



**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA**  
**FACULTAD DE CIENCIAS**  
**ESCUELA DE FÍSICA**

**PROCESAMIENTO E INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA EN LA REGION DEL  
SUR DEL LAGO DE MARACAIBO.**

Por:

Samuel José Landazabal Cordova

**Trabajo Especial de Grado presentado ante la  
ilustre Universidad Central de Venezuela  
para optar al título de Licenciado en Física.**

Tutor Académico: Dra. Laura Piñero F.

Caracas, Septiembre de 2010

## **Agradecimientos**

En primer lugar gracias a Dios, que siempre está presente y me ha permitido llegar hasta donde he llegado. Que de muchas maneras me ha enseñado a vivir y sortear los obstáculos que se me presentan.

Agradezco con toda el alma y corazón a mis padres y mi hermana, que de manera incondicional estuvieron acompañándome en este arduo camino, brindándome todo su amor y apoyo. Me dieron ánimo para seguir, cuando me sentía abatido y sin fuerzas para superar ciertos obstáculos. Gracias por aligerarme el gran peso que cargue durante esa gran travesía que me tiene aquí hoy. Gracias por ser tan maravillosos conmigo, por brindarme su tiempo, su esfuerzo, su apoyo.....su amor. Por todo esto y más, los amo!!!

A todos mis amigos y compañeros que junto conmigo fuimos paso a paso, afrontando los mismos retos, sufriendo las mismas calamidades, acercándonos a esta meta tan anhelada, como lo es obtener nuestro título de Licenciados. Con ustedes viví muchos momentos inolvidables que han hecho en parte lo que soy ahora.

A la profesora Laura, que me brindó todo su conocimiento, su apoyo, su tiempo y amistad. Siempre el último esfuerzo es el más difícil e importante de todos, quizá por ser el más cercano a la victoria, y muchas veces por miedo a ser derrotados no lo realizamos, sin embargo estuviste conmigo y me diste el último empujón para conseguir mi objetivo.

Doy un especial agradecimiento al Ing. Fredy Fernandez, al Ing. Hugo Bello y el Lic. Luis Fernandez, quienes me brindaron todo su apoyo, me ofrecieron su conocimiento y su amistad, mientras estuve trabajando junto a ellos en INTEVEP.

Gracias a quienes trabajan en el departamento de Energías Alternativas del Ministerio de Energía y Petróleo, el Lic. Douglas Salas y sus compañeros.

Como dijo una vez Nelson Mandela, “Después de escalar una montaña muy alta, descubrimos que existen muchas montañas más por escalar”. Sin ustedes hubiese sido imposible escalarlas.... Gracias!

# **Procesamiento e inversión gravimétrica en la región del sur del Lago de Maracaibo**

Br. Samuel Landazabal<sup>1</sup>, Dra. Laura Piñero F<sup>1</sup>.

<sup>1</sup>Centro de geofísica, Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias. Universidad Central de Venezuela. Apartado postal 3895, Caracas 1010-A, Venezuela.

Palabras claves: Uranio, Métodos Gravimétricos, análisis espectral, Inversión 2D.

## **Resumen**

El Uranio en el mundo entero se está considerando cada vez más, como una fuente de energía limpia y confiable. Alrededor del 30% de los recursos de Uranio en el mundo constan de depósitos de Uranio en areniscas y corresponden al segundo tipo de depósitos de Uranio más importante (International Atomic Energy Agency, 3003). Este tipo de depósitos se forma cuando el agua oxidante subterránea (que contiene Uranio diluido  $U^{6+}$ ) se mueve a través de una unidad de areniscas permeables y encuentra un agente reductor tal como materia orgánica o pirita, donde el Uranio es precipitado en su estado tetravalente  $U^{4+}$ . La reducción es causada principalmente por el  $H_2S$  que se genera de la materia orgánica en descomposición, o por la introducción de gases o fluidos reductores ( $H_2S$ , hidrocarburos o ambos) a través de estructuras geológicas favorables (Spirakis, 1996).

Con la finalidad de encontrar fuentes alternativas de energía en Venezuela, a partir de los años 70 en todo el territorio nacional se llevaron a cabo diversos estudios geoquímicos, sobre muestras de rocas, agua y sedimentos, así como estudios geológicos donde se evalúa la potencialidad de distintos ambientes como áreas favorables para la mineralización de Uranio (Audemar, 1977; Escola, 1977; Lo Monaco, 1985; Pasquali, 1974, 1977, 1981; Perez & Sifontes, 1985; Sifontes et al., 1982, 1985; Yanes et al., 1985). Los resultados de estos estudios muestran que en Venezuela existen tres áreas donde potencialmente puedan existir yacimientos de Uranio: La discordancia de la base del Grupo Roraima en el Escudo de Guayana, la discordancia de rocas más jóvenes suprayacentes al Escudo de Guayana, al sur de la Cuenca Oriental de Venezuela y las

areniscas, lodositas y fosforitas del Miembro Quevedo de la Formación Navay en el Edo. Táchira.

Existe otra zona en Venezuela donde potencialmente puedan existir yacimientos de Uranio, ubicada al norte de los Andes venezolanos, al sur del Lago de Maracaibo, donde se plantea la hipótesis de encontrar depósitos de Uranio en areniscas de tipo "Roll Front" (Pinero y Tosiani, comunicación personal). En este modelo, el Uranio diluido que proviene de los Andes (de los granitos que forman parte de las asociaciones Los Torres y Bella Vista y el complejo Iglesias), es incorporado en las aguas superficiales y subterráneas del flanco norte de los Andes, que gradualmente percolan hacia las zonas bajas del pie de monte, hasta encontrar agentes reductores o iones precipitantes, los cuales fijan el Uranio, generando el yacimiento.

Con la finalidad de identificar de forma regional paleo canales, acuíferos, fallas y altos estructurales, que pudieran estar asociados directamente con el transporte de gases y fluidos reductores, así como del propio Uranio, se lleva a cabo un estudio gravimétrico, en el cual se reprocessa y analiza un conjunto de datos ubicados al sur del lago de Maracaibo en el piedemonte norte de los Andes, que pertenecen a PDVSA-INTEVEP. Esta base de datos contiene valores de anomalías de Bouguer simple, calculados a partir de una densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$ , con su respectiva ubicación espacial y altura. A cada estación se le calcula la corrección topográfica para obtener valores de anomalía de Bouguer completa, que varían de los  $-156\text{mGal}$  hasta los  $4,04\text{mGal}$ . Los máximos valores de anomalía se encuentran sobre los Andes, mientras que los mínimos se encuentran en el piedemonte norte de los Andes, en una franja de dirección sur-oeste nor-este, que corresponden con la raíz de los Andes de Mérida.

Se calcula y analiza el espectro de potencias del mapa de anomalía de Bouguer completa, para luego aplicarle distintos filtros y así obtener la separación regional-residual. Se calculan además, las derivadas direccionales y las soluciones de Euler al mapa de la anomalía de Bouguer y a los mapas de sus componentes residual y regional. Dichos mapas (especialmente los de la componente residual) realzan ciertos rasgos que ubican estructuras geológicas como fallas, paleocanales, altos estructurales, entre otras, que no se observan a simple vista sobre el mapa de anomalía de Bouguer. De esta manera se localizaron numerosas fallas, la mayoría de dirección nor-oeste sur-este que se encuentran en el piedemonte norte de los Andes, cercanas a los márgenes del lago de Maracaibo.

Adicionalmente se trazan dos perfiles sobre el mapa de la anomalía de Bouguer y su componente residual, uno de dirección nor-oeste sur-este, perpendicular a los andes y otro paralelo a los Andes, de dirección nor-este sur-oeste que corta perpendicularmente al primer perfil. Sobre estos perfiles se obtienen modelos bidimensionales del subsuelo, en los cuales se muestran un conjunto de fallas inversas que involucran basamento y sedimentos del Cretácico y Mioceno/Eoceno. Algunas de estas fallas forman parte del frente de deformación que dio origen a los Andes, otras simplemente son el producto de diferentes procesos compresionales de dirección nor-oeste sur-este que ocurrieron al norte de los Andes cerca de los márgenes con el lago de Maracaibo. Estas fallas resultan ser estructuras que potencialmente pudieran favorecer a la depositación de Uranio.

# Índice

<b>Capítulo I: Introducción</b> .....	<b>1</b>
1.1 Planteamiento del problema.....	7
1.2 Objetivos.....	10
1.2.1 Objetivo general.....	10
1.2.2 Objetivos específicos.....	10
1.3 Ubicación del área de estudio.....	11
1.4 Depósitos de Uranio tipo “roll-front”.....	12
1.5 Trabajos previos.....	13
1.5.1 Trabajos geofísicos previos en la zona.....	13
1.5.2 Trabajos previos de Uranio en el mundo.....	19
1.6 Esquema de la Tesis.....	22
<b>Capítulo II: Marco tectónico y geológico</b> .....	<b>24</b>
2.1 Cuenca de Maracaibo.....	24
2.2 Evolución de la Cuenca de Maracaibo.....	25
2.2.1 Compresiones Paleozoicas.....	25
2.2.2 Apertura del Jurásico (“rifting” entre Norte y Suramérica).....	27
2.2.3 Subsistencia termal del Cretácico.....	29
2.2.4 Compresión Caribe y Flexión de Antepaís (Maestrichtiense y Eoceno Medio). 31	
2.2.5 Extensión del Eoceno Tardío-Oligoceno en Zulia Oriental.....	33
2.2.6 Compresión neogena Andina.....	34
2.3 Flanco Norandino.....	35
2.3.1 Estilos Estructurales.....	37
2.3.2 Edades de deformación.....	38
2.4 Región de Las Virtudes.....	43
2.4.1 Estratigrafía.....	44
2.4.1.1 Cretácico.....	44
2.4.1.2 Terciario Inferior.....	45
2.4.1.3 Terciario Superior.....	45
2.4.2 Rasgos estructurales.....	46
<b>Capítulo III: Marco teórico</b> .....	<b>48</b>
3.1 Principios fundamentales de la gravimetría.....	48
3.1.1 Variaciones de la gravedad con el tiempo.....	51
3.1.2 Maneras de representar la Tierra.....	53
3.1.3 Variaciones de la gravedad con la latitud.....	55
3.1.4 Variaciones de la gravedad con la altitud.....	56
3.1.4.1 Corrección de Aire Libre.....	56
3.1.5 Variaciones de la gravedad con la densidad.....	57
3.1.5.1 Corrección de Bouguer.....	57
□ Determinación de la densidad: .....	58
3.1.5.2 Corrección topográfica.....	59
□ Modelos de elevación digital (DEM's).....	61
□ Zona interna (“cuñas”).....	63
□ Prismas rectangulares.....	64
□ Anillos concéntricos.....	66
3.1.6 Anomalías gravimétricas.....	67

3.1.6.1	Anomalía de Bouguer completa.....	68
3.2	Interpretación de las anomalías gravimétricas.....	68
3.2.1	Maneras de representar los datos de anomalías gravimétricas.....	68
3.2.1.1	Métodos de interpolación bidimensionales.....	71
□	Kriging.....	72
□	Mínima curvatura.....	76
3.2.2	Separación regional-residual.....	77
3.2.2.1	Método polinómico.....	77
3.2.2.2	Análisis espectral (power spectrum).....	78
3.2.2.3	Filtro Gaussiano.....	81
3.2.3	Métodos de interpretación de los mapas y perfiles de anomalías.....	82
3.2.3.1	Métodos de interpretación cualitativos.....	82
□	Derivadas direccionales.....	83
3.2.3.3	Métodos de interpretación cuantitativa.....	85
□	Inversión 2D.....	85
□	Deconvolución de Euler.....	87
<b>Capítulo IV: Procesamiento .....</b>		<b>90</b>
4.1	Origen y características de los datos suministrados.....	91
4.1.1	Datos gravimétricos.....	91
4.1.2	Modelos de elevación digital (DEM).....	92
4.1.2.1	USGS SRTM3 o SRTM90 (shuttle radar topography mission).....	92
4.1.2.2	SRTM plus 30 v4.....	92
4.1.3	Otros datos.....	93
4.2	Análisis y limpieza de los datos.....	94
4.2.1	Análisis y limpieza de los datos gravimétricos.....	94
4.2.2	Análisis y limpieza de los modelos de elevación digital.....	101
4.2.2.1	Análisis y limpieza del USGS SRTM3 o SRTM90.....	101
4.2.2.2	Análisis y limpieza del SRTM Plus 30 v4.....	101
4.3	Corrección topográfica.....	101
4.3.1	Construcción del grid de corrección topográfica.....	101
4.3.1.1	Grid Regional.....	102
4.3.1.2	Grid Local.....	103
4.3.2	Cálculo de la corrección topográfica.....	104
4.3.3	Cálculo de la anomalía de Bouguer completa.....	105
4.4	Graficación del mapa de anomalía de Bouguer completa.....	105
4.4.1	Generación del mapa de anomalía de Bouguer completa para el área de estudio total.....	106
4.4.1.1	Interpolación por Kriging.....	107
□	Escogencia del modelo de variograma.....	108
4.4.1.2	Interpolación por mínima curvatura.....	112
4.4.2	Generación del mapa de anomalía de Bouguer completa para el Flanco Nor Andino.....	113
4.5	Análisis e interpretación del mapa de anomalía de Bouguer completa del Flanco Nor Andino.....	113

4.5.1	Separación regional-residual. ....	113
4.5.1.1	Cálculo del espectro de potencia (power spectrum).....	113
4.5.1.2	Filtro Gaussiano. ....	115
4.5.1.3	Ajuste polinomial. ....	115
4.5.2	Métodos de interpretación cualitativos.....	116
4.5.2.1	Cálculo de la derivada en $x$ , $y$ y $z$ de la anomalía de Bouguer completa. ....	117
4.5.2.2	Cálculo de la señal analítica. ....	118
4.5.2.3	Cálculo de la derivada horizontal total.....	118
4.5.2.4	Extracción del perfil de interpretación de los mapas de derivada vertical, segunda derivada vertical, señal analítica y derivada horizontal total de la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	118
4.5.3	Métodos de interpretación cuantitativos.....	119
4.5.3.1	Cálculo de la deconvolución de Euler.....	119
4.5.3.2	Inversión 2D.....	120
□	Perfil I.....	121
□	Perfil II. ....	124
<b>Capítulo V: Resultados .....</b>		<b>125</b>
5.1	Mapa de anomalía de Bouguer completa para el área total de estudio. ....	125
5.1.1	Mapas de anomalía de Bouguer completa usando densidades de $2,30\text{g/cm}^3$ y $2,67\text{g/cm}^3$ .....	126
5.1.2	Mapa de anomalía de Bouguer completa, usando el método de mínima curvatura. ....	128
5.2	Anomalía de Bouguer completa para el área del flanco nor-Andino.....	129
5.3	Separación regional-residual.....	130
5.4	Mapas de derivadas y señal analítica para la anomalía de Bouguer y su componente residual. ....	133
5.4.1	Mapas de derivadas y señal analítica para la anomalía de Bouguer.....	134
5.4.2	Mapas de derivadas y señal analítica para la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	139
5.5	Deconvolución de Euler.....	144
5.6	Inversión 2D. ....	147
5.6.1	Perfil I.....	147
5.6.1.1	Modelo 2D en base a los valores de anomalía de Bouguer.....	147
5.6.1.2	Modelo 2D en base a los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	148
5.6.2	Perfil II.....	149
5.6.2.1	Modelo 2D en base a los valores de la anomalía de Bouguer. ....	149
5.6.2.2	Modelo 2D en base a los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	150
<b>Capítulo VI: Análisis e interpretación de resultados .....</b>		<b>152</b>
6.1	Anomalía de Bouguer. ....	153
6.2	Componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	155
6.2.1	Soluciones de Euler para el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	162
6.2.2	Perfil de interpretación. ....	163
6.3	Inversión 2D. ....	164

6.3.1	Perfil I.....	164
6.3.1.1	Modelo 2D a través del mapa de anomalía de Bouguer.....	164
6.3.1.2	Modelo 2D a través del mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.....	166
6.3.2	Perfil II.....	167
6.3.2.1	Modelo 2D a través del mapa de anomalía de Bouguer.....	167
6.3.2.2	Modelo 2D a través del mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.....	169
<b>Capítulo VII: Conclusiones y recomendaciones .....</b>		<b>171</b>
	Conclusiones.....	171
	Recomendaciones .....	172
<b>Bibliografía.....</b>		<b>174</b>
	Libros de texto.....	177
<b>Apéndice A: Escogencia del grado del polinomio.....</b>		<b>179</b>

## Índice de figuras

<b>Figura 1.1:</b> Revisión histórica del precio del Uranio (Newton et al., 2006). Tomado de Pasquali (2007) .....	1
<b>Figura 1.2:</b> Mercado histórico del Uranio: producción y demanda (Newton et al., 2006). Tomado de Pasquali (2007). .....	2
<b>Figura 1.3:</b> Ubicación de depósitos de Uranio en areniscas a nivel mundial. Tomado de Finch et al. (1995).....	3
<b>Figura 1.4:</b> Anomalías geoquímicas de Uranio en el sur del Lago de Maracaibo. ....	4
<b>Figura 1.5:</b> Ubicación del área de estudio. ....	11
<b>Figura 1.6:</b> Modelo de depositación de Uranio tipo Roll-Front. Tomado de Anderson & Matveeva (2007) y modificado de Rubin (1970) y Granger, Warren (1974).....	13
<b>Figura 1.7:</b> Sección sísmica FN-89C-57. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	14
<b>Figura 1.8:</b> Sección sísmica FN-89C-79. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	15
<b>Figura 1.9:</b> Menes de petróleo ubicados a lo largo de todo el frente norte de los Andes. Tomado de Duerto et al. (2006). ....	16
<b>Figura 1.10:</b> Columna estratigráfica generalizada del frente norte de los Andes. Tomado de Duerto et al. (2006). ....	17
<b>Figura 1.11:</b> (A) Línea sísmica FN-4 sin interpretar. (B) línea sísmica FN-4 interpretada. Tomado de Duerto et al. (2006). ....	18
<b>Figura 1.12:</b> Diagrama construido por líneas sísmicas 2D extraídas del cubo sísmico 3D del sur del Lago de Maracaibo. Tomado de Castillo y Mann (1994). ....	19
<b>Figura 1.13:</b> Geología regional de las cuencas Chu-Sarysu y Syrdarya, al sur de Kazakjstan. Tomado de Jaireth et al. (2008) .....	20
<b>Figura 1.14:</b> Sección transversal Cross-section de las cuencas de Chu-Sarysu y Syrdarya (Vista nor-oeste). Tomado de Jaireth et al. (2008).....	20
<b>Figura 1.15:</b> Mapa de las cuencas productoras de hidrocarburos de Australia y ubicación de los terrenos del Proterozoico con rocas félsicas ricas en Uranio. Tomado de Jaireth et al. (2008). ....	21
<b>Figura 1.16:</b> Modelo generado de deposito de Uranio en areniscas. Tomado de Jaireth et al. (2008).....	22
<b>Figura 2.1:</b> Fases de deformación y estilos estructurales, presentes en las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	26

<b>Figura 2.2:</b> Mapa de distribución de los terrenos alóctonos en el norte de Suramérica, en los cuales hay rocas paleozoicas. Tomado de Schlumberger (1997).....	<b>27</b>
<b>Figura 2.3:</b> Rifting Jurásico. Tomado de De Toni et al. (1994).....	<b>28</b>
<b>Figura 2.4:</b> Comienzo de un período de subsidencia y relajación termal del borde septentrional de la placa Suramericana. Posterior colisión al Oeste de la Placa Caribe contra la Suramericana. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	<b>29</b>
<b>Figura 2.5:</b> Secuencias de depositación. Tomado de De Toni et al. (1994).....	<b>30</b>
<b>Figura 2.6:</b> Secuencias de depositación. Tomado de De Toni et al. (1994).....	<b>31</b>
<b>Figura 2.7:</b> Acreción del terreno Caribe contra el borde septentrional de la Placa Suramericana, reactivación de los principales alineamientos en la Cuenca de Maracaibo y levantamiento de la proto-Sierra de Perijá. Tomado de De Toni et al. (1994).....	<b>32</b>
<b>Figura 2.8:</b> Evento de extensión y/o transtensión que afectó a Falcón y Zulia Oriental. Tomado de De Toni et al. (1994). .....	<b>34</b>
<b>Figura 2.9:</b> Colisión del arco de Panamá contra la esquina noroccidental de Suramérica, los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá adquirieron su morfología actual y transcurrancia a lo largo de la falla de Boconó y el escape de la microplaca de Maracaibo hacia el Norte. Tomado de De Toni et al. (1994).....	<b>35</b>
<b>Figura 2.10:</b> Mapa geológico del flanco norandino. Modificado de Hackley et al. (2006) .....	<b>36</b>
<b>Figura 2.11:</b> Modelo esquemático conceptual que ilustra la evolución de los ciclos de molasa y del monoclinal del flanco norandino, desde al Mioceno hasta el plioceno-Holoceno. Tomado de De Toni et al. (1994).....	<b>39</b>
<b>Figura 2.12:</b> Línea sísmica FN-88C-25, interpretada. Tomado de De Toni et al. (1994). .....	<b>40</b>
<b>Figura 2.13:</b> Línea sísmica FN-88C-33, interpretada. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	<b>40</b>
<b>Figura 2.14:</b> Línea sísmica FN-88C-35, interpretada. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	<b>41</b>
<b>Figura 2.15:</b> Línea sísmica FNX-90C-15, interpretada. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	<b>41</b>
<b>Figura 2.16:</b> Línea sísmica FN-89C-57, interpretada. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	<b>42</b>
<b>Figura 2.17:</b> Línea sísmica FN-88C-69, interpretada. Tomado de De Toni et al. (1994) .....	<b>42</b>

<b>Figura 2.18:</b> Línea sísmica FN-88C-79, interpretada. Tomado de De Toni et al. (1994)	
.....	<b>43</b>
<b>Figura 2.19:</b> Ubicación de la región de Las Virtudes, pozos perforados (Duaras-As, Poco 1, Poco 2 y Boscan), menes y líneas sísmicas. Tomado de Maraven (1990).	<b>43</b>
<b>Figura 3.1:</b> Fuerza de atracción gravitatoria entre dos masas. Tomado de Blakely (1996).	<b>49</b>
<b>Figura 3.2:</b> Péndulo en oscilación, principio de medida de la gravedad. Tomado de Dobrin (1961).	<b>50</b>
<b>Figura 3.3:</b> Curva de deriva. Tomado de Kearey & Brooks (1991).	<b>52</b>
<b>Figura 3.4:</b> Parámetros que describen al elipsoide de referencia (elipsoide de revolución). Tomado de Blakely (1996).	<b>54</b>
<b>Figura 3.5:</b> Método de Netteton. figura a) diferentes anomalías de Bouguer para diferentes densidades en un perfil específico. Figura b) topografía del perfil. Tomado de Kearey & Brooks (1991).	<b>58</b>
<b>Figura 3.6:</b> Efecto de la topografía sobre la gravedad en la estación. Figura a) efecto de un montículo sobre la estación. Figura b) efecto de un valle sobre la estación. Tomado de Reynolds (1997).	<b>59</b>
<b>Figura 3.7:</b> Retícula de Hammer. Tomado de Hammer (1939)	<b>60</b>
<b>Figura 3.8:</b> Mapa topográfico de contornos, simulado. Tomado de Kane (1962)	<b>61</b>
<b>Figura 3.9:</b> Modelo topográfico digital correspondiente al mapa topográfico de contornos simulado. Tomado de Kane (1962).	<b>62</b>
<b>Figura 3.10:</b> Grilla o grid para realizar la corrección topográfica. Tomado de Kane (1962).	<b>62</b>
<b>Figura 3.11:</b> División de la zona interna del grid de corrección. Tomado de Kane (1962).	<b>63</b>
<b>Figura 3.12:</b> Cilindro con un cono invertido removido.	<b>64</b>
<b>Figura 3.13:</b> Prisma rectangular con elemento de volumen y su relación con el sistema de coordenadas cartesiano. Tomado de Nagy (1966).	<b>64</b>
<b>Figura 3.14:</b> Esquema del cálculo de la corrección topográfica, usando el método de Nagy (1966). Tomado de Banerjee (1997).	<b>66</b>
<b>Figura 3.15:</b> Relación entre un cuadrado y un segmento del anillo, ambos teniendo la misma área. Tomado de Kane (1962).	<b>67</b>

<b>Figura 3.16:</b> Función dependiente del espacio. a) valores discretos de $g(x)$ tomados en un intervalo de distancia $X$ . b) función $g(x)$ , resultado de unir los valores a través de una curva continua. Modificado de Kearey & Brooks (1991). .....	<b>69</b>
<b>Figura 3.17:</b> Grid o grilla. Los puntos del grid (nodos) son determinados a partir de los puntos de control tomados en el estudio. Modificado de Sánchez (2007). .....	<b>70</b>
<b>Figura 3.18:</b> Mapa de contornos de la anomalía de Bouguer, sobre Saguenay, Canadá. Tomado de Kearey & Brooks (1991). .....	<b>70</b>
<b>Figura 3.19:</b> Posibles patrones de distribución de puntos sobre un mapa. a) puntos regularmente espaciados sobre un grid o malla, b) puntos esparcidos al azar, c) puntos agrupados en racimos. Tomado de Davis (1973).. .....	<b>71</b>
<b>Figura 3.20:</b> Variograma logarítmico. Tomado de Davis (1973).. .....	<b>74</b>
<b>Figura 3.21:</b> “Spline”. Una función definida a trozos. ....	<b>76</b>
<b>Figura 3.22:</b> Power spectrum de un mapa aeromagnético tomado en un área llamada Petry, en Ontario Canadá. Se identifican dos zonas, una de fuentes profundas y otra de fuentes someras. Modificado de Spector & Grant (1970). .....	<b>79</b>
<b>Figura 3.23:</b> Lamina de espesor infinitesimal, que conforma el cuerpo de la fuente gravimétrica. Tomado de Talwani y Edwing (1960).. .....	<b>86</b>
<b>Figura 3.20:</b> Distribucion de soluciones de Euler, para el caso de un campo magnetico. Tomado de Geosoft (2008) .....	<b>89</b>
<b>Figura 4.1:</b> Datos gravimétricos crudos. La base de datos contiene datos aéreos, marinos y terrestres.....	<b>91</b>
<b>Figura 4.2:</b> DEM de la USGS, identificado como SRTM3 o SRTM90.....	<b>92</b>
<b>Figura 4.3:</b> DEM SRTM Plus 30 v4.....	<b>93</b>
<b>Figura 4.4:</b> Ubicación de las líneas sísmicas de reflexión y el pozo Duaras-1X.. .....	<b>94</b>
<b>Figura 4.5:</b> Parte de la base de datos con las estaciones sobre tierra. ....	<b>95</b>
<b>Figura 4.6:</b> Separación de los datos sobre el mar y los datos sobre tierra. a) distribución de las estaciones sobre el mar. b) distribución de las estaciones sobre tierra.....	<b>95</b>
<b>Figura 4.7:</b> Fragmentos de la base de datos de las estaciones sobre el mar, luego de remover las estaciones aéreas. ....	<b>96</b>
<b>Figura 4.8:</b> Datos que se encuentran dentro del polígono rojo trazado en la figura 4.6 b) .....	<b>97</b>
<b>Figura 4.9:</b> Perfil de alturas.....	<b>99</b>
<b>Figura 4.10:</b> Análisis del perfil de anomalía de Bouguer.....	<b>100</b>

<b>Figura 4.11:</b> Grid regional usado para calcular la corrección topográfica. Se extiende 120Km al área de estudio, delimitada por el cuadrado amarillo .....	<b>102</b>
<b>Figura 4.12:</b> Grid local usado para calcular la corrección topográfica. Se extiende 1Km al área de estudio, delimitada por el cuadrado rojo. ....	<b>103</b>
<b>Figura 4.13:</b> Esquema de la corrección topográfica realizado por el programa Oasis Montaj. Tomado de Geosoft (2006) .....	<b>104</b>
<b>Figura 4.14:</b> Distribución espacial de las estaciones gravimétricas .....	<b>106</b>
<b>Figura 4.15:</b> Modelo de variograma exponencial superpuesto al variograma original de la data.....	<b>108</b>
<b>Figura 4.16:</b> Modelo de variograma esférico superpuesto al variograma original de la data. ....	<b>109</b>
<b>Figura 4.17:</b> Modelo de variograma Gaussiano superpuesto al variograma original de la data. ....	<b>109</b>
<b>Figura 4.18:</b> Mapa del error de interpolación usando el modelo de variograma esférico. ....	<b>110</b>
<b>Figura 4.19:</b> Mapa del error de interpolación usando el modelo de variograma exponencial.....	<b>110</b>
<b>Figura 4.20:</b> Mapa del error de interpolación usando el modelo de variograma Gaussiano .....	<b>111</b>
<b>Figura 4.21:</b> Análisis del espectro de potencia del mapa de anomalía de Bouguer ....	<b>114</b>
<b>Figura 4.22:</b> Ubicación de los perfiles de inversión 2D.....	<b>121</b>
<b>Figura 4.23:</b> Línea sísmica FN89C-69 original, con profundidades en tiempo doble. Tomada de De Toni et al. (1994).....	<b>121</b>
<b>Figura 4.24:</b> Modelo de la línea sísmica FN89C-69, llevada a profundidad (calibrada). ....	<b>122</b>
<b>Figura 5.1:</b> Anomalía de Bouguer completa, calculada para el área de estudio total, usando una densidad de $2,67\text{g/cm}^3$ .....	<b>126</b>
<b>Figura 5.2:</b> Anomalía de Bouguer completa, calculada para el área de estudio total, usando una densidad de $2,30\text{g/cm}^3$ .....	<b>127</b>
<b>Figura 5.3:</b> Anomalía de Bouguer completa, calculada para el área de estudio total, usando el método de interpolación mínima curvatura y una densidad de $2,67\text{g/cm}^3$ ...	<b>128</b>
<b>Figura 5.4:</b> Anomalía de Bouguer completa, calculada para el área del flanco norte de los Andes. ....	<b>130</b>

<b>Figura 5.5:</b> Componente regional del mapa de anomalía de Bouguer, calculado por el método de ajuste polinomial.....	<b>130</b>
<b>Figura 5.6:</b> Componente regional del mapa de anomalía de Bouguer, calculado por el método del filtro Gaussiano.....	<b>131</b>
<b>Figura 5.7:</b> Componente residual del mapa de anomalía de Bouguer, calculado por el método de ajuste polinomial.....	<b>131</b>
<b>Figura 5.8:</b> Componente residual del mapa de anomalía de Bouguer, calculado por el método del filtro Gaussiano.....	<b>132</b>
<b>Figura 5.9:</b> Mapa de la derivada en X de la anomalía de Bouguer. ....	<b>134</b>
<b>Figura 5.10:</b> Mapa de la derivada en Y de la anomalía de Bouguer....	<b>135</b>
<b>Figura 5.11:</b> Mapa de la derivada vertical de la anomalía de Bouguer.....	<b>135</b>
<b>Figura 5.12:</b> Derivada horizontal total de la anomalía de Bouguer. ....	<b>136</b>
<b>Figura 5.13:</b> Señal analítica de la anomalía de Bouguer.....	<b>137</b>
<b>Figura 5.14:</b> Derivada en X de la componente residual de la anomalía de Bouguer ..	<b>139</b>
<b>Figura 5.15:</b> Derivada en Y de la componente residual de la anomalía de Bouguer ..	<b>140</b>
<b>Figura 5.16:</b> Derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer .....	<b>141</b>
<b>Figura 5.17:</b> Derivada horizontal total de la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	<b>142</b>
<b>Figura 5.18:</b> Señal analítica de la componente residual de la anomalía de Bouguer..	<b>142</b>
<b>Figura 5.19:</b> Mapa de Anomalía de Bouguer. Los círculos representan las soluciones de Euler para índices estructurales de 0, 0,5 y 1 .....	<b>145</b>
<b>Figura 5.20:</b> Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los círculos representan las soluciones de Euler para índices estructurales de 0, 0,5 y 1 .....	<b>146</b>
<b>Figura 5.21:</b> Inversión 2D a través del perfil I, usando los valores de anomalía de Bouguer .....	<b>148</b>
<b>Figura 5.22:</b> Inversión 2D a través del perfil I, usando los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer.....	<b>149</b>
<b>Figura 5.23:</b> Inversión 2D a través del perfil II del mapa de la anomalía de Bouguer. ....	<b>150</b>
<b>Figura 5.24:</b> Inversión 2D a través del perfil I, usando los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer.....	<b>151</b>
<b>Figura 6.1:</b> Geología estructural del sur del Lago de Maracaibo. ....	<b>152</b>
<b>Figura 6.2:</b> Análisis e interpretación de la anomalía de Bouguer....	<b>153</b>

<b>Figura 6.3:</b> Análisis e interpretación de la derivada vertical de la anomalía de Bouguer .....	<b>154</b>
<b>Figura 6.4:</b> Análisis e interpretación de la componente residual de la anomalía de Bouguer .....	<b>156</b>
<b>Figura 6.5:</b> Identificación de las fallas inferidas relacionadas al corrimiento ciego del flanco nor-andino, sobre las líneas sísmicas. a) Línea FN-89C-57, b) línea FN-89C-69, c) línea FN-89C-73. Modificado de De Toni et al. (1994).....	<b>157</b>
<b>Figura 6.6:</b> Ubicación de la falla inferida sobre la línea FN-89C-79. La falla marca el punto desde donde se levanta el basamento hacia el nor-oeste de la línea. Modificado de De Toni et al. (1994).....	<b>157</b>
<b>Figura 6.7:</b> Ubicación de la falla inferida en la línea FN-89C-73, ubicada al nor-oeste del piedemonte norte de los Andes, cerca de los márgenes del lago de Maracaibo. La línea muestra una falla inversa, donde las rocas del cretácico se levantan sobre el basamento. Modificado de De Toni et al. (1994). .....	<b>158</b>
<b>Figura 6.8:</b> Análisis e interpretación de la derivada en X de la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	<b>158</b>
<b>Figura 6.9:</b> Ubicación sobre la línea FN-89C-79 de la falla inferida en el mapa de la derivada en X de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Modificado de De Toni et al. (1994).. .....	<b>159</b>
<b>Figura 6.10:</b> Análisis e interpretación de la derivada en Y de la componente residual de la anomalía de Bouguer.....	<b>159</b>
<b>Figura 6.11:</b> Ubicación de las fallas inferidas, localizadas cerca de los márgenes del lago de Maracaibo. Las fallas marcan el levantamiento del basamento. a) Línea sísmica FN89C-57, b) línea sísmica FN-89C-69. Modificado de De Toni et al. (1994). .....	<b>160</b>
<b>Figura 6.12:</b> Análisis e interpretación de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer .....	<b>161</b>
<b>Figura 6.13:</b> Análisis e interpretación de la componente residual de la anomalía de Bouguer y sus soluciones de Euler.....	<b>162</b>
<b>Figura 6.14:</b> Ubicación del perfil de interpretación y de los bordes de los cuerpos anómalos encontrados.....	<b>163</b>
<b>Figura 6.15:</b> Análisis e interpretación del perfil extraído de los mapas de la señal analítica, derivada horizontal total, derivada vertical y segunda derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	<b>164</b>

<b>Figura 6.16:</b> Análisis e interpretación de la inversión 2D a través del perfil I. Usando el mapa de la anomalía de Bouguer.....	<b>165</b>
<b>Figura 6.17:</b> Análisis e interpretación de la inversión 2D a través del perfil I. Usando el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.....	<b>167</b>
<b>Figura 6.18:</b> Análisis e interpretación del modelo 2D del subsuelo a través del perfil II usando el mapa de anomalía de Bouguer .....	<b>168</b>
<b>Figura 6.19:</b> Análisis e interpretación de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer. ....	<b>169</b>
<b>Figura 6.20:</b> Análisis e interpretación de la inversión 2D a través del perfil II. Usando el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.....	<b>170</b>
<b>Figura A.1:</b> Ubicación de los perfiles sobre el mapa de anomalía de Bouguer .....	<b>179</b>
<b>Figura A.2:</b> Perfil 1 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 2 hasta 5 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.....	<b>180</b>
<b>Figura A.3:</b> Perfil 1 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 6 hasta 9 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.....	<b>181</b>
<b>Figura A.4:</b> Perfil 2 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 2 hasta 5 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.....	<b>182</b>
<b>Figura A.5:</b> Perfil 2 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 6 hasta 9 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.....	<b>183</b>
<b>Figura A.6:</b> Perfil 3 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 2 hasta 5 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.....	<b>184</b>
<b>Figura A.7:</b> Perfil 3 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 6 hasta 9 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.....	<b>185</b>
<b>Figura A.8:</b> Perfil 4 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 2 hasta 5 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.....	<b>186</b>

**Figura A.9:** Perfil 4 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 6 hasta 9 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer..... **187**

## Índice de tablas

<b>Tabla 2.1:</b> Datos estratigráficos del área Pocó Las Virtudes. Tomado de Maraven (1990). .....	<b>47</b>
<b>Tabla 3.1:</b> Índices estructurales para el campo magnético y gravimétrico de diferentes geometrías. Tomado de Geosoft (2008). .....	<b>87</b>
<b>Tabla 4.1:</b> Estadística de la columna de alturas.....	<b>98</b>
<b>Tabla 4.2:</b> Estadística de la columna de valores de anomalía de Bouguer.....	<b>100</b>
<b>Tabla 4.3:</b> Estadística de los mapas de error de interpolación para los modelos de variograma exponencial, esférico y Gaussiano. ....	<b>111</b>
<b>Tabla 5.1:</b> Estadísticas de los mapas calculados a partir de la anomalía de Bouguer.	<b>138</b>
<b>Tabla 5.2:</b> Principales características en los mapas de AB, componente residual, componente regional, derivada en X, derivada en Y, derivada horizontal total y señal analítica de la AB .....	<b>138</b>
<b>Tabla 5.3:</b> Estadísticas de los mapas calculados a partir de la componente residual de la anomalía de Bouguer .....	<b>143</b>
<b>Tabla 5.4:</b> Principales características en los mapas de la derivada en X, derivada en Y, derivada horizontal total y señal analítica de la componente residual de la AB. ....	<b>143</b>

# Capítulo I

## Introducción

El Uranio está siendo considerado en el mundo entero, como una fuente de energía limpia y confiable. Con el cambio climático, la contaminación, las emisiones de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) y el agotamiento de los reservas gasíferas y de petróleo, este mineral se ha convertido en una fuente de energía importante para el futuro. Aunque las reservas de Uranio han ido disminuyendo continuamente en las últimas décadas, no es una sorpresa que el precio de U<sub>3</sub>O<sub>8</sub> (estado químico en el que se encuentra comúnmente el Uranio en la naturaleza) aumentó desde \$7US/lb (7 dólares estadounidenses la libra) en 2001 hasta \$130US/lb para junio de 2007 (Anderson & Matveeva, 2007), en la figura 1.1 se muestra una gráfica de la variación del precio del Uranio a través de los años, dese 1968 hasta 2004, en la cual se observa claramente la tendencia de aumento desde 2001 en adelante. Este aumento del precio dio un gran impulso a la exploración de Uranio. Grandes y pequeñas compañías de minería y exploración en todo el mundo, están ahora invirtiendo millones de dólares en la exploración a todo nivel, desde la evaluación estratégica de potenciales yacimientos de Uranio hasta el reestablecimiento de minas abandonadas (Anderson & Matveeva, 2007).

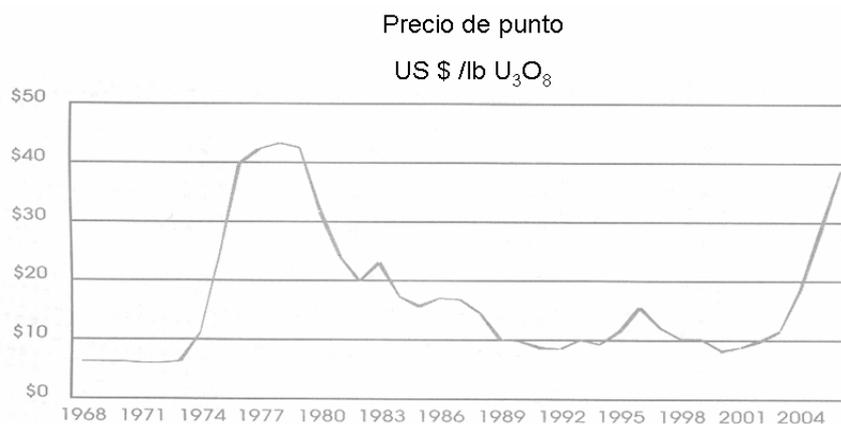


Fig 1.1 Revisión histórica del precio del Uranio (Newton et al., 2006). Tomado de Pasquali (2007).

La Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA, 2004) clasifica los diferentes tipos de depósitos de Uranio según sus características geológicas en quince categorías distintas, que según su importancia económica se clasifican en:

- Depósitos relacionados a discordancias, principalmente en rocas precámbricas, junto con ambientes reductores.
- Depósitos en areniscas.
- Depósitos en conglomerados de cuarzo.
- Depósitos en forma de vetas.
- Depósitos en complejos conglomerados.
- Depósitos intrusivos.
- Depósitos en fosforitas.
- Depósitos tubulares delimitados por conglomerados.
- Depósitos Volcánicos.
- Depósitos superficiales.
- Depósitos en metasomatitas.
- Depósitos metamórficos.
- Lignita.
- Depósitos en lutitas negras.
- Otros tipos de depósitos.

Recientemente como se mencionó anteriormente, ha incrementado considerablemente la demanda de Uranio en el mundo, en la figura 1.2 se muestra una gráfica donde aparece la relación entre producción y demanda del Uranio en el mundo, desde los 70 hasta el año 2005. De esta gráfica (figura 1.2) se observa que, desde 1985 hasta la actualidad, la demanda de Uranio ha sido mayor que la producción y que la diferencia entre ellas ha ido en aumento (Pasquali, 2007).

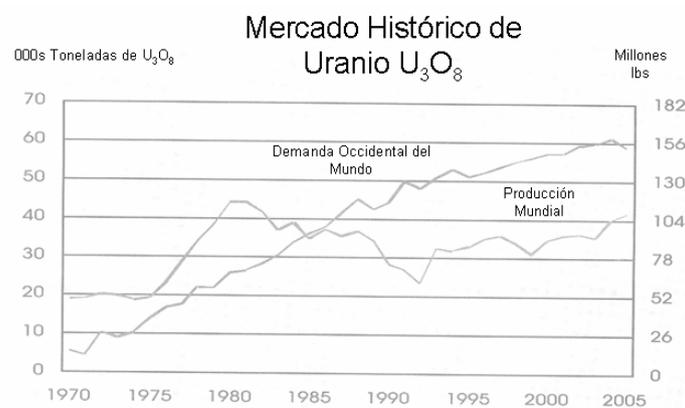


Fig 1.2. Mercado histórico del Uranio: producción y demanda (Newton et al., 2006). Tomado de Pasquali (2007).

Es por ello que más depósitos han sido explorados, desarrollados y puestos en producción. Principalmente, la explotación de yacimientos de Uranio en areniscas se ha incrementado en los últimos años, a pesar de ser un tipo de yacimiento costoso y difícil de explorar. Los depósitos de Uranio en areniscas, constituyen alrededor del 30% de los recursos de Uranio en el mundo (International Atomic Energy Agency, 2003). La figura 1.3 resume la localización de depósitos de Uranio en areniscas en el mundo. Proyectos antiguos han sido retomados y nuevos proyectos se llevan a cabo en distintos países. Los Estados Unidos poseen grandes yacimientos de Uranio en areniscas en Wyoming, New México y la costa del Golfo al sur de Texas. En el continente Africano, grandes depósitos de areniscas se encuentran en Nigeria, Gabon y Sudáfrica. En Australia, recientemente el proyecto Honeymoon, obtuvo su permiso de exploración, con una producción planeada de 1000t/año (mil toneladas al año). Nuevos proyectos están llevándose a cabo en Ucrania, Argentina, China y Colombia (Anderson & Matveeva, 2007).

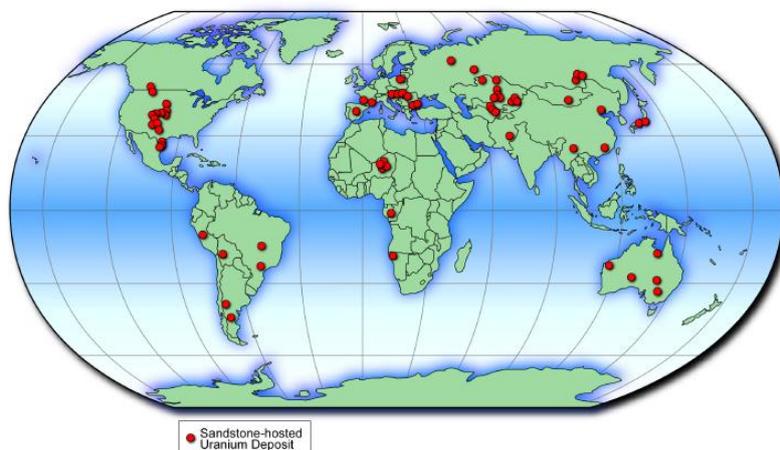


Fig 1.3. Ubicación de depósitos de Uranio en areniscas a nivel mundial. Tomado de Finch et al. (1995).

En Venezuela a finales de los 70 y durante los 80s en todo el territorio nacional se llevaron a cabo diversos estudios geoquímicos, sobre muestras de rocas, agua y sedimentos, así como estudios geológicos donde se evalúa la potencialidad de distintos ambientes como áreas favorables para la mineralización de Uranio (Audemar, 1977; Escola, 1977; Lo Monaco, 1985; Pasquali, 1974, 1977, 1981; Pasquali y Sifontes, 2007; Perez & Sifontes, 1985; Sifontes et al., 1982, 1985; Yanes et al., 1985). Los resultados de estos estudios se muestran en la figura 1.4, sobre el sur del Lago de Maracaibo y muestran que en Venezuela existen tres áreas donde potencialmente puedan existir yacimientos de Uranio, que en orden de importancia son:

- La discordancia de la base del Grupo Roraima en el Escudo de Guayana, la cual presenta una extensa área potencial para grandes yacimientos de Uranio.
- La discordancia de rocas más jóvenes supreyacentes al Escudo de Guayana, determina otra situación muy favorable para la formación de yacimientos de Uranio en rocas cretácicas y terciarias, al sur de la Cuenca Oriental de Venezuela, en lo que corresponde al límite sur de la Faja Petrolífera del Orinoco.
- Las areniscas, lodositas y fosforitas del Miembro Quevedo de la Formación Navay, que afloran en las cercanías de San Joaquín de Navay del Edo. Táchira, son uraníferas y pudieran producir Uranio como subproducto de la explotación de fosfato.

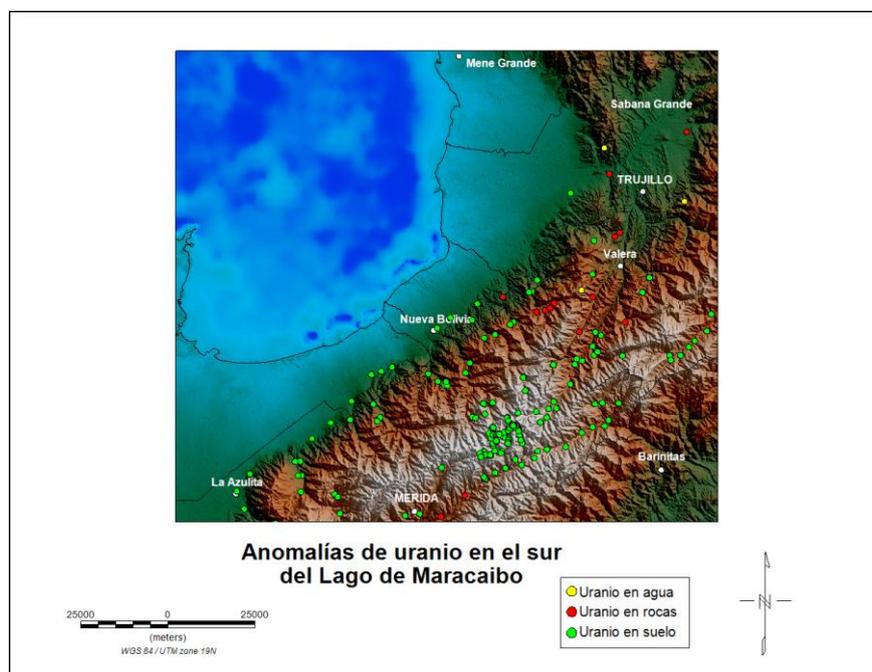


Fig 1.4. Anomalías geoquímicas de Uranio en el sur del Lago de Maracaibo.

Existe otra zona en Venezuela donde potencialmente puedan existir yacimientos de Uranio, ubicada al norte de los Andes venezolanos, al sur del Lago de Maracaibo, donde se plantea la hipótesis de encontrar depósitos de Uranio en areniscas de tipo “Roll Front” (Pinero y Tosiani, comunicación personal).

La mayoría de los proyectos de exploración de Uranio comienzan con ideas generales y conceptos geológicos e involucran una gran variedad de trabajos de campo y de laboratorio, desde una simple inspección visual del terreno hasta una evaluación detallada de las factibilidades económicas del proyecto (Barretto, 1981).

Debido a que la calidad y disponibilidad de información geológica varía de lugar en lugar, y ya que los programas de exploración de Uranio pueden tener distintos objetivos y alcances, seguir un proceso estándar es complicado. Sin embargo existe un proceso o una metodología propuesta por la IAEA (International Atomic Energy Agency) para áreas que serán prospectadas por primera vez, usando principalmente métodos geoquímicos, con el fin de encontrar yacimientos de Uranio en areniscas. Este proceso permite obtener una descripción de la geología y una valoración del potencial mineral de un área dada con un mínimo de inversión y un máximo de eficiencia (Barretto, 1981). La metodología, según Barretto (1981) se divide en cuatro etapas: 1) Investigación preliminar, 2) muestreo de baja densidad, 3) muestreo de mediana densidad y 4) muestreo de alta densidad.

- 1) Investigación preliminar. En la investigación preliminar, se busca caracterizar el área de estudio a través de su geología superficial, estructuras presentes, condiciones climáticas, su fisiografía regional (montañas, lagos, ríos, valles, etc), entre otras, para así, compararlas con características de otras regiones similares donde se hayan encontrado yacimientos de Uranio, con la finalidad de obtener una guía a la hora de realizar el estudio.
- 2) Muestreo de baja densidad. El tamaño del área de estudio para esta etapa generalmente es mayor a  $5000\text{km}^2$ , se obtienen mapas con escala de 1:250000 a 1:100000, se integra y analiza información fotogeológica, se realizan estudios de campo preliminares de reconocimiento de la geología y un estudio geoquímico con un muestreo de 0,1 a 1 muestreo/ $\text{km}^2$ , sobre minerales pesados, sedimentos, rocas y muestras de agua. En esta etapa se determinan anomalías regionales.
- 3) Muestreo de mediana densidad. El área de interés tiene un tamaño de  $200\text{-}2000\text{km}^2$ , se obtienen mapas con escala de 1:50000 a 1:25000, se integra y analiza información fotogeológica, se realizan mapas geológicos detallados, el intervalo de muestreo de estudios geoquímicos en sedimentos, rocas, suelo, agua y gases, es de 2-10 muestreos/ $\text{km}^2$  y se realizan perforaciones a cada  $2\text{-}5\text{km}^2$ . El objetivo de esta fase es localizar y determinar el origen de las anomalías regionales encontradas en la fase anterior y relacionarlas a la geología, estratigrafía y tectónica de la zona. Si la geología de la zona no es bien conocida en esta etapa, es necesario integrar y obtener a través de

distintos métodos geológicos y/o geofísicos (magnéticos, eléctricos, sísmicos y/o gravimétricos) datos más detallados sobre las áreas anómalas.

- 4) Muestreo de alta densidad. Las áreas anómalas tienen un tamaño de 2-20km<sup>2</sup>, la escala de los mapas son de 1:10000 hasta 1:1000, se obtiene mapas más detallados de la geología, se realizan estudios radiométricos sobre suelos, así como electromagnéticos y/o eléctricos, en el estudio geoquímico se toman más de 100 muestras por km<sup>2</sup> en suelos, gases y muestras de rocas y se realiza una perforación sistemática de 1pozo/km<sup>2</sup>. El objetivo de esta fase es distinguir entre anomalías que resulten de posibles cuerpos mineralizados de interés económico de aquellos cuerpos que no lo son.

En estudios gravimétricos, la geología del subsuelo es determinada en base a las variaciones en el campo gravitatorio de la Tierra, generadas por diferencias de densidad entre las rocas. Un concepto importante es el del cuerpo anómalo, el cual representa una unidad rocosa cuya densidad es distinta a las rocas que la rodean. Este cuerpo afecta localmente al campo gravitatorio de la Tierra creando una perturbación, que es conocida como anomalía gravimétrica. Sin embargo, el campo gravitatorio de la Tierra también se ve afectado por otros cuatro factores: latitud, elevación, topografía circundante y las mareas terrestres. Por lo tanto, para obtener valores de anomalía gravimétrica que sean el resultado de únicamente la densidad de los cuerpo anómalos, es necesario aplicar ciertas correcciones que supriman las alteraciones que estos generan en el campo.

La anomalía gravimétrica es el resultado de la combinación de los efectos que producen cuerpos anómalos locales (cuerpos superficiales de dimensiones pequeñas, alrededor de los 4km<sup>2</sup>) y regionales (cuerpos profundos de grandes dimensiones, alrededor de los 60km<sup>2</sup>). Los efectos gravitatorios debidos a estructuras locales pueden ser parcialmente cubiertos o distorsionados por efectos gravimétricos regionales causados por grandes estructuras mas profundas. Sin embargo estos efectos pueden ser separados a través de distintos métodos (filtros de frecuencia, método plinómico, entre otros). La manera en que un estudio gravimétrico es llevado a cabo depende del objetivo que se tiene, sea para resaltar los efectos regionales o los locales. Para estudios regionales de gran escala, que tienen la finalidad de localizar estructuras geológicas grandes, la densidad de muestreo en el área de estudio es pequeña de 0,1 a 1 muestreo/km<sup>2</sup>. Para estudios mas detallados, con fines tales como, la localización de cuerpos mineralizados, de pequeñas intrusiones o la localización de fallas, altos

estructurales, acuíferos subterráneos, entre otros, es necesario tener una mayor cantidad de datos por kilómetro cuadrado, de por ejemplo 100 muestras por km<sup>2</sup>.

El método gravimétrico es un método apropiado para ser utilizado en las etapas 2) y 3) para la exploración de Uranio en areniscas (Muestreo de baja y mediana densidad), con la finalidad de aportar datos que ayuden a obtener mapas regionales y locales de la geología del área de estudio, donde se describa la estratigrafía, las diferentes fallas, pliegues, altos estructurales, paleo canales, morfología del basamento, entre otras características geológicas presentes, que son importantes en la exploración de depósitos de Uranio.

## **1.1 Planteamiento del problema.**

La cuenca del Lago de Maracaibo, ocupa una depresión tectónica de unos 52.000 kilómetros cuadrados de extensión, donde se han acumulado más de 10.000 metros de espesor de sedimentos, compuestos en gran parte de materia orgánica, cuyas edades se extienden desde el Cretácico hasta el Reciente; constituye la cuenca petrolífera más rica de América del Sur. Está limitada por la Sierra de Perijá al oeste y el flanco occidental de Los Andes y la Serranía de Trujillo al este. Tectónicamente se relaciona con el levantamiento post-Eoceno de la Sierra de Perijá y de la Cordillera de Los Andes donde afloran rocas de edad variable entre el Terciario Inferior y el Precámbrico (Petróleos de Venezuela S.A, 2010).

La franja sur este de la cuenca de Maracaibo, es una planicie con una longitud de unos 183Km y un ancho de 30Km aproximadamente, está limitada al nor-oeste por el lago de Maracaibo y al sur oeste por los Andes de Trujillo y Mérida. El estilo estructural de esta zona está caracterizado por numerosas fallas normales e inversas, así como fallas de tipo “short cut thrust”, retrocorrimientos y pliegues que están asociados al levantamiento de los Andes (De Toni et al., 1994). Esta zona, estructuralmente es una cuenca asimétrica con su parte más profunda contigua al frente de deformación que dio origen al alineamiento Andino y está orientada paralelamente a este. La cuenca contiene aproximadamente 10Km de sección estratigráfica de edad Cretácica-Terciaria, de los cuales unos 7Km corresponden con sedimentos molásicos de edad Mioceno-Pleistoceno, provenientes de la erosión del levantamiento andino (De Toni et al., 1994). En la zona existen formaciones geológicas, tales como Betijoque, Isnotú y Palmar cuya litología predominantemente consiste de arcillas macizas, que localmente son carbonáceas y fosilíferas, provenientes de ambientes fluviales o de llanura costera, en el

caso de la formación Palmar (Petróleos de Venezuela S.A, 2010). Estas formaciones de edad Mioceno-Plioceno se extienden a lo largo y ancho del piedemonte del flanco nor-Andino y resultan ser en algunas zonas bastante someras (a 100m de profundidad se encuentra la formación Betijoque/Isnotú y a 2Km la formación Palmar en el pozo DUARAS-1X).

Por su parte, el flanco norte de los Andes de Mérida y Trujillo representa un complejo ígneo-metamórfico, de edad Precámbrica-Paleozoica parcialmente cubierto por un cinturón de sedimentos Mesozoicos y Cenozoicos (De Toni et al., 1994). La litología predominante en la zona son los esquistos, gneis y granitos. Los gneis y granitos pertenecen principalmente a formaciones como las asociaciones Los Torres del Precámbrico tardío y Bella Vista del Paleozoico inferior y al complejo Iglesias del Precámbrico tardío (Petróleos de Venezuela S.A, 2010).

Con la finalidad de encontrar fuentes alternativas de energía en Venezuela, en 1952 (Wyant, Sharp y Ponte Rodríguez) se comenzaron trabajos sistemáticos preliminares de exploración de Uranio. Durante los años 70 se creó la Comisión Nacional de Asuntos Nucleares, con la cual se logró intensificar la exploración de Uranio al preparar un plan nacional. Es a partir de entonces que en todo el territorio nacional se llevaron a cabo diversos estudios geoquímicos, sobre muestras de rocas, agua y sedimentos, así como estudios geológicos donde se evalúa la potencialidad de distintos ambientes como áreas favorables para la mineralización de Uranio (ver figura 1.4) (Audemar, 1977; Escola, 1977; Lo Monaco, 1985; Pasquali, 1974, 1977, 1981; Perez & Sifontes, 1985; Sifontes et al., 1982, 1985; Yanes et al., 1985). Los resultados de estos estudios muestran que en Venezuela existen tres áreas donde potencialmente puedan existir yacimientos de Uranio, que por orden de importancia son: La discordancia de la base del Grupo Roraima en el Escudo de Guayana, la discordancia de rocas más jóvenes supreyacentes al Escudo de Guayana, al sur de la Cuenca Oriental de Venezuela, en lo que corresponde al límite sur de la Faja Petrolífera del Orinoco y las areniscas, lodositas y fosforitas del Miembro Quevedo de la Formación Navay, que afloran en las cercanías de San Joaquín de Navay del Edo. Táchira.

Nuevas evaluaciones realizadas a los datos geoquímicos y geológicos realizados en Venezuela durante los 70 y 80, llevadas a cabo por distintos investigadores del Instituto de Ciencias de la Tierra (ICT) de la Universidad Central de Venezuela (Pinero y Tosiani, comunicación personal), proponen otra posible zona que es de fácil acceso y representa un área potencial de depositación de Uranio, en la región del sur del Lago de

Maracaibo. Proponen que en la zona pudiera haber depósitos de Uranio en areniscas de tipo "Roll-Front". Este yacimiento comenzaría a formarse cuando el Uranio diluido proveniente de los Andes (de los granitos que forman parte de las asociaciones Los Torres y Bella Vista y el complejo Iglesias), es incorporado en las aguas superficiales y subterráneas, que percolan hacia las zonas bajas del pie de monte andino, hasta encontrar agentes reductores o iones precipitantes, los cuales fijan el Uranio, generando el yacimiento. En la zona del flanco norte del pie de monte andino se encuentran importantes sistemas de fallas y estructuras geológicas relacionadas al levantamiento de los Andes (De Toni, B. et al. 1994), adicionalmente hay presencia de gases, crudos extra-pesados, betunes y lignitos (Duerto, 2006). Todos estos factores en conjunto pueden ser una condición favorable para la acumulación de Uranio (Skidmore, 2005; Zerdane, 2009).

En la exploración de Uranio se emplean métodos geofísicos, tales como gravimétricos, magnéticos, sísmicos, eléctricos y radiométricos, con la finalidad de identificar paleo canales, acuíferos, fallas y altos estructurales, que son las estructuras geológicas principales en un yacimiento de Uranio, que permiten su transporte y entrapamiento (Skidmore, 2005; Zerdane, 2009).

La zona de la cuenca de Maracaibo, incluyendo el sur del lago de Maracaibo, ha sido explorada intensamente con los métodos geofísicos tradicionales (sísmicos, gravimétricos y magnéticos). Sin embargo, estos estudios son muy regionales, debido a que fueron realizados con fines petroleros. Por esta razón se propuso realizar una campaña de adquisición detallada (con un promedio de muestreo de 2 a 10 muestras/km<sup>2</sup>) de datos magnéticos terrestres que junto a la integración de los datos gravimétricos mas regionales (que tienen un promedio de muestreo de 0,5 a 1 muestra/km<sup>2</sup>), nos ayudaría a identificar posibles estructuras geológicas de interés en la zona. No obstante, por problemas técnicos y de presupuesto, el estudio no fue llevado a cabo.

Por lo tanto el objetivo de este trabajo es realizar entonces, un reprocesamiento de los datos gravimétricos, utilizando la base de datos de PDVSA Intevep, lo cual permitirá obtener con un carácter regional, utilizando métodos de mejoramiento de señal, la identificación de las estructuras geológicas que podrían estar asociadas a la acumulación de Uranio. Además, de suministrar datos que sirvan de base para realizar futuros estudios geofísicos y geoquímicos más locales en aquellas sub-áreas donde se encuentren estructuras geológicas interesantes.

## **1.2 Objetivos.**

### **1.2.1 Objetivo general.**

Emplear los métodos gravimétricos para el entendimiento de las características gravimétricas regionales y locales en la zona del frente Nor-Andino (Sur del Lago de Maracaibo) con fines de exploración de Uranio.

### **1.2.2 Objetivos específicos.**

- Realizar la limpieza y el control de calidad de la base de datos gravimétricos de INTEVEP en la zona del sur del Lago de Maracaibo.
- Obtener el mapa de anomalías de Bouguer completo (hasta corrección topográfica) para los datos gravimétricos en la zona del sur del lago de Maracaibo.
- Aplicar el análisis espectral (power spectrum) para obtener la componente regional y residual del mapa de anomalía de Bouguer, de manera de separar la respuesta gravimétrica producida por cuerpos profundos y someros.
- Obtener los mapas de derivadas verticales, horizontales y señal analítica a partir de los mapas de anomalías gravimétricas, con el fin de enfatizar ciertos rasgos que estén relacionados con estructuras geológicas que podrían ser importantes y estar asociadas a la acumulación de Uranio en yacimientos de tipo “Roll Front”.
- Aplicar la deconvolución de Euler a los mapas de anomalía gravimétrica, para ubicar las profundidades posibles de estructuras geológicas que podrían ser importantes y estar asociadas a la acumulación de Uranio en yacimientos de tipo “Roll Front”.
- Analizar el carácter regional y local de los mapas de anomalía para interpretar la geología del área.
- Interpretar los resultados en base a la geología de la zona con la finalidad de identificar estructuras geológicas que posiblemente estén asociadas a la acumulación de Uranio en yacimientos de tipo “Roll Front”.

- Realizar la inversión somera y profunda sobre perfiles en la zona de estudio, para identificar algunas estructuras geológicas.

### 1.3 Ubicación del área de estudio.

El área seleccionada para realizar este estudio tiene un tamaño de  $20,77 \times 10^3 \text{Km}^2$  y está constituida principalmente por los Andes de Mérida y Trujillo, el pie de monte norte y parte del lago de Maracaibo. Si bien es cierto que el área principal de estudio es solo una franja en el pie de monte norte de los Andes, se tomó esta área mucho más grande para obtener una vista más regional de las anomalías gravimétricas presentes en el área. Las coordenadas del vértice superior izquierdo e inferior derecho son (196170,1; 1089547)m y (351441,7; 954773,8)m respectivamente, representadas en coordenadas UTM en el uso 19N y georreferenciadas al geoide WGS84.

Esta área está delimitada por la localidad de Mene Grande en el Edo. Zulia como límite norte, al nor-este por la localidad de Sabana Grande en el estado Trujillo, al sur-este el poblado de Barinitas, en el estado Barinas, y al sur-oeste el poblado de la Azulita en el edo. Mérida (ver figura 1.5).

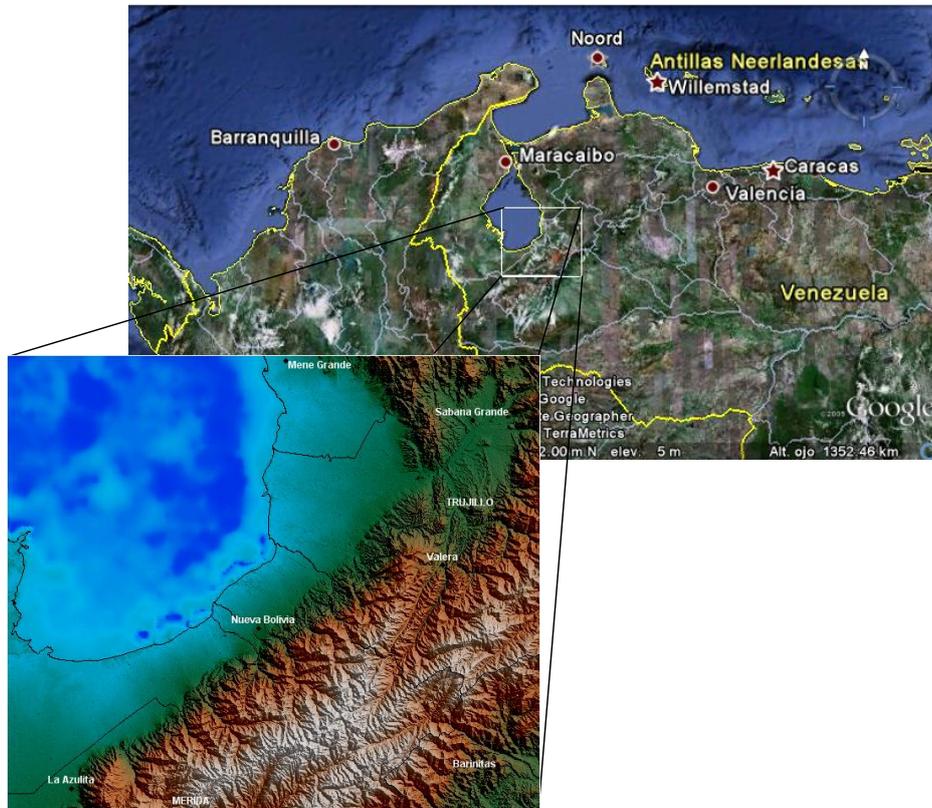


Fig 1.5. Ubicación del área de estudio.

## 1.4 Depósitos de Uranio tipo “roll-front”.

Los depósitos de uranio en areniscas son en su mayoría encontrados en acuíferos de areniscas de ambientes marinos poco profundos, intercalados y cubiertos por horizontes lutíticos menos permeables y con granos más finos. Los depósitos de uranio son formados cuando el agua oxidante subterránea circula a través de una unidad de areniscas permeables y encuentra un agente reductor tal como materia orgánica o pirita. En areniscas ricas en materia orgánica (restos de fósiles, plantas, etc) el uranio puede ser reducido directamente a través de bacterias que actúan como catalizadores o por el ácido sulfhídrico ( $H_2S$ ) biogénico, que se genera de la materia orgánica en descomposición (Spirakis, 1996). En areniscas relativamente pobres en materia orgánica se ha propuesto que la reducción es causada por el  $H_2S$  (biogénico o no biogénico) producido por la interacción de aguas subterráneas oxidantes con pirita contenida en la arenisca, el tiosulfato producido inicialmente por la oxidación de la pirita se descompone para formar sulfuro reducido, o por la introducción de gases o fluidos reductores ( $H_2S$ , hidrocarburos o ambos) a través de estructuras geológicas favorables (Spirakis, 1996). Así, el Uranio es transportado por el agua oxidante en su estado hexavalente ( $U^{6+}$ ) y es precipitado en su estado tetravalente ( $U^{4+}$ ). Los depósitos usualmente se encuentran en estratos del Paleozoico medio y Terciario, demostrando una posible conexión con la existencia de exuberante vegetación en estos tiempos. Los cuerpos mineralizados pueden poseer tres formas: “tubular”, “peneconcordante” o “Roll-Front” (Anderson & Matveeva, 2007).

La mayor cantidad de depósitos de Uranio son encontrados en unidades de areniscas permeables de origen fluvial de edad Eoceno, y forman clásicamente un frente en forma de C o “Roll-Front” (Figura 1.6) (Anderson & Matveeva, 2007). Las unidades de areniscas varían de 3 a 70m de espesor, sobrepasan los 40km de longitud y de 100m hasta varios km de ancho (Davis, 1969).

Tal como se ha reportado, en los depósitos de tipo “Roll Front” una posible fuente de Uranio son los cuerpos graníticos del Precámbrico Reciente. Los granitos intrusivos expuestos durante por ejemplo levantamientos orogénicos, los cuales a su vez fueron la principal fuente de sedimentos depositados en la cuenca Terciaria. Aunque no exista una significativa mineralización de uranio en los cuerpos graníticos, la presencia de uranio es conocida. Los cuerpos de areniscas que cubren los depósitos de uranio son de composición arcósica y se cree que tienen origen de granitos precámbricos. El clima

también juega un papel importante en la meteorización, lixiviación y redistribución del Uranio (Anderson & Matveeva, 2007).

Un factor muy importante en la exploración de depósitos de Uranio en areniscas es la ubicación del frente de oxidación-reducción (frente redox). La posición de este frente será determinado por la dinámica del flujo regional de las aguas subterráneas al tiempo de la depositación del uranio, el cual con frecuencia se encuentra entre las unidades de areniscas alteradas (oxidadas) y las inalteradas (reductoras), esto se reconoce más fácilmente por la coloración rosada-rojiza de la hematita, tal como se muestra en la figura 1.5. Esta zona rojiza puede extenderse por grandes distancias más allá de la zona de mineralización (Davis, 1969). Cerca de la mineralización, las zonas coloreadas por el verde o gris de las limonitas son características (ver figura 1.6).

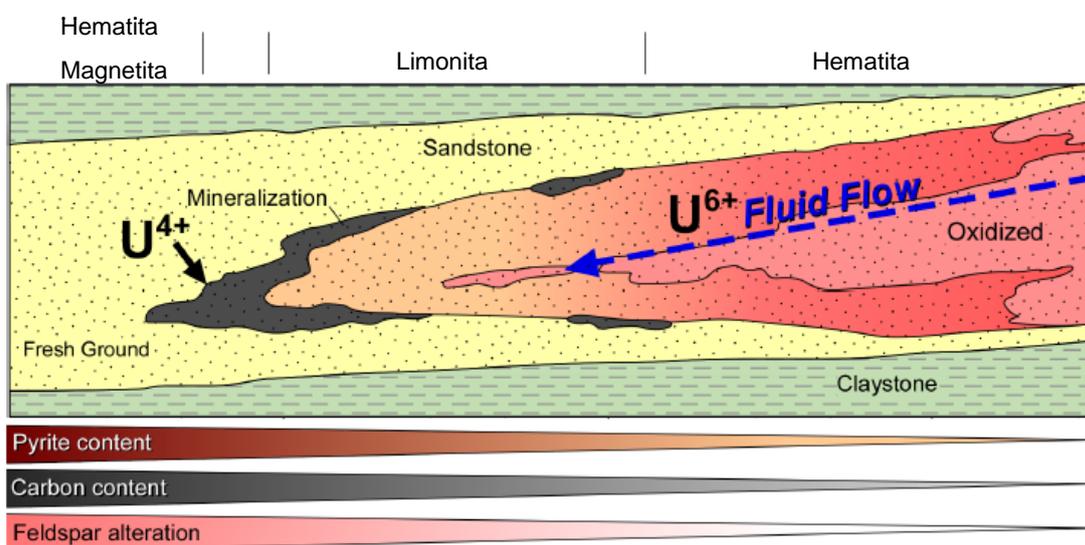


Fig 1.6 Modelo de depositación de Uranio tipo Roll-Front. Tomado de Anderson & Matveeva (2007) y modificado de Rubin (1970) y Granger, Warren (1974).

## 1.5 Trabajos previos.

### 1.5.1 Trabajos geofísicos previos en la zona.

Como fue mencionado anteriormente, la zona de estudio ha sido estudiada intensamente con fines de exploración petrolera. A continuación se mencionarán algunos de los estudios utilizados en el marco de este trabajo.

Análisis Geológico integrado de las Cuencas de Barinas y Maracaibo: Síntesis estructural (De Toni et al., 1994). En el trabajo se presenta una síntesis estructural

regional que define y describe las diferentes geometrías y la cronología relativa de deformación de los principales alineamientos estructurales presentes en las cuencas de Barinas y Maracaibo, así como de los frentes de montaña de los orógenos adyacentes (los Andes y Sierra de Perijá). En el flanco Nor-Andino reconocen dos provincias tectónicas principales, que son, el monoclinal del frente de montañas y la antefosa andina. El monoclinal representa el frente de deformación de la cadena y su complicación estructural está directamente relacionada por la tectónica profunda del basamento. En el sector medio y nororiental del flanco (área que corresponde con la de este estudio), el basamento es transportado directamente sobre unidades del Terciario (figura 1.7). Tal como se observa en las secciones sísmicas, los corrimientos ponen en contacto basamento Precámbrico-Paleozoico directamente sobre sedimentos Miocenos (figura 1.7). Los corrimientos ciegos transfieren el acortamiento de las estructuras profundas en retrocorrimientos dentro de la cobertura miocena y eocena (figura 1.8). Una de las estructuras resultantes, observadas en estas secciones, son cuñas tectónicas descritas en frentes de deformación de otros orógenos como zona triangular o zona delta.

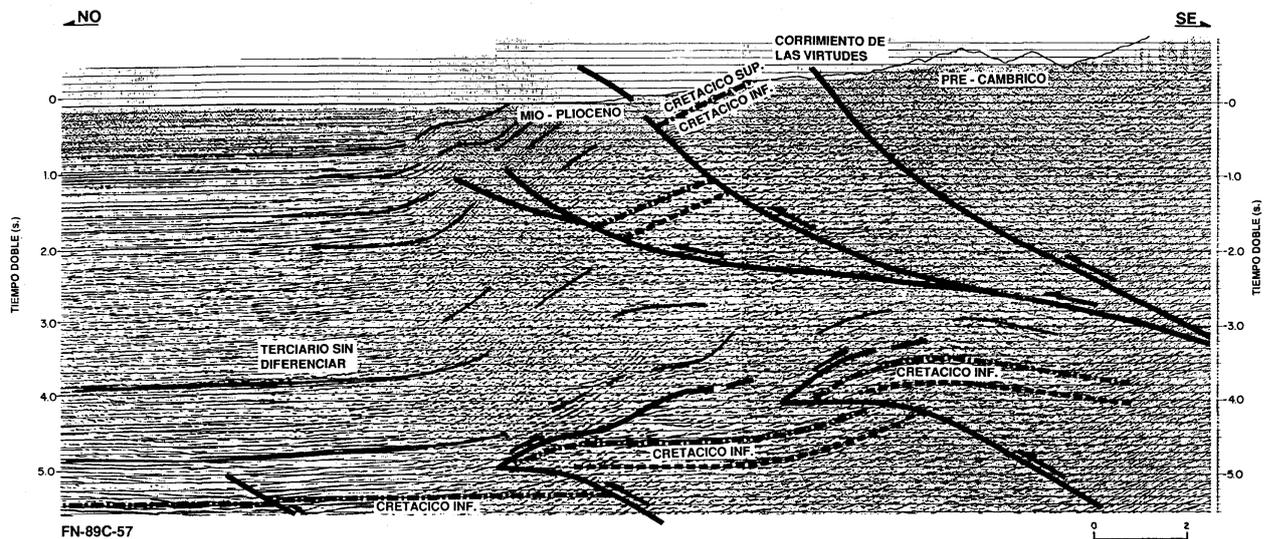


Fig 1.7. Sección sísmica FN-89C-57. Basamento precámbrico en contacto directamente sobre rocas del Terciario a través de cuñas tectónicas, llamadas zona triangular. Tomado de De Toni et al. (1994)



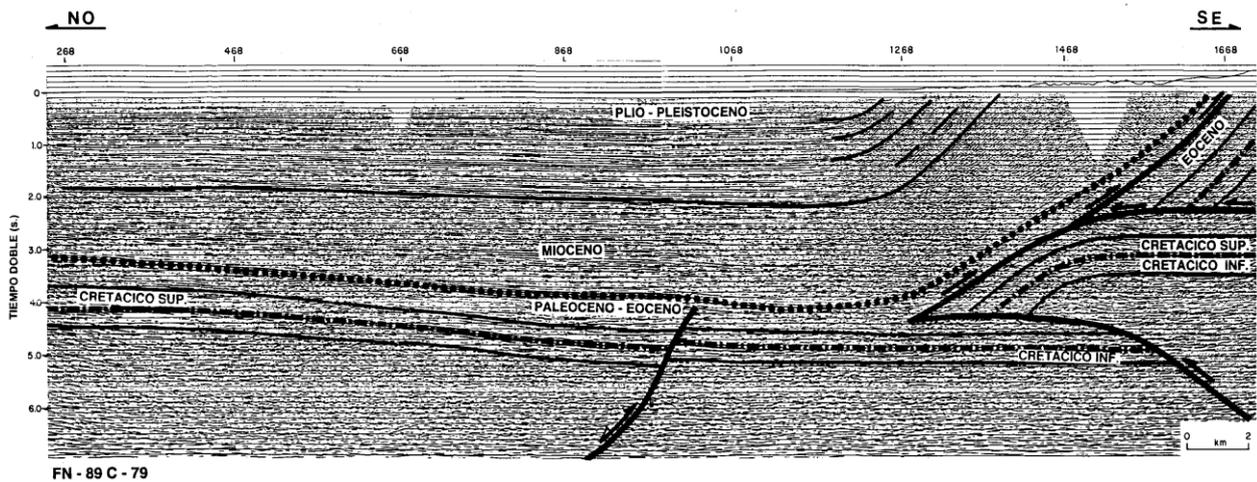
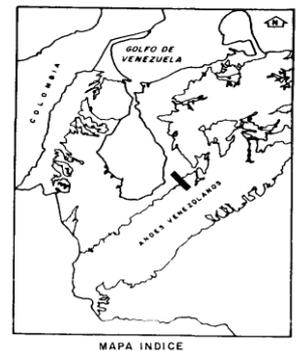


Fig 1.8. Sección sísmica FN-89C-79. Los corrimientos ciegos transfieren el acortamiento de las estructuras profundas en retrocorrimientos dentro de la cobertura miocena y eocena. Tomado de De Toni et al. (1994).



Duerto et al. (2006), realizaron un estudio geológico-geofísico, con el que describen las estructuras presentes en el frente de los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá adyacentes a la Cuenca de Maracaibo. En este trabajo se presentan mapas topográficos y geológicos que caracterizan las estructuras superficiales que se encuentran a lo largo de los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá adyacentes a la Cuenca de Maracaibo. Además se delimitan las estructuras profundas que se encuentran en los Andes y en la Sierra de Perijá, usando perfiles de sísmica de reflexión (ejemplo en la figura 1.11). Adicionalmente en el estudio se integra información de observaciones de datos estructurales profundos y someros, para construir cortes que revelan el conjunto de estructuras presentes en los dos frentes. De este estudio es importante destacar la cantidad de menes que se ubican en el flanco nor-Andino al sur del lago de Maracaibo (figura 1.9).

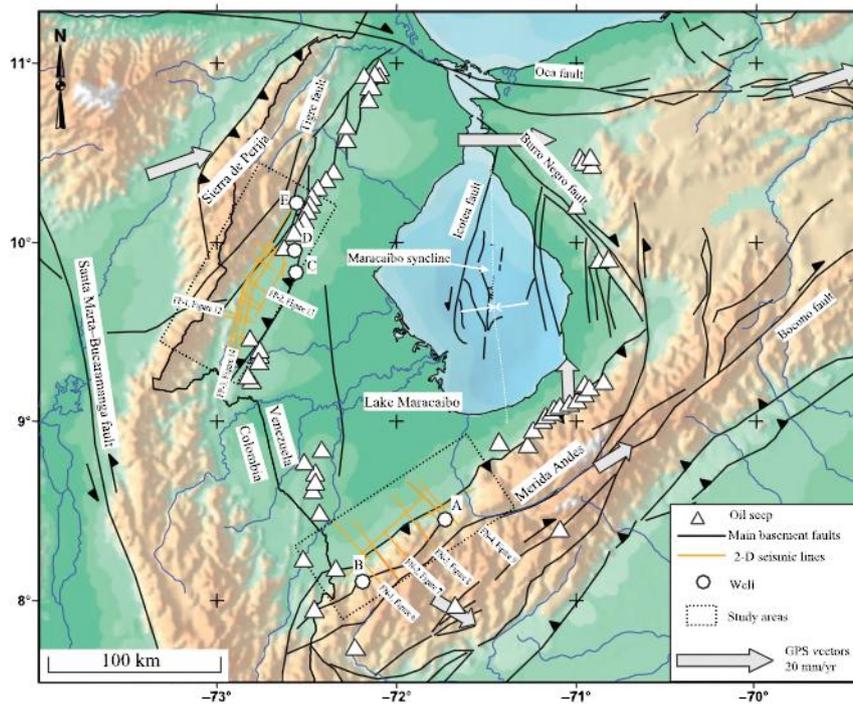


Fig 1.9. Menes de petróleo ubicados a lo largo de todo el frente norte de los Andes (triángulos blancos). Tomado de Duerto et al. (2006).

En este trabajo realizan el estudio de dos pozos A y B, identificados por los círculos blancos de la figura 1.9. A partir de estos datos y de las líneas sísmicas (líneas de color naranja en la figura 1.9), describen los niveles estratigráficos de los despegues ubicados a lo largo del flanco norte de los Andes. Estos despegues son comúnmente encontrados a lo largo de contactos caracterizados por abruptos contrastes litológicos (como por ejemplo, basamento-sedimento, caliza-esquisto, esquisto-arenisca, arenisca-caliza y superficies de disconformidades) o dentro de paquetes delgados de esquistos (>100m) que caracterizan los intervalos del Cretácico superior, Paleoceno y Oligoceno (figura 1.10). Los cinco principales niveles de fallas de despegues identificados en los pozos y sugeridos por la sísmica y la geología de superficie del frente de los Andes de Mérida son mostrados en la figura 1.10.

El área de este estudio se encuentra demarcada por líneas punteadas en la figura 1.9, se observa que la línea sísmica que se encuentra más al nor-este es la FN-4. En esta sección sísmica se observa el anticlinal de Chama Sur y la zona triangular y se muestra el incremento del acortamiento horizontal en el retrocorrimiento (A3 en la figura 1.11 B) asociado con el borde de la zona triangular (figura 1.11). Esta falla continúa hasta la superficie y representa el borde sur-este del gran anticlinal que se extiende a lo largo de todo el frente nor-Andino. Duerto et al. (2006) interpretan este retrocorrimiento como

un “roof thrust” o techo de deformación del tope de la zona triangular, definida por las deformaciones a lo largo de los horizontes de esquistos del Cretácico superior de la formación Colón. Mas hacia la montaña (hacia el sur-este), las deformaciones incluyen tres fallas imbricadas en el basamento pre-Cretácico y se extiende hacia la superficie hasta los sedimentos que recubren la sección (figura 1.11 B). Los afloramientos del basamento al borde sur de la línea son interpretados como el producto del plegamiento y levantamiento en un sistema de deformación que involucra al basamento (Mitra & Mount, 1998).

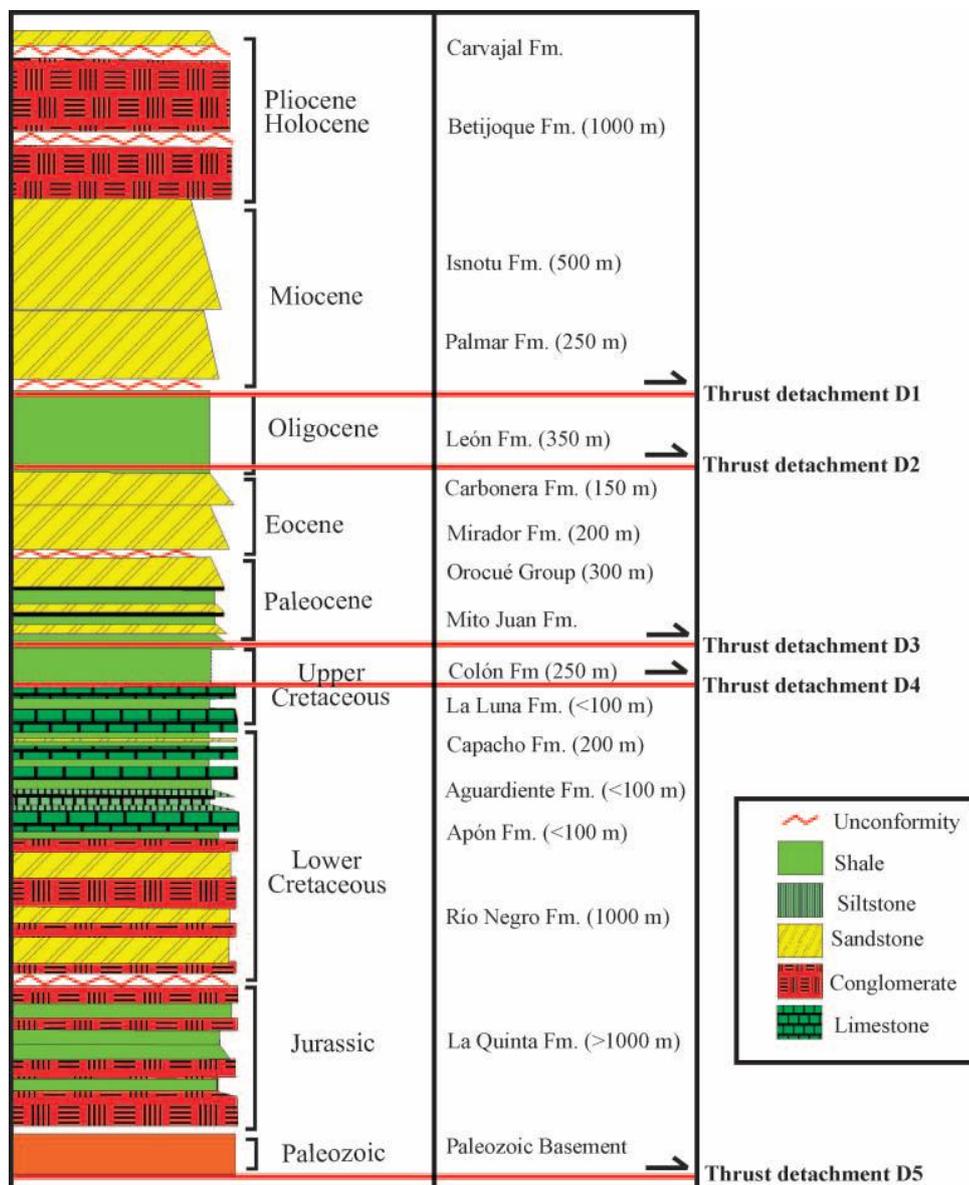


Fig 1.10. Columna estratigráfica generalizada del frente norte de los Andes, mostrando las zonas de despegue (D1 a D5). Tomado de Duerto et al. (2006).

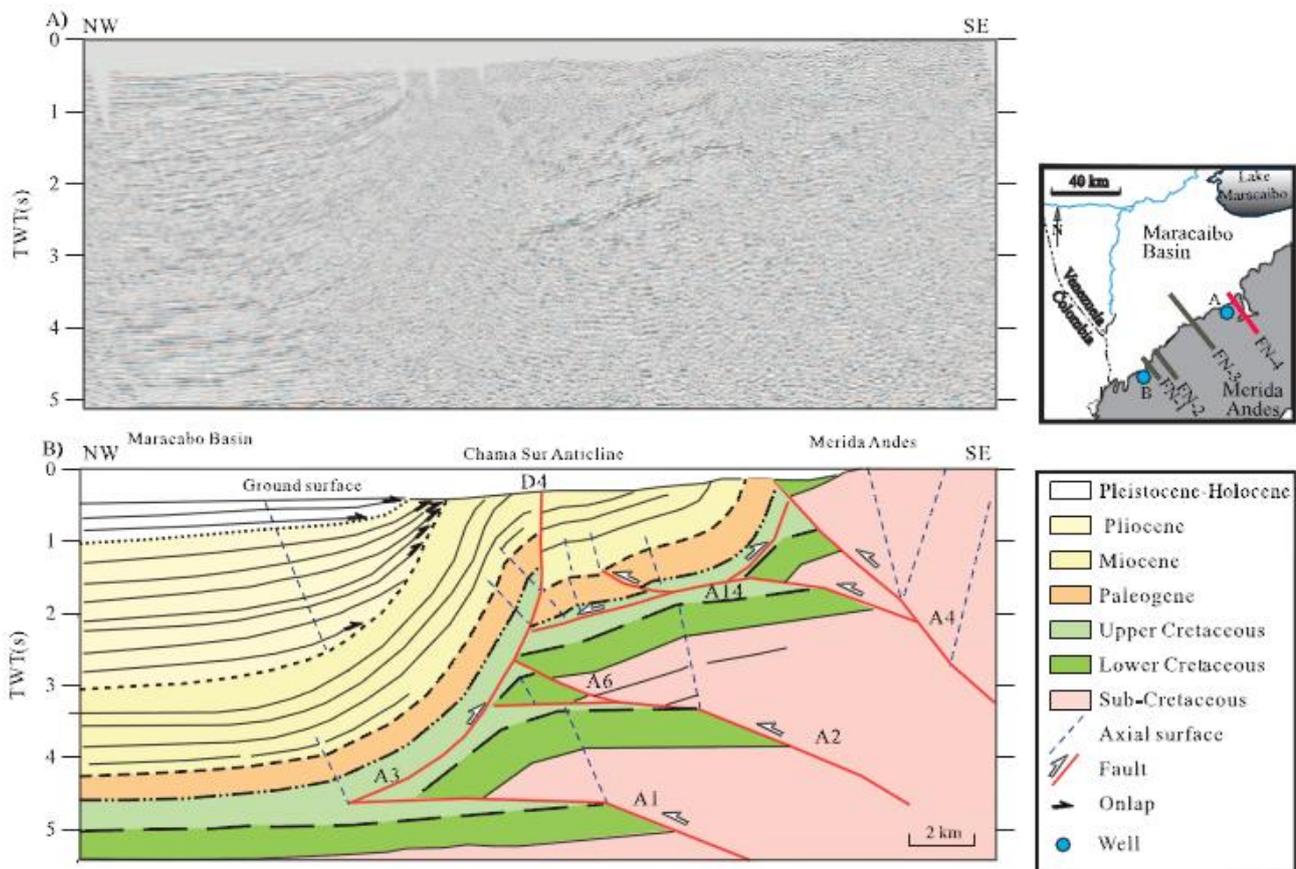


Fig 1.11. (A) Línea sísmica FN-4 sin interpretar. (B) línea sísmica FN-4 interpretada. Un retrocorrimento de despegue es interpretado en los esquistos del Cretácico superior. Tomado de Duerto et al. (2006).

Castillo y Mann (1994), usando datos de sísmica tridimensional y de pozos, describen el desarrollo estructural del Cretácico al Holoceno en el sur del lago de Maracaibo. Este estudio arroja nuevos puntos de vista sobre la historia estratigráfica y estructural en esta parte del Lago de Maracaibo. Una subducción fue descubierta al nivel del Cretácico superior de la Formación Colón, en el área del estudio 3D. Esta formación de aproximadamente 500m de espesor es compuesta casi en su totalidad de esquistos y por tanto forma una superficie de despegue. En el estudio se infiere que este pliegue de bajo ángulo es continuo, con deformaciones a lo largo del frente montañoso de los Andes de Mérida, alrededor de unos 50km al sur-este del área de estudio 3D, así se observa en la figura 1.12.

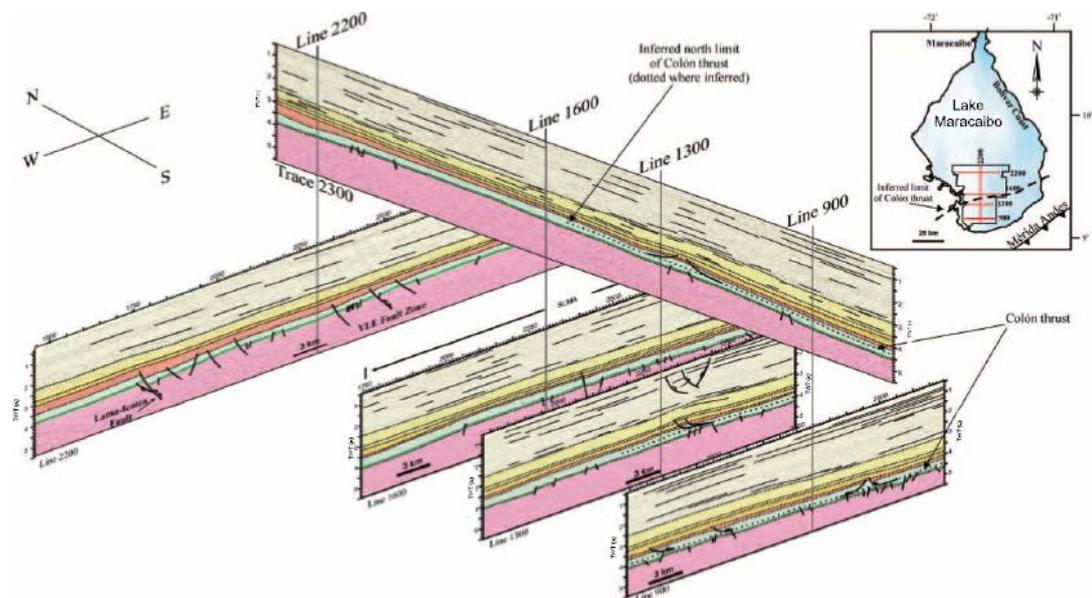


Fig 1.12. Diagrama construido por líneas sísmicas 2D extraídas del cubo sísmico 3D del sur del Lago de Maracaibo. Muestra la extensión de la superficie de despegue en la unidad masiva de esquistos del Cretácico superior (Formación Colón). La deformación parece propagarse con deformaciones a lo largo del frente montañoso de los Andes de Mérida, alrededor de unos 50km al sur-este del área de estudio 3D. Tomado de Castillo y Mann (1994).

### 1.5.2 Trabajos previos de Uranio en el mundo.

Jaireth et al. (2008) realizan un estudio en el que describen la geología presente en depósitos de Uranio en areniscas presentes en las cuencas de Chu-Sarysu y Syrdarya en la parte sur-central de Kazajstán, actuando como roca huésped unidades de areniscas con pobre contenido de materia orgánica. En el trabajo se destaca el importante papel que parece tener los hidrocarburos en la formación de estos y otros tipos de depósitos de uranio en areniscas.

Basados en las características geológicas observadas de la zona (figura 1.13 y 1.14), proponen, que la causa primordial de que se hayan generado los grandes depósitos de uranio en areniscas en Kasajtan son justamente las areniscas altamente permeables y pobres en materia orgánica presentes en la gran cuenca cretácica, lo cual aseguró el fluido sostenido de aguas subterráneas oxidantes con contenido de uranio en los acuíferos. La otra condición favorable pudo haber sido la presencia de agentes reductores activos en forma de gases de hidrocarburos (incluyendo H<sub>2</sub>S) que emanan de reservorios de hidrocarburos pérmicos (figura 1.13). La activación tectónica de fallas en el Oligoceno tardío-Mioceno medio, pudo haber facilitado el ingreso de estos gases de

hidrocarburos, particularmente en aquellas zonas donde en los márgenes de los reservorios el sello fue poco efectivo.

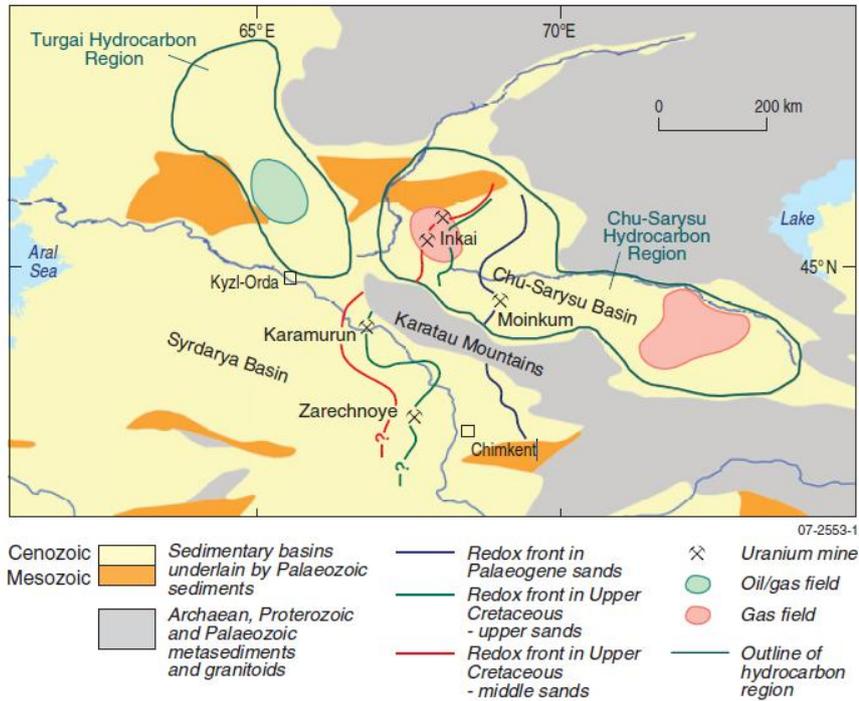


Fig 1.13. Geología regional de las cuencas Chu-Sarysu y Syrdarya, al sur de Kazakjstan. Datos geológicos extraídos del mapa geológico generalizado del mundo (1995), del servicio geológico de Canadá, archivo libre 2915d. Los bordes de las cuencas de hidrocarburos y la localización de campos petroleros y gasíferos en rocas Pérmicas extraídos de un mapa generado por Blackburn Geoconsulting (<http://www.blackbourn.co.uk/databases/hydrocarbon/chusarysu.html>) Tomado de Jaireth et al. (2008).

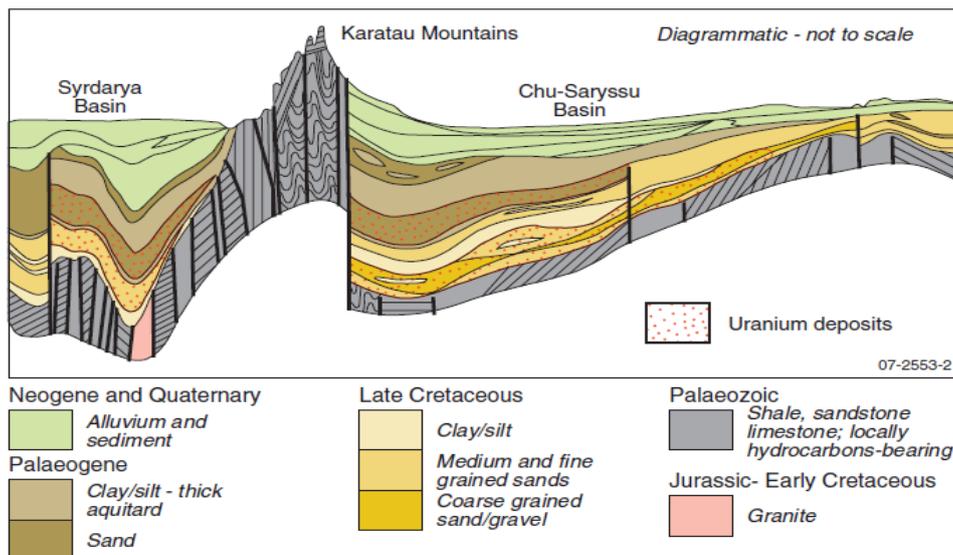


Fig 1.14. Sección transversal Cross-section de las cuencas de Chu-Sarysu y Syrdarya (Vista nor-oeste). Tomado de Jaireth et al. (2008).

Rasgos geológicos similares a los de las cuencas de Chu-Sarysu y Syrdarya fueron identificadas en varias cuencas productoras de hidrocarburos en China, Estados Unidos y Australia. Por ejemplo, aquellos reservorios de hidrocarburos presentes en la cuenca Cooper en Australia que están cubiertos por diversos acuíferos de areniscas en la Cuenca de Eromanga (figura 1.15). Esto implica que las áreas de los acuíferos pobres en materia orgánica ubicadas lejos de los afloramientos del basamento deberían ser evaluadas, ya que estas áreas podrían contener mineralización de Uranio donde emanan hidrocarburos o H<sub>2</sub>S proveniente de los reservorios.

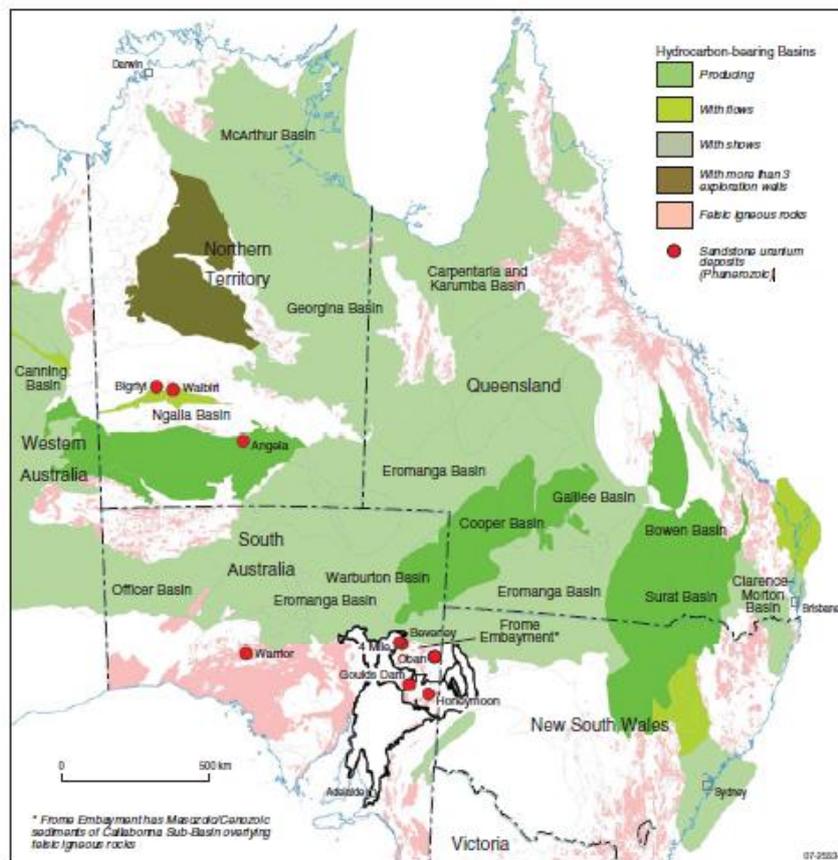


Fig 1.15. Mapa de las cuencas productoras de hidrocarburos de Australia y ubicación de los terrenos del Proterozoico con rocas félsicas ricas en Uranio. La ubicación de las cuencas de hidrocarburo se obtuvo de la base de datos de Geoscience Australia de cuencas sedimentarias. Afloramientos de rocas félsicas (NSW, Territorio norteño, Queensland, Tasmania, Victoria) del mapa de la geología superficial de Australia, generado por Geoscience Australia. Rocas Felsicas en SA y WA extraído de los mapas geológicos de SA y WA (Solid Geology of South Australia, 2006 y 1:500 000 Interpreted Geology Map of Western Australia, Junio 2001) respectivamente. Tomado de Jaireth et al. (2008).

Referente a este último caso Jaireth et al. (2008) concluyen, basados en un modelo creado (figura 1.16) y la geología de la zona (figura 1.15), que en Australia existen nueve posibles áreas donde haya depósitos de uranio en areniscas. Dentro de

estas cuencas, las áreas cercanas a los márgenes de las rocas que actúan como sello de hidrocarburos y cerca de estructuras geológicas activas pudieran ser de particular interés. La reducción del uranio en aguas oxidantes por la intervención de los hidrocarburos podría típicamente resultar en la formación de carbonatos dentro y cerca de las zonas mineralizadas.

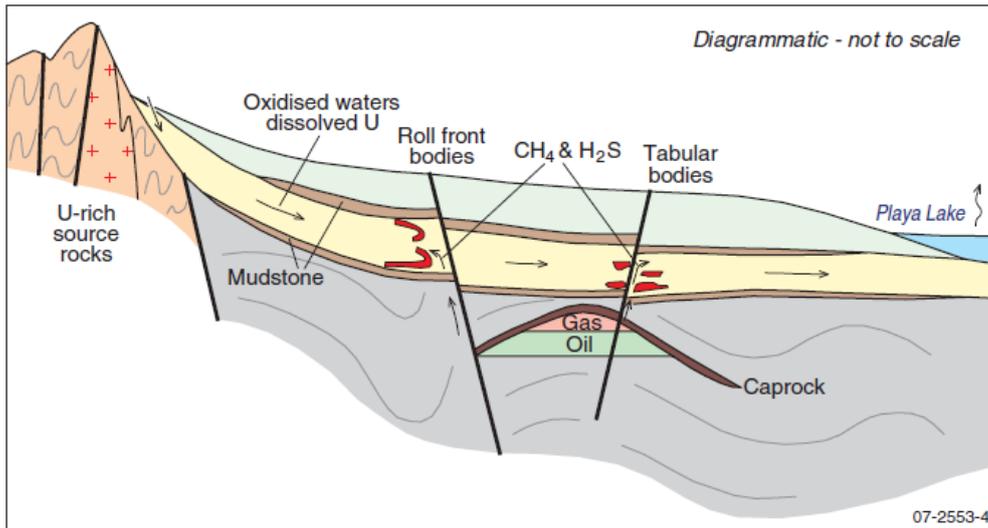


Fig 1.16. Modelo generado. El Uranio es transportado por aguas oxidantes y es reducido por hidrocarburos y/o  $H_2S$  relacionados a los campos de petróleo y/o gas subyacentes. Tanto el “Roll-Front” como el cuerpo tubular pueden resultar del proceso. Durante la depositación del mineral los hidrocarburos son con frecuencia oxidados y forman carbonatos. Tomado de Jaireth et al. (2008).

## 1.6 Esquema de la Tesis.

- **Capítulo I (Introducción):** En este capítulo se presenta una breve introducción, la justificación y planteamiento del problema del presente trabajo, los objetivos y la ubicación del área de estudio, una breve explicación de lo que consiste el “Roll Front” y un resumen de los trabajos previos realizados en la zona y trabajos relacionados con depósitos de Uranio en el mundo.
- **Capítulo II (Marco geológico y tectónico):** En el capítulo II se describen las distintas formaciones geológicas y características tectónico-estructurales presentes en el área de estudio. Se muestra la historia geológica de la evolución de la cuenca de Maracaibo y los estilos estructurales presentes tanto en la cuenca, como en el flanco nor-Andino y en la zona de Las Virtudes (ubicada dentro del flanco) de una forma más detallada y específica.

- **Capítulo III (Marco teórico):** Se muestran todos los principios, leyes físicas y definiciones en los que se basa el método gravimétrico, tales como la Ley de Gravitación Universal, las distintas formas y causas por las que el campo gravimétrico varía sobre la Tierra, así como las distintas correcciones realizadas a los datos de gravedad observada y los métodos para mejorar o realzar algunos rasgos presentes en ellos (derivada vertical, derivadas horizontales, señal analítica, análisis espectral, entre otros).
- **Capítulo IV (Procesamiento):** En el capítulo se muestra y describe el tratamiento matemático y estadístico que le realizó a los datos, como limpieza de los datos crudos, cálculo de la corrección topográfica, entre otros. Se describen además, los métodos con los que se obtuvieron los diversos mapas y perfiles, entre ellos por ejemplo los métodos de interpolación, los filtros que se aplicaron, entre otros.
- **Capítulo V (Resultados):** Se describen los distintos mapas (anomalía de Bouguer, componte residual y regional de la anomalía de Bouguer, mapas de derivadas y señal analítica, entre otros) y perfiles obtenidos. Para cada mapa y perfil se muestra una interpretación preliminar. La interpretación realizada a cada mapa y perfil no está basada en ninguna otra información más que la que se observa en ellos, por esto no representan la interpretación final.
- **Capítulo VI (Análisis de resultados):** Aquí se describen y analizan los distintos mapas y perfiles obtenidos, integrando toda la información geológica y geofísica previa del área, para fines de exploración de Uranio.
- **Capítulo VII (Conclusiones):** Se muestran y discuten las conclusiones de los resultados más importantes obtenidos en el presente trabajo. Y finalmente aparecen algunas recomendaciones.

## **Capítulo II**

### **Marco tectónico y geológico**

A continuación se describen y muestran las distintas formaciones geológicas y características tectónico-estructurales presentes en el área de estudio. Se da una breve descripción de lo que fue la evolución de la Cuenca de Maracaibo, tanto a nivel estructural como estratigráfico, esquematizando el proceso de manera cronológica a través de eventos tectónicos importantes que ocurrieron en distintas épocas y edades geológicas.

Se describe también la configuración actual del flanco nor-andino, sus estilos estructurales y las edades de deformación. Esta descripción se hace con ayuda de distintas líneas sísmicas de reflexión interpretadas, tomadas del informe realizado por De Toni et al. (1994).

Finalmente se da una descripción detallada de un área específica que se encuentra dentro del área del flanco nor-andino, llamada Las Virtudes, de la cual se muestran datos estratigráficos y geomorfológicos, que ayudan a tener una idea de las características geológicas y tectónicas, a niveles poco profundos, del área del flanco nor-andino.

#### **2.1 Cuenca de Maracaibo.**

La cuenca Petrolífera de Maracaibo está ubicada al noreste de Venezuela. Se extiende sobre toda el área ocupada por las aguas del Lago de Maracaibo y los terrenos planos o suavemente ondulados que la circundan y que de modo general, puede limitarse como sigue: al nor-oeste por el piedemonte de la Sierra de Perijá; al sur-oeste por la frontera de Venezuela con Colombia hasta un punto del río Guarumito, a 12,5km al oeste de la población La Fria; al sur-este por el piedemonte Andino desde el punto mencionado anteriormente hacia el río Motatan, ligeramente al este del cruce de Agua Viva; al nor-este está limitado por la zona del piedemonte occidental de la serranía de Trujillo y una línea imaginaria dirigida al norte hasta la frontera de los Edos. Zulia y Falcón, donde puede observarse un saliente hacia el este en la región de Quiros; finalmente al norte por la falla de Oca (Calleja, 1998).

La cuenca de Maracaibo es una cuenca flexural, que se encuentra al nor-oeste de los Andes de Mérida. Esta cuenca es mucho más profunda que la cuenca Barinas-Apure que se encuentra al sur-este de los Andes. Un frente de deformación de vergencia nor-oeste que se encuentra en la porción sur de los Andes, es responsable de dicha profundización a través de fuerzas litostáticas (cuenca flexural), así como del desarrollo de zonas triangulares que se encuentran dentro de las secuencias sedimentarias del Terciario-Cretácico tardío, en la cuenca de Maracaibo (Audemar. E & Audemar. A, 2001).

## **2.2 Evolución de la Cuenca de Maracaibo.**

La historia geológica de la cuenca de Maracaibo se divide en dos megaciclos, separados por la apertura Jurásica de la corteza que induce la separación de Norteamérica de Suramérica: un megaciclo Paleozoico y uno Mesozoico-Cenozoico (Pernaud et al., 1994).

### **2.2.1 Compresiones Paleozoicas.**

Aun cuando la historia del substratum pre-Jurásico es poco conocida, dentro de las unidades Paleozoicas que afloran en los Andes de Mérida y de Colombia, se pueden distinguir diferentes episodios de deformación. Estos eventos podrían estar asociados tanto a la orogénesis del Precámbrico Tardío-Paleozoico Temprano, como a la del Paleozoico Tardío, un modelo esquematizado de esta compresión se muestra en la figura 2.1 (De Toni et al., 1994).

En la figura 2.2 se muestra la distribución de los terrenos alóctonos que se soldaron al autóctono del Paleozoico Inferior, durante el Ordovícico-Silúrico. Aquellos terrenos alóctonos donde hay rocas paleozoicas y que se adosaron en el Paleozoico Inferior, se reconocen ahora como parte del basamento de los terrenos que constituyen el cinturón orogénico del Paleozoico Inferior al norte de la falla de Apure y como parte del basamento de los Andes y de la cuenca de Maracaibo. Se reconocen rocas paleozoicas representativas de este terreno alóctono en los Andes, donde afloran rocas ígneas graníticas y rocas sedimentarias (Ordovícico-Silúrico), de ambientes plataformales y marinos profundos. Asimismo, en el subsuelo del Lago de Maracaibo

este terreno está representado por rocas meta-sedimentarias ordovícicas, que también afloran en los Andes.

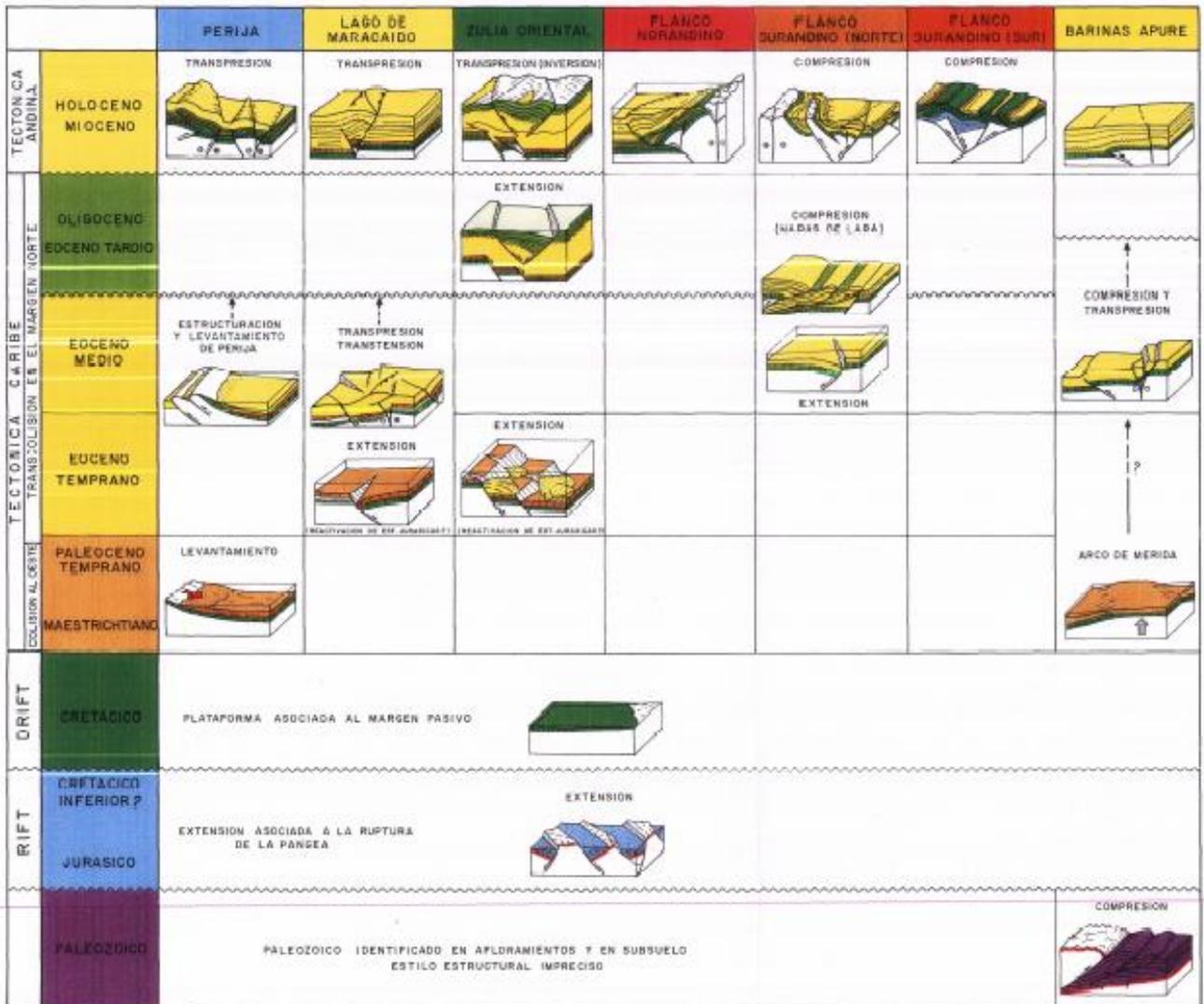


Fig 2.1. Fases de deformación y estilos estructurales, presentes en las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure. Tomado de De Toni et al. (1994).



Los terrenos alóctonos de edad devónica, que se adosaron a Suramérica en el Paleozoico Superior, están ahora aflorando en la Sierra de Perijá. Como parte de la historia de la acreción del alóctono del Paleozoico Superior contra el Inferior (previamente suturado), se reconocen rocas graníticas producto de la subducción por

debajo del borde norte de la Placa Suramericana; entre dichas rocas son de mencionar las de edad Carbonífero que se encuentran en el subsuelo de las cuencas: Oriental, Barinas-Apure y Maracaibo. Las rocas sedimentarias del cinturón adosado incluyen secuencias de edad Carbonífero y Pérmico tanto en la Sierra de Perijá como en los Andes, ver figura 2.2 (Schlumberger, 1997).

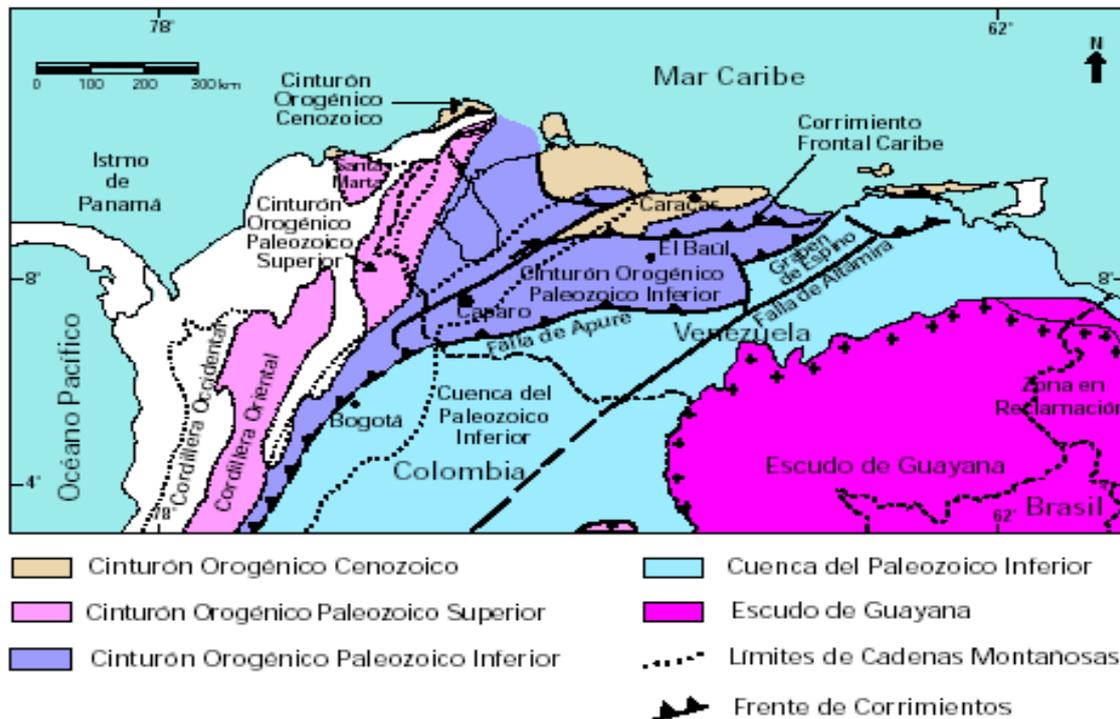


Fig 2.2. Mapa de distribución de los terrenos alóctonos en el norte de Suramérica, en los cuales hay rocas paleozoicas. Tomado de Schlumberger (1997).

### 2.2.2 Apertura del Jurásico (“rifting” entre Norte y Suramérica).

En Venezuela, la apertura Jurásica produjo varias estructuraciones importantes que posteriormente influyeron en la evolución de las cuencas sedimentarias venezolanas. Dentro de Venezuela continental se indujo el desarrollo de un sistema de “grabens” y “semi-grabens” orientados en dirección NNE-SSO. Estas estructuras distensivas que actualmente se encuentran invertidas, se desarrollaron principalmente en la región de la Sierra de Perijá y en la porción meridional de Los Andes de Mérida (surcos de Machiques y de Uribante), un modelo del rifting jurásico en el occidente de Venezuela se muestra en la figura 2.3 y en la 2.1 se muestran los estilos estructurales que allí se formaron (De Toni et al., 1994). Todos estos grábenes fueron rellenados durante el jurásico por sedimentos continentales tipo “capas rojas”, volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de inversiones marinas

(Schlumberger, 1997). Los sedimentos continentales de la Formación La Quinta representan los sedimentos sintectónicos asociados a la apertura del margen occidental de la cuenca jurásica del Tethys. La extensión jurásica induce un adelgazamiento de la corteza continental en el borde de la Placa Suramericana, el cual es todavía visible al comparar los espesores de la corteza entre las cuencas de Maracaibo y de Barinas-Apure. Se piensa que gran parte de las estructuras jurásicas se originaron a partir de la reactivación de cabalgamientos paleozoicos en forma de niveles despegue extensionales. Las direcciones de los alineamientos distensivos jurásicos van a influir ampliamente en las deformaciones posteriores. Estos alineamientos representan estructuras importantes de dirección NNE-SSO, que fueron reactivadas en transpresión, transtensión e inversión (estructuras de Lama-Icotea, Urdaneta, Surco de Uribante, etc.) (De Toni et al., 1994).

La secuencia estratigráfica depositada durante este periodo, esta descrita como una sedimentación continental localmente asociada a eventos volcánicos en los afloramientos de Perijá, Grupo La Gé y de Los Andes de Mérida, Formación La Quinta. En el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo se observa en sísmica un semigraben y algunos de los pozos indican una sedimentación continental, Formación La Quinta (De Toni et al., 1994).

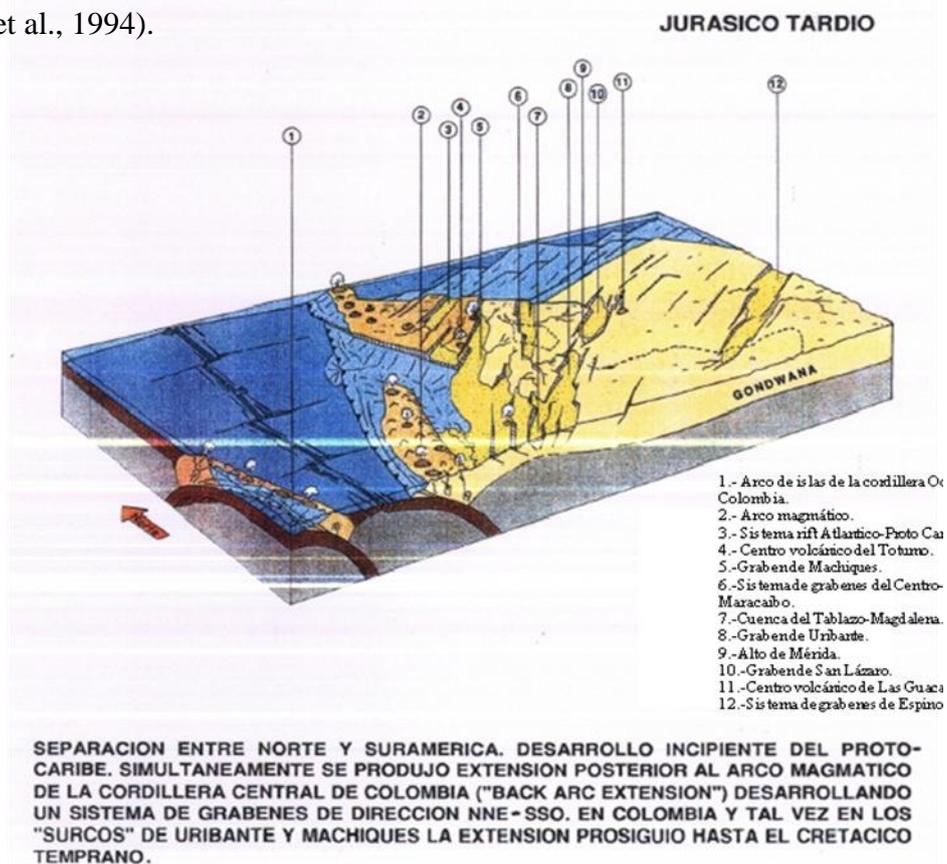
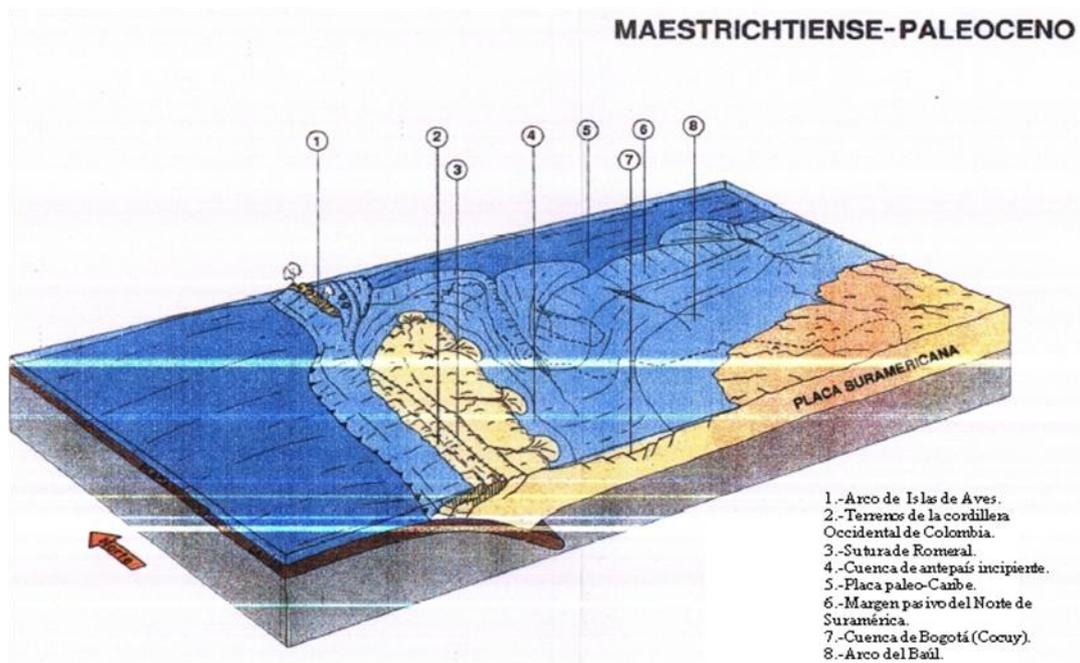


Fig 2.3. Rifting Jurásico. Tomado de De Toni et al. (1994).

### 2.2.3 Subsistencia termal del Cretácico.

La culminación de la ruptura de Pangea ocurrió durante el Jurásico y tal vez abarcó parte del Cretácico Temprano. La transgresión marina cretácica que se inició con las arenas de la Formación Río Negro marca el comienzo de un largo período de subsidencia y relajación termal del borde septentrional de la Placa Suramericana. Durante este tiempo, en el occidente de Venezuela se desarrolla una cuenca marginal que se comunica al Oeste con una cuenca posterior a un arco volcánico (“back-arc-basin”). Durante este tiempo se depositaron sedimentos ricos en materia orgánica bajo condiciones euxínicas (Formación La Luna), así como la depositación de tres secuencias de edad Aptiense-Cenomaniense Temprano, que son el resultado de la invasión marina de la plataforma y la instalación progresiva de un ambiente de plataforma interna a media con depósitos de calizas (Formación Apón, Lisure y Maraca) y litoral hacia el Este con depósitos de areniscas (Formaciones Peñas Altas y Aguardiente). Ningún evento importante de deformación perturbó las unidades cretácicas durante su sedimentación (figura 2.1) (De Toni et al., 1994).



**COLISION DEL ARCO DE ISLAS DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DE COLOMBIA. EN COLOMBIA EL EVENTO PRODUJO LA ACRECION DEL ARCO A SURAMERICA A LO LARGO DE LA SUTURA DE ROMERAL, CON EL DESARROLLO CONSECUENTE DE UNA CUENCA FLEXURAL DE ANTEPAIS. EN EL NORTE DE SURAMERICA CONTINUARON PREVALECIENDO CONDICIONES DE MARGEN PASIVO.**

Fig 2.4. Comienzo de un período de subsidencia y relajación termal del borde septentrional de la placa Suramericana. Posterior colisión al Oeste de la Placa Caribe contra la Suramericana. Tomado de De Toni et al. (1994).



## 2.2.4 Compresión Caribe y Flexión de Antepaís (Maestrichtiense y Eoceno Medio).

Durante este tiempo se inicia de forma progresiva y oblicua la acreción del terreno Caribe contra el borde septentrional de la Placa Suramericana. La deformación asociada produce el emplazamiento, en dirección Sur-sureste, de las Napas de Lara. El frente de deformación al Este de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo (Zulia Oriental y Falcón Occidental) no puede ser ubicado con precisión, debido a que el contacto esta enmascarado y modificado por los episodios erosivos del Eoceno Tardío y Mioceno. Así como por la tectónica distensiva-transtensiva del Eoceno Tardío-Oligoceno. La deformación compresiva asociada al emplazamiento de las Napas de Lara origina simultáneamente una cuenca flexural de antepaís. En esta cuenca se depositan secuencias de sedimentos detríticos. Al producirse la flexura litosférica, se desarrollan localmente fallas normales hacia el borde periférico de la cuenca (figuras 2.7 y 2.1) (De Toni et al., 1994).

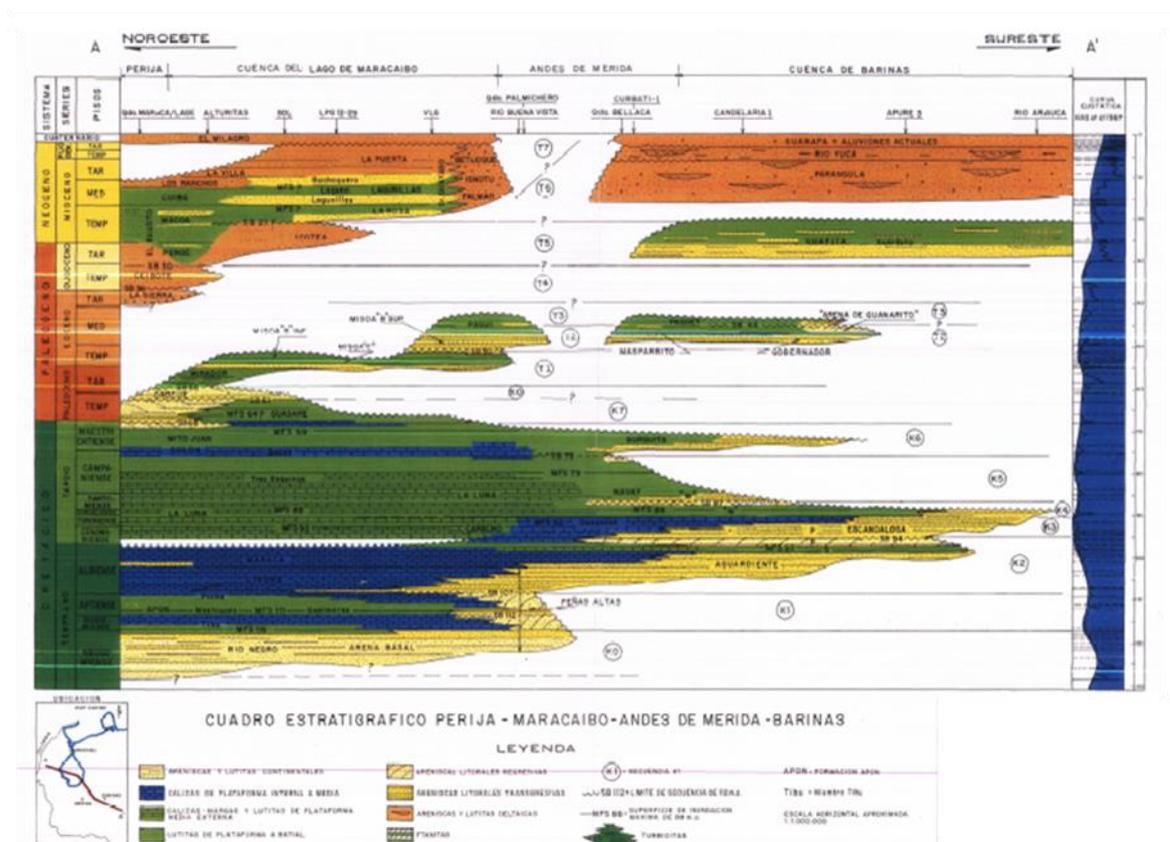


Fig 2.6. Secuencias de depositación. Tomado de De Toni et al. (1994).

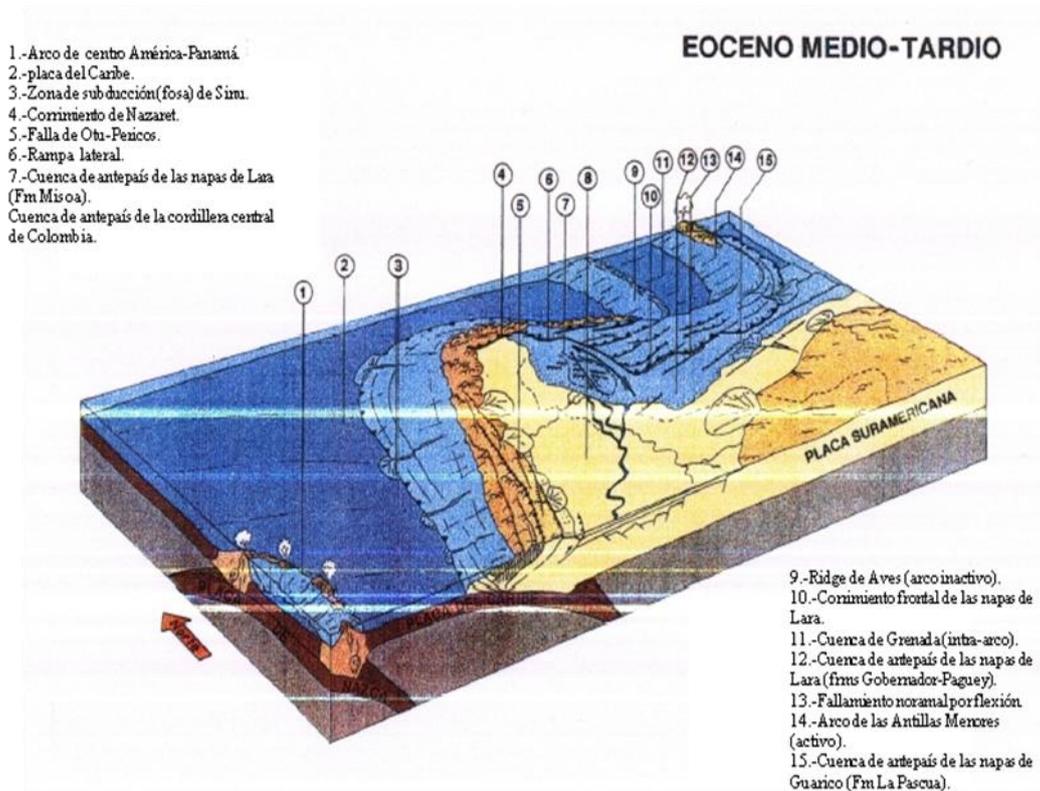


Fig 2.7. Acreción del terreno Caribe contra el borde septentrional de la Placa Suramericana, reactivación de los principales alineamientos en la Cuenca de Maracaibo y levantamiento de la proto-Sierra de Perijá. Tomado de De Toni et al. (1994).

En la Cuenca de Maracaibo, los principales alineamientos pre-existentes en el substratum se reactivan en extensión (Paleoceno-Eoceno Temprano) y en transpresión-transensión (Eoceno Medio-Eoceno Tardío). Durante el Eoceno Tardío-Oligoceno, se registra un periodo importante de erosión en la parte central y oriental de las cuencas de Maracaibo y de Barinas-Apure (figuras 2.1 y 2.7) (De Toni et al., 1994).

Simultáneamente, ocurre una redistribución de los depocentros hacia el Oeste y el Sur del área, lo que implica el levantamiento de la proto-Sierra de Perijá y una reorganización del contexto geoquímico regional (figuras 2.1 y 2.7) (De Toni et al., 1994).

Durante este periodo se depositaron tres secuencias, cada una de estas secuencias tiene un sistema encadenado transgresivo y uno regresivo. Entre estas secuencias se identifican los sedimentos continentales detríticos de la Formación

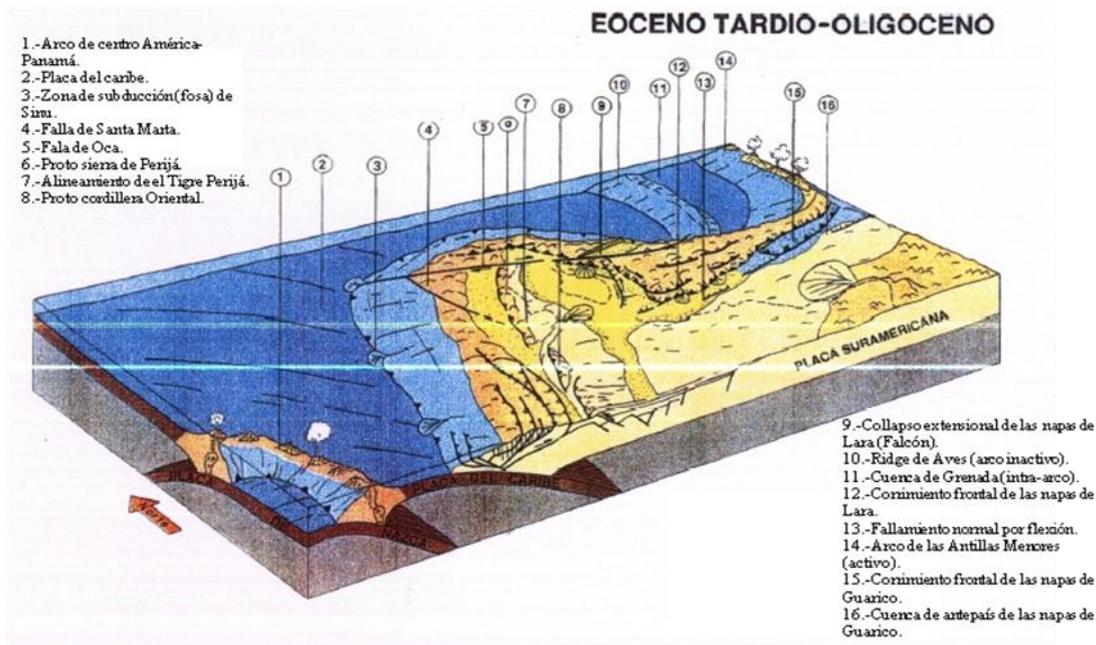
Mirador, las de sedimentación de plataforma marina arenosa-lutítica (Formación Misoa, Gobernador, Cobre) y calcárea (Formación Masparrito) y la última asociada al talud y después a las anfegasas con sedimentación marina profunda lutítica y escasas turbiditas (Formación Trujillo y Paují) (figuras 2.5 y 2.6) (De Toni et al., 1994).

### **2.2.5 Extensión del Eoceno Tardío-Oligoceno en Zulia Oriental.**

Durante el Eoceno Tardío-Oligoceno ocurrió un evento de extensión y/o transtensión que afectó a Falcón y Zulia Oriental caracterizado por el emplazamiento de una zona positiva en Zulia Oriental, que aísla la cuenca continental de Maracaibo de las cuencas marinas de Falcón y Apure. Este evento distensivo modificó la configuración estructural de esta área. En la sismica de Zulia Oriental se observa que las estructuras representan fallas normales-lítricas (“half-graben”) con depósitos sintectónicos que alcanzan espesores de hasta dos segundos (tiempo doble), mientras que en el sector del Lago de Maracaibo este estilo estructural está completamente ausente. Cada graben representa una pequeña cuenca con un sistema petrolífero independiente. Las estructuras están asociadas a la deformación del basamento, en el cual los alineamientos estructurales jurásicos se reactivaron en extensión, plegando pasivamente la cobertura sedimentaria paleógena (figuras 2.8 y 2.1) (De Toni et al., 1994).

La existencia de un nivel de desacoplamiento dentro de las secuencias lutíticas de las formaciones Colón-Trujillo indujo, simultáneamente con la deformación del basamento, el desarrollo de las fallas lítricas en los niveles superiores. Esta fase de extensión podría ser el resultado de: 1) El colapso orogénico de la zona de colisión de la placa Caribe con la placa Suramericana; o 2) El rebote elástico isostático del basamento cristalino debido a un cambio en el vector del movimiento relativo de las placas Caribe y Suramericana (figuras 2.1, 2.5, 2.6 y 2.8) (De Toni et al., 1994).

De este tiempo se identifican dos secuencias de depósitos. Una que corresponde a una sedimentación continental a deltaica detrítica en el sector del Lago de Maracaibo (Formación Carbonera) mientras que en Apure el ambiente es más marino (Miembro Arauca de la Formación Guafita). La otra secuencia representa una invasión marina en todo el sector con una sedimentación principalmente lutítica (Formación León en el Lago de Maracaibo) (figuras 2.5 y 2.6) (De Toni et al., 1994).



EN COLOMBIA CONTINUO LA PROPAGACION HACIA EL ESTE DE LA DEFORMACION DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL Y CENTRAL, ASI COMO DE LA CUENCA DE ANTEPAIS ASOCIADA. EN VENEZUELA SE INICIA LA ESTRUCTURACION DE LA PROTO-SIERRA DE PERIJA, CESA EL EMPLAZAMIENTO DE LAS NAPAS Y SE PRODUJO EL REBOTE ELASTICO-ISOSTATICO DEL BASAMENTO, REACTIVANDO Y GENERANDO ESTRUCTURAS EN EXTENSION Y EN TRANSCURRENCIA.

Fig 2.8. Evento de extensión y/o transcurrancia que afectó a Falcón y Zulia Oriental. Tomado de De Toni et al. (1994).

### 2.2.6 Compresión neogena Andina.

La colisión del arco de Panamá contra la esquina noroccidental de Suramérica produce un evento compresivo de gran importancia en el occidente de Venezuela. Durante este tiempo (Mioceno tardío-Holoceno), Los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá adquieren su morfología actual y las cuencas distensivas paleógenas de Falcón y Zulia Oriental se invierten considerablemente. Esta deformación compresiva induce los levantamientos de los macizos de Santa Marta y Santander y de la Cordillera oriental de Colombia. La deformación de los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá esta controlada por tectónica de basamento y se localizó a lo largo de los alineamientos estructurales paleozoicos y jurásicos pre-existentes (inversión de las cuencas jurásicas de Machiques y Uribante). En el frente suroriental andino y en la cuenca de Barinas-Apure, las estructuras asociadas con la tectónica del Caribe fueron deformadas pasivamente y reactivadas. En los Andes de Mérida el acortamiento del basamento estuvo acompañado por transcurrancia a lo largo de la falla de Boconó y el escape de la microplaca de Maracaibo hacia el Norte (figuras 2.1 y 2.9) (De Toni et al., 1994).

Durante este periodo se depositan secuencias en un ambiente marino (Formación la Rosa) que evolucionará poco a poco hacia un ambiente de agua menos marina (Formación Lagunillas), mientras que a lo largo de los Andes se depositan espesas series molásicas (Formación Betijoque en el flanco Norandino y formaciones Parángula y Río Yuca en la cuenca Barinas-Apure) (figuras 2.5 y 2.6) (De Toni et al., 1994).

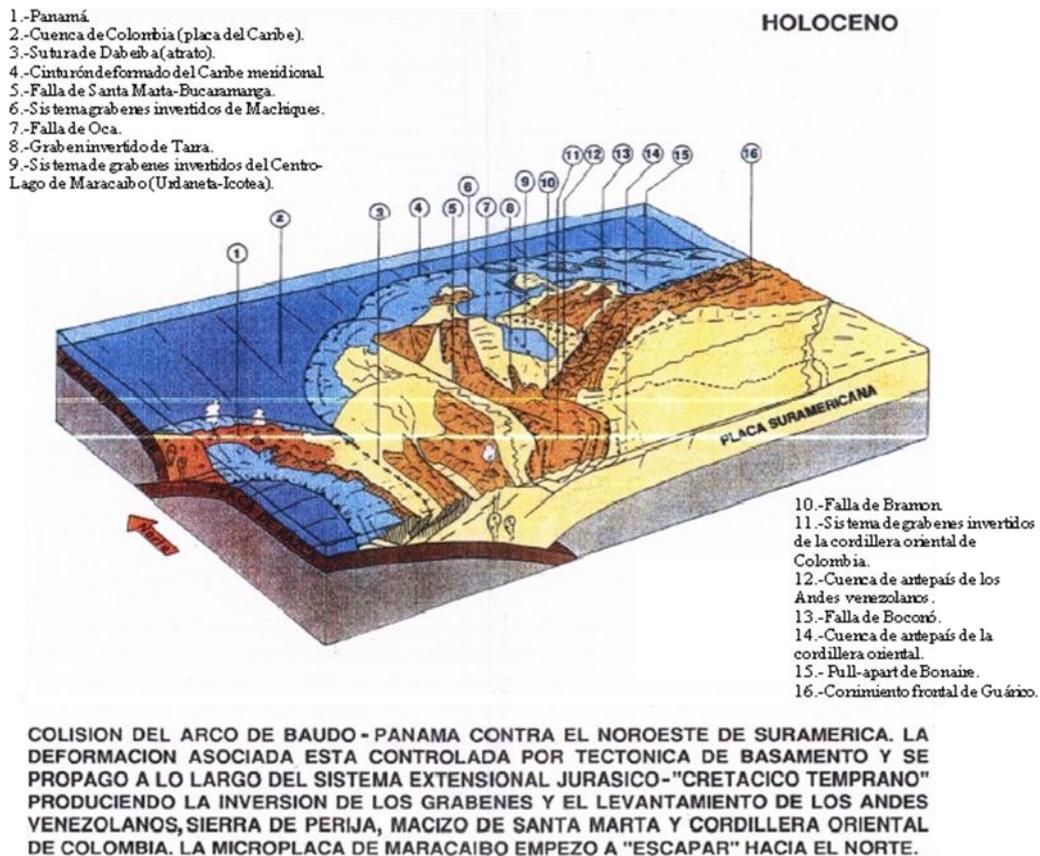


Fig 2.9. Colisión del arco de Panamá contra la esquina noroccidental de Suramérica, los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá adquirieron su morfología actual y transcurren a lo largo de la falla de Boconó y el escape de la microplaca de Maracaibo hacia el Norte. Tomado de De Toni et al. (1994).

### 2.3 Flanco Norandino.

La porción del flanco Norandino que se estudia en el presente trabajo posee un área de  $20,77 \times 10^3 \text{Km}^2$  y está constituida principalmente por los Andes de Mérida y Trujillo, el pie de monte norte y parte del Lago de Maracaibo. Está delimitada por la localidad de Mene Grande en el Edo. Zulia como límite norte, al nor-este por la localidad de Sabana Grande en el estado Trujillo, al sur-este el poblado de Barinitas, en el estado Barinas, y al sur-oeste el poblado de la Azulita en el Edo. Mérida (Ver figura 1.2).

En el flanco, se reconocen dos provincias tectónicas principales: 1.- El monoclinal del frente de montañas y 2.- La Antefosa Andina (De Toni et al., 1994).

El mapa geológico regional del área (fig. 2.10), indica que el flanco norandino representa un complejo ígneo-metamórfico Precámbrico-Paleozoico parcialmente cubierto por un cinturón de sedimentos Mesozoicos y Cenozoicos. Estos sedimentos han sido deformados y plegados mesoscópicamente como una estructura monoclinal que buza hacia el norte-noroeste con valores que varían entre 10° y 80° (De Toni et al., 1994).

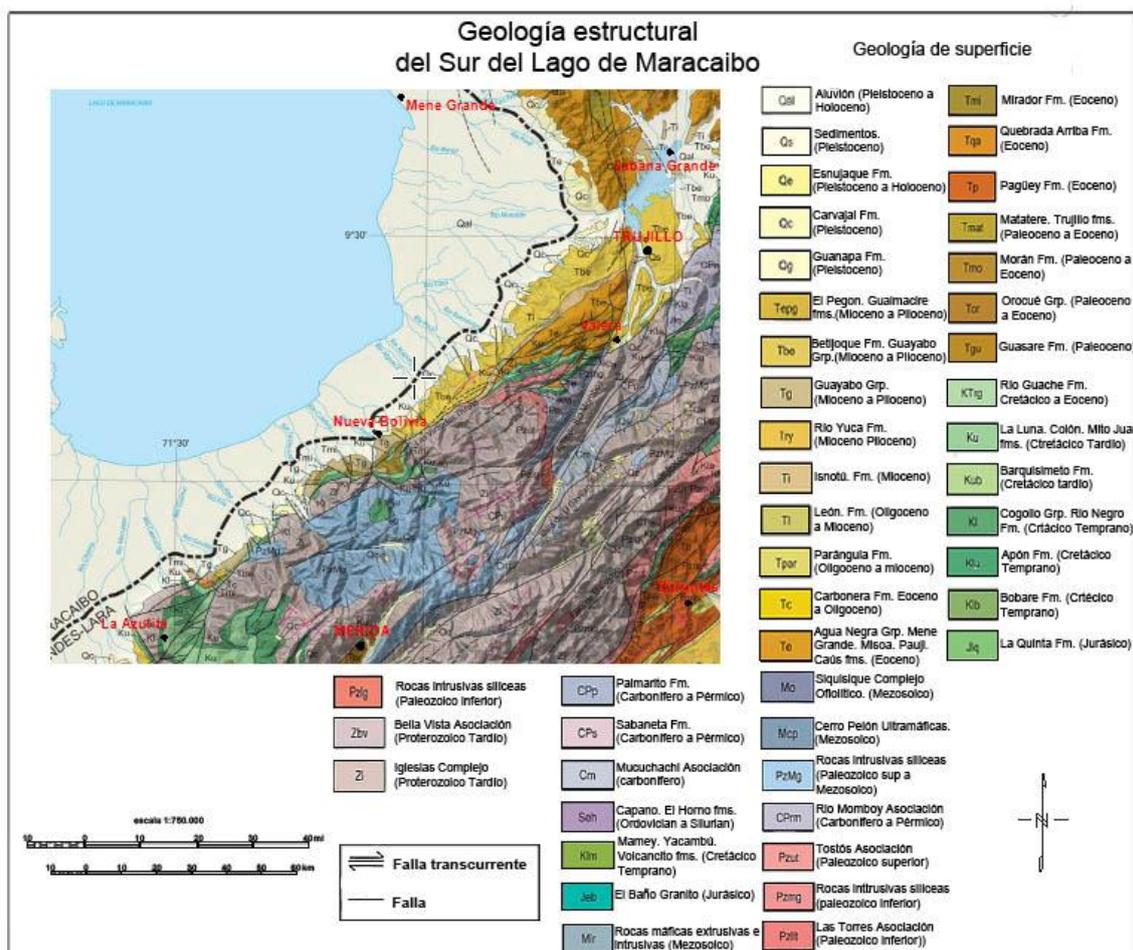


Figura 2.10. Mapa geológico del flanco norandino. Modificado de Hackley et al. (2006).

Adyacentemente al flanco se localiza la antefosa andina. Estructuralmente es una cuenca asimétrica con su parte más profunda contigua al frente de deformación y orientada paralelamente al alineamiento andino. La cuenca contiene aproximadamente

10Km de sección estratigráfica de edad Cretácica-Terciaria, de los cuales unos 7Km corresponden con sedimentos molásicos de edad Mioceno-Pleistoceno provenientes de la erosión del levantamiento andino. El relieve estructural a nivel de basamento entre la antifosa y el flanco excede los 12Km (De Toni et al., 1994).

### **2.3.1 Estilos Estructurales.**

El monoclin al representa el frente de deformación de la cadena y su complicación estructural está directamente relacionada por la tectónica profunda del basamento. Existen dos estilos estructurales diferentes en el sistema (De Toni et al., 1994).

En el sector suroccidental del flanco (entre La Fría y El Vigía), el basamento andino ha sido emplazado e imbricado hacia el noroeste a lo largo de una superficie de despegue o corrimiento ciego localizado dentro de las lutitas de la Formación Colón del Cretácico Superior. En sismica, reflexiones profundas discontinuas y sub-horizontales (entre 3 y 5 segundos) que se localizan por debajo del monoclin al, se interpretan como unidades del Cretácico Medio e Inferior no involucradas en la deformación del frente de la cadena (figuras 2.13 y 2.14). El acortamiento producido por el transporte tectónico del basamento, se propaga y se transfiere en un retrocorrimiento dentro de las lutitas de la Formación Colón. La deformación del basamento se desacopla y se compensa dentro de esta unidad lutítica, produciendo disarmonía estructural y deformación pasiva de la pila sedimentaria suprayacente. La configuración estructural resultante, es una cuña tectónica que es descrita en frentes de deformación de otros orógenos como zona triangular o zona delta. Interpretaciones de perfiles sísmicos de este sector, requieren la existencia de una rampa de despegue regional al sur del frente de deformación (De Toni et al., 1994).

En el sector medio y nororiental del flanco, el basamento es transportado directamente sobre unidades del Terciario (figuras 2.15, 2.16 y 2.17). Tal como se observa en secciones sísmicas, los corrimientos ponen en contacto basamento Precámbrico-Paleozoico directamente sobre sedimentos Miocenos (figuras 2.15 y 2.16). Los corrimientos ciegos transfieren el acortamiento de las estructuras profundas en retrocorrimientos dentro de la cobertura miocena y eocena (figuras 2.17 y 2.18) (De Toni et al., 1994).

En el extremo más meridional del flanco, cercano a los límites con Colombia, la configuración estructural del frente de montaña se complica y difiere del resto del sistema. La complicación estructural está relacionada por la interferencia entre los dominios tectónicos de la Cordillera Oriental, Macizo de Santander y Andes Venezolanos. La complicación tectónica se acentúa adicionalmente por la existencia de una zona de transferencia que divide el cambio de vergencia entre la Cordillera oriental de Colombia (vergenza sur-sureste) y los Andes Venezolanos (vergenza nortenoeste) (De Toni et al., 1994).

### **2.3.2 Edades de deformación.**

Prácticamente en todo el flanco nor-andino existe una discordancia regional intra-molasica. Esta discordancia indica la existencia de por lo menos dos ciclos importantes de sedimentación continental separados por un periodo de interrupción tectónica (De Toni et al., 1994).

El primer ciclo aflora en el flanco y está representado por las unidades de edad Mioceno del Grupo Guayabo (Formaciones El Palmar, Isnotú y betijoque). El segundo ciclo no aflora y se adelgaza discordantemente sobre el primer ciclo en el frente del orógeno. Este segundo ciclo estaría representado por sedimentos de edad Plioceno-Pleistoceno-Holoceno (De Toni et al., 1994).

El primer ciclo de molasa incrementa su espesor hacia el sur (figuras 2.12, 2.13 y 2.17). Esta geometría sugiere la existencia de una zona subsidente (primera antefosa andina) con su parte más profunda ubicada al sur del flanco nor-andino actual. La fuente de estos sedimentos podría corresponder a un primer levantamiento andino que se inició al menos durante el Mioceno Temprano (De Toni et al., 1994).

La discordancia que separa ambas molasas marca el comienzo de la deformación del monoclinial del frente nor-andino actual así como el levantamiento principal de la cordillera (Plioceno-Holoceno). El acuñaamiento y plegamiento de las reflexiones del segundo ciclo de molasas en contra de la discordancia indican el crecimiento estructural del sistema (De Toni et al., 1994).

La geometría de los depósitos sinorogénicos y sus relaciones tectónicas con la deformación del basamento andino, evidencian que las fallas en el sistema no siempre se presentan en secuencia. Los corrimientos de Las Virtudes (ubicada en la localidad de Las Virtudes Edo. Mérida) y de Mesa Bolívar ponen en contacto basamento ígneo-

metamórfico Paleozoico directamente sobre sedimentos miocenos, lo que implica que la actividad de estas fallas corresponde con la última deformación tectónica. En la figura 2.11, se muestra de manera esquemática conceptual la posible evolución de estas estructuras en el flanco nor-andino. La falla inversa de ángulo alto que corta a la cuña tectónica podría corresponder con los corrimientos antes mencionados (De Toni et al., 1994).

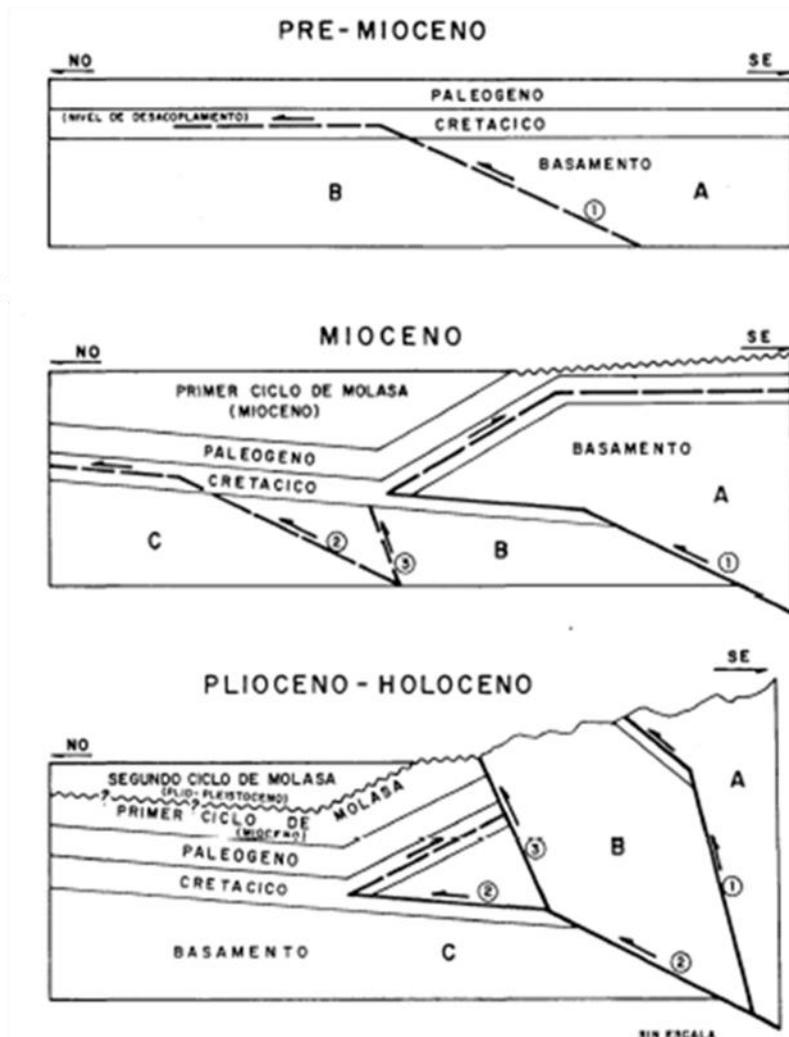


Figura 2.11. Modelo esquemático conceptual que ilustra la evolución de los ciclos de molasa y del monoclin del flanco norandino, desde el Mioceno hasta el plioceno-Holoceno. Los números indican el orden secuencial en la actividad de las fallas. Tomado de De Toni et al. (1994).

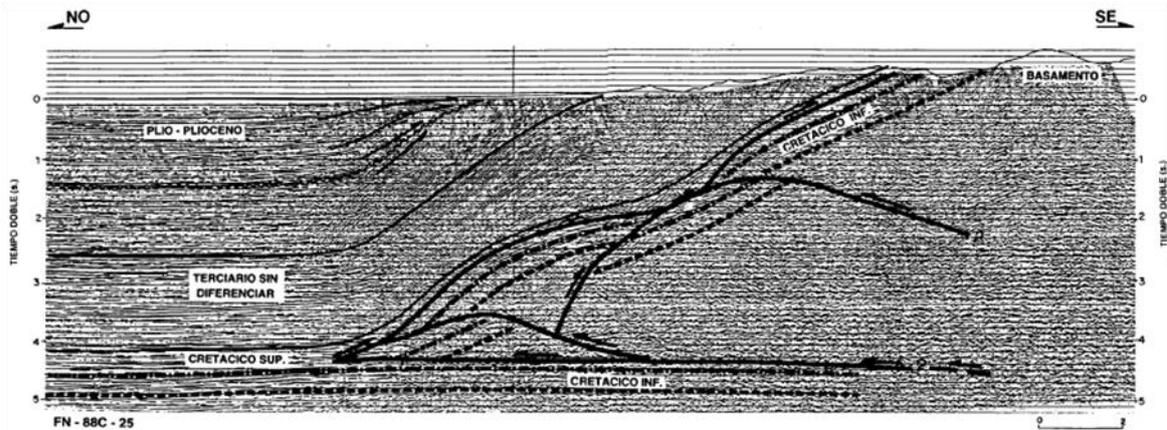


Fig 2.12. Línea FN-88C-25 interpretada. Al sur de la sección sísmica, se observa entre 0 y 4 segundos de profundidad, una serie de reflexiones continuas ligeramente deformadas que buzcan hacia el nor-este. Estas reflexiones confirman la extensión ininterrumpida de una estructura monoclinial en profundidad. La configuración geométrica de estas reflexiones, implica la existencia de una cuña tectónica de basamento que parece estar desacoplada dentro de las lutitas del Cretácico Superior. (Formación Colón). Mecánicamente estas lutitas actúan como una zona de retrocizalla regional con deformación disarmónica y flujo dúctil de esta unidad litológica. La retrocizalla se representa visualmente dentro de las secciones como un retrocorrimento. La configuración estructural de la cuña se complica por la existencia de corrimientos menores dentro del basamento. El acúñamiento de las reflexiones del Plioceno-Pleistoceno en contra de la discordancia neógena localizada en el frente del monoclinial, evidencia la historia de crecimiento estructural andino. Tomado de De Toni et al. (1994).

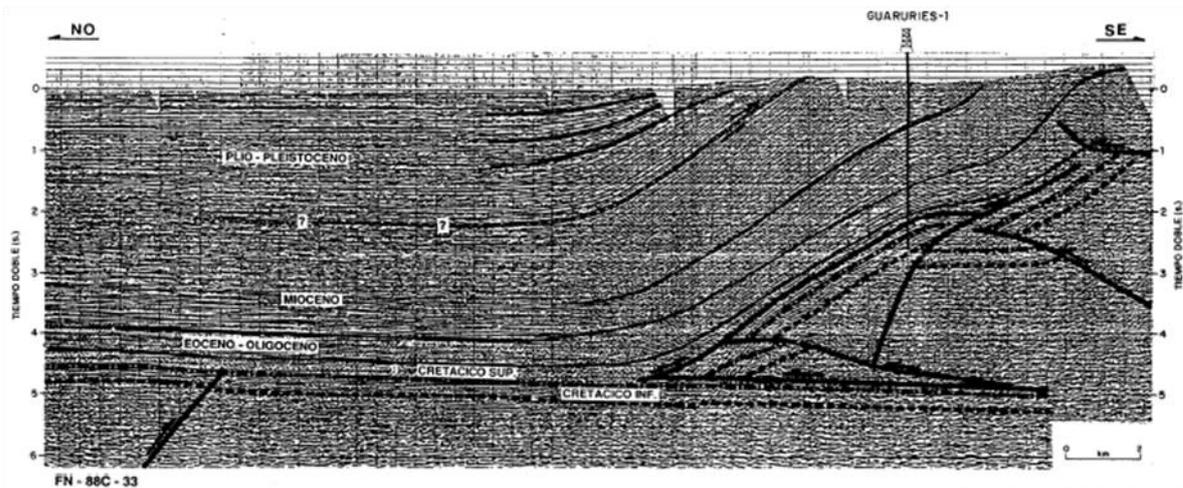
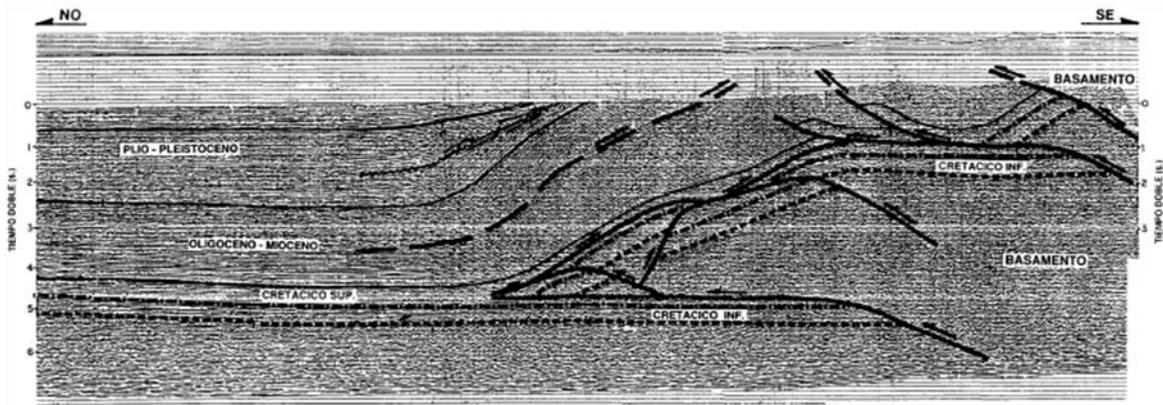


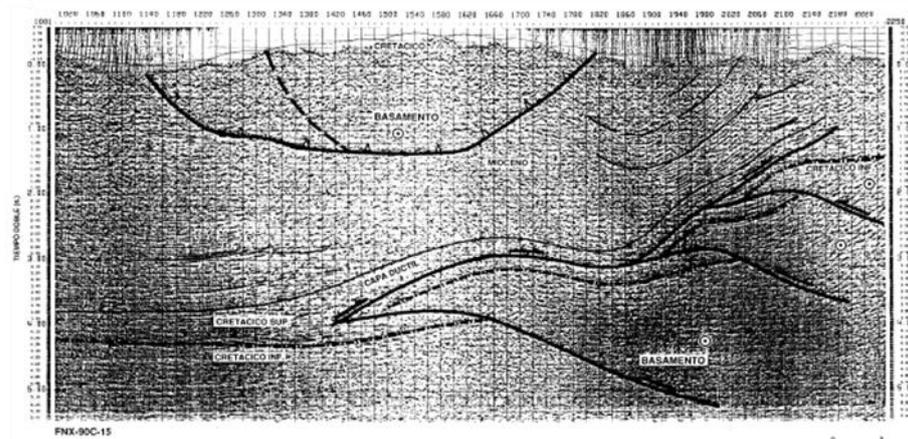
Fig 2.13. Línea sísmica FN-88C-33 interpretada. En la parte media del perfil y entre 4 y 5 segundos de profundidad, destacan reflexiones sub-horizontales por debajo del monoclinial. Estas reflexiones corresponden con las unidades del Cretácico Medio e Inferior que no están involucradas dentro de la deformación del monoclinial. Las lutitas del Cretácico Superior (Fm. Colón) se comportan como un nivel dúctil el cual mecánicamente transfiere el acortamiento del sistema en un retrocorrimento. La estructura del Guaruríes parece representar un retrocorrimento menor dentro de la cuña de basamento que está transportada hacia el norte. La sección del Mioceno se engrosa progresivamente hacia el sur de la sección. Tomado de De Toni et al. (1994).





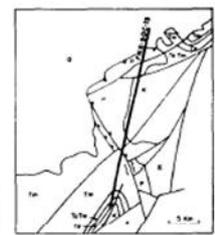
FN - 88C - 35

Fig 2.14. Línea sísmica FN-88C-35 interpretada. En el sector central y meridional de la sección sísmica se interpreta cabalgamientos imbricados de basamento desacoplados dentro del nivel dúctil de las lutitas del Cretácico Superior de la Formación Colón. Reflexiones subhorizontales entre 4 y 5 segundos de profundidad en la parte central del perfil, podrían corresponder con las unidades del Cretácico Inferior que infrayacen al despegue principal de la cuña andina. La progradación de sedimentos plio-pleistoceno en contra de la discordancia, evidencia el crecimiento estructural del flanco. Un posible despegue tectónico con transporte sur-sureste localizado dentro de la cobertura miocena, explica la complicada configuración estructural del monoclinal. Tomado de De Toni et al. (1994).



FNX-90C-15

Fig 2.15. Línea sísmica FNX-90C-15 interpretada. La sección sísmica corta oblicuamente un bloque de basamento conocido como el Macizo de Avispa. La interpretación muestra la rampa lateral asociada al corrimiento que emplaza el basamento andino directamente sobre sedimentos de edad Mioceno. Mas profundo dentro de la sección (entre 2 y 4 segundos), se interpretaron las rampas laterales de una imbricación de al menos tres corrimientos ciegos con basamento involucrado. Tomado de De Toni et al. (1994).



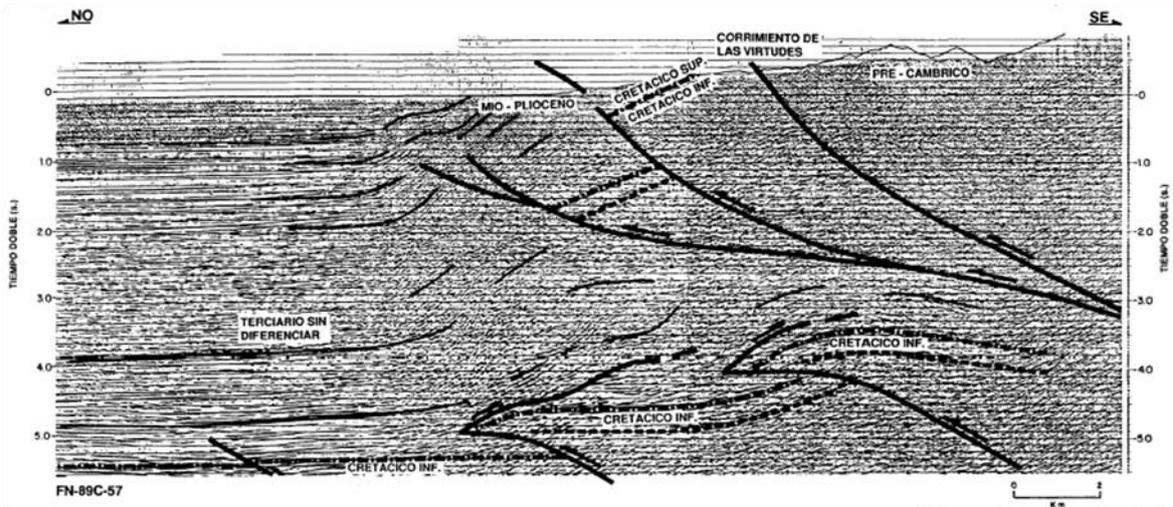


Fig 2.16. Línea FN-89C-57 interpretada. Esta sección sísmica muestra un estilo estructural muy diferente al que se interpreta entre el sector La Fria y El Vigía. Tal como se describió en la figura 2.15, el basamento ígneo-metamórfico Precámbrico-Paleozoico está cabalgado directamente sobre sedimentos miocenos. Esta configuración estructural implica que los corrimientos no se propagaron en la dirección del transporte tectónico. Tomado de De Toni et al. (1994).

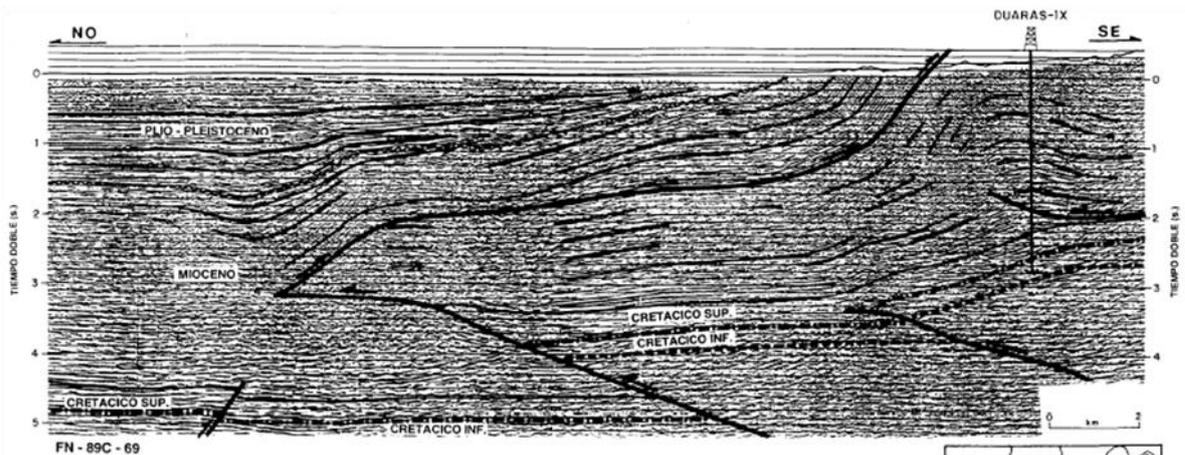


Fig 2.17. Línea FN-89C-69 interpretada. En la sección se observa que en la zona triangular asociada al frente de deformación del cabalgamiento andino, se desarrolla dentro del Terciario. La estructura donde el pozo Duaras fue perforado, corresponde con un pliegue de propagación de la falla ("fault-propagation fold"). La cuña sedimentaria del plio-pleistoceno que converge contra la discordancia registra el episodio más joven y más importante del levantamiento andino. La secuencia miocena se engrosa progresivamente hacia el sureste mientras que la plio-pleistocena se engrosa en sentido contrario. Tomado de De Toni et al. (1994).



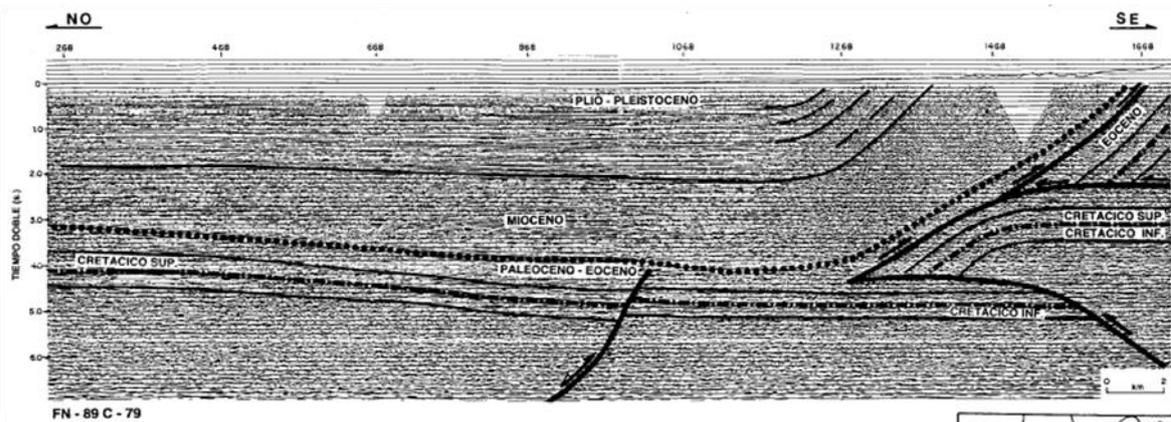


Fig 2.18. Línea FN-89C-79 interpretada. En el sector suroriental del perfil y entre 1 y 3 segundos de profundidad, se evidencia un cambio en el buzamiento de las reflexiones del monoclinas. Esta marcada diferencia de buzamiento se explica por el desarrollo tectónico del basamento en forma de un duplex dentro de las unidades del Eoceno temprano. El acortamiento producido por el duplex se transfiere en un retrocorrimiento dentro de las mismas unidades eocenas. En la parte media del perfil (entre 4 y 5 segundos de profundidad) se interpreta un graben eoceno invertido. El plegamiento de la discordancia paleógena y de las reflexiones miocenas, indican que la estructura fue invertida en el Neógeno. Tomado de De Toni et al. (1994).



## 2.4 Región de Las Virtudes.

Con la finalidad de ahondar un poco más acerca de la estratigrafía y el marco geológico estructural local y somero, en el flanco Norandino, la región de las Virtudes que se encuentra dentro del área de estudio, fue considerada como una zona de interés especial, ya que la estratigrafía y geología en esta sector se encuentra muy bien descrita, gracias a numerosos trabajos realizados de geología de campo, bioestratigráficos, líneas sísmicas y pozos perforados (ver figura 2.19).

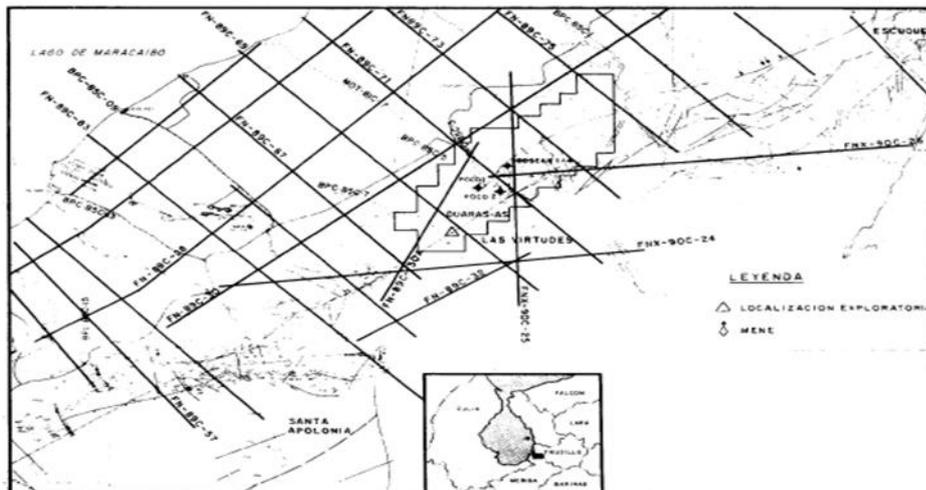


Fig 2.19. Ubicación de la región de Las Virtudes, pozos perforados (Duaras-As, Poco 1, Poco 2 y Boscan), menes y líneas sísmicas. Tomado de Maraven (1990).

Las Virtudes es una localidad del Edo. Mérida. Se encuentra ubicado al sur-este de la población de Caja Seca en el piedemonte de la Serranía de la Culata de los Andes venezolanos, en el flanco Norandino (ver figura 2.19) (Maraven, 1990).

#### **2.4.1 Estratigrafía.**

La columna estratigráfica de la región de Las Virtudes posee un espesor total de aproximadamente 6599m en la antefosa andina al norte del piedemonte andino, y está constituida por sedimentos que varían de edad desde Cretácico Inferior hasta Cuaternario, depositados sobre Basamento metamórfico del Paleozoico Superior (tabla 2.1) (Maraven, 1990).

La caracterización de la columna ha sido efectuada en base a información en estudios de superficie (Salvador 1946, Renz 1951, Sharp 1951, Rollins 1953, Loser 1954, Szenk 1968, Canelón et al. 1972, Useche 1972, Galea et al. 1989). Igualmente se dispone de datos de pozos perforados en el área (figura 2.19) así como revisiones bioestratigráficas de los mismos (Pittelli, 1983 y Velasquez, 1989) y de superficie (Lorente, 1988). Adicionalmente se ha correlacionado la información de superficie con datos de líneas sísmicas grabadas en la zona, tanto para determinación de espesores como para análisis secuencial de la columna (Maraven, 1990).

La correlación lateral de la columna sedimentaria a lo largo del flanco, se ve afectada por la disminución de los espesores hacia el sur-este de las unidades cretácicas y del Terciario Inferior. Además existe dispersión de los afloramientos presentes y un fuerte fallamiento inverso en la zona. Por otra parte, la correlación estratigráficas en las líneas sísmicas es necesariamente general y limitada al Terciario (Maraven, 1990).

##### **2.4.1.1 Cretácico.**

La sedimentación se inició a finales del Cretácico Inferior con la depositación de calizas areniscas de la Formación Peñas Altas en ambiente de plataforma somera bajo régimen transgresivo, sobre la cual se encuentran lutitas y calizas marinas de la Formación La Luna. El máximo transgresivo se alcanza en el Campaniense (91 mA) y es marcado en el área por unidad fosfático-glauconítica de Tres Esquinas, la cual constituye la “sección condensada” (Maraven, 1990).

Durante el Cretácico Superior se depositan lutitas marinas de la Formación Colón bajo régimen regresivo. Se considera que esta unidad se encuentra parcialmente erosionada y en contacto discordante con areniscas eocenas de Misoa (Maraven, 1990).

#### **2.4.1.2 Terciario Inferior.**

Se estima que durante el Paleoceno se depositó una secuencia que en la región de Las Virtudes fue erosionada bajo influencia de un levantamiento ocurrido a fines del mismo. Al sur-oeste del área han sido reportadas secciones Paleocenas delgadas, localizándose en afloramientos mal expuestos y dispersos. En la antefosa, el análisis secuencial indica una posible transgresión paleocena de espesores irregulares (Maraven, 1990).

La Formación Misoa constituye una unidad esencialmente arenosa, depositada bajo régimen transgresivo, en ambientes posiblemente costero, de edad Eoceno Medio (Maraven, 1990).

Sobre ella y en contacto concordante está la Formación Caús del Eoceno Medio, constituida por limolitas y calizas depositadas en ambiente costero, posiblemente bajo la influencia de fluctuaciones dentro del mismo ciclo transgresivo, el cual continua en el Eoceno Medio (parte superior) con la depositación de las lutitas marinas de la Formación Paují, de extensión regional (Maraven, 1990).

#### **2.4.1.3 Terciario Superior.**

La ausencia de sedimentos del Eoceno Superior y Oligoceno en el área se atribuye al levantamiento que afectó el sur-este de la Cuenca de Maracaibo en dicho lapso (Maraven, 1990). Por encima de las lutitas de Paují y en contacto discordante se encuentra una espesa secuencia de areniscas y lutitas, depositadas durante el Mioceno y el Plioceno (Maraven, 1990).

La base de esta secuencia ha sido datada en base a estudios palinológicos como Mioceno Inferior, posiblemente depositada bajo régimen transgresivo; su espesor es considerablemente reducido en comparación con el resto de la sección, la cual se supone depositada bajo regresión general, interrumpida por breves episodios transgresivos (Maraven, 1990).

La porción superior de la columna no aflora en el piedemonte y se extiende bajo aluviones recientes en la llanura. Conforman un paquete conspicuo de reflectores sísmicos acuñados contra la cordillera, los cuales identifican abanicos aluviales

imbricados, probablemente depositados en el piedemonte bajo la influencia del levantamiento Plioceno de la cadena montañosa (Maraven, 1990).

#### **2.4.2 Rasgos estructurales.**

El estilo estructural del Flanco Norandino se encuentra vinculado a eventos compresivos que dan lugar al levantamiento de los Andes venezolanos durante el Mioceno y Plioceno (Maraven, 1990).

En la región de Las Virtudes, el principal rasgo estructural lo constituye la falla de corrimiento de Las Virtudes, de rumbo suroeste-noreste y buzamiento de bajo ángulo hacia la montaña. El corrimiento alcanza su máximo desplazamiento horizontal en la región de Las Virtudes, donde pone en contacto el basamento con sedimentos Miocenos. Hacia el sur-oeste, pierde intensidad cerca de la localidad de Torondoy, donde la columna cretácica descansa sobre basamento, al igual que en Monte Carmelo hacia el nor-este, en el Río Mimbos (Maraven, 1990).

El prospecto de Duaras-1X (ver figura 2.19) se encuentra en el flanco nor-este de una estructura anticlinal a nivel del reflector sísmico correspondiente al tope de las calizas cretácicas; graficadas en superficie con nombre de anticlinal de Boscán, su plano axial se extiende en dirección SSE-NNE, diagonal al rumbo de la cordillera (noreste-suroeste) y sus flancos muestran buzamientos suaves ( $5^{\circ}$  a  $10^{\circ}$ ) (Maraven, 1990).

La estructura así definida se extiende hacia el sur-este bajo el corrimiento y al nor-este hacia el piedemonte; se considera que su cierre está controlado por fallas hacia la cuenca y contra el basamento bajo la montaña (Maraven, 1990).

El hecho de que los rumbos del anticlinal cónico y del corrimiento sean divergentes, justifica un movimiento transcurrente en la zona de corrimiento (Maraven, 1990).

Por otra parte, el vértice de la cuña de aluviones (Plioceno) depositada a lo largo del flanco andino contra el piedemonte se encuentra deformada en la región de Las Virtudes, lo cual sugiere que las estructuras locales alcanzaron su configuración actual más tarde que en Onia, donde la cuña no está deformada y se estima que la estructuración se produjo en el Plioceno (Maraven, 1990).

**Tabla I**  
**Datos Estratigráficos para el área Pocó-Las Virtudes**

Formación	Litología	Edad	Ambiente	Esesor	Referencias (Esesor)
Sedimentos Recientes	Conglomerados muy gruesos, poco consolidados	Pleistoceno	Continental	100 m	...
Betijoque/Isnotú	Conglomerados, areniscas, arcillas limosas moteadas	Mioceno Tardío a Mioceno Medio	Fluvial	3323 m 3950 m 4800 m 5860 m 3048 m 3003 m 2000 m	Szenk, 1968 en Pocó 2X Rollins, 1953 en río Vieho Rollins, 1953 en río Buena Vista Salvador, 1946 área Pocó Steinhold, 1968 en Pocó 2X Propuesto en Duarac-AS LIMA SIS m FN 89C-69
Palmar	Areniscas finas a conglomeráticas, grises, lutitas carbonosas y arcillas moteadas	Mioceno Temprano	Llanura costera	636 m 665 m 665 m 583 m 583 m 715 m	Szenk, 1968 en Pocó 2X Rollins, 1953 en río Cauz Rollins, 1953 en río Buena Vista Steinhold, 1968 en Pocó 2X Propuesto en Duarac-AS LIMA SIS m FN 89C-69
Pauji	Lutitas grises masivas con concreciones ferruginosas	Eoceno Medio parte superior	Marino profundo	80 m 410 m 190 m 616 m 316 m 316 m 225 m	Szenk, 1968 en Pocó 2X Salvador, 1946 en área Pocó Rollins, 1953 en río Cauz Rollins, 1953 en río Buena Vista Steinhold, 1968 en Pocó 2X Propuesto en Duarac-AS LIMA SIS m FN 89C-69
Caix	Intercalaciones de areniscas calcáreas, calizas fosilíferas y lutitas arenosas	Eoceno Medio	Plataforma somera	100 m 80 m 100 m 180 m 62 m	Szenk, 1968 en Pocó 2X Rollins, 1953 en río Cauz Steinhold, 1968 en Pocó 2X Propuesto en Duarac-AS LIMA SIS m FN 89C-69
Misca	Areniscas masivas, de grano medio a grueso, intercalaciones de lutitas grises y carbón	Eoceno Medio	Marino costero a deltáico	220 m 200 m 120 m 1300 m 710 m 300 m 760 m 303 m 220 m	Sharp, 1951 en Playa Grande Caneón et al, en Caja Seca En Pocó 2X, incompleto Rollins, 1953 en Boquerón Rollins, 1953 en Quebrada Blanca Rollins, 1953 en río Buena Vista Salvador, 1946 en el área Pocó Propuesto en Duarac-AS LIMA SIS m FN 89C-69
Colón	Lutitas masivas, gris oscuro a negro	Cretácico Superior Maestrichtiense	Marino profundo	220 m 120 m 425 m a 450 m 450 m a 500 m 480 m 300 m	Sharp, 1951 en Playa Grande García, 1950 en Torondoy Rollins, 1953 en el área Salvador, 1946 en el área Propuesto en Duarac-AS LIMA SIS m FN 89C-69
La Luna	Lutitas y calizas negras muy duras, capas de chert	Cretácico Superior Santoniense a Campaniense	Marino profundo restringido	180 m 120 m 120 m a 130 m 189 m 160 m	García et al, 1980 en Torondoy Sharp, 1951 en Playa Grande Rollins, 1953 en el área Propuesto en Duarac-AS LIMA SIS m FN 89C-69
Peñas Altas	Areniscas de grano grueso a conglomerático, intercaladas con lutitas y calizas	Cretácico Superior	Plataforma somera y Bahura costera	200 m 180 m 150 m 150 m 202 m 107 m	García, 1980 en Torondoy Sharp, 1951 en Playa Grande Renz, 1954 en río Mimbos Rollins, 1953 en el área Propuesto en Duarac-AS LIMA SIS m FN 89C-69
Basamento	Esquistos, litas pegmatitas y granitos	Paleozoico Superior	...	...	...

Realizado por: Mariela Stredel y Rosina Pittelli.

Tabla 2.1. Datos estratigráficos del área Pocó Las Virtudes. Tomado de Maraven (1990).

## **Capítulo III**

### **Marco teórico**

A continuación se muestran todos los principios, leyes físicas y definiciones en el que se basa el método gravimétrico, tales como la Ley de Gravitación Universal, las distintas formas y causas por las que el campo gravimétrico varía sobre la Tierra. Las distintas correcciones que se deben realizar para reducir o eliminar los efectos y variaciones del campo que no dependan de la geología del área. Entre estas están la corrección por deriva, la corrección de aire libre, la de Bouguer y la corrección topográfica. Para la corrección topográfica se han desarrollado numerosas técnicas y métodos computarizados, que reducen considerablemente el tiempo de cálculo que se invertiría al aplicar métodos o técnicas como la de Hammer (1939). En el presente capítulo se describen y explican algunas de estas técnicas que además tienen como base el uso de modelos de elevación digital (DEMs).

Adicionalmente en este capítulo se describen las distintas maneras de representar los valores de anomalía de Bouguer (resultados de las correcciones mencionadas en el párrafo anterior), a través de perfiles y mapas, así como dos de las técnicas de interpolación más usadas al generar mapas con datos potenciales, como son el método de Kriging y mínima curvatura.

Finalmente se describen los métodos usados para realizar la interpretación de los mapas o perfiles de anomalía de Bouguer, como lo es la separación regional-residual, los métodos cualitativos (derivadas direccionales y señal analítica) y los métodos cuantitativos (inversión 2D y deconvolución de Euler) que serán aplicados a los datos.

#### **3.1 Principios fundamentales de la gravimetría.**

Básicamente, el método de exploración gravimétrica mide las variaciones laterales de la atracción gravitatoria, que están asociadas a cambios de la densidad de la Tierra próximos a la superficie. Muchas estructuras geológicas interesantes dan lugar a deformaciones en la distribución normal de la densidad en el interior del suelo, que

originan en el campo gravitatorio terrestre anomalías que pueden servir de diagnostico, anomalías muy pequeñas en comparación con la atracción total de la Tierra (Parasnis, 1971).

La teoría de la prospección gravimétrica se ha desarrollado directamente de la segunda ley de Newton, que estipula que la fuerza gravitacional entre dos masas es proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de su separación. En coordenadas cartesianas, figura 3.1, la fuerza mutua entre una partícula de masa  $m$  centrada en el punto  $\vec{Q} = (x', y', z')$  y una partícula de masa  $m_0$  en  $\vec{P} = (x, y, z)$  es dado por:

$$\vec{F} = G \frac{mm_0}{r^2}, \quad (3.1)$$

donde

$$r = \sqrt{((x - x')^2 + (y - y')^2 + (z - z')^2)} \quad (3.2)$$

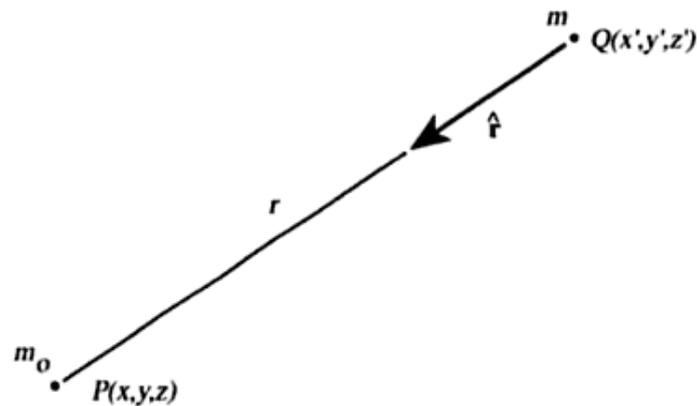


Fig 3.1. Fuerza de atracción gravitatoria entre dos masas, por convención el vector unitario  $\hat{r}$  es dirigido desde la fuente gravitacional situada en Q, hacia el punto de observación P. Tomado de Blakely (1996).

La letra G es la constante gravitacional de Newton, que en el sistema SI equivale a  $6,67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{Kg} \cdot \text{seg}^2$  y en cgs  $6,67 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{g} \cdot \text{seg}^2$ .

Si la masa  $m_0$  se toma como una partícula de prueba con magnitud unitaria, entonces al dividir la fuerza de gravedad por  $m_0$  se obtiene la atracción gravitatoria producida por una masa  $m$  medida desde la ubicación de la particular de prueba:

$$\vec{g}(P) = -G \frac{m}{r_2} \hat{r}, \quad (3.3)$$

donde  $\hat{r}$  es el vector unitario dirigido desde la masa  $m$  al punto de observación  $P$ . La atracción gravitacional o aceleración gravitacional en la literatura geofísica tiene unidades de Gal (de “Galileo”), siendo  $1\text{Gal} = 1\text{cm/s}^2$ , pero con mas frecuencia la atracción gravitacional es reportada en mGal, siendo  $1\text{mGal} = 10^{-3}\text{Gal} = 10^{-5}\text{m/s}^2$  (Blakely, 1996).

La aceleración de la gravedad puede determinarse por medio de un péndulo. Si un péndulo oscila sobre el arco ABC (figura 3.2), es evidente que cae a través de una altura  $h$  al ir desde A hasta B. Si se mide el tiempo  $T$  de una oscilación completa desde A hasta C y de regreso de C a A, la aceleración de la gravedad puede calcularse mediante la fórmula:

$$g = \frac{4\pi^2 l}{T^2}, \quad (3.4)$$

donde  $l$  es la longitud del péndulo. A pesar de su aparente sencillez, el experimento requiere la consideración de muchos detalles para poder obtener valores precisos de la gravedad (Dobrin, 1961).

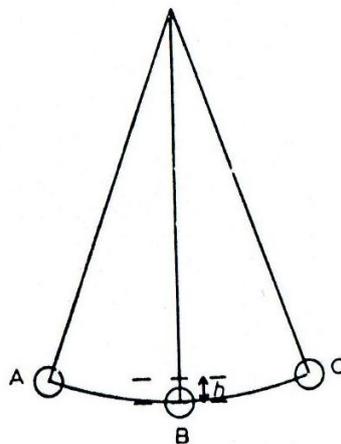


Fig 3.2. Péndulo en oscilación, principio de medida de la gravedad. Tomado de Dobrin (1961).

El péndulo oscilante proporciona el valor absoluto de la gravedad en cualquier lugar con cierta precisión, siempre y cuando el experimento se realiza con todo cuidado. En prospección geofísica no interesa tanto el valor absoluto de la gravedad, como sus variaciones dentro de una zona relativamente pequeña. Por consiguiente, es preferible medir la diferencia entre las gravedades de un punto de observación y alguna estación base fija, situada dentro de la zona. Tales mediciones se llaman mediciones relativas de gravedad (Dobrin, 1961).

La diferencia entre las gravedades de dos estaciones puede determinarse mucho más exactamente que la gravedad absoluta en cualquiera de ellas. Además, cada medición con péndulo requiere largo tiempo, y es engorrosa como operación habitual. Por esta razón, para las determinaciones relativas de la gravedad se utilizan otros instrumentos, denominados gravímetros, que son más rápidos y exactos (Dobrin, 1961).

Un gravímetro puede considerarse como una balanza de muelle extremadamente sensible, cuyas lecturas son esencialmente medidas de los desplazamientos de un peso, y deben multiplicarse por una constante de calibrado suministrado por el fabricante, a fin de obtener las diferencias de gravedad en miligales (Dobrin, 1961).

El valor de gravedad o atracción gravitatoria medida en un punto cualquiera de la superficie de la Tierra, se verá afectada por diversos factores, controlados por la geología, las mareas, el instrumento de medida, la latitud a la que se tome dicha medida, entre otros. Con la finalidad de quedarse única y exclusivamente con la componente del campo gravitatorio debida a la geología, es necesario realizar diversas correcciones a los valores de gravedad medidos.

### **3.1.1 Variaciones de la gravedad con el tiempo.**

Los instrumentos de medida de la gravedad para prospección geofísica son tan sensibles que responden a la atracción gravitatoria del Sol y de la Luna, y registran variaciones periódicas de esta atracción debidas a los movimientos de la Tierra con respecto a estos cuerpos. Las aguas de la Tierra, que carecen de rigidez, se levantan o bajan periódicamente obedeciendo a estas fuerzas; estos cambios son conocidos como mareas. La Tierra misma sufre la acción de estas fuerzas de marea, y como no es infinitamente rígida, su superficie sólida se deforma de la misma manera que la superficie libre del agua, aunque, por supuesto, no con la misma magnitud. Sin embargo, este movimiento origina cambios en la gravedad, pequeños pero medibles, ya

que la distancia al centro de la Tierra varía. La magnitud de la variación depende de la latitud, el día del mes y la época del año, pero el ciclo de marea no origina un cambio de gravedad mayor de 0,2 o 0,3 miligales (Parasnis, 1971).

Otro fenómeno que depende del tiempo, es lo que se conoce como deriva del instrumento. Cada instrumento para medir la gravedad (gravímetro), es considerado como una balanza de muelle extremadamente sensible, que en condiciones reales, se deforma con el uso a través del tiempo, debido a la fluencia elástica del mismo, y esto se ve reflejado en las medidas que el gravímetro arroja (Dobrin, 1961).

Las correcciones temporales deben deducirse a través de una serie de observaciones gravimétricas en una estación fija, dentro del área, para determinar este efecto. Existen dos métodos: uno es elaborar estados diarios de la variación de la intensidad de la gravedad en una estación fija, y corregir todas las lecturas de las estaciones móviles de acuerdo con aquellos estados. Otro método, más corriente, consiste en utilizar el mismo instrumento de medidas en el campo, volviendo a la misma estación de base con la frecuencia suficiente para que los efectos de las mareas terrestres queden incorporados a la curva de deriva. A partir de estos datos se realiza la curva de deriva, como la descrita en la figura 3.3 (Dobrin, 1961).

Con la ayuda de esta curva se realiza la corrección por deriva en cada estación, donde se han tomado medidas de gravedad. La idea es referenciar todas las medidas a la primera realizada en la estación base; esto se hace tomando el tiempo en el que se realizó la medida en cierta estación y el valor que según la gráfica corresponde al valor de gravedad, para restar este último al valor de gravedad tomado por primera vez en la estación base, este valor es la corrección por deriva. Luego este valor es sumado a la lectura tomada por el gravímetro si las pendientes de las curvas son negativas, si por el contrario las pendientes son positivas, como en la figura 3.3, se resta.

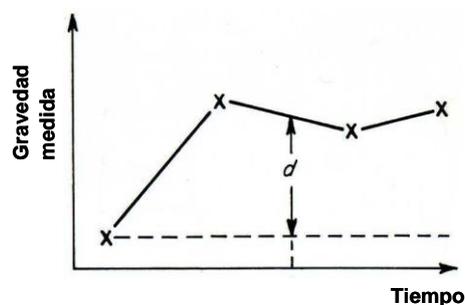


Fig 3.3. Curva de deriva. Los puntos marcados con x son las medidas de la estación base, nótese que entre cada medida se considera que el gravímetro tiene un comportamiento lineal. Tomado de Kearey & Brooks (1991).

### 3.1.2 Maneras de representar la Tierra.

Como la fuerza de gravedad varía de lugar en lugar sobre la tierra, las superficies equipotenciales que rodean la tierra son suaves pero irregulares. Una superficie equipotencial de particular interés es el geoide. **El geoide** es una superficie equipotencial descrita por el nivel del mar sin considerar los efectos de las corrientes oceánicas, el clima y las mareas. Y Bowie (1931) lo define como sigue: “bajo las áreas continentales la superficie del geoide coincidiría con la superficie del agua en canales estrechos al nivel del mar que se extendieran tierra adentro a través de los continentes”. La forma del geoide es influenciada por protuberancias creadas por excesos de masas (como montañas o cuerpos enterrados de alta densidad) y depresiones creadas por déficits de masas (como valles o cuerpos enterrados de baja densidad). Como el geoide es una superficie equipotencial, la fuerza de gravedad en cualquier punto sobre la superficie geoidal debe ser perpendicular a esta (Blakely, 1996).

Debido a la complejidad de las variaciones de internas de la densidad, es habitual referirse al geoide como una simple superficie suave. Por un acuerdo internacional, esta superficie es definida como una superficie esferoidal que envuelve a una Tierra uniformemente densa y en rotación. Las diferencias en altura entre este esferoide y el geoide son generalmente de unos 50mt y reflejan variaciones laterales del modelo de densidad uniforme. La forma de esta superficie de referencia fue calculada gracias a varias medidas en longitudes de arco a varias latitudes y desde los años 1600s se reconoce que es achatada en sus polos. De hecho, por la competencia entre la fuerzas de gravitación y la centrífuga, el esferoide se acerca bastante a la forma de un elipse de revolución (**elipsoide de revolución**). Esta forma matemática es descrita por solo dos parámetros, el radio ecuatorial  $a$  y el radio polar  $c$  (figura 3.4), y con frecuencia es expresado en términos del parámetro de achatamiento:

$$f = \frac{a - c}{a} \quad (3.5)$$

Para la Tierra el radio ecuatorial es  $a = 6378,388\text{Km}$  y el radio polar  $c = 6356,912\text{Km}$  (Blakely, 1996).

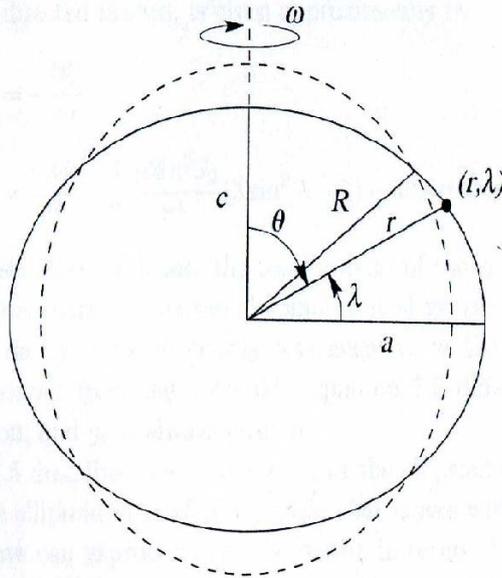


Fig 3.4. Parámetros que describen al elipsoide de referencia (elipsoide de revolución). Tomado de Blakely (1996).

La Tierra es parcialmente esférica, por supuesto, con un achatamiento de solo 1/298,257.

La fuerza de gravedad sobre la Tierra es debida tanto a la masa de la Tierra como a la fuerza centrífuga causada por su rotación. El potencial total del esferoide, por lo tanto, es la suma de su propio potencial gravitacional  $U_g$  y su potencial rotacional  $U_r$ ,

$$U = U_g + U_r, \quad (3.6)$$

donde

$$U_r = \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \lambda \quad (3.7)$$

$\omega$  es la velocidad angular, y  $\lambda$  es la latitud (Blakely, 1996).

Por su parte el potencial  $U_g$  es un armónico fuera del esferoide, y solo es determinado en cualquier parte fuera de él a través de sus valores sobre la superficie. Se puede demostrar (Blakely, 1996) que  $U_g$  sobre la superficie, es determinado completamente por  $f$ ,  $a$ , y la masa total de la Tierra. Por lo tanto, solo estos tres parámetros mas  $\omega$  son suficientes para conseguir el potencial total  $U$  del esferoide y por ende su valor de gravedad, en cualquier parte sobre o por encima de su superficie.

### 3.1.3 Variaciones de la gravedad con la latitud.

La variación regular de la gravedad terrestre con la latitud se debe a dos factores: la rotación de la Tierra y su desviación de la verdadera esfericidad. Los efectos de la rotación se pueden determinar acudiendo a las reglas que rigen la aceleración centrífuga de un cuerpo que gira. La forma de la Tierra interviene, puesto que sobre una Tierra no esférica, sino mas bien elipsoidal, la atracción es menor en los puntos mas alejados del centro (en el que se puede considerar que está concentrada la masa), que en los puntos más cercanos a él. En una Tierra achatada en los polos la atracción gravitatoria debe ser mayor en las regiones polares que en el ecuador. Además, la componente de la fuerza centrífuga que se opone a la gravedad es mayor en las proximidades del ecuador que en los polos. Ambos efectos sumados dan lugar a una atracción gravitatoria, en el ecuador, aproximadamente 10000 miligales menor que en una latitud de 90° (Parasnis, 1971). Este efecto es corregido a través del cálculo de la gravedad teórica, la cual es restada al valor de gravedad observada.

La gravedad teórica es descrita por la ecuación:

$$g_i = g_e (1 + \alpha \text{sen}^2 \lambda + \beta \text{sen}^2 2\lambda), \quad (3.8)$$

Donde  $g_e$  es la atracción ecuatorial del elipsoide,  $\lambda$  es la latitud y  $\alpha$  y  $\beta$  dependen solo de la masa total  $M$ , el parámetro de achatamiento  $f$ , la velocidad angular  $\omega$  y el radio ecuatorial de la tierra  $a$ . Esta ecuación calcula entonces la gravedad total en un punto sobre un elipsoide de revolución sin considerar su densidad.

El elipsoide es definido y refinado por acuerdos internacionales de la Asociación internacional de geodesia o la International Association of Geodesy (IAG), siendo el ultimo calculado en 1980.

$$g_i = 978032,7(1 + 0,0053024 \text{sen}^2 \lambda - 0,0000058 \text{sen}^2 2\lambda) \text{ mGal} \quad (3.9)$$

### 3.1.4 Variaciones de la gravedad con la altitud.

Los efectos de la elevación sobre o por debajo del nivel del mar o geoide son corregidos sumando o restando, según el caso, (dependiendo de si las medidas se realizan por encima o por debajo del nivel del geoide) la corrección de aire libre.

#### 3.1.4.1 Corrección de Aire Libre.

Las medidas de gravedad sobre la superficie, deben ser ajustadas por la elevación por encima o por debajo del nivel de referencia a las que estas se toman, con la finalidad de llevar todas las medidas a un mismo nivel o superficie equipotencial (geoide). Siendo  $g(r)$  la atracción de la gravedad sobre el geoide. El valor de gravedad a una pequeña distancia  $h$  sobre el geoide es dado por la siguiente expansión de Taylor,

$$g(r+h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots \quad (3.10)$$

Despreciando los términos de tercer orden en adelante, asumiendo que la Tierra es uniforme y esférica, entonces  $g(r) = -G \frac{M}{r^2}$ , y despejando  $g(r)$ :

$$g(r) = g(r+h) - \frac{2g(r)}{r} h, \quad (3.11)$$

sustituyendo los valores de  $g$  y  $r$  al nivel del mar, se obtiene la corrección de aire libre, representada por:

$$g_{fa} = 0,3086 h \text{ mGal} \quad (3.12)$$

Esta corrección se conoce como corrección de aire libre porque solo se necesitan ajustes de elevación, sin importar las masas existentes entre el punto de observación y el nivel del mar o nivel de referencia (Blakely, 1996).

Debido a que con esta corrección se busca “llevar” todas las medidas de gravedad al nivel del geoide, el valor de corrección de aire libre se le suma al valor de

gravedad observada si el punto de observación está por encima del nivel del mar, ya que al estar más alejados del centro de la Tierra el valor de gravedad disminuye y se resta si está por debajo ya que el valor de gravedad aumenta.

### **3.1.5 Variaciones de la gravedad con la densidad.**

Los volúmenes de masa que se encuentran alrededor del cuerpo que se está estudiando, afectan las medidas de la gravedad generada por este. Este efecto es tomado en cuenta a través de la corrección de Bouguer y Topográfica.

#### **3.1.5.1 Corrección de Bouguer.**

La corrección con la losa de Bouguer elimina el efecto de la masa de roca ubicada entre el nivel de referencia y la estación donde se realiza la medida. La masa de roca ejerce una atracción gravitatoria extra en una estación de observación situada a una altura mayor que en una estación situada al nivel del mar. El incremento esperado de la atracción gravitatoria debido a las rocas ubicadas entre el nivel del mar y el nivel de la estación de observación a menudo puede modelarse utilizando una losa horizontal de dimensiones infinitas y de densidad uniforme, cuyo piso coincide con el nivel del mar y cuyo techo está al nivel de la estación de observación (Dobrin, 1961). La atracción de una losa infinita es descrita por:

$$g_b = 2\pi G\rho h = 0,04192 \rho h \text{ mGal}, \quad (3.13)$$

siendo  $\rho$  la densidad escogida para la losa y  $h$  su altura. La escogencia de  $2,67\text{g/cm}^3$  como el promedio de la densidad de la corteza es apropiado para la mayoría de las situaciones geológicas, aunque en ciertos estudios tales como en terrenos volcánicos o cuencas sedimentarias, otra densidad es usada ( $2,7$  a  $2,8\text{g/cm}^3$  o  $2,3\text{g/cm}^3$  respectivamente) (Blakely, 1996).

La corrección de Bouguer se resta del valor de gravedad observada en una estación de observación en el caso que la estación de observación este por encima del nivel de referencia. Se la suma al valor de gravedad observada en el caso en que la estación de observación se sitúa debajo del nivel del mar.

- **Determinación de la densidad:**

La exactitud de las anomalías de Bouguer, y lo que es más importante, su interpretación, dependen en gran manera de las densidades atribuidas a las rocas, o más bien a las diferencias de densidades entre las rocas. Como estas diferencias son generalmente pequeñas, es importante determinar las densidades presentes en la zona investigada de modo tan exacto como sea posible (Dobrin, 1961).

Uno de los métodos de determinación de campo de la densidad es el método de Nettleton (figura 3.5), en este, se calcula la anomalía de Bouguer a lo largo de una línea, para una serie de valores hipotéticos de la densidad y se compara la forma de la curva de la anomalía con la topografía a lo largo del perfil. La densidad que corresponde a la curva que muestre menor correlación con la topografía se adopta como densidad de la losa (Dobrin, 1961).

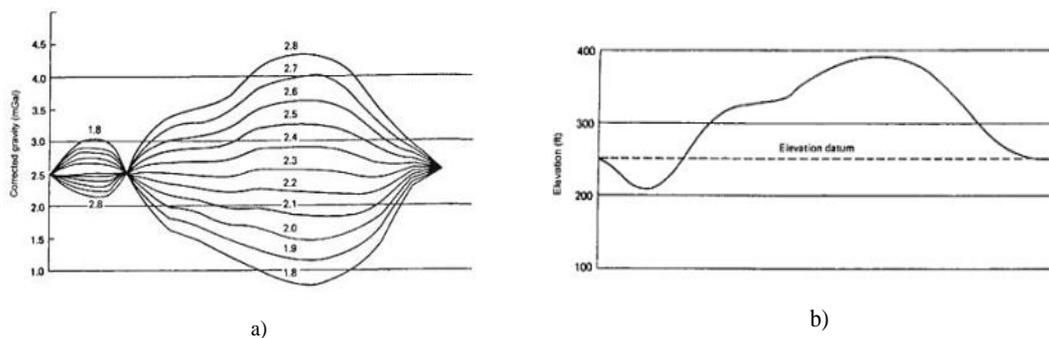


Fig 3.5. Método de Nettleton. En la figura a) las diferentes anomalías de Bouguer para las diferentes densidades en un perfil específico. Figura b) topografía del perfil. La densidad que genere la anomalía que menos se correlacione con la topografía, será la escogida. Tomado de Kearey & Brooks (1991).

La correlación puede ser calculada a través del coeficiente de correlación:

$$C = \frac{\sum (\Delta g_i - \Delta g)(H_i - \bar{H})}{\sqrt{\sum (\Delta g_i - \Delta g)^2 \sum_i (H_i - \bar{H})^2}}, \quad (3.14)$$

donde  $\Delta g_i$  = Anomalía de Bouguer en la estación,  $\Delta g$  = Anomalía de Bouguer promedio,  $H_i$  = Altura de la estación y  $\bar{H}$  = Promedio de las alturas.

Los valores de  $C$  varían entre  $-1$  y  $1$ , siendo  $C = 0$  el valor que corresponde a ninguna correlación,  $C = -1$  perfecta correlación negativa y  $C = 1$  perfecta correlación positiva.

Otro método es el llamado método de Parasnis (1952) o método de la línea recta.

### 3.1.5.2 Corrección topográfica.

Esta corrección tiene en cuenta la atracción de las masas situadas por encima de la estación, y corrige también las depresiones situadas por debajo del nivel de la estación. Debido a que la atracción de las masas más altas se ejerce por encima de la estación y se opone a la gravedad, la corrección topográfica se le suma a la gravedad observada para anular su efecto. De la misma manera, la atracción del material que ocupa el valle inferior a la estación se debe restar de la corrección de Bouguer. Puesto que este material no existe realmente debemos sumar su atracción para compensar lo que fue sustraído al hacer la corrección de Bouguer. Es decir, en cualquier caso la simple corrección de Bouguer tiende a sobre compensar las medidas hechas cerca de características topográficas importantes. Por tanto, la corrección topográfica se suma siempre, trátase de una montaña o un valle. En la figura 3.6, se muestra gráficamente lo dicho anteriormente.

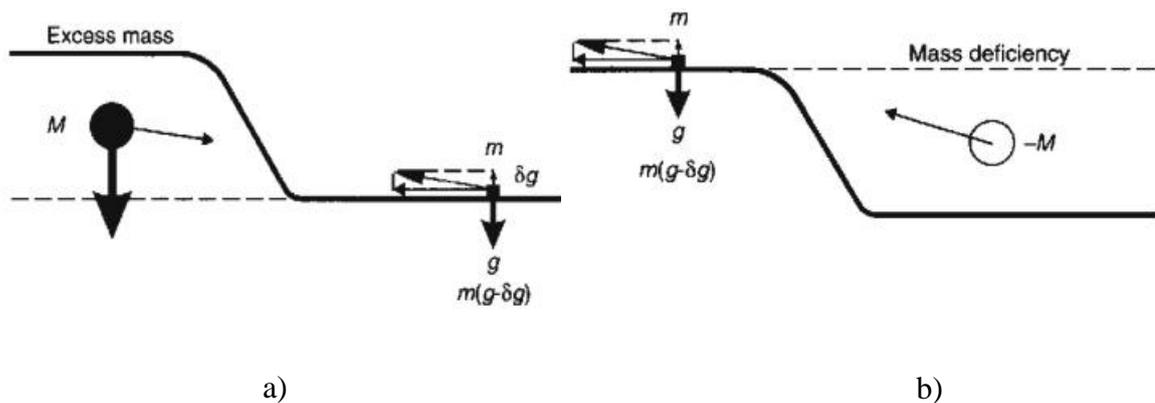


Fig 3.6. Efecto de la topografía sobre la gravedad en la estación. La estación esta representada por la masa  $m$  y el efecto de la topografía cercana con la letra  $M$ . La figura a) muestra el efecto de un montículo sobre la estación. La figura b) muestra el efecto de un valle sobre la estación. Tomado de Reynolds (1997).

Por lo general solo requieren esta corrección las estaciones muy próximas a cerros, montículos, valles, pozos de mina, precipicios, acantilados, laderas muy empinadas o que estén situados sobre ellos (Dobrin, 1961).

El principio de todo método de cálculo de las correcciones topográficas, es la división de la zona que rodea a cada estación en celdas o compartimentos adecuados, y en la estimación del efecto gravitatorio de la topografía de cada uno de estos compartimentos sobre la estación. Los efectos de los diferentes compartimentos se suman luego (Dobrin, 1961).

Existen tablas y diagramas para la estimación de los efectos topográficos, como los de Hammer (1939), estas son plantillas en forma de círculos concéntricos divididos por compartimientos, que se superponen sobre un mapa topográfico de la zona de estudio, el centro del círculo se coloca sobre la estación y se estima la elevación media de la zona en cada compartimento (figura 3.7). La diferencia entre la altura de la estación y el promedio de altura del compartimento, puede determinarse con las tablas, el efecto gravitatorio del prisma de tierra contenido en cada uno de los compartimentos. Estos efectos se suman y se estima la corrección topográfica para la estación (Parasnis, 1971).

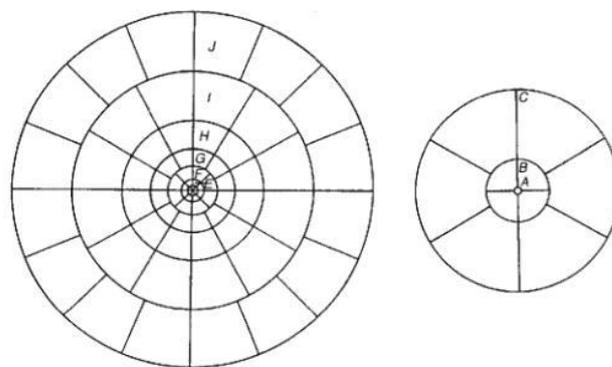


Fig 3.7 Retícula de Hammer. Tomado de Hammer (1939).

Actualmente existen métodos y programas que realizan la corrección topográfica mediante modelos de elevación digital (DEM's) o de datos de elevación en retícula convencional. Los cuales son métodos mucho más eficientes que el de Hammer (1939). Entre algunos de los softwares que realizan esto, están el programa EFFECT.FOR (Banerjee, 1997) o el programa Oasis Montaj de la compañía Geosoft (este es el programa usado en el presente trabajo para procesar los datos gravimétricos), los cuales se basan principalmente en los métodos descritos por Kane (1962) y el método de Nagy

(1966). La corrección es calculada por este último programa, basándose en las contribuciones de una zona cercana, una intermedia y una lejana. En la zona cercana, se calcula un algoritmo donde se suman los efectos de cuatro secciones triangulares en forma de cuña, cuyos ápices coinciden con la posición de la estación, los cuales describen una superficie entre la estación gravimétrica y la elevación de cada esquina diagonal, tal como lo describe Kane (1962).

En la zona intermedia, el efecto topográfico es calculado para cada punto usando los prismas cuadrados desarrollados y descritos por Nagy (1966).

En la zona lejana, el efecto topográfico se calcula basándose en la aproximación de un segmento de anillo a un prisma cuadrado descrito por Kane (1962).

- **Modelos de elevación digital (DEM's).**

Con la finalidad de crear un método mucho más rápido y menos engorroso que el propuesto por Hammer (1939), Miller y Laflamme en 1958 proponen por primera vez, crear un modelo digital de topografía para ser usado en computadoras. El modelo se basa en una base de datos donde cada punto posee especificaciones de elevación y posición. El modelo más simple y eficiente que encontraron para ser usado en una computadora es el de una grilla cuadrada donde cada compartimiento posee la elevación respectiva.

En la figura 3.8 y 3.9 se muestra la conversión de un mapa de contornos topográficos (simulado) a su correspondiente modelo topográfico digital.

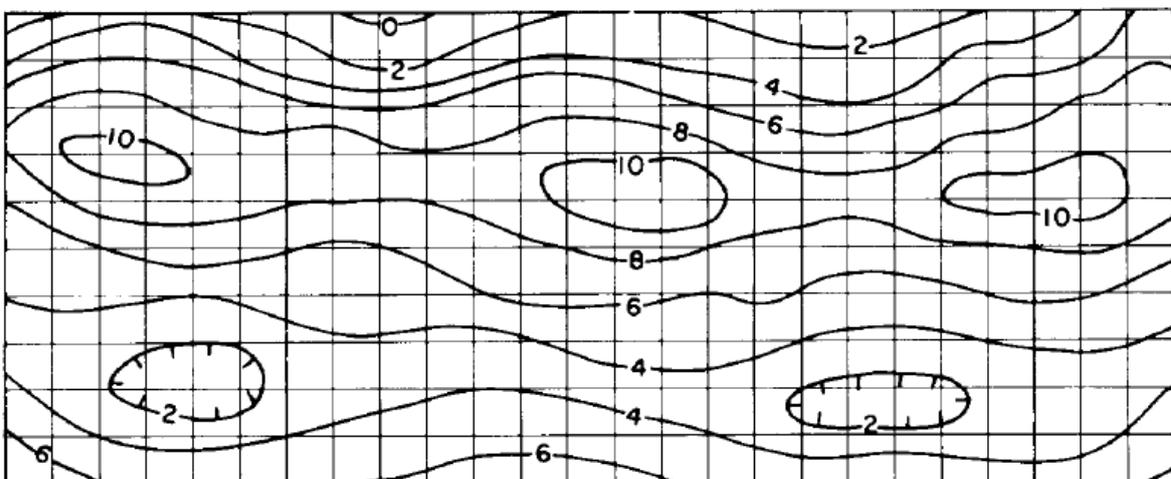


Fig 3.8. Mapa topográfico de contornos, simulado. Tomado de Kane (1962).



A cada uno de los compartimentos del grid se le asigna un cierto valor de elevación, el cual se calcula con la ayuda del DEM. Los cuadrados de la grilla rara vez coinciden exactamente con los cuadrados del DEM, por lo que es necesario calcular las elevaciones del grid a partir de las del DEM. Kane (1962) propone una forma de calcularlas, suponiendo que la topografía varía linealmente entre los cuadrados del grid adyacentes a los cuadrados del DEM.

Para el cálculo de la corrección topográfica, estos métodos consideran cada compartimento como un sólido de una cierta densidad, altura y forma, esto último es lo que varía entre uno y otro método. Cada método utiliza un cierto modelo de prisma para simular la forma y el efecto gravitatorio sobre la estación que tiene el terreno que se encuentra en cada compartimento.

- **Zona interna (“cuñas”).**

Para la zona interna Kane (1962) propone otra forma de modelar el terreno y calcular la atracción gravitatoria que este produce en la estación. Este propone dividir la superficie interna en 8 prismas triangulares cuyos ápices coinciden con la posición de la estación, su base coincide con el plano horizontal y están todos inclinados un mismo ángulo respecto de la horizontal (figura 3.11).

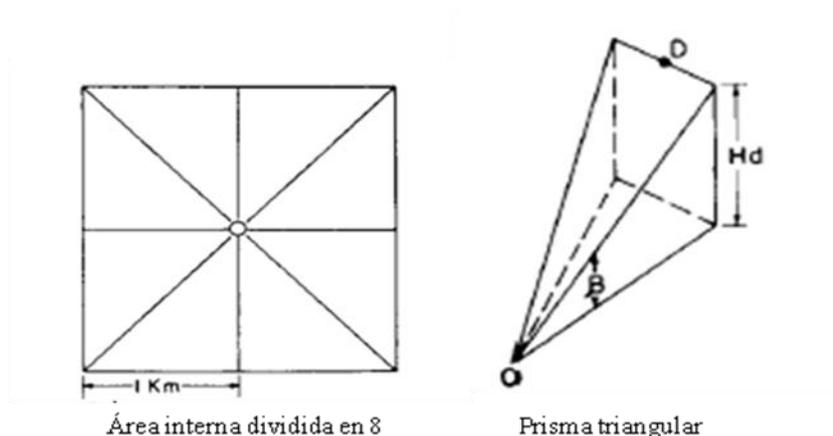


Fig. 3.11. División de la zona interna del grid de corrección. Tomado de Kane (1962)

Si se considera el área en la zona interna formada por 8 prismas con pendiente constante, entonces este sólido puede ser aproximado al de un cilindro denso con el volumen de un cono invertido removido, tal como se muestra en la figura 3.12.

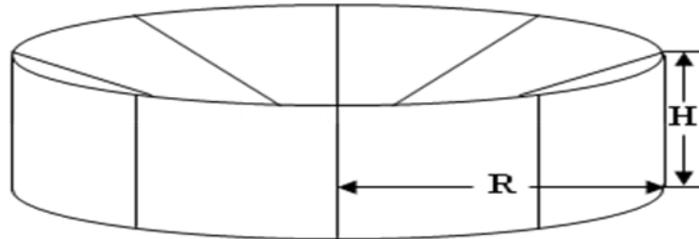


Fig 3.12. Cilindro con un cono invertido removido.

La atracción gravitatoria de dicho sólido es:

$$g = \frac{\pi G \rho}{4} (R - \sqrt{R^2 + H^2} + H \sin \beta) \quad (3.15)$$

Donde:  $g$  = atracción gravitatoria.  $G$  = constante de gravitación.  $\rho$  = densidad.  $R$  y  $H$  = radio y altura del cilindro respectivamente.  $\beta$  = el ángulo entre la superficie del prisma y la superficie horizontal (figura 3.12) (también es el ángulo complementario del cono invertido).

Para la mayoría de los casos este método es aplicable y reemplaza los 30 compartimentos de Hammer (1939) con 8 prismas triangulares (Kane, 1962).

- **Prismas rectangulares.**

Nagy (1966) desarrolló una expresión que representa la componente vertical de la atracción gravitatoria de un prisma rectangular, con sus lados paralelos a un sistema de coordenadas cartesianas (figura 3.13), medido desde cualquier punto fuera o sobre los bordes del cuerpo.

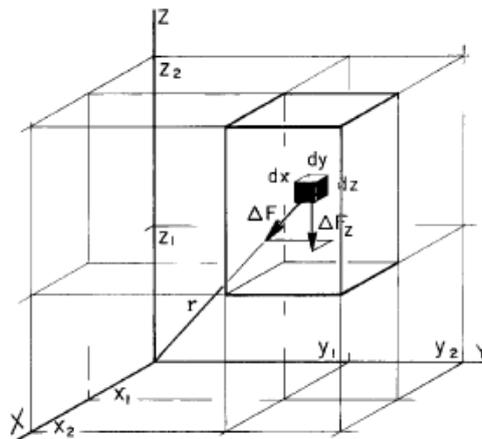


Fig. 3.13. Prisma rectangular con elemento de volumen y su relación con el sistema de coordenadas cartesianas. Tomado de Nagy (1966).

La magnitud de la atracción gravitatoria de una unidad de masa a una distancia  $r$  viene dada por:

$$\Delta g = G\rho \frac{\Delta v}{r^2}, \quad (3.16)$$

donde  $G$  es la constante de gravitación,  $\rho$  es la densidad del cuerpo y  $\Delta v$  el elemento de volumen.

Si el ángulo entre  $r$  y el eje vertical esta dado por  $\gamma$ , entonces la componente vertical de la atracción gravitatoria de un cuerpo puede ser obtenida integrando  $\Delta g \cos \gamma$  sobre el volumen, es decir:

$$g_z = G\rho \int_v \frac{dv}{r^2} \cos \gamma = G\rho \int_v \frac{z dz}{r^3} \quad (3.17)$$

Usando el sistema de coordenadas mostrado en la figura 3.8, Negy (1966) propone resolver la siguiente integral para la componente vertical de la atracción gravitatoria, medida desde cualquier punto fuera o sobre los bordes del prisma:

$$g_z = G\rho \int_{x_1}^{x_2} dx \int_{y_1}^{y_2} dy \int_{z_1}^{z_2} \frac{z dz}{\sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)^3}}, \quad (3.18)$$

que al resolverla da como resultado, sin evaluar los límites de integración:

$$g_z = G\rho \left[ x \ln(y+r) + y \ln(x+r) - z \arcsin \frac{z^2 + y^2 + yr}{(y+r)\sqrt{y^2 + z^2}} \right]_{z_1}^{z_2} \Big|_{y_1}^{y_2} \Big|_{x_1}^{x_2} \quad (3.19)$$

Donde  $G$  es la constante de gravitación,  $\rho$  es la densidad del prisma y  $r$  es la distancia desde el centro del prisma a un punto fuera o sobre los bordes del prisma.

Para realizar la corrección topográfica, el terreno donde se tomara en cuenta el efecto de la topografía en el estudio gravimétrico, se divide en prismas por un sistema de grilla con intervalos  $dx$  y  $dy$ . La base de estos prismas están al nivel del mar, y los topes son definidos por sus elevaciones estimadas  $H_{ij}$ . La diferencia de altura entre un

compartimento y la estación, ambos junto con la posición del compartimento en el plano horizontal, son calculados y colocados en la expresión que calcula el efecto gravitacional exacto del prisma sobre la estación gravimétrica. La suma de los efectos de todos los compartimentos resulta en la corrección topográfica neta para esa estación (Nagy, 1966).

En la figura 3.14 se ilustra un esquema de lo anteriormente descrito. Para la estación A a una altura  $h$  rodeada de una topografía modelada con prismas rectangulares de diferentes alturas, todas alturas están medidas respecto del mismo origen.

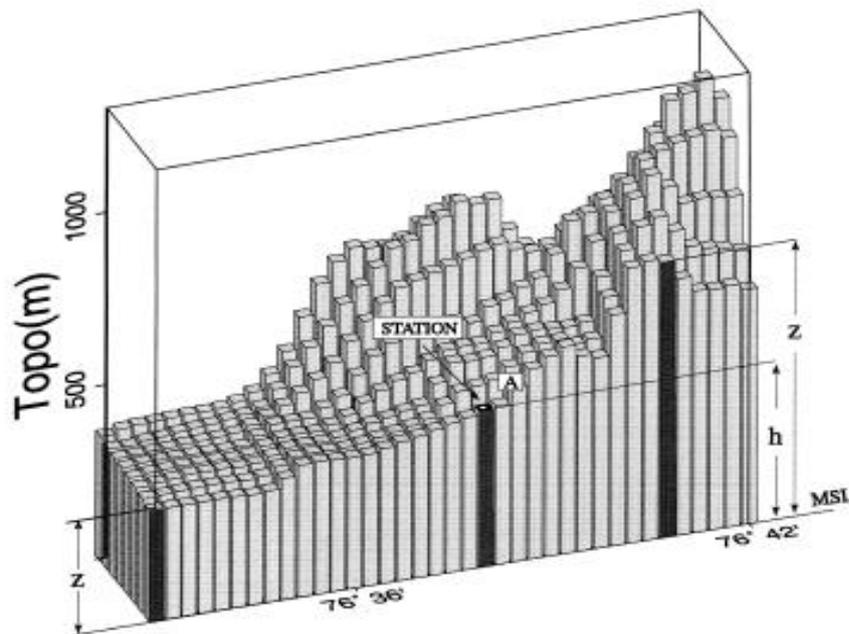


Fig 3.14. Esquema del cálculo de la corrección topográfica, usando el método de Nagy (1966). Tomado de Banerjee (1997).

- **Anillos concéntricos.**

Kane (1962) propone aproximar estos prismas (que se encuentran a una distancia específica de la estación gravimétrica) y su efecto gravitatorio, con el de un cilindro vertical o anillo de dos radios distintos y una altura constante, multiplicado por el tamaño del área que se forma al superponer una sección horizontal del prisma con la sección horizontal del anillo (figura 3.15).

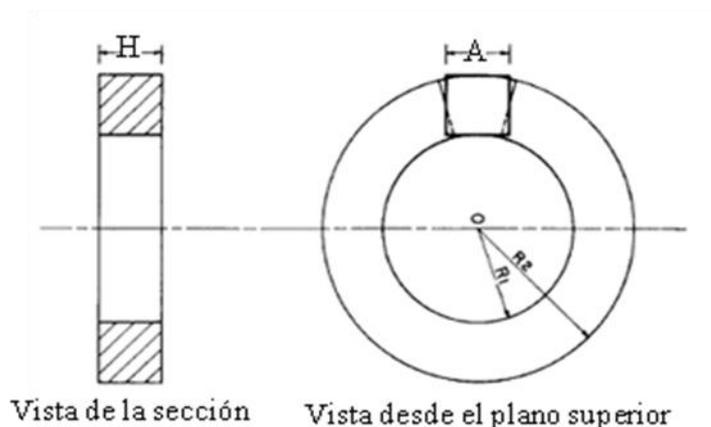


Fig 3.15. Relación entre un cuadrado y un segmento del anillo, ambos teniendo la misma área. Tomado de Kane (1962).

Esta fórmula es:

$$g = \frac{G\rho A(1,26A + \sqrt{(R - 0,63A)^2 + H^2} - \sqrt{(R + 0,63A)^2 + H^2})}{1,26R} \quad (3.20)$$

Donde:

$g$  = atracción gravimétrica.

$G$  = constante de gravitación.

$\rho$  = densidad.

$A$  = longitud del lado horizontal del prisma.

$H$  = altura del anillo o el prisma.

$R$  = distancia de la estación gravimétrica al centro del cuadrado.

Esta ecuación tiene una precisión de 0,1mgal, donde  $H/R$  es menor que uno. Esta consideración la hace Kane (1962) para calcular la corrección topográfica dentro de su grilla, sin considerar la parte interna que tiene un área de  $4\text{km}^2$ , es decir solo para el área comprendida entre 1 y 20km medidos desde la estación (ver figura 3.10), esta área coincide aproximadamente con las zonas de la G a la M de la retícula de Hammer (1939).

### 3.1.6 Anomalías gravimétricas.

El valor final corregido de la gravedad debería atribuirse únicamente a desviaciones de la densidad en las rocas superficiales que existen por debajo del nivel

de referencia, es por ello que es necesario realizar una cantidad de correcciones al valor de gravedad observada, tomado por el gravímetro.

### 3.1.6.1 Anomalía de Bouguer completa.

La anomalía de Bouguer indica las variaciones de la gravedad solo con respecto a la disposición, densidad y forma de las rocas en el subsuelo. Viene dada por la siguiente expresión:

$$\Delta_B = g_{obs} - g_t \pm C_{AL} \mp C_B + C_T \quad (3.21)$$

$g_{obs}$  = Gravedad observada por el gravímetro luego de haber sido corregida por la deriva y referenciada a alguna estación de la red fundamental mundial IGSN71.

$g_t$  = Gravedad teórica, calculada por el elipsoide de referencia.

$C_{AL}$  = Corrección de aire libre.

$C_B$  = Corrección de Bouguer.

$C_T$  = Corrección topográfica.

## 3.2 Interpretación de las anomalías gravimétricas.

### 3.2.1 Maneras de representar los datos de anomalías gravimétricas.

La mayoría de los estudios geofísicos se interesan en la medida y análisis de funciones que expresan la variación de alguna cantidad medible en función de la distancia o el tiempo. Esta cantidad puede ser por ejemplo, la intensidad del campo magnético o gravimétrico de la Tierra a lo largo de algún perfil o área que pase a través de una estructura geológica, o la distancia a la que se encuentran las superficies subterráneas o estratos del suelo, como función del tiempo asociada al viaje de una onda sísmica producto de una explosión. El análisis de estas curvas representa un aspecto esencial en el procesamiento e interpretación de datos geofísicos (Kearey & Brooks, 1991).

Estas curvas generalmente representan funciones continuas que dependen del tiempo o la distancia. Una función suave y continua, del tiempo o la distancia puede ser obtenida, graficando una cantidad de valores discretos tomados por intervalos de tiempo

o distancia fijos, estos valores son llamados puntos de control y representan en el caso de la gravimétrica, los valores de anomalía de Bouguer calculados en el estudio.

En la figura 3.16, se muestra una función que varía con la distancia, obtenida luego de unir, a través de una curva, una cantidad de puntos o valores tomados a un intervalo de distancia  $X$ .

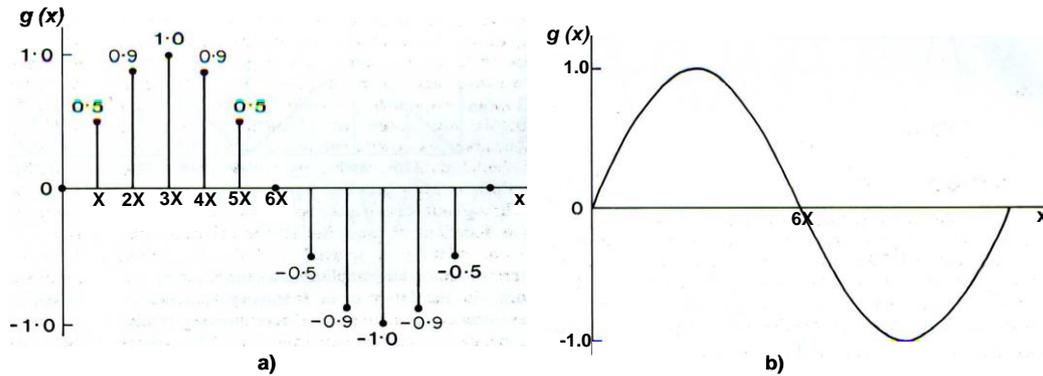


Fig. 3.16. Función dependiente del espacio. a) valores discretos de  $g(x)$  tomados en un intervalo de distancia  $X$ . b) función  $g(x)$ , resultado de unir los valores a través de una curva continua. Modificado de Kearey & Brooks (1991).

Como se observa en la figura 3.16 b) la curva que se trazó para unir los puntos, es una curva continua y suave. Si bien es cierto que por ejemplo entre los puntos  $0$  y  $X$  o  $X$  y  $2X$ , no se conocen valores de  $g(x)$ , estos pueden determinarse de manera tal que se pueda obtener una curva como la de la figura 3.16 b), y eso se logra interpolando los valores de  $g(x)$  entre estos puntos.

La interpolación no es solo aplicable a funciones de 2 dimensiones, sino también a funciones de 3 dimensiones, es decir, funciones que viven en el espacio y dependen de  $x$  y  $y$ . Los puntos con los que se construyen estas funciones pueden estar dispuestos sobre un plano de manera tal que la distancia entre uno y otro sea la misma, formando una especie de malla, como la mostrada en la figura 3.17, a esta malla se le llama “grid” o grilla. Los puntos que conforman este grid (nodos), son determinados a través de los puntos de control usando algún método de interpolación.

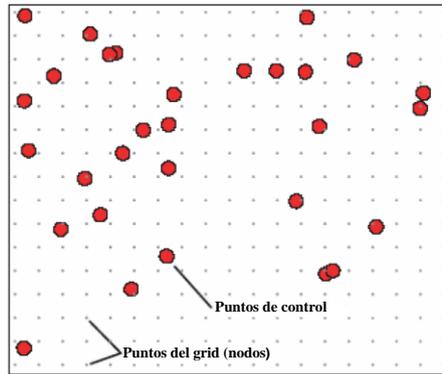


Fig 3.17. Grid o grilla. Los puntos del grid (nodos) son determinados a partir de los puntos de control tomados en el estudio. Modificado de Sánchez (2007).

En la figura 3.18 se muestra un mapa construido a partir de un grid. Este mapa representa un mapa de contornos de la anomalía de Bouguer de una zona en Quebec, Canadá, llamada Saguenay.

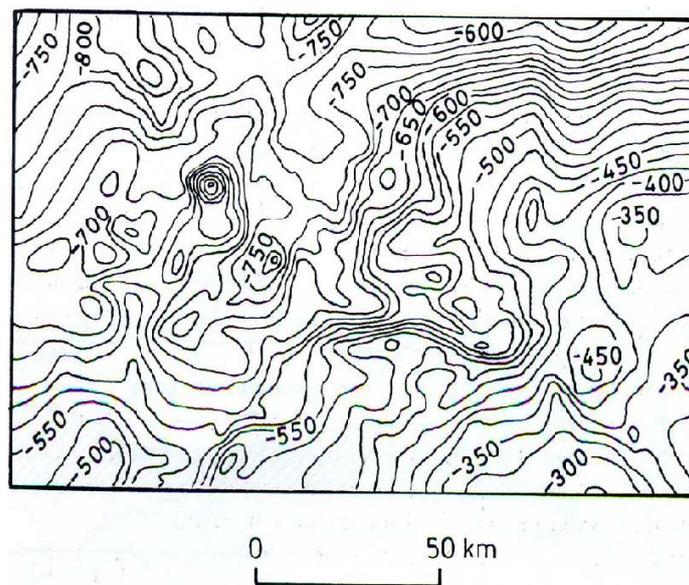


Fig 3.18. Mapa de contornos de la anomalía de Bouguer, sobre Saguenay, Canadá. Tomado de Kearey & Brooks (1991).

En este mapa (figura 3.18) se observa como varían los valores de anomalía de Bouguer en el plano horizontal dentro de un área de unos  $18,1 \times 10^3 \text{Km}^2$ . Cada curva se traza uniendo los puntos del grid que posean valores de anomalía de Bouguer iguales. Este mapa fue construido usando el método de interpolación llamado contorneado.

### 3.2.1.1 Métodos de interpolación bidimensionales.

Entre los métodos más usados para realizar interpolaciones en dos dimensiones están, las superficies de tendencia (Trend Surfaces), que tiene que ver con técnicas de regresión, el método de Kriging que está relacionado con el análisis de series del tiempo y los métodos de contorneado. A continuación se describirán el método de Kriging y un método de superficie de tendencia o “trend surfaces” llamado mínima curvatura, debido a que estos son los métodos de interpolación usados para obtener los mapas en este trabajo.

Para elegir entre un método u otro, es necesario observar y analizar la distribución de los puntos de control sobre una superficie bidimensional o un mapa, prestando especial atención en la uniformidad de la distribución de los puntos de control, de la distribución de la densidad de puntos y/o en la relación que hay entre un punto y otro (Davis, 1973).

Los patrones de distribución de puntos pueden ser clasificados convenientemente en tres categorías: regulares, aleatorios y agrupados. Ejemplos de estas tres categorías se muestran en la figura 3.19.

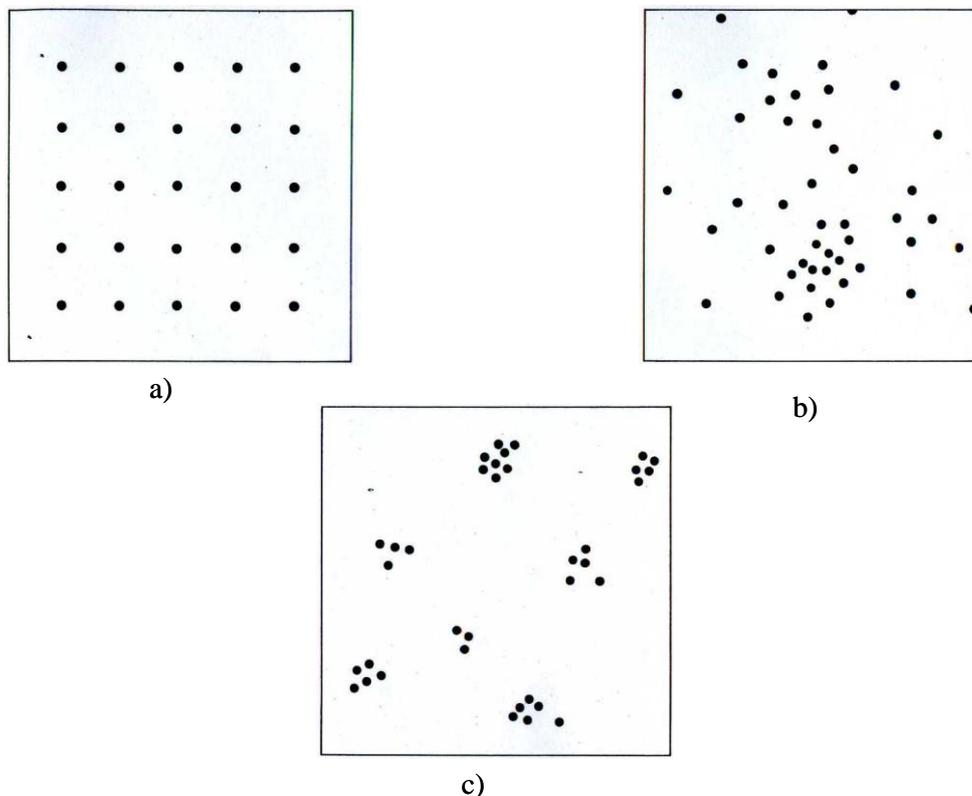


Fig 3.19. Posibles patrones de distribución de puntos sobre un mapa. a) puntos regularmente espaciados sobre un grid o malla, b) puntos esparcidos al azar, c) puntos agrupados en racimos. Tomado de Davis (1973).

Una distribución se dice que es uniforme cuando la densidad de puntos en cualquier subárea es igual a la densidad de puntos en cualquier otra subárea del mismo tamaño (ver figura 3.19 a)). El patrón de distribución es regular cuando los puntos están localizados en forma de grid o malla, es decir la distancia entre un punto y otro colocado a una cierta dirección de este es la misma para todos los pares de puntos sobre un mapa (ver figura 3.19 a)). Un patrón es aleatorio cuando cualquier subárea tiene la misma probabilidad de contener un punto, tal como la podría tener otra subárea del mismo tamaño, además la posición de un punto no influye sobre la posición de cualquier otro punto cercano a este (ver figura 3.19 b)). La confiabilidad de un mapa es directamente dependiente de la densidad y uniformidad de los puntos de control (Davis, 1973).

- **Kriging.**

El método de Kriging consiste en estimar los valores de alguna variable espacialmente distribuida, además de evaluar el error asociado con esa estimación. El método es principalmente aplicado a datos que no están distribuidos uniforme ni regularmente sobre un mapa (Davis, 1973).

Suponiendo que se tienen una serie de muestras localizadas en puntos X sobre un grid regular, y se ha medido sobre esos puntos una variable regionalizada Y (una variable se considera regionalizada, si ella varía de lugar en lugar con aparente continuidad, pero no puede ser representada por una función ordinaria). Suponiendo además, que el valor de estos puntos está relacionado de alguna manera con el valor de otros puntos localizados a cierta distancia de ellos. Es razonable pensar que la influencia de puntos más distantes debería ser menor que la influencia de los más cercanos. Incluso puede existir la posibilidad de que el grado de influencia puede ser diferente en direcciones diferentes. Para expresar esta relación, se puede definir un vector de distancias, **h**, el cual tiene una orientación específica. El grado de relación entre puntos separados una distancia específica a lo largo de este vector puede ser medido a través del cálculo de la covarianza (Davis, 1973).

Si  $\Delta$  es la distancia entre los puntos en el vector dirección, se puede calcular la covarianza a distancias  $h=\Delta j$  donde j es un entero. La covarianza a estas distancias es dada por:

$$K_{(h)} = K_{(\Delta j)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_{(i)} Y_{(i+j)} \quad (3.22)$$

En este caso  $n$  representa el número de pares de puntos que se encuentran separados una distancia  $j$  entre ellos, en el vector dirección. La covarianza, definida de esta manera (ecuación 3.22), depende de la longitud del vector  $h$ . si  $j=0$ , la ecuación 3.22 es reducida a la varianza, es decir:

$$K_{(0)} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Y_{(i)}^2 \quad (3.23)$$

Finalmente se obtiene una función llamada la semivarianza, definida como la mitad de la varianza de la diferencia  $Y_{(i+j)} - Y_{(i)}$ , es decir:

$$\gamma_{(h)} = \gamma_{(\Delta j)} = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n Y_{(i+j)} - Y_{(i)}^2, \quad (3.24)$$

que luego de algunas manipulaciones algebraicas se obtiene:

$$\gamma_{(h)} = K_{(0)} - K_{(h)} \quad (3.25)$$

Si se grafica esta función, se observa que  $\gamma_{(h)}$  se acerca asintóticamente a  $K_{(0)}$ , entonces se puede definir un pequeño valor  $\varepsilon$ , como la máxima aproximación de  $\gamma_{(h)}$  hacia  $K_{(0)}$ . Un ejemplo de esta función se muestra en la figura 3.18. La distancia a la cual  $\gamma_{(h)} + \varepsilon = K_{(0)}$  es llamado “rango” y es la distancia más allá de la cual los valores de  $Y$  son considerados como independientes entre sí (Davis, 1973).

Si se calculasen varios valores de  $\gamma_{(h)}$  para distintos  $h$ , se obtendrían puntos esparcidos de manera tal que se marque alguna tendencia. Entonces sería necesario encontrar una curva suave que se ajuste a esta tendencia y así obtener una estimación del variograma, o lo que se conoce como un modelo de variograma. . La escogencia de

este modelo en Kriging es un paso muy importante y crítico. En la figura 3.20 se muestra un variograma de forma logarítmica (Davis, 1973).

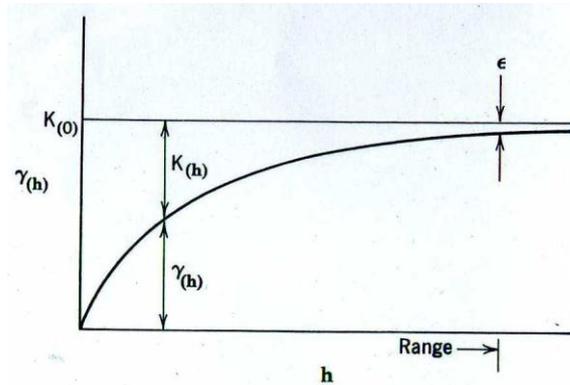


Fig 3.20. Variograma logarítmico. Tomado de Davis (1973).

Kriging es el proceso de estimación de valores de una variable distribuida espacialmente usando los valores de puntos adyacentes, mientras se considera la interdependencia expresada por el variograma (Davis, 1973).

Para realizar el Kriging es necesario construir una ecuación de promediación móvil (“weighted moving average”) ponderada o pesada que es usada para estimar el verdadero valor de una variable regionalizada en puntos sucesivos sobre un grid (Davis, 1973).

Una ecuación de promediación móvil tiene la siguiente forma general:

$$\hat{Y}_{ij} = \sum_{k=1}^n W_k Y_k , \quad (3.26)$$

la ecuación 3.26 consiste en la estimación de valores de grid ( $\hat{Y}_{ij}$ ) basándose en una suma ponderada de los  $n$  valores observados adyacentes ( $Y_k$ ) (Davis, 1973).

La ecuación de ponderación móvil ponderada construida para realizar el Kriging, está diseñada de manera tal que se minimiza el efecto de la relativamente alta varianza de los valores de muestreo u observados, gracias a la incorporación de la covarianza entre el punto estimado y otro punto de muestreo dentro del rango (Davis, 1973).

Suponiendo que se tienen  $n$  puntos en el diseño del promedio móvil (“moving average”) el cual está centrado alrededor de un punto del grid  $Z$ , el cual será calculado.

Los pesos ligados a cada punto son determinados resolviendo un sistema de ecuaciones de la forma:

$$\sum_{j=1}^n a_j \gamma_{(x_i-x_j)} = \gamma_{(x_i-Z)} - \lambda, \quad (3.27)$$

donde  $\gamma_{(x_i-x_j)}$  representa la semivarianza (tomada del variograma) correspondiente a la distancia  $h$  igual a la distancia entre los puntos  $X_i$  y  $X_j$ . Similarmente,  $\gamma_{(x_i-Z)}$  representa la semivarianza sobre una distancia igual a aquella entre el punto que será calculado aplicando el Kriging ( $Z$ ) y el punto  $X_i$  (Davis, 1973).

La solución de esta matriz dará como resultado  $n$  coeficientes de peso  $a_i$  y un valor  $\lambda$ . Si el Kriging es realizado por un computador estos valores son calculados de la curva que ha sido ajustada al variograma, es decir del modelo de variograma (Davis, 1973).

Una vez se obtienen los pesos, el valor de la variable regionalizada sobre sucesivos puntos del grid pueden ser estimados por una ecuación de Kriging o promedio móvil (“moving average”):

$$Z = a_1 X_1 + a_2 X_2 + \dots + a_n X_n \quad (3.28)$$

Si la data es regularmente espaciada e isotrópica, la función de Kriging puede ser centrada sucesivamente sobre diferentes puntos del grid, produciendo una serie de valores estimados en toda el área de investigación, libre de la variación asociada a los puntos de muestreo individuales, debido a que los  $a_i$  dependen de la geometría que tienen los puntos de muestreo y no de los valores como tales (Davis, 1973).

El coeficiente  $\lambda$  que aparece del análisis puede ser usado para estimar el error en la obtención del valor  $Z$ . Si se calcula la varianza del Kriging, este quedaría de la forma:

$$\sigma_K^2(Z) = \lambda + \sum_{j=1}^n a_j \gamma_{(x_i-Z)} \quad (3.29)$$

Como es de esperarse la estimación del valor de  $Z$  no es exacta, la varianza  $\sigma_K^2$  es una medida de esta inexactitud. Mientras menor sea la varianza, mayor será la confiabilidad de la estimación de  $Z$  y viceversa (Davis, 1973).

- **Mínima curvatura.**

El objetivo de una interpolación bidimensional puede ser alcanzando a través de dos vías: a) definiendo una función continua de dos variables espaciales, a partir de la cual se obtienen los valores desconocidos de ciertos puntos, posiblemente colocados aleatoriamente sobre un mapa, o b) definiendo un grupo de valores sobre puntos colocados en una grilla regular, tal que el valor de uno de estos puntos tome o se aproxime a los valores observados, si la posición de este, es próxima a la del punto sobre el grid (Briggs, 1974).

La primera vía es tomada a través del método de ajuste polinomial a trozos o “spline” (ver figura 3.20), donde una función continua es encontrada para todos los valores de una variable independiente (Bhattachryya, 1969).

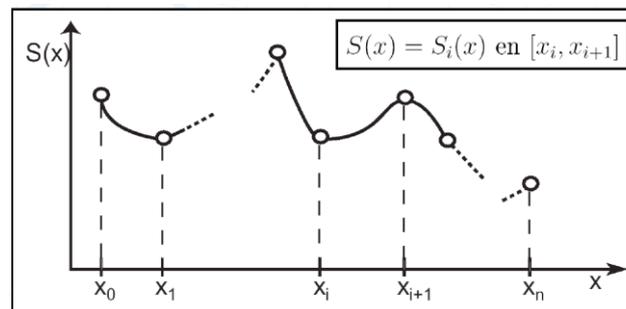


Fig 3.21. “Spline”. Una función definida a trozos (generalmente polinómica en cada tramo). Tomado de [www-lacan.upc.es/vidal/teaching/page9/files/Splines.pdf](http://www-lacan.upc.es/vidal/teaching/page9/files/Splines.pdf).

El método de mínima curvatura toma la segunda vía para llevar a cabo la interpolación. Este método consiste en ajustar una superficie de mínima curvatura a un conjunto de datos dado (puntos de control) con la finalidad de encontrar los nodos del grid con el que se construirá el mapa (una superficie de mínima curvatura es aquella superficie que se ajusta a los datos lo más suave posible) y fue desarrollada por Briggs (1974).

Briggs (1974) obtiene las propiedades del ajuste polinomial a trozos o “spline” (figura 3.21) en el caso unidimensional y bidimensional resolviendo la ecuación diferencial equivalente a un “spline” de tercer orden. Esta es la ecuación que describe el desplazamiento de una lámina delgada metálica en una o dos dimensiones que se dobla bajo la influencia de esfuerzos puntuales, las curvas que se forman en la lámina al aplicarle estos esfuerzos son minimizadas. La solución es forzada a tomar los valores de

las observaciones en los puntos de donde se tomaron, sea en una o dos dimensiones. La ecuación se resuelve numéricamente.

Las propiedades de suavizado se derivan del método de deducción de las ecuaciones diferenciales, así como la calidad del mapa resultante. La solución de este grupo de ecuaciones diferenciales es un proceso de alto consumo de tiempo, pero puede reducirse a través de iteraciones, de manera tal que los valores de los puntos del grid sean conseguidos utilizando el valor de los puntos de observación más cercanos o una suma ponderada de las observaciones vecinas, con frecuencia la manera de ponderar esta suma es a través del inverso del cuadrado de la distancia (Briggs, 1974).

### **3.2.2 Separación regional-residual.**

La anomalía de Bouguer es el resultado de la superposición de la respuesta gravimétrica debida a diferentes fuentes de distintas características, (dimensiones, profundidad, densidad, entre otras). Estas fuentes se pueden separar en dos grandes grupos, según las respuestas que producen en el mapa de anomalía de Bouguer; el grupo de las que generan señales de carácter regional cuyas longitudes de onda son grandes, con dimensiones y profundidades mucho mayores que aquellas fuentes cuyas señales se consideran de carácter residual o local. Entonces la anomalía de Bouguer es la suma de las componentes regionales y residuales del campo gravitatorio.

Existen varios métodos para separar la componente regional de la residual, algunos métodos son gráficos y otros analíticos.

#### **3.2.2.1 Método polinómico.**

La componente regional de un mapa de anomalía de Bouguer puede ser representada por una superficie polinomial, cuyos parámetros son conseguidos por ajuste de mínimos cuadrados o algún método similar (Telford, 1990).

Con frecuencia la componente regional del mapa de anomalía de Bouguer también se representa usando las componentes de bajo orden de una superficie de Fourier 2D, como la que se muestra en la ecuación 3.30, la cual puede ser ajustada a un grupo de datos bidimensionales, como por ejemplo, medidas de la gravedad sobre un área, esto luego de encontrar los cuatro coeficientes de dicha ecuación ( $a_{mn}$ ,  $b_{mn}$ ,  $c_{mn}$  y

$d_{mn}$ ) empleando integrales equivalentes a la mostrada en la ecuación 3.31 (Telford, 1990).

$$g(x, y) = \sum_0^{\infty} \sum_0^{\infty} (a_{mn} \cos m\omega_x x \cos n\omega_y y + b_{mn} \cos m\omega_x x \sin n\omega_y y + c_{mn} \sin m\omega_x x \cos n\omega_y y + d_{mn} \sin m\omega_x x \sin n\omega_y y) \quad (3.30)$$

$$b_{mn} = (4/T_x T_y) \int_{-T/2}^{T/2} \int_{-T/2}^{T/2} g(x, y) \cos m\omega_x x \sin n\omega_y y dx dy \quad (3.31)$$

La ecuación 3.30 es la representación de una función periódica bidimensional, que se repite exactamente en un intervalo  $T$ , donde  $\omega$  es la frecuencia angular de dicha función (Telford, 1990).

El orden de la superficie se obtiene por inspección, luego de probar el ajuste a los datos con distintas superficies de distintos ordenes. Cuan cerca se ajuste la superficie a los datos, depende del orden de la superficie y la magnitud del área que será ajustada (Telford, 1990).

La componente residual se obtiene al restar la componente regional al mapa de anomalía de Bouguer. Los rasgos del mapa de la componente residual se acentúan a medida que se aumenta el orden de la superficie que representa el carácter regional, pero hasta cierto orden, debido a que es posible perder parte de las anomalías buscadas con la componente regional en el ajuste superficie (Telford, 1990).

### 3.2.2.2 Análisis espectral (power spectrum).

Estos métodos pueden ser utilizados para estimar profundidades de fuentes e identificar y separar las tendencias residuales y regionales en un mapa de anomalías.

Se puede considerar que un mapa de anomalía de campo potencial, está compuesto por una serie de ondas de interferencia con diferentes longitudes de onda, causadas por fuentes magnéticas o gravimétricas a distintas profundidades. El análisis de Fourier en 2D de una grilla puede ser representada de forma gráfica, en términos de las potencias medias (amplitudes al cuadrado) graficadas contra las longitudes de onda (o numero de onda). Este tipo de gráfica es conocida como espectro de potencia o power spectrum. Es común en práctica graficar el logaritmo natural (en base e) de las potencias contra el numero de onda expresada en ciclos/Km. Spector y Grant (1970) demostraron

que, conjuntos de fuentes a varias profundidades pueden ser identificadas como segmentos lineales del espectro de potencia (power spectrum) (GETECH, 2002). En la figura 3.22 se muestra un espectro de potencia calculado de un mapa aeromagnético.

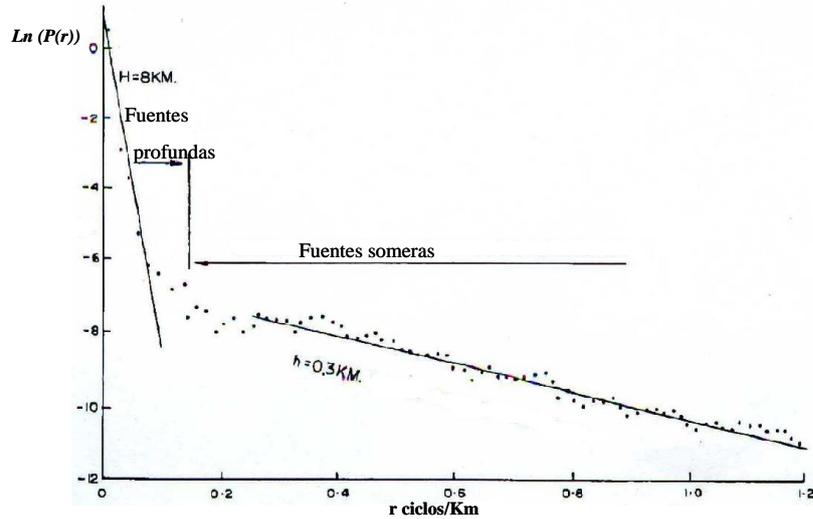


Fig 3.22. Power spectrum de un mapa aeromagnético tomado en un área llamada Petry, en Ontario Canadá. Se identifican dos zonas, una de fuentes profundas y otra de fuentes someras, en ambas zonas se traza una línea recta, cuyas pendientes representan la profundidad de dichas fuentes, las profundidades se denotan con la letra H para las fuentes profundas y h para las someras. Modificado de Spector & Grant (1970).

Toda función de campo potencial que exista en el dominio del espacio tiene una única función en el dominio de la frecuencia (o número de onda), y viceversa. Y estas funciones equivalentes se calculan a través de la transformada de Fourier (Geosoft, 2007).

La transformada de Fourier de una función en el dominio del espacio  $f(x,y)$ , se define como:

$$\bar{f}(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (3.32)$$

y la relación inversa, como:

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{f}(\mu, \nu) e^{i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu, \quad (3.33)$$

donde  $\mu$  y  $\nu$  son números de onda en  $x$  y  $y$  respectivamente, medidos en radianes por unidades de distancia (Geosoft, 2007).

La transformada de Fourier de una función real en el dominio del espacio  $f(x,y)$  es, en general, compleja; es decir:

$$\bar{f}(\mu, \nu) = |\bar{f}(\mu, \nu)| e^{i\phi(\mu, \nu)} \quad (3.34)$$

donde:

$$|\bar{f}(\mu, \nu)| = (R^2(\mu, \nu) + I^2(\mu, \nu))^{1/2}, \quad (3.35)$$

siendo  $R(\mu, \nu)$  e  $I(\mu, \nu)$  la parte real e imaginaria de la transformada de Fourier, respectivamente. La función  $|\bar{f}(\mu, \nu)|$  recibe el nombre de espectro de Fourier de  $f(x,y)$  (Geosoft, 2007).  $\phi(\mu, \nu)$  es su ángulo de fase y viene dado por:

$$\phi(\mu, \nu) = \tan^{-1} \left[ \frac{I(\mu, \nu)}{R(\mu, \nu)} \right] \quad (3.36)$$

El cuadrado del espectro,

$$P(\mu, \nu) = |F(\mu, \nu)|^2 = R^2 + I^2(\mu, \nu), \quad (3.37)$$

se denomina espectro de potencia (power spectrum) de  $f(x,y)$  (Geosoft, 2007).

El espectro de potencia es una función 2D del espectro relativa al número de onda y la dirección. El promedio del espectro de potencia es una función del número de onda solamente, y es calculado promediando el espectro para todas las direcciones con un mismo número de onda (Geosoft, 2007).

La estimación de las profundidades medias de grandes grupos de fuentes gravimétricas o magnéticas se puede conseguir a través del estudio de sus propiedades estáticas, utilizando diferentes tratamientos estadísticos y gráficos (Blakely, 1996). Los pioneros de esto fueron Spector y Grant en 1970.

Considerando la hipótesis de que la Tierra está constituida por conjuntos de paralelepípedos o laminas rectangulares y verticales, y que cada grupo está caracterizado por una distribución de frecuencia para la profundidad, ancho, longitud, extensión en profundidad, y densidad; el mapa del campo de anomalía gravimétrica

sobre un área, consiste en la superposición de un gran número de anomalías individuales, las cuales son producidas por conjuntos de bloques con varias dimensiones y densidades (Spector & Grant, 1970).

La transformada de Fourier del campo potencial producido por un conjunto de laminas, con ciertas dimensiones y densidades, tiene un amplio espectro de potencia cuyos picos son una función de la profundidad de las superficies del tope y la base de dicho cuerpo, y su magnitud es determinada por la densidad del conjunto de lamina. El logaritmo de este espectro puede ser usado para determinar la profundidad estática de los topes de las fuentes usando la siguiente relación en el caso magnético:

$$\ln P_{\mu, \nu} = 4\pi h r, \quad (3.38)$$

donde  $r = \sqrt{\mu^2 + \nu^2}$  (Geosoft, 2007).

La profundidad del conjunto de fuentes es fácilmente determinado midiendo la pendiente del espectro de potencia y dividiendo esta por  $4\pi$  en el caso magnético y por  $2\pi$  en el caso gravimétrico (Geosoft, 2007).

### 3.2.2.3 Filtro Gaussiano.

El filtro Gaussiano es una curva que tiene la forma de una campana, con un punto máximo en el centro y secciones de decaimiento simétricos a cada lado. La aplicación de el filtro Gaussiano produce, para cada celda de un grid, un promedio ponderado de manera tal que las celdas centrales contribuirán mas significativamente al mapa o grid resultante que las que estén a los bordes del filtro, por lo que actúa como un filtro de suavizado. El decaimiento gradual del filtro Gaussiano reduce las señales espurias cercanas a cambios bruscos en el mapa, que visualmente se ven como anillos concéntricos, llamadas ringing, aunque esto también reduce el grado de suavizado. Este filtro tiene la forma:

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2\sigma^2}} \quad (3.39)$$

donde  $k$  es el numero de onda, y  $\sigma$  es la desviación estándar en ciclos por unidades de distancia. La aplicación de un filtro de este tipo permite obtener la componente regional

del mapa, en cambio si es cero en vez de 1 el valor al que se le resta a la exponencial, se obtiene la componente residual (O'Gorman, 2007).

Solo el parámetro  $\sigma$  es el control del filtro. Tanto el punto de corte como la atenuación es determinada con la desviación estándar, para el punto de corte la magnitud de la función que se está filtrando es 0.39 y no cero. Un menor valor de  $\sigma$ , dará un mayor alcance al filtro, pero también producirá una mayor tendencia a producir ringing (O'Gorman, 2007).

### **3.2.3 Métodos de interpretación de los mapas y perfiles de anomalías.**

Estos métodos buscan obtener de forma cuantitativa y cualitativa los parámetros (densidad, profundidad, forma y ubicación) que describen a las fuentes generadoras de los campos gravimétricos observados, así como enfatizar o suavizar ciertos rasgos observados en los mapas o perfiles de anomalías que resultan de las fuentes gravimétricas, todo esto mientras se incorpora toda la información geológica, geofísica, o de otra índole, que se tenga disponible. La interpretación en cualquier caso será inherentemente no única, pero la incorporación de esta información puede reducir el infinito número de posibles soluciones e interpretaciones (Blakely, 1996).

Existen entonces dos tipos de métodos, los cualitativos (separación regional-residual, derivadas direccionales) y los cuantitativos (modelaje directo, deconvolución de Euler).

#### **3.2.3.1 Métodos de interpretación cualitativos.**

En este método la información gravimétrica (anomalía de Bouguer) o magnética es procesada con la finalidad de mejorar ciertas características en las respuestas que generan las fuentes, para así facilitar la interpretación total (Blakely, 1996). El método incluye toda la inspección visual e interpretación de los mapas de anomalía, así como la mejora o el manejo de los datos con la finalidad de acentuar ciertas características importantes que tienen que ver con la ubicación de contactos entre unidades litológicas, fallas, altos estructurales, etc.

- **Derivadas direccionales.**

Un problema que surge frecuentemente en las interpretaciones de los mapas gravimétricos, es la estimación de la ubicación y dimensiones de las fuentes gravimétricas anómalas. Con los métodos de derivadas direccionales, se acentúan rasgos y tendencias sobre los mapas de anomalías, los cuales implican la existencia de por ejemplo contactos entre cuerpos de diferentes densidades, esto facilitaría la ubicación y determinación de las dimensiones de los cuerpos anómalos. Entre estas derivadas están, las derivadas horizontales, la derivada vertical y las distintas combinaciones entre ellas.

- Derivadas Horizontales.

Las primeras derivadas horizontales son:  $\frac{dT}{dx}$  y  $\frac{dT}{dy}$ , donde T es la anomalía, y

pueden ser calculadas fácilmente en el dominio del espacio. Estas derivadas son útiles para delinear contactos que tengan rumbos en estas direcciones. Por si solas no son muy útiles ya que son direccionales (es decir que dependiendo de la dirección de +x el gradiente puede ser positivo o negativo).

- Derivada Horizontal total.

Viene dada por:

$$HDR = \sqrt{\left[\frac{dT}{dx}\right]^2 + \left[\frac{dT}{dy}\right]^2}, \quad (3.40)$$

donde T es la anomalía.

Como su nombre lo sugiere esta mide el gradiente horizontal total de la anomalía gravimétrica, y es fácilmente calculada en el dominio del espacio.

Los valores de derivada horizontal total tienden a tener máximos dispuestos sobre los bordes de fuentes gravimétricas. Cuando se aplica a estudios bidimensionales, este gradiente horizontal sitúa picos sobre cambios abruptos en la densidad. La localización de estos picos puede hacerse por simple inspección, sin embargo este método es impreciso y se presta a ambigüedades. Un método más preciso para ubicar estos picos es el desarrollado por Blakely y Simpson (1986), quienes crearon un

algoritmo que lee las filas y las columnas de los datos del grid y graba las localizaciones de los máximos en un archivo para su posterior análisis (Blakely, 1996).

- Derivadas verticales.

Este método es particularmente apropiado para resolver y acentuar las anomalías generadas por cuerpos someros. En los mapas de anomalía de Bouguer, tales anomalías pueden estar enmascaradas, y hasta totalmente ocultas, por las tendencias regionales, así como por los efectos de otras pequeñas características muy próximas (Parasnis, 1971). Con la finalidad de visualizar el concepto, es necesario considerar dos monopolos observados desde un punto  $P$ , uno a una profundidad somera  $d_1$  y otra a una mayor profundidad  $d_2$ . El campo de cada monopolo es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia a  $P$  (ecuación 3.1). Por lo tanto, como  $P$  se mueve hacia los monopolos, el campo debido al monopolo somero incrementara más rápido que el debido al monopolo profundo. Es lógico que la segunda derivada vertical tendrá el mismo efecto (Blakely, 1996).

La primera derivada vertical tiende a demarcar mejor los bordes de los cuerpos y facilitan la interpretación cualitativa que los mapas de anomalías propiamente dichos. Esta derivada viene dada por  $\frac{dT}{dz}$ , siendo  $T$  el valor de la anomalía. Esta derivada no puede ser calculada en el dominio del espacio ya que requiere información sobre como diverge y decrece el campo con la altura. Puede ser obtenida en el dominio de la frecuencia usando la transformada rápida de Fourier en 1D (ver sección 3.2.3.2 para la definición de la transformada de Fourier).

La segunda derivada vertical  $\frac{d^2T}{dz^2}$ , tiene la propiedad de tomar valores de cero situados cerca de los bordes sub-verticales de las fuentes, estos puntos son fácilmente identificables al inspeccionar los mapas o perfiles de anomalía. La segunda derivada puede ser calculada a través de la transformada de Fourier o por medio de la ecuación de Laplace en el dominio del espacio. Los perfiles o mapas de derivadas verticales, en especial los de la segunda derivada, tienen la naturaleza de amplificar mucho el ruido instrumental o el debido a características geológicas con señales de longitudes de onda corta (GETECH, 2002).

- Señal analítica.

La señal analítica es simplemente la suma pitagórica de las derivadas horizontales y la vertical. Es decir:

$$SA = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2}, \quad (3.41)$$

donde T es la anomalía.

La señal analítica tiene la propiedad, aunque con menor resolución que la derivada horizontal total, de generar máximos directamente sobre cuerpos discretos, contactos o depresiones. El ancho del máximo, o pico, es un indicador de la profundidad del contacto, y resulta ser aproximadamente, la mitad del ancho a la mitad de la altura del pico (GETECH, 2002).

### 3.2.3.3 Métodos de interpretación cuantitativa.

En este método uno o más parámetros de los cuerpos son calculados automáticamente y directamente de las anomalías observadas (profundidad, densidad, entre otros) mientras se incorpora toda la información geológica, geofísica, o de otra índole, que se tenga disponible. En estos métodos, suposiciones de simplificación son inevitables (Blakely, 1996).

- **Inversión 2D.**

Talwani y Edwing (1960) proponen aproximar los cuerpos que conforman el subsuelo del área de estudio, a través de una pila de láminas infinitamente delgadas. La forma de cada lamina es aproximada por un polígono irregular con espesor infinitesimal  $dz$  (figura 3.23), los bordes de los polígonos de las laminas individuales son fácilmente tomados de mapas de contorno topográficos.

En la figura 3.23,  $P$ , es el punto donde se calculara la gravedad causada por el cuerpo masivo  $M$ . Un contorno sobre la superficie del cuerpo a profundidad  $z$  debajo de  $P$  es reemplazado por la lámina poligonal ABCDEF... de espesor infinitesimal  $dz$ .

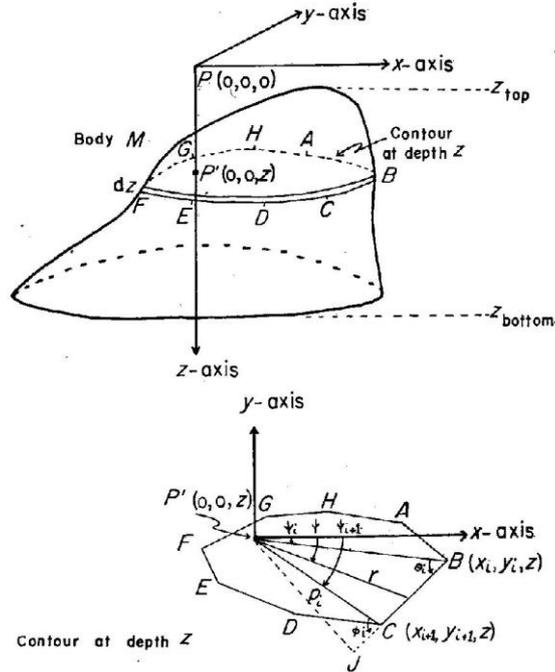


Figura 3.23. Lamina de espesor infinitesimal, que conforma el cuerpo de la fuente gravimétrica. Tomado de Talwani y Edwing (1960).

La atracción gravitatoria causada por el polígono ABCDEF... entero por unidad de espesor es obtenida, entonces, sumando la contribución a la gravedad observada de cada borde del polígono para obtener:

$$V = k\rho \left\{ \sum_{i=1}^n \left[ \psi_{i+1} - \psi_i - \arcsin \frac{z \cos \theta_i}{(p_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} + \arcsin \frac{z \cos \phi_i}{(p_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} \right] \right\}, \quad (3.42)$$

se observa que  $V$  puede ser expresado exclusivamente en términos de las coordenadas de los vértices del polígono ABCDE...

La atracción gravitatoria total causada por el cuerpo entero  $M$  puede ser evaluada integrando la ecuación 3.42 entre  $z_{tope}$  y  $z_{base}$ , los límites verticales del cuerpo masivo  $M$ , es decir:

$$\Delta g_{total} = \int_{z_{base}}^{z_{tope}} V dz, \quad (3.43)$$

con excepción de algunos casos elementales, esta integral no arroja una solución analítica en una forma corta. Pero esto puede ser fácilmente resuelto a través de una integración gráfica o numérica. En cualquier caso  $V$  es determinado de la ecuación 3.42 únicamente dando la profundidad  $z$ , y las coordenadas  $x$ ,  $y$  de los  $n$  vértices del polígono (Talwani & Edwing 1960).

Las medidas de la anomalía gravimétrica sobre cuerpos de forma desconocida, pueden ser modeladas a través de un ajuste de ensayo y error a la densidad y los vértices de los polígonos. Si la anomalía es causada por una topográfica de características conocidas el proceso de ensayo y error es simplificado de gran manera (Blakely, 1996). Entonces en el método de inversión, se propone un modelo inicial de los cuerpos poligonales, asignándole una densidad y profundidad a cada uno; el modelo se basa en la información geológica y geofísica de la que se dispone en la zona de estudio. La curva de anomalía generada por estos cuerpos es comparada con la de la anomalía observada, y los parámetros atribuidos a las fuentes son ajustados de manera tal que ambas curvas sean tan semejantes como se pueda.

- **Deconvolución de Euler.**

Este método se basa en la homogeneidad de la ecuación de Euler, una ecuación que relaciona el campo potencial (magnético o gravimétrico) y el gradiente de las coordenadas en las que se encuentran las fuentes, con el grado de homogeneidad  $N$ , el cual puede ser interpretado como un índice estructural (Thompson, 1982). El índice estructural es una medida de la tasa de atenuación del campo con la distancia a la fuente y brinda un medio de discriminar entre geometrías de fuentes (Geosoft, 2008). En la tabla 3.1 se muestran los índices estructurales para el campo magnético y gravimétrico de diferentes geometrías.

<b>Índice estructural</b>	<b>Campo magnético</b>	<b>Campo gravimétrico</b>
0,0	contacto	sill /dique/escalón
0,5	escalón	Plancha o veta
1,0	sill/dique	cilindro
2,0	cilindro	esfera
3,0	esfera	

Tabla 3.1. Índices estructurales para el campo magnético y gravimétrico de diferentes geometrías. Tomado de Geosoft (2008).

Considerando cualquier función en el sistema de coordenadas cartesiano  $x$ ,  $y$  y  $z$  expresada como  $f(x,y,z)$ . Tomando por convención el plano de observación en  $z = 0$ , y positivo hacia abajo, la coordenada  $x$  hacia el norte y la coordenada  $y$  hacia el este. Se dice que la función  $f(x,y,z)$  es homogénea de grado  $n$  si:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z). \quad (3.44)$$

Además, se puede mostrar que si  $f(x,y,z)$  es homogénea de grado  $n$ , entonces satisface la siguiente ecuación:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf, \quad (3.45)$$

esta ecuación de derivadas parciales es conocida como la ecuación de Euler (Geosoft, 2008).

Considerando tener datos del campo potencial, la ecuación de Euler puede ser reescrita como:

$$(x - x_0) \frac{\partial T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial T}{\partial z} = N(B - T) \quad (3.46)$$

Donde  $(x_0, y_0, z_0)$  es la posición de la fuente gravimétrica cuyo campo total  $T$  es medido en  $(x, y, z)$ . El campo total tiene un valor regional  $B$ . Nótese que  $N$  en esta expresión es equivalente a  $-n$  en la ecuación de Euler. El grado de homogeneidad  $N$ , puede ser interpretado como el índice estructural (Geosoft, 2008).

Entonces, dado un grupo de datos del campo total observado, se puede determinar la localización óptima de las fuentes  $(x_0, y_0, z_0)$  para resolver la ecuación de Euler para un índice  $N$  dado, a través de una inversión de mínimos cuadrados de los datos. El proceso de inversión dejará también una incertidumbre (desviación estándar) de cada parámetro ajustado, y esto puede ser usado como un criterio para aceptar o rechazar una solución (Geosoft, 2008).

Otra manera de aceptar o rechazar una solución o un grupo de soluciones, es observando su ubicación espacial sobre un mapa, de acuerdo al índice estructural con que se calcularon. Un índice estructural correcto para una estructura geológica dada, es

aquel que genere soluciones o grupos de soluciones lo más juntas o compactas posible, atendiendo además la forma de la estructura geológica que se busca. La figura 3.24 ilustra lo dicho anteriormente.

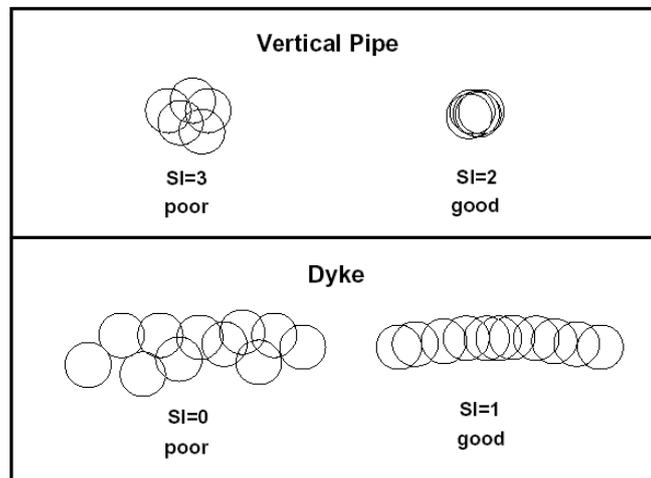


Fig 3.24. Distribución de soluciones de la ecuación de Euler para el caso de un campo magnético. A la derecha índices estructurales que describen bien la forma de la estructura geológica. A la izquierda índices estructurales que no describen muy bien la forma de la estructura. Tomado de Geosoft (2008).

A la derecha de la figura 3.24 aparecen grupos de soluciones juntos y compactos que describen bien la forma de la estructura geológica que se está buscando. En la parte superior de la figura, la estructura se trata de por ejemplo una veta, la cual puede tener la forma de un cilindro vertical, en la parte inferior de la figura 3.24 es un dique. Esta figura demuestra entonces que solo las soluciones agrupadas de forma similar a las de la derecha pueden ser aceptadas, mientras que si lo hacen de forma parecida a las de la izquierda, estas soluciones pudieran ser rechazadas y consideradas como ruido o errores.

## **Capítulo IV**

### **Procesamiento**

En el presente capítulo se muestra y describe todo el tratamiento matemático y estadístico que se le aplicó a los datos, así como todo el proceso de control de calidad de datos y cálculo de la corrección topográfica, proceso de suma importancia en el presente estudio, además de la metodología aplicada para la obtención de los diversos mapas y perfiles que fueron utilizados para la interpretación de la zona de estudio.

Los datos gravimétricos utilizados en este trabajo fueron suministrados por PDVSA Intevep y consiste en la recopilación de distintos proyectos y campañas de adquisición gravimétrica llevados a cabo en la zona. Estos datos han sido manipulados y hasta modificados en procesos de estricta confidencialidad realizados por PDVSA y otras compañías. Introduciendo posibles errores, los cuales fueron eliminados en el paso de control de calidad el cual será descrito y explicado en este capítulo.

En el presente capítulo se describe todo el tratamiento que se le aplicó a los diferentes DEM (modelos de elevación digital), desde la extracción de los datos con los que se generaron estas grillas, hasta la manera en que fueron modificados para calcular la corrección topográfica a través de los métodos implementados por el programa Oasis Montaj. Esta corrección se llevó a cabo para la misma área, usando una vez la densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$  y luego para una densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$ .

Dentro del área de estudio, se encuentra una sub-área que abarca únicamente la zona llana del piedemonte del flanco nor-Andino. La manera en la que se distribuyen los datos gravimétricos sobre estas dos áreas es bastante diferente, lo que conlleva a implementar distintos métodos de interpolación para obtener los mapas de anomalía de Bouguer correspondientes a cada área. En este capítulo se describe el método de Kriging y mínima curvatura, que corresponden dos de los métodos de interpolación con que cuenta el programa Oasis Montaj.

Además, en el capítulo se describen los distintos tratamientos matemáticos y estadísticos aplicados a los mapas de anomalía de Bouguer, tales como, el cálculo y análisis del espectro de potencia del mapa de anomalía de Bouguer, la separación residual-regional, el cálculo de las derivadas direccionales, de la deconvolución de

Euler y la inversión 2D, que facilitaran el análisis de las anomalías presentes en la zona de estudio con la finalidad de identificar diferentes contactos litológicos, fallas, altos estructurales, entre otros.

## 4.1 Origen y características de los datos suministrados.

### 4.1.1 Datos gravimétricos.

Los datos gravimétricos suministrados por Intevep cubren todo el occidente del país. La base de datos consiste en la recopilación de distintos proyectos y campañas de adquisición realizados entre los años 70s y 80s por PDVSA y sus filiales, LAGOVEN, MARAVEN, CORPOVEN, entre otros, así como datos adquiridos por diversas universidades del país.

Específicamente la distribución de las estaciones gravimétricas sobre el área de estudio (figura 4.1), consiste en un grupo de estaciones marítimas (sobre el lago), cuyas alturas son tomadas y referidas desde el nivel del mar hasta el lecho marino (es decir alturas negativas), estaciones terrestres referenciadas al nivel del mar y datos aéreos que se encuentran sobre áreas marítimas y terrestres.

Todos estos datos se encuentran georreferenciados al elipsoide WGS84. Esta base de datos está compuesta por valores de anomalía de aire libre y anomalía de Bouguer, usando como densidad de Bouguer  $2,67\text{g/cm}^3$ . El archivo que posee estos datos esta en formato XYZ.

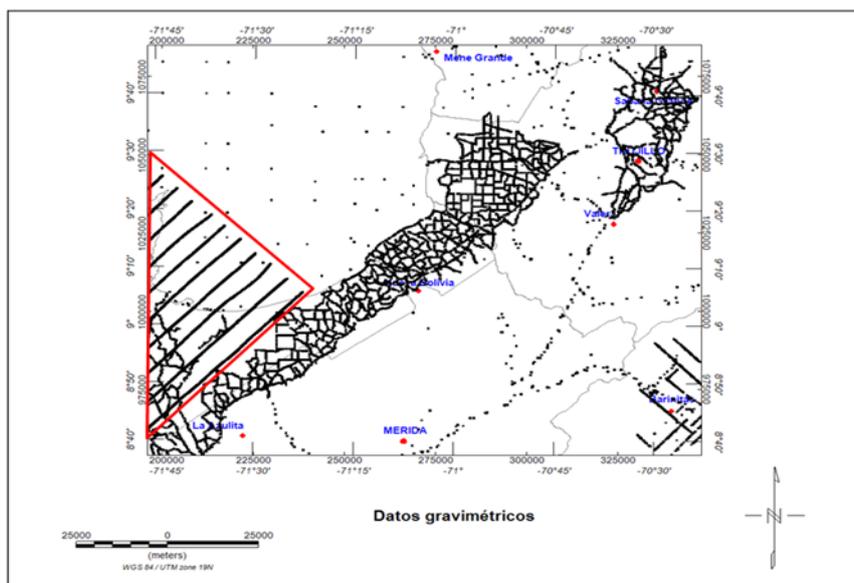


Fig 4.1. Datos gravimétricos crudos. La base de datos contiene datos aéreos, marinos y terrestres. Las líneas rectas contenidas dentro de la figura en rojo corresponden las estaciones aéreas.

## 4.1.2 Modelos de elevación digital (DEM).

### 4.1.2.1 USGS SRTM3 o SRTM90 (shuttle radar topography mission).

Este modelo SRTM de elevación digital fue suministrado por PDVSA Intevep. Es la imagen de un mapa que posee datos de elevación cada 90 metros o 3 arco segundos en el plano horizontal. Los datos son el resultado de trabajos en conjunto realizados por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) y otras instituciones, a través de un radar interferómetro. Este DEM no posee datos de la topografía del lecho marino y ocupa todo el territorio Venezolano continental (ver figura 4.2).

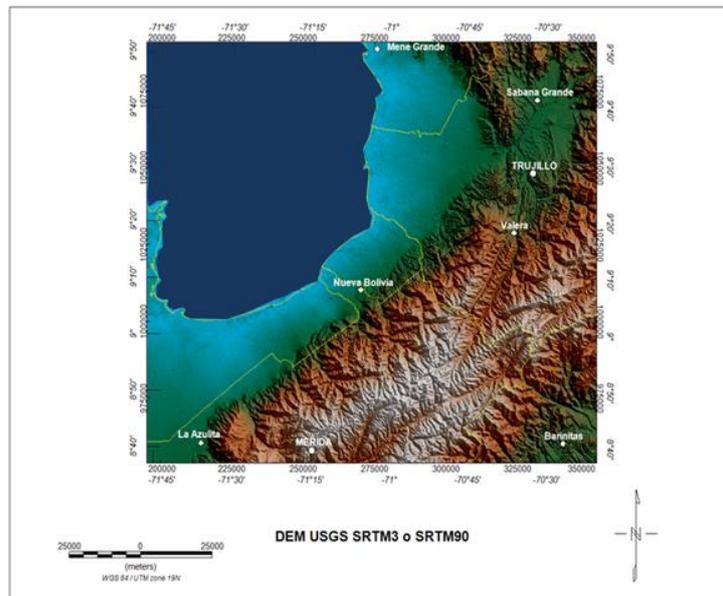


Fig 4.2. DEM de la USGS, identificado como SRTM3 o SRTM90. Datos de elevación se encuentran a cada 90 metros. Sobre el lago la elevación corresponde a un valor constante.

### 4.1.2.2 SRTM plus 30 v4.

Este DEM fue tomado del servidor de Oasis Montaj “dap Server Geosoft” (<http://dap.geosoft.com/geodap/home/default.aspx>). Los datos en tierra de este DEM fueron tomados a cada 1Km o 30 arco segundos, provenientes del DEM de la USGS SRTM30 creado por la NASA y su misión “Shuttle Radar Topography Mission”. Los datos oceánicos fueron tomados del DEM de Smith y Sandwell (1997), con datos a cada

1 minuto entre las latitudes +/- 81 grados. Los datos con mayor resolución del lecho marino fueron tomados del NGDC Coastal Relief Model (ver figura 4.3).

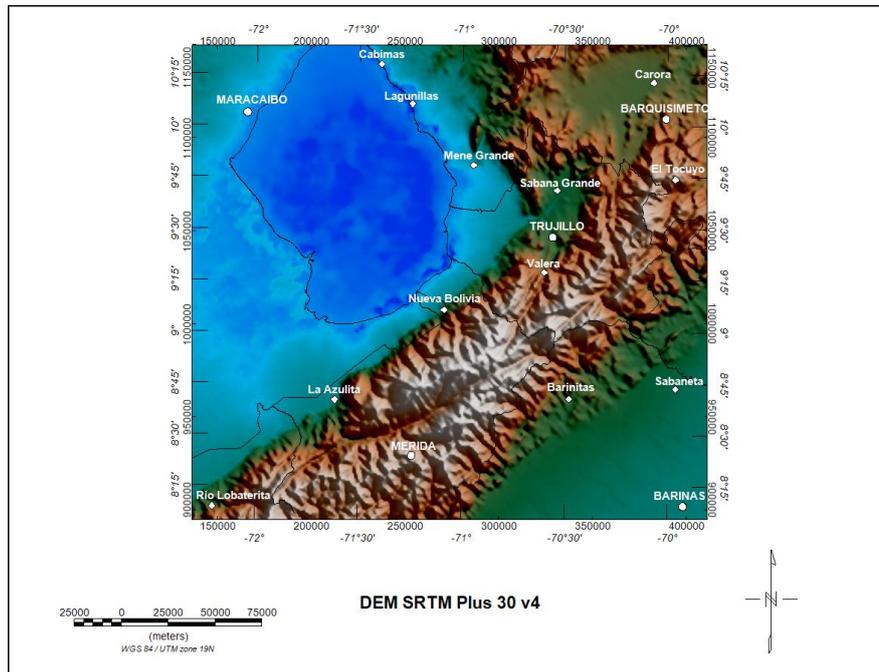


Fig 4.3. DEM SRTM Plus 30 v4. Datos de elevación a cada 1Km.

### 4.1.3 Otros datos.

Otros datos utilizados en este estudio están, seis líneas sísmicas de reflexión que son el resultado de distintas campañas realizadas por PDVSA y sus filiales en el área del sur del lago de Maracaibo y que datan de los años 1988, 1989 y 1990. Entre estas líneas están, la línea sísmica FN89C-69, que se encuentra perpendicular a los Andes al sur del lago de Maracaibo, con una longitud aproximada de 24200m (De Toni et al., 1994), así como la línea FN-89C-57, FN-89C-73, FN-89C-79 y la línea FN-89C-91, que se encuentran igualmente perpendicular a los Andes y finalmente la línea FNX-90C-34 que es paralela (De Toni et al., 1994). Todas estas líneas se encuentran en tiempo de viaje doble. También los datos del pozo Duaras-AS, ubicado en el estado Mérida y cuyas coordinas en UTM con uso 19N y referenciadas al datum a La Canoa, son 283675,00m Este y 1011000,00m Norte, el cual posee una profundidad de 4,97Km (Maraven, 1990), la ubicación de las líneas y el pozo se muestran en la figura 4.4. Además un mapa en formato shape file de las principales fallas de Venezuela y la geología de superficie (figura 2.10) tomado de Hackley et al. (2006). Todos estos datos fueron suministrados por PDVSA Intevep.

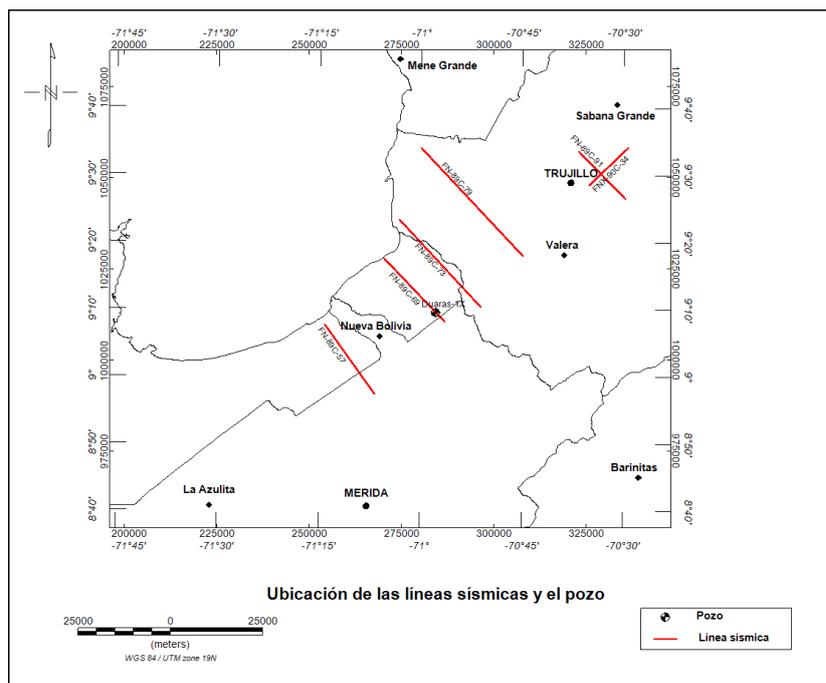


Fig 4.4. Ubicación de las líneas sísmicas de reflexión y el pozo Duaras-1X.

## 4.2 Análisis y limpieza de los datos.

### 4.2.1 Análisis y limpieza de los datos gravimétricos.

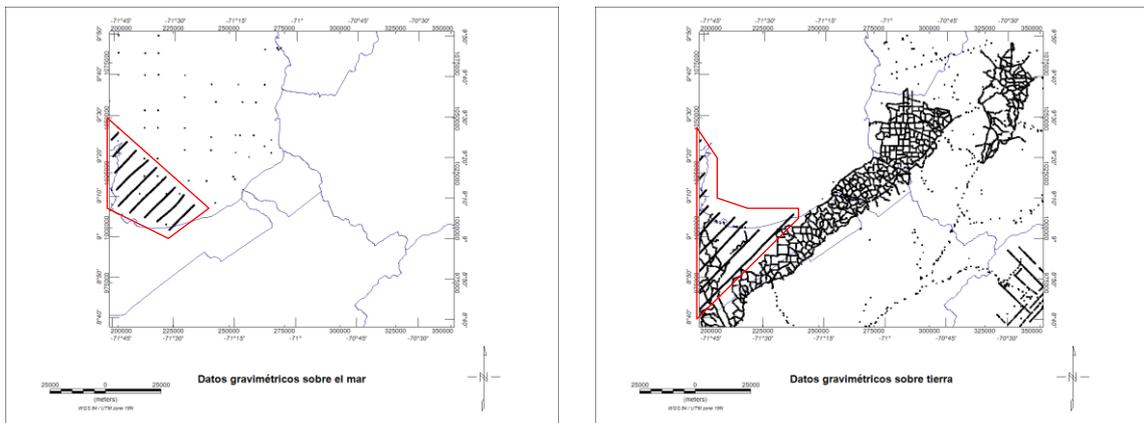
1. Separación de los datos marinos y terrestres: para esto, primero se graficaron todos los datos sobre un mapa con los contornos de Venezuela usando el programa Oasis Montaj (ver figura 4.1), las coordenadas con las que se realizó esta mapa están georeferenciadas al mismo elipsoide que las estaciones gravimétricas (WGS84). Usando la herramienta “polygon mask” se trazan polígonos sobre el mapa mostrado en la figura 4.1, de tal forma que se puedan separar las zonas marinas de las terrestres. Con estos polígonos se enmascaran los datos (que se encuentran en la base de datos) usando la herramienta “Window X, Y to polygon mask”, quedando dos columnas con las coordenadas  $x$ ,  $y$  de las estaciones que se encuentran sobre el mar (lago) y otras dos con las que se encuentran sobre la superficie terrestre, las estaciones que se encuentran fuera de estas zonas son representadas por dummies o asteriscos (ver figura 4.5). Usando estas columnas se obtiene una base de datos que contiene, las coordenadas  $x$ ,  $y$ , elevación, anomalía de aire

libre y de Bouguer para cada una de estas dos áreas. En la figura 4.6 se muestran los dos mapas generados con la base de datos de cada área.

Estaciones fuera del área enmascarada, es decir sobre el lago.

✓ D4	X	Y	Z	Z	X tierra con aéreo	Y tierra con aéreo	Z tierra con aéreo
**	136579.70	971531.60	1037.73	*	136579.70	971531.60	1037.73
**	139825.40	982411.00	1039.77	*	139825.40	982411.00	1039.77
**	171242.40	1040579.00	1004.10	*	171242.40	1040579.00	1004.10
**	182617.10	1052119.00	1000.68	*	*	*	*
**	139737.20	982323.10	1039.73	*	139737.20	982323.10	1039.73
**	149855.90	1018610.00	1007.17	*	149855.90	1018610.00	1007.17
**	145581.80	997077.20	1031.92	*	145581.80	997077.20	1031.92
**	137680.30	975209.60	1042.31	*	137680.30	975209.60	1042.31
**	171330.50	1040678.00	1004.05	*	171330.50	1040678.00	1004.05
**	152557.40	1013006.00	1023.82	*	152557.40	1013006.00	1023.82
**	148400.40	1008325.00	1022.32	*	148400.40	1008325.00	1022.32
**	148488.60	1008424.00	1022.29	*	148488.60	1008424.00	1022.29
**	148311.20	1008215.00	1022.36	*	148311.20	1008215.00	1022.36
**	149767.00	1018522.00	1007.10	*	149767.00	1018522.00	1007.10
**	148577.70	1008534.00	1022.27	*	148577.70	1008534.00	1022.27
**	148222.20	1008116.00	1022.43	*	148222.20	1008116.00	1022.43
**	139659.00	982224.10	1039.68	*	139659.00	982224.10	1039.68
**	148666.80	1008633.00	1022.27	*	148666.80	1008633.00	1022.27
**	182529.10	1052020.00	1000.67	*	*	*	*
**	171419.30	1040766.00	1003.99	*	171419.30	1040766.00	1003.99
**	148744.90	1008732.00	1022.29	*	148744.90	1008732.00	1022.29
**	148122.20	1008017.00	1022.49	*	148122.20	1008017.00	1022.49
**	148120.30	1004086.00	1010.94	*	148120.30	1004086.00	1010.94
**	148834.00	1008842.00	1022.33	*	148834.00	1008842.00	1022.33
**	143862.10	991810.30	1037.85	*	143862.10	991810.30	1037.85
**	160103.90	1038096.00	1049.58	*	160103.90	1038096.00	1049.58
**	160192.80	1038184.00	1049.60	*	160192.80	1038184.00	1049.60
**	160281.70	1038283.00	1049.64	*	160281.70	1038283.00	1049.64
**	148923.10	1008940.00	1022.39	*	148923.10	1008940.00	1022.39
**	152457.40	1012896.00	1023.87	*	152457.40	1012896.00	1023.87
**	139570.00	982136.30	1039.61	*	139570.00	982136.30	1039.61

Fig 4.5. Parte de la base de datos con las estaciones sobre tierra. Una tabla similar resulta para la base de datos de las estaciones sobre el mar. Las tres primeras columnas de izquierda a derecha representan la posición  $x$ ,  $y$  y la altura  $z$ , de la base de datos original, las siguientes tres representan la coordenadas  $x$ ,  $y$  y la altura de las estaciones ubicadas en tierra.



a)

b)

Fig 4.6. Separación de los datos sobre el mar y los datos sobre tierra. a) distribución de las estaciones sobre el mar. b) distribución de las estaciones sobre tierra. Estos mapas se obtuvieron luego de enmascarar los datos sobre el mapa de la figura 4.1 con un polígono que bordeaba al lago. Las líneas rojas delimitan las zonas donde se encuentran las estaciones aéreas.

- Remoción de los datos aéreos de los marinos y terrestres. Debido a que no se conoce la altura de vuelo con la que se tomaron las medidas aéreas, dato



- Estaciones Terrestres: Para limpiar esta base de datos, se trazó un polígono como el que se muestra en la figura 4.6 b) (línea roja) usando la herramienta “polygon mask”. Con este polígono se enmascaran los datos (que se encuentran en la base de datos) usando la herramienta “Window X, Y to polygon mask”, quedando dos columnas con las coordenadas  $x$ ,  $y$  de las estaciones que se encuentran sobre el área. Una vez se obtienen estas columnas, se copia la columna de alturas (que aun posee las alturas de las estaciones aéreas) usando la herramienta “copy channel with mask”. Esta herramienta permite copiar una columna y pegarla en otra, enmascarando un grupo de datos según las casillas de una tercera columna donde aparezcan dummies. En la figura 4.8 se muestra parte de la base de datos con la columna copiada, la columna que sirve de mascara y la columna resultante.

	Columna copiada	Columna “mascara”		Columna resultante
	Z tierra con aereos	X tierra area aereos	Y tierra area aereos	Z tierra area aereos
Datos enmascarados	1037.76	*	*	*
	1039.81	*	*	*
	1037.68	*	*	*
Datos enmascarados	1038.01	195909.80	980084.10	1038.01
	1039.56	*	*	*
	1039.76	*	*	*
	1043.24	*	*	*
	1012.06	*	*	*
	1037.60	*	*	*
Datos enmascarados	1039.72	*	*	*
	1038.05	195986.90	980172.10	1038.05
	1039.62	*	*	*
	1037.55	*	*	*
	1038.93	*	*	*
	1039.01	*	*	*

Fig 4.8. Datos que se encuentran dentro del polígono rojo trazado en la figura 4.6 b).

Luego con la columna de las alturas que entran en el polígono trazado en la figura 4.6 b), se construye una columna con alturas menores a 100 metros, debido a que esta área se encuentra dentro del parque nacional ciénagas de Juan Manuel donde el suelo esta cubierto en su totalidad por ciénagas. De esta manera se remueven las estaciones aéreas en esta sub-área. Finalmente se unen estos datos a los que quedaron fuera de la sub-área, para obtener así una base de datos de las estaciones en tierra sin las aéreas.

3. Unificación de los datos marinos y terrestres “limpios”. Una vez removidos los datos aéreos, se agregaron los datos marinos a los terrestres para obtener una sola base de datos, juntando columna por columna.
4. Análisis estadísticos de los datos. Fue analizada estadísticamente y por inspección la columna de datos que contenía los valores de anomalía de Bouguer así como la que contenía las alturas de las estaciones. Para realizar este análisis, se calculó el valor medio y la desviación estándar de ambos grupos de datos, se graficaron los perfiles de dichas columnas y se plotearon las estaciones sobre un mapa con los contornos de Venezuela. En base al análisis por inspección realizado a los perfiles y al mapa con la ubicación de las estaciones, observando los valores máximos y mínimos de cada perfil, respecto al valor medio y desviación estándar de cada columna, fueron eliminados datos que poseían valores incoherentes de acuerdo al área en la que se encontraban sobre el mapa.

Es importante resaltar que estos datos han sido manipulados y hasta modificados en procesos de estricta confidencialidad realizados por PDVSA y otras compañías. En consecuencia posiblemente fueron introducidos errores, los cuales se trataron de corregir en este paso del procesamiento de datos. Los valores estadísticos que poseen ambas columnas (alturas y anomalía de Bouguer), así como sus respectivos perfiles, son mostrados en la tabla 4.1 y la figura 4.9.

Statistics Information
Database: f:\grav_sl_mariano\AB_total.gdb
Channel: Z_Total
Line: D0
Fiducial range: 0 to 6085
Number of items: 6086
Number of dummies: 0
Minimum value: -32
Maximum value: 4353.1000000000004
Mean value: 221.6790568517915
Standard deviation: 492.51569843204243
Arithmetic sum: 1349138.740000003

Tabla 4.1. Estadística de la columna de alturas.

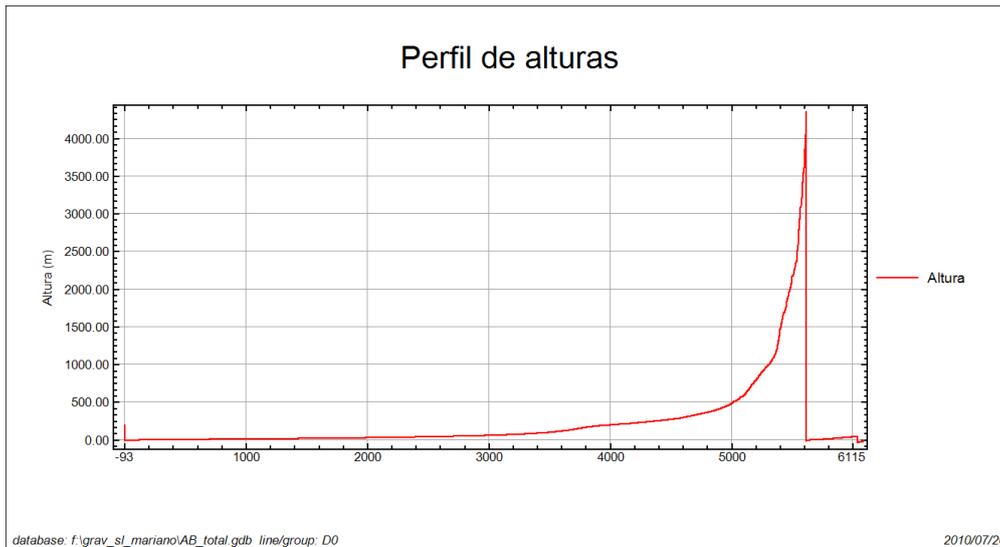


Fig 4.9. Perfil de alturas.

De la tabla 4.1 se puede concluir que las alturas de las estaciones varían considerablemente a través de toda el área de estudio. Muestran un valor mínimo de -32m y un máximo de 4353m. Los valores máximos corresponden a la zona de los Andes, los mínimos (alturas negativas) con el lago de Maracaibo (alturas del lecho marino) y los intermedios con los piedemontes, norte y sur de los Andes. Es importante resaltar que dentro de esta base de datos no se encuentra ninguna estación aérea, como lo muestra el perfil de la figura 4.9, lo que quiere decir que el proceso de remoción de estos datos fue llevado a cabo exitosamente.

En la tabla 4.2 se observa que el valor medio es negativo y la desviación estándar no es muy alta, lo que quiere decir que la mayoría de los valores de anomalía de Bouguer son negativos, y se encuentran próximos a los -122,80mGal. Sin embargo el valor máximo, es un valor positivo y relativamente alto para una anomalía de Bouguer.

Al analizar el perfil de la anomalía de Bouguer (figura 4.10), se observa que existen algunos “picos” discretos, que representan valores positivos de anomalía de Bouguer. Al ubicar estos puntos sobre el mapa y observar los valores de las estaciones adyacentes, nos damos cuenta que difieren de manera importante. En la figura 4.10, se indica la ubicación de una estación, sobre el perfil y sobre el mapa, cuyo valor de anomalía de Bouguer es positivo (38,55mGal), debido a que son negativos los valores de anomalía de las estaciones adyacentes, se procedió a remover esta estación de la base de datos. De la misma manera que con todas aquellas estaciones que presentaban estas características.

Statistics Information	
Database:	f:\grav_sl_mariano\AB_total.gdb
Channel:	AB_total
Line:	D0
Fiducial range:	0 to 6085
Number of items:	6086
Number of dummies:	0
Minimum value:	-167.32
Maximum value:	38.54999999999997
Mean value:	-122.79611403220507
Standard deviation:	36.343362445613401
Arithmetic sum:	-747337.15000000002

Tabla 4.2. Estadística de la columna de valores de anomalía de Bouguer.

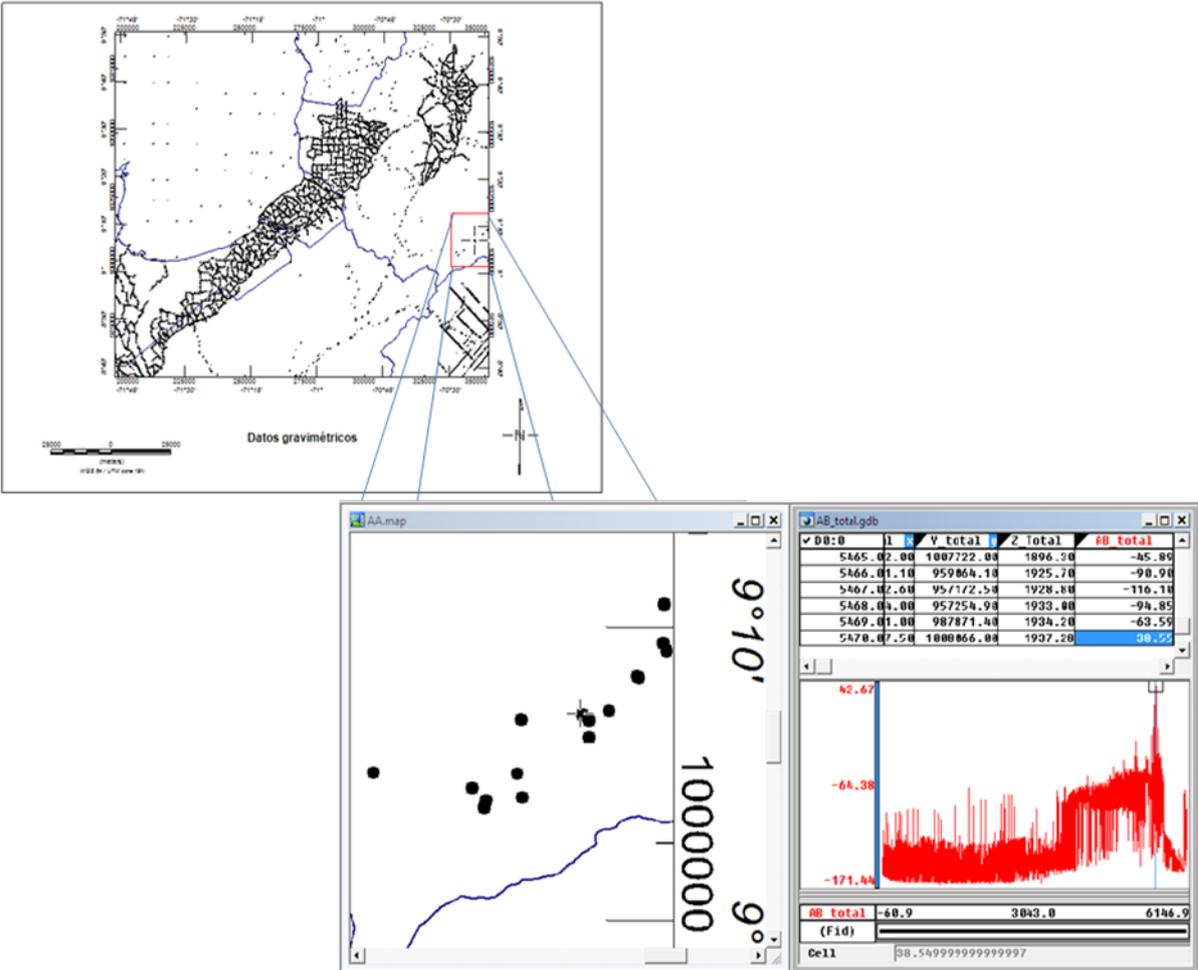


Fig. 4.10. Análisis del perfil de anomalía de Bouguer. En la figura inferior se muestra un zoom del mapa superior, así como el perfil de anomalía de Bouguer y la ubicación de una estación anómala (con un valor de anomalía incorrecto). La cruz en los mapas indica la ubicación de la estación, señalada a su vez por un cuadrado en el perfil y sobre la columna de datos, en una casilla sombreada.

Finalmente, se obtuvo la base de datos “limpia”, donde aparece la ubicación de cada estación, su altura y el valor de anomalía de aire libre y el de anomalía de Bouguer.

#### **4.2.2 Análisis y limpieza de los modelos de elevación digital.**

##### **4.2.2.1 Análisis y limpieza del USGS SRTM3 o SRTM90.**

Este DEM no posee datos de la topografía del lecho marino, por lo que no se disponía de los valores de las elevaciones sobre el lago de Maracaibo, este DEM le asigna un valor constante, de manera tal que pueda ser removido de la base original. Usando la herramienta “save grid to database” se extrajo la base de datos de dicho DEM puesto que es un grid. Se le aplicó un filtro que eliminara ese valor constante a la columna de las elevaciones y se obtuvo una base de datos con valores de elevación únicamente sobre tierra.

##### **4.2.2.2 Análisis y limpieza del SRTM Plus 30 v4.**

Se extrajo la base de datos de dicho DEM usando la herramienta “save grid to database” para analizarlos por inspección. Sobre el lago de Maracaibo existían valores de elevación algo incoherentes (menores a su mayor profundidad reportada, que es de 36 metros, según Calleja, 1998) concentrados en los márgenes del lago. Usando el mismo procedimiento de filtrado para “limpiar” el DEM USGS SRTM3, solo que eliminando todos los valores menores a -36m, se obtuvo una base de datos con valores coherentes para este DEM.

### **4.3 Corrección topográfica.**

#### **4.3.1 Construcción del grid de corrección topográfica.**

El sistema montaje Gravity and Terrain Correction del programa Oasis Montaj realiza esta corrección usando un modelo de elevación (DEM) regional, el cual abarca un área mayor al área de estudio (con un tamaño de hasta 300Km fuera del área de estudio) y otro más detallado o local, el cual cubre la misma área de estudio más un área de corrección local, generalmente de 1Km x 1Km. Con estos dos modelos de elevación,

el programa crea un grid de corrección, con el cual calcula la corrección topográfica para cada estación gravimétrica. El procesamiento se detalla en las secciones siguientes.

#### 4.3.1.1 Grid Regional.

Este Grid fue construido usando el DEM SRTM plus 30 v4, cuya área se extiende más de 120Km al área de estudio, es decir unos 276Km x 254Km. El tamaño de celda de este Grid es de 1Km.

En la figura 4.11 se muestra el grid regional, posee valores máximo y mínimo de 4566,87m y -47,92m respectivamente, un valor medio de 655,60m y una desviación estándar de 946,51. Las alturas máximas se encuentran en la zona de los Andes, representadas por los colores blancos en el mapa de la figura 4.11, mientras que los valores de alturas mínimas, se encuentran en el Lago de Maracaibo, que representan las alturas del lecho marino, mostradas por los colores azules en el mapa. Todas estas alturas están tomadas desde el nivel del mar. El área del Grid regional limita al nor-este con la población de Carora en el Edo. Lara, al Nor-oeste con la ciudad Maracaibo, Edo Zulia, al sur-este con la ciudad de Barinas, Edo Barinas y al sur-oeste con el rio Lobaterita en el Edo. Táchira. El recuadro amarillo, en la figura 4.11, representa el área de estudio completa.

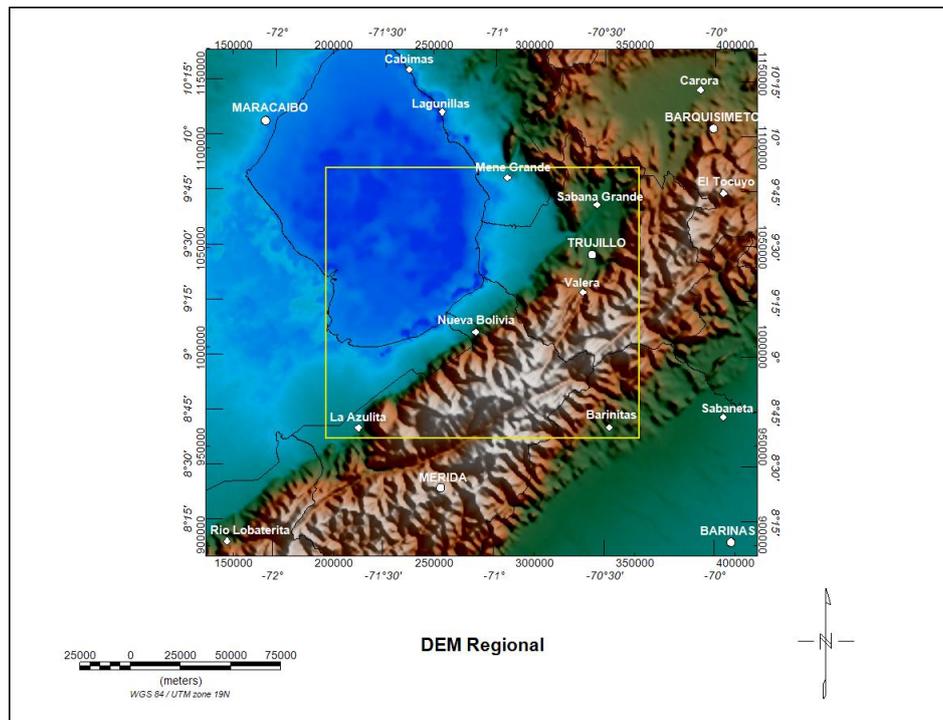


Fig 4.11. Grid regional usado para calcular la corrección topográfica. Se extiende 120Km al área de estudio, delimitada por el cuadrado amarillo.

### 4.3.1.2 Grid Local.

Debido a que el DEM SRTM3 de la USGS no posee datos de la topografía del lecho marino, fue necesario superponerle la información del DEM SRTM Plus 30 v4, el cual posee esta información. Esto se obtuvo, uniendo la base de datos de ambos DEMs para luego generar un grid que posea información tanto en mar como en tierra. Este grid fue construido con tamaño de celda fuera de 90m y cubre un área que se extiende de 1Km al área de estudio, es decir unos 156Km x 135Km. Sus valores máximo y mínimo son 4692,58y -36,19m respectivamente, posee un valor medio de 831,56m y una desviación estándar de 1221,97. Las alturas máximas se encuentran en la zona de los Andes, representadas por los colores blancos en el mapa de la figura 4.12, mientras que los valores de alturas mínimas, se encuentran en el Lago de Maracaibo, que representan las alturas del lecho marino, mostradas por los colores azules en el mapa. Todas estas alturas están tomadas desde el nivel del mar. Este grid limita al nor-este con la localidad de Sabana Grande Edo. Trujillo, al nor-este con el Lago de Maracaibo, al sur-este con la localidad de Barinitas Edo. Barinas y al sur-oeste con la localidad de La Azulita, Edo. Mérida. El recuadro rojo, en la figura 4.12, representa el área de estudio total, que es solo 1Km<sup>2</sup> menor al área del grid local.

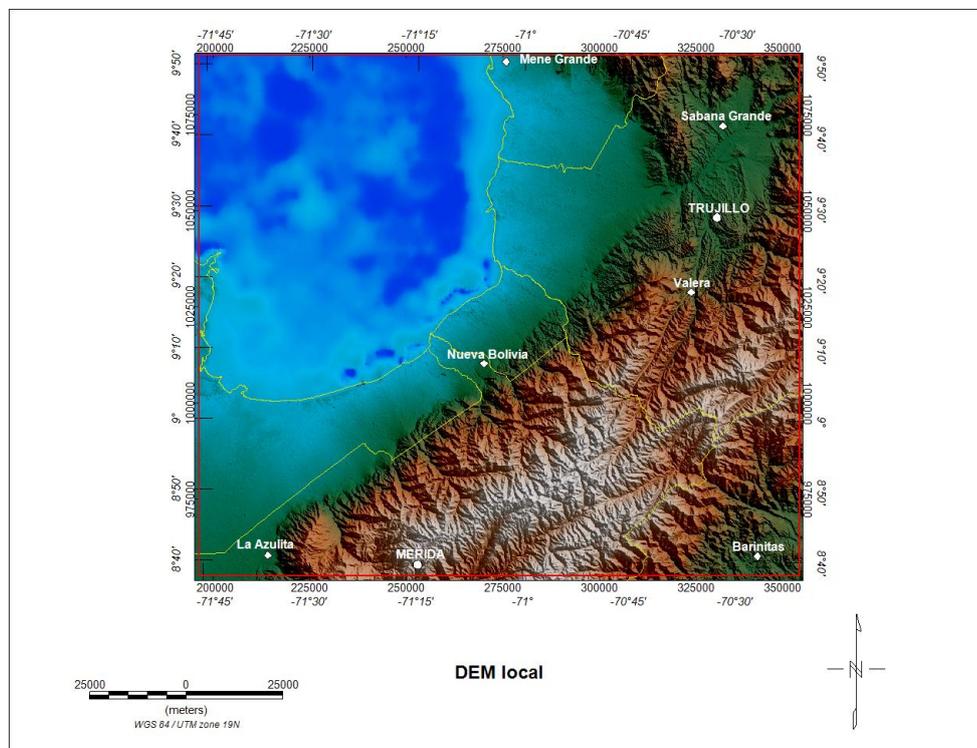


Fig 4.12. Grid local usado para calcular la corrección topográfica. Se extiende 1Km al área de estudio, delimitada por el cuadrado rojo.

### 4.3.2 Cálculo de la corrección topográfica.

Las correcciones son calculadas usando una combinación de los métodos descritos por Nagy (1966) y Kane (1962). El diagrama de la figura 4.13 ilustra la técnica que es implementada por el modulo montaj Gravity and Terrain Correction de Oasis Montaj.

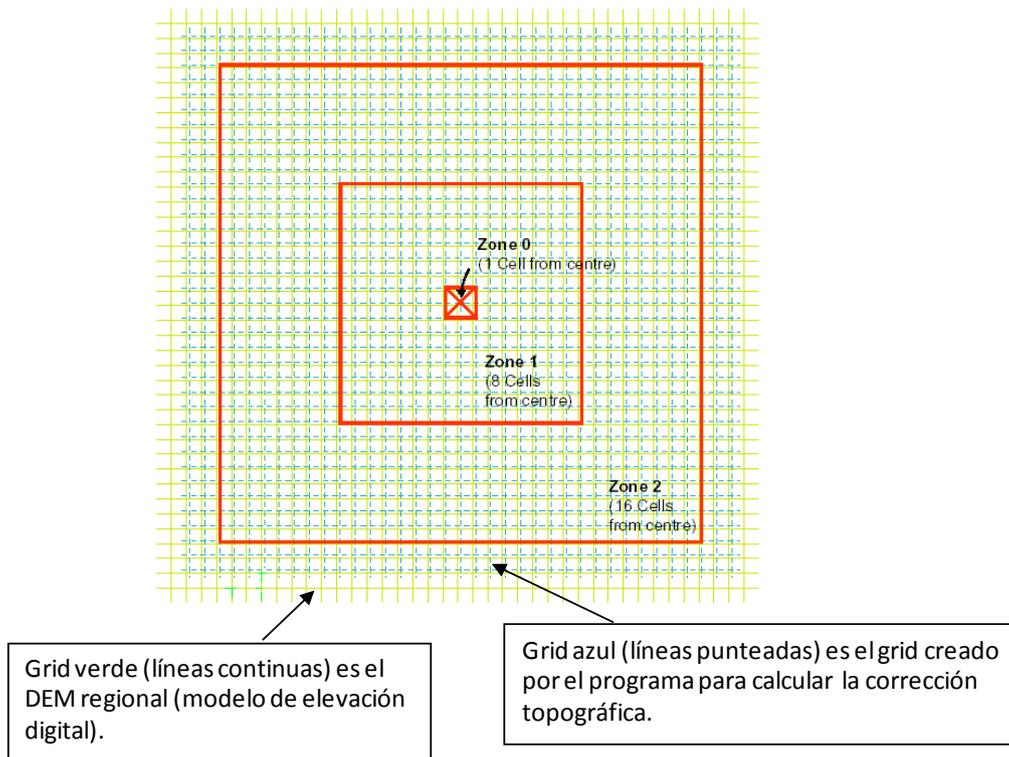


Fig 4.13. Esquema de la corrección topográfica realizado por el programa Oasis Montaj. Tomado de Geosoft (2006).

La estación gravimétrica se encuentra en el centro de este grid. La corrección es calculada basándose en las contribuciones de una zona cercana (Zona 0), una intermedia (Zona 1) y una lejana (Zona 2) (figura 4.9). En la zona cercana (de 0 a 1 celda desde la estación), el algoritmo suma los efectos de cuatro secciones triangulares en forma de cuña, cuyos ápices coinciden con la posición de la estación, los cuales describen una superficie entre la estación gravimétrica y la elevación de cada esquina diagonal, tal como se describe en la sección 3.1.5.2.

En la zona intermedia (de 1 a 8 celdas desde la estación), el efecto topográfico es calculado para cada punto usando los prismas cuadrados desarrollados y descritos por Nagy (1966) (ver sección 3.1.5.2).

En la zona lejana, (mayor a 8 celdas), el efecto topográfico se calcula basándose en la aproximación de un segmento de anillo a un prisma cuadrado descrito por Kane (1962) (ver sección 3.1.5.2).

Este procedimiento lo realiza el programa a través de la herramienta “create regional correction grid” y posteriormente “terrain correction”, herramientas que solicitan parámetros como, la densidad del suelo, el DEM local y regional, la distancia de corrección local, colocando 1Km y la columna de los datos de elevación de las estaciones (Geosoft , 2006).

El cálculo de la corrección topográfica fue realizado para las estaciones sobre el área de estudio, una vez tomando como densidad de Bouguer  $2,67\text{g/cm}^3$  (densidad media del suelo) y otra usando la densidad media de los sedimentos que es de  $2,30\text{g/cm}^3$ .

#### **4.3.3 Cálculo de la anomalía de Bouguer completa.**

Una vez calculada la corrección topográfica, el programa creó una columna con estos valores, los cuales se sumaron algebraicamente a los de anomalía de Bouguer, para así obtener una columna con los datos de anomalía de Bouguer completa (aplicando la ecuación 3.21), esto se hizo tanto para los valores de anomalía de Bouguer calculados con la densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$  como para los calculados con la densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$ .

Los valores de anomalía de Bouguer o anomalía de Bouguer simple con la densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$  fueron calculados a partir de los datos de anomalía de aire libre presentes en la base de datos original.

#### **4.4 Graficación del mapa de anomalía de Bouguer completa.**

Se graficaron dos mapas de anomalía de Bouguer completa, uno para un área grande delimitada por la localidad de Mene Grande del edo. Zulia como límite norte, al nor-este por la localidad de Sabana Grande en el estado Trujillo, al sur-este el poblado de Barinitas, en el estado Barinas, y al sur-oeste el poblado de la Azulita en el edo. Merida. Para este mapa los valores de anomalía de Bouguer completa se calcularon usando como densidad, la densidad promedio de la corteza terrestre que es de  $2,67\text{g/cm}^3$  por lo extenso del área y la cantidad de litologías que se encuentran allí. El otro mapa

fue obtenido usando una densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$  ya que la litología del área esta compuesta principalmente por sedimentos, esta área es una franja que abarca buena parte del flanco nor-Andino.

#### **4.4.1 Generación del mapa de anomalía de Bouguer completa para el área de estudio total.**

Entre los métodos de interpolación disponibles en el programa Oasis Montaj, están el método de mínima curvatura, Kriging, Bi-direccional, entre otros.

Luego de una inspección de la disposición espacial de los datos, se llego a la conclusión de que estos poseían una distribución aleatoria (ver sección 3.2.1.1). Una distribución es aleatoria cuando ciertas sub-áreas tienen la misma probabilidad de contener un punto, tal como la podría tener otra sub-área del mismo tamaño, además la posición de un punto no influye sobre la posición de cualquier otro punto cercano a este. Adicionalmente y como claramente se observa en la figura 4.14, la data es aleatoria y está agrupada, pues se observa mayor densidad de puntos en unas zonas que en otras (ver sección 3.2.1.1).

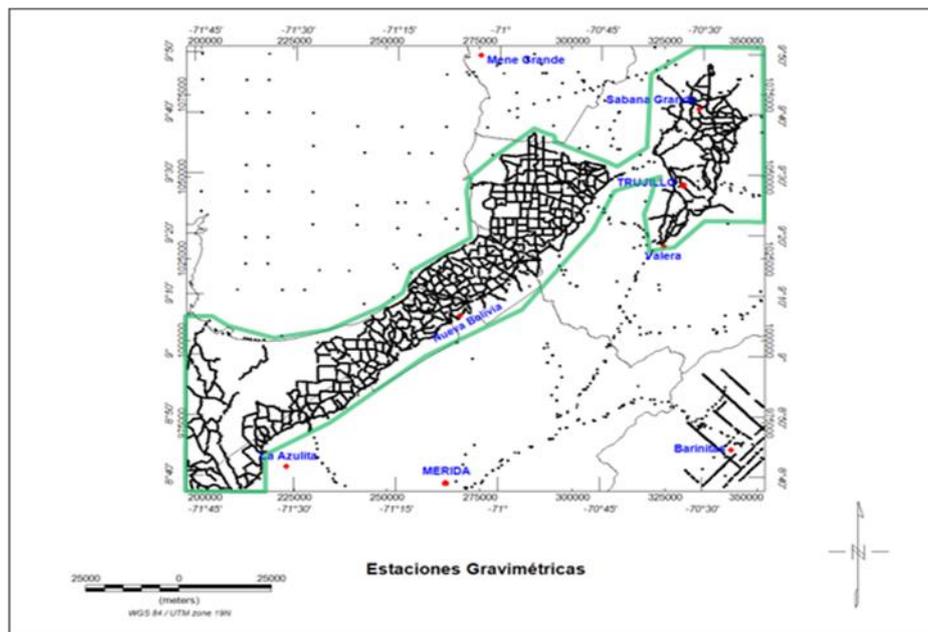


Fig 4.14. Distribución espacial de las estaciones gravimétricas. El área delimitada por la línea verde representa el área del flanco nor andino, donde la distribución de las estaciones posee una buena densidad en relación al resto del área de estudio.

#### 4.4.1.1 Interpolación por Kriging.

El método de Kriging es utilizado para realizar las grillas con datos distribuidos aleatoriamente y que estén agrupados. Este es un método estadístico que consiste en determinar el valor de cada nodo del grid basándose en la distribución de los datos y la correlación espacial que existe entre ellos. La herramienta Kriging del programa Oasis Montaj, primero calcula un variograma de la data usando la ecuación 4.1, llamada la semivarianza, que muestra la correlación en función de la distancia entre puntos. A este variograma se le ajusta una función o modelo de variograma, este modelo debe ser suave y presentar una variación con la distancia lo más parecida posible al variograma calculado con los datos. Luego el programa usa este modelo para determinar los factores de ponderación o peso usados para obtener los valores de los nodos del grid.

$$\gamma_{(h)} = K_{(0)} - K_{(h)} \quad (4.1)$$

$h$ = la distancia entre un par de puntos contiguos.

$K_{(0)}$ = varianza de un punto respecto al cero.

$K_{(h)}$ = covarianza entre dos puntos contiguos.

Este método tiene la posibilidad de estimar el error de los datos en cada nodo del grid, midiendo cuan aproximado está el modelo de variograma al variograma original de los datos. De esta manera se pueden discriminar o prestar más atención a ciertas zonas del mapa de anomalía de Bouguer a la hora de realizar la interpretación.

La herramienta del Kriging permite manipular los modelos de variograma o funciones teóricas a través de distintos parámetros y así ajustarlo al variograma observado. Adicionalmente es posible aplicar un filtro de suavizado a la data original antes de realizar el ajuste del modelo de variograma al variograma observado.

Se crearon grids usando el modelo esférico, gaussiano y exponencial, colocando para dos de ellos un factor de suavizado (“low-pass desampling factor”) de 3 y para el Gaussiano de 4. Este filtro se usa para eliminar el ruido o el error (“aliasing”) generado por datos que sobre un área tienen poca densidad de distribución, como es el nuestro. Este filtro es controlado por el factor “low-pass desampling”, este factor actúa efectivamente como un filtro pasa bajo promediando todos los puntos  $x$ , y dentro de la

celda más cercana definida por este factor. Por ejemplo un factor de 3 promediará los datos dentro de las 3,6,9,12... celdas más cercanas antes de calcular el grid.

De esta manera se obtuvieron los tres grids, con sus errores y su respectivo gráfico del variograma modelado superpuesto al observado, para luego de compararlos, escoger el modelo de variograma que mejor se ajuste al variograma de los datos (esto se muestra más en detalle en la siguiente sección).

Este mapa fue realizado con la finalidad de obtener una vista de las tendencias regionales presentes en el área de estudio (flanco nor Andino).

- **Escogencia del modelo de variograma.**

El método interpolación Kriging del programa Oasis Montaj permite trabajar con distintos modelos de variograma que serán ajustados al variograma obtenido por los datos. Entre estos modelos solo se utilizaron el exponencial, el Gaussiano y el esférico, que son los modelos que más se ajustan al variograma original de la data.

En la figura 4.15, 4.16 y 4.17 se muestran los modelos de variogramas superpuestos al variograma original de la data, para el exponencial, esférico y Gaussiano, respectivamente.

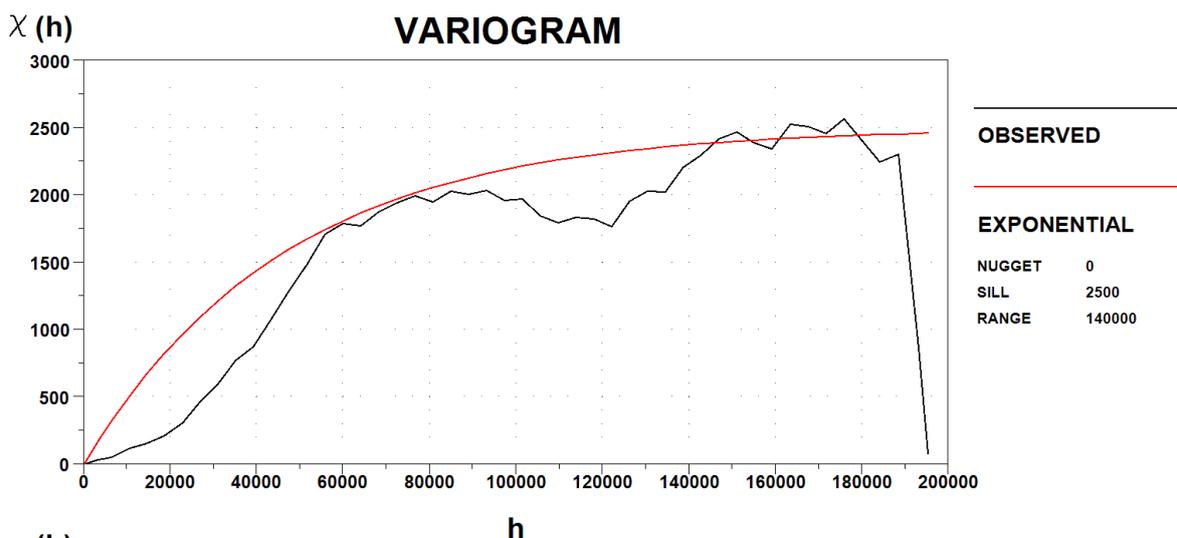


Fig 4.15. Modelo de variograma exponencial superpuesto al variograma original de la data.

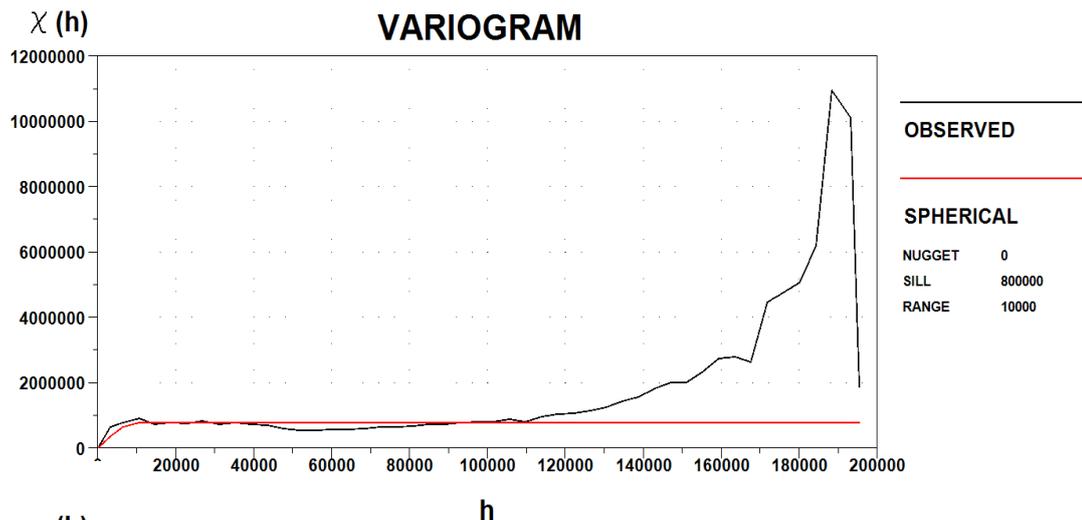


Fig 4.16. Modelo de variograma esférico superpuesto al variograma original de la data.

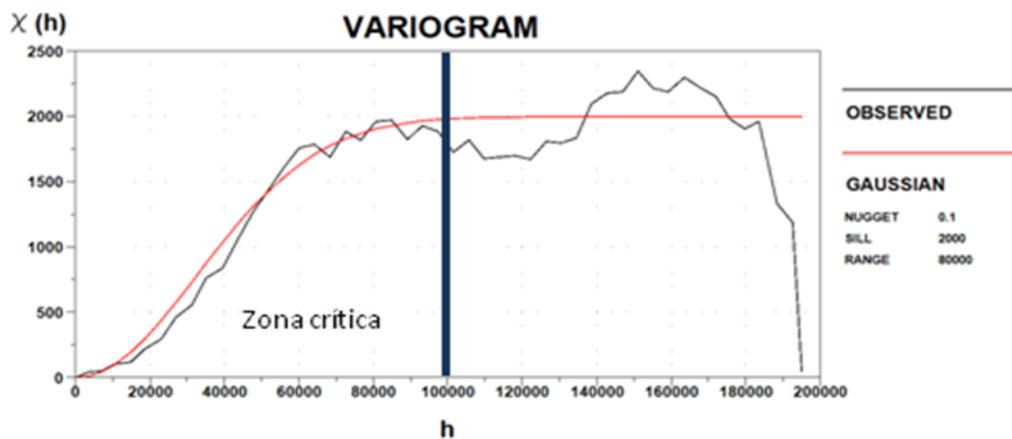


Fig 4.17. Modelo de variograma Gaussiano superpuesto al variograma original de la data.

Estos gráficos (figuras 4.15, 4.16 y 4.17) muestran la correlación que existe entre los puntos de la data ( $\chi(h)$ ) en función de la distancia que hay entre ellos ( $h$ ). Por lo tanto los puntos más cercanos entre sí, son los más críticos e importantes a la hora de escoger el modelo de variograma que se utilizará para realizar la interpolación. La idea es entonces escoger el modelo de variograma que más se ajuste al variograma original de la data, teniendo mayor consideración en la zona donde están los valores de  $h$  pequeños.

Adicionalmente esta herramienta, también genera un grid con el error de interpolación en cada punto, es una medida de cuanto se ajusta el modelo del variograma al variograma original de la data, es decir, dan una idea de cuan buena es la densidad de puntos en un área específica. En las figuras 4.18, 4.19 y 4.20 se muestran los mapas de error de interpolación para los tres modelos.

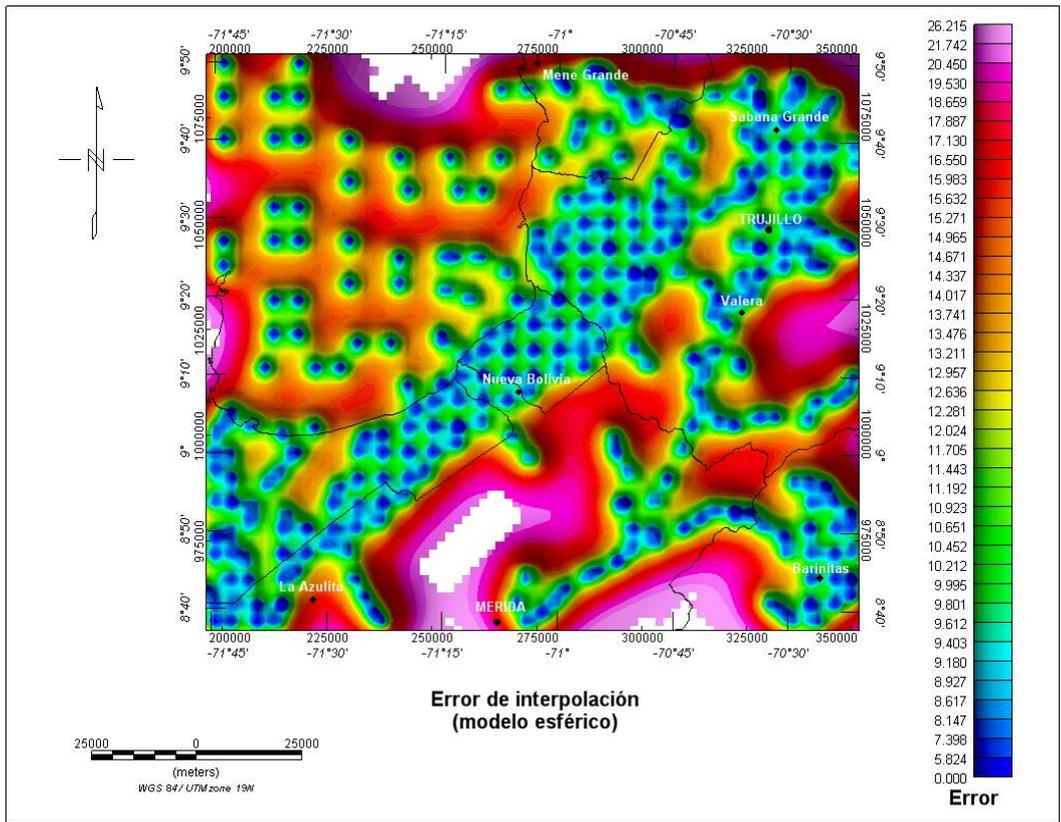


Fig 4.18. Mapa del error de interpolación usando el modelo de variograma esférico.

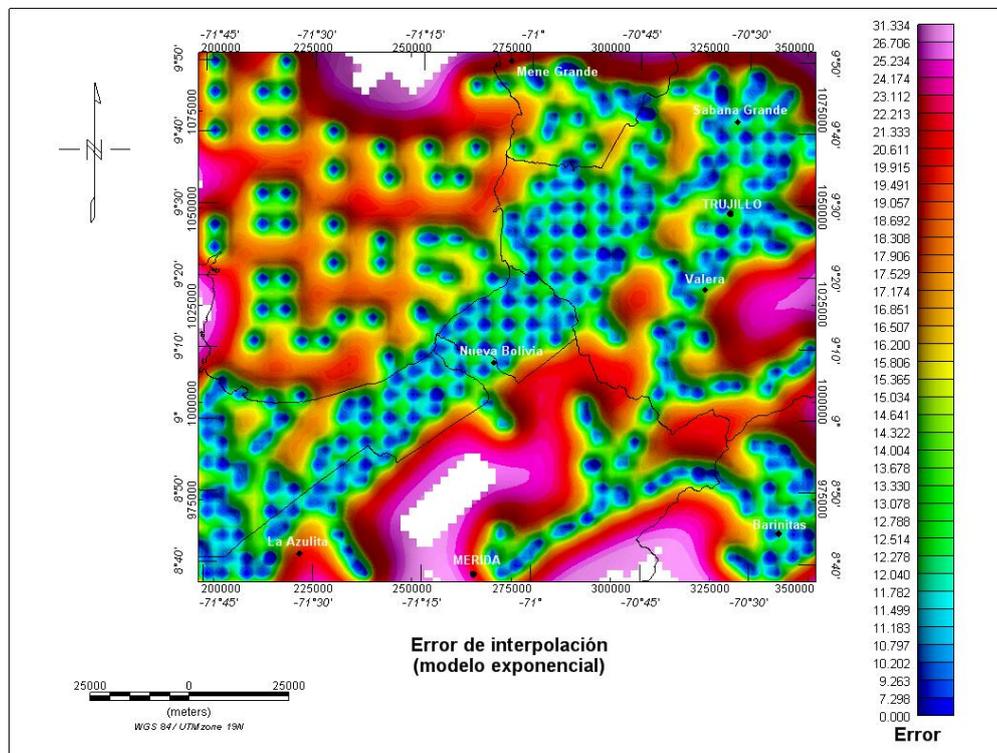


Fig 4.19. Mapa del error de interpolación usando el modelo de variograma exponencial.

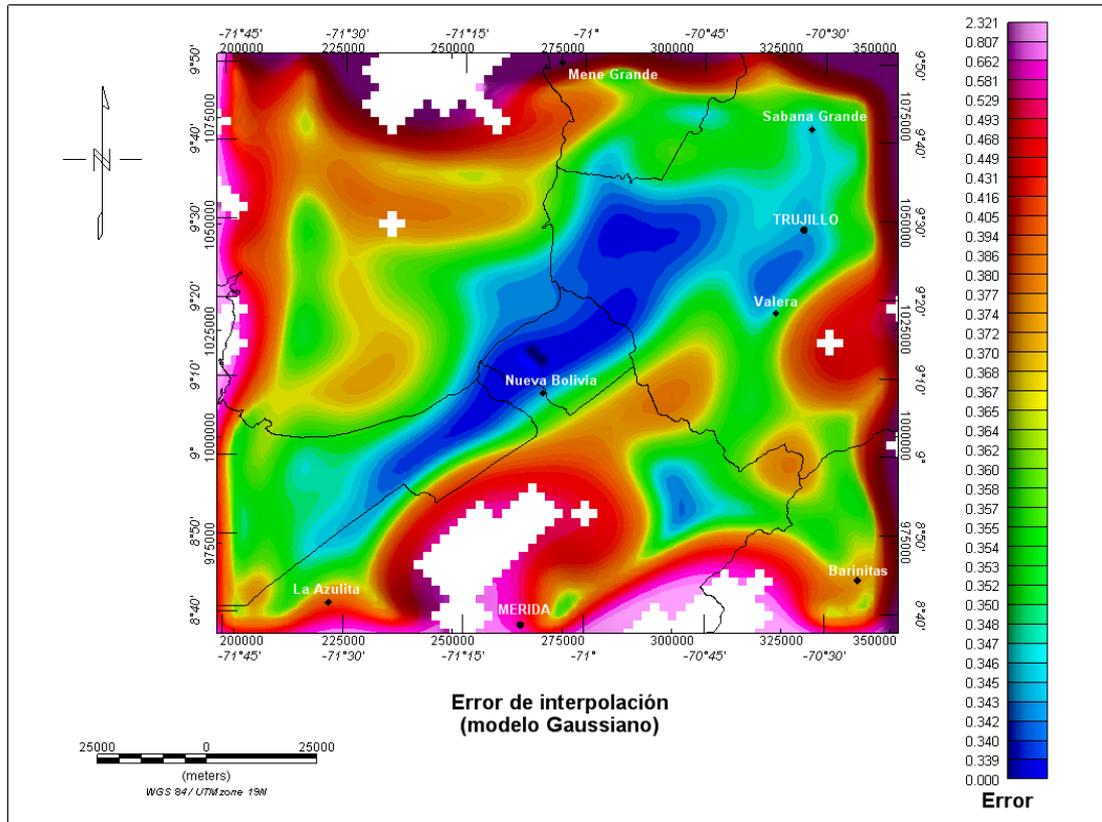


Fig 4.20. Mapa del error de interpolación usando el modelo de variograma Gaussiano.

A continuación en la tabla 4.3 se muestra un cuadro con la estadísticas de los mapas, donde aparece el valor máximo, el valor mínimo, la media y la desviación estándar de cada mapa.

Mapa	Valor máximo	Valor mínimo	Valor medio	Desviación estándar
Error modelo esférico	26,22	0	12,93	4,03
Error modelo exponencial	31,33	0	16,12	4,94
Error modelo Gaussiano	2,32	0	0,41	0,15

Tabla 4.3. Estadística de los mapas de error de interpolación para los modelos de variograma exponencial, esférico y Gaussiano.

Al comparar los mapas de error y los variogramas, es claro que el modelo Gaussiano es el que más se ajusta al variograma de los datos que se tienen en el área. Al observar los variogramas a simple vista es fácil concluir que la curva del modelo

Gaussiano es la que más se ajusta al variograma de los datos, además esto se evidencia claramente al comparar los valores máximos y los valores medios de los tres modelos, mostrados en la tabla 4.3.

Se generaron dos mapas usando este método, uno usando los valores de anomalía de Bouguer calculados con una densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$  y otro usando los valores calculados con una densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$ .

#### **4.4.1.2 Interpolación por mínima curvatura.**

Este mapa fue generado usando los valores de anomalía de Bouguer calculados con una densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$ .

El programa primero, calcula los valores de la red en los nodos de un grid grueso (usualmente con celdas de 8 veces el tamaño de las del grid final). Esta estimación se basa en el promedio de la distancia inversa de los datos reales en un radio de búsqueda especificados. Si no hay datos dentro del radio, el promedio de todos los puntos en el grid son usados. Un método iterativo es empleado luego para ajustar el grid, de manera tal que los datos reales más cercanos a los nodos del grid grueso se ajusten lo mejor posible.

Luego de que se obtiene un ajuste aceptable, el tamaño de las celdas del grid grueso se divide por dos. El mismo proceso es repetido usando el grid grueso como superficie inicial. Esto se repite iterativamente hasta que la superficie de mínima curvatura es ajustada tal que el tamaño de sus celdas sean las del grid final.

Para generar el grid de esta área se utilizo un tamaño de celda de 2000m, que representa la separación promedio entre estaciones.

Como ya se mencionó, en el área existen regiones que poseen una muy pobre distribución de estaciones y las superficies de mínima curvatura no se ajustan muy bien a estas áreas, de hecho generan ruidos. Este ruido espacialmente es mucho más pequeño que las características (respuesta de los cuerpos anómalos) de interés. El ruido puede ser comparable o más grande en amplitud que la de aquellas características de interés. Si esto ocurre un error conocido como “aliasing” es introducido en la data y puede ser atenuado por el filtro “des-aliasing”

Por otra parte, con la finalidad de reducir aún más este ruido, al mapa de anomalía de Bouguer completa se le aplico un “regrid”, es decir se recalculó el grid esta

vez con un tamaño de celda mayor, esto simplemente suaviza las tendencias y anomalías observadas en el mapa, sin cambiar significativamente sus formas y tamaños.

#### **4.4.2 Generación del mapa de anomalía de Bouguer completa para el Flanco Nor Andino.**

Esta área corresponde específicamente la zona de interés y cubre toda el área de Sabana Grande en el Estado Trujillo y gran parte del Flanco Nor-Andino, al sur del Lago de Maracaibo (ver figura 4.14). El área posee una buena densidad de estaciones distribuidas espacialmente al azar, así se observa en el mapa de la figura 4.14, 4.18, 4.19 y 4.20, solo algunas zonas pequeñas no poseen estaciones, como la que se encuentra al norte de La Azulita, cerca del Lago de Maracaibo y al nor-este del mapa de la figura 4.14, aproximadamente al oeste de Trujillo. Estas características en la distribución de las estaciones, permiten aplicar el método de mínima curvatura (del programa Oasis Montaj) para realizar la interpolación de los datos y obtener el mapa de anomalía de Bouguer. Es importante destacar que este método es mucho más sencillo en la práctica que el método de Kriging en cuanto al tiempo de cómputo se refiere.

Se generó entonces el grid de anomalía de Bouguer completa de esta área usando como tamaño de celda 1000m, que es la separación promedio entre estaciones en la zona.

Como ya se mencionó existen pequeñas sub zonas que poseen una muy pobre distribución de estaciones y las superficies de mínima curvatura no se ajustan muy bien a estas áreas y se generan ruidos. Este ruido fue atenuado por el filtro “des-aliasing”.

Por otra parte, con la finalidad de reducir aún más ese ruido, al mapa de anomalía de Bouguer completa se le aplico un “regrid”. Este grid fue utilizado para calcular los demás grids (grid de componente residual, componente regional, grid de derivada horizontal total, vertical, señal analítica, etc).

### **4.5 Análisis e interpretación del mapa de anomalía de Bouguer completa del Flanco Nor Andino.**

#### **4.5.1 Separación regional-residual.**

##### **4.5.1.1 Cálculo del espectro de potencia (power spectrum).**

El espectro de potencia fue calculado utilizando el modulo “Montaj MAGMAP”, el programa calcula el espectro de potencia del grid transformado en el dominio de la frecuencia (ver sección 3.2.3.2) y despliega un gráfico que representa los valores del espectro de potencia del grid en función del número de onda (en ciclos por unidades de distancia), además de otro gráfico que representa los valores estimados de profundidad (sección 3.2.3.2) en función del número de onda.

Para el cálculo del espectro de potencia, de la data, se especificó el nombre del grid de anomalía de Bouguer completa transformado al dominio de la frecuencia y el nombre del archivo que contendría el espectro de potencia. Luego el programa despliega los gráficos de espectro de potencia en función de los números de onda y el gráfico de las profundidades estimadas en función de los números de onda, el número de onda se encuentra en ciclos por Km (ciclos/Km).

Estos gráficos fueron analizados para identificar las distintas interfaces que se encuentra en el área de estudio y representen cambios importantes de densidad. Gracias a las rectas que se pudieron trazar sobre el grafico del espectro de potencia, se identificaron dos grandes grupos, el número de onda que los divide fue de 0,04ciclos/Km (ver figura 4.21).

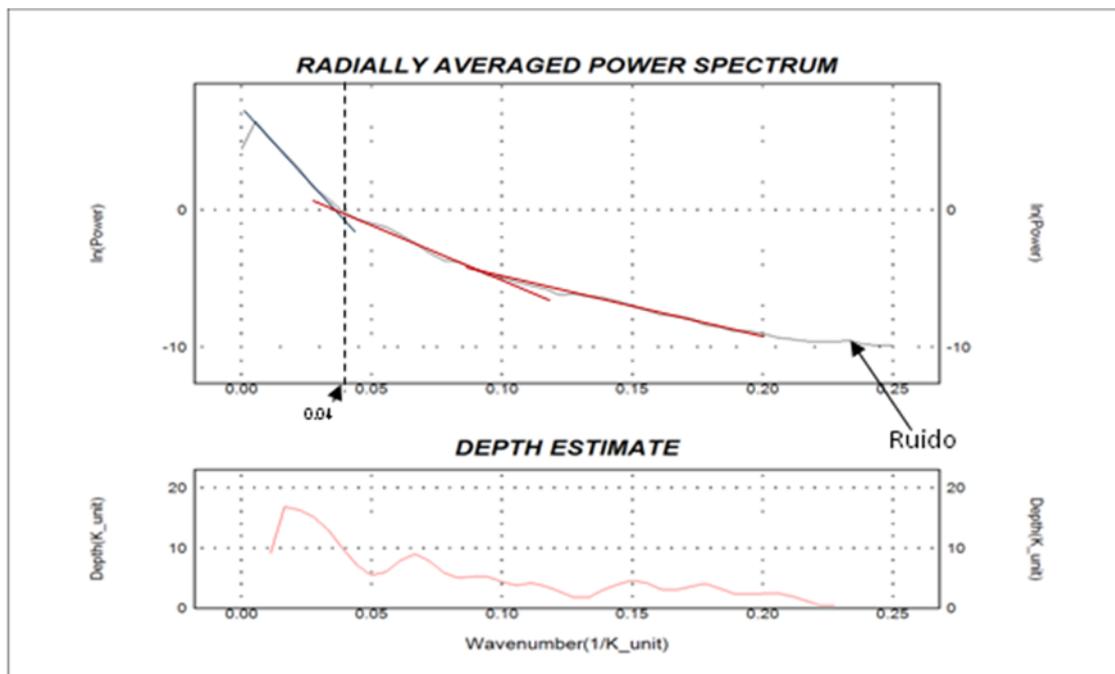


Fig 4.21. En la parte superior se muestra el gráfico del logaritmo neperiano del espectro de potencia en función del número de onda. En la parte inferior se muestran las profundidades estimadas en Km como una función del número de ondas. Las línea azul en el grafico superior muestra el estrato más profundo o regional, las líneas rojas al lado derecho los mas someros, que producen el carácter residual.

#### 4.5.1.2 Filtro Gaussiano.

Para la separación regional residual, el modulo “Montaj MAGMAP” del programa Oasis Montaj, cuenta con distintos filtros, entre los cuales se utilizó el filtro Gaussiano regional/residual (sección 3.2.3.3).

Con ayuda del gráfico del espectro de potencia en función del número de onda (figura 4.21) y suponiendo que las fuentes más profundas son las responsables del carácter regional en el mapa de anomalía de Bouguer, se filtraron las anomalías con números de onda por debajo y por encima de 0,04ciclos/Km para conseguir el mapa regional y residual, respectivamente.

Usando la herramienta “interactive filtering” del modulo “Montaj MAGMAP”, el cual muestra la curva del espectro de potencia vs numero de onda, y los cambios que sufren, la curva del filtro aplicado y la señal resultante, al cambiar la desviación estándar del filtro Gaussiano, se concluyó que el valor para realizar esta separación regional residual era de 0,04ciclos/Km. Para obtener el grid de carácter regional se aplica la ecuación 3.39, en cambio para obtener el grid residual se aplica la ecuación 4.2 (ver sección 3.2.3.3).

$$L(k) = -e^{\frac{-k^2}{2\sigma^2}} \quad (4.2)$$

#### 4.5.1.3 Ajuste polinomial.

Otro método con el que se realizó la separación regional-residual, fue el método de ajuste polinomial, con el que se calcula una superficie polinómica suave que se ajusta lo mejor posible a los datos (ver sección 3.2.3.1).

Para realizar este cálculo se utilizó el modulo “Montaj X-Utility” del programa Oasis Montaj, donde se encuentra la herramienta “Polynomial” que es uno de los filtros disponibles en este modulo.

El programa realiza un ajuste de mínimos cuadrados con la finalidad de obtener los parámetros necesarios para construir los diferentes polinomios, a partir de los cuales el programa genera datos que colocará en un canal de la base de datos, considerados como la componente regional de la anomalía de Bouguer, además genera opcionalmente

otro canal con datos que resultan de la resta de los anteriores con los de anomalía de Bouguer completa, es decir el canal de la componente residual.

Con la finalidad de conseguir los datos de la componente regional y residual del grid de anomalía de Bouguer completa y debido a que estos polinomios son de carácter bidimensional, fue necesario extraer los datos con los que se generó el grid de anomalía de Bouguer completa, para que sean guardados en una base de datos separados por líneas, es decir, cada tabla contiene los datos de anomalía de Bouguer para cada coordenada  $y$ , dejando fija la coordenada  $x$ , así cada línea contendrá los diferentes valores de  $y$  y de anomalía de Bouguer contenidos en cada punto sobre el eje  $x$  del grid.

Luego se aplica el filtro “polynomial” especificando el canal al que se le aplicará el filtro, el canal que contendrá la componente regional y el que contendrá la residual, así como el grado del polinomio que será calculado. Este procedimiento se realizó para cada uno de los diez polinomios disponibles, desde el grado cero al nueve.

Posteriormente se obtuvieron los grids de la componente regional y residual obtenidos por todos los polinomios, usando el método de mínima curvatura.

Finalmente para escoger el grado del polinomio que mejor se ajustaba a la data y que mejor modelaba el carácter regional del mapa de anomalía de Bouguer, se trazaron cuatro perfiles a través del área de estudio, sobre los mapas obtenidos a través del ajuste polinomial y sobre el mapa de anomalía de Bouguer, todos perpendiculares a los Andes. Luego se compararon visualmente los perfiles trazados, para escoger aquel perfil que mejor modelara el carácter regional y residual del mapa de anomalía de Bouguer. Este procedimiento completo se muestra en el apéndice A.

Por último se compararon los dos métodos de separación (el del filtro Gaussiano utilizando la frecuencia de corte obtenida en el espectro de potencia y el del ajuste polinomial), observando el mapa regional y residual generados por ambos métodos.

#### **4.5.2 Métodos de interpretación cualitativos.**

La interpretación cualitativa incluye toda la inspección visual e interpretación de los mapas de anomalía de Bouguer, residual, regional y adicionalmente los mapas de derivadas que ayuden a realzar rasgos característicos e importantes relacionados con la ubicación de contactos geológicos, fallas, etc.

Solo las derivadas horizontales son calculadas en el dominio del espacio, las demás derivadas y sus diferentes combinaciones, así como algunos filtros son calculadas necesariamente en el dominio de la frecuencia.

El programa Oasis Montaj realiza todos estos cálculos a través del modulo “Montaj MAGMAP”. Primero el grid original es preparado para poder aplicarle todos los filtros y derivadas posteriormente. Al grid original se le remueven las tendencias de primer orden, luego el grid es expandido de tal manera que forme un cuadrado con dimensiones aceptables para la transformada de Fourier que aplica el sistema “Montaj MAGMAP”, los bordes son reemplazados por valores racionalmente interpolados de manera tal que el grid se vuelve periódico. Este grid cuadrado y periódico que se encuentra en el dominio del espacio, es transformado posteriormente al dominio de la frecuencia o numero de onda al aplicarle la transformada de Fourier, este grid es llamado “grid transformado”.

Una vez son aplicadas las derivadas o filtros que se deseen, a este grid, el sistema aplica la transformada inversa y se obtiene un grid en el dominio del espacio, con las mismas dimensiones del grid original (ver sección 3.2.3.2).

#### **4.5.2.1 Cálculo de la derivada en $x$ , $y$ y $z$ de la anomalía de Bouguer completa.**

Una vez transformado el grid de anomalía de Bouguer completa (luego de aplicar el “regrid”) al dominio de la frecuencia, se le aplicaron los diferentes filtros y derivadas utilizando el modulo “Montaj MAGMAP” del programa Oasis Montaj. Para el caso de la derivada  $z$ , solo fue necesario introducir el nombre del grid transformado, especificar el nombre y el orden de la derivada.

Como se mencionó anteriormente, para calcular las derivadas horizontales no es necesario transformar el grid original al dominio de la frecuencia.

Otra manera de calcular las derivadas direccionales de primer orden a un grid, es por medio del modulo “Euler 3D” del programa Oasis montaj, este calcula las derivadas horizontales, en  $x$  y en  $y$  en el dominio del espacio. Se especificó el nombre del grid de anomalía de Bouguer completa y el programa creó los diferentes grids para las diferentes derivadas sin ruidos ni errores.

#### **4.5.2.2 Cálculo de la señal analítica.**

La señal analítica también es calculada por el modulo “Montaj MAGMAP”. Para calcularla es necesario especificar el nombre del grid transformado (grid de anomalía de Bouguer transformado al dominio de la frecuencia) y automáticamente el programa muestra el grid de señal analítica en el dominio del espacio y con las mismas dimensiones que el grid original.

#### **4.5.2.3 Cálculo de la derivada horizontal total.**

Una vez calculados los grids de derivada en  $x$  y en  $y$ , se utilizó la herramienta “Grid Math” del programa Oasis Montaj, para construir la ecuación 3.40. Esta ecuación obtiene el cuadrado de cada punto de los grids de derivada, suma estos valores y calcula la raíz cuadrada de toda la expresión. De esta manera se obtuvo un grid que representa la derivada horizontal total de los datos de anomalía de Bouguer total.

#### **4.5.2.4 Extracción del perfil de interpretación de los mapas de derivada vertical, segunda derivada vertical, señal analítica y derivada horizontal total de la componente residual de la anomalía de Bouguer.**

Para obtener un mejor análisis de los mapas, se trazó un perfil a lo largo del flanco nor-Andino, sobre los mapas de derivada vertical, segunda derivada vertical, señal analítica y derivada horizontal total de la componente residual de la anomalía de Bouguer, usando la herramienta “Grid Profile” del programa Oasis Montaj. En esta herramienta se especifican los grids sobre los cuales se trazará el perfil, luego se coloca el intervalo de muestreo, el cual fue de 1km, posteriormente se traza el perfil sobre el mapa. Finalmente se obtiene una base de datos que posee las coordenadas  $x$  y  $y$  de los puntos del perfil y su respectivo valor sobre los cuatro grids, en columnas separadas. Con estos valores se generan los perfiles, teniendo una escala vertical para cada perfil (de cada grid) y una misma escala horizontal en Km para todos ellos.

### **4.5.3 Métodos de interpretación cuantitativos.**

#### **4.5.3.1 Cálculo de la deconvolución de Euler.**

El modulo “Euler 3D” de Oasis Montaj, usa el método de mínimos cuadrados para resolver la ecuación de Euler (ec. 3.45) simultáneamente para cada posición del grid dentro de una “ventana”. Una ventana cuadrada, por ejemplo de 10 por 10, es movida a lo largo de cada fila del grid. Para cada punto del grid habrán 100 ecuaciones, de las cuales las cuatro incógnitas (localización  $x_0, y_0, z_0$  y el campo B) y su incertidumbre (desviación estándar) son obtenidas para cada índice estructural dado.

Una solución es aceptada si la incertidumbre de la profundidad calculada es menor que un valor de tolerancia especificado y esté dentro de un límite de distancia medida desde el centro de la “ventana”, luego la ventana se mueve hacia la próxima posición para realizar el mismo procedimiento una y otra vez. Al finalizar el proceso para todo el grid, se crea una base de datos que contiene la ubicación de las fuentes en el plano y profundidad, con sus respectivas incertidumbres y la distancia del punto al centro de la ventana, así como una columna llamada “mask” que servirá para filtrar algunas soluciones.

Entre los parámetros requeridos por el programa están:

- Máxima tolerancia de profundidad (max. % depth tolerance): Todas las soluciones con un error estimado menor que la de esta tolerancia serán aceptadas. Mientras menor sea la tolerancia, menor cantidad de soluciones se tendrán, pero serán más realistas.
- Tamaño de ventana (window size): Determina el área (en cantidad de celdas de grid) para calcular las soluciones de Euler. Todos los puntos en la ventana son usados para resolver la ecuación de Euler. La ventana debe ser tan grande como para incluir toda la anomalía que será analizada, pero no tan grande como para que contenga múltiples anomalías.
- Máxima distancia aceptada (maximum distance to accept): especifica la máxima distancia medida desde el centro de la ventana hasta el punto de localización de las fuentes. El resultado de la deconvolución es más exacto cuando la fuente está centrada dentro de la ventana, por lo que las soluciones localizadas lejos de este punto serán rechazadas.

Una vez calculadas las derivadas en  $x$ ,  $y$ ,  $z$  del grid de anomalía de Bouguer, se procedió a calcular las soluciones de Euler para los índices estructurales 0, 0,5 y 1, usando el método estándar que emplea el modulo “Euler 3D” del programa Oasis Montaj. Para ello se colocó como valor de tolerancia de la profundidad el 15%, valor que tiene por defecto el programa, como tamaño de ventana (window size) se colocó 5, por 5 celdas, ya que la longitud de la mayoría de las anomalías que se observan en el mapa de anomalía de Bouguer es de 10Km y el tamaño de las celdas de dicho grid es de 2Km, por lo que la máxima distancia aceptada fue 5000, la mitad de la longitud de la ventana.

Como resultado se obtuvieron tres bases de datos, una para cada índice estructural, con los valores antes mencionados. Con la herramienta “window solution list” del modulo “Euler 3D”, se refinaron las soluciones de acuerdo a los valores de profundidad, incertidumbre en profundidad, incertidumbre en el plano y las distancias en  $x$  y en  $y$  de las fuentes hasta el centro de las ventanas para cada base de datos.

Las soluciones de Euler fueron calculadas también para el mapa de la componente regional, así como al de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

#### **4.5.3.2 Inversión 2D.**

Este método de interpretación, consiste en crear un modelo 2D del subsuelo. Este modelo se obtiene al trazar un perfil a través de algún mapa de anomalía, para luego tratar de modelar el subsuelo, variando diversos parámetros (profundidad, forma, dimensiones y densidad, de los cuerpos geológicos que lo componen), de manera tal que su respuesta gravimétrica a través del perfil sea lo más parecida a la anomalía observada.

Para ello el programa Oasis Montaj cuenta con una extensión hacia otro programa llamado GMSYS, el cual utilizando polígonos de Talwani (Sección 3.2.3.2), para crea un modelo del subsuelo, que luego utiliza para calcular la anomalía debida a estos cuerpos. Posteriormente compara este perfil con el extraído del mapa de anomalía y calcula el error de aproximación. El programa permite variar la forma y la densidad de estos cuerpos, lo que permite por ensayo y error obtener un perfil lo más ajustado posible al perfil observado.

Sobre el área de estudio se trazaron dos perfiles a través de los cuales se realizara la inversión, en la figura 4.22 se muestra la ubicación de ambos.

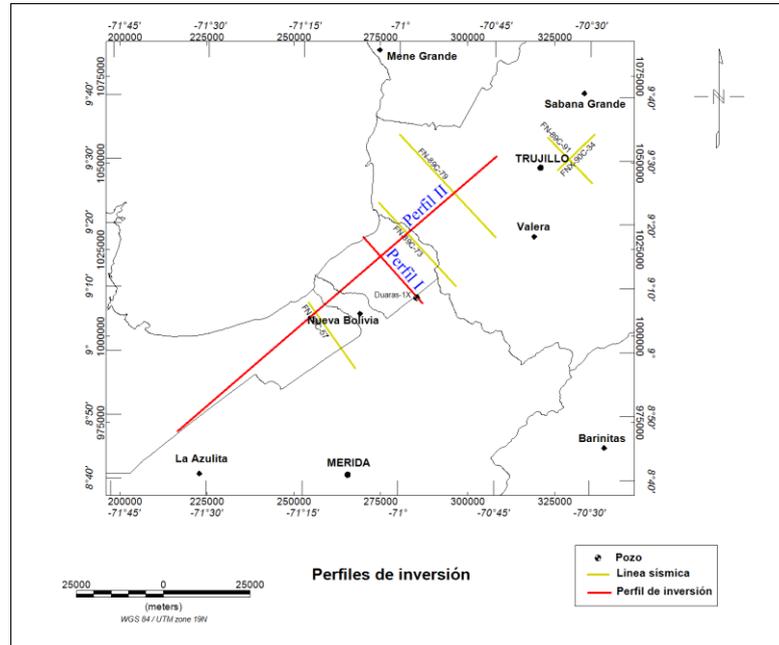


Fig 4.22. Ubicación de los perfiles de inversión 2D.

- **Perfil I.**

Para obtener este perfil del subsuelo, se contó con una línea sísmica (FN89C-69), que pasa por el perfil trazado tanto en el mapa de anomalía de Bouguer como en el de la componente residual de la anomalía de Bouguer y la información del Pozo Duaras-X1 que está localizado sobre la línea (ver figura 4.4).

La línea sísmica FN-89C-69, interpretada por De Toni et al. (1994), se encuentran en segundos y no en metros, por lo que fue necesario “calibrar” la línea usando la información del pozo Duaras-X1.

En la figura 4.23 se muestra la imagen de la línea sísmica FN89C-69 original, en tiempo.

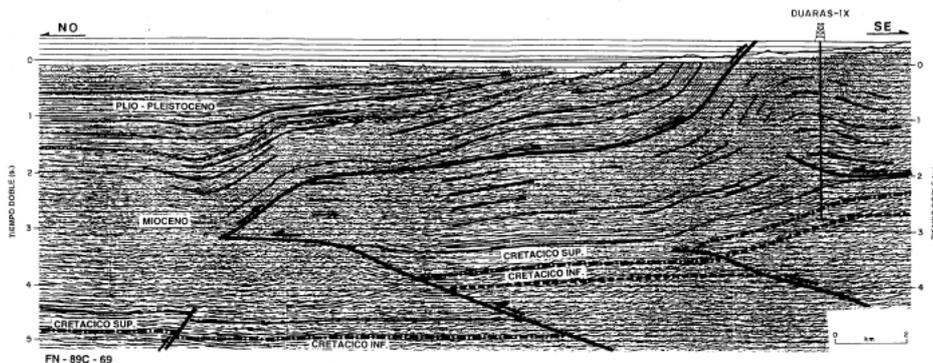


Fig 4.23. Línea sísmica FN89C-69 original, con profundidades en tiempo doble. Tomada de De Toni et al. (1994).

Como se observa en la figura 4.23 la línea sísmica FN89C-69 se encuentra interpretada, en ella se identifican a través de líneas oscuras los diferentes estratos, algunos de los cuales están descritos por sus edades geológicas. Además se muestra la ubicación y profundidad total del pozo Duaras-1X. A partir de esta información se creó un modelo geológico calibrando la profundidad con la información del pozo Duaras-1X (ver figura 4.24).

En la figura 4.23 se muestra el pozo Duaras-1X que pasa a través de distintos estratos (señalados con líneas oscuras). En la información extraída del pozo se encuentra especificado el espesor de cada estrato en metros, así como las formaciones, sus edades geológicas y la litología presente en cada uno. Usando la imagen de la línea FN89C-69 y conociendo la profundidad en metros de cada estrato que se observa cerca del pozo, se procedió a crear un modelo aproximado de la geología observada y descrita en la línea sísmica, que posea una escala de profundidad en metros (figura 4.24).

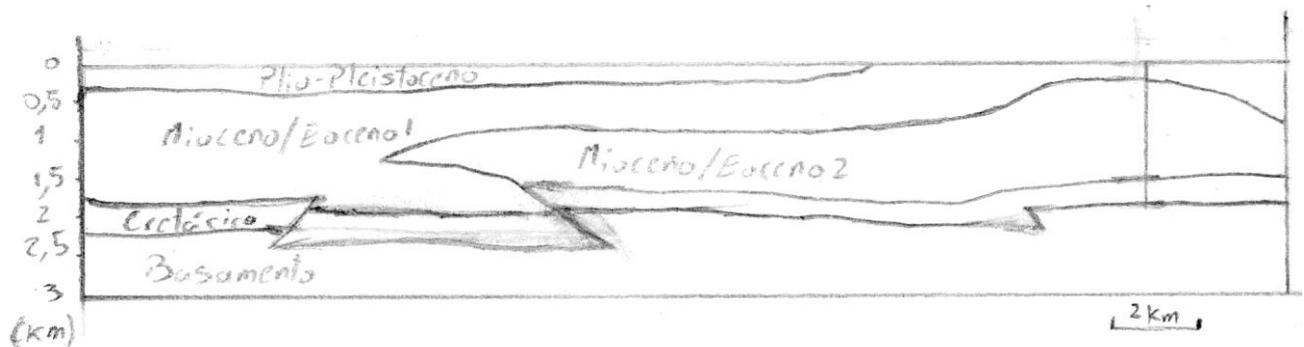


Fig 4.24. Modelo de la línea sísmica FN89C-69, llevada a profundidad (calibrada).

Este modelo geológico es mucho más sencillo que el descrito por la línea sísmica original. Debido a que para crear este modelo, se obviaron aquellas estructuras que no representaban un contraste de densidad importante. Se unificaron las capas correspondientes al Cretácico superior e inferior, asignándole una densidad promedio, para crear la capa del Cretácico. La última capa del modelo de la línea sísmica calibrada corresponde al basamento sísmico (ver figura 4.24). Debido a que el pozo no pasa por la secuencia del Mioceno/Eoceno 1, el espesor de esta capa fue colocada al azar.

Esta “inversión” de tiempo a profundidad es un poco rudimentaria, no es un método que usualmente se aplica, pero sin embargo por falta de datos fue el único método que se pudo emplear.

Finalmente este modelo fue utilizado para realizar la inversión 2D a través del perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Bouguer y sobre el de la componente residual.

– **Modelo 2D con el mapa de anomalía de Bouguer.**

Una vez “calibrada” la línea sísmica a metros, esta imagen fue colocada en la ventana de trabajo del programa GMSYS, de manera tal que la escala en metros de la imagen coincidiera con la escala en metros, tanto en profundidad como en distancia, de la ventana de trabajo, esto se logró simplemente cambiando las dimensiones de la imagen hasta que por ensayo y error ambas escalas coincidieran.

Luego se dibujaron los cuerpos presentes en la imagen, usando el programa GMSYS, colocando sus respectivas densidades, hasta que la respuesta gravimétrica que generan estos cuerpos sea lo más parecida al perfil extraído del mapa de anomalía de Bouguer. Las densidades de los estratos o edades geológicas presentes en la línea “calibrada”, se calcularon usando la información litológica del pozo, sacando un promedio de las densidades de las litologías que conforman cada estrato, excepto para la capa del Mioceno/Eoceno1, a la cual se le asignó un valor de densidad para sedimentos tal que se ajustara a los modelos. Así al estrato que representa al Plio-Pleistoceno se le asignó una densidad de  $2,3\text{g/cm}^3$ , el que representa las rocas del Mioceno/ Eoceno1 una densidad promedio de  $2,4\text{g/cm}^3$ , las del mioceno/Eoceno2 una densidad de  $3,32\text{g/cm}^3$ , al cuerpo del Cretácico se le asignó una densidad de  $2,45\text{g/cm}^3$ , el Basamento con una densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$  y finalmente se generó una capa que representa el Basamento ígneo-metamórfico o Moho con una densidad de  $2,8\text{g/cm}^3$ .

– **Modelo 2D con el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.**

Con este mapa se generó un modelo colocando los mismos cuerpos, con sus formas, profundidad y densidades, que fueron utilizados para generar el modelo 2D con el mapa de la anomalía de Bouguer, pero removiendo el cuerpo que representa al basamento ígneo-metamórfico.

- **Perfil II.**

Este perfil se encuentra paralelo a los Andes, con una dirección sur-oeste nor-este, está ubicado aproximadamente entre la localidad de La Azulita y la ciudad de Trujillo, posee una longitud de unos 120Km y corta perpendicularmente a las líneas sísmicas FN-89C-57, FN-89C-69, FN-89C-73, FN-89C-79 (ver figura 4.22) y al perfil I (que pasa a través de la línea FN89C-69).

El perfil fue trazado a través del mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer y a través del mapa de anomalía de Bouguer propiamente dicho. Por lo tanto se obtuvieron dos modelos bidimensionales del subsuelo, uno con los cuerpos o estratos más someros (rocas del Plio-Pleistoceno, Mioceno/Eoceno, Cretácico y Basamento) extraído del mapa residual y otro al que se le incluye el estrato más profundo, que produce el carácter regional, como lo es la corteza, extraído del mapa de anomalía de Bouguer. Las densidades asignadas a cada estrato fueron las mismas asignadas en el modelo del perfil I.

Para generar estos perfiles se integraron datos geológicos tanto estructurales como estratigráficos, obtenidos de las líneas sísmicas ya nombradas y el pozo Duaras-1X, así como del mapa de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer. De manera contraria a como ocurre con el perfil I, no se dispone de ninguna línea sísmica que pase a través del perfil II.

De los dos modelos primero se generó el modelo local usando el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer, luego usando este mismo modelo se generó el mas regional (usando el mapa de la anomalía de Bouguer), incluyendo un cuerpo, que representa el Moho, el cual es más profundo y posee una densidad mayor a la de todos los demás cuerpos, esto, con la finalidad de modelar las tendencias regionales.

## **Capítulo V**

### **Resultados**

En este capítulo se muestran y describen tanto cualitativa como cuantitativamente los resultados de este estudio, incluyendo los perfiles o modelos 2D generados, así como los mapas de anomalía de Bouguer y las distintas derivadas.

Los mapas y perfiles mostrados en este capítulo solo son descritos de acuerdo a los rasgos y características que se observan a simple vista, sin integrar ninguna otra información geológica, ni geofísica. Los rasgos más importantes son señalados con óvalos, trazados sobre los mapas y descritos de acuerdo al tamaño de sus longitudes de onda, ubicación, dirección preferencial y valores relativos. Algunos de estos rasgos aparecen repetidamente en la mayoría de los mapas mostrados en el capítulo, y para identificarlos fueron delineados con óvalos de colores a los cuales se les asignó un número. Estos óvalos se mostrarán en cada uno de los mapas donde se observen estos rasgos, sin embargo, sus rasgos o características asociadas serán descritas solo la primera vez que aparezcan en el capítulo.

Además de describir y ubicar los rasgos principales de cada mapa y perfil, se mostrarán sus datos estadísticos, como son, sus valores mínimo y máximo, desviación estándar, valor medio y el tamaño de celda del grid con que fueron construidos.

#### **5.1 Mapa de anomalía de Bouguer completa para el área total de estudio.**

Para realizar estos mapas se contó con los datos de anomalía de Bouguer a los cuales se le aplicó la corrección topográfica, primero usando una densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$ , generando un mapa aplicando el método de interpolación Kriging (figura 5.1) y otro aplicando el método de mínima curvatura (figura 5.3). Luego usando valores de anomalía de Bouguer calculados con una densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$  se generó un mapa aplicando el método de interpolación Kriging (figura 5.2).

La distribución de estaciones en el área de estudio es agrupada y un poco más densa en el centro del área y en una dirección NE-SO y disminuye drásticamente fuera

de la zona central (ver figura 4.14), en promedio dando una distancia de 2Km entre estaciones.

### **5.1.1 Mapas de anomalía de Bouguer completa usando densidades de 2,30g/cm<sup>3</sup> y 2,67g/cm<sup>3</sup>.**

Las grillas para estos mapas fueron generadas usando el método de interpolación Kriging. Las longitudes de onda de las características presentes en ambos mapas son grandes. Las más pequeñas poseen aproximadamente 27Km de ancho, como la que se encuentra sobre los Andes de Trujillo, al este de la ciudad de Valera, representada con el color violeta (en las figuras 5.1 y 5.2) y las más grandes como el mínimo que está ubicado entre la localidad de La Azulita y el límite sur entre los Edos. Zulia y Trujillo, representada con el color azul en las figuras 5.1 y 5.2, que posee unos 30Km de ancho y 120Km de largo, esto demuestra que los mapas poseen un carácter regional. El grid con el que se realizó el mapa de la figura 5.1 posee un valor mínimo de -156mGal y un máximo de 4,04mGal, con un valor medio de -90,83mGal y una desviación estándar de 37,82 y su tamaño de celda es de 2 Km. Para el mapa de la figura 5.2, el grid tiene un valor mínimo de -155,12mGal y un máximo de 19,3mGal, un valor medio de -82,65mGal y una desviación estándar de 45,29 y su tamaño de celda es de 2 Km.

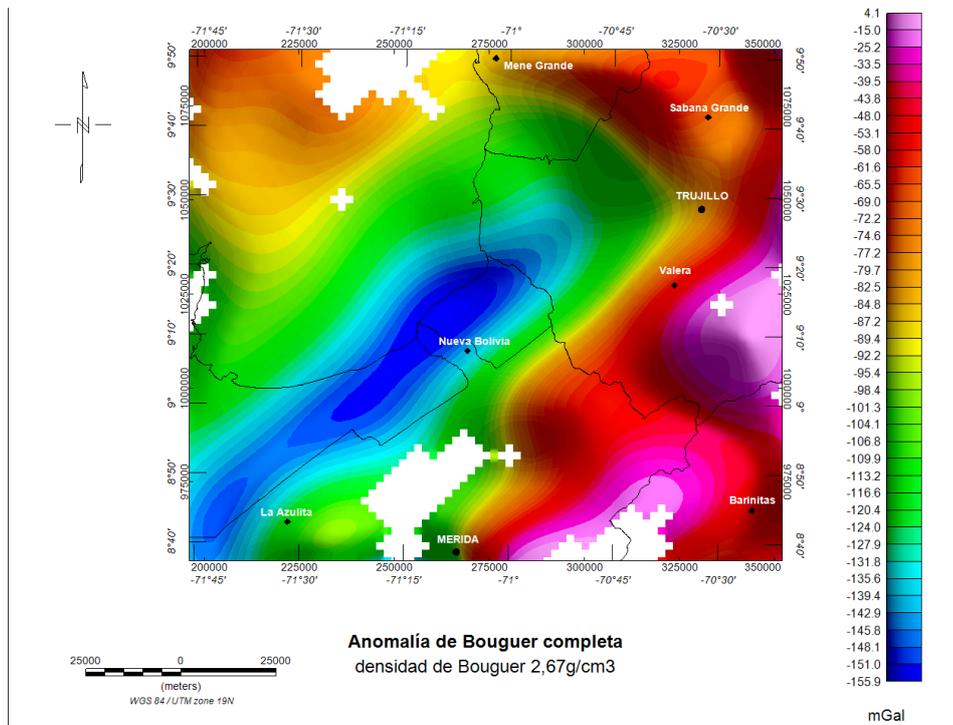


Fig 5.1. Anomalía de Bouguer completa, calculada para el área de estudio total, usando una densidad de 2,67g/cm<sup>3</sup>.

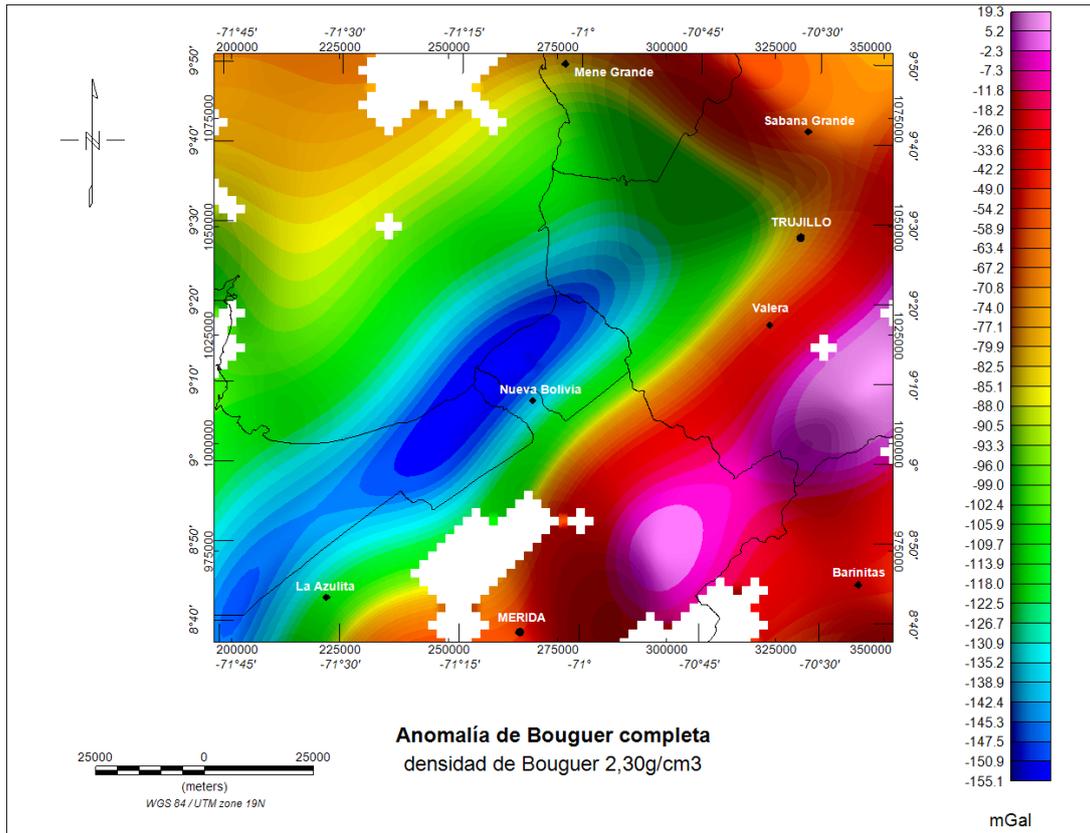


Fig 5.2. Anomalía de Bouguer completa, calculada para el área de estudio total, usando una densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$ .

En la parte sur-este de los mapas se observan las anomalías mayores (aproximadamente  $4,04\text{mGal}$  para el mapa con densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$  y  $19,3\text{mGal}$  para el mapa con densidad de  $2,3\text{ g/cm}^3$ ), justo donde se encuentran los Andes, entre la ciudad de Mérida y Valera. La característica más importante de la zona es un mínimo que se encuentra justo en el piedemonte Andino con una dirección NE-SO, ocupando aproximadamente la zona de La Azulita, Nueva Bolivia, la ciudad de Trujillo al nor-este y mas al nor-oeste la localidad de Mene Grande. Los valores de anomalía de esta característica van desde los  $-156\text{mGal}$  hasta los  $84\text{mGal}$  para el mapa 5.1 y dese los  $-156\text{mGal}$  hasta los  $-82\text{mGal}$  para el mapa 5.2

En general el mapa por su carácter regional, no presenta variaciones considerables en los valores de anomalía, solo se observa una variación importante entre la zona del piedemonte Andino y los Andes, donde el gradiente es de aproximadamente  $100\text{mGal}$  en una distancia de  $40\text{Km}$  en ambos mapas.

### 5.1.2 Mapa de anomalía de Bouguer completa, usando el método de mínima curvatura.

Este mapa (figura 5.3) fue generado usando los valores de anomalía de Bouguer calculados para una densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$ . El mapa de la figura 5.3 fue generado usando el método de mínima curvatura al que posteriormente se le aplicó el filtro “desaliasing” y se le aplicó un “regrid” para tratar de remover el ruido de “aliasing”, sin embargo como se observa claramente sobre el mapa se observan características de longitudes de onda muy pequeñas (de unos 5Km) señaladas con los óvalos en la figura 5.3, que en algunos casos sobrevaloran la anomalía de algunas estaciones que se encuentran aisladas (óvalos de color azul en la figura 5.3), creando tendencias o características sobre el mapa que pueden provocar confusiones a la hora de la interpretación y son consideradas entonces como ruido.

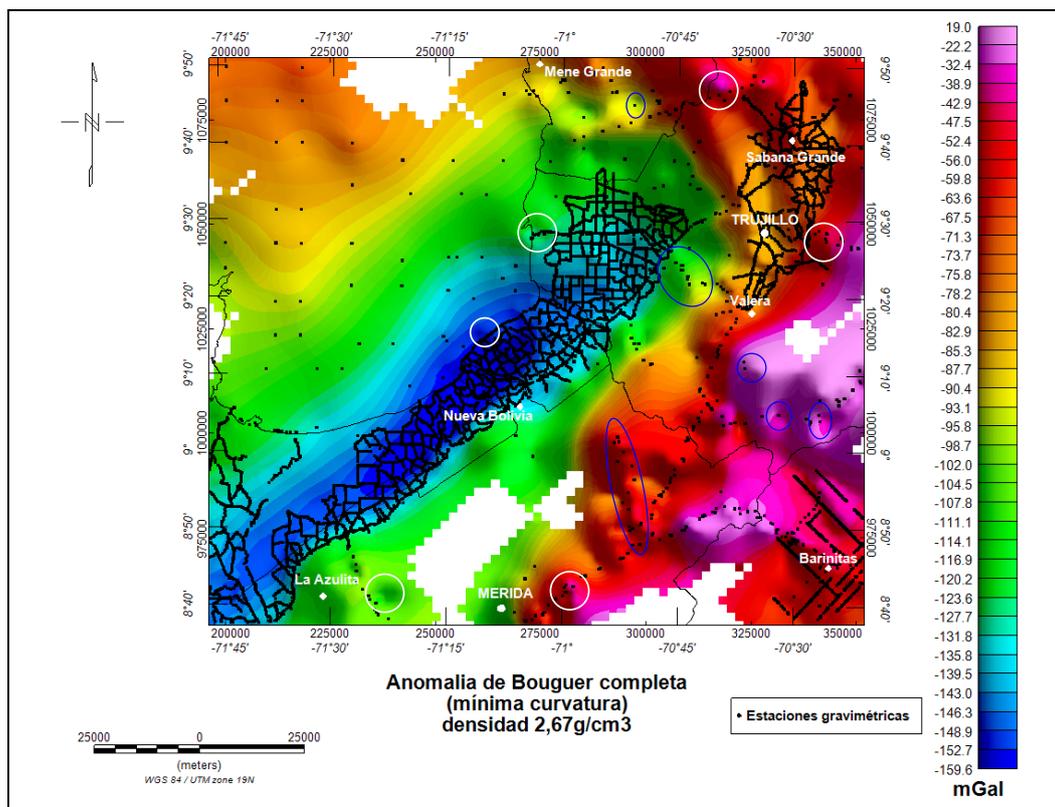


Fig 5.3. Anomalía de Bouguer completa, calculada para el área de estudio total, usando el método de interpolación mínima curvatura y una densidad de  $2,67\text{g/cm}^3$ . Los óvalos señalan características de longitudes de onda pequeña, algunas consideradas como ruido.

Al comparar el mapa de la figura 5.3 y 5.1, se observa claramente que el mejor método para realizar la interpolación de los datos sobre el área de estudio, es el de Kriging. Este método realiza una mejor ponderación a los datos en la interpolación, restándole peso a aquellos que se encuentran aislados (como los que se muestran dentro de los óvalos azules en la figura 5.3).

## **5.2 Anomalía de Bouguer completa para el área del flanco nor-Andino.**

En la figura 5.3 se muestra el mapa de anomalía de Bouguer completa, calculado para un área en el flanco nor-Andino, usando una densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$  (densidad promedio de sedimentos) y aplicando el método de mínima curvatura para la interpretación, tal como se mencionó en la sección 4.4.2.

Esta área posee un especial interés en el estudio, debido a que en esta zona se encuentra el piedemonte Andino, que es una zona sedimentaria, donde pudieran encontrarse las estructuras que posiblemente estén relacionadas con la acumulación de Uranio.

Como se muestra en la figura 4.14 el área seleccionada está bastante cubierta por estaciones gravimétricas con una separación de 1Km aproximadamente. Este hecho se evidencia claramente en el mapa de la figura 4.19, donde el error de interpolación que hay en el área es mucho menor que en otras áreas.

Este mapa (figura 5.4) posee valores de anomalía de Bouguer, que van desde los -158,53 hasta los -54,39 mGal, con una media de -120,06mGal y una desviación estándar de 30,14. Los mayores valores de anomalía se encuentran al nor-oeste del mapa, entre Valera, Trujillo y Sabana Grande (óvalo 1). Mientras que la principal anomalía se encuentra con una dirección sur-oeste nor-este y posee valores que van desde los -158,53 hasta -129,6mGal aproximadamente (óvalo 2). Esta característica va desde el extremo sur-oeste del mapa, cercano a la localidad de La Azulita, pasando por el poblado de Nueva Bolivia, hasta un poco más al norte del límite sur entre los Edos. Trujillo y Zulia (óvalo 2).

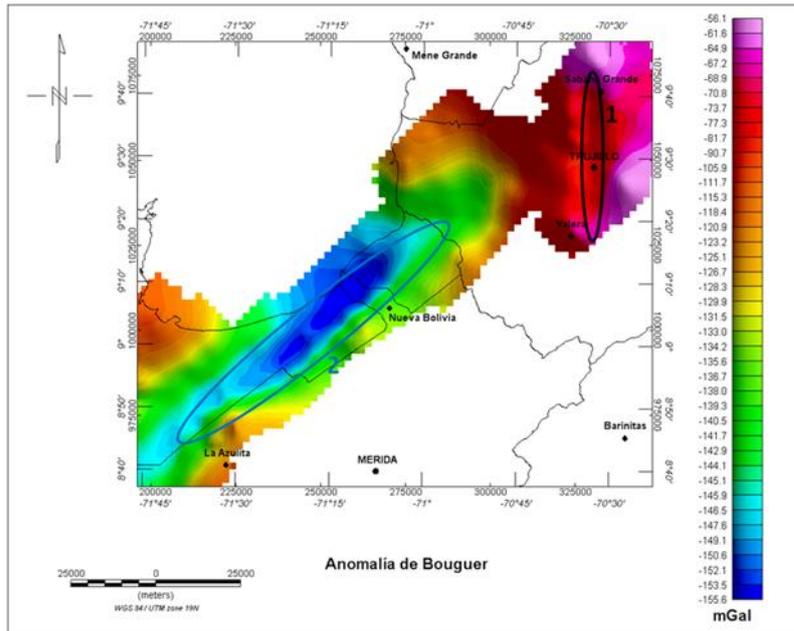


Fig 5.4. Anomalía de Bouguer completa, calculada para el área del flanco norte de los Andes.

### 5.3 Separación regional-residual.

La separación regional-residual se realizó a través de dos métodos, el del filtro Gaussiano y el método de ajuste polinomial.

A continuación se muestran los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, en el área del flanco Nor-Andino, obtenidos por el método del ajuste polinomial (figura 5.5 y 5.7) y el filtro Gaussiano (figura 5.6 y 5.8).

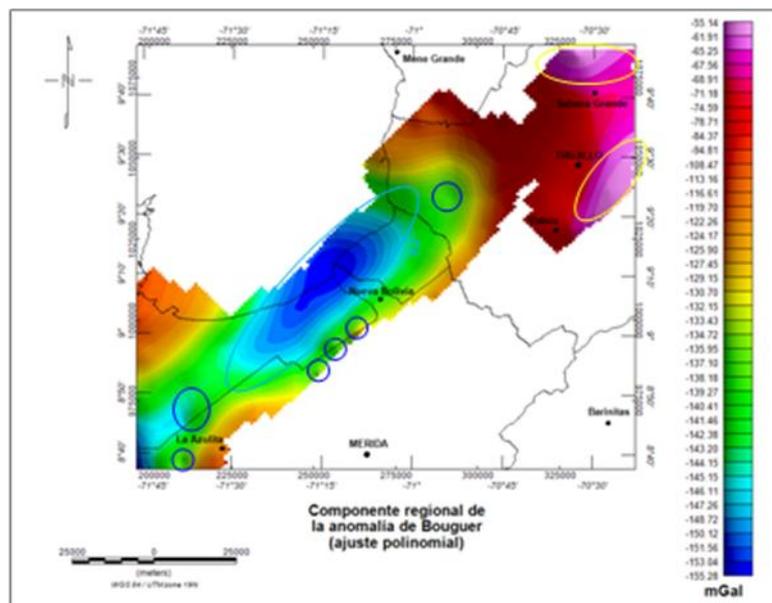


Fig 5.5. Componente regional del mapa de anomalía de Bouguer, calculado por el método de ajuste polinomial. Óvalos azul oscuro señalan errores en la separación residual-regional. Los óvalos amarillos y azul claro señalan características importantes.

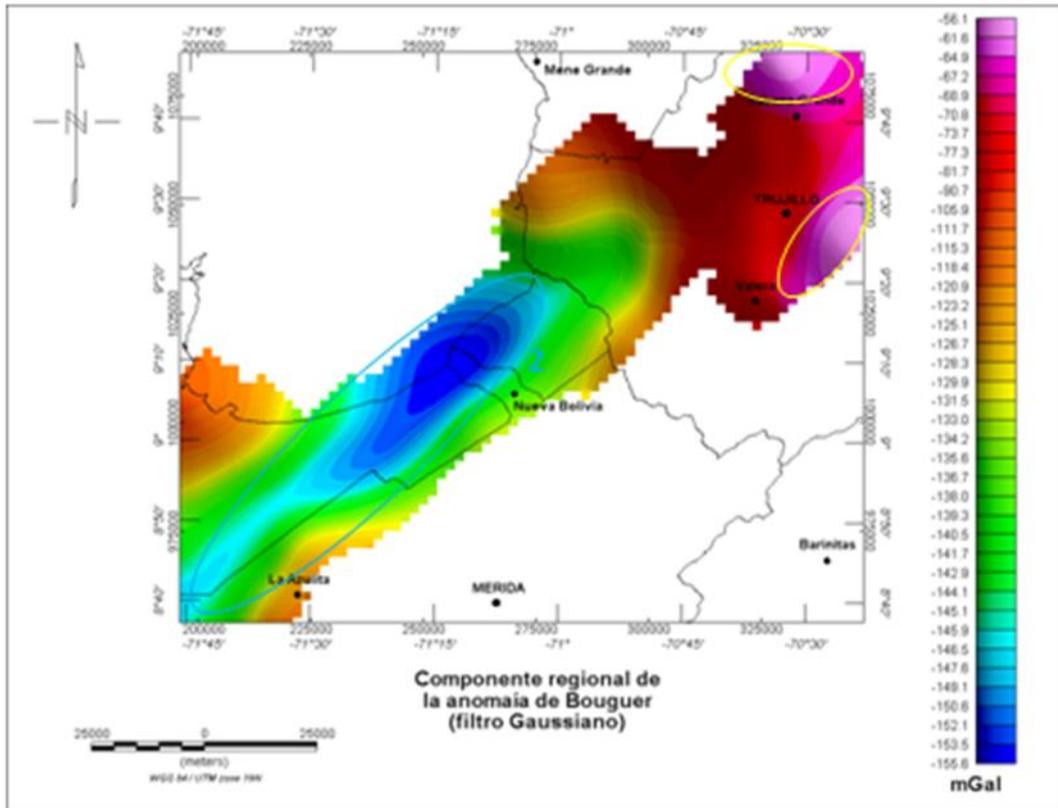


Fig 5.6. Componente regional del mapa de anomalía de Bouguer, calculado por el método del filtro Gaussiano. Los óvalos amarillos y azul claro señalan características importantes.

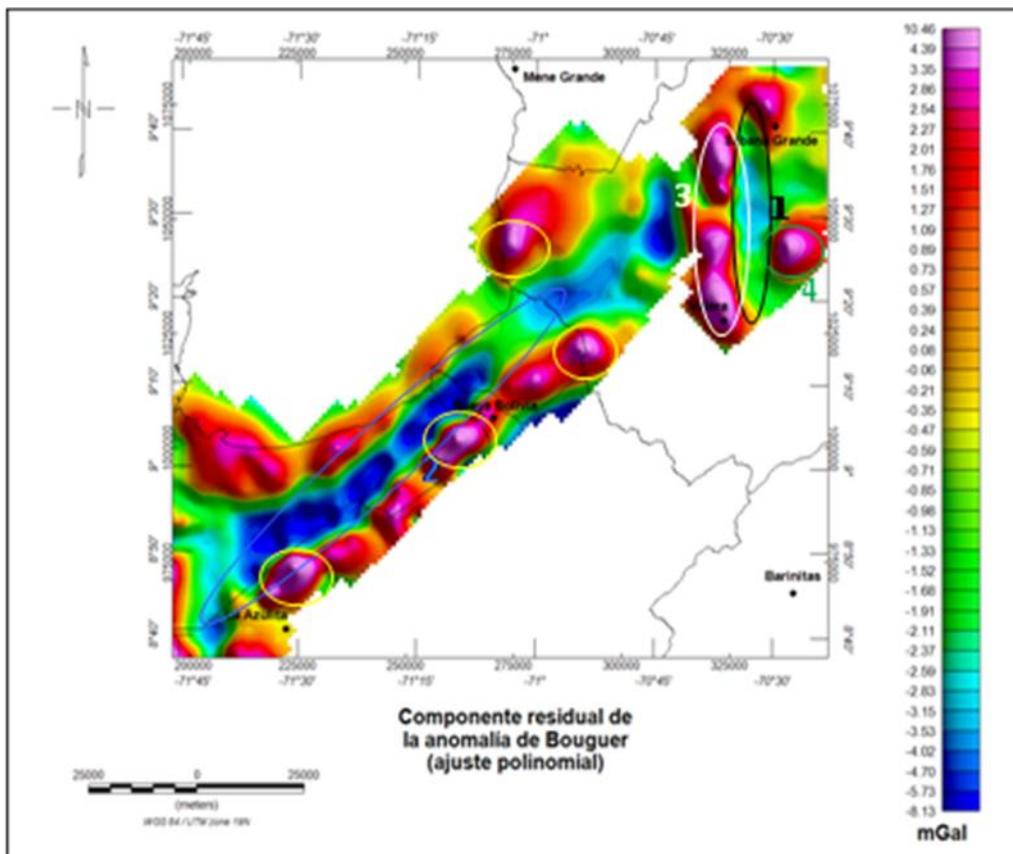


Fig 5.7. Componente residual del mapa de anomalía de Bouguer, calculado por el método de ajuste polinomial. Los óvalos muestran tendencias importantes.

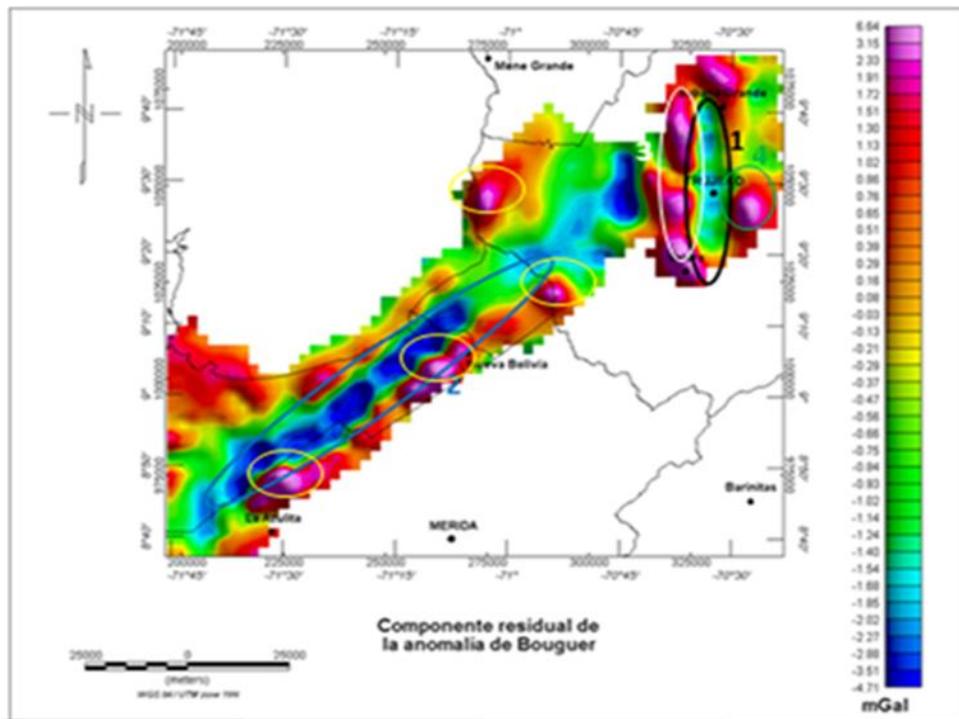


Fig 5.8. Componente residual del mapa de anomalía de Bouguer, calculado por el método del filtro Gaussiano. Los óvalos muestran tendencias importantes.

Los mapas de la componente regional obtenidos por ambos métodos (figura 5.5 y 5.6) son bastante parecidos, las longitudes de ondas de las anomalías obtenidas por ambos métodos son similares, como el mínimo que está ubicado entre el norte de la localidad de La Azulita y el límite sur entre los Edos. Zulia y Trujillo, representada con el color azul y señalado por el óvalo 2 en las figuras 5.5 y 5.6, que posee unos 30Km de ancho y 120Km de largo, esta es la características más resaltante presente en ambos mapas y posee valores de anomalía que van de los -155mGal y los -146mGal. Los valores máximos se encuentran señalados con los óvalos amarillos sobre los mapas de los figuras 5.5 y 5.6, se encuentran al norte de Sabana Grande y al sur-oeste de Trujillo, estos máximos poseen valores de anomalía de entre -67mGal y -56mGal. Sin embargo en el mapa de la componente regional obtenido por el método polinómico se distinguen algunas características de longitudes de onda corta de unos 4Km, indicadas con óvalos de color azul oscuro en la figura 5.5, las cuales dan evidencia que el método no filtra muy bien el carácter regional del mapa de anomalía de Bouguer.

Los mapas de la componente residual de la anomalía de Bouguer obtenidos por el método Gaussiano y el polinómico (figura 5.7 y 5.8) son muy similares. En ambos

mapas se observan claramente las características 1, 2, 3 y 4 indicadas por los óvalos azul claro, negro, blanco y verde, respectivamente, en los mapas de las figuras 5.7 y 5.8. Las características 1 y 2 representan mínimos, con valores de anomalía que van desde los -4,7mGal y -1,5mGal para el mapa de la figura 5.8 (componente residual obtenido por el método Gaussiano) y desde -6,1mGal hasta -2,1mGal para el de la figura 5.7 (componente residual obtenido por el método polinómico). Por otra parte los óvalos 3 y 4 representan máximos que van desde 2,5mGal hasta 10,4mGal en el mapa de la figura 5.7 y desde 1,7mGal hasta 6,6mGal en el de la figura 5.8, estos máximos están ubicados al Este y Oeste del mínimo señalado con el óvalo 1. Se identifican también, en ambos mapas (figura 5.7 y 5.8) características de longitudes de onda corta (de unos 4Km), indicados con óvalos amarillos en las figuras 5.7 y 5.8, que representan valores máximos de anomalía, y van desde los 0,9mGal a 10,4mGal en el mapa de la figura 5.7 y desde los 0,8mGal hasta 6,6mGal en el de la figura 5.8. Como se observa, en el mapa de la figura 5.7, el método polinómico sobrevalúa los máximos de anomalía, generando picos, como los que están señalados por los óvalos amarillos en esa figura, y en el mapa de la figura 5.8 tales características son más suaves.

Finalmente luego de comparar las características de los cuatro mapas (figura 5.5, 5.6, 5.7 y 5.8) fueron escogidos los mapas obtenidos a través del método Gaussiano (figuras 5.6 y 5.8).

El mapa de la componente regional de la anomalía de Bouguer (figura 5.6) posee valores de anomalía entre -155,63 y -56,07mGal, con una media de -119,88mGal y una desviación estándar de 29,60.

La componente residual de la anomalía de Bouguer que se muestra en la figura 5.8 presenta gradientes mayores que el mapa de la componente regional y la anomalía de Bouguer, de aproximadamente 8mGal en 5Km de distancia. Los valores del mapa van desde -4,35 y 5,71mGal, posee una media de -0,17mGal y una desviación estándar de 1,48.

#### **5.4 Mapas de derivadas y señal analítica para la anomalía de Bouguer y su componente residual.**

### 5.4.1 Mapas de derivadas y señal analítica para la anomalía de Bouguer.

Con la finalidad de ayudar a la interpretación cualitativa del área del flanco Nor-Andino, se le calculó al mapa de anomalía de Bouguer la derivada en X (figura 5.9), la derivada en Y (figura 5.10), la derivada vertical (figura 5.11), así como la derivada horizontal total (figura 5.12) y finalmente la señal analítica (figura 5.13). A continuación se muestran estos mapas y sus estadísticas en una tabla al final de la sección.

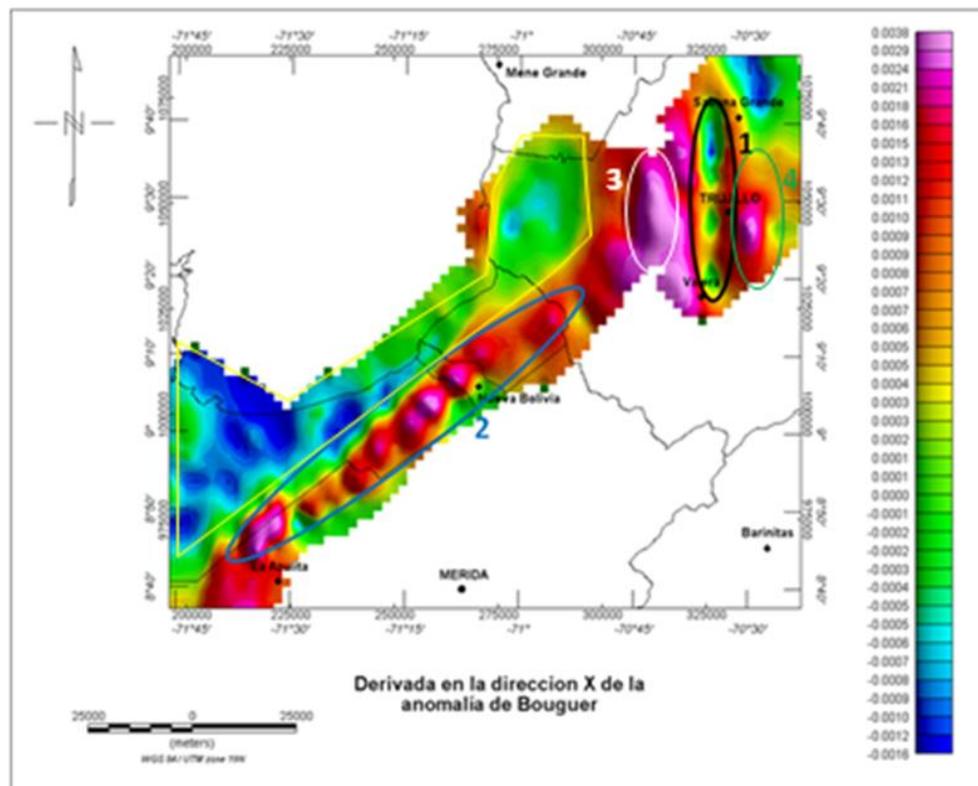


Fig 5.9. Mapa de la derivada en X de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran características importantes.

La derivada en X realza las respuestas gravimétricas debidas a estructuras que tienen una dirección preferencial en la dirección Y o Norte-Sur. En el mapa de la figura 5.9 se observa un máximo de dirección sur-oeste nor-este señalado con el óvalo 2, al norte de este óvalo se observa un mínimo demarcado por líneas amarillas en la figura 5.9. Hacia el nor-este del mapa entre Sabana Grande y Valera se distingue un mínimo (óvalo 1 en la figura 5.9) ubicado en medio de dos máximos localizados al este y oeste de dicha característica, poseen una dirección norte-sur y están indicados con los óvalos 3 y 4 sobre la figura 5.9.

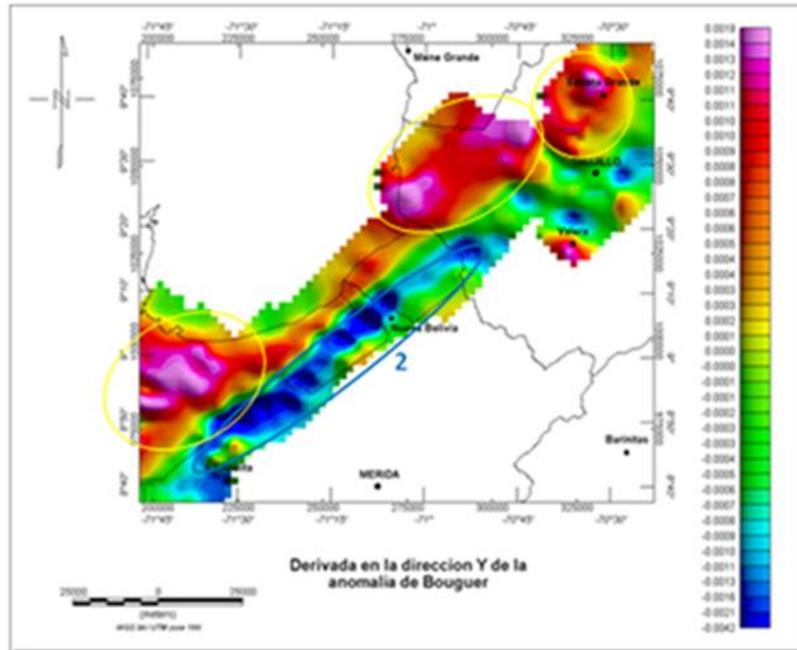


Fig 5.10. Mapa de la derivada en Y de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran rasgos importantes.

La derivada en Y realza las respuestas gravimétricas debidas a estructuras que tienen una dirección preferencial en la dirección X o Este-Oeste. En la figura 5.10 se observa una característica importante que viene siendo un mínimo señalado por el óvalo 1, descrito con anterioridad. Además de tres zonas demarcadas por los óvalos amarillos (figura 5.10) que representan máximos.

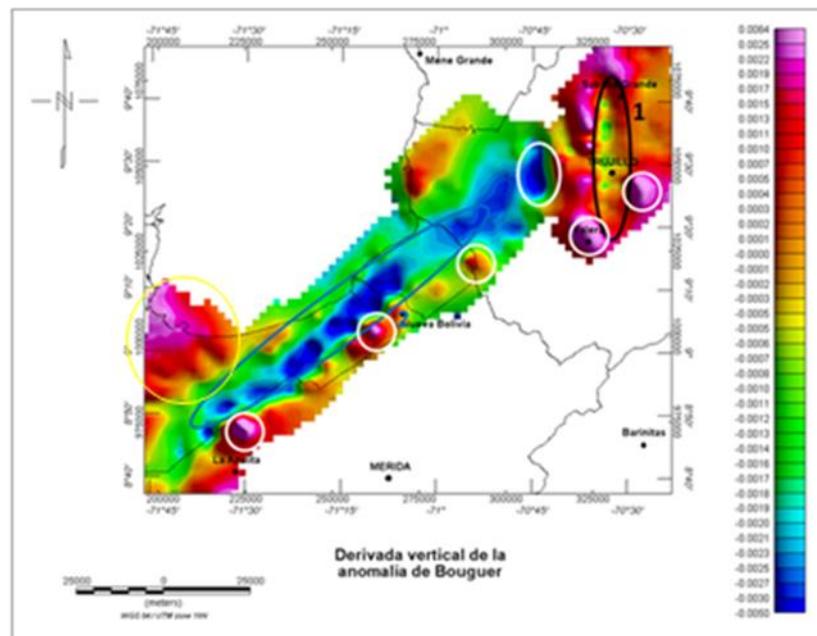


Fig 5.11. Mapa de la derivada vertical de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran rasgos importantes.

La derivada vertical realiza las respuestas gravimétricas debidas a cuerpos superficiales y de pequeñas dimensiones (de  $16\text{Km}^2$  de área en su cara superior). En el mapa de la figura 5.11 se observan rasgos, indicados con los óvalos blancos, que presentan longitudes de onda más pequeñas (entre 5 y  $8\text{Km}$ ) que en los mapas anteriores. Sin embargo se pueden observar, aunque no muy claramente, rasgos con cierta dirección preferencial, como los mínimos señalados por los óvalos 1 y 2 en la figura 5.11. Además se observa un máximo hacia el sur-oeste del mapa de la figura 5.11 indicado con el óvalo amarillo.

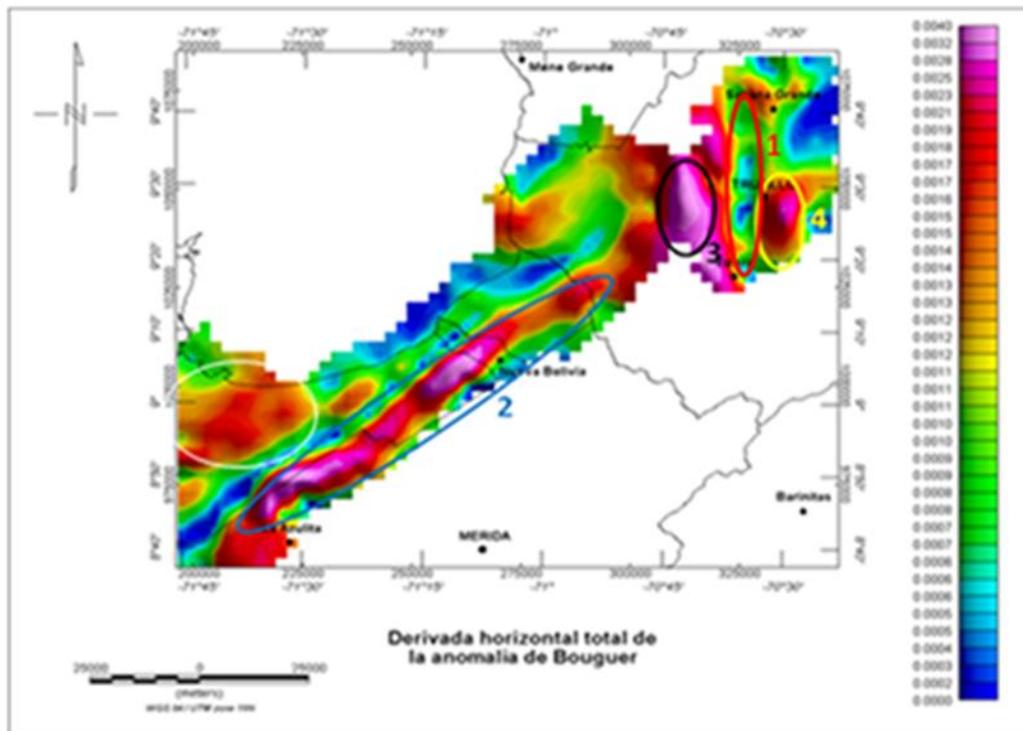


Fig 5.12. Derivada horizontal total de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran rasgos importantes.

La derivada horizontal total en particular, tiene la capacidad de localizar bordes de cuerpos anómalos, así como cambios horizontales bruscos en la densidad colocando valores máximos sobre ellos. En la figura 5.12 se observa un máximo señalado por el óvalo 2, que representa un cambio de densidad horizontal importante. Los óvalos también muestran dos máximos al nor-este del mapa (óvalos 3 y 4), que pueden indicar los bordes de un cuerpo localizado en el medio, donde se encuentra un mínimo señalado por el óvalo 1. Existe otro máximo, que no es tan marcado como los descritos por los óvalos 2, 3 y 4, ubicado al sur-oeste del mapa de la figura 5.12 y está señalado con el óvalo blanco.

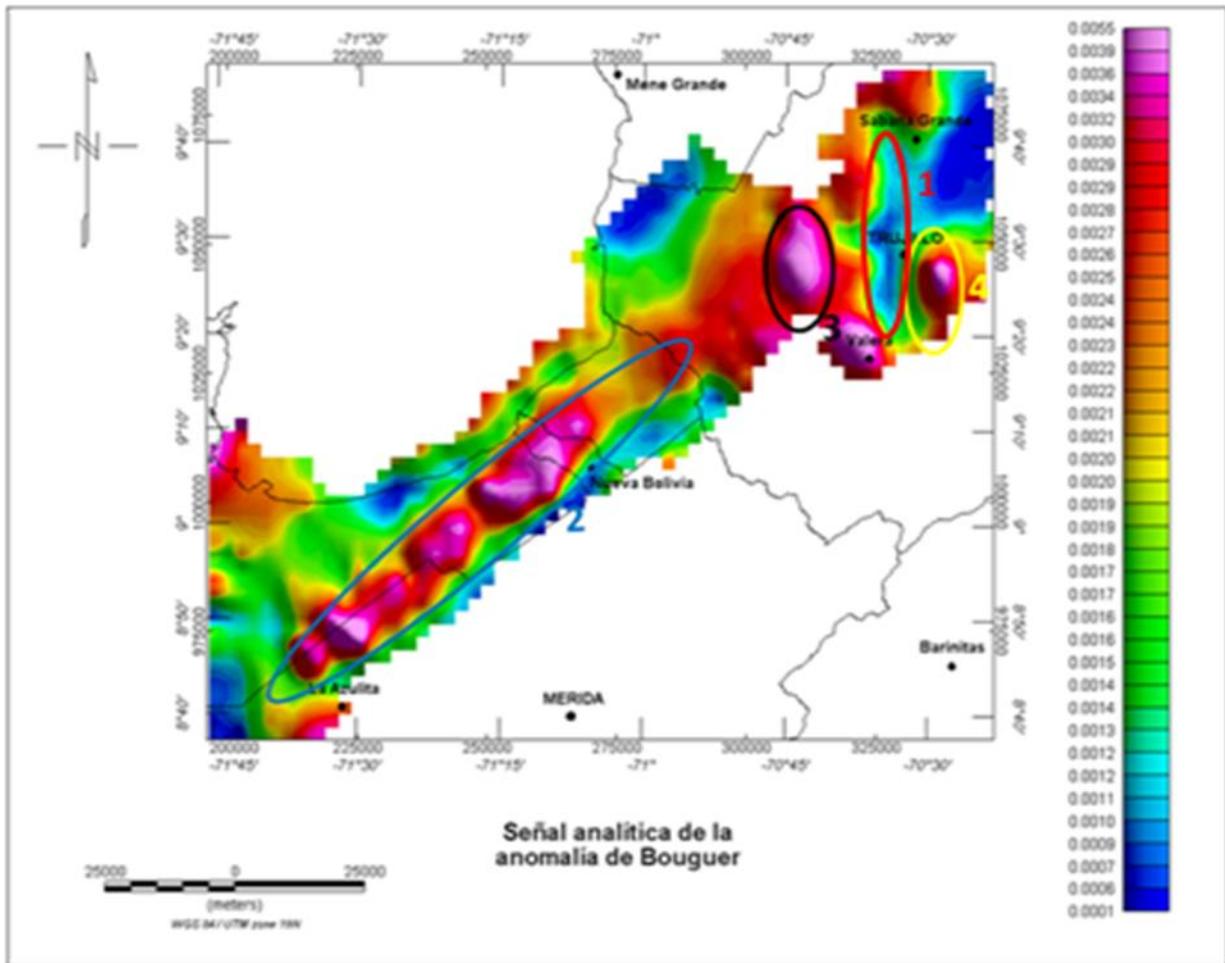


Fig 5.13. Señal analítica de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran rasgos importantes.

En la figura 5.13 se muestra el mapa de la señal analítica de la anomalía de Bouguer, este método de análisis cualitativo, tiene la capacidad de realzar señales gravimétricas producidas por cuerpos anómalos, generando máximos sobre sus bordes. En este mapa (figura 5.13) se observan los mismos rasgos que en el de la derivada horizontal total pero con mucho menos claridad (rasgos 1, 2, 3 y 4).

A continuación se muestra la tabla (tabla 5.1) con la estadística del mapa de derivada en x, en y, derivada vertical, derivada horizontal total y la señal analítica de la anomalía de Bouguer, donde aparecen datos como el valor máximo, mínimo, valor medio, desviación estándar y tamaño de celda de los grids con los que se crearon estos mapas.

Mapa	Valor mínimo	Valor máximo	Valor medio	Desviación estándar	Tamaño de celda del grid (m)
Derivada en la dirección de X	$-1,59 \times 10^{-3}$	$3,85 \times 10^{-3}$	$4,52 \times 10^{-4}$	$1,03 \times 10^{-3}$	2000
Derivada en la dirección de Y	$-4,16 \times 10^{-3}$	$1,92 \times 10^{-3}$	$4,49 \times 10^{-5}$	$9,29 \times 10^{-4}$	2000
Derivada vertical	$-4,99 \times 10^{-3}$	$6,38 \times 10^{-3}$	$-4,05 \times 10^{-4}$	$1,52 \times 10^{-3}$	2000
Derivada horizontal total	$4,20 \times 10^{-5}$	$3,98 \times 10^{-3}$	$1,27 \times 10^{-3}$	$7,49 \times 10^{-4}$	2500
Señal analítica	$5,43 \times 10^{-5}$	$5,51 \times 10^{-3}$	$2,05 \times 10^{-3}$	$8,73 \times 10^{-4}$	2500

Tabla 5.1. Estadísticas de los mapas calculados a partir de la anomalía de Bouguer.

Con la finalidad de resumir todas aquellas características observadas en los mapas de anomalía de Bouguer, componente residual, componente regional, derivada en X, en Y, derivada horizontal total y señal analítica de la anomalía de Bouguer en el flanco nor-Andino, se creó la tabla 5.2, que se muestra enseguida. En la tabla 5.2 se indica, en cuales mapas se observan las características demarcadas por los óvalos 1, 2, 3 y 4, además de señalar si dichas características representan máximos o mínimos.

Mapa	Óvalo 1	Óvalo 2	Óvalo 3	Óvalo 4
Anomalía de Bouguer (fig 5.4)	Máximo	Mínimo	No	No
Regional de la anomalía de Bouguer (fig 5.6)	No	Mínimo	No	No
Residual de la anomalía de Bouguer (fig 5.8)	Mínimo	Mínimo	No	No
Derivada X de la AB (fig 5.9)	Mínimo	Máximo	Máximo	Máximo
Derivada Y de la AB (fig 5.10)	No	Mínimo	No	No
Derivada vertical de la AB (fig 5.11)	Mínimo	Mínimo	No	No
Derivada horizontal total de la AB (fig 5.12)	Mínimo	Máximo	Máximo	Máximo
Señal analítica de la AB (fig 5.12)	Mínimo	Máximo	Máximo	Máximo

Tabla 5.2. Principales características en los mapas de AB, componente residual, componente regional, derivada en X, derivada en Y, derivada horizontal total y señal analítica de la AB.

#### 5.4.2 Mapas de derivadas y señal analítica para la componente residual de la anomalía de Bouguer.

Los mapas que se muestran a continuación, fueron realizados con la finalidad de realzar ciertas características presentes en el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer (figura 5.8). Esto con la finalidad de observar la respuesta gravimétrica de los cuerpos más someros, ya que uno de los objetivos es ubicar estructuras geológicas que se encuentren en el paquete sedimentario que pudieran estar relacionados con la acumulación de Uranio.

Las longitudes de onda de los principales rasgos mostrados en el mapa de la figura 5.14, son pequeñas (de 7 a 12Km, señaladas con los óvalos blancos), algunas siguen una tendencia como la que se indica con el óvalo 2 que muestra un máximo de dirección sur-oeste nor-este. El mínimo que se encuentra en la zona nor-este del mapa señalada con el óvalo 1 está ubicada entre dos máximos ubicados al lado Este y Oeste (óvalos 3 y 4 en la figura 5.14, respectivamente).

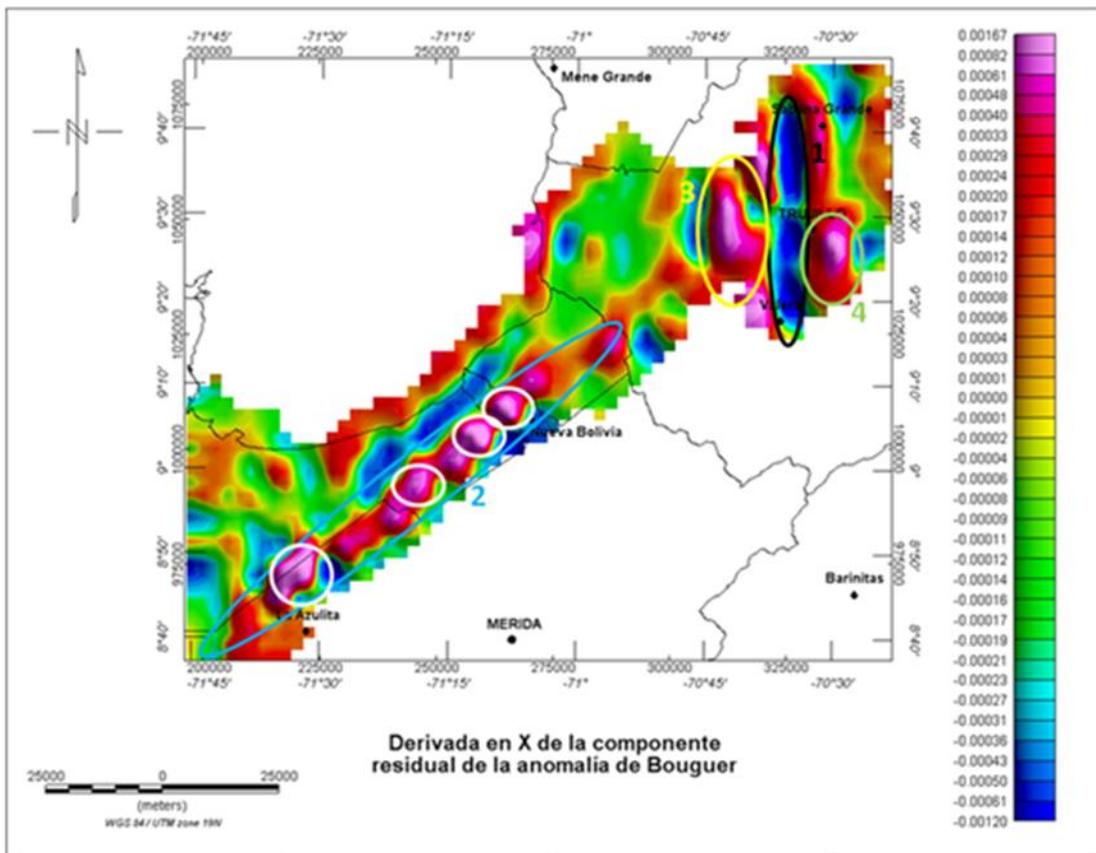


Fig 5.14. Derivada en X de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran rasgos importantes.

En este mapa (figura 5.15) solo se observa un rasgo importante, es un mínimo que va desde el sur-oeste hasta un punto al nor-este del mapa y está señalado con el óvalo 2. Inmediatamente al norte-oeste, y paralelo a este mínimo se encuentra un máximo indicado por el óvalo amarillo en la figura 5.15.

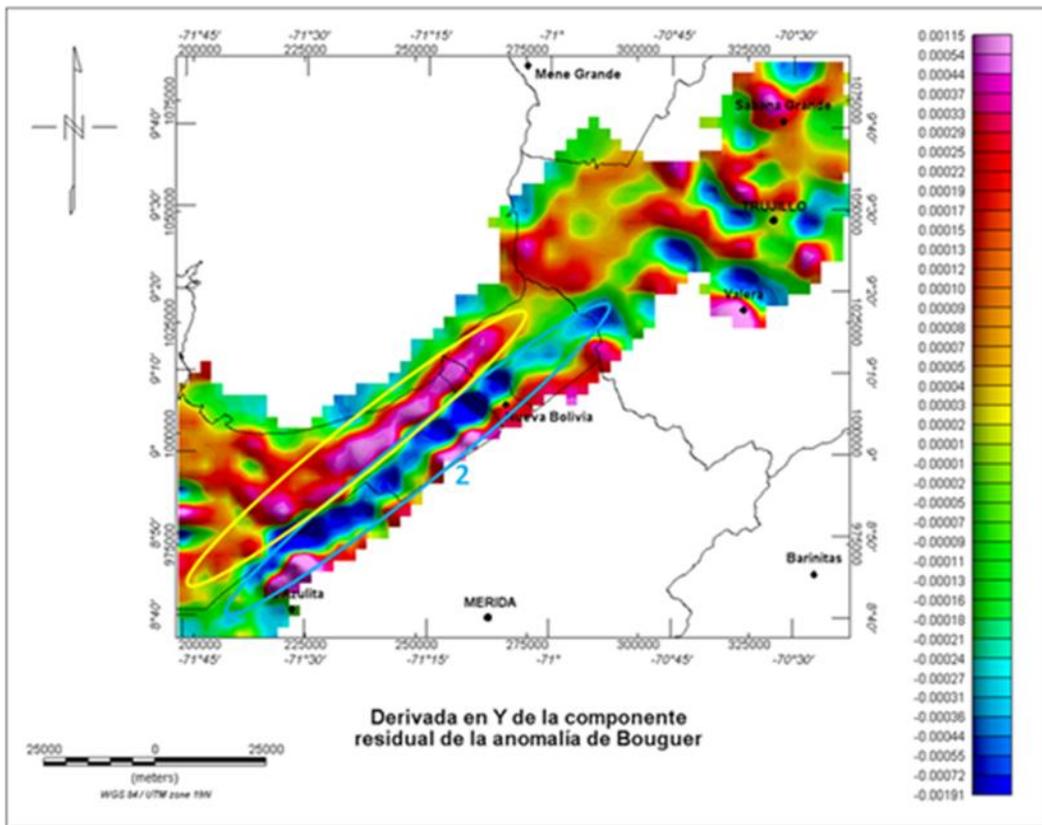


Fig 5.15. Derivada en Y de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran los rasgos importantes.

En el mapa de la figura 5.16, donde se muestra la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer, se realzan aun más las respuestas gravimétricas producidas por cuerpos someros, es por ello que las longitudes de onda de los rasgos más importantes son pequeñas (de 5 a 9Km como las que están delineadas en color blanco sobre la figura 5.16). En el mapa se observan mínimos con tendencias de dirección norte-sur y sur-oeste nor-oeste, que están señalados por los óvalos 1 y 2 respectivamente. De la misma manera se distinguen dos máximos ubicados al Este y Oeste del óvalo 1 (señalados por los óvalos 3 y 4). Además se observan anomalías puntuales y aisladas, como la demarcada por el óvalo amarillo (figura 5.16). Por otra parte, la derivada vertical de la anomalía de Bouguer tiene la capacidad de delinear

bordes de cuerpos anómalos, algunos de estos bordes están indicados con líneas de color blanco en la figura 5.16.

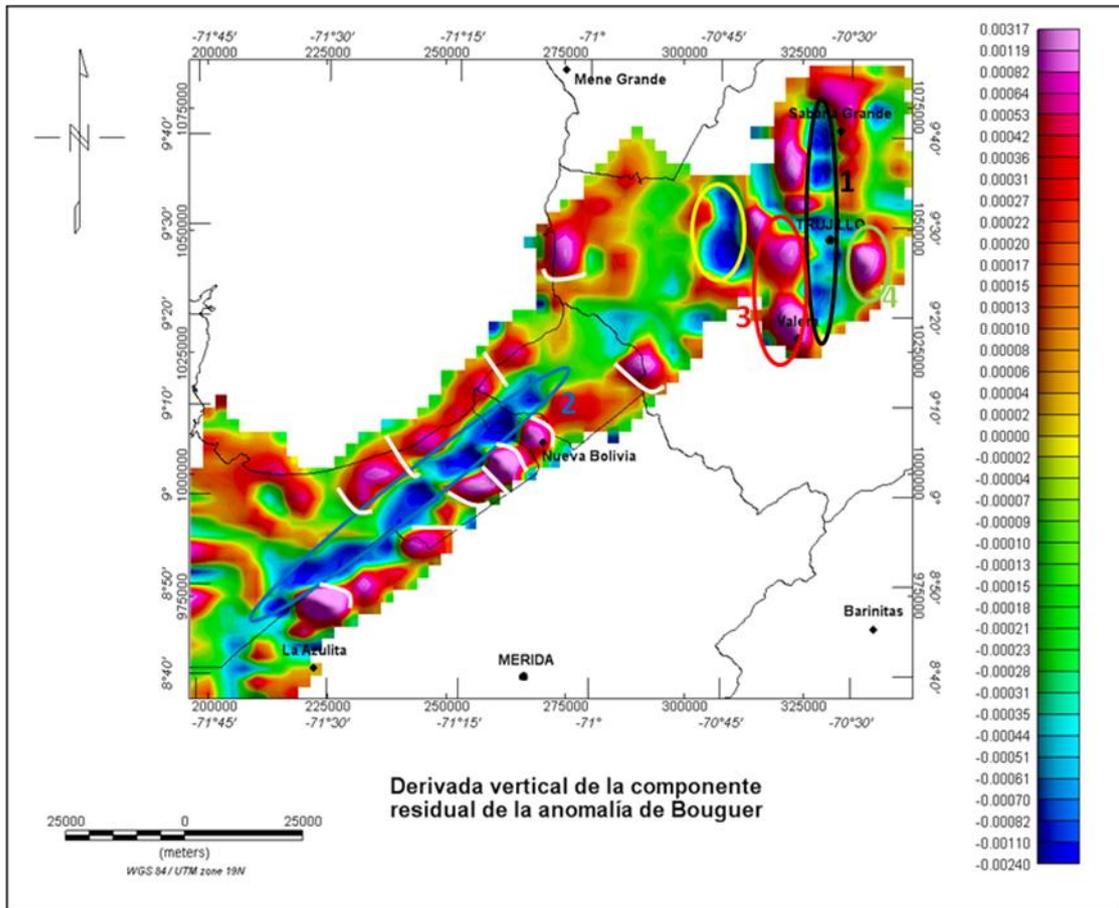


Fig 5.16. Derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran los rasgos importantes

El mapa de la derivada horizontal total de la componente residual de la anomalía de Bouguer mostrado en la figura 5.17, presenta una gran cantidad de anomalías con longitudes de onda corta (de entre 5 y 10Km) como los que se señalan con óvalos blancos, que juntos marcan una tendencia de dirección norte-sur, que representa un máximo identificado como una sola característica por el óvalo 1. Se observan máximos al lado Este y Oeste de el óvalo 1 (señalados por los óvalos 3 y 4). Adicionalmente se distingue un máximo de dirección sur-oeste nor-este indicado por óvalo 2 en la figura 5.17.

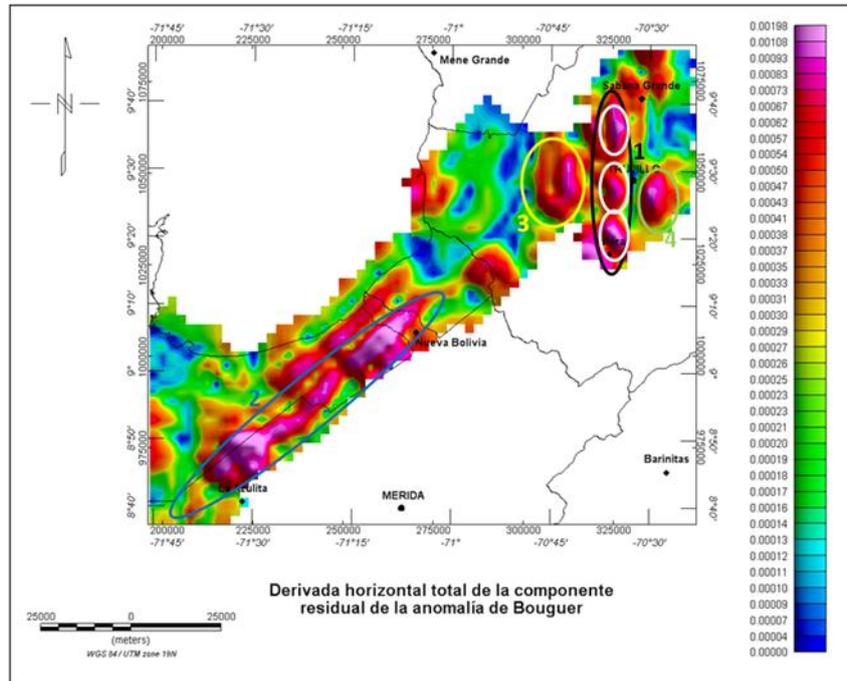


Fig 5.17. Derivada horizontal total de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran los rasgos importantes.

En el mapa de la señal analítica (figura 5.18) se observan características importantes, cuyas longitudes de onda son cortas (entre 7 y 11Km), aisladas y puntuales, la mayoría concentradas al nor-este del mapa y señaladas por óvalos negros. Tres de estos máximos marcan una tendencia de dirección norte-sur, esta tendencia está enmarcada por el óvalo 1 en la figura 5.18.

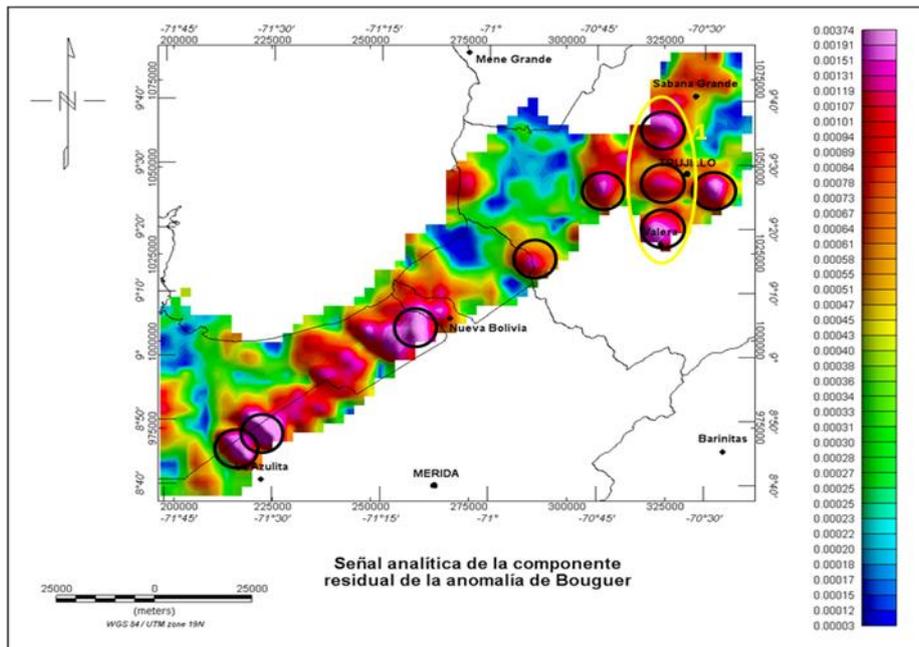


Fig 5.18. Señal analítica de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran rasgos importantes.

A continuación (tabla 5.3) se muestra una tabla con las estadísticas de los mapas mostrados en esta sección.

Mapa	Valor mínimo	Valor máximo	Valor medio	Desviación estándar	Tamaño de celda (m)
Derivada en la dirección de X	$-1,19 \times 10^{-3}$	$1,67 \times 10^{-3}$	$2,85 \times 10^{-6}$	$3,36 \times 10^{-4}$	2500
Derivada en la dirección de Y	$-1,90 \times 10^{-3}$	$1,15 \times 10^{-3}$	$-1,20 \times 10^{-5}$	$3,18 \times 10^{-4}$	2500
Derivada vertical	$-2,40 \times 10^{-3}$	$3,16 \times 10^{-3}$	$-4,68 \times 10^{-6}$	$5,42 \times 10^{-4}$	2500
Derivada horizontal total	$2,92 \times 10^{-6}$	$1,98 \times 10^{-3}$	$3,62 \times 10^{-4}$	$2,89 \times 10^{-4}$	2500
Señal analítica	$3,03 \times 10^{-5}$	$3,74 \times 10^{-3}$	$5,94 \times 10^{-4}$	$4,73 \times 10^{-4}$	2600

Tabla 5.3. Estadísticas de los mapas calculados a partir de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

La tabla 5.4 muestra un resumen de las características observadas en los mapas de la componente residual de la anomalía de Bouguer

Mapa	Óvalo 1	Óvalo 2	Óvalo 3	Óvalo 4
Derivada X de la componente residual de la AB (fig 5.14).	Mínimo	Máximo	Máximo	Máximo
Derivada Y de la componente residual de la AB (fig 5.15).	No	Mínimo	No	No
Derivada vertical de la componente residual de la AB (fig 5.16).	Mínimo	Mínimo	Máximo	Máximo
Derivada horizontal total de la componente residual de la AB (fig 5.17).	Máximo	Mínimo	Máximo	Máximo
Señal analítica de la componente residual de la AB (fig 5.18).	Máximo	No	No	No

Tabla 5.4. Principales características en los mapas de la derivada en X, derivada en Y, derivada horizontal total y señal analítica de la componente residual de la AB.

## 5.5 Deconvolución de Euler.

La deconvolución de Euler se calculó tanto para el mapa de la anomalía de Bouguer completa como para el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer que fue generado usando los valores de anomalía calculados con una densidad de  $2,30\text{g/cm}^3$  (densidad promedio de los sedimentos). Los índices estructurales usados son aquellos que mejor representan las estructuras geológicas que tienen relación con la acumulación de Uranio, como fallas, escalones, altos estructurales, entre otras (ver sección 3.2.3.5).

A continuación se presentan los mapas de la anomalía de Bouguer y la componente residual de la anomalía de Bouguer, con las soluciones de Euler usando índices estructurales de 0, 0,5 y 1. Las anomalías se muestran en escala de grises con la finalidad de resaltar las soluciones de Euler y simplemente observar la localización de dichas soluciones respecto a los máximos y mínimos importantes del mapa.

En el mapa de la figura 5.19 se muestra la anomalía de Bouguer y las soluciones de Euler calculadas para índices estructurales de 0, 0,5 y 1, representadas por círculos de color rojo, azul y verde respectivamente y sus tamaños representan la profundidad.

Los óvalos amarillos de la figura 5.19 muestran grupos importantes de soluciones, lo que implica la posible existencia de estructuras geológicas como un escalón, una plancha o un dique (ver sección 3.2.3.5). Existen tres grupos de soluciones que se encuentran, uno cerca de la localidad de La Azulita (óvalo 1), otro en Nueva Bolivia (óvalo 2) y más al nor-este un grupo ubicado sobre el límite entre los Edos. Trujillo y Zulia (óvalo 3), localizados justo sobre un gradiente importante de anomalía ubicado en el centro del mapa de la figura 5.19, esta característica es la que se identifica con el óvalo 2 sobre los mapas de las figuras 5.4, 5.6 y de la 5.8 hasta la 5.17. Igualmente se encuentran importantes grupos de soluciones (óvalos 4 y 5 en la figura 5.19) cercanos a la característica señalada con el óvalo 1 en los mapas de las figuras 5.4, 5.8, 5.9, de la 5.11 hasta la 5.14, en la figura 5.16, 5.17 y 5.18, ubicados al nor-este del mapa de la figura 5.19.

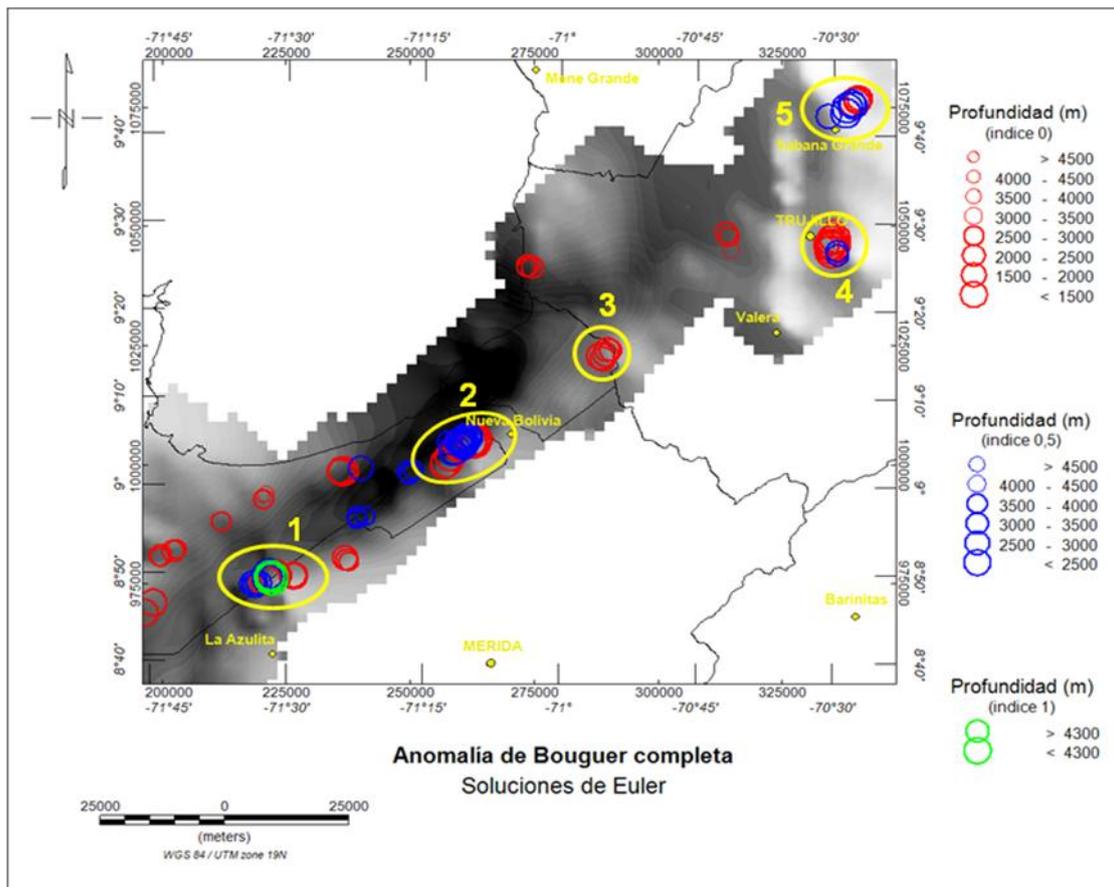


Fig 5.19. Mapa de Anomalía de Bouguer. Los círculos representan las soluciones de Euler para índices estructurales de 0, 0,5 y 1. Los óvalos amarillos representan grupos de soluciones importantes.

En el mapa de la figura 5.20 se muestra la componente residual de la anomalía de Bouguer y las soluciones de Euler calculadas para índices estructurales de 0, 0,5 y 1, representadas por círculos de color rojo, azul y verde respectivamente y sus tamaños representan la profundidad.

El mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer (figura 5.20), presenta gran cantidad de gradientes importantes de anomalías, distribuidos por todo el mapa, es por ello que existe una gran cantidad de soluciones, muchas de estas soluciones pueden tomarse como ruido o simplemente representar la profundidad de cuerpos mas someros que debido a la resolución con la que se genero el mapa no se identifican de manera precisa, sobre todo las soluciones que están aisladas (ver sección 3.2.3.5). Es por ello que no todas las agrupaciones son tomadas en cuenta para realizar la interpretación. Existen entonces solo tres zonas, donde hay agrupaciones importantes

de soluciones, que están demarcadas por los óvalos amarillos en la figura 5.20. Las tres agrupaciones se encuentran sobre mínimos importantes identificados en los mapas anteriores con los óvalos 1 y 2 (figuras 5.4, 5.6 y de la 5.8 hasta la 5.17 y figuras 5.4, 5.8, 5.9, de la 5.11 hasta la 5.14, en la figura 5.16, 5.17 y 5.18, respectivamente).

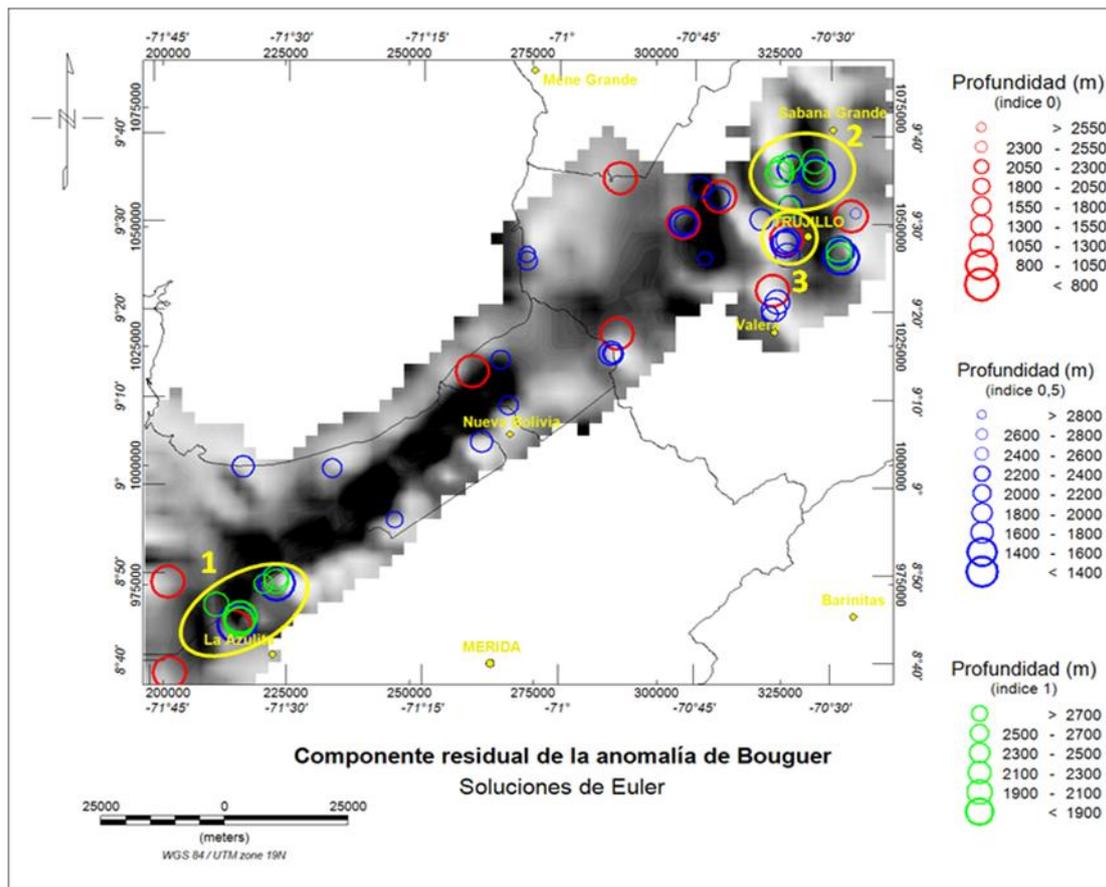


Fig 5.20. Mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los círculos representan las soluciones de Euler para índices estructurales de 0, 0.5 y 1. Los óvalos amarillos representan agrupaciones de soluciones importantes.

Es importante notar el carácter local que resalta el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer, las profundidades de los cuerpos fueron encontradas desde 800m hasta algo más de los 2900m, mientras que en el mapa de la anomalía de Bouguer las soluciones llegaron a alcanzar profundidades de entre 1500m y más de 4500m. Esto demuestra que los bordes de las estructuras identificadas poseen una gran extensión en profundidad cuyas profundidades van desde los 800m hasta más de 4500m.

## **5.6 Inversión 2D.**

### **5.6.1 Perfil I.**

En el mapa de la figura 4.4 se muestra la ubicación de la línea sísmica FN89C-69 a través de la cual se trazo un perfil, de la misma longitud (25,8Km), dirección y ubicación. Sobre este perfil se realizaron dos inversiones 2D del subsuelo, calibradas con el pozo Duaras-1X (la ubicación del perfil se muestra en la figura 4.22). Estas inversiones fueron creadas en base a los valores del mapa de anomalía de Bouguer y en base a los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

#### **5.6.1.1 Modelo 2D en base a los valores de anomalía de Bouguer.**

En la figura 5.21 se muestra, en la parte superior, el perfil extraído del mapa de anomalía de Bouguer con puntos de color negro y el perfil o la respuesta gravimétrica calculada, con una línea negra continua. Ambas curvas son bastante similares, el error de aproximación de ambas curvas se muestra en la esquina inferior derecha de esa ventana, el cual es de 0,354, un valor que indica un error muy bajo.

Se trazaron 6 capas, con densidades y edades geológicas diferentes (ver figura 5.21). Además se obtuvieron cuatro estructuras geológicas importantes, tres fallas inversas que implican Basamento, rocas del Cretácico y del Mioceno/Eoceno y una zona o cuña de “despegue”. El último cuerpo que representa al Moho fue creado con la final de modelar el carácter regional del perfil de anomalía de Bouguer observada.

En la figura 5.21 también se observa la ubicación del pozo Duaras-1X, con los espesores respectivos de cada capa (Plioceno, Mioceno y Cretácico), así como la ubicación del perfil II.

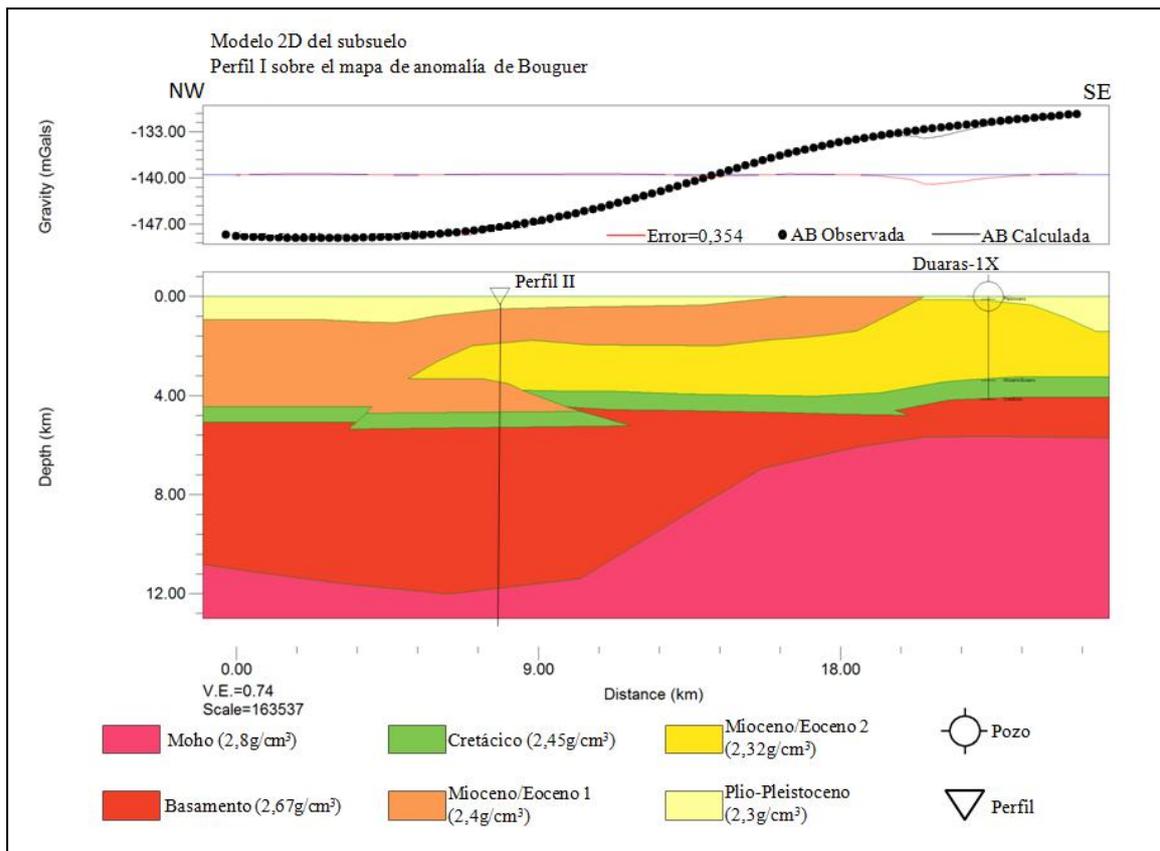


Fig 5.21. Inversión 2D a través del perfil I, usando los valores de anomalía de Bouguer.

### 5.6.1.2 Modelo 2D en base a los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

Esta inversión, mostrada en la figura 5.22, representa el modelo de los cuerpos más someros presentes en el subsuelo bajo el perfil I, nótese que no se modeló el cuerpo que representa al Moho. El error de ajuste entre el perfil observado y el calculado es de 0,572, un error aceptable.

De la misma manera que para el perfil de la figura 5.21, se obtuvieron cuatro estructuras geológicas importantes. Además se muestra la ubicación del pozo Duaras-1X, con los espesores respectivos de cada capa (Plioceno, Mioceño y Cretácico), así como la ubicación del perfil II.

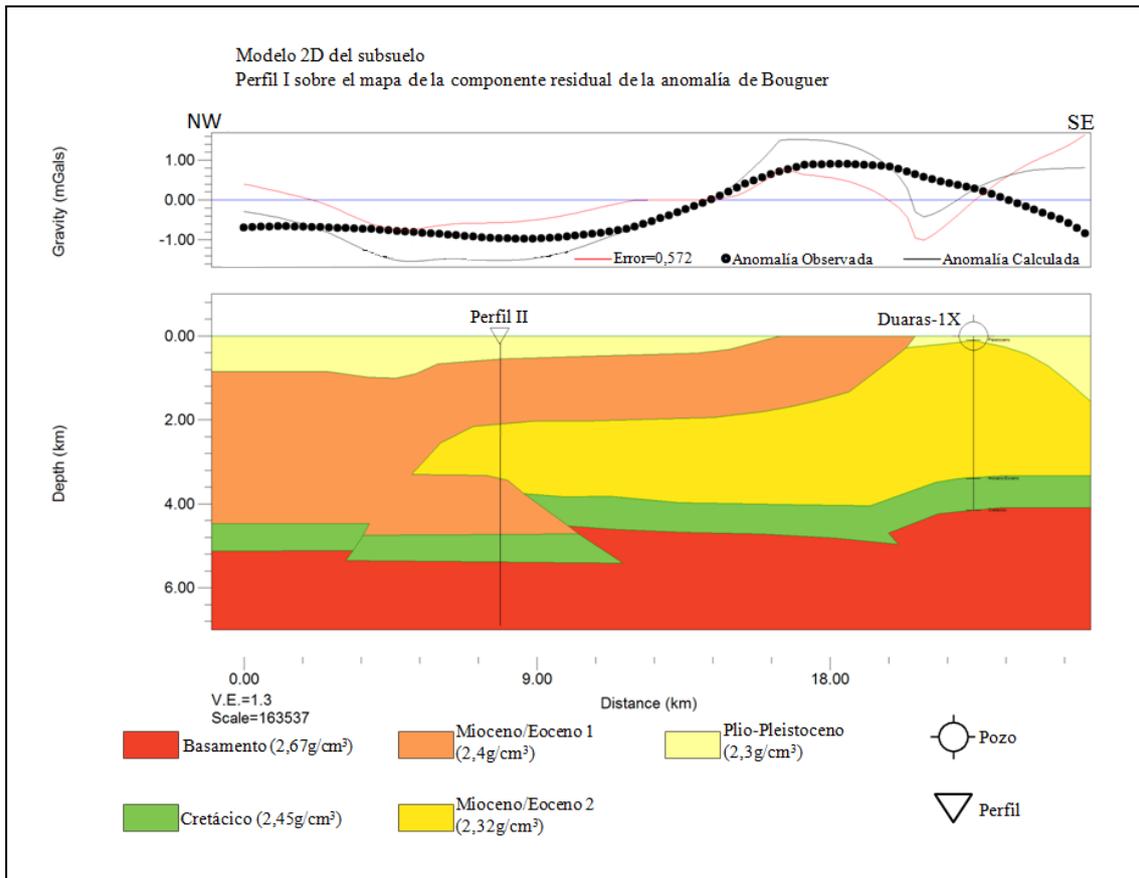


Fig 5.22. Inversión 2D a través del perfil I, usando los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

## 5.6.2 Perfil II.

Este perfil tiene una longitud de 120Km y se encuentra paralelo a los Andes (ver figura 4.22). Como se mencionó en la sección 4.5.3.2, sobre este perfil se obtuvieron dos modelos, uno para los estratos someros, extraído del mapa de la componente residual y otro que incluye el estrato más profundo, como lo es el Moho, que fue extraído del mapa de anomalía de Bouguer. Ambos modelos se muestran a continuación.

### 5.6.2.1 Modelo 2D en base a los valores de la anomalía de Bouguer.

En la parte superior de la figura 5.23 se muestra el perfil de anomalía observada (puntos negros), el perfil calculado (línea negra) y el error estimado (línea roja). El error de aproximación entre la curva de la anomalía observada y la calculada es de 0,953, que es un valor relativamente alto, comparado con los obtenidos en los modelos del perfil I. Como ya se mencionó en la sección 4.5.3.2 los modelos a través de este perfil se

obtuvieron de manera muy rudimentaria, únicamente usando la información obtenida de los puntos donde el perfil corta a las líneas sísmicas (líneas negras verticales en la figura 5.23) y la obtenida del mapa de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer, donde se identifican claramente las fallas que forman parte de las cuatro estructuras geológicas importantes presentes en la inversión (dos fallas inversas y dos Horst) y que modelan bastante bien el perfil de anomalía de Bouguer observada. Para modelar el carácter regional que posee este perfil de anomalía se incluyó un quinto cuerpo (el Moho) con una densidad y profundidad mayor a los demás cuerpos (ver figura 5.23).

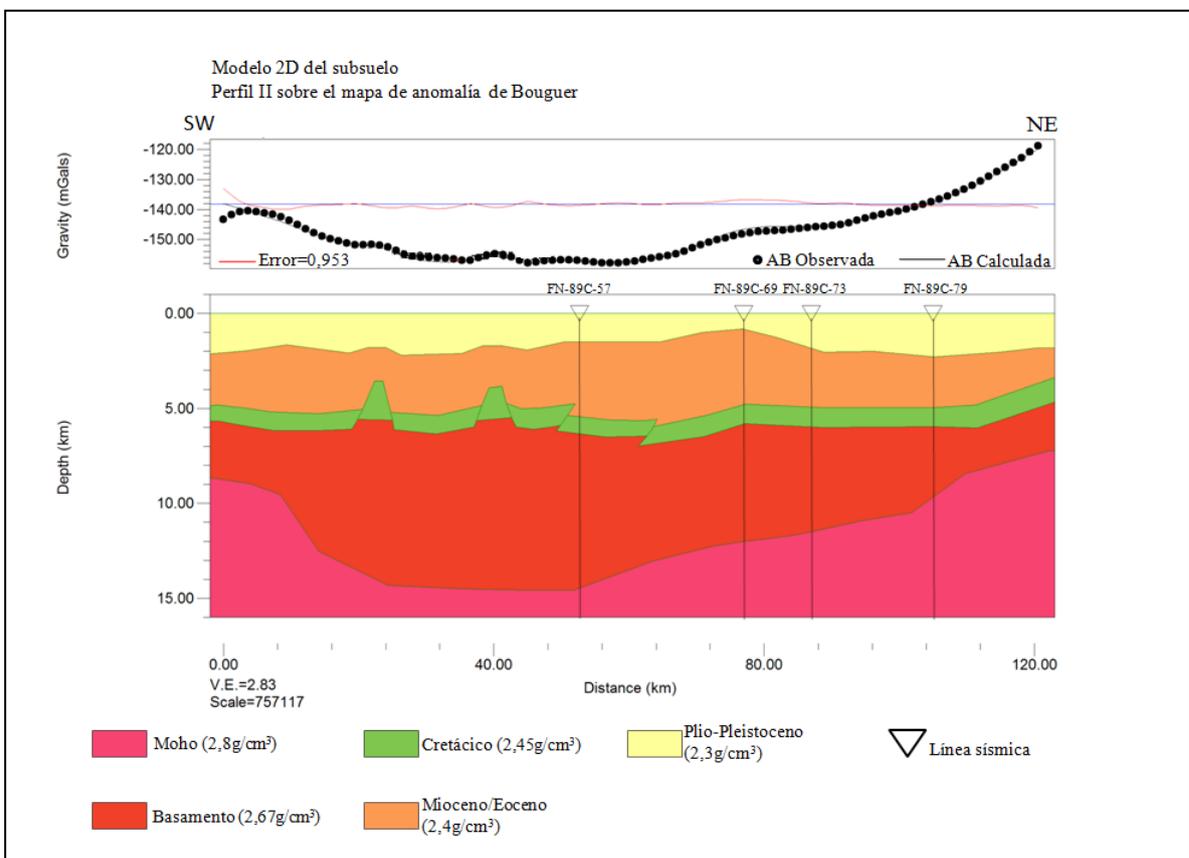


Fig 5.23. Inversión 2D a través del perfil II del mapa de la anomalía de Bouguer.

### 5.6.2.2 Modelo 2D en base a los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

En la figura 5.24 se muestra el modelo que representa los cuerpos someros presentes en el subsuelo bajo el perfil II. El error de aproximación entre las curvas de la anomalía observada y calculada es de 0,907. Este error es relativamente grande, en

comparación al obtenido por el perfil I, debido esencialmente a que la única información disponible con que se amarró el modelo, es aquella obtenida de los puntos donde el perfil corta a las líneas sísmicas (líneas negras verticales en la figura 5.24) y la obtenida del mapa de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

Se modelaron 4 cuerpos, con densidades y edades geológicas diferentes. Además se obtuvieron cuatro estructuras geológicas importantes que modelan bastante bien el perfil de la anomalía observada.

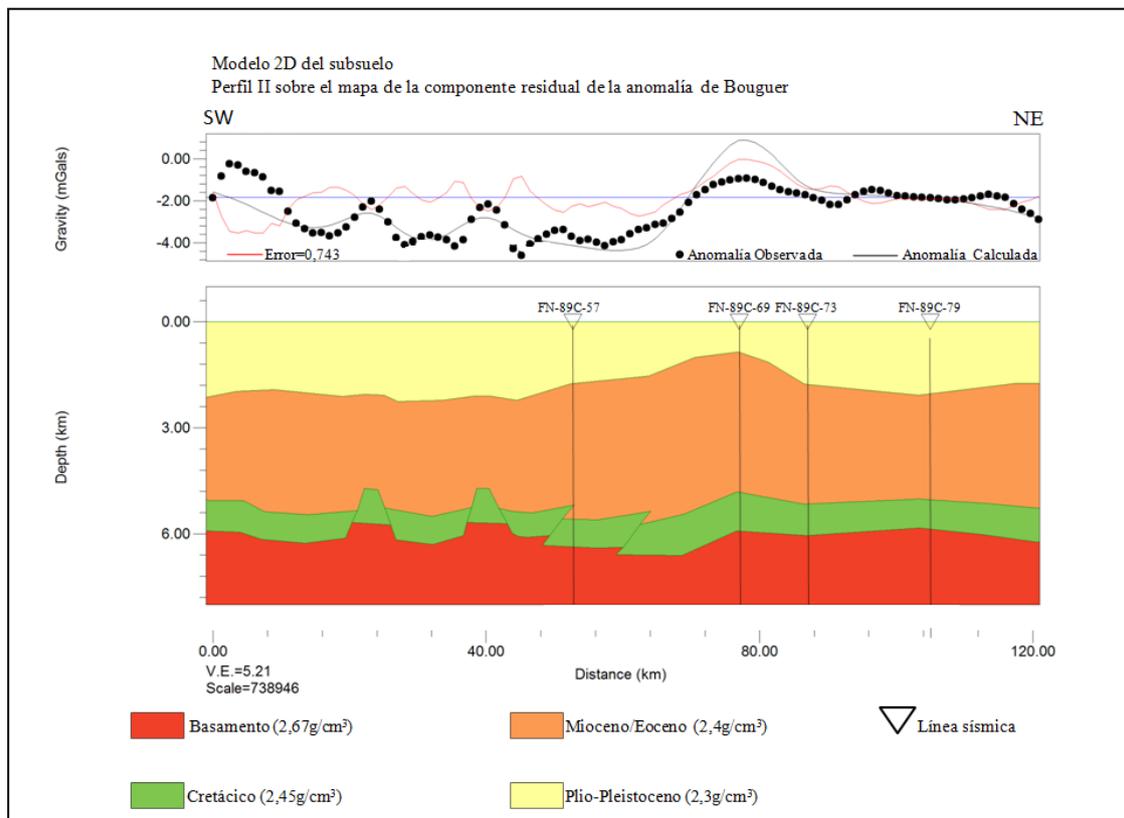


Fig 5.24. Inversión 2D a través del perfil I, usando los valores de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

# Capítulo VI

## Análisis e interpretación de resultados

En el presente capítulo se describen y analizan los distintos mapas y perfiles obtenidos. Para ello se integró toda la información geológica y geofísica, que incluye las líneas sísmicas FN-89C-79, FN-89C-69, FN-89C-73, FN-88C-35, FN-89C-18 y la FN-89C-57, el mapa geológico estructural de Venezuela realizado por Hackley et al. (2006), así como información del pozo Duaras-1X y datos de la geología estructural presente en trabajos anteriores realizados en la zona (Audemard, 1991; Castillo & Mann, 2006; Duerto et al., 2006; De Toni et al., 1994).

Los mapas que se presentan a continuación son aquellos que poseen las características más importantes a la hora de realizar la interpretación geológica y estructural de la zona, sobre ellos se muestran las distintas fallas que afloran en el área y solo en los mapas de la componente residual de la anomalía de Bouguer se muestra la ubicación de las líneas sísmicas y el pozo. De la misma manera que en el capítulo V, los rasgos más importantes y que se repiten en la mayoría de los mapas son identificados con un número y un ovalo.

Además se mostrará nuevamente el mapa de la geología estructural del sur del Lago de Maracaibo en la figura 6.1, para facilitar el análisis de los resultados.

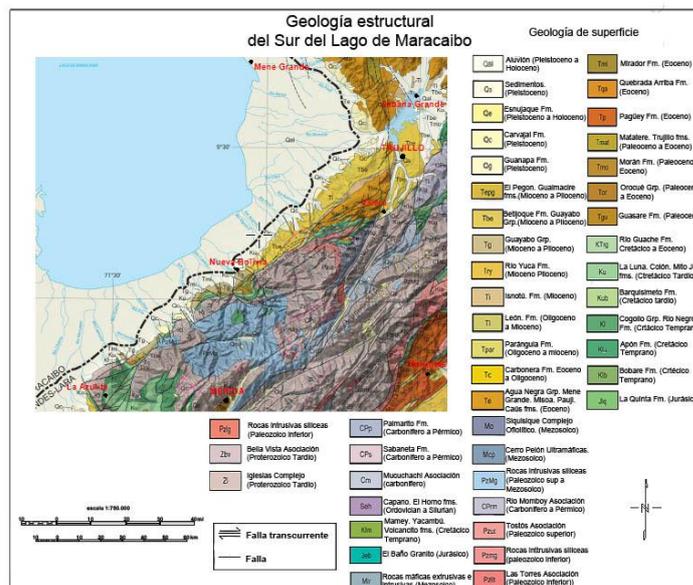


Fig 6.1. Geología estructural del sur del Lago de Maracaibo.

## 6.1 Anomalía de Bouguer.

En el mapa de la anomalía de Bouguer, mostrado en la figura 6.2, destaca un mínimo principal, ubicado en el centro del mapa entre la localidad de La Azulita y el límite sur entre los Edos. Trujillo y Zulia, de dirección sur-oeste nor-este, identificado sobre la figura 6.2 con el óvalo numero 2. El borde sur de este mínimo esta delineado por la falla de corrimiento del flanco nor-andino. Los valores de esta anomalía van desde -158mGal hasta aproximadamente -135mGal. Este mínimo está asociado a la raíz de los Andes de Mérida ubicados al sur de la anomalía (ver figura 4.3) y se debe a la profundización del Moho debido a la carga litostática que existe bajo los Andes.

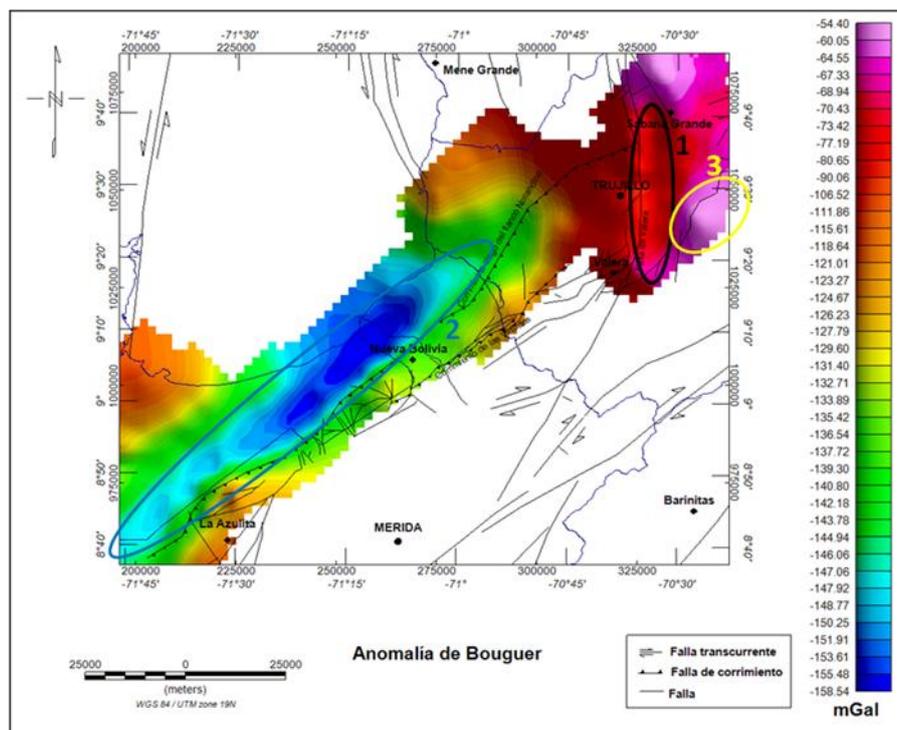


Fig 6.2. Análisis e interpretación de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran las anomalías importantes.

En este mapa (figura 6.2) también se evidencia claramente un pequeño máximo de entre -67 y -54mGal (con una longitud de onda de unos 17,7Km) limitada al norte por una pequeña falla. Este máximo está ubicado al este de la ciudad de Trujillo e identificado con el óvalo 3 en la figura 6.2. La falla que lo limita demarca el límite entre el afloramiento de las rocas de la asociación del Rio Momboy (Paleozoico) al sur, y las rocas de la Formación Betijoque (Mioceno-Plioceno) al norte (ver figura 6.1).

Además en este mapa se observa, aunque no de manera muy clara, un mínimo de dirección norte-sur, ubicado al nor-este del mapa de la figura 6.2 (óvalo 1), que representa la falla de Valera. Este mínimo posee valores que rodean los  $-77\text{mgGal}$ .

El mapa de la anomalía de Bouguer completa es el resultado de la superposición de las respuestas gravimétricas generadas por cuerpos de carácter regional y de carácter local. El carácter regional “opaca” los efectos locales, es por ello que en este mapa no es muy clara la respuesta producida por estructuras geológicas de pequeñas dimensiones que se encuentran cerca de la superficie, como aquellas fallas que afloran y se encuentran al sur del ovalo 2 en la figura 6.2. Esto quiere decir que La falla de Valera y la falla ubicada al este de la ciudad de Trujillo, poseen entonces una gran extensión en profundidad.

Otro mapa que muestra anomalías importantes es el de la derivada vertical de la anomalía de Bouguer, este mapa se encuentra en la figura 6.3.

En el mapa de la derivada vertical de la anomalía de Bouguer, mostrado en la figura 6.3 se enfatizan rasgos estructurales mas someros que en el de la anomalía de Bouguer propiamente dicho, es por ello que las longitudes de onda de los rasgos más importantes son cortas (entre 6 y 9Km, señalados con los óvalos blancos punteados).

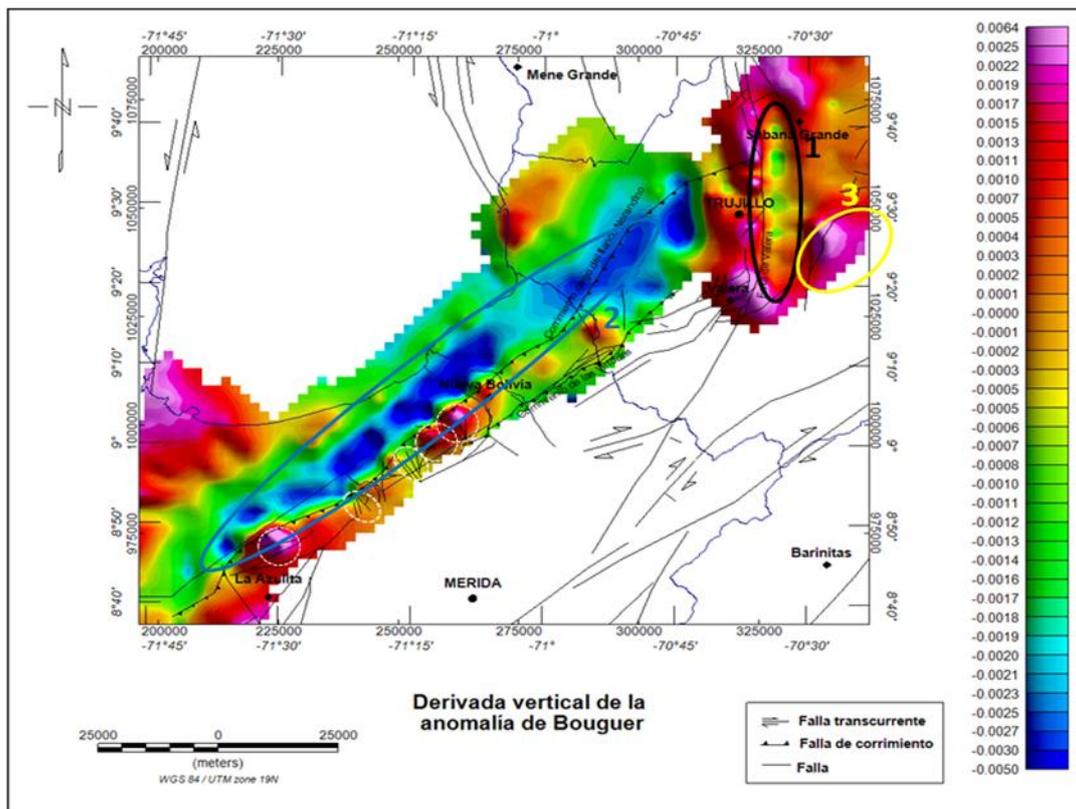


Fig 6.3. Análisis e interpretación de la derivada vertical de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran rasgos importantes.

Este mapa en particular (figura 6.3) muestra muy claramente la presencia de la falla de Valera al nor-este (óvalo 1). De la misma manera se observa el mínimo asociado a la raíz de los Andes (ovalito 2 en la figura 6.3) y el máximo al nor-este del mapa identificado con el óvalo 3 en la figura 6.3.

Existen además características más pequeñas (con longitudes de onda que varían de 4 a 6 Km) ubicadas a lo largo del pie de monte norte de los Andes, señaladas en la figura 6.3 por los óvalos punteados de color blanco, que dan evidencia de la presencia de pequeñas fallas someras, muchas de ellas con dirección nor-oeste sur-este, que pueden ser causantes de esos mínimos locales.

## **6.2 Componente residual de la anomalía de Bouguer.**

Uno de los objetivos que tiene este trabajo, es el de localizar estructuras geológicas que posiblemente estén relacionadas con la acumulación de Uranio de tipo “Roll Front”. Estas estructuras son fallas someras y locales que se encuentran generalmente en acuíferos de areniscas permeables de ambientes marinos poco profundos, a través de los cuales el Uranio es transportado por el agua oxidante en su estado hexavalente ( $U^{6+}$ ) hasta que en algún punto se encuentre con un agente reductor y precipite (Anderson & Matveeva, 2007). Es por ello que los mapas de la componente residual de la anomalía de Bouguer, son los mapas estudiados con mayor detalle.

Para analizar estos mapas en busca de estructuras geológicas, se usó toda la información geológica estructural que se disponía del área, tal como las líneas sísmicas, la información del pozo Duaras-1X, el mapa de geología superficial del área y la información disponible, obtenida de trabajos previos.

En la figura 6.4 se muestra el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer, en él se refleja la respuesta de los cuerpos anómalos someros, es por ello que las longitudes de ondas de las anomalías son cortas (de entre 4,6 y 10 Km).

En este mapa (figura 6.4) al igual que en los mapas de la derivada vertical de anomalía de Bouguer (figura 6.3) y en el de la anomalía de Bouguer propiamente dicha (figura 6.2), se observan claramente las respuestas generadas por la Falla de Valera (ovalito 1 en la figura 6.4), la falla de corrimiento del flanco nor-andino (ovalito 2 en la figura 6.4) y la falla que se encuentra al este de la ciudad de Trujillo (ovalito 3 en la figura 6.4). Esto significa que dichas fallas afloran, tal y como lo muestra el mapa geológico estructural de Venezuela realizado por Hackley et al. (2006) y lo describen

De Toni et al. (1994) en su informe titulado “Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo. Síntesis estructural”.

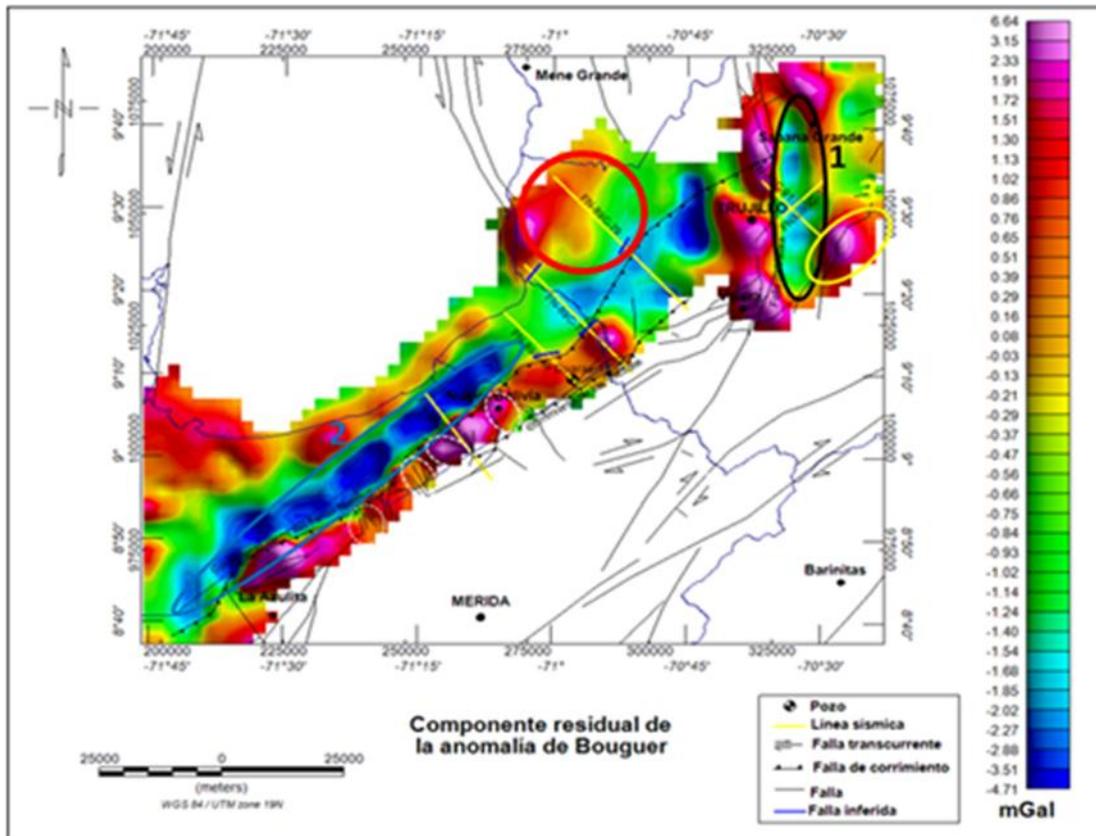


Fig 6.4. Análisis e interpretación de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los óvalos muestran las anomalías importantes.

A lo largo del la franja que representa el flanco nor-Andino, se encuentran anomalías que se ubican sobre algunas de las pequeñas fallas, la mayoría con dirección nor-oeste sur-este, que son producidas gracias al proceso de orogénesis que dio lugar al levantamiento de los Andes (óvalos con líneas blancas punteadas en la figura 6.4). Estas son fallas que afloran y no son muy profundas, la mayoría se encuentra en la capa sedimentaria (Audemard, 1991; Castillo & Mann, 2006; Duerto et al., 2006; De Toni et al., 1994), por tal razón estas estructuras son importantes y podrían estar relacionadas con la posible acumulación de Uranio.

Existen otras fallas que no afloran y fueron identificadas en el mapa y en las líneas sísmicas, estas fallas están señaladas con líneas de color azul en la figura 6.4 y con óvalos amarillo sobre las líneas sísmicas en la figura 6.5, 6.6 y 6.7.

Tres de estas fallas corresponden a cabalgamientos relacionados con las zonas triangulares, que son características de los frentes de deformación del proceso de orogénesis (ver sección 2.3.1 y 2.3.2). A este frente de deformación se le denomina

corrimiento ciego del flanco nor-Andino. Estas estructuras representan, en general, un límite entre rocas de la edad del Cretácico y el Terciario, según lo describen De Toni et al. (1994), (ver figura 6.5).

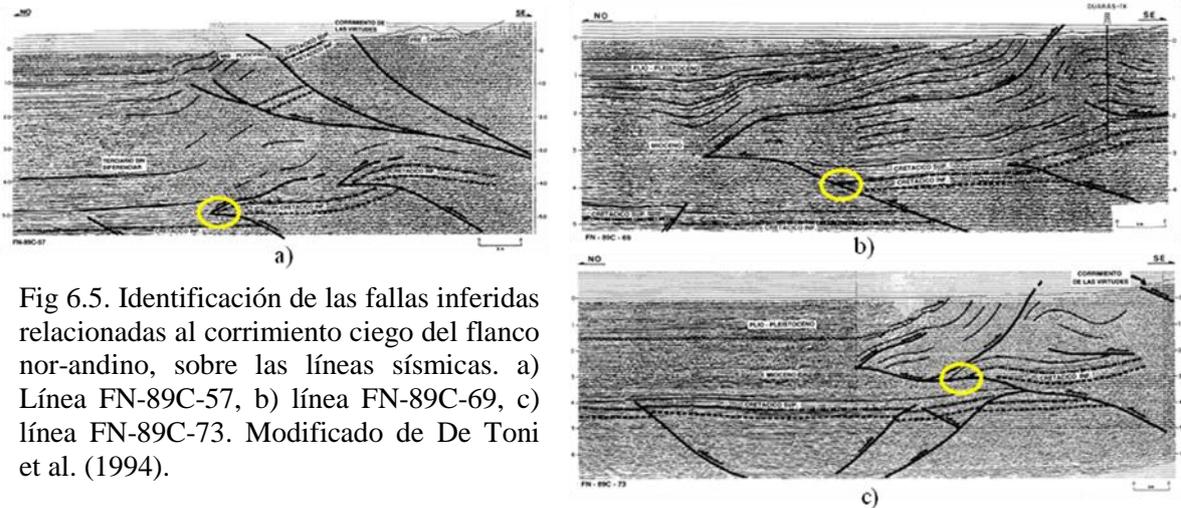


Fig 6.5. Identificación de las fallas inferidas relacionadas al corrimiento ciego del flanco nor-andino, sobre las líneas sísmicas. a) Línea FN-89C-57, b) línea FN-89C-69, c) línea FN-89C-73. Modificado de De Toni et al. (1994).

La falla inferida que se encuentra más hacia el norte no corresponde con los cabalgamientos de la zona triangular, esta falla, que tampoco aflora, representa un límite entre rocas del cretácico y lo que se considera como el basamento (rocas del paleozoico superior) (ver figura 6.6). Esta falla representa el punto a partir del cual el basamento se levanta gradualmente hacia el nor-oeste de la línea sísmica FN-89C-79 (ver figura 6.6), lo cual, se ve evidenciado con el suave gradiente de anomalía presente en la zona (ovalado rojo en la figura variando desde -1,3mGal hasta 0,8mGal en una distancia de 17Km).

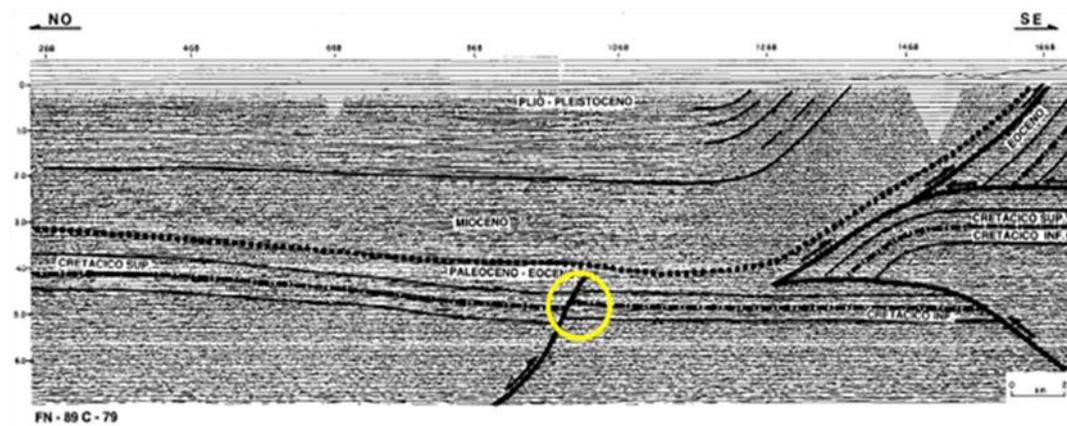


Fig 6.6. Ubicación de la falla inferida sobre la línea FN-89C-79. La falla marca el punto desde donde se levanta el basamento hacia el nor-oeste de la línea. Modificado de De Toni et al. (1994).

Hacia el nor-oeste de la franja, cerca del borde del margen del Lago de Maracaibo, el mapa muestra unos altos de anomalía que están relacionados con el levantamiento del basamento a lo largo de toda esta área. La falla inferida en esta área, dibujada sobre la línea FN-89C-73, presumiblemente puede ser una falla normal, donde

el basamento pierde profundidad hacia el nor-oeste, sobre rocas del cretácico, a diferencia de lo que muestra la línea sísmica (ver figura 6.7).

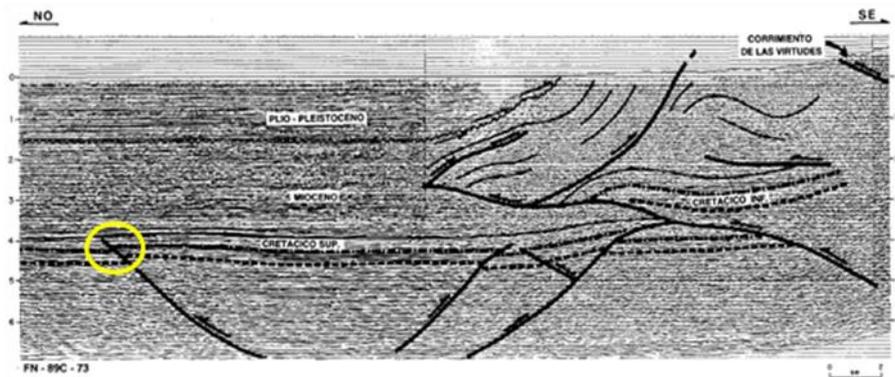


Fig 6.7. Ubicación de la falla inferida en la línea FN-89C-73, ubicada al nor-oeste del piedemonte norte de los Andes, cerca de los márgenes del lago de Maracaibo. La línea muestra una falla inversa, donde las rocas del cretácico se levantan sobre el basamento. Modificado de De Toni et al. (1994).

En el mapa de la derivada en X de la componente residual de la anomalía de Bouguer (figura 6.8) se observa muy claramente la Falla de Valera (óvalo 1 en la figura 6.8), así como la respuesta generada por el corrimiento ciego del flanco nor-andino (óvalo 2 en la figura 6.8) y la de la falla al este de la ciudad de Trujillo, ubicada al nor-este del mapa (óvalo 3 en la figura 6.8).

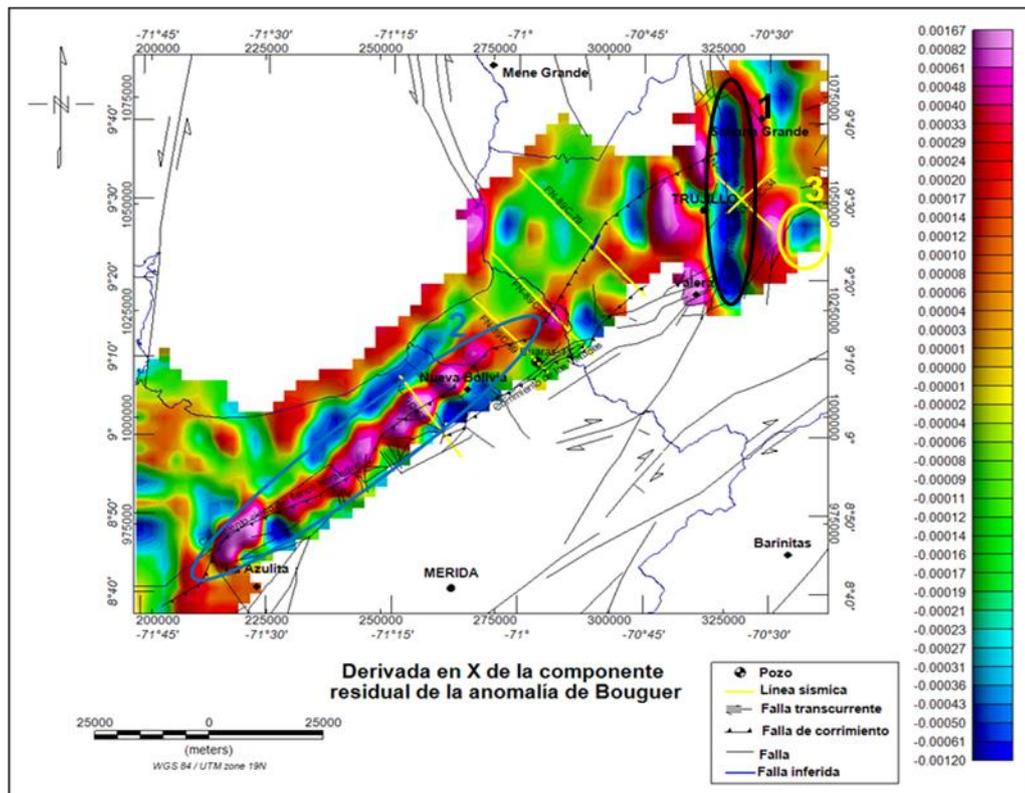


Fig 6.8. Análisis e interpretación de la derivada en X de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

Adicionalmente se observa una falla que no aflora y está relacionada con el frente de deformación y la zona triangular, la falla que está marcada con una línea azul sobre la línea sísmica FN-89C-79 en la figura 6.8, tiene una dirección nor nor-este sur sur-oeste y corresponde a un cabalgamiento donde el basamento (rocas del paleozoico) se “monta” sobre las rocas del cretácico. En la figura 6.9 se ubica esta estructura sobre la línea sísmica. Esta estructura posee una dirección aproximadamente norte-sur, es por ello que solo es posible identificarla sobre este mapa (figura 6.9).

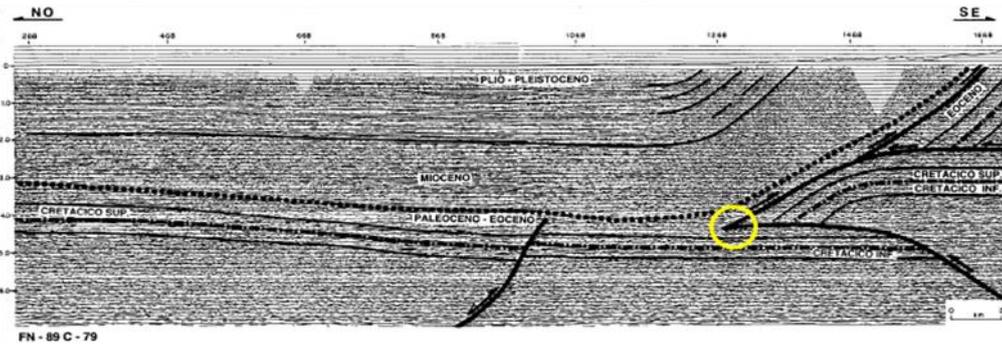


Fig 6.9. Ubicación sobre la línea FN-89C-79 de la falla inferida en el mapa de la derivada en X de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Modificado de De Toni et al. (1994).

El mapa de la derivada en Y de la componente residual de la anomalía de Bouguer también presenta rasgos importantes que muestran la presencia de algunas fallas que se encuentran cercanas al Lago de Maracaibo. En la figura 6.10 se muestra este mapa.

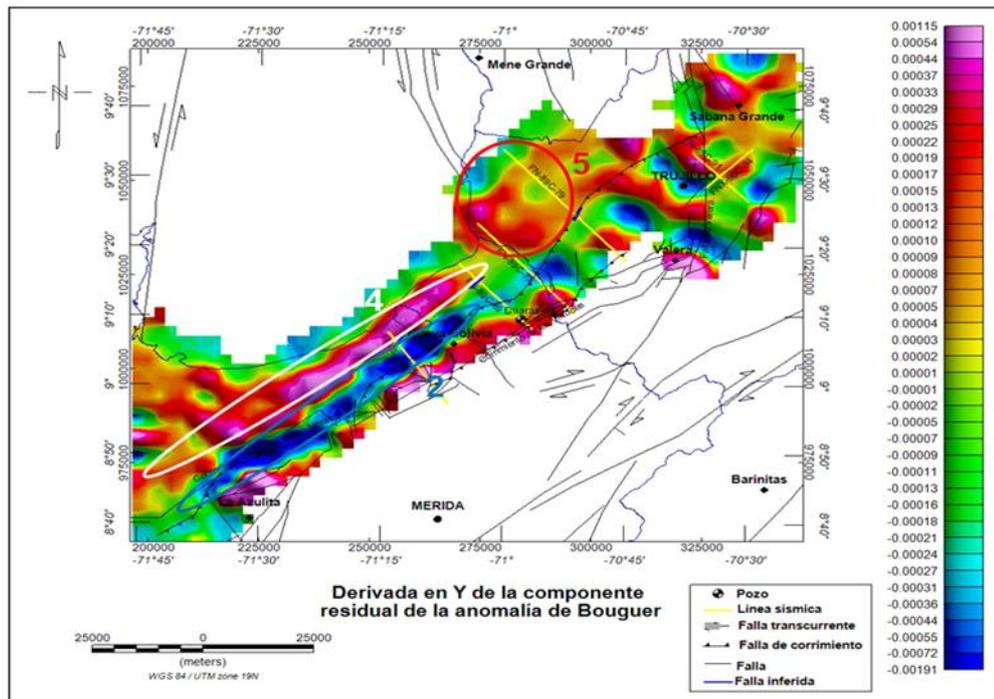


Fig 6.10. Análisis e interpretación de la derivada en Y de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

El mapa (figura 6.10) presenta dos rasgos importantes, uno de ellos, es el mínimo relacionado con el corrimiento ciego del flanco nor-andino, señalado con el óvalo 2 en la figura 6.9. El siguiente rasgo delinea casi por completo los márgenes del Lago de Maracaibo (óvalo 4 en la figura 6.10).

Las dos fallas marcadas con líneas azules sobre el mapa de la figura 6.10 que se encuentran hacia el sur del Lago de Maracaibo sobre las líneas FN-89C-57 y FN-89C-69, se presume que son fallas normales donde el basamento se levanta hacia el lado noroeste de ellas, dejando debajo, hacia el lado sur-este, rocas del cretácico tal y como lo muestra la figura 6.11.

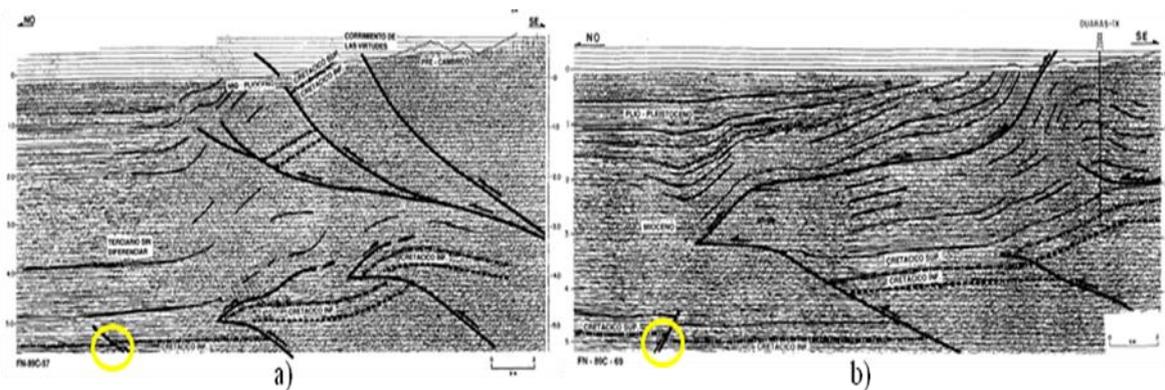


Fig 6.11. Ubicación de las fallas inferidas, localizadas cerca de los márgenes del lago de Maracaibo. Las fallas marcan el levantamiento del basamento. a) Línea sísmica FN89C-57, b) línea sísmica FN89C-69. Modificado de De Toni et al. (1994).

Los altos que están a lo largo del borde Sur (óvalo 4 en la figura 6.10) y hacia el Este (óvalo 5 en la figura 6.10 y óvalo rojo en la figura 6.4) de la porción del Lago de Maracaibo que se muestra en los mapas, es posible que continúen hacia el Lago, debido a que como se observa en las líneas sísmicas FN-89C-57 (figura 6.11 a)), FN-89C-69 (figura 6.11 b)), FN-89C-79 (figura 6.6) y FN-89C-73 (figura 6.7), el basamento en estos puntos comienza a levantarse ya sea abruptamente por medio de una falla como en las líneas FN-89C-57, FN-89C-69, FN-89C-73 o gradualmente como lo muestra la FN-89C-79.

A continuación, en la figura 6.12 se muestra el mapa de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer, este mapa tiene la finalidad de resaltar aun más la respuesta gravimétrica producida por cuerpos someros.

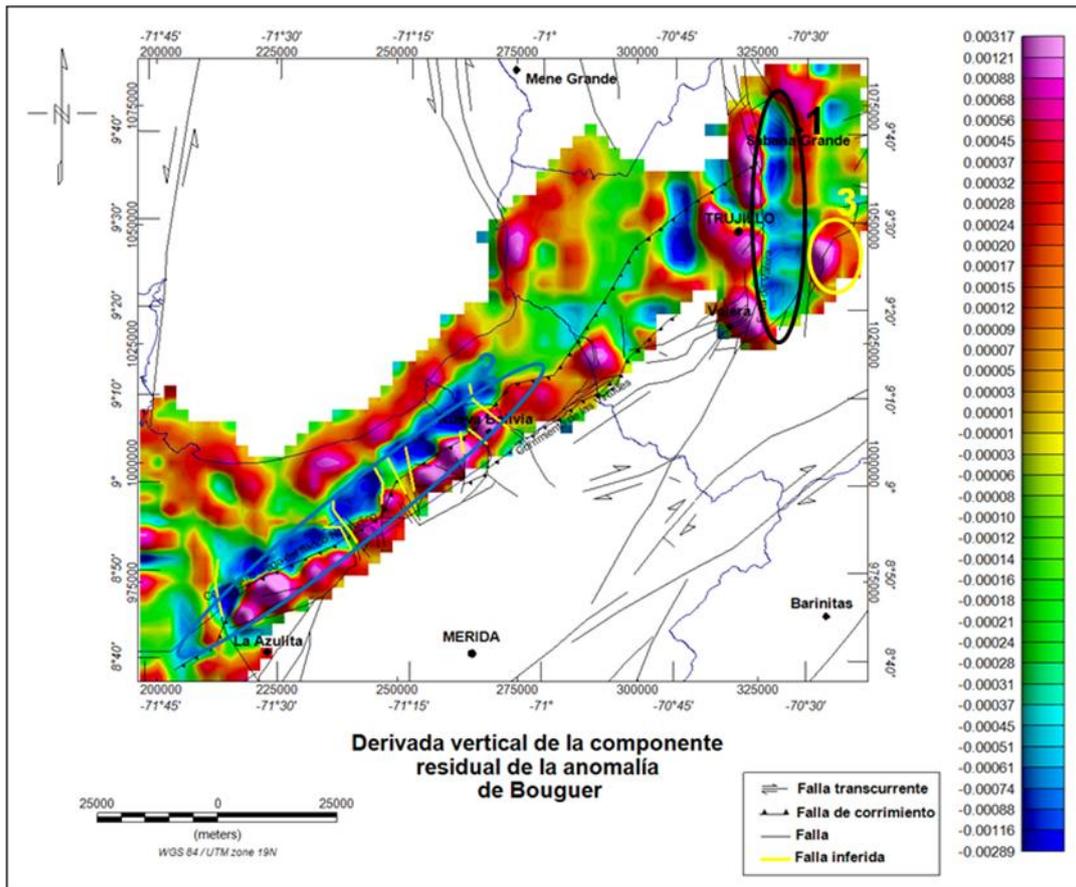


Fig 6.12. Análisis e interpretación de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer

En el mapa de la derivada vertical de la componente residual (figura 6.12) se observan rasgos importantes que muestran la existencia de estructuras geológicas, como la Falla de Valera (óvalo 1), el corrimiento ciego del flanco nor-Andino (óvalo 2), entre otras (óvalo 3), que ya han sido descritas y observadas en los mapas de este capítulo.

Adicionalmente en este mapa (figura 6.12) se observan ciertos rasgos a lo largo del frente nor-Andino, que dan evidencia de la posible continuidad de algunas fallas inferidas presentes en el área. Estas fallas se encuentran identificadas con líneas de color amarillo sobre la figura 6.12, y representan la continuidad en profundidad de algunas de las fallas que afloran en la zona. Por falta de datos geológicos y/o geofísicos de esta parte del flanco, no es posible corroborar dicha información.

Los mapas de la derivada horizontal total y señal analítica de la componente residual de la anomalía de Bouguer, únicamente resaltan y corroboran la información descrita en los mapas mostrados en esta sección, es por ello que no se muestra su análisis.

### 6.2.1 Soluciones de Euler para el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

La figura 6.13 muestra las soluciones de Euler sobre el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Estas soluciones localizan fallas, escalones y otras estructuras geológicas de este tipo. La mayor concentración de soluciones se encuentra al nor-este del mapa, la mayoría directamente sobre la Falla de Valera (óvalo rojo en la figura 6.13), otras sobre la falla que se encuentra al este de la ciudad de Trujillo (óvalo naranja en la figura 6.13). Las demás soluciones se encuentran sobre el corrimiento ciego del flanco nor-Andino (óvalos blancos sobre la figura 6.13).

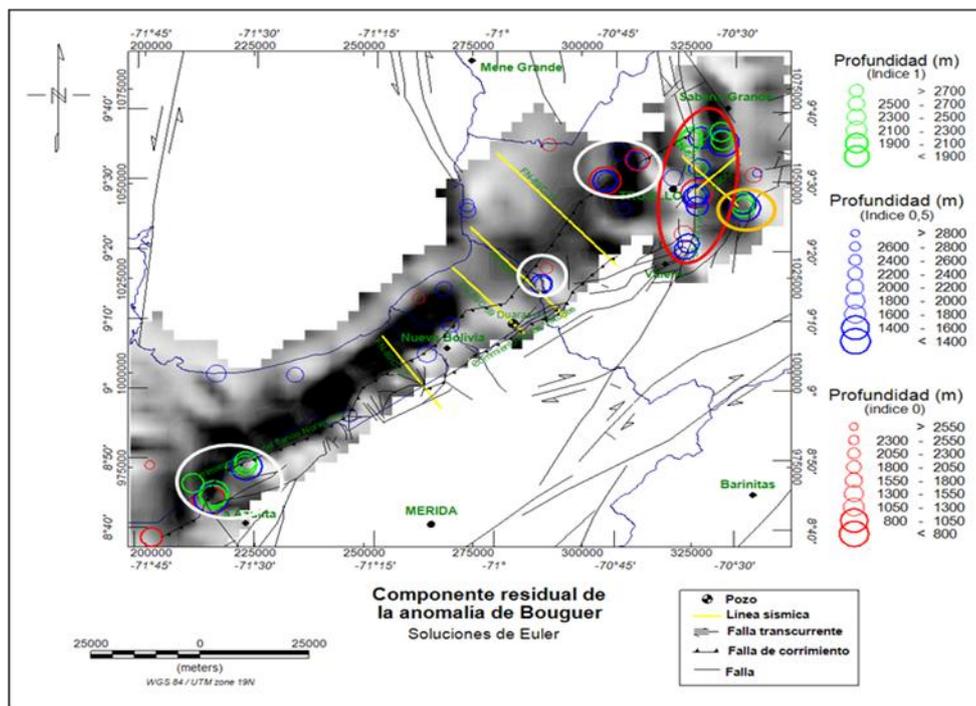


Fig 6.13. Análisis e interpretación de la componente residual de la anomalía de Bouguer y sus soluciones de Euler.

Las demás soluciones son consideradas como errores de cálculo, ya que no son atribuibles a ninguna estructura geológica importante y no cumplen las condiciones necesarias para que sean tomadas en cuenta (ver sección 3.2.3.5). O en este momento por falta de información geológica y geofísica no son consideradas como soluciones viables.

Las estructuras geológicas identificadas por medio de las soluciones de Euler ya han sido descritas en este capítulo.

## 6.2.2 Perfil de interpretación.

Para realizar un análisis más preciso de los mapas de la componente residual con la finalidad de ubicar fallas donde hallan contactos o depresiones, se trazó un perfil sobre el mapa de la derivada vertical de la componente residual, sobre el mapa de la segunda derivada vertical, sobre el de la derivada horizontal total y finalmente sobre el de la señal analítica.

Lo que se busca sobre el perfil son máximos, mínimos y puntos donde el valor es cero, ya que estos puntos sobre los mapas mencionados anteriormente, localizan los bordes de cuerpos anómalos (fallas, contactos o depresiones).

En la figura 6.14 se muestra la ubicación del perfil sobre el mapa de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

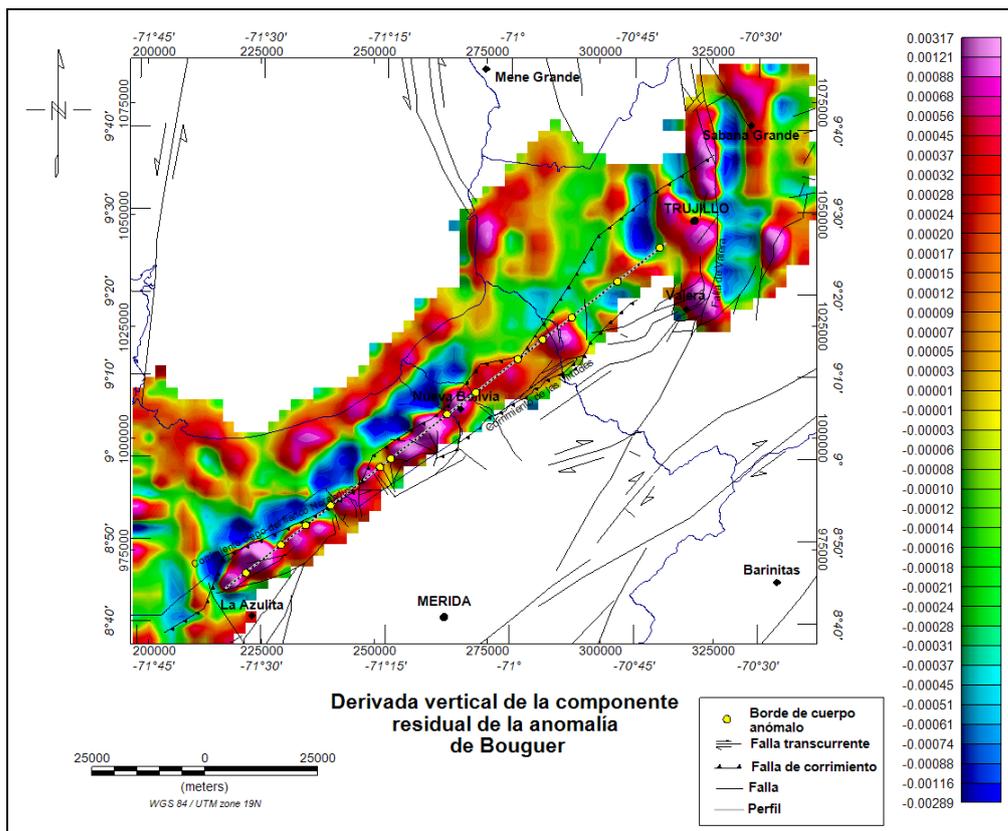


Fig 6.14. Ubicación del perfil de interpretación y de los bordes de los cuerpos anómalos encontrados.

Los bordes de los cuerpos anómalos fueron encontrados luego de analizar el perfil, mostrado en la figura 6.15.

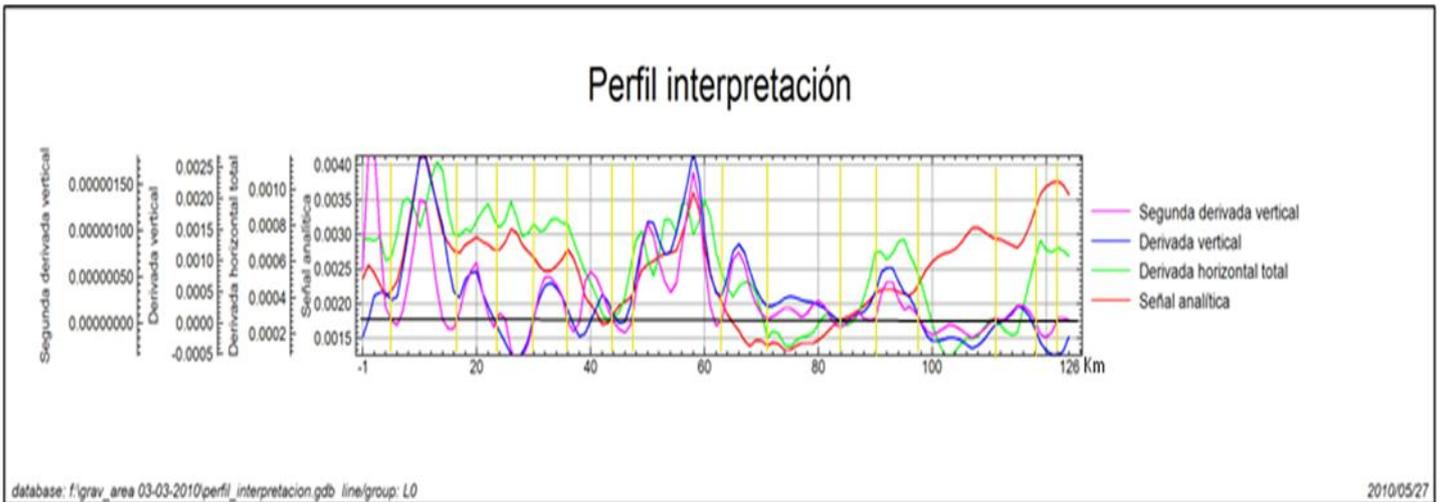


Fig 6.15. Análisis e interpretación del perfil extraído de los mapas de la señal analítica, derivada horizontal total, derivada vertical y segunda derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer. La línea negra horizontal, marca el cero de la escala del mapa de la segunda derivada vertical, las líneas amarillas verticales, indican los bordes de los cuerpos anómalos.

Los bordes de cuerpos se ubican en los puntos donde el mapa de la segunda derivada vertical se hace cero y donde existan picos (máximos o mínimos) en los mapas de la derivada vertical, derivada horizontal total y la señal analítica. Como se puede observar en las figuras 6.14 (puntos amarillos) y 6.15 (líneas amarillas), se encontraron por este método quince bordes de distintos cuerpos, es decir quince contactos, fallas o depresiones.

## 6.3 Inversión 2D.

### 6.3.1 Perfil I.

Las inversiones 2D se realizaron a través de un perfil que abarca toda la línea sísmica FN-89C-69 (ver figura 4.22) y tiene una longitud de unos 25Km.

#### 6.3.1.1 Modelo 2D a través del mapa de anomalía de Bouguer.

En el modelo (figura 6.16) se muestran cinco estratos de diferentes densidades y edades geológicas. Que de una forma generalizada van desde la más somera hasta la

más profunda, como sigue: El cuerpo que representa al Plio-Pleistoceno con una densidad de  $2,3\text{g/cm}^3$ , le sigue el que representa las rocas del Mioceno/ Eoceno2 con una densidad de  $2,32\text{g/cm}^3$ , luego el del Mioceno/Eoceno1 con  $3,4\text{g/cm}^3$ , a mayor profundidad se encuentra el cuerpo del Cretácico con una densidad de  $2,45\text{g/cm}^3$ , luego se encuentra el Basamento cuya densidad es de  $2,67\text{g/cm}^3$  y por último El Moho con una densidad de  $2,8\text{g/cm}^3$ .

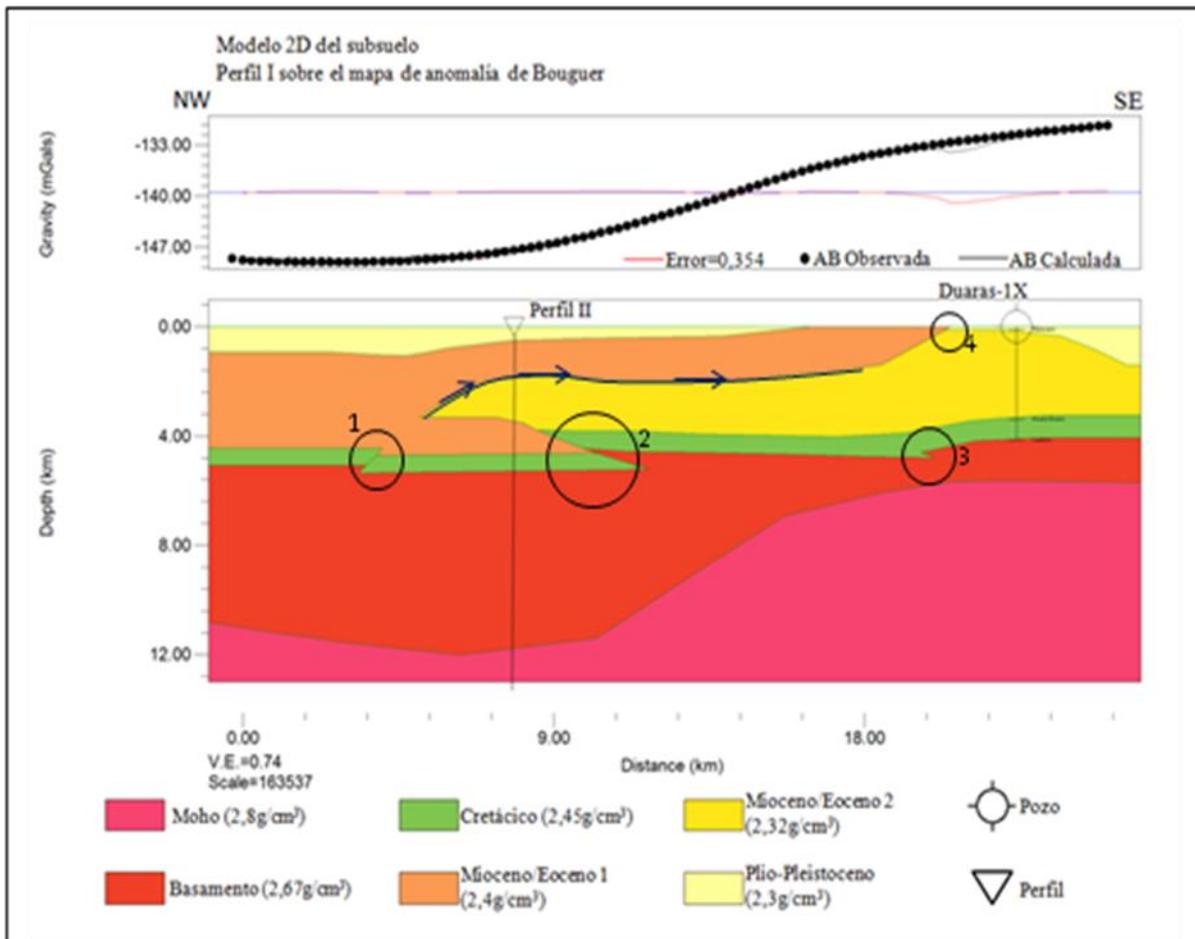


Fig 6.16. Análisis e interpretación de la inversión 2D a través del perfil I. Usando el mapa de la anomalía de Bouguer.

Se observa como el Basamento aumenta de espesor hacia el nor-oeste, haciéndose más profundo. Esta profundización coincide con el mínimo de anomalía de dirección nor-este sur-oeste señalado con el óvalo 2 sobre todos los mapas de esta sección (figuras 6.2, 6.3, 6.4, 6.8, 6.10, y 6.12) y se relaciona con la raíz de los Andes. El Moho aumenta su espesor hacia el sur-este reduciendo a su vez el espesor del Basamento que se encuentra por encima.

El cuerpo que representa el Cretácico mantiene más o menos su espesor constante a lo largo del perfil. Los espesores de los cuerpos del Mioceno/Eoceno 1 y 2 varían considerablemente a lo largo del perfil, el Mioceno/Eoceno1 aflora hacia el sur-

este entre los 16 y 20Km aproximadamente. El Plio-Pleistoceno se hace mas profundo hacia los extremos del perfil y aflora a lo largo de todo el perfil excepto en la zona donde aflora el Mioceno/Eoceno 1.

En el perfil además se muestran varias estructuras geológicas importantes que modelan bastante bien el comportamiento del perfil de anomalía observado, las cuales fueron obtenidas a través de la línea sísmica FN-89C-69 calibrada con el pozo Duaras-1X (figura 4.24) y la información geológica de la zona. La primera estructura (óvalo 1) es una falla inversa, que afectan las secuencias de rocas que representan al Mioceno/Eoceno1, al Cretácico y al Basamento.

El óvalo 2 señala una zona de despegue o zona triangular, asociada al frente de deformación del cabalgamiento Andino y que se desarrolla dentro del Terciario (Mioceno/Eoceno 1 y 2). Se muestra también un corrimiento ciego que transfiere el acortamiento horizontal de las estructuras profundas en retrocorrimientos dentro de la cobertura miocena/eocena (línea azul en la figura 6.16) (De Toni et al., 1994). Esta falla continúa hasta la superficie (óvalo 4 en la figura 6.16) y representa el borde sur-este del gran anticlinal que se extiende a lo largo de todo el frente nor-Andino (Duerto et al., 2006).

La falla que se encuentra más al Sur-Este (óvalo 3), muestra que el Basamento cabalga solo sobre el Cretácico creando una especie de “cuña”, esta última falla representa también parte del corrimiento ciego del flanco nor-Andino.

La falla que se encuentra en el extremo nor-oeste (óvalo 1 en la figura 6.16) representa el punto a partir del cual el basamento se levanta hacia la superficie y presumiblemente continúe haciéndolo gradualmente hacia el Lago de Maracaibo, tal y como lo muestran los mapas de la figura 6.4, 6.8, 6.10 y 6.12 y las líneas sísmicas (figuras 6.6, 6.7 y 6.11).

### **6.3.1.2 Modelo 2D a través del mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.**

En la figura 6.17 se muestra el modelo 2D del subsuelo a través del perfil I extraído del mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Este modelo fue generado con la finalidad de identificar estructuras someras que se encuentran dentro del paquete sedimentario, es por ello que en el modelo no se encuentra reflejado el cuerpo que representa el Moho.

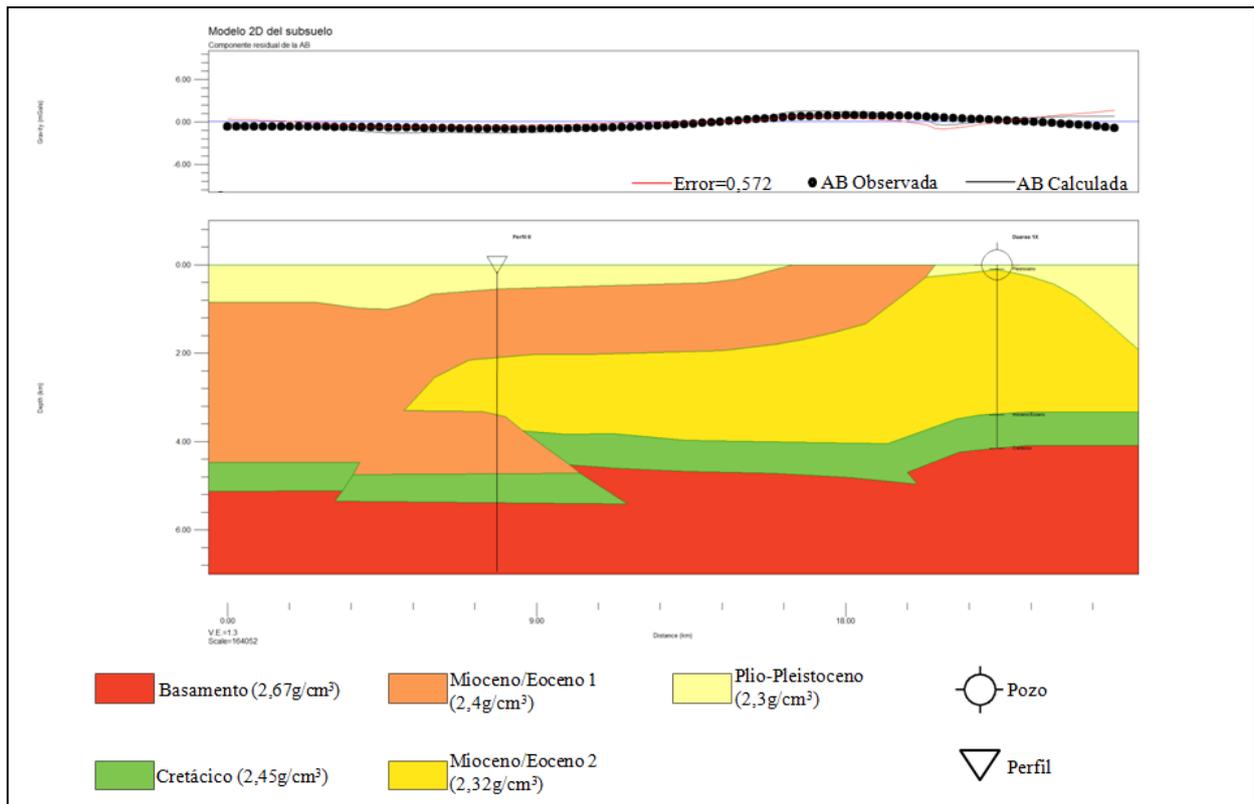


Fig 6.17. Análisis e interpretación de la Inversión 2D a través del perfil I. Usando el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

### 6.3.2 Perfil II.

Este perfil se encuentra paralelo a los Andes y posee una longitud aproximada de 120Km (ver figura 4.22).

#### 6.3.2.1 Modelo 2D a través del mapa de anomalía de Bouguer.

En el modelo (figura 6.18) se muestran cinco estratos de diferentes densidades y edades geológicas. Que de una forma generalizada van desde la más somera hasta la más profunda, como sigue: El cuerpo que representa al Plio-Pleistoceno con una densidad de  $2,3\text{g/cm}^3$ , le sigue el que representa las rocas del Mioceno/ Eoceno con una densidad de  $2,4\text{g/cm}^3$ , a mayor profundidad se muestra el cuerpo del Cretácico con una densidad de  $2,45\text{g/cm}^3$ , luego se encuentra el Basamento cuya densidad es de  $2,67\text{g/cm}^3$  y por último el Moho con una densidad de  $2,8\text{g/cm}^3$ .

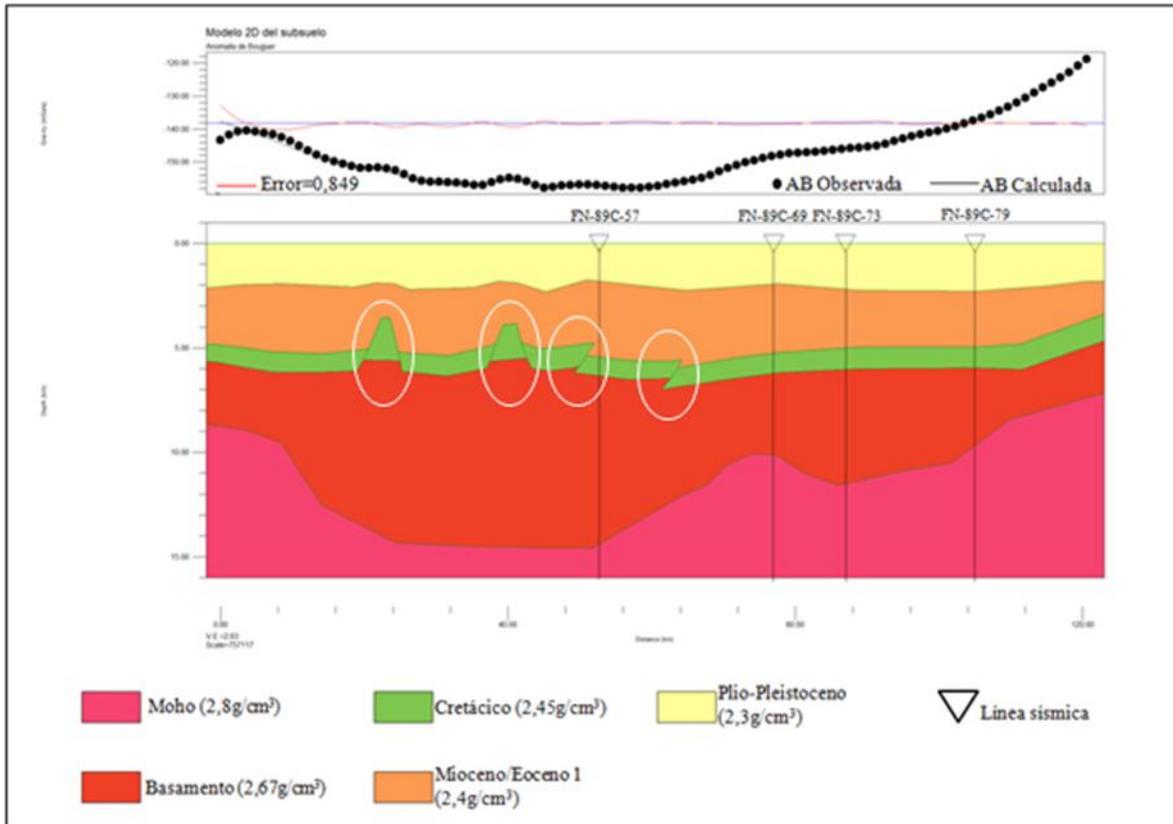


Fig 6.18. Análisis e interpretación del modelo 2D del subsuelo a través del perfil II usando el mapa de anomalía de Bouguer. Los óvalos señalan la ubicación de estructuras importantes.

A lo largo del perfil de la figura 6.18, la profundidad de los estratos más someros permanece más a menos constantes. Solo el Moho se profundiza considerablemente hacia el centro, esto tiene como consecuencia el mínimo de anomalía presente en todos los mapas, señalado por el óvalo numero 2 (figuras 6.2, 6.3, 6.4, 6.8, 6.10, y 6.12) y que está relacionado a su vez con la raíz de los Andes.

Las estructuras presentes en los estratos más someros (Mio-ceno/Eoceno, Cretácico y Basamento), son el resultado del proceso de orogénesis en la zona. Las dos estructuras de la izquierda, señaladas por óvalos blancos en la figura 5.18, representan dos Horst, donde el basamento se levanta. Las otras dos estructuras de la derecha consisten en fallas inversas donde el basamento se levanta sobre las rocas del Cretácico. Estas estructuras son identificables en el mapa de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer, mostrado en la figura 6.19, donde los óvalos blancos señalan la ubicación de dichas estructuras. Estas estructuras fueron generadas para modelar lo mejor posible la anomalía de Bouguer en el perfil.

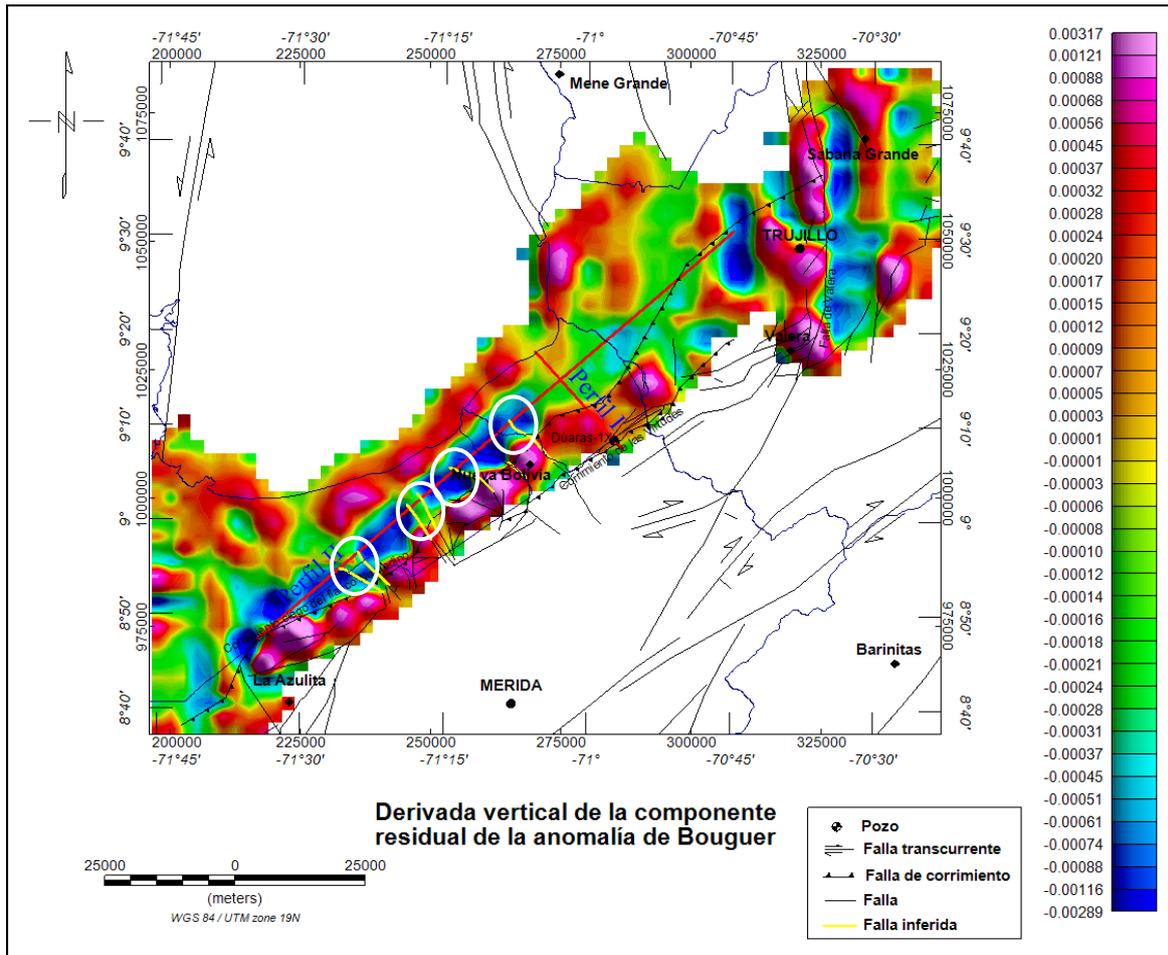


Fig 6.19. Análisis e interpretación de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Los óvalos señalan la ubicación de las fallas inferidas sobre el mapa, que fueron utilizadas para generar el modelo sobre el perfil II.

### 6.3.2.2 Modelo 2D a través del mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

En la figura 6.20 se muestra el modelo 2D del subsuelo a través del perfil II extraído del mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer. Este modelo fue generado con la finalidad de identificar estructuras someras que se encuentran dentro del paquete sedimentario, es por ello que en el modelo no se encuentra reflejado el cuerpo que representa el Moho

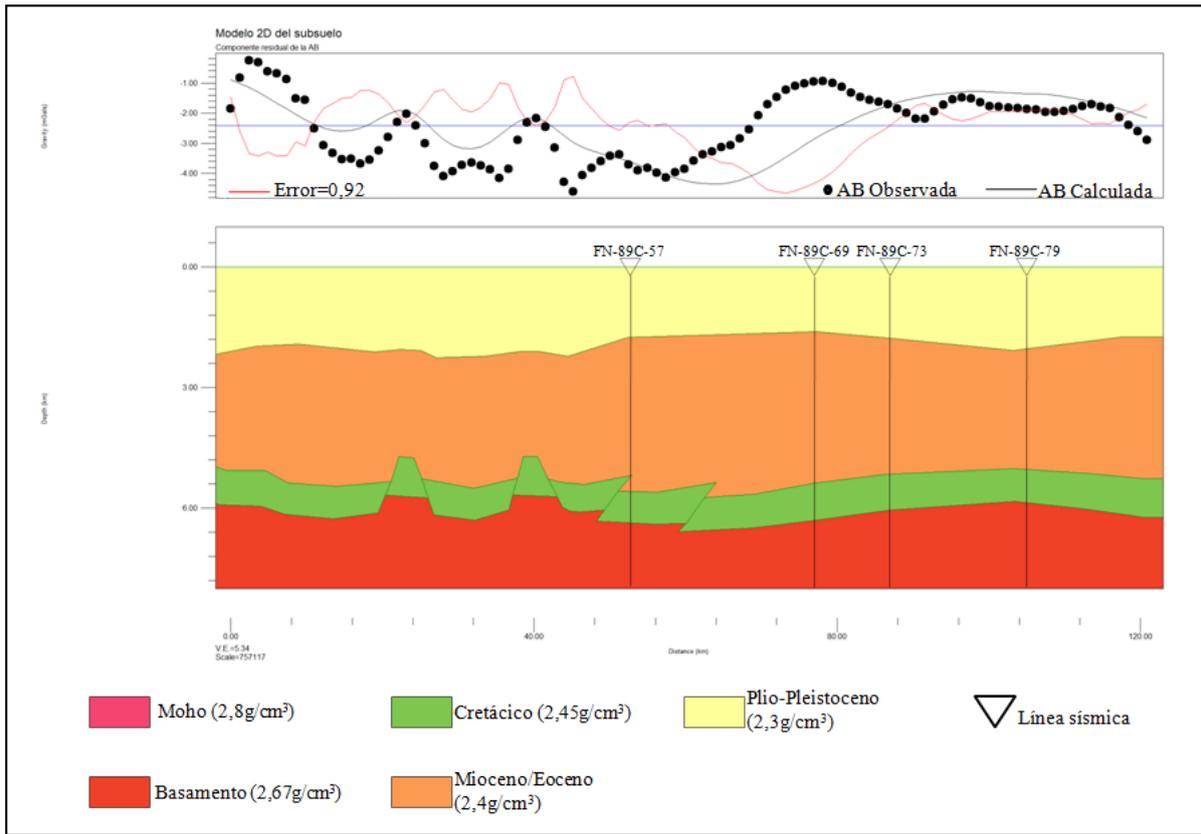


Fig 6.20. Análisis e interpretación de la inversión 2D a través del perfil II. Usando el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer.

## Capítulo VII

### **Conclusiones y recomendaciones**

#### **Conclusiones**

- El método de Kriging es el método más adecuado para interpolar datos distribuidos de manera aleatoria y agrupada.
- En el área de estudio existe un mínimo de anomalía de Bouguer que rodea los -140mGal, de dirección sur-oeste nor-este, localizado al nor-este de los Andes, entre la localidad de La Azulita y el límite sur entre los Edos. Trujillo y Zulia. Dicho mínimo está relacionado con la raíz de los Andes de Mérida.
- Los valores máximos de anomalía de Bouguer en el área se acercan a los -28mGal y se encuentran sobre los Andes de Mérida, donde se hallan predominantemente rocas ígneo-metamórficas de edad Paleozoico.
- La falla de Valera y el corrimiento ciego del flanco nor-andino que en ciertos lugares afloran, resultan ser bastante profundas.
- En el mapa de la componente residual de la anomalía de Bouguer se observan con mayor claridad rasgos relacionados con estructuras someras, como aquellas pequeñas fallas que se encuentran en el flanco nor-andino que involucran basamento (Paleozoico) y rocas del Cretácico.
- El método de la segunda derivada vertical es el método más indicado para identificar contactos y bordes de cuerpos anómalos.
- Al realizar la separación regional-residual del mapa de anomalía de Bouguer, resulta ser más eficiente y confiable el método del filtro Gaussiano que el método polinómico.
- La máxima profundidad del basamento es de aproximadamente 14Km, localizada en la zona donde se encuentra la raíz de los Andes de Mérida, en la localidad de Nueva Bolivia (modelo sobre el perfil II). La mínima profundidad es de aproximadamente 6Km, en el piedemonte andino, ubicada en el extremo SE del perfil I.
- El Basamento se levanta hacia el Lago de Maracaibo, y el espesor de los sedimentos menos consolidados de edad plio-pleistoceno, aumenta, lo que

provoca una disminución en el espesor del estrato que representa las rocas de edad Mioceno/Eoceno, ya que el espesor de la secuencia cretácica permanece constante en todo el piedemonte del flanco nor-andino, tal y como se evidencia tanto en los modelos bidimensionales del subsuelo obtenidos en los perfiles I y II, como en las líneas sísmicas.

- Los retrocorrimientos y demás estructuras relacionados con el frente de deformación se encuentran en las secuencias Miocenas y Eocenas.
- La mayoría de las estructuras identificadas en los perfiles se encuentran a nivel del Cretácico y Mioceno, alcanzando profundidades mínimas de 3,3Km y unas máximas de 5Km aproximadamente.
- El mapa de la derivada vertical de la componente residual de la anomalía de Bouguer da evidencias de la continuidad hacia el lago de Maracaibo de algunas fallas de sentido sur-este nor-oeste, que se encuentran aflorando en el piedemonte del flanco norte de los Andes de Mérida. Estas fallas son de carácter local y son someras, se encuentran en la secuencia sedimentaria, posiblemente entre rocas de edad plio-pleistoceno y Mioceno/Eoceno, que poseen además un gran contenido de materia orgánica, ya que son sedimentos de origen fluvial (según la información del pozo Duaras-1X), y por lo tanto pueden representar estructuras potencialmente favorables para la acumulación de Uranio.
- El carácter regional de los datos gravimétricos y de otros datos geofísicos y geológicos impidió realizar una descripción mas detallada de la geología en el flanco nor-Andino.
- Al observar la cantidad de menes presentes (figura 1.9), las fallas, depresiones y demás estructuras, la geología superficial, así como el número de anomalías de Uranio tomadas de muestras geoquímicas (figura 1.4 ), el área del flanco nor-Andino podría ser considerada como una potencial zona de depósito de Uranio.

## **Recomendaciones**

- Realizar una campaña de adquisición de datos gravimétricos bien localizada y detallada sobre aquellas áreas donde se sospecha la existencia de algunas fallas someras que continúan hacia el Lago de Maracaibo y que nacen en el piedemonte norte de los Andes de Mérida.

- Llevar a cabo campañas de adquisición de datos magnéticos sobre toda el área del flanco nor-Andino y sur del lago de Maracaibo con fines de búsqueda de estructuras geológicas someras, que podrían estar relacionadas con la acumulación de Uranio.
- Realizar perforaciones en el piedemonte norte de los Andes cerca del lago de Maracaibo, con la finalidad de obtener una descripción más detallada de la geología de la zona, y realizar estudios de Gamma Ray buscando anomalías de Uranio.
- Realizar una campaña de adquisición de datos radiométricos sobre toda el área de estudio.

## **Bibliografía**

Anderson, S. Matveeva, T (2007). Sandstone-Hosted Uranium Potential of Southern Alberta-Preliminary Assessment. EUB/AGS Earth Sciences Report, n. 10.

Audemard, F, E. Audemar, F, A. (2002). Structure of the Mérida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. *Tectonophysics*. v. 345. 299-327.

Banerjee, P. (1998). Gravity measurements and terrain correction using a digital terrain model in the NW Himalaya. *Computer & Geosciences*. v. 24, (10). 1009-1020.

Briggs, I. (Febrero, 1974). Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*. v. 39, (1). 39-48.

Barreto, P. (1981). Recent developments in Uranium exploration. International Atomic Energy Agency, Vienna. Div. Nuclear Fuel Cycle. v. 23, (2)

Castillo, M & Mann, P. (Abril, 2006). Cretaceous to Holocene structural and stratigraphic development in south Lake Maracaibo, Venezuela, inferred from well and three-dimensional seismic data. *The American Association of Petroleum Geologists*. v. 90, (4). 529-565.

Davis, J. (1969). Uranium deposits of the Powder River basin. *Contributions to Geology*, v. 8, n. 2, p. 131-141.

Duerto, L. Escalona, A. Mann, P. (Abril 2006). Deep structure of the Mérida Andes and Sierra de Perijá mountain fronts, Maracaibo Basin, Venezuela. *The American Association of Petroleum Geologists*. v. 90, (4). 505-528.

De Toni, B. Loureiro, D. Colletta, B. Roure, F. Gou, Y. Marquez, C. (Junio, 1994). Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo, Síntesis estructural. PDVSA Intevep. Gerencia de Exploración. Los Teques. Venezuela.

Finch, W.I. Molina, P. Noumov, S.S. Ruzicka, V. Barthel, F. Thoste, V. Muller-Kahle, E. Pecnik, M. & Tauchid, M. (1995). World Distribution of Uranium Deposits (1<sup>o</sup> edicion). International Atomic Energy Agency (IAEA).

Geosoft. (2006). Montaj Gravity and Terrain Correction. Gravity Data Processing Extension for Oasis Montaj v. 6.3. Tutotrial and user guide. Toronto Ontario. Canada.

Geosoft. (2005). Montaj Grav/Mag Interpretation. Processing, analysis and visualization system for 3D inversion of potential field data. for Oasis Montaj 6.1. Tutotrial and user guide. Toronto Ontario. Canada.

Geosoft. (2007). Montaj MAGMAP filtering. 2D Frecuency domain drocessing potential fiel data. Extention for Oasis Montaj 6.4. Tutotrial. Toronto Ontario. Canada.

Hammer, S. (1939). Terrain correction for gravimeter stations. Geophysics. v. 4, 184-194.

International Atomic Energy Agency (2003). World distribution of uranium deposits. International Atomic Energy Agency.

[www.iaea.org/OurWork/ST/NE/NEFW/nfcms\\_infcis\\_UDEPO.html](http://www.iaea.org/OurWork/ST/NE/NEFW/nfcms_infcis_UDEPO.html).

Jairteh, S. McKay, A. Lambert, I. (Marzo 2008). Association of large sandstone uranium deposits with hydrocarbons. The geology of uranium deposits in Kazakhstan points to similar deposits in Australia. AusGeo News, n. 89.

Kane, M. F. (Agosto, 1962). A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. Geophysics. v. 27, (4). 455-462.

Ketellaar, A. (1987). Terrain correction for gravity measurements, using a digital terrain model (DTM). Geoexploration. v. 24. 109-124.

LaFehr, T. R. (Agosto, 1991). An exact solution for the gravity curvature (Bullard B). Geophysics. v. 56, (8). 1179-1184.

Mitra, S. and Mount, V. (1988). Foreland basement-involved structures. AAPG Bulletin, v. 82. 70-109.

Nagy, D. (Abril, 1966). The gravitational attraction of a right rectangular prism. Geophysics, v. 31, (2). 362-371.

Newton, F.T. Collings, S.P. and Little, B.C. (2006). Nuclear power update. SEG Newsletter, n. 67.p 1 y 8-15.

Nowell, D. A. (1999). Gravity terrain corrections an overview. Journal of Applied Geophysics. v. 42. 117-134.

Parnaud, F. Capello, M. Gou, Y. Sanches, A. Pascual, J. Truskowski, I. (1994). Análisis geológico integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo. Síntesis Estratigráfica. PDVSA Intevep. Gerencia de Exploración. Los Teques. Venezuela.

Pasquali, J. y Sifontes, R. (Octubre, 2007). Exploración de Uranio en Venezuela. IX Congreso Geológico Venezolano.

Petróleos de Venezuela S.A. INTEVEP. (1999). Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela (L.E.E.V). [www.pdvsa.com/lexico](http://www.pdvsa.com/lexico).

Plouff, D. (Agosto 1976), Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain correction. Geophysics. v. 41, (4). 727-741.

Saibi, H. Nishijima, J. Ehara, Sachio. (Junio, 2006). Processing and interpretation of gravity data for the Shimabara Paninsula area, southwestern Japan. Memoris of Faculty of Engineering, Kyushu University. v. 66, (2).

Skidmore, C. (Diciembre 2005). Honeymoon Project. Conferencia de Primavera. Adelaide. Australia.

Spector, A., & Grant, F. S. (Abril, 1970). Statical models for interpreting aeromagnetic data. Geophysics. v. 35, (2). 293-302.

Spirakis C.(1996). The roles of organic matter in the formation of uranium deposits in sedimentary rocks. *Ore Geology Reviews*, v 11, p. 53–69.

Talwani, M., & Ewing, M. (Febrero, 1960). Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*. v. 25, (1). 203-225.

Zerdane, A. (Noviembre 2009). Uranium exploration in Morocco. International Atomic Energy Agency (IAEA).

### **Libros de texto**

Bell. F. G (2004). *Engineering geology and construction*. Inglaterra. Londres: Spon Press.

Blakely, R. (1996). *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Estados Unidos, Cambridge, New York: Cambridge University Press.

Davis, J. (1969). *Uranium ore Deposits*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg, Alemania.

Dobrin, M. (1961). *Introducción a la prospección geofísica*. Barcelona España: Omega.

González de Juana, C.; Iturralde, J.M. y Picard, X. (1980) *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Caracas: Ediciones Foninves.

O`Gorman, L. Sammon, M. J. Seul, M. (2007). *Practical algorithms for image análisis: Description, Examples, and Code (2)*. Cambridge, New York, Estados Unidos,: Cambridge University Press.

Parasnis, D. S. (1971). *Geofísica minera*. Madrid España: Paraninfo.

Reynolds, J. (1997). *An introduction to applied and enviromental geophysics*. Chichester. Inglaterra: Jhon Wiley & Sons.

Schlumberger (1997). *Evaluación de Pozos*. Caracas. Venezuela

Telford, W.M. Geldart, L.P. Sheriff, R.E. (1990). Applied Geophysics. (2). Estados Unidos, Cambridge, New York: Cambridge University Press.

## Apéndice A

### Escogencia del grado del polinomio

En el presente apéndice, se describe la metodología que se usó para escoger el grado del polinomio con el que se realizó la separación regional-residual por el método polinómico. Además se muestran los distintos perfiles trazados tanto sobre el mapa de anomalía de Bouguer, como sobre el de su componente regional y el de su componente residual, para los grados polinómicos del 2° al 9°.

Como ya se mencionó uno de los métodos con que se realizó la separación regional-residual de la anomalía de Bouguer en el área del flanco Nor-Andino, fue el método de ajuste polinomial, con el que se calcula una superficie polinómica suave que se ajusta lo mejor posible a los datos. Para ello el programa Oasis Montaj cuenta con 10 polinomios diferentes que van desde el polinomio de grado 0 al de grado 9.

Para escoger el grado del polinomio que genere la superficie que mejor se ajuste a los datos, se trazaron 4 perfiles, todos perpendiculares a los Andes, ya que las anomalías principales en el mapa, poseen tendencias cuyas direcciones son paralelas a los Andes, la localización de dichos perfiles se muestran en la figura A.1.

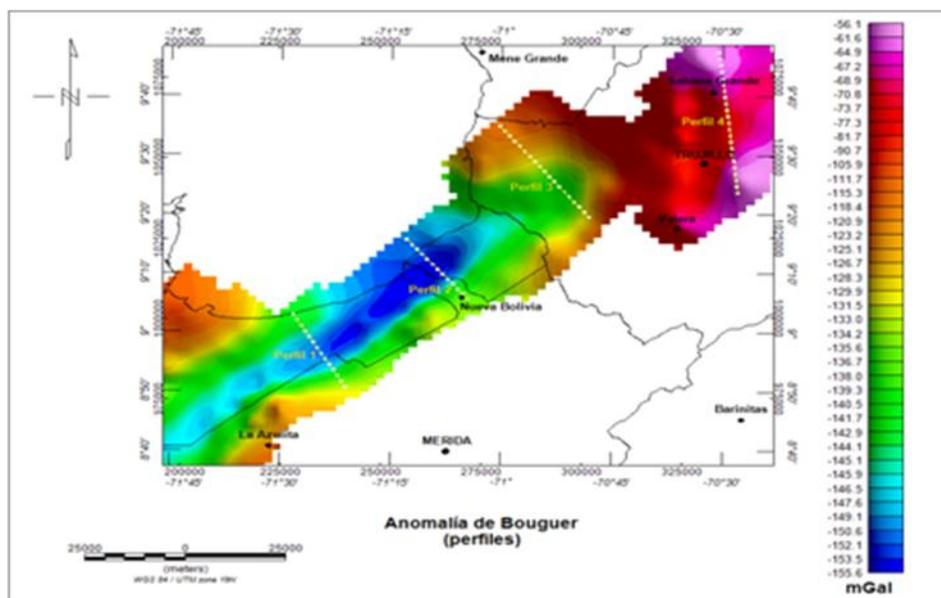


Fig A.1. Ubicación de los perfiles sobre el mapa de anomalía de Bouguer.

Estos 4 perfiles se trazaron sobre los grids de la componente regional como residual obtenidos por el método de ajuste polinomial, para los polinomios de grado 2 hasta 9, así como sobre el mapa de anomalía de Bouguer, esto con la finalidad de

escoger aquel perfil que mejor modelara el carácter regional y residual del mapa de anomalía de Bouguer.

A continuación se muestran dichos perfiles

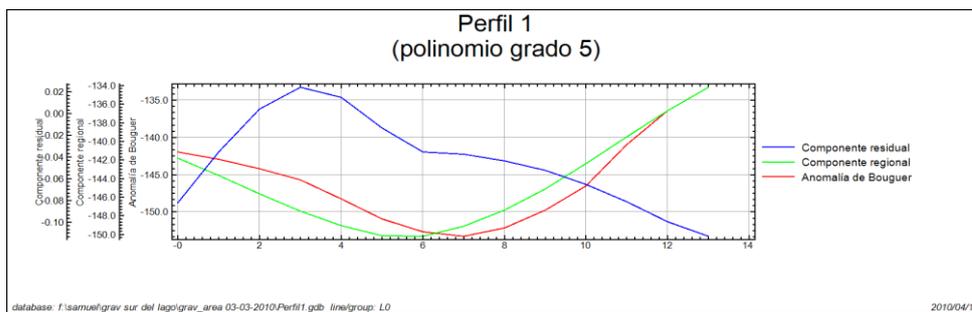
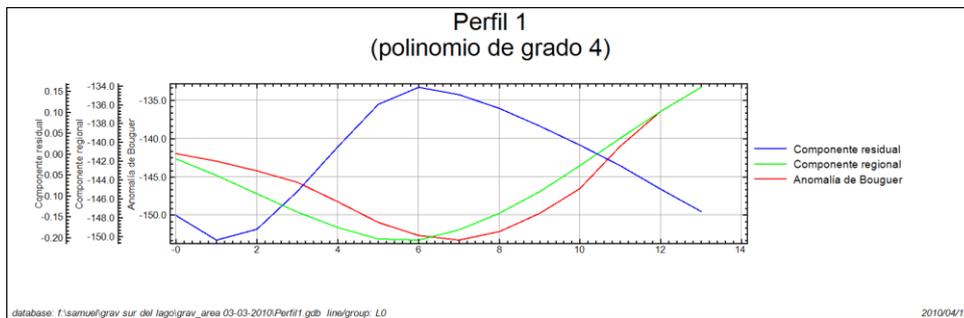
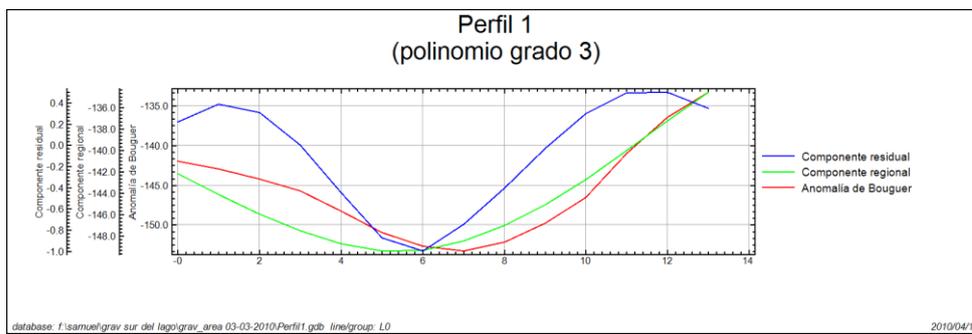
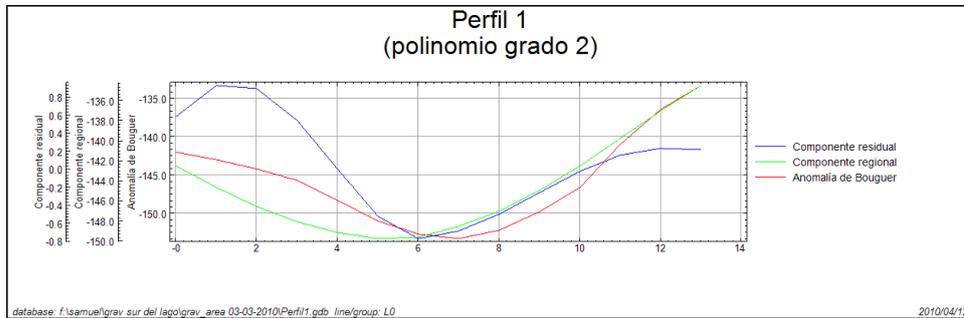


Fig A.2. Perfil 1 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 2 hasta 5 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Bouguer.

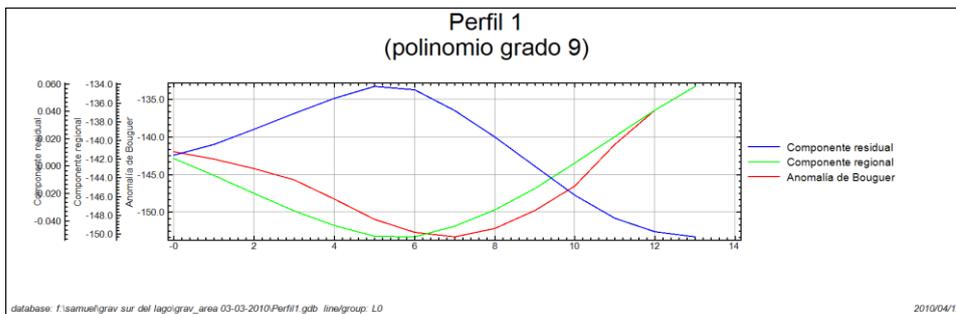
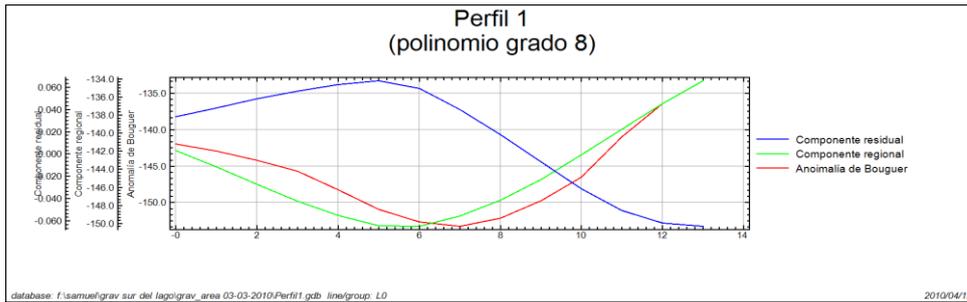
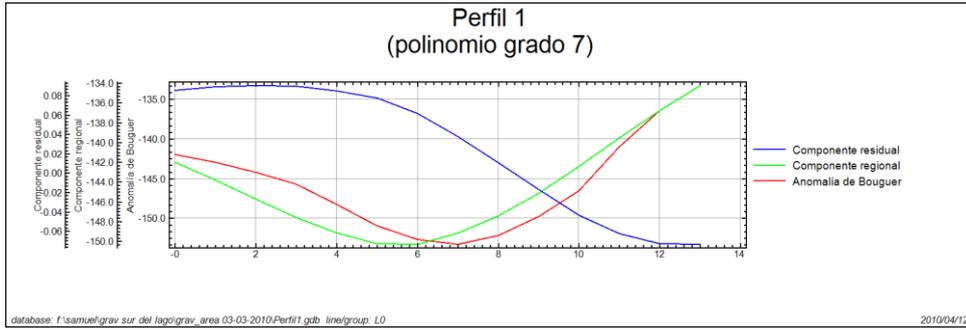
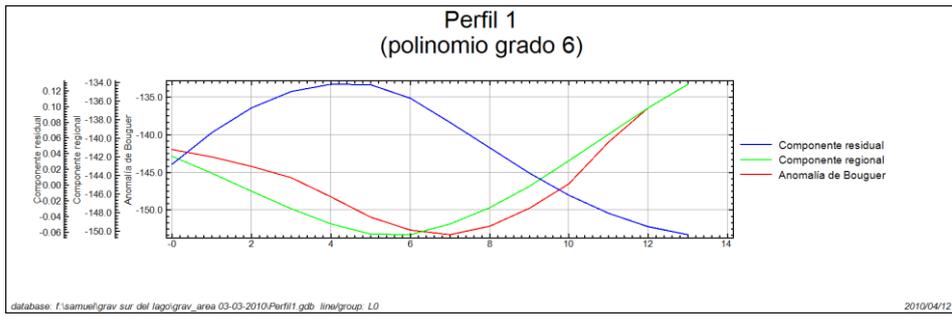


Fig A.3. Perfil 1 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 6 hasta 9 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Bouguer.

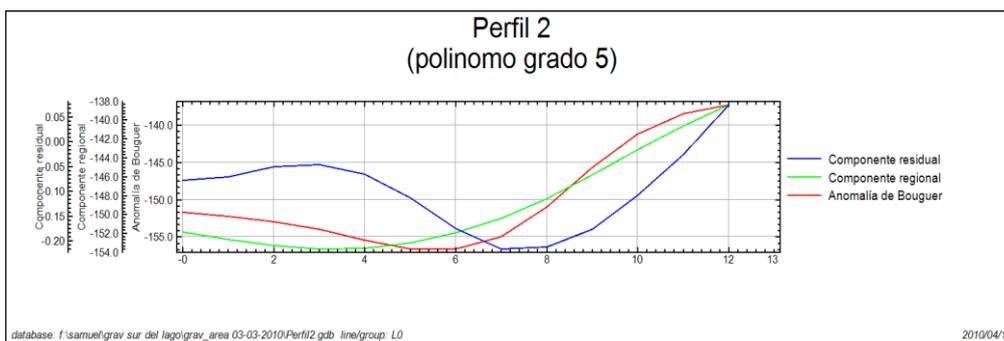
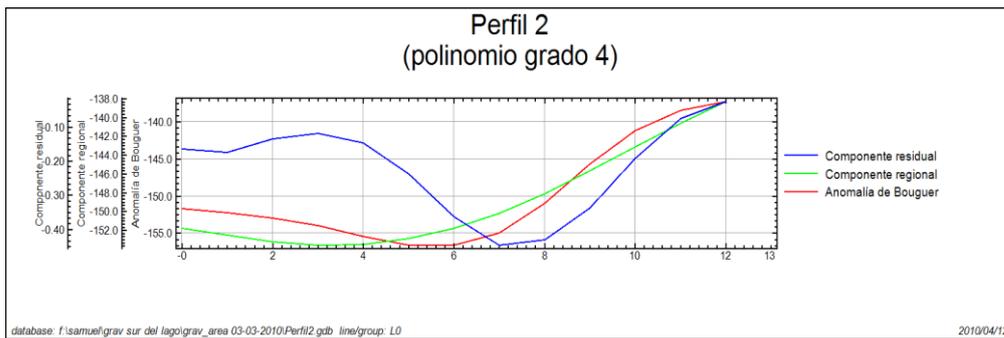
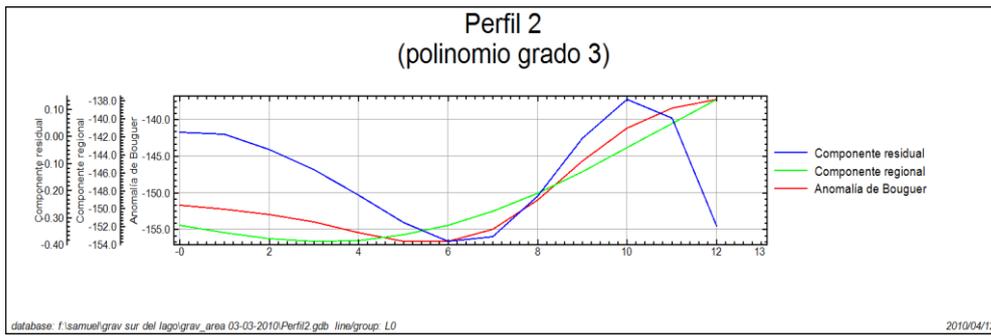
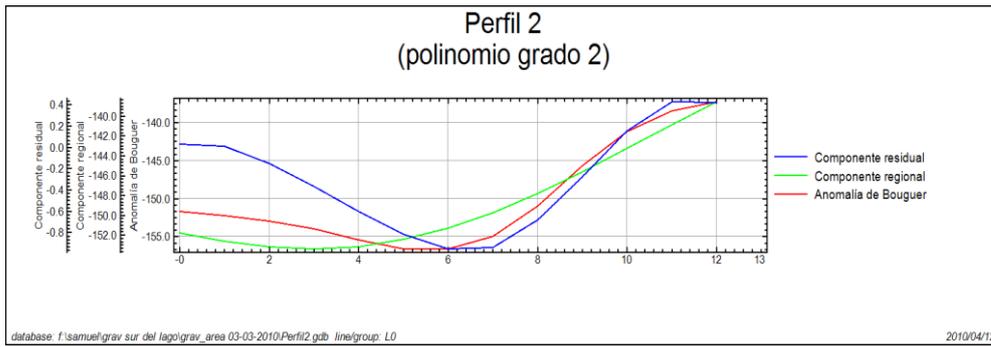


Fig A.4. Perfil 2 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 2 hasta 5 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.

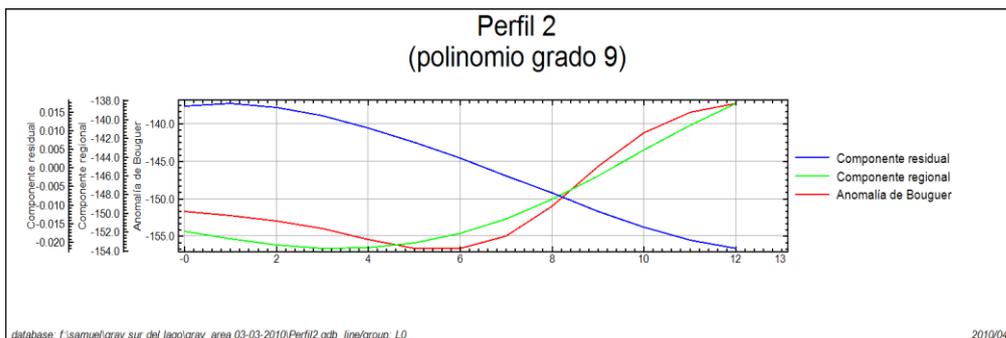
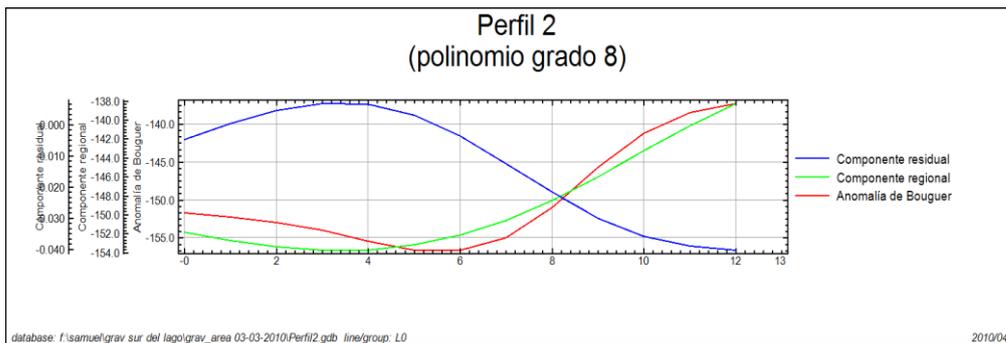
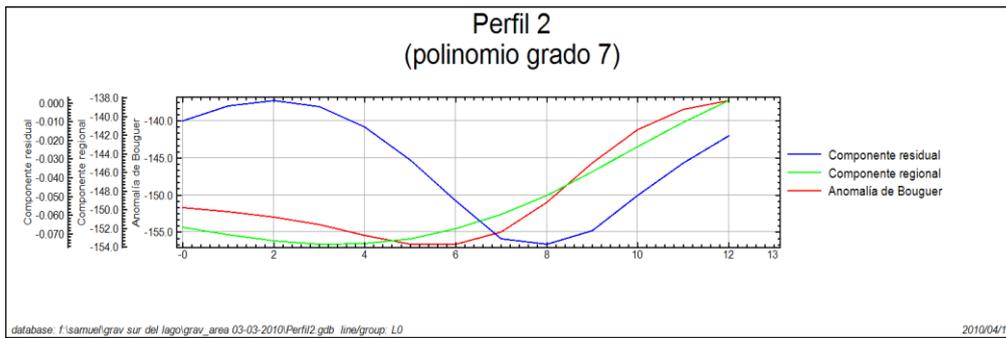
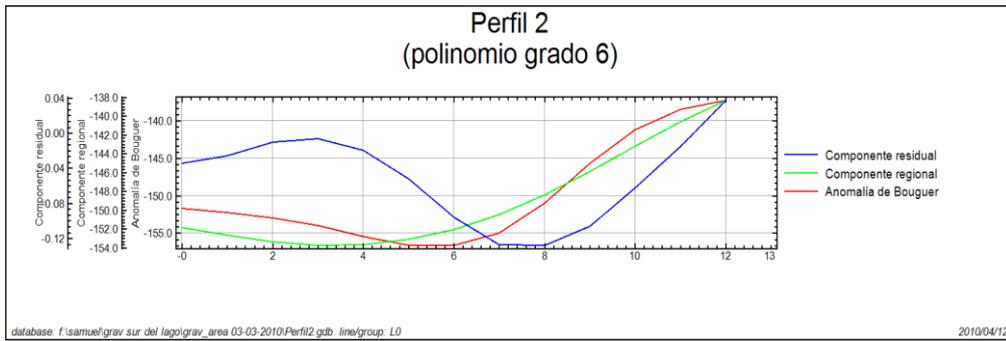


Fig A.5. Perfil 2 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 6 hasta 9 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.

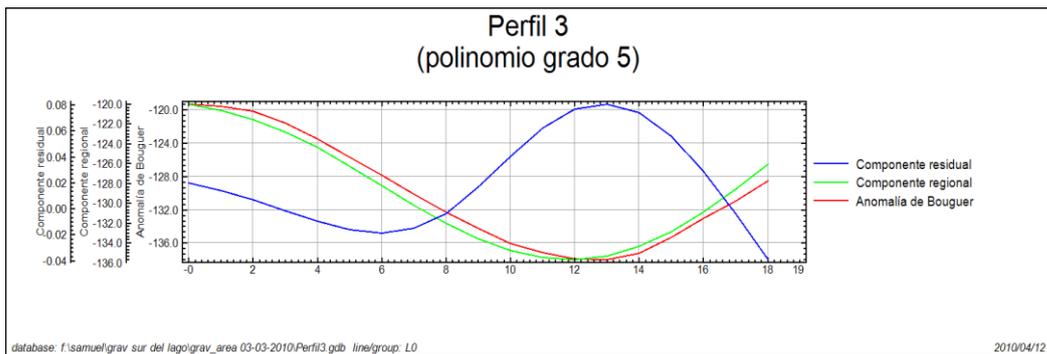
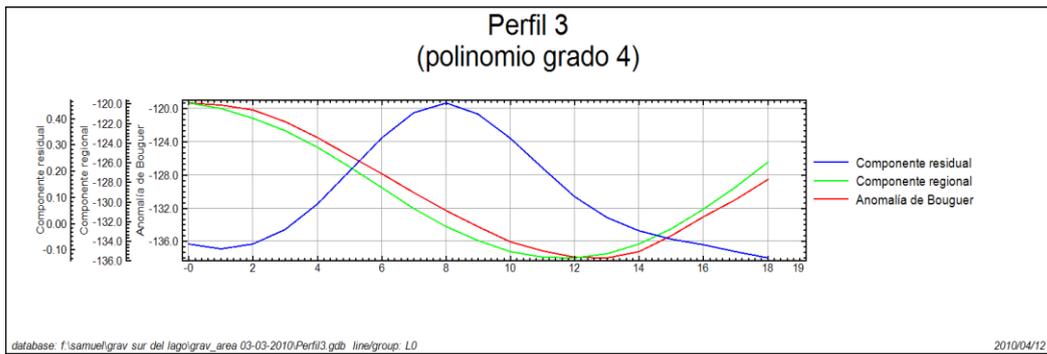
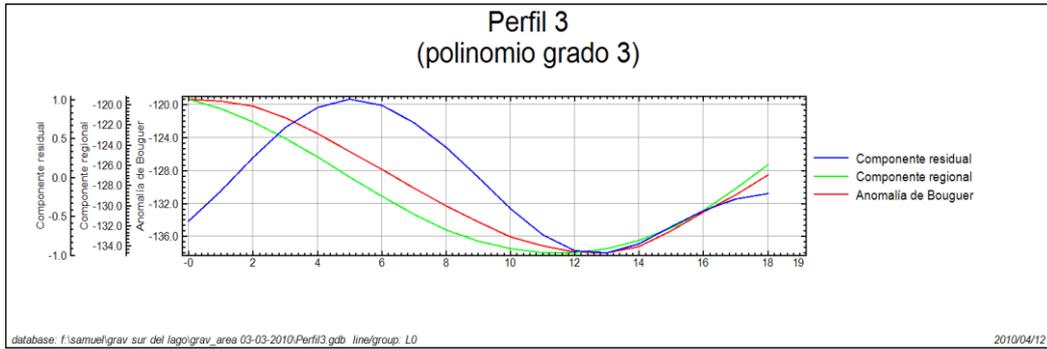
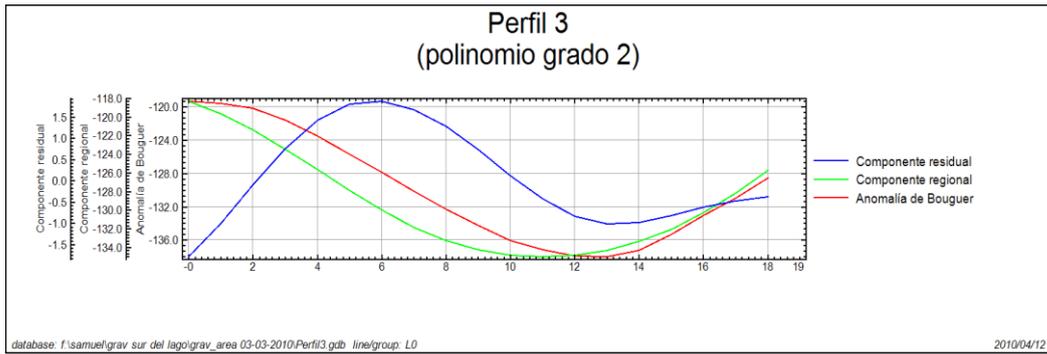


Fig A.6. Perfil 3 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 2 hasta 5 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Bouguer.

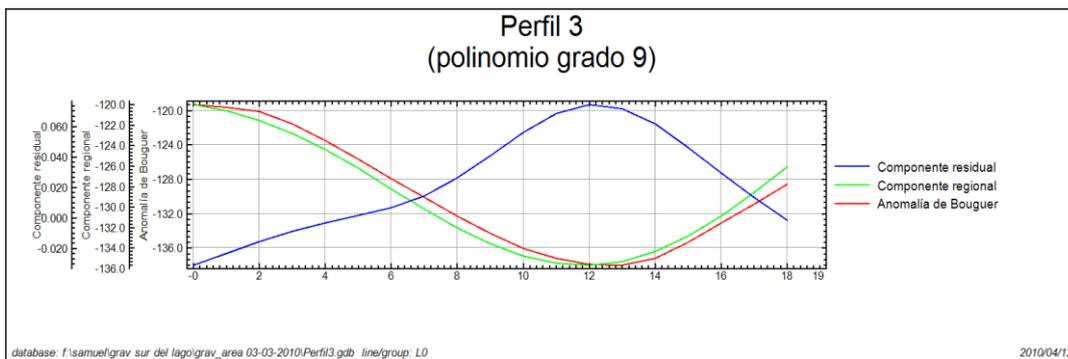
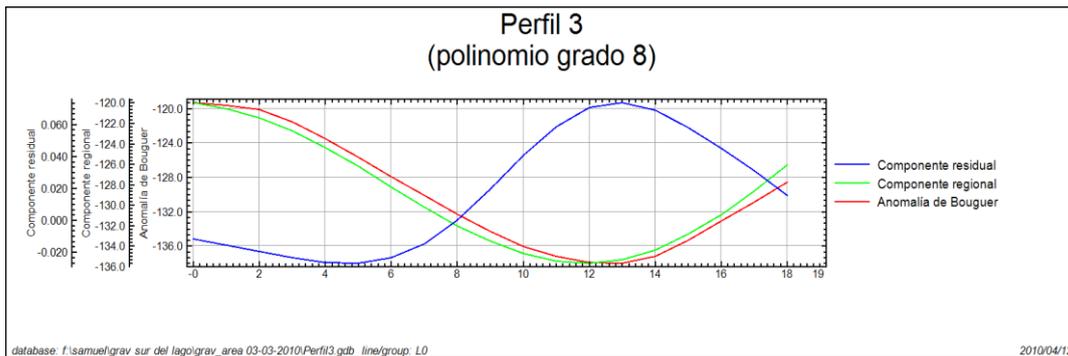
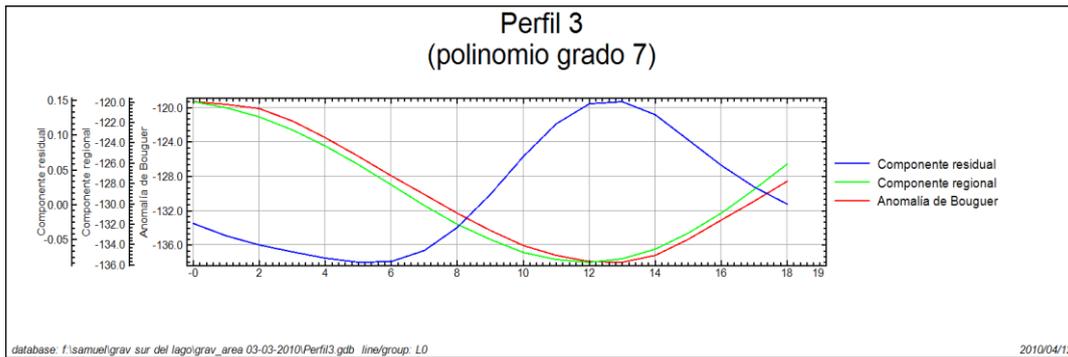
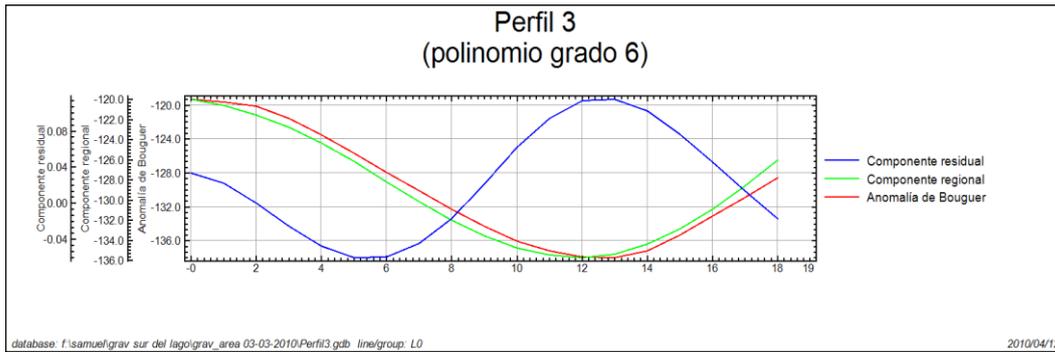


Fig A.7. Perfil 3 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 6 hasta 9 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Boguer.

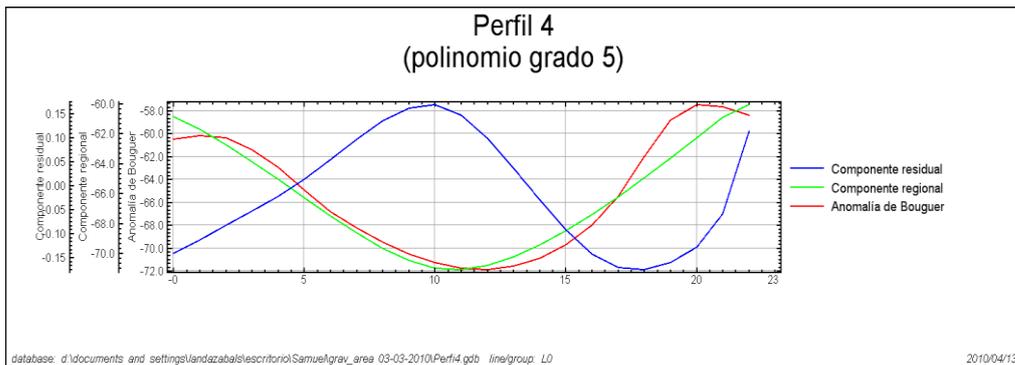
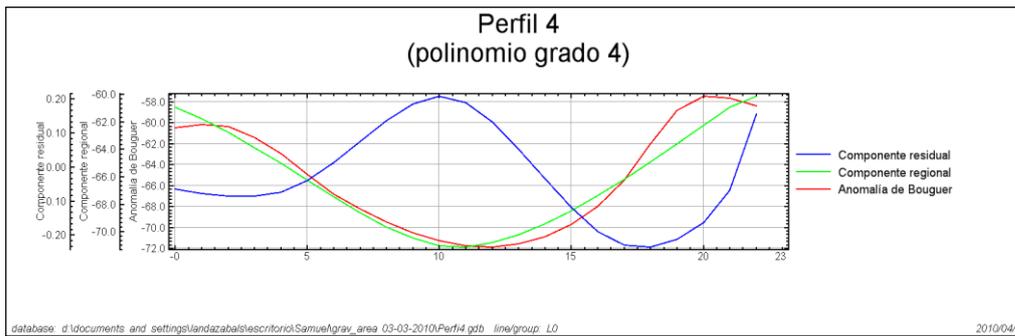
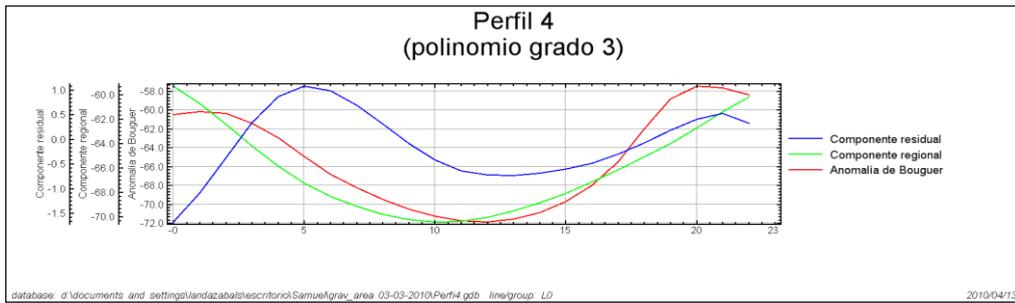
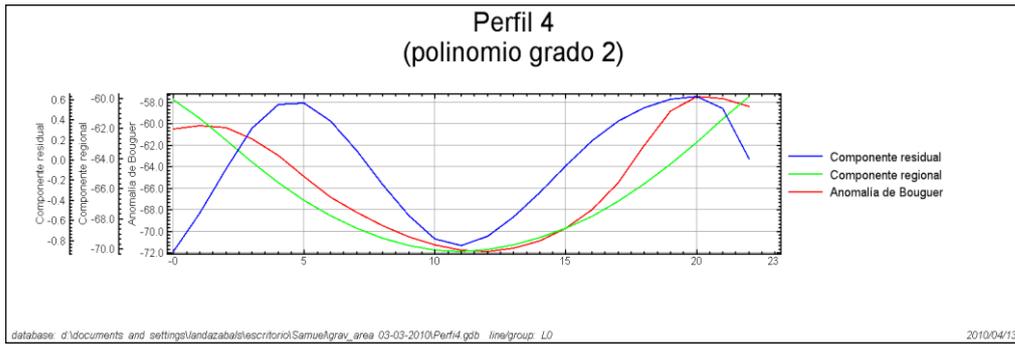


Fig A.8. Perfil 4 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 2 hasta 5 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Bouguer.

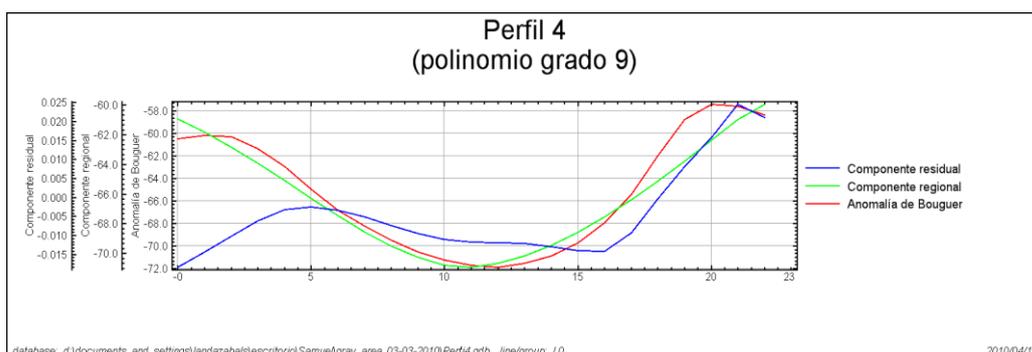
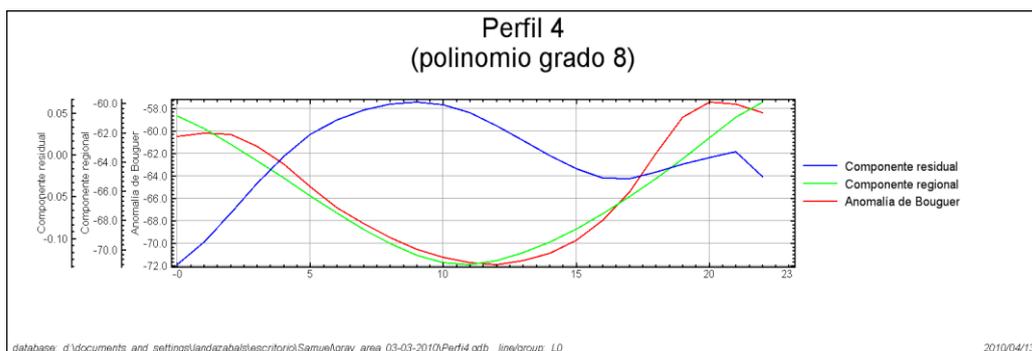
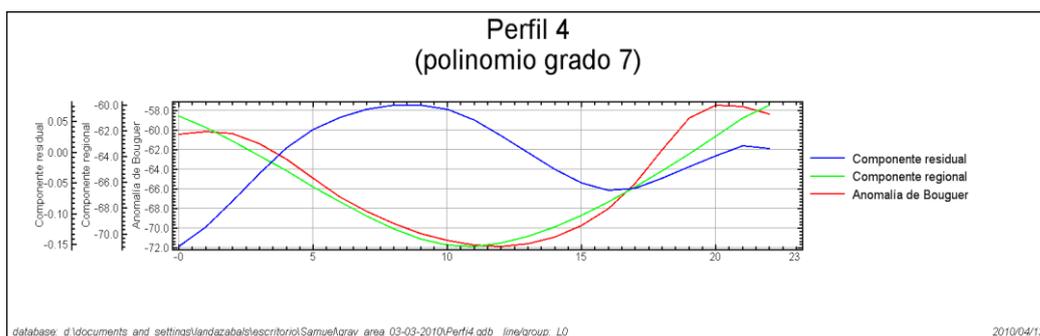
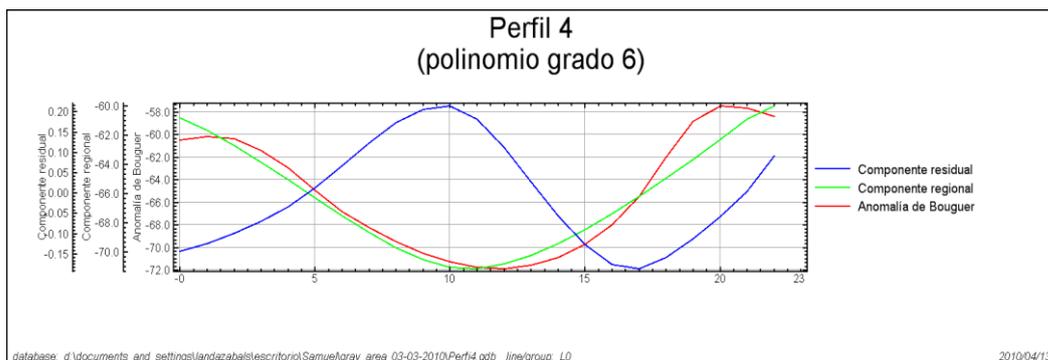


Fig A.9. Perfil 4 trazado sobre los mapas de la componente regional y residual de la anomalía de Bouguer, generados por polinomios de grado 6 hasta 9 superpuestos al perfil trazado sobre el mapa de la anomalía de Bouguer.

Es evidente, incluso de forma visual, que para los perfiles 1, 2 y 3 el grado de polinomio que mejor ajusta la curva regional y residual al de anomalía de Bouguer es el de grado 3, mostrado en las figuras A.2, A.4 y A.6, es decir este es el polinomio que mejor modela el carácter regional y residual de la anomalía de Bouguer.

Para el caso del perfil 4, el mejor polinomio es el de grado 2 (figura A.8), aunque sin embargo, el de grado 3 sería el segundo mejor (figura A.8). Es por esto que el polinomio que se escogió para realizar la separación regional-residual al mapa de anomalía de Bouguer, es el de grado 3.