona.

Particular importancia reviste la Falla de Táchata, la cual corta la faja de Villa de Cura hasta llegar a la faja volcada y plegada, más al sur. Un sistema de fallas sub-paralelos al este de la falla de Táchata, como por ejemplo la falla de Aragua, justificarían la tendencia oblicua observada en los contornos de los mínimos gravimétricos asociados a la faja volcada y plegada del Sistema Montañoso del Caribe.

La prolongación en agua de la falla Tacagua-El Ávila marca el límite entre un basamento profundo de la Cuenca de Bonaire al oeste, y al este la respuesta gravitacional indica la presencia de un basamento menos profundo.

La depresión del lago de Valencia es asociada a una zona de mínimos relativos de gravedad absoluta.

Las sierras de San Luis y Baragua se asocian a mínimos absolutos del Estado Falcón, y están limitadas al norte por la falla de Oca-Ancón. Estas zonas exhiben rocas de edad Oligoceno-Plioceno, y están rodeadas de afloramientos de edad cuaternario. Al norte de la falla de Oca-Ancón se bajos gravimétricos de dirección NE-SW.

La proyección de la falla de Urica en tierra, constituye el límite oeste del mínimo gravimétrico asociado a la Serranía del Interior. La falla de San Francisco secciona la respuesta gravitacional de la Serranía en dos contornos de mínimos gravimétricos cerrados y bien diferenciados.

b) Sistema de los Andes Venezolanos

Los Andes Venezolanos se asocian a bajos de gravedad absoluta en la parte occidental del área de estudio. Las fallas Burbusay y de Valera tienen expresión gravitatoria en este mapa, así como la falla de Boconó. La falla de Icotea y Valera

definen un bloque gravitacional cóncavo hacia el oeste de los Andes Venezolanos.

En la Cuenca del Lago de Maracaibo es de importancia el mínimo gravimétrico subparalelo asociado al Sistema de los Andes Venezolanos.

5.1.1.3 Guayana

Se puede observar la delineación de la falla de Guri, marcando el límite entre la Provincia de Imataca y el Complejo Supamo.

5.1.1.4 Llanos centrales.

La cuenca Barinas-Apure refleja bajos de gravedad absoluta en el flanco sur andino y la zona suroriental en la frontera con el cratón guayanés. Una zona de altos de gravedad con orientación NE-SW se proyecta desde el alto del Baúl hasta el sur del subsuelo de la Cuenca.

La cuenca Oriental de Venezuela está muy bien definida a partir de su respuesta gravimétrica, la cual se caracteriza por una zona de mínimos relativos con relación a su entorno. La sub-cuenca de Maturín es cortada en su orientación principal (aprox. N72,86°E) por los sistemas de fallas oblicuos que forman parte del sistema de fallas de Urica. Este seccionamiento genera la presencia de tres sub-depocentros en la sub-cuenca.

A pesar de que ha existido la incertidumbre sobre la continuidad del depocentro de la cuenca Oriental fuera de la frontera venezolana hacia el este, este mapa parece indicar que el depocentro termina en el golfo de Paria, dentro de territorio venezolano; igualmente, los modelos de la Cuenca Oriental que se han manejado hasta ahora, asocian dos regímenes tectónicos al norte y sur del eje del depocentro respectivamente, al norte, un régimen compresivo y al sur, un régimen extensivo; sin embargo, el sistema de fallas oblicuo afecta por igual ambas zonas, por lo que podría

decirse que domina el sistema de fallas oblicuo, es decir, el régimen transpresivo.

La sub-cuenca de Guárico se prolonga hasta el oeste del estado Anzoátegui y refleja una respuesta gravitacional diferente a la sub-cuenca de Maturín, asociándose con una zona de máximos de gravedad absoluta, esto se debe en principio, a que el basamento se encuentra a una menor profundidad, y que el espesor sedimentario es mucho menor que en la sub-cuenca de Maturín.

En la sub-cuenca de Guárico se tiene la presencia de la paleoestructura Graben de Espino, la cual se observa claramente en el mapa de gravedad absoluta, y se prolonga desde el este del Estado Guárico, posiblemente hasta la sub-cuenca de Maturín.

Entre las cuencas Barinas-Apure y Oriental de Venezuela, se destaca la expresión gravitacional del Alto del Baúl, el cual genera una discontinuidad lateral entre las dos cuencas. Reviste de importancia la forma concéntrica del mínimo gravimétrico presente en la parte central del Alto del Baúl.

Dentro del Golfo de Paria, se refleja un sub-depocentro de sedimentos confinado entre las fallas de Bohordal y El Soldado (Audemard et al., 2006)

Por último, en el extremo oriental del mapa, entre los 59° y 60° de longitud oeste, y los 8° y 9° de latitud norte, se observa un máximo de gravedad con orientación NW-SE que define el flanco sur occidental de confinamiento de un canal de mínimos de gravedad, el cual se prolonga sub-paralelo a la costa atlántica del norte de Suramérica y que cambia de rumbo entre los paralelos 10° y 11° norte para integrarse a la franja de mínimos de gravedad relacionada con la fosa y prisma de acreción del Arco de las Antillas Menores.

5.1.2 Mapa de anomalía gravimétrica (Figura 5-5)

5.1.2.1 Sistema insular.

Los sistemas de islas se asocian a anomalías de Bouguer positivas, las cuales están en el rango de 57 mGal a 269 mGal. La raíz de este sistema, tiene continuidad en los contornos isoanómalos en las islas Curazao, Bonaire, de Las Aves, Los Roques, La Orchila y La Blanquilla y se asocia a un contorno isoanómalo de 123 mGal. La distribución de este contorno isoanómalo tiene forma cóncava hacia el norte. La respuesta gravitacional del cuerpo correspondiente a las islas Margarita y Los Testigos se sigue asociando al Arco de Las Antillas Menores, como en el mapa de gravedad absoluta.

Al norte de la Península Guajira, se observa un mínimo relativo de -26 mGal aprox. con orientación preferencial oeste-este. Esta tendencia está marcada por la prolongación en agua del sistema de fallas oblicuas presentes al oeste de la Península de Paraguaná, las cuales están dispuestas en forma de echelón y son producto de evento distensivo que se produjo en el Paleoceno-mioceno inferior y que separó a Paraguaná del resto del continente (Mendi et al., 2005). La Península de la Guajira y Paraguaná se asocian a máximos de anomalía de Bouguer. En el caso de la Península Guajira, su máximo absoluto tiene un valor de aprox. 57 mGal, está ubicado al sureste de la misma, tiene forma concéntrica y una longitud de aprox. 12 Km. El sur de la Península de la Guajira está limitado por una zona de mínimos relativos, cuyos valores oscilan entre los 13 mGal y -58 mGal, con orientación preferencial N78°W, y una longitud aprox. de 100 Km, este mínimo prolonga costa afuera hacia el oeste de la Península. El sur de esta zona está muy bien delimitado por el sistema de fallas de Oca-Ancón.

En el Golfo de Venezuela se observa un mínimo importante, el cual delimita el surco de Urumaco, con orientación preferencial de aprox. N53,23°W, con unos 58 Km aprox. de longitud y cuyos valores oscilan entre -79 y -70 mGal. El surco de Urumaco está limitado al sur por la falla Lagarto (LEV, 1998), mientras que su borde nor-noroeste lo limita lo que pareciera ser la prolongación en agua de la Falla de Icotea.

A partir de los contornos isoanómalos, se observa que el surco de Urumaco es subparalelo al sistema de fallas oblicuas presentes en el occidente de la Península de Paraguaná. Estas fallas de orientación NNO-SSE controlan la costa occidental y oriental de la Península de Paraguaná (Mendi et al., 2005)

El basamento de la Cuenca de Bonaire profundiza hacia el sur, la anomalía de Bouguer delimita el basamento de la Cuenca; el mayor espesor de sedimentos se asocia a la anomalía de Bouguer -18 y -26 mGal al sur de la cuenca. La falla de San Sebastián limita al sur esta cuenca. El basamento de la Cuenca de Cariaco parece ser similar al basamento de la Serranía del Interior. Los valores de anomalías presentes en esta Cuenca, están en el rango de los -21 a -70 mGal. El sistema de fallas de Urica corta oblicuamente esta Cuenca, lo que genera dos depocentros (propuesto por Mann, 2008). Es importante resaltar lo bien delimitado de los contornos correspondientes al basamento del arco extinto de Aves.

5.1.2.2 Cadenas de montañas:

a) Sistemas de montañas del Caribe:

Del oeste al este del área de estudio, se asocian los mínimos relativos ubicados al sur del Estado Falcón, con los límites de las Serranías San Luis y Baragua, estos mínimos están en el rango de -18 a -49 mGal y tienen orientación N59,3°E aprox., a su vez están en contraste con las planicies costeras del Estado Falcón, las cuales se

caracterizan por tener anomalías de Bouguer positivas en el rango de 5 a 58 mGal.

El Macizo El Ávila se caracteriza por ser una zona de anomalías gravimétricas positivas. La falla de Táchata pone en contacto dos cuerpos con respuestas gravitacionales diferentes; el oeste de la falla está asociado a una zona de mínimos relativos, y al este con una zona de máximos relativos; geológicamente esta falla corta la faja volcada y plegada del sistema montañoso del Caribe hasta llegar a la sub-cuenca de Guárico.

La faja Cauagua-El Tinaco está ubicada al sur de la Faja de la Cordillera de la Costa y tiene muy buena expresión gravimétrica, se asocia a máximos de anomalía de Bouguer en el rango de -21 a 5 mGal, la orientación preferencial de los contornos es igual a N10°E.

La depresión del lago de Valencia se asocia a un mínimo absoluto de gravedad con valores entre -70 y -79 mGal, su orientación es en sentido N73,4°E.

Más hacia el este, la falla del Pilar marca la frontera entre la Península de Paria y la Serranía del Interior al sur. La primera se caracteriza por la presencia de anomalías positivas en el rango de 28 a -18 mGal mientras que la segunda se caracteriza por estar en un rango de -18 mGal a 53 mGal. La falla del Pilar parece prolongarse hasta la isla de Trinidad.

b) Sistema de los Andes Venezolanos

Los Andes Venezolanos se distinguen por poseer anomalías negativas en el orden de -70 a -241 mGal, la orientación preferencial de los contornos es de N43°E.

5.1.2.3 Guayana

El escudo guayanés se caracteriza por la presencia de anomalías de Bouguer negativas, en el rango de 0 mGal y los -123 mGal. Los mínimos absolutos están en el orden de los -123 mGal, y se encuentran distribuidos principalmente en la provincia Cuchivero, y en con una menor extensión en la Provincia Pastora. La provincia Imataca se distingue por la presencia de máximos relativos en el orden de -21 a -70 mGal, estos valores constituyen máximos relativos frente a Cuchivero y Pastora, su límite oeste está definido por la orientación preferencial de las curvas asociadas al cauce del río Caura.

Al sur de Cuchivero y Pastora, se observa una alineación en sentido oeste-este de los contornos, la cual pone en contacto cuerpos menos densos al norte y más densos al sur de la misma.

Revisten importancia ciertos cuerpos de anomalías positivas, de extensión reducida, que se encuentran presentes en el cratón guayanés y en el estado Amazonas. Entre las más interesantes de estas se encuentra una anomalía positiva de geometría ovalada localizada en el extremo sur del Estado Amazonas, pese a que no se identifica por geología de superficie tipos rocosos con geometría similar a la anomalía descrita, la asociación de otras áreas anómalas con contrastes positivos en la región orientan a pensar que el Grupo Roraima es el responsable de la mayoría de anomalías que destacan por la presencia de contrastes positivos de densidad.

5.1.2.4 Llanos centrales.

El Alto del Baúl se caracteriza por ser una zona de altos de anomalías gravimétricas en el rango de -15 a 17 mGal. Se encuentra entre los paralelos 8° y 10° norte y los meridianos 66° y 69° oeste. La geometría de la respuesta gravimétrica asociada al Alto, tiene forma concéntricamente alargada en dirección oeste-este. Esta anomalía positiva se prolonga hacia el sur atravesando los Llanos Venezolanos con una orientación preferencial de N52,4°E y con valores que oscilan entre -21 y -7

mGal.

En la parte central del Alto del Baúl, se observa un mínimo absoluto con un valor de aprox. -18 mGal, el cual tiene geometría circular; patrones de respuesta gravimétrica de este tipo, han sido asociados por algunos autores en otras áreas del mundo a estructuras de impacto (Schmidt, 1984; Ernstson, 1985; Glass, 2005). En Venezuela, se tienen antecedentes de estructuras de impacto en los estados Trujillo, Falcón y Bolívar. (Sipiera et al., 1995)

Los valores de anomalía de Bouguer asociados a la Cuenca Oriental de Venezuela, se encuentran entre los meridianos 61° y 66° oeste, y los paralelos 8° y 11° norte. Su orientación es principalmente N71,95° aprox. y sus valores se encuentran en el rango de -196 mGal en su depocentro hasta 17 mGal en el oeste, en la subcuenca de Guárico.

La orientación preferencial del graben de Espino es N68,7°E, el cual se prolonga hasta el meridiano 65°.

Se observan unos contornos de anomalías de Bouguer en el rango de -4 mGal hasta 28 mGal, paralelos al cauce del río Orinoco hacia el sur, correlacionándose con la cubierta sedimentaria cuaternaria del Macizo Guayanés, estas anomalías se prolongan hasta el Delta del Orinoco.

5.1.3. Mapa de anomalía de campo magnético total de Venezuela (Figura 5-6).

Un mapa de anomalías magnéticas es el resultado de la suma de los campos magnéticos asociados a la magnetización de las distintas fuentes presentes en la corteza (Montenegro, 1998). La interpretación de las anomalías magnéticas es quizás el paso más importante en la prospección magnética. En general, la proyección de las anomalías se desplaza un poco hacia el sur, con respecto al origen de la anomalía, por tanto, en una curva de perfil normal, existen dos aspectos asociados a un valor magnético mínimo hacia el norte junto con un valor máximo hacia el sur (Barba, 1990).

El presente análisis se basa en el estudio de las anomalías magnéticas de campo total provenientes del modelo geomagnético EMAG2 con un nivel de referencia a 4.000 metros sobre el geoide, como herramienta para el conocimiento de la estructura del subsuelo del territorio venezolano.

5.1.3.1 Sistema insular.

El sistema insular se caracteriza por la presencia de altos de anomalías de campo magnético total (ACMT) ubicados al sur de la plataforma de las Antillas de Sotavento y al sureste del arco de las Antillas Menores, dentro del rango de 175 a -64 nT; y por la presencia de bajos de ACMT, ubicados al norte de la plataforma de las Antillas de Sotavento y al este del arco de las Antillas Menores, dentro del rango de -132 nT a -64 nT.

Resulta de interés la ACMT ubicada al norte de las islas de Aves y el Archipiélago Los Roques, cuyos valores están en el rango de -130 nT a -35 nT, con rumbo preferencial N77,95°W aprox. el cual es subparalelo al Alto de Curazao. Este Alto ha sido descrito por Silver et al. (1975). El centro de esta ACMT está levemente desplazado hacia el sur con respecto al eje principal del Alto de Curazao, lo que puede indicar una menor distancia entre el cuerpo anómalo y el nivel de referencia con respecto al área circundante.

Los bajos y altos de ACMT ubicados al norte y al sur de las Antillas de Sotavento respectivamente, tienen un rumbo aprox. N80°W y son paralelos a la plataforma del arco de las Antillas de Sotavento, estas anomalías se asocian a la respuesta magnética de las islas Aruba, Curazao, Aves de Sotavento, Los Roques, La Orchila y Los Testigos; su límite este es la zona de convergencia propuesta a partir de los mapas gravimétricos, entre el basamento del arco extinto de Aves y el basamento del arco de las Antillas Menores. Los bajos y altos de ACMT ubicados al noreste y al sureste de las Antillas Menores respectivamente, tienen rumbo aprox. N29°E y su forma es cóncava hacia el oeste, la cual es paralela al arco de las Antillas Menores, y se asocia a la respuesta magnética de su basamento.

En la Península de Paraguaná se observan un bajo de ACMT de orientación preferencial N80°E con valores entre -10 y 7 nT, el cual se prolonga del oeste hasta el sistema de fallas de Urumaco; y un alto de ACMT ubicado al sur del bajo antes mencionado y subparalelo, con valores de ACMT en el rango de 86 y 52 nT. Estos altos y bajos de ACMT se asocian a la falla normal profunda descrita por Mendi et al. (2005), la cual tiene orientación preferencial E-O y marca el borde sur de las rocas ígneas-metamórficas del área.

5.1.3.2. Cadenas montañosas:

El nivel de referencia utilizado para las ACMT permite observar únicamente la respuesta magnética de las estructuras profundas, dado que las longitudes de onda corta asociadas a los efectos menos profundos y residuales, no son visibles a esta distancia.

Se observa entre los meridianos 68° y 70° norte, y los paralelos 9° y 10° oeste, un bajo de ACMT con rango entre -75 nT y -29 nT, con una orientación preferencial de aprox. N69°E, el cual tiene una extensión horizontal de aprox. 166 Km. Al sur de este bajo de ACMT se encuentra un máximo de ACMT, con un rango entre 43 nT y -6 nT y una orientación preferencial paralela al bajo descrito anteriormente. Esta pareja de bajo y alto de ACMT es asociado sistema de fallas de Boconó.

Se observa igualmente la presencia de un bajo de ACMT, entre los meridianos 70.5° y 71.5° oeste, y los paralelos 11° y 10° norte, con un rango entre -42 nT y -29 nT, el cual tiene una orientación preferencial de N54°W y una extensión horizontal aprox. de 120 Km. Este bajo se correlaciona con el alto de ACMT, el cual está ubicado entre los meridianos 69° y 71°, y los paralelos 8° y 9°, tiene un rango de ACMT entre 49 nT y -3 nT, una orientación preferencial de N74°W y una extensión horizontal aprox. de 195 nT. Esta correlación de los bajos y altos antes descritos, se asocia a alguna posible intrusión ígnea en la zona o algún patrón de esfuerzos que generó una distribución de fallamientos transversal al sistema de fallas de Boconó. A partir de la información disponible de geología de superficie no se observa una

posible correlación. Los mapas gravimétricos no reflejan anomalías con orientación preferencial semejante a la orientación de las ACMT de la zona antes descrita.

Sobre la proyección del sistema montañoso del Caribe, se observan contornos isoanómalos en el rango de -22 nT a 36 nT, y con una orientación preferencial de N94°W. Estos contornos se extienden desde la costa central venezolana hasta la costa oriental, y se asocian al régimen tectónico transcurrente presente en el borde norte de la placa Suramericana.

En el sistema montañoso del Caribe destaca un bajo de ACMT ubicado entre los meridianos 65.5° y 66.5° oeste y entre los paralelos 10° y 10.5°, con un rango entre -49 y -29 nT, y una orientación preferencial de N72°W, este bajo se asocia al alto de ACMT, ubicado al sur, con valores de ACMT en el rango de 11 nT y -6 nT, y con una orientación preferencial de N5°W. Los bajos y altos anteriormente descritos se relacionan con el frente de corrimientos del sistema montañoso del Caribe.

Se delimita muy bien corrimiento frontal de la Serranía del Interior, incluidas las fallas Pirital y Urica, las cuales están relacionadas a la zona de deformación que marca el contacto directo entre la placa del Caribe y la Suramericana al norte de Venezuela, tal como ha sido descrito por Audemard et al. (2006). La Serranía del Interior se distingue por tener contornos magnéticos en el orden de -3 a 34 nT, con orientación preferencial este-oeste.

El límite sur de la Península de Araya está muy bien delimitado, los contornos de ACMT tienen dirección preferencial este-oeste, su rango está entre 49 nT a 60 nT y sigue la orientación preferencial de la falla del Pilar. La parte este de la fosa de Cariaco se distingue por ser un alto de ACMT en el área de la Península de Araya, la longitud de este alto es de aproximadamente 40 Km y sus valores están en el rango de 18 a 28 nT.

5.1.3.3. Guayana

La respuesta magnética del Cratón es principalmente positiva. A lo largo del curso del río Orinoco, se distingue una especie de corredor magnético, el cual, de oeste a

este, toma una dirección preferencial N59°E, y cuyos valores oscilan entre -371 nT y -56 nT, representando además la zona de bajos de ACMT más relevante y extensa del territorio venezolano. La misma se extiende desde el oeste del río Caura, hasta el Delta del Orinoco costa afuera. Esta zona se asocia a la ACMT de Bangui, en África Central.

Al sur de este corredor se observa una zona de altos de ACMT, en el rango de 16 nT y 319 nT, con orientación preferencial N55°E, la cual se extiende desde el río Caura hasta la Guayana Esequiba. En esta zona destaca una franja de bajos de ACMT de orientación N54°E, la cual se asocia al contacto lateral de la provincia Imataca con el complejo Supamo. Entre los paralelos 4° y 6° y los meridianos 61° y 64° no se dispone de datos magnéticos.

Al sur de este rasgo, las ACMT presentan longitudes de onda corta, y coexisten anomalías positivas y negativas con patrones irregulares; mientras al norte, predominan las longitudes de onda larga, relacionadas con la interacción de la placa Caribe-Suramericana.

En el Estado Amazonas se distingue una alineación de altos de ACMT en el rango de -6 nT y 125 nT, presentados como cuerpos aislados, cuya alineación tiene una orientación preferencial N-S, la cual produce una forma cóncava hacia el este, y que podría ser de interés para la exploración minera de nuestro país.

Una de las ventajas de los datos satelitales, es que la adquisición se puede realizar en zonas donde el acceso vía terrestre no es posible, y cuya condición climática usualmente dificulta la adquisición de datos aerotransportados, como es el caso del Escudo de Guayana.

5.1.3.4 Llanos Centrales

En la Cuenca Barinas-Apure se observa una alineación de bajos de ACMT en la dirección N70°E y con valores en el rango de -56 nT y -155 nT. Esta zona, unida al corredor de anomalías magnéticas presente al norte del Macizo Guayanés (descrito en la sección anterior), constituye una franja de anomalías magnéticas que divide el

territorio en una zona de ACMT magnética norte y otra sur. Esta alineación principal de mínimos de anomalías magnéticas se extiende desde los Andes Colombianos al sur, hasta el Delta del Orinoco, al este; y sin duda alguna, constituye uno de los rasgos más importantes de la respuesta magnética del subsuelo presente en el territorio venezolano.

Entre los meridianos 65° y 67° oeste y los paralelos 8° y 10° se observa un bajo de ACMT, con rango de ACMT entre 83 nT y -47 nT, con orientación preferencial aprox. de N67°E y una extensión de 210 Km. El bajo anteriormente descrito se asocia con el alto de ACMT ubicado al sur, el cual está en el rango de 88 nT y -25 nT, con una orientación preferencial aprox. de N71°E y una extensión horizontal de 220 Km. La asociación anteriormente expuesta se relaciona con la respuesta magnética del Alto del Baúl.

Al este de la respuesta magnética asociada al Alto del Baúl, se observa un mínimo con orientación preferencial N56°E, cuyos valores están en el orden de -52 nT a -145 nT, el cual está asociado al basamento magnético de la subcuenca de Guárico, y cuyo límite este, es el sistema de fallas de Urica. Este se encuentra en la zona del sistema de fallas de Altamira y Anaco.

La presencia de un alto de ACMT al sur del bajo de ACMT expuesto anteriormente, con valores entre -29 nT y 53 nT, y con orientación preferencial de N61°E, permite la correlación con la respuesta magnética del flanco sur del graben de Espino.

5.2 Análisis e interpretación de los mapas de anomalías gravimétricas polinómicos de tercer orden de la Cuenca Oriental de Venezuela.

Las separaciones regionales y residuales de la anomalía de Bouguer, se realizaron con el software Oasis *montaj* (Geosoft Inc, 2007). A partir del análisis de los resultados obtenidos para la bondad de ajuste y el coeficiente de Pearson, se determinó que el polinomio que mejor ajusta con la anomalía de Bouguer, es el de

tercer orden. A continuación se analizarán estos mapas:

5.2.1. Análisis e interpretación del mapa de anomalía gravimétrica regional polinómico de tercer orden (Figura 4-23)

Los contornos isoanómalos tienen orientación preferencial N75°E y son consistentes con las principales estructuras y alineamientos del área. Sus valores están comprendidos entre -126.7 mGal y 120.4 mGal, siendo -126.7 el valor mínimo de las anomalías, ubicado en el depocentro este de la Cuenca Oriental de Venezuela.

En el flanco sur de la Cuenca, los valores disminuyen del suroeste al noreste a razón de 0,3 mGal/Km, lo que indica un aumento en el espesor de sedimentos en ese sentido.

La región al sur del Orinoco, se caracteriza por la presencia de máximos de anomalía regional de Bouguer con orientación preferencial N70°E, la cual es subparalela al cauce del río.

5.2.2. Análisis e interpretación del mapa de anomalía gravimétrica residual polinómico de tercer orden (Figura 4-24)

El mapa residual de anomalías de Bouguer muestra un intervalo de -130.2 a 93.9 mGal. Las anomalías residuales se disponen siguiendo alineaciones preferenciales en dirección N55°E en el flanco norte de la Cuenca y marcan la orientación de las capas de sedimentos que suprayacen al basamento. Se observa claramente que éstas longitudes de onda corta, están concentradas mayoritariamente entre el sistema de fallas de Urica al oeste, la Falla de Bohordal al este, la línea de costa de la Península de Araya, por lo que se relacionan al sur con el frente de corrimientos de la Serranía del Interior. La falla de San Francisco también tiene expresión en este mapa, cortando la Serranía del Interior como parte del sistema oblicuo de fallas.

Las anomalías de onda larga presentes en este mapa, corresponden al depocentro de la Cuenca Oriental, cuyos contornos tienen una orientación preferencial N55°, y cuyos valores están entre -29.9 y -130.2 mGal. Este depocentro se extiende desde el sistema de fallas de Urica hasta la falla Los Bajos, al este de Trinidad.

Se observa una prolongación al SSO de esta zona de mínimos, con valores entre -26 y -29 mGal y se relaciona con la depresión de Carrizal.

5.3. Perfiles gravimétricos-magnéticos y modelaje 2D

El último paso en el proceso de interpretación gravimétrica consiste en el análisis cuantitativo de las anomalías. Para ello, se partió de un modelo geológico inicial al cual se le incorporó toda la información posible (geología, profundidad de basamento cristalino, profundidad de Moho, rasgos estructurales, etc) con la finalidad de restringir las posibles soluciones de la distribución de densidades y susceptibilidad magnética propuesta.

El modelaje 2D se realizó con el módulo GM-SYS del software OASIS *montaj*, el cual funciona de modo directo o inverso y permite la interpretación simultánea de los datos gravimétricos y magnéticos.

Este proceso se desarrolló mediante la definición de cuerpos poligonales, con dirección perpendicular al perfil y con extensión infinita en esa dirección, asignándoles una densidad y susceptibilidad magnética, pues los mismos representan estructuras geológicas. La interpretación mejoró progresivamente a medida que se ajustó tanto la forma del cuerpo como sus propiedades, que se obtuvo un buen ajuste con los valores de anomalías gravimétricas y magnéticas observadas.

Los métodos utilizados para calcular las respuestas de los modelos gravimétricos y magnéticos están basados en los métodos de Talwani et al. (1959), Talwani y Heirtzler (1964) y utilizan los algoritmos descritos en Won y Bevis (1987). Ellos se

basan en el cálculo de la contribución de un punto en dos dimensiones, de cada uno de los polígonos que representan a los distintos cuerpos geológicos, en cada punto del perfil. La anomalía calculada en cada punto incluye la contribución de cada lado de los distintos polígonos.

En el área de estudio se realizaron cuatro perfiles, construyendo para cada uno de ellos un modelo geológico a partir de los valores de anomalía de Bouguer y anomalía magnética. El criterio utilizado para el trazado de los perfiles estuvo en función estrictamente del objetivo geológico, tomando en consideración de que los mismos fuesen perpendiculares a las estructuras de interés, para así poder considerar la extensión de los cuerpos infinita en la dirección perpendicular al perfil. Así, los perfiles pasan por los principales gradientes y ejes de máximos y mínimos. La orientación y ubicación de los perfiles se determinó en función de que todos los rasgos estructurales importantes en el área de estudio, estuviesen representados en los modelos.

En las figuras 5-8 y 5-9, se presenta la ubicación de los perfiles, proyectados tanto sobre la geología de superficie del área de estudio como en el mapa de anomalía gravimétrica. Los perfiles CD (Figura 5-10) y C'D' (Figura 5-11) tienen rumbo preferencial N20°W aprox; el perfil C"D" (Figura 5-12) tiene un rumbo aprox. de N23°W y el perfil AB (Figura 5-13), intersecta a los perfiles CD, C'D', C"D" y tiene rumbo N71°E y longitud aproximada de 580 Km.

Los valores de profundidad de Moho y basamento cristalino iniciales, están basados en investigaciones de sísmica profunda (Schmitz et al., 2005, 2008). Los resultados obtenidos de estas investigaciones fueron: Profundidad de Moho, de 30 Km al norte de la Cuenca Oriental, hasta 45 Km en el Macizo Guayanés, con respecto a la profundidad del basamento cristalino, tiene que en la sub-cuenca de Guárico varía de 3 a 6 Km.

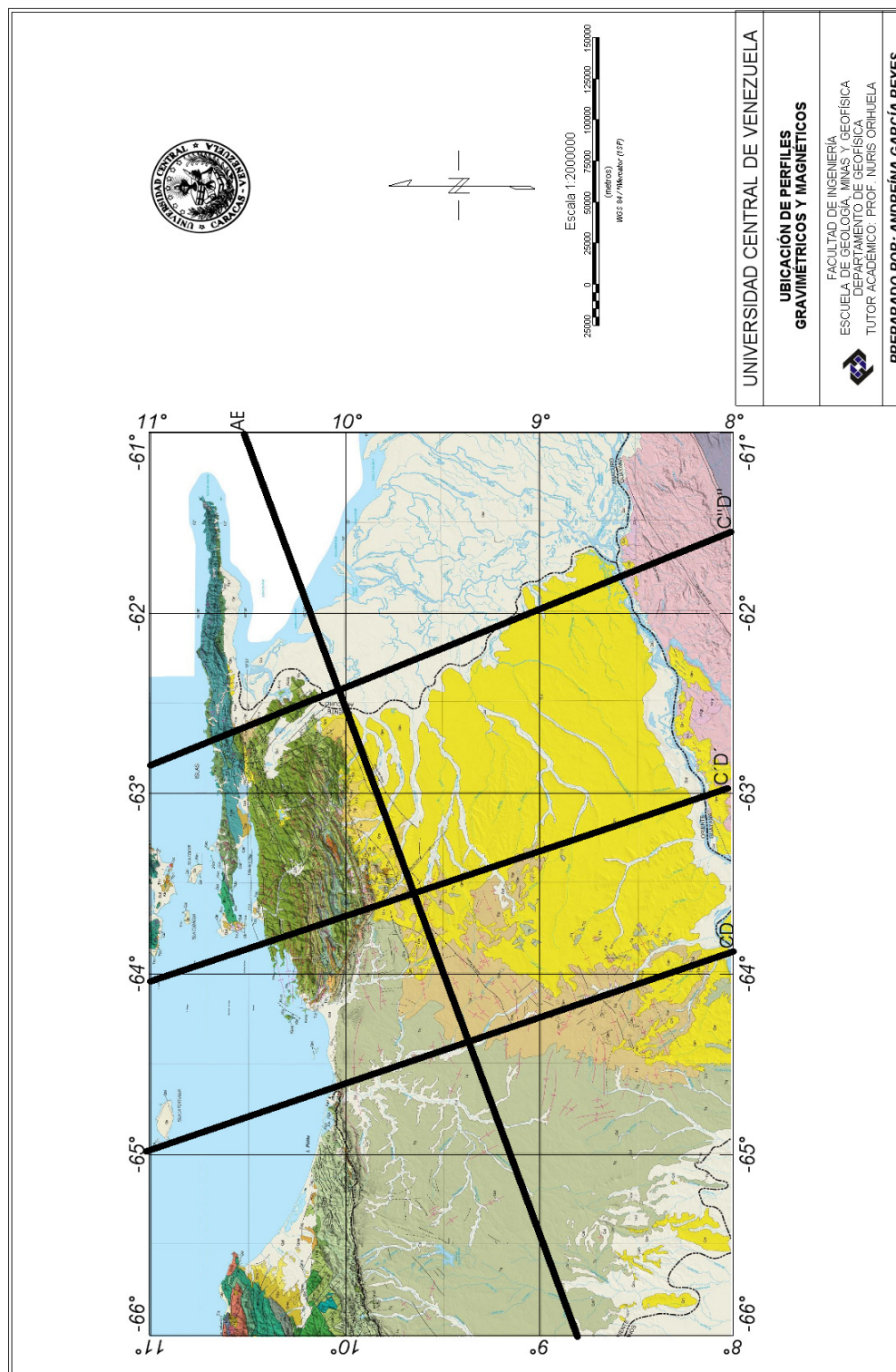


Figura 5-8. Ubicación de los perfiles gravimétricos y magnéticos con respecto a la geología de superficie. (Tomado del mapa geológico de Urbani et al., 2003)

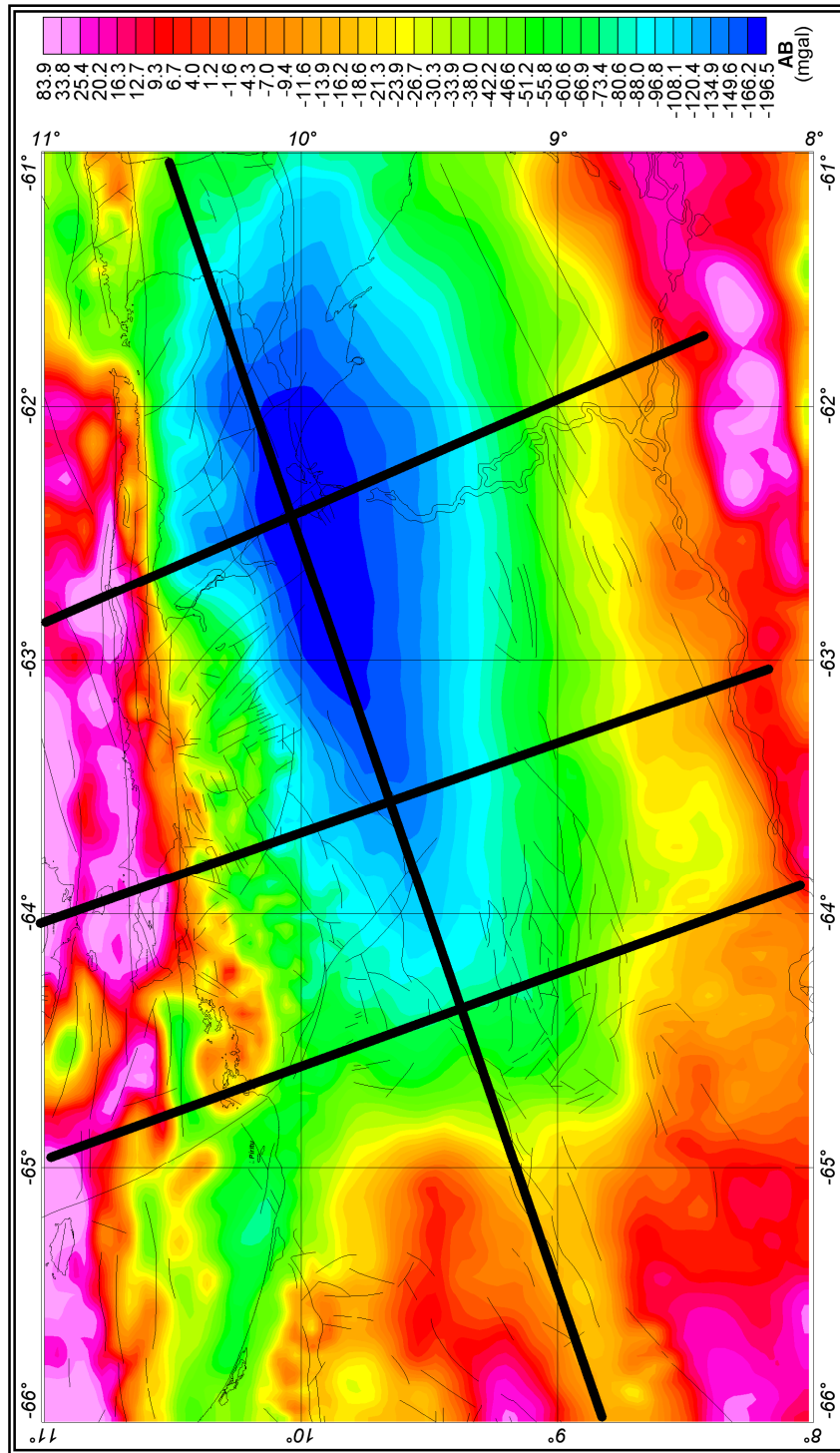


Figura 5-9. Ubicación de los perfiles gravimétricos y magnéticos con respecto al mapa de anomalías gravimétricas

Los valores de las propiedades de los cuerpos a modelar, se seleccionaron a partir de estudios geológicos-geofísicos previos de la Cuenca Oriental de Venezuela, por ejemplo, los valores de densidad provienen del cálculo de densidad a partir de velocidades sísmicas (Di Croce, 1995). En Ughi (2002) fueron seleccionados los valores de susceptibilidad magnética utilizados para el modelaje de los perfiles.

Los valores de densidad y susceptibilidad utilizados en el modelaje 2D, se muestran a continuación (Tabla 5-1, 5-2):

Tabla 5-1. Valores de densidad y susceptibilidad utilizados para el espesor sedimentario

Edad	Densidad (gr/cc)	Susceptibilidad magnética (emu)
Plioceno-pleistoceno	2,17	0,000187
Mioceno superior	2,23	0,000187
Mioceno medio	2,31	0,000187
Paleoceno	2,48	0,0014
Cretácico superior	2,5	0,00205
Cretácico inferior	2,56	0,00205

Tabla 5-2. Valores de densidad y susceptibilidad magnética utilizados para las estructuras profundas.

Estructura	Densidad (gr/cc)	Susceptibilidad magnética (emu)
Corteza superior	2,7	0,0025
Corteza inferior	2,9	0,03
Manto	3,3	0,0073

5.4. Interpretación gravimétrico-magnética de los modelos geológicos obtenidos

5.4.1 Interpretación gravimétrico-magnética del modelo geológico CD

Este modelo se generó a partir del perfil CD, el cual tiene valores de anomalías gravimétricas en el rango de -80 a 40 mGal, y anomalías magnéticas en el rango de -300 a 40 nT. Tiene una longitud aproximada de 370 Km y una orientación aproximada de N20°W. Las estructuras y rasgos geológicos principales presentes en el modelo son: Falla El Pilar, Falla de Urica, Falla de Anaco y el río Orinoco. Las profundidades y otras características de las capas que conforman el modelo son las siguientes:

5.4.1.1 Relleno sedimentario:

El relleno sedimentario en este perfil, incluye los sedimentos y metasedimentos, y comprende capas de densidad 2,17 hasta 2,56 gr/cc, las cuales se asocian a las edades cretácico inferior hasta el plioceno. Las fallas observadas afectan la columna sedimentaria en su totalidad, llegando posiblemente a basamento cristalino. En general, el espesor sedimentario disminuye de norte a sur, observándose al norte un espesor aprox. de 6 Km, en la Fosa de Cariaco este espesor aumenta a 6.5 Km, para disminuir progresivamente hasta llegar al río Orinoco. Se observa la falla del Pilar, como una zona de transcurrancia, que marca la frontera norte del sistema de corrimientos de la Serranía del Interior, mientras que la falla de Urica constituye el límite sur del frente de corrimientos. Se observan dos zonas en este perfil, la primera, al norte de la falla de Anaco, en la cual impera un régimen tectónico transpresivo, y otra, al sur de la falla de Anaco, caracterizado por un régimen tectónico extensivo.

5.4.1.2 Basamento cristalino:

La profundidad del basamento es de 6 Km al norte hasta llegar a cota cero, en el río Orinoco. El espesor estimado para el basamento cristalino es de 10 Km en el extremo norte del perfil y 18 Km en el extremo sur del perfil.

5.4.1.3 Corteza inferior y manto:

La corteza inferior se encuentra a profundidades de 16 Km al norte hasta llegar a 18 Km al sur del perfil. Su espesor promedio es de 20 Km. La profundidad estimada para manto es de 35 Km en el extremo norte del perfil y de 41 Km en el extremo sur del perfil.

5.4.2 Interpretación gravimétrico-magnética del modelo geológico C'D'

Este modelo se generó a partir del perfil C'D', el cual tiene valores de anomalías gravimétricas en el rango de -140 a 80 mGal, y anomalías magnéticas en el rango de -380 a 40 nT. Tiene una longitud aproximada de 310 Km y una orientación aproximada de N20°W. Las estructuras y rasgos geológicos principales presentes en el modelo son: Falla El Yaque, proyección de la Falla El Pilar, Falla El Pilar, Falla San Francisco, Proyección de la Falla Urica, Falla de Anaco y el río Orinoco. Las profundidades y otras características de las capas que conforman el modelo son las siguientes:

5.4.2.1 Relleno sedimentario:

El relleno sedimentario en este perfil, incluye los sedimentos y metasedimentos, y comprende capas de densidad 2,17 hasta 2,56 gr/cc, las cuales se asocian a las edades cretácico inferior hasta el plioceno. Las fallas observadas afectan la columna sedimentaria en su totalidad, llegando a basamento cristalino. En general, el espesor

sedimentario disminuye de norte a sur, observándose al norte un espesor aprox. de 4 Km, este espesor aumenta en la parte central del modelo, en la cual se encuentra el depocentro de la sub-cuenca de Maturín, alcanzando un espesor de 10 Km, para disminuir progresivamente hasta llegar al río Orinoco. Se observa la falla El Pilar, como una zona de transcurrencia, que marca la frontera norte del sistema de corrimientos de la Serranía del Interior. La falla Urica se observa sub-paralela a la falla San Francisco.

5.4.2.2 Basamento cristalino:

La profundidad del basamento va desde los 4 Km al norte del perfil, profundiza hasta llegar a los 10 Km en la parte central de perfil, y se adelgaza hasta anularse en el río Orinoco. El espesor estimado para el basamento cristalino es de 12 Km al norte, 10 Km en la parte central del perfil y 18 Km al sur del río Orinoco.

5.4.2.3 Corteza inferior y manto:

La corteza inferior se encuentra a profundidades de 16 Km al norte hasta llegar a 18 Km al sur del perfil. Su espesor promedio es de 20 Km. La profundidad estimada para manto es de 36 Km al norte y de 40 Km al sur del Orinoco.

5.4.3 Interpretación gravimétrico-magnética del modelo geológico C”D”

Este modelo se generó a partir del perfil C”D”, el cual tiene valores de anomalías gravimétricas en el rango de -196 a 90 mGal, y anomalías magnéticas en el rango de -200 a 140 nT. Tiene una longitud aproximada de 340 Km y una orientación aproximada de N23°W. Las estructuras y rasgos geológicos principales presentes en el modelo son: Falla El Pilar, Falla Bohordal, Falla Pirital y el río Orinoco. Las profundidades y otras características de las capas que conforman el modelo son las siguientes:

5.4.3.1 Relleno sedimentario:

El relleno sedimentario en este perfil, incluye los sedimentos y metasedimentos, y comprende capas de densidad 2,17 hasta 2,56 gr/cc, las cuales se asocian a las edades cretácico inferior hasta el plioceno. Las fallas observadas llegan a basamento cristalino.

En general, el espesor sedimentario disminuye de norte a sur, observándose al norte un espesor aprox. de 3 Km, este espesor aumenta en la parte central del modelo, en la cual se encuentra el depocentro de la sub-cuenca de Maturín, alcanzando un espesor de 13 Km, para disminuir progresivamente hasta llegar al río Orinoco.

La falla Bohordal se observa sub-paralela a la falla Pirital, la cual afecta el eje de la cuenca. Se observan dos zonas en este perfil, la primera, al norte de la falla Pirital, en la cual impera un régimen tectónico transpresivo, y otra, al sur de la falla Pirital, caracterizado por un régimen tectónico extensivo.

5.4.3.2 Basamento cristalino:

La profundidad del basamento va desde los 4 Km al norte del perfil, profundiza hasta llegar a los 13 Km en la parte central de perfil, y se adelgaza hasta anularse en el río Orinoco. El espesor estimado para el basamento cristalino es de 12 Km al norte, 10 Km en la parte central del perfil y 24 Km al sur del río Orinoco.

5.4.3.3 Corteza inferior y manto:

La corteza inferior se encuentra a profundidades de 16 Km al norte hasta llegar a 18 Km al sur del perfil. Su espesor promedio es de 20 Km. La profundidad estimada para manto es de 35 Km al norte y de 41 Km al sur del Orinoco.

5.4.4 Interpretación gravimétrico-magnética del modelo geológico AB

Este modelo se generó a partir del perfil AB, el cual tiene valores de anomalías gravimétricas en el rango de -182 a 140 mGal, y anomalías magnéticas en el rango de -120 a 40 nT. Tiene una longitud aproximada de 580 Km y una orientación aproximada de N71°W. En líneas generales, el comportamiento de la curva de anomalía gravimétrica y magnética se corresponde con lo esperado en la zona, un basamento ígneo. Las estructuras y rasgos geológicos principales presentes en el modelo son: Falla de Altamira, falla de Anaco, falla de Urica, falla Pirital, falla Bohordal, falla El Soldado y la falla Los Bajos. Las profundidades y otras características de las capas que conforman el modelo son las siguientes:

5.4.4.1 Relleno sedimentario:

El relleno sedimentario en este perfil, incluye los sedimentos y metasedimentos, y comprende capas de densidad 2,17 hasta 2,56 gr/cc, las cuales se asocian a las edades cretácico inferior hasta el plioceno. Únicamente las fallas Altamira y Los Bajos tienen expresión en el perfil, y afectan la columna sedimentaria, el resto de las estructuras se han puesto como referencia. En general, el espesor sedimentario de los estratos que van desde el cretácico inferior hasta el mioceno superior mantienen espesores constantes desde el oeste hasta el este del perfil. El espesor de los sedimentos plioceno-pleistoceno aumenta de 300 m al oeste del perfil hasta llegar a 6 Km de espesor, 400 Km hacia el este. La falla Los Bajos se observa sub-vertical y cortando el basamento.

5.4.4.2 Basamento cristalino:

La profundidad del basamento va desde los 3 Km al norte del perfil, profundiza hasta llegar a los 12 Km a los 400 Km de longitud, y vuelve a disminuir su profundidad hasta los 8 Km al este del perfil. El espesor estimado para el basamento

cristalino es de 15 Km al norte, 10 Km en la parte central del perfil y 12 Km al este del perfil.

5.4.4.3 Corteza inferior y manto:

La corteza inferior se encuentra a profundidades de 20 Km al oeste hasta llegar a 22 Km al este del perfil. Su espesor promedio es de 20 Km. La profundidad estimada para manto es de 41 Km al oeste y de 37 Km al este.

5.5 Análisis e interpretación del mapa de basamento cristalino de la Cuenca Oriental de Venezuela (Figura 5-14)

Los contornos de isopropundidad del basamento tienen una orientación preferencial N71°E y se encuentran dentro del rango de 540 a -13121 m. Estos contornos fueron obtenidos de manera directa a partir de las profundidades del basamento cristalino de los modelos geológicos CD, C'D', C''D'' y AB.

Se pueden observar dos mínimos en el área de estudio. Un mínimo se asocia a la Fosa de Cariaco, y se corresponde con una zona de depresión del basamento, de orientación preferencial N32°W y que se prolonga al norte hasta la isla de La Orchila, siendo su orientación subparalela al sistema de fallas de Urica. Los valores de profundidad en esta área están en el rango de 5000 y 8000 m.

Un segundo mínimo, se asocia al depocentro de la cuenca Oriental de Venezuela, tiene una orientación preferencial N70°E, una longitud aproximada de 300 Km y sus valores están en el rango de los 6000 m hasta 13121 m.

Tabla 5-3. Profundidad del basamento cristalino por estructura geológica del área de estudio.

ESTRUCTURA	LONGITUD (GRADOS)	LATITUD (GRADOS)	PROFUNDIDAD (m)
Depocentro	-62,49	10,05	13088
Falla de Urica	-64,23	9,93	6723
Falla El Pilar	-63,69	10,47	5653
Falla Altamira	-64,62	9,34	5470
Fosa de Cariaco	-65,08	10,11	5753
Serranía del Interior	-63,62	10,27	7339
Golfo de Paria	-62,23	10,15	12086
Isla de Margarita	-64,25	10,72	5054
Río Orinoco (oeste)	-64,29	8,05	660
Río Orinoco (este)	-61,72	8,13	4
Macizo Guayanés (Provincia Imataca)	-62,16	8,12	-382

Igualmente importante es la profundidad del basamento en el Golfo de Paria, el cual sugiere la presencia de un depocentro confinado (un sub-depocentro) en esa zona, como ha sido comentado en secciones anteriores de este trabajo. Ha sido de interés de los autores de este trabajo generar un mapa de profundidad de basamento acústico de la Cuenca Oriental de Venezuela, el mismo se presenta como valor agregado de la investigación en el Apéndice A.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Las conclusiones de este trabajo se basan en la interpretación global de los mapas del campo gravitatorio total, de los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas del campo total de Venezuela y del análisis estadístico aplicada a los valores de gravedad absoluta, anomalía gravimétrica y ACMT. Adicionalmente se resaltan, de manera general las áreas de interés regional observadas a partir del análisis espectral y el mapa de basamento cristalino realizado en la subcuenca de Maturín. Los tópicos antes señalados se describen categóricamente a continuación:

- Análisis estadístico

A partir del análisis estadístico, se observó que los valores de gravedad absoluta, anomalía gravimétrica y ACMT no provienen de una distribución normal, producto de los contrastes de densidad y magnetismo de las diferentes provincias geológicas que conforman el subsuelo venezolano.

- Mapa de gravedad absoluta

El mapa de campo total gravitatorio (gravedad absoluta) a escala 1:2.000.000 ha demostrado ser una herramienta de gran utilidad en el área de la investigación geofísica. En este mapa se observa que tanto las Antillas de Sotavento como las Antillas Menores se asocian a altos de gravedad, los cuales tienen continuidad lateral y reflejan los contrastes positivos de densidad asociados a la plataforma del arco. Se asocia la Península de la Guajira y la Península de Paraguaná al sistema insular. Algunos autores han considerado a la Península de Paraguaná como un bloque tectónico con afinidad oceánica (Mendi et al., 2005).

El Macizo El Ávila, las sierras de San Luis y Baragua, la Serranía del Interior y los Andes Venezolanos se asocian a bajos de gravedad, como es de esperar debido a la influencia de la topografía.

Los rasgos fisiográficos como la Cuenca del Lago de Maracaibo, la Cuenca de Cariaco, la Cuenca Oriental de Venezuela, el cañón de Los Roques y la Cuenca de Bonaire se asocian a bajos de gravedad absoluta. Se proponen tres sub-depocentros en la sub-cuenca de Maturín, los cuales son generados por el sistema de fallas oblicuos y atraviesan y seccionan la subcuenca.

Las fallas rumbo-deslizantes San Sebastián y El Pilar controlan la geometría de la línea de costa central y oriental de Venezuela, sin embargo, es la presencia de los sistemas de fallas oblicuas quien controla la distribución gravitacional del sistema montañoso del Caribe. La falla de Guri tiene expresión gravitacional en este mapa y marca el límite entre la Provincia Imataca y el Complejo Supamo.

La Cuenca Barinas-Apure, el Alto del Baúl y el Delta del Orinoco se asocian a altos de gravedad. El Macizo Guayanés se asocia a bajos de gravedad, y esto se debe a la influencia de la alta topografía propia del área.

- Mapa de anomalías gravimétricas

En este mapa se asocia al sistema insular con anomalías de Bouguer positivas, las cuales están en el rango de 57 mGal a 269 mGal. La Península de Paraguaná y el norte de la Península Guajira se asocian a altos de anomalía gravimétrica, mientras que el sur de la Península Guajira se asocia a bajos de anomalía gravimétrica cuyos valores oscilan entre 13 mGal y -58 mGal. La respuesta gravitacional de las islas Margarita y Los Testigos se asocia al Arco de Las Antillas Menores. El basamento del arco extinto de Aves se asocia a contornos de anomalía gravimétrica en el orden de 137-168 mGal.

Las serranías San Luis y Baragua se asocian a bajos de anomalías gravimétricas con valores entre -18 a -49 mGal y con orientación preferencial N59,3°E. Igualmente se asocia la depresión del lago de Valencia a bajos de anomalías gravimétricas en el rango de -76 y -30 mGal. Los Andes Venezolanos se asocian de igual manera a bajos de anomalías de gravedad, cuyo rango es de -18 a 53 mGal y la orientación preferencial de sus contornos es de N43°E aprox.

Se observa la expresión del sistema de fallas oblicuas, resultante del régimen tectónico transpresivo dominante al norte de Venezuela, tal es el caso del sistema de fallas de Urica, el cual corta oblicuamente la cuenca de Cariaco y la Cuenca Oriental de Venezuela, seccionando el eje de depositación de ambas cuencas y generando por consiguiente, depocentros en las direcciones oeste y este de la falla; la falla de San Francisco corta oblicuamente la Cuenca Oriental de Venezuela.

El Alto El Baúl se asocia a altos de gravedad en el rango de -15 a 17 mGal y genera una discontinuidad lateral entre la cuenca Oriental y la cuenca Barinas-Apure, se propone su ubicación entre los paralelos 8° y 10° norte y los meridianos 66° y 69° oeste. El mínimo observado en la parte central del Alto del Baúl, de magnitud aprox. -18 mGal se asocia a una posible expresión gravitatoria de estructuras de impacto.

La orientación preferencial de la respuesta gravitacional del graben de Espino es N68,7°E aprox. Se propone una extensión de la paleoestructura Graben de Espino, desde el este del estado Guárico hasta la subcuenca de Maturín.

El escudo guayanés se asocia a bajos de gravedad, con anomalías gravimétricas en el orden de 0 mGal a -123 mGal. Existe una mayor concentración de los bajos de anomalías gravimétricas en la provincia Cuchivero.

- Mapa de anomalías magnéticas:

El sistema insular se caracteriza por la presencia de ACMT en el rango de -132 a 175 nT. La orientación preferencial de los contornos, permite la asociación de los bajos y altos de ACMT observados, a la respuesta magnética del basamento de las Antillas de Sotavento y al arco de las Antillas Menores respectivamente. A partir de esta observación, se tiene que el rumbo preferencial de la respuesta magnética del basamento de las Antillas de Sotavento es de aprox. N80°W y la respuesta magnética del basamento del arco de las Antillas Menores tiene orientación preferencial N29°E.

El nivel de referencia utilizado para las ACMT permite observar únicamente la respuesta magnética de las estructuras profundas, dado que las longitudes de onda corta asociadas a los efectos menos profundos y residuales, no son visibles a esta distancia.

Las costas central y oriental del sistema montañoso del Caribe se caracterizan por la presencia de valores de ACMT en el rango de -22 nT a 36 nT, y con una orientación preferencial N94°W, los cuales se asocian al régimen tectónico transcurrente presente en el borde norte de la placa Suramericana.

La Serranía del Interior se distingue por tener contornos magnéticos en el orden de -3 a 34 nT, con orientación preferencial este-oeste. El corrimiento frontal de la Serranía del Interior está relacionado con la zona de deformación producto de la interacción placa Caribe-Suramericana. Sobre el área de la Fosa de Cariaco, se observan ACMT en el rango de 18 a 28 nT.

El contacto lateral de la provincia Imataca con el complejo Supamo está asociado a una zona de bajos de ACMT de orientación N54°E.

La respuesta magnética del Alto del Baúl se asocia a las ACMT ubicadas entre los meridianos 65° y 67° oeste y los paralelos 8° y 10°, con valores en el rango de -47 a 88 nT.

- Análisis espectral:

A partir del análisis espectral realizado a los datos de gravedad absoluta, anomalía gravimétrica y anomalía de campo magnético total en la subcuenca de Maturín se determinó que la interfase corteza-manto se encuentra a una profundidad promedio en el rango de 44.5 y 38.5 Km. La interfase corteza superior-corteza inferior está en el rango de 22-24 Km y la base de la cuenca el rango de 10-13 Km.

- Mapa de basamento cristalino:

A partir del mapa de basamento cristalino, se determinó una profundidad máxima de 13121 m para la subcuenca de Maturín. La fosa de Cariaco se asocia a una depresión del basamento cristalino de orientación preferencial N32°W y con valores de profundidad entre 5000 y 8000, esta depresión se prolonga al norte hasta la isla La Orchila.

La profundidad máxima del basamento cristalino en el Golfo de Paria es de aprox. 12086 m y se interpreta como un depocentro confinado (un sub-depocentro).

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

- AITKEN, A., A.R.A. y P. BETTS. (2008) **High resolution aeromagnetic data over Central Australia assist Grenville-era (1300?1100 ma) Rodinia reconstructions.** Geophys. Res. Lett. v. 35. doi: 10.1029/2007GL031563
- ALMARZA, R. (1998) **Campos petrolíferos de Venezuela: Golfo de Paria.** En: Código Geológico de Venezuela. PDVSA, Intevep, 1997.
- AUDEMARD, F., MACHETTE, M., COX, J., HART, R. y K. HALLER. (2000) **Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions.** U.S. Geological Survey Open-File-Report 00-18, 79 + map.
- AUDEMARD, F, SINGER, A. Y J. SOULAS (2006) **Quaternary faults and stress regime of Venezuela.** Revista de la Sociedad Geológica de Argentina, 61(4). 480-491 pp.
- AVÉ LALLEMANT, H. y V. SISSON (2005) **Caribbean-South American Plate Interactions, Venezuela.** The Geological Society of America. Special paper 394. 293 p.
- BALLY, A., AVÉ LALLEMANT, H., SAWYER, D., VAN HELDEN A. y R. YSACCIS. (1997) **Tertiary evolution of the Northeastern Venezuela offshore.** PhD thesis. Rice University. Houston. Texas.
- BALMINO, G., PEROSANZ, F., RUMMEL, R., SNEEUW, N. y H. SUNKEL (1999) **CHAMP, GRACE and GOCE: mission Concepts and simulations.** Bolletino di geofisica teorica ed applicata, 40(3-4), 309-319 pp.
- BANKS, L. y E. DRIVER. (1957) **Geologic History of Santa Ana Structure, Acana Structural Trend, Anzoátegui, Venezuela.** AAPG Bulletin. 41(2) 308-325 pp.
- BARBA, L. (1990) **Radiografía de un sitio arqueológico.** Instituto de Investigaciones Antropológicas. México. Universidad Nacional Autónoma de México. 140 p.
- BARTHELMES, F (2009) **Definition of functionals of the Geopotential and Their Calculation from Spherical Harmonic Models.** Scientific Technical Report

- STR09/02. GFZ German Research Centre for Geosciences. Alemania. 36 pp.
- BLAICH, O., FALEIDE, J., TSIKALAS, D., FRANKE, D. y E. LEÓN. (2009) **Crustal-scale architecture and segmentation of the Argentine margin and its conjugate off South Africa.** Tectonophysics. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04171.x
- BAUMBACH, M., GROSSER, H., ROMERO, G., ROJAS, J., SOBIESIAK, M., y W. WELLE. (2004) **Aftershock pattern of the July 9, 1997 Mw=6.9 Cariaco earthquake.** Tectonophysics, 379 (1-4) 1-23 pp.
- BELLIZZIA, A., PIMENTEL, N. y R. BAJO. (1976) **Mapa Geológico Estructural de Venezuela.** Esc. 1:500.000. Min. Minas e Hidrocarburos. Caracas, Venezuela.
- BEZADA, M., NIU, F., BALDWIN, T., PAVLIS, G., VERNON, F., RENDON, H., ZELT, C., SCHMITZ, M. y A. LEVANDER (2006). **Crustal thickness variations along the southeastern Caribbean plate boundary from teleseismic and active source seismic data.** Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Resumen T43D-1674.
- BEZADA, M., MILLER, M., NIU, F., PAVLIS, G., ZELT, C., SCHMITZ, M., RENDON, H. y A. LEVANDER (2007) **Estructura sísmica de la corteza y manto superior en el límite de placas Caribe-Suramérica: Un enfoque integrado.** En: IX Congreso Geológico Venezolano. Caracas, Venezuela.
- BLANCO, C., GIRALDO, C. y N. CHIGNÉ (2000) **Marco tectono-estratigráfico de la parte norte de los Estados Guárico y Anzoátegui: implicaciones para la evaluación petrolífera.** PDVSA. En: VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Caracas. Venezuela
- BLITZKOW, D. y A. MATOS (2009) EGM2008 and PGM2007A evaluation for South America. Newton's Bulletin N. 4, 79-89 pp.
- BOYNTON, C., WESTBROOK, G., BOTT, M. y R. LONG. (1979) **A seismic refraction investigation of crustal structure beneath the Lesser Antilles island arc.** Geophys. J.R. Astr. Soc. London. 58(2) 371-393 pp.
- BRADLEY, L. (1988) **Constraints on the crustal nature and tectonic history of**

- the Kerguelen Plateau from comparative magnetic modeling using MAGSAT data.** Tectonophysics. v. 145. 243-251 pp.
- BRAITENBERG, C., S. WIENECKE, y Y. WANG (2006) **Basement structures from satellite-derived gravity field: South China Sea ridge**, J. Geophys. Res., 111, B05407.
- BRAITENBERG, C. y J. EBBING (2007) **New insights into the basement structure of the West Siberian basin from forward and inverse modelling of Grace satellite gravity data.** Boletín Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida. Sec. 3-2.
- BRAITENBERG, C. y J. EBBING (2007) **The gravity potential derivatives as a means to classify the Barents sea basin in the context of cratonic basins.** EGM 2007 International Workshop, Innovation in EM, Grav and Mag Methods: a new Perspective for Exploration, Villa Orlandi, Capri – Italia.
- BRAITENBERG, C. y J. EBBING. (2009) **New insights into the basement structure of the West Siberian Basin from forward and inverse modeling of GRACE satellite gravity data.** Journal of Geophysical Research. v. 114. doi: 10.1029/2008JB005799
- BURKE, K., COOPER, C., DEWEY, J., MANN, P, Y J. PINDELL (1984) **Caribbean tectonics and relative plate motions.** En: Bonini, Hargraves R. y R. Shagam, eds, The Caribbean South American plate boundary and regional tectonics; Geological Society of America Memoirs 162. 31-63 pp.
- CARDONA, A., WEBER, M., WILSON, R., CORDANI, R., MUÑOZ, C. y PARIAGUA, F. (2007) **Evolución tectono-magmática de las rocas máficas-ultramáficas del Cabo de La Vela y el Stock de Parashi, Península de la Guajira: registro de la evolución Cretácica-Eocena del norte de Suramérica y el Caribe.** XI Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Agosto 14-17.
- CASE, J., HOLCOMBE, T. y R. MARTIN. (1984) **Map of geologic provinces in the Caribbean region.** En: BONINI, W., HARGRAVES, R. y R. SHAGAN, eds., **The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics.**

- Geological Society of America. Memoir 162. 1-30 pp.
- CHOUBERT, B. (1974) **Le Précambrien des Guyanes**. BRGM, Francia. N° 81. 213 pp.
- CORPOVEN (1989) **Mapas de anomalías magnéticas de Venezuela**. Edición I. Escala 1:500.000, 24 hojas. Proyección cónica conforme de Lambert.
- DEBGLIA, N. Y J. CORPEL. (1997) **Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives**. En: Geophysics, 62, 87-96.
- DELOR, C., DE ROEVER, E., LAFON, J., LAHONDÈRE, D., ROSSI, P., COCHERIE, A., GUERROT, C., POTREL, A. (2003) **The Bakhuis ultrahigh-temperature granulite belt (Suriname): II. Implications for late Transamazonian crustal stretching in a revised Guiana Shield framework**. En: Geology of France and surrounding areas (2003) N° 2,3,4, 207-230 pp.
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. Y S. STEIN (1994) **Effects of recent revisions to the geomagnetic time scale on estimates of current plate motions**. Geophysical Research Letters, n.21, 2191-2194 p.
- DICROCE, J (1995) **Eastern Venezuela Basin: Sequence stratigraphy and structural evolution**. Rice University. PHD Tesis. Texas. 365 pp.
- DON KISER, G. y I. BASS (1985) **La reorientación del Arco de El Baúl y su importancia económica**. VI Congreso Geológico Venezolano, 5122-5135 pp.
- DON KISER, G (1987) **Exploration results, Machete area, Orinoco oil Belt**. Journal of Petroleum Geology. 10(2). 149-162 pp.
- DONNELLY, T.W. (1985) **Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region**, En: Stehli, F.G., Webb, S.D. (eds.) The Great American Biotic Interchange, 89-121 pp.
- DONNELLY, T. (1994) **The Caribbean sea floor**. En: DONOVAN, S. y T. JACKSON., eds., **Caribbean Geology an introduction**. U.W.I. Publisher's Association. Kingston, 41.64 pp.
- DRAPER, G. y G. DENGGO (1990) **History of geological investigation in the Caribbean region**. En: Dengo, G. y J. Case. The Geology of North America. Vol. H. 1-14 pp.

- DRAPER, G, JACKSON, T. y S. DONOVAN. (1994) **Geologic provinces of the Caribbean region**. En: DONOVAN, S. y T. JACKSON, eds., **Caribbean Geology an introduction**. U.W.I. Publishers' Association. Kingston. 3-12 pp.
- DUNCAN, R. Y A. HARGRAVES (1984) **Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame**. En: Bonini, W., Hargraves, R. y R. Shagam, eds., **The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162**. 81-93 pp.
- ERNSTON, K (1984) **A gravity-derived model for the Steinheim impact structure**. Int. J. Earth Sci, 73(2). 483-498 pp.
- ERNSTON, K, HAMMANN, W, FIEBAG, J y G. GRAUP (1985) **Evidence of an impact origin for the Azuara Structure (Spain)**. Earth and planetary science letters. v. 74. 361-370 pp.
- FEATHERSTONE, W. (2002) **Optimized kernel modifications for regional geoid determination based on data from dedicated satellite gravity field missions**. GG2002 Conference. Thessaloniki. Grecia.
- FEO CODECIDO, G, SMITH, F., ABOUD, N. y E. DI GIACOMO. (1984) **Basement and paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins**. Geological Society of America. M. 162. 175-187 pp.
- FERNÁNDEZ, F. y H. PASSALACQUA. (1990) **Procesamiento e interpretación de datos gravimétricos y magnéticos en la Cuenca Oriental de Venezuela**. Memoria V Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas. Venezuela. 171 pp.
- FLURY, J. y R. RUMMEL. (2005) **Future satellite gravimetry and Earth Dynamics**. Springer. Netherlands.
- FRISCH, W., MESCHÉDE, M. y M. SICK. (1992) **Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results**. GSA Bulletin 10(104) 1301-1314 pp.
- GAPOSCHKIN, E y K. LAMBECK (1970) **Earth's gravity field to sixteenth degree and stations coordinates from satellite and terrestrial data**. J. geophys. Res., 76. 4844-4883 pp.
- GHOSH, N., HALL, S. y J. CASEY (1984) **Seafloor Spreading Magnetic**

- Anomalies in the Venezuelan Basin.** Geological Society of America. Memoria 162.
- GLASS, B, DOMVILLE, S y P. LEE (2005) **Further geophysical studies of the Haughton Impact Structure.** 36th Annual Lunar and Planetary Science Conference. 14-18 de marzo. League, Texas.
- GOLYNSKY, A. et al. (2001) **ADMAP – Magnetic Anomaly Map of the Antarctic.** Escala 1:10.000.000. v. 10. British Antarctic Survey. Cambridge.
- GOLYNSKY, A. (2002) **The composite magnetic anomaly map of East Antarctic.** Tectonophysics. v. 347. 109-120 pp.
- GONZÁLEZ, A. y VÁSQUEZ D., (2005) **Modelo sedimentológico y estratigráfico de las arenas de petróleo y gas pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure en el Campo Socororo Oeste, Estado Anzoátegui.** Trabajo especial de grado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Caracas.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C., ITURRALDE, J. Y X. PICARD (1980) **Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas.** Caracas. Ediciones Foninves. 1031 pp.
- GRATEROL, V. (1993) **Mapa de anomalía de Bouguer de la República de Venezuela.** Compilación, VII Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas. 164 pp.
- HEISKANEN, W. A. y H. MORITZ (1967) **Physical geodesy.** A series of books in geology, Freeman, San Francisco.
- HEISNAKEN, W. y H. MORITZ. (1985) **Geodesia Física.** Ed. Instituto Geográfico Nacional. Instituto de Astronomía y Geodesia. Madrid. 371 pp.
- HEMANT, K (2003) **Modelling and interpretation of Global Lithospheric Magnetic Anomalies.** Disertación para la obtención del título de Doctorado. Universität Berlin. Alemania. 139 pp.
- HEMANT, K. y S. MAUS. (2005) **Geological modeling of the new CHAMP magnetic anomaly maps using a geographical information system technique.** Journal of Geophysical Research (Solid Earth). v. 110.

- HINZE, W. (1985) **The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps.** Soc. Expl. Geophys. Tulsa.
- HOFMANN-WELLENHOF, B. y H. MORITZ. (2005) **Physical geodesy.** Wien. Springer, 2005.
- HOLCOMBE, T., LADD, J., WESTBROOK, G., EDGAR, N. y BOWLAND, C. (1990) **Caribbean Margin Geology; Ridges and Basins of the Plate Interior.** En: Dengo, G., Case, E., **The Caribbean region.** Boulder, Colorado, Geological Society of America, vol H, 231-260 pp.
- HOWE, E. (2006) **CHAMP Satellite gravity field Determination by Collocation.** PhD Tesis. Niels Bohr Institute. Faculty of Science. University of Copenhagen. 102 pp.
- HUNG, E. (1997) **Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturín Subbasin, Eastern Venezuela Basin.** Tesis de maestría. Rice University. 252 pp. Houston, Texas.
- IVINS, E., RIGNOT, E., XIAOPING, W., JAMES, T. y G. CASASSA. (2005). **Ice Mass Balance and Antarctic Gravity Change: Satellite and Terrestrial Perspectives.** En: REIGBER, CH., LÜHR, H., SCHWINTZER, P. y J. WICKERT. (2005) **Earth Observation with CHAMP, results from Three Years in Orbit.** Springer Berlin.
- IZARRA, C., JÁCOME, M., SCHMITZ, M y P. MORA (2005) **Analyzing gravity anomalies over the Caribbean and northern Venezuela tectonic plate boundary.** 6th International Symposium on Andean Geodynamics. ISAG 2005, Barcelona, Extended Abstracts: 394-396 pp.
- JÁCOME, M., KUSZNIR, N., AUDEMARD, F. y S. FLINT. (2003) **Formation of the Maturín Foreland Basin, Eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography.** Tectonics, v. 22, no. 5, 1-17 pp.
- JAMES, K. (2006) **Arguments for and against the Pacific origin of the Caribbean Plate: discussion, finding for an inter-American origin.** Geologica Acta No. 4. Vols 1-2. 279- 302 pp..
- KERR, A. y J. TARNEY (2005) **Tectonic evolution of the Caribbean and**

- northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus.** *Geology* 4(33) 269-272 pp.
- KIAMEHR, R. (2009) Evaluation of the New Earth Gravitational Model (EGM2008) in Iran. *Geophysical Research Abstracts*. Vol 11. EGU2009-330. EGU General Assembly.
- KLITGORD, K. Y H. SCHOUTEN (1986) **Plate kinematics of the central Atlantic.** En: Tucholke, B.E., Vogt, P.R. (eds.) *The Western Atlantic Region (The Geology of North America, M)* GSA, Boulder, Colorado, 351–378 pp.
- LADD, J., HOLCOMBE, T., WESTBROOK, G. y N. EDGAR (1990) **Caribbean Marine Geology; Active Margins of the Plate Boundary.** En: Dengo, G., Case, E. (1990) *The Caribbean Region: Boulder, Colorado*, Geological Society of America, v. H, 231-260 pp.
- LANGEL, R. y W. HINZE. (1998) **The magnetic field of the Earth's lithosphere – The satellite perspective.** Cambridge Uni. Press, 1998.
- LEMOINE, F., SMITH, D., KUNZ, L., SMITH, R., PAVLIS, E., KLOSKO, S., CHINN, D., TORRENCE, M., WILLIAMSON, R., COX, C., RATCHLIN, K., WANG, Y., KENYON, S., SALMAN, R., TRIMMER, R., RAPP, R. y R. NEREM (1997) **The development of the NASA, GSFC and NIMA Joint Geopotential Model.** Gravity, geoid and marine geodesy. IAG Symposia, v. 117, Ed. Springer-Verlag.
- LEMOINE, F., KENYON, S., FACTOR, J., TRIMMER, R., PAVLIS, N., CHINN, D., COX, C., KLOSKO, S., LUTHCHE, S., TORRENCE, M., WANG, Y., WILLIAMSON, R., PAVLIS, E., RAPP, R. y T. OLSON (1998) **The development of the joint NASA GSFC and the National Imagery and Mapping Agency (NIMA) geopotential model EGM96.** NASA technical report NASA/TP-1996\8-206861.
- LERCH, F. (1992) **Geopotential models of the Earth satellite tracking, altimeter and surface gravity observations, GEM-T3 and GEM-T3S.** NASA Tech Mem 104555.
- LU, Y. y H. SHI. (2005) **Evaluation of Gravity Data by EIGEN-2 (CHAMP-only)**

- Model in China.** Institute of Geodesy & Geophysics. Chinese Academy of Sciences. China. En: REIGBER, CH., LÜHR, H., SCHWINTZER, P. y J. WICKERT. (2005) **Earth Observation with CHAMP, results from Three Years in Orbit.** Springer Berlin.
- LUGO, J. y P. MANN. (1995) **Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo basin, Venezuela.** En: TANKARD, R. y H. WELSINK. **Petroleum basins of South America.** APPG Memoir 62, 699-725 pp.
- MACLEOD, L.N., JONES, K. Y T. DAI. (1993) **3-D analytic signal in interpretation of total magnetic field data at low magnetic latitudes.** En: Expl. Geophys. 24, 679-685 pp.
- MANN, P., SCHUBERT, C. Y K. BURKE. (1990) **Review of Caribbean neotectonics.** En: Dengo G. y J. Case (eds.): **The Caribbean Region.** Geological Society of America, Boulder, Colorado, v. H, 307-338 pp.
- MANTILLA, A. (2008) **Crustal structure of the Southwestern Colombian Caribbean Margin: Geological interpretación of geophysical data. PhD tesis.** Universität Jena. Alemania.
- MARSH, J., LERCH, F., PUTNEY, B., FELSENTREGER, T., SANCHEZ, B., KLOSKO, S., PATEL, G., ROBBINS, J., WILLIAMSON, R., ENGELIS, T., HEDÍ, W., CHANDLER, N., CHINN, D., KAPPOR, S., RACHLIN, K., BRAATZ, L., PAVLIS, E. (1990) **The GEM-T2 gravitational model.** Journal of Geophysical Research. Vol. 95. No. B13. 22043-22071 pp.
- MAUS, S., BARCKHAUSEN, U., BERKENBOSCH, H., BOURNAS, N., BROZENA, J., CHILDERS, V., DOSTALER, F., FAIRHEAD, J., FINN, C., von FRESE, R., GAINA, C., GOLYNSKY, S., KUCKS, R., LÜHR, H., MILLIGAN, P., MOGREN, S., MÜLLER, R., OLESEN, O., PILKINGTON, M., SALTUS, R., SCHRECKENBERGER, B., THÉBAULT, E. y F. CARATORI. (2009) **EMAG2: A 2-arc-minute resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne and marine measurements.** Journal of Geophysical Research. Estados Unidos. DOI: 10.1029, 30 pp.

- MÉNDEZ, O., (1985) **Historia geológica graficada de la Cuenca Oriental de Venezuela.** VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas. 1000-1040 pp.
- MENDI, D. y RODRÍGUEZ, E. (2005) **Integración geológica de la Península de Paraguaná.** Trabajo especial de grado. Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. 184 p.
- MENEVEN (1983) Informe inédito para CORPOVEN: Aeromagnetic Survey 1981-1982, Contract CAR-62. Canadá. Presentado por GEOTERREX LTD, 120 p.
- MESCHEDE, M., FRISCH, W., HERRMANN, U.R. y L. RATSCHBACHER (1997) **Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico.** Tectonophysics No. 266. 81–100 pp.
- MESCHEDE, M. y W. FRISCH. (1998) **A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate,** Tectonophysics, v. 296, 269-291 pp.
- MILLER, M., LEVANDER, A., NIU, F. y L. AIBING (2009) **Upper mantle structure beneath the Caribbean-South American plate boundary from surface wave tomography.** Journal of Geophysical Research. Vol. 114. B01312, doi:10.1029/2007JB005507, 13 p.
- MILLIGAN, P., PETKOVIC, P. y B. DRUMMOND. (2003) **Potential-field datasets for the Australian region: their significance in mapping basement architecture.** v. 22. Geol. Soc. Australia y Geol. Soc. of America joint Spec. Publi., 129-139 pp.
- MOLNAR, P. y L. SYKES (1969) **Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity.** Geological Society America Bulletin, vol 80. 1639-1684 pp.
- MONTENEGRO, I (1998) **Análisis e interpretación de las anomalías magnéticas de tres calderas volcánicas: Decepción (Shetland del Sur, Antártida), Furnas (San Miguel, Azores) y Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias).** Trabajo de grado para optar al título de Doctor en Ciencias Físicas. Universidad Complutense de Madrid. España. 235 p.

- MOTICKA, P. (1985) **Volcanismo mesozoico en el Subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco**. Estado Guárico, Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano, 1929-1943 pp.
- MÜLLER, R., SDROLIAS, M., GAINA, C. y W. ROEST. (2008) **Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust**. *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. v. 9. doi: 10.1029/2007GC001743.
- MURANY, E. (1972) **Tectonic basis for Anaco fault, Eastern Venezuela**. *AAPG Bulletin*, 56(5). 860-870 pp.
- NAKANISHI, M., TAMAKI, K. y K. KOBAYASHI. (1992) **A New Mesozoic Isochron Chart of the Northwestern Pacific Ocean: Paleomagnetic and Tectonic Implications**. *Geophys. Res. Lett.* v. 19. 693-696 pp.
- NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER, NATIONAL OCEANIC Y ATMOSPHERIC ADMINISTRATION (2006). **ETOPO2v2 Global Gridded 2-minute Database**. U.S. Dept. of Commerce. <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html>.
- NUÑEZ, A. (2006) **Determinación de un geoide de precisión en áreas de pequeña extensión. Aplicación en el Parque Nacional de Doñana**. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Cataluña. 212 p.
- OSTOS, M., YORIS F. y H. AVÉ LALLEMANT (2005) **Overview of the southeast Caribbean-South American plate boundary zone**. En: Avé Lallemant, H. y V. Sisson (2005) *Caribbean-South American Plate interactions*, Special paper 394. Geological Society of America. 53-89 pp.
- PARNAUD, F., GOU, Y., CAPELLO, J., TRUSKOWSKI, Y., PASSALACQUA, H., Y P. ROURE. (1995) **Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuela Basin**. En: Tankard, A., Suárez, R., y H. Welsink. *Petroleum basins of South America: American Association Petroleum of Geologists*. Memoria 62. 741-756 pp.
- PASSALACQUA, H., FERNÁNDEZ, F., GOU, Y. y F. ROURE. (1995) **Crustal architecture and strain partitioning in the eastern Venezuelan ranges**. En: TANKARD, A., SUÁREZ R. y H. WELSINK. *Petroleum basin of South*

- America.** AAPG Memoir 62. 667-679 pp.
- PAVLIS, N.K., S.A. HOLMES, S.C. KENYON, Y J.K. FACTOR (2008) **An Earth Gravitational Model to Degree 2160: EGM2008.** En: 2008 General Assembly of the European Geosciences Union, Vienna, Austria, Abril 13-18.
- PENTZ, M (1974) **Curso básico de Ciencias.** The Open University. Unidades 22 y 23. McGraw-Hill. Colombia.
- PÉREZ, O. J., BILHAM, R., BENDICK, R., VELANDIA, J. R., HERNÁNDEZ, N., MONCAYO, C., HOYER, M. y M. KOZUCH. (2001) **Velocity field across the southern Caribbean plate boundary and estimates of Caribbean / South American plate motion using GPS geodesy 1994-2000.** Geophys. Res. Lett., 28, 2987-2990.
- PHILLIPS, J. (2007) **Geosoft eXecutables (GX's) developed by the U.S. Geological Survey, version 2.0, with notes on GX development from Fortran code.** U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1355.
- PINDELL, J.L. y J. DEWEY (1982) **Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the origin of the Gulf of Mexico/Caribbean region.** Tectonics. N° 1. 179-212 pp.
- PINDELL, J. (1985) **Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean.** Tectonics N° 4. 1-39 pp.
- PINDELL, J. y S. CANDE. (1988) **A plate-kinematic framework for models of the Caribbean evolution.** En: C. R. Scotese y W. W. Sager, eds., Mesozoic and Cenozoic plate reconstructions, Tectonophysics N° 155. 121-138 pp.
- PINDELL, J. y S. BARRETT. (1990) **Geological evolution of the Caribbean region; a plate-tectonic perspective,** En: Dengo, G, Case, J.E. (eds.) The Caribbean Region, The Geology of North America, v. H. 405-432 pp.
- PINDELL, J., y J. ERIKSON. (1994) **Sub-surface Jurassic shelf ?, NE Venezuela and Trinidad: Petroleum Exploration.** En: V Simposio Bolivariano de las Exploración de las Cuencas Subandinas. Sociedad Venezolana de Geología. 244 – 262 pp.

- PINDELL, J. y L. KENNAN. (2001) **Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean.** En Petroleum system of deep-water basins: Global and Gulf of Mexico experience, Proceedings, Gulf Coast Section, SEPM, 21st Annual Research Conference, 2-5 Diciembre, Houston, Texas, Society for Sedimentary Geology (SEPM):193-220 pp.
- PINDELL, J., KENNAN, L., WRIGHT, D. Y J. ERIKSON (2009) **Clastic domains of sandstones in central/eastern Venezuela, Trinidad, and Barbados: heavy mineral and tectonic constraints on provenance and palaeogeography.** En: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) The geology and evolution of the region between North and South America. Geological Society of London, Publicación especial.
- PINET, B., LAJAT, D., LE QUELLEC, P. y P BOUYSSSE. (1985) **Structure of Aves Ridge and Grenada Basin from multichannel seismic data.** En: MASCLE, A., eds., Proceedings, Caribbean Geodynamics Symposium, Editions Technip. Paris. 53-64 pp.
- PURUCKER, M. y K. WHALER. (2007) **Crustal magnetism.** Elsevier. v. 5. 195-235 pp.
- RAPP, R. (1969) **Gravitational potential coefficients from gravity anomaly data alone.** Allgemeine Vermessungs-Nachrichten. No. 76, 228-233 pp.
- RAPP, R. y N. PAVLIS. (1990) **The development and analysis of geopotential coefficient models to spherical harmonic degree 360.** Journal of Geophysical Research. v. 95. No. B13. 21885-21911 pp.
- RAPP, R., WANG, Y. y N. PAVLIS (1991) **The Ohio State 1991 geopotential and sea surface topography harmonic coefficient models.** Ohio State University. Reporte No. 410. Ohio. 94 pp.
- RAPP, R. (1997) **Use of potential coefficient models for geoid undulation determinations using a spherical harmonic representation of the height anomaly/geoid undulation difference.** Journal of Geodesy. 71(5). 282-289 pp.
- RAPP, R. (1998) **Past and future developments in geopotential modeling.** Geodesy

- on the move, Forsberg, Feissel, Dietrich. Springer-Verlag, Berlín, 58-78 pp.
- REIGBER, CH., R SCHWINTZER, y H. LÜHR (1999) **The CHAMP geopotential mission**, En: Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, Vol. 40, No. 3-4, Sep.-Dec. 1999, Proceedings of the 2nd Joint Meeting of the International Gravity and the International Geoid Commission, Trieste 7-12 Sept. 1998, ISSN 0006-6729, Editado por: I. Marson and H. Siinkel, 285-289 pp.
- REIGBER, CH., LÜHR, H., GRUNDWALDT, L., FÖRSTE, CH., KÖNIG, R; MASSMANN, H. Y C. FALCK. (2006) **CHAMP Mission 5 years in orbit**. GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) Dept. 1 Geodesy and Remote Sensing. Potsdam, Alemania. En: FLURY, J., RUMMEL, R., REIGBER, CH., ROTHACHER, M., BOEDEKER, G. Y U. SCHREIBER. (2006) **Observation of the Earth System from Space**. Springer-Verlag. Alemania.
- ROHR, G. (1991) **Exploration potential of Trinidad and Tobago**. En: Journal of Petroleum Geology. v. 14. 1991. 343-354 pp.
- ROSS, M. Y C. SCOTese (1988) **Hierarchical tectonic analysis of the Gulf of Mexico and Caribbean region**. En: Tectonophysics, v. 155, 139-160 pp.
- ROURE, F., CARNEVALI, J. y T. SUBIETA. (1994) **Geometry and kinematics of the North Monagas Thrust Belt (Venezuela)**. Marine and Petroleum Geology. v. 11. 347-362 pp.
- RUMMEL R., BALMINO, G., JOHNHANNESSEN, J., VISSER, P. y P. WOODWORTH. (2002) **Dedicated gravity field missions – principles and aims**. Journal of Geodynamics. v. 33. 3-20 pp.
- SALAZAR, M. (2006) **Evolución estructural e implicaciones tectónicas del Graben de Espino**. Trabajo de maestría. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela. 214 pp.
- SALTUS, R. y T. HUDSON. (2007) **Regional magnetic anomalies, cristal strength, and the location of the Northern Cordilleran fold-and-thrust Belt**. Geology. v. 35. 567-570 pp.
- SCHLUMBERGER, (1980) **Evaluación de Formaciones de Venezuela**. s.e., Venezuela. s.p.

- SCHMIDT, T (1984) **BEARBEITUNG UND AUSWERTUNG VON SCHWEREMESSUNGEN IM GEBIET DER IMPAKT-STRUKTUR VON ROCHECHOVART (MASSIF CENTRAL, FRANKREICH).** Diploma thesis. University of Munich.
- SCHMIDT, R., FLECHTNER, F., MEYER, U., REIGBER, CH., BARTHELMES, F., FÖRSTE, CH., STUBENVOLL, R., KÖNIG, R., NEUMAYER, K. Y Z. SHENGYUAN. (2006) **Static and time-variable gravity from GRACE Mission Data.** GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ) Dept. 1 Geodesy and Remote Sensing. Potsdam, Alemania. En: FLURY, J., RUMMEL, R., REIGBER, CH., ROTHACHER, M., BOEDEKER, G. Y U. SCHREIBER. (2006) **Observation of the Earth System from Space.** Springer-Verlag. Alemania.
- SCHMITZ, M., MARTINS, A., IZARRA, C., JÁCOME, M., SÁNCHEZ, J. y V. ROCA BADO. (2005) **The major features of the crustal structure in north-eastern Venezuela from deep wideangle seismic observations and gravity modelling.** Tectonophysics. v. 399. 109-124 pp.
- SCHMITZ, M., AVILA, J., BEZADA, M., VIERA, E., YÁNEZ, M., ZELT, C., JÁCOME, M., MAGNANI, M., Y EL BOLIVAR SEISMIC WORK GROUP. (2008) **Crustal thickness variation in Venezuela from deep seismic information.** Tectonophysics.
- SCHUBERT, C. (1977) **La zona de la falla del Pilar.** Boletín Técnico IMME, 57-58, 11-17.
- SCHUBERT, C. (1982) **Origin of Cariaco Basin, Southern Caribbean Sea.** Marine Geology. v. 47. 345-360 pp.
- SCHWINTZER, P., REIGBER, C., BODE, A., KANG, Z., ZHU, S., MASSMANN, F., RAIMONDO, J., BIANCALE, R., BALMINO, G., LEMOINE, J., MOYNOT, B., MARTY, J., BARLIER, F. y Y. BOUDON. (1992) **Improvement of GRIM4 Earth gravity models using Geosat altimeter and SPOT-2 and ERS-1 tracking data.** Proceedings Geodesy and Physics of the

- Earth. IAG Sym. 112, 75-78 pp. Springer.
- SERWAY, R y J. JEWETT (2005) **Electricidad y magnetismo**. 6ª edición. International Thomson Editores. ISBN 970-686-538-1. México. 356 pp.
- SHAGAM., eds., **The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics**. Geological Society of America Memoir 162. 189-212 pp.
- SHAW, R. D., P. WELLMAN, P. GUNN, A. J. WHITAKER, C. TARLOWSKI, Y M. MORSE (1996). **Guide to using the Australian Crustal Elements Map**. Australian Geological Survey Organization. Registro 1996/30.
- SILVER, E., CASE, J. y H. MCGILLAVRY (1975). **Geophysical study of the Venezuelan Borderland**. Geological Society of America Bulletin, 86(2): 213-226 pp.
- SIPIERA, P, BUTLER, K, SCHWADE, J (1995) **The James Dupont Collection of Meteorites: 1950s to 1991**. Meteorites. 30(5). 579 pp.
- SMITH, F. (1980) **El basamento y las rocas paleozoicas en la parte norte de Venezuela**. Gerencia de Estudios Especiales e Investigación. CORPOVEN. Informe VEN-831. v. 1. 71 pp.
- SNEEUW, N. (1994) **Global spherical harmonic analysis by least-squares and numerical quadrature methods in historical perspective**. Geophys. Journ. Intern., v. 118, 707-716 pp.
- SNEEUW, N y H. SCHAUB (2004) **Satellite clusters for future gravity field missions**. En: JEKELI, CH., BASTOS, L. y J. FERNANDES (2004). Gravity, geoid and space missions. International Association of Geodesy Symposia. Ediciones Fernando Sansó. Portugal
- SOBIESIAK, M., ALVARADO, L. y R. VÁZQUEZ. (2005) **Recent Seismicity in Northeastern Venezuela and Tectonic Implications**. Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V., 20 (4) 75-84
- SPEED, R., WESTBROOK, G, BIJU-DUVAL, B., LADD, J., MASCLE, A., MOORE, J., SAUNDERS, J., SCHOONMAKER, J. y S. STEIN (1984) **Lesser Antilles Arc System and Adjacent Terranes: Ocean Margin Drilling Program**. Atlas 10, Regional Atlas Series: Woods Hole, Massachusetts, Marine

Science Institute Publications.

- SRINIVAS, B. (2007) **Gravity Recovery and Climate Experiment: Product specification document**. Center for Space Research. The University of Texas at Austin. 78 pp.
- STEPHAN, J., MERCIER DE LEPINAY, B., CALAIS, E., TARDY, M., BECK, C., CARFANTAN, J., OLIVET, J., VILA, J., BOUYASSE, P., MAUFFRET, A., BOURGOIS, J., THERY, J., TOURNON, J., BLANCHET, R., DERCOURT, J (1990) **Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present**. Bull. Soc. Géol. Francia. 8 (6): 915–919 pp.
- STUDINGER, M., KURININ, R., ALESHKOVA, N. y H. MILLER. (1997) **Power spectra analysis of gravity data from the Weddell Sea Embayment and Adjacent Areas**. TERRA ANTARTICA. 4(1). 23-26 pp.
- SYKES, L.R., MC CANN, W. y A. KAFKA (1982) **Motion of the Caribbean plate during the last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements**. Journal Geophysical Research. v. 87. 10656–10676 pp.
- TABOADA, A., RIVERA, L., FUENZALIDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J., y C. RIVERA (2000) **Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia)** Tectonics 19, 787 – 813 pp.
- TALUKDAR, S. (1983) **Petrological study of volcanic and sedimentary rocks from offshore wells of the north of Paria area**. Informe técnico. INTEVEP. INT-00877, 83. 126 pp.
- TALWANI, M. y J. HEIRTZLER. (1964) **Computation of magnetic anomalies caused by two-dimensional bodies of arbitrary shape**. En: Computers in the mineral industries, part 1 (Ed. G. A. Parks). Stanford Univ. Publ. Geological Sciences, 9, 464-480 pp.
- TALWANI, M.; WORZEL, J. L. y M. LANDISMAN. (1959) **Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone**. Jour. Geophys. Res., 64, 49-59 pp.

- TAPLEY, B.D., y C. REIGBER (1999) **GRACE: a satellite-to-satellite tracking geopotential mapping mission**, En: Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, Vol 40, No. 3-4, Sep.-Dec. 1999, Proceedings of the 2nd Joint Meeting of the International Gravity and the International Geoid Commission, Trieste 7-12 Sept. 1998, ISSN 0006-6729, Editado por I. Marson and H. Siinkel, 291 p.
- TAPLEY, B. y REIGBER, CH. (2001) **The GRACE mission: Status and future plans**. EOS Trans AGU, 82 (47) Fall Meet. Suppl., G41 C-02.
- TELFORD, W., GELDART, L. y R. SHERRIF. (1995) **Applied Geophysics**. Cambridge University Press. Cambridge.
- UGHI, A. (2002). **Investigación geofísico integrado de la región Central de Venezuela por medio del análisis de flexión de placas en la sección 67°00'00"**. Trabajo especial de grado. Inédito. Universidad Central de Venezuela.
- URBANI, F. (2002) **El río Miguelena de Camurí Grande, Estado Vargas: Una ventana a la geología de la Cordillera de la Costa**. Guía de Excursión N° 02-01. Ediciones de la Sociedad Venezolana de Geólogos.
- U.S. DEPARTMENT OF COMMERCE, NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION, AND NATIONAL GEOPHYSICAL DATA CENTER (2006): **2-minute Gridded Global Relief Data (ETOPO2v2)** Boulder, Colorado
- UZCÁTEGUI, D. (2002) **Estimación de espesores sedimentarios en el Graben de Espino a lo largo de dos transectos regionales entre Guárico y Anzoátegui, Área Santa María de Ipire**. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela. Caracas, Venezuela, 107 pp.
- VANÍČEK, P y E. KRAKIWSKY. (1982) **Geodesy: The Concepts**. North-Holland, Amsterdam.
- VANÍČEK, P. y N. CHRISTON. (1994) **Geoid and its geophysical interpretation**. CRC Press, Boca Ratón.
- VANÍČEK, P., TENZER, R., SJÖBERG, L., MARTINEC, Z. Y W. FEATHERSTONE

- (2004) **New views of the spherical Bouguer gravity anomaly.** Geophysical Journal International. N° 159. 460-472 pp.
- VIERBUCHEN, R (1984) **The geology of the El Pilar fault zone and adjacent areas in northeastern Venezuela.** En: Bonini, W, Hargraves, R y R. Shagam, eds., The south Caribbean-South America plate boundary and regional tectonics. Geological Society of America. Memorias 162. 189 p.
- VINE, F. y D. MATTHEWS. (1963) **Magnetics anomalies over oceanic ridges.** Nature. v. 199. 947-949 pp.
- VINE, F. (1966) **Spreading of the Ocean Floor: New Evidence.** Science. V. 154. 1405-1415 pp.
- VISSER, P. y SCHRAMA, E. (2004) **Space-born gravimetry: determination of the time variable gravity field.** Department of Earth Observation and Space Systems (DEOS) Faculty of Aerospace Engineering, Delft University of Technology, Kluyverweg 1, 2629 HS, Delft, The Netherlands. 6 pp. En: SANSÓ, F. (2005) Gravity, geoid and space missions. International Association of Geodesy Simposia. Portugal. Editado por: Springer Berlin Heidelberg New York.
- WATKINS, M., GRUBER, T., y B. SRINIVAS (2000) **Science data system development plan 327-710.** Reporte del grupo de trabajo del GRACE: GRACE NASA Science Data System Manager, GRACE German Science Data System Manager, GRACE Science Team Member. 24 pp.
- WEBER, J. C., DIXON, T. H., DEMETS, C., AMBEH, W.B., JANSMA, P., MATTIOLLI, G., SALEH, J., SELLA, G., BILHAM, R. y O. PÉREZ. (2001) **GPS estimate of relative plate motion between the Caribbean and South American plates, and geologic implications for Trinidad and Venezuela.** Geology, 29, 75-78 pp.
- WERHMANN, M. (1972) **Geología de la región Caracas – Colonia Tovar.** Bol. Geol. Pub. Esp., 5 MMH, Caracas. v. 4. 2093-2121 pp.
- WHITTAKER, J., MÜLLER, R., LEITCHENKOV, H., STAGG, H., SDROLIAS, C. Y A., GONCHAROV. (2007) **Major Australian-Antarctic Plate**

- Reorganization at Hawaiian-Emperor Bend Time.** Science. v. 318.
- WON, I. J. y BEVIS, M. (1987). **Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: Algorithms and Fortran subroutines.** Geophysics, 52, 232-238 pp.
- XU, CH., WEIGELT, M., SIDERIS, M. Y N. SNEEUW. (2007) **Spaceborne gravimetry and gravity field recovery.** Canadian Aeronautical Space Journal. Vol. 53. No.3/4, 65-75 pp.
- YORIS, F. y M. OSTOS (1997) **Geología de Venezuela: Geología general y Cuencas Petrolíferas.** En: Singer, J., ed., WEC 1997. Evaluación de pozos: Schlumberger-Surency C.A. 1ra ed., Jolley Printing, Texas.
- YSACCIS, R. (1997) **Tertiary Evolution of the Northeastern Venezuela Offshore.** PhD thesis. Rice University, Houston, Texas, 285 pp.

Caracas, diciembre de 2009

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 la Bachiller García R. Andreína del C., titulado:

**“MAPAS DE ANOMALÍAS DE GRAVEDAD Y MAGNETISMO DE
VENEZUELA GENERADOS A PARTIR DE DATOS SATELITALES”**

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. José M. Cavada

Jurado

Prof. Michael Schmitz

Jurado

Prof. Nuris Orihuela

Tutor Académico