

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO GRAVIMÉTRICO DEL BASAMENTO DEL MUNICIPIO LIBERTADOR, DISTRITO METROPOLITANO DE CARACAS.

**Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al título de
Ingeniero Geofísico
Por el Br. Moncada Gómez, Jesús Alberto**

Caracas, Marzo del 2005.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO GRAVIMÉTRICO DEL BASAMENTO DEL MUNICIPIO LIBERTADOR, DISTRITO METROPOLITANO DE CARACAS.

Tutor Académico: Prof. Nuris Orihuela.

Co-Tutor: Dr. Michael Schmitz.

Tutor Industrial: Dr. Aldo Cataldi

**Trabajo Especial de Grado
presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar al título de
Ingeniero Geofísico
Por el Br. Moncada Gómez, Jesús Alberto**

Caracas, Marzo del 2005.

DEDICATORIA

Quiero dedicar este trabajo a mis padres Tulia Gómez de Moncada y Jesús Manuel Moncada Méndez. Ustedes me guiaron siempre por el camino del respeto, la humildad y de la constancia con sus consejos y su amor.

A Irlanda de Moncada, mi bella y amada esposa.

A mi princesa, Sinai de Los Ángeles.

A mis sobrinos, los príncipes Manuel Alejandro y Sebastián Enrique.

A mis hermanos, José Manuel y Williams.

Yo sé que siempre vas a estar conmigo.

Bendición.

AGRADECIMIENTOS.

Quiero agradecer al amigo que siempre ha estado conmigo en los momentos difíciles y en los momentos bonitos, al que siempre se le ocurre una idea y siempre tiene una respuesta, al que nunca me dice que no a nada, al que me ha levantado muchas veces durante esta carrera, no sólo universitaria sino de vida. Gracias JESÚS.

A la Universidad Central de Venezuela, por haberme permitido estar en sus aulas y dejarme realizar mis estudios.

A la profesora Nuris Orihuela por ofrecerme la tesis y ser la tutora académica con todas las responsabilidades que tiene hoy como Viceministro del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

A mi tutor industrial el Dr. Aldo Cataldi, un gran apoyo y sobre todo un gran amigo.

Al Dr. Michael Schmitz y al Ing. Javier Sánchez por ser mis tutores incondicionales.

Al Ing. Carlos Sánchez y a todas las instituciones que permitieron y me apoyaron en este trabajo: FUNVISIS, TRX Consulting, Hidrocapital, Observatorio Cagigal y un especial agradecimiento al personal de seguridad de la Villa Santa Inés en Caño Amarillo por hacerlos trabajar temprano y los fines de semana.

A mis amigos los ingenieros Arturo Ontiveros y Luis Osorio por ser tan leales, solidarios y una gran guía en mi vida.

A mis compañeros de la UCV por todos los años que compartimos juntos.

A mis compañeros de trabajo por su comprensión y su apoyo.

A mi madrina Rosalía, mi tía Yolanda, la familia Palacios Telles, mi cuñada Linny, mi tío José donde quieras que estés y mi carro: el súper fiat uno.

Especialmente quiero darles las gracias a los que han apoyado mis triunfos y mis derrotas. A mi Mamá por no dejarme nunca sólo y apoyarme siempre, mi esposa y amiga con sus palabras de aliento y su amor, mis hermanos José Manuel, Williams y Ángel siempre conmigo y ayudándome en todo, mis ángeles Manuel Alejandro y Sebastián Enrique, y mi vida que nació durante este trabajo, mi princesa Sinai de Los Ángeles, que con sus risas, la palabra “ Papito” en sus labios y el cambio de los pañales me dieron la fuerza necesaria para terminar.

A ti Papá que aunque estés en el Cielo, siempre estás conmigo, guiándome, dándome ideas, cuidándome y bendiciéndome. Papá esto es tuyo.

MIL GRACIAS A TODOS...

Moncada G. Jesús A.

**MODELADO GRAVIMÉTRICO DEL BASAMENTO DEL
MUNICIPIO LIBERTADOR, DISTRITO METROPOLITANO DE
CARACAS.**

**Tutor Académico: Prof. Nuris Orihuela, Co-Tutor: Dr. Michael Schmitz,
Tutor Industrial: Dr. Aldo Cataldi. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología Minas y Geofísica (Geofísica). 2005, n° pag. (116).**

Palabras Claves: (Gravimetría, Análisis Espectral, Deconvolución Euler, Modelo)

Resumen.

El presente trabajo tiene como objetivo cuantificar la profundidad del basamento y de los diferentes estratos sedimentarios del Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas a partir del modelado gravimétrico, análisis espectral y análisis de perfiles de pozos.

El equipo utilizado en la adquisición de las 541 estaciones gravimétricas fue el gravímetro Scintrex modelo CG-3. Estos datos fueron procesados y llevados a 850 metros sobre el nivel medio del mar, el cual es el promedio de cota donde se encuentra ubicado el Municipio Libertador de Caracas.

Se obtuvo como resultado el mapa de isoanomalías de Bouguer, donde las curvas poseen una tendencia general con dirección este – oeste, ubicándose el máximo valor al norte de la zona de estudio, disminuyendo en dirección norte – sur con un aumento del gradiente.

Se evidencia una protuberancia hacia el noreste del mapa correspondiente a la cuenca de San Bernardino, debido a los efectos de los sedimentos de la cuenca, y un cierre en el suroeste donde se ubica el alto topográfico entre La Vega y la carretera Panamericana de Los Teques.

Se actualizó el mapa de espesores de sedimentos. Estos espesores se encuentran entre 0 y mayores a 360 metros vinculados a las depresiones de San Bernardino y Los Palos Grandes / Santa Eduvigis.

De acuerdo a un análisis estadístico y geoestadístico de la anomalía de Bouguer, los datos presentan un comportamiento normal.

El variograma con menor error y el que mejor se ajusta a los datos es el Gaussiano, usado principalmente para representar superficies suaves.

La roseta de distribución espacial y la elipse de anisotropía muestran que la zona de mayor continuidad espacial tiene un azimuth de $93,75^\circ$ y una dirección este – oeste..

El Análisis Espectral realizado en toda la zona arealmente, indica que las fuentes principales de la anomalía gravimétrica se encuentran a 122, 398 y 796 metros de profundidad, concordando con los resultados de la Deconvolución de Euler realizada en la zona de estudio.

Se realizaron tres modelos gravimétricos: dos perfiles en dirección norte – sur y uno en dirección este – oeste. Esta selección fue hecha en base a los principales sistemas geológicos estructurales ubicados en la zona de estudio, a la dirección de los sedimentos, además de la importancia de la pequeña cuenca ubicada en San Bernardino a través del mapa de espesores de sedimentos, para la cual se demostró una profundidad máxima de 130 metros.

Estos modelos tienen coherencia con la geología de la zona, datos geofísicos existentes, mapa de espesores de sedimentos, análisis espectral y la deconvolución de Euler.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	ii
AGRADECIMIENTOS.....	iii
RESUMEN.....	v
INDICE DE FIGURAS.....	ix
INDICE DE TABLAS.....	xi
 CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN.....	 1
1.1 Objetivos.....	1
1.1.1 Objetivo general.....	1
1.1.2 Objetivos específicos.....	2
1.2 Ubicación de la zona de estudio.....	2
1.3 Trabajos previos.....	4
 CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO.....	 7
2.1 Principios Fundamentales de la Gravimetría.....	7
2.1.1 Método Gravimétrico de Prospección.....	7
2.1.2 Ley de Atracción Gravitatoria de Newton.....	7
2.1.3 Constante de Gravitación Universal G.....	8
2.1.4 Unidad de Aceleración de la Gravedad.....	8
2.1.5 Variación de la gravedad sobre la superficie terrestre con la Latitud....	9
2.1.6 Variación de la gravedad sobre la superficie terrestre con la Altitud....	10
2.1.7 Variación de la gravedad sobre la superficie terrestre con el Tiempo...	12
2.1.8 Instrumentos de Medición de Gravedad.....	13
2.1.9 Anomalías Gravimétricas.....	14
 CAPÍTULO III. GEOLOGÍA.....	 16
3.1 Geología de la Región de Caracas.....	16
3.2 Rasgos Estratigráficos de la Región de Caracas.....	25
3.2.1 Complejo Basal de Sebastopol (PALEOZOICO).....	28
3.2.2 Complejo Ávila (PRE-MESOZOICO).....	29
3.2.3 Augengneis de Peña de Mora (PRE-MESOZOICO).....	30
3.2.4 Esquisto de San Julian (PRE-MESOZOICO).....	32
3.2.5 Esquisto Las Brisas (MESOZOICO Jurásico-Tardío).....	33
3.2.5.1 Metaconglomerado de Baruta (MESOZOICO Jurásico-Tardío)..	34
3.2.6 Esquisto Las Mercedes (MESOZOICO Jurásico-Cretácico).....	34
3.2.7 Marmol de Antimano (MESOZOICO Cretácico).....	35
3.2.8 Aluvión.....	35
3.3 Condiciones Geofísicas de la Región de Caracas.....	36
3.3.1 Condiciones del suelo en la zona Centro-Norte de Caracas.....	36
3.3.2 Condiciones del suelo en la zona de San Martín.....	39

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA	41
4.1 Trabajo previo a la salida de campo.....	41
4.2 Instrumental Utilizado.....	41
4.3 Gravímetro AUTOGRAV Scintrex CG-3.....	42
4.4 Principio de funcionamiento del gravímetro AUTOGRAV Scintrex CG-3..	44
4.5 Calibración del gravímetro AUTOGRAV Scintrex CG-3.....	45
4.5.1 Compensación de temperatura (<i>Temperature compensation</i>).....	45
4.5.2 Corrección de Inclinación (<i>Tilt correction</i>).....	47
4.5.3 Corrección de la Deriva Instrumental (<i>Drift correction</i>).....	50
4.6 Adquisición de datos.....	54
CAPÍTULO V. PROCESAMIENTO	60
5.1 Fase de Procesamiento de Datos.....	60
5.1.1 Cálculo de la Gravedad Observada.....	60
5.1.2 Corrección por Mareas y Deriva Instrumental.....	61
5.1.3 Cálculo de la Anomalía de Bouguer.....	63
5.1.3.1 Corrección de Aire Libre.....	64
5.1.3.2 Corrección de Bouguer.....	64
5.1.3.3 Corrección Topográfica.....	65
5.2 Fase de Procesamiento Avanzado Cualitativo.....	70
5.2.1 Evaluación Estadística y Geoestadística de los Datos Gravimétricos....	70
5.2.2 Separación de las Componentes Regional y Residual de la Anomalía de Bouguer.....	77
5.2.3 Cálculo de la 2da Derivada Vertical.....	80
5.3 Fase de Procesamiento Avanzado Cuantitativo.....	82
5.3.1 Análisis Espectral.....	82
5.3.2 Deconvolución de Euler.....	86
5.3.3 Modelado de la Anomalía de Bouguer.....	89
CAPÍTULO VI. ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	95
6.1 Mapa de Espesores de Sedimentos.....	95
6.2 Mapa de Isocorrección Topográfica.....	96
6.3 Análisis Estadístico y Geoestadístico de los Datos Gravimétricos.....	96
6.4 Mapa de Isoanomalía de Bouguer.....	97
6.5 Mapas de la Componente Regional y Residual de la Anomalía de Bouguer.	98
6.6 Mapa de la 2da Derivada Vertical.....	98
6.7 Análisis Espectral.....	100
6.8 Mapa de Deconvolución de Euler.....	100
6.9 Modelos en GM-SYS.....	100
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	103
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	106
APÉNDICES.....	110

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. N°	Título de la Figura	Pag.
1.1	Localización de la zona de estudio y puntos de adquisición.	3
2.1	Balanza de Torsión de Cavendish tomado de Cantos (1974).	8
2.2	Corrección de Aire Libre, Bouguer y Topográfica tomado de Cantos (1974).	10
3.1	Fallas Cuaternarias de Venezuela, tomado de Audemard et al.(2000).	17
3.2	Vertiente Caracas del Macizo del Ávila, tomado de Rodriguez et al.(2001).	18
3.3	Mapa de Fallas de Caracas, basado de Dengo (1951), Singer (1977) y Urbani (2004).	22
3.4	Perfil este-oeste en el área de Capitolio. Escala 1:1700, 5x exagerado, tomado de Kantak (2001).	22
3.5	Columna Estratigráfica de la zona costera del D.F y Edo. Miranda (Intevp 1997).	27
3.6	Perfil N – S de una Zona Centro Norte de Caracas. Funvisis (1978).	38
3.7	Perfil E – O de una Zona Centro Norte de Caracas. Funvisis (1978).	38
3.8	Mapa Geológico de la zona de estudio (modificado de Barboza y Urbani 2003).	40
4.1	Gravímetro AUTOGRAV Scintrex CG-3.	42
4.2	Principio de funcionamiento del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 tomado de Autograv CG-3/3M Manual.	44
4.3	Compensación de Temperatura del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 antes de la calibración.	46
4.4	Compensación de Temperatura del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 ajustada.	46
4.5	Datos de la Deriva Instrumental del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 antes de ser ajustada.	51
4.6	Deriva Instrumental del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 antes de ser ajustada.	51
4.7	Datos de la Deriva Instrumental del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 ajustada.	53
4.8	Deriva Instrumental del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 ajustada.	53
4.9	Mapa de Ubicación de las Estaciones Gravimétricas	55
4.10	Mapa Topográfico de la Zona de Estudio.	57
4.11	Mapa de Ubicación de Pozos.	58
4.12	Mapa de Espesores de Sedimentos.	59
5.1	Deriva Diurna del día 11 de Junio del 2003.	61
5.2	Mapa de Gravedad Observada de la Zona de Estudio.	62
5.3	Técnica de Corrección por el TERRAIN.	66
5.4	Mapa Topográfico utilizado para la Corrección Topográfica.	68
5.5	Mapa de Isocorrección Topográfico obtenido con el TERRAIN.	69
5.6	Histograma de Frecuencia de Anomalías de Bouguer.	70

5.7	Gráfico Normal Q-Q de Anomalía de Bouguer.	71
5.8	Gráfico Normal Q-Q sin Tendencia de Anomalía de Bouguer.	71
5.9	Variogramas contruïdos con Surfer 8.	73
5.10	Roseta de Distribución Espacial	74
5.11	Elipse de Anisotropía.	74
5.12	Mapa de Isoanomalía de Bouguer.	76
5.13	Mapa de Componente Regional, ajustado con un polinomio de Grado Tres.	78
5.14	Mapa de Componente Residual, ajustado con un polinomio de Grado Tres.	79
5.15	Mapa de la Derivada Vertical de la Anomalía de Bouguer.	81
5.16	Espectro de Energía.	84
5.17	Análisis Espectral obtenido con el programa MAGMAP de GEOSOFT	85
5.18	Mapa de ubicación de posibles fuentes de Anomalías obtenido con la Deconvolución de Euler.	88
5.19	Mapa de Ubicación de Perfiles.	90
5.20	Perfil P1 N – S, dirección Norte – Sur y longitud constante Este 725250.	92
5.21	Perfil P2 N – S, dirección Norte – Sur y longitud constante Este 730143.	93
5.22	Perfil P3 W– E, dirección Oeste - Este y latitud Norte 1161178.	94
6.1	Mapa de la Derivada Vertical con los Espesores de Sedimentos del Municipio Libertador.	99

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla N°	Título de la Tabla	Pag.
1.1	Coordenadas de ubicación de la zona de estudio.	2
3.1	Condiciones del Suelo. Zona Centro Norte de Caracas. Funvisis (1978).	37
4.1	Datos de las Estaciones Bases.	41
4.2	Parámetros para el calculo del Error X_e .	47
4.3	Corrección del Sensor de Inclinación X (Tilt X).	49
4.4	Corrección del Sensor de Inclinación Y (Tilt Y).	49
5.1	Estadísticos.	70
5.2	Prueba de Kolgomogorov-Smirnov.	71
5.3	Ajuste de los Modelos de Variograma	72
5.4	Características de los perfiles.	89
5.5	Densidades utilizadas en los modelos propuestos	91

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN.

Caracas se encuentra ubicada al Sur del Macizo Montañoso del Ávila. La ciudad tiene una considerable amenaza sísmica debido a la cercanía del sistema de fallas activas como San Sebastián y Tacagua El Ávila. Muestra de ello son los grandes terremotos que han ocurrido en tiempos históricos: 1641, 1812, 1878, 1900 y 1967.

La amenaza sísmica está asociada a diversos factores, entre ellos: al tipo de suelo, al espesor y geometría de los sedimentos y a la distribución de la mesa de agua. En ese sentido hay lugares de la ciudad que son especialmente más sensibles a los sismos, como es el caso de las zonas con elevado espesor de sedimentos.

El objetivo del presente trabajo titulado Modelado Gravimétrico del Basamento del Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas, es ubicar y cuantificar la profundidad del basamento y de los diferentes estratos sedimentarios. Es por eso que en la actualidad varias instituciones como la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas FUNVISIS, Hidrocapital, TRX Consulting y la Universidad Central de Venezuela están sumando esfuerzos para generar, mediante estudios geofísicos, información referente a la estructura del subsuelo de la ciudad.

Actualmente FUNVISIS desarrolla un trabajo de microzonificación sísmica de Caracas, por lo cual es de gran importancia el modelo del subsuelo.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo General

Cuantificar la profundidad del basamento y de los diferentes estratos sedimentarios del Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas, a partir del modelado gravimétrico, análisis espectral y análisis de perfiles de pozos.

1.1.2 Objetivos Específicos

- a) Realizar la recopilación, organización y análisis de los trabajos de investigación previos realizados en la región.
- b) Recopilar la información topográfica, gravimétrica y de perfiles de pozos disponibles en FUNVISIS.
- c) Recopilar la información topográfica y de perfiles de pozos disponibles en HIDROCAPITAL.
- d) Adquirir nuevos datos gravimétricos en el área del Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas.
- e) Procesamiento e interpretación de los datos gravimétricos recolectados y adquiridos.
- f) Generar el mapa de anomalías de Bouguer del Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas.
- g) Realizar la interpretación de los datos de Anomalías de Bouguer.
- h) Basado en los datos gravimétricos, análisis espectral y perfiles de pozos realizar un modelo del basamento del Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas.
- i) Realizar la integración de los datos dentro de un Sistema de Información Geográfico (SIG).

1.2 Ubicación de la zona de estudio

La zona de estudio es el Municipio Libertador Distrito Metropolitano de Caracas, cubre una extensión aproximada de 115 Km².

Las coordenadas, expresadas en unidades UTM, que limitan la región de estudio son las siguientes:

Tabla 1.1 Coordenadas de ubicación de la zona de estudio

Vértice	Norte	Este
A	1.165.000	721.000
B	1.165.000	734.200
C	1.153.000	721.000
D	1.153.000	734.200

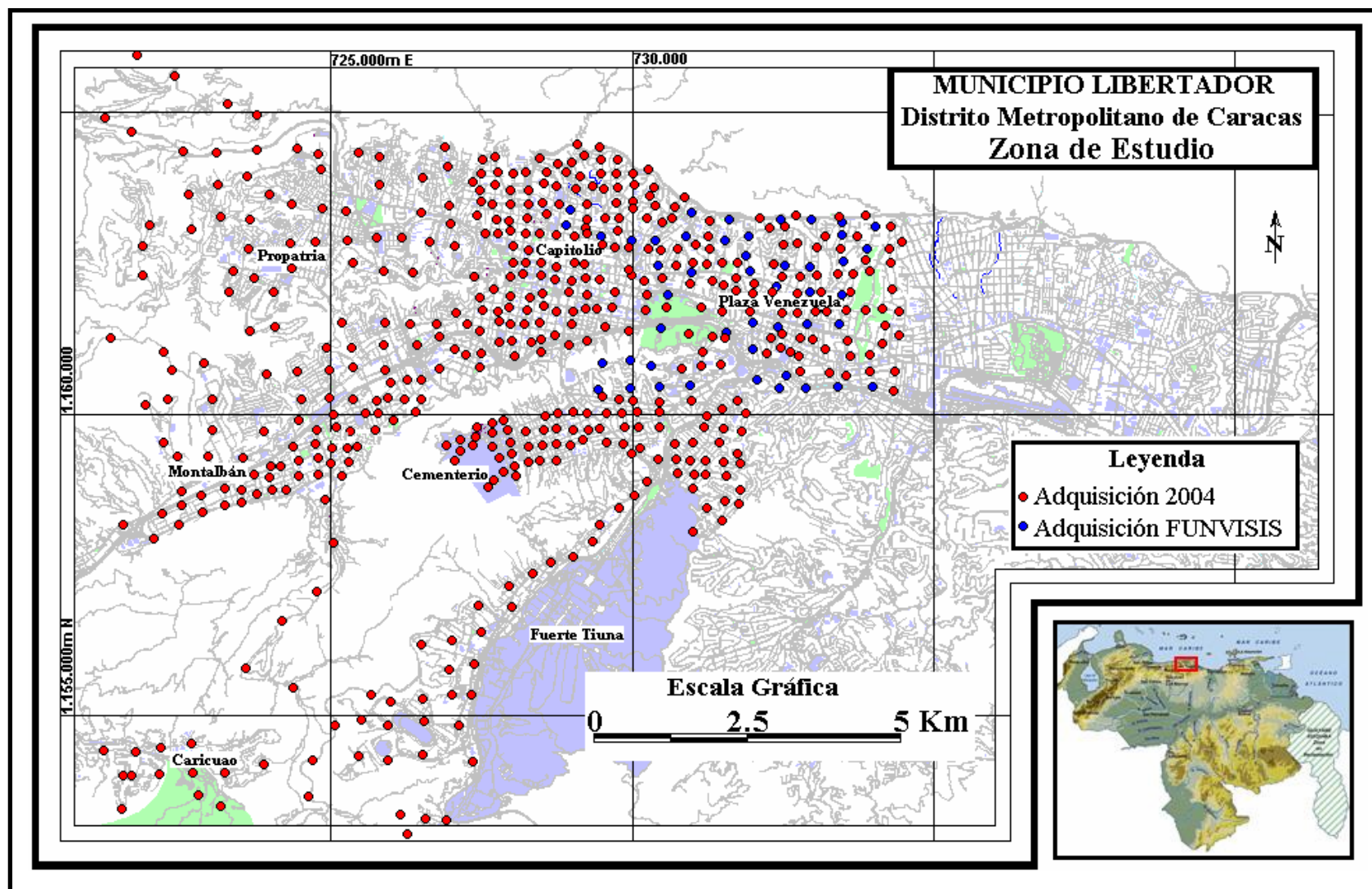


Fig. 1.1 Localización de la zona de estudio y puntos de Adquisición.

1.3 Trabajos Previos

La zona central de Venezuela está ubicada en el área de influencia de los sistemas de fallas de San Sebastián, La Victoria y Tacagua El Ávila (Beltrán, 1993; Audemard et al., 2000), lo cual pone al Área Metropolitana de Caracas en la zona 5 en el mapa de la zonificación sísmica de Venezuela (Norma COVENIN 1756-98, Rev. 2001 de Edificaciones Sismorresistentes) con aceleraciones máximas en roca de 0.3 g.

Los resultados obtenidos de períodos fundamentales del suelo de la ciudad de Caracas indican que la ciudad presenta variaciones en el rango de 0,2 a 2,1 segundos. Éstos están basados en mediciones de ruido ambiental mediante el uso de la técnica de Nakamura o relación H/V (Rocabado, 2000). Hay que resaltar la existencia de dos áreas en las que se observan los valores más altos: la primera de éstas es Altamira – Los Palos Grandes con rangos comprendidos entre 0,9 y 2,1 segundos; y la segunda, de menos extensión, se ubica en San Bernardino con rangos entre 0,8 y 1,2 segundos.

Kantak (2001) compiló un mapa revisado de los espesores de los sedimentos aluvionales, basado en información de pozos, en su mayoría de exploración de aguas subterráneas (Delaware, 1950) y resultados de estudios sísmicos de refracción (Weston, 1969) y FUNVISIS (1978).

Una depresión local en la zona de Los Palos Grandes / Santa Eduvigis con un espesor de sedimentos mayor a 300 m ha sido confirmada por este estudio y por un estudio de refracción sísmica (Sánchez et al., 2002). La forma de la depresión parece ser controlada por accidentes tectónicos de rumbo Noroeste-Sureste. La segunda depresión importante está ubicada en San Bernardino y alcanza 140 m en profundidad, mientras el espesor sedimentario no excede 80 m en el resto del valle.

Una sección geológica Oeste-Este por el valle de Caracas (a lo largo de la línea 1 del Metro) permite reconocer las tres unidades litológicas principales de los sedimentos cuaternarios:

- ✓ Depósitos de abanicos aluvionales (que pueden ser sub-divididos en facies proximal y distal).
- ✓ Terrazas del Río Guaire.

✓ Depósitos fluviales generados por represamientos del Río Guaire y sus tributarios (Kantak, 2001).

La clasificación de los sedimentos, para el objeto de la microzonificación sísmica, está apoyada por estudios de refracción sísmica locales que proporcionan información sobre la estructura de velocidades de los sedimentos (Weston, 1969).

El estudio gravimétrico realizado en la cuenca de Los Palos Grandes por Sánchez (2001), dio como resultado que las curvas de isoanomalías de Bouguer poseen una tendencia general Este-Oeste. El máximo valor se encuentra al norte de la región de estudio con un valor de -115.10 miligales y un gradiente de 5 mgal/m disminuyendo progresivamente en dirección Norte – Sur donde se encuentra un gradiente de 1.6 mgal/m y un valor mínimo de -125.54 miligales.

Se observan dos importantes cierres en la zona vinculados a la presencia de fallas con dirección Norte-Sur y $N 45^{\circ}O$ descritas por Singer (1977) en la zona Noreste con orientación Norte – Sur y una extensión aproximada de 1 Km^2 , y en la zona Nor-Oeste caracterizada por un alto gradiente gravimétrico.

El análisis espectral mostró valores de profundidad de origen de la anomalía que varían entre 205 y 262 metros. El mapa mostró que la tendencia general de las curvas de profundidad de basamento es Norte-Sur. Los modelos generados son coherentes con la geología de la región, datos geofísicos existentes y especialmente con el análisis espectral de los datos.

En el mapa de basamento rocoso de la cuenca de Los Palos Grandes (Kantak, 2001) se observa que la profundidad varía entre 0 y -340 metros, destacándose la presencia de dos accidentes en el basamento rocoso: un mínimo absoluto superior a -340 metros en las coordenadas Norte 1162000 y Este 736700; y otro, de -200 metros en la zona Noreste de la región de estudio.

La presencia de estos accidentes es causada por movimientos de bloques diferenciales de naturaleza isostática activados por flexuras y fallas.

El estudio cortical de Caracas (ECCAR) (Sánchez et al., 2002), aportó como resultado la actualización del mapa de espesores de sedimentos de Caracas (Kantak, 2001), permitió mejorar la estimación de la profundidad de la roca en el área de Chacao y se obtuvo un estimado de las velocidades de ondas P y S en la región de Caracas. En Chacao se obtuvieron los espesores de los sedimentos y la velocidad de propagación de las ondas sísmicas, registrándose una profundidad máxima de 360 m en Los Palos Grandes. La forma de la cuenca en su parte más profunda está más acentuada en el sentido norte-sur. En el modelo de velocidades de ondas S, posee un estrato superficial de 450 m/s seguido por un segundo estrato de 1600 m/s hasta 100 - 200 m de profundidad y 2900 m/s debajo, sin tener información de profundidades mayores a 500 m.

CAPÍTULO II. MARCO TEÓRICO.

2.1 Principios Fundamentales de la Gravimetría

2.1.1 Método Gravimétrico de Prospección

El método gravimétrico de prospección se basa en la medida en superficie de las pequeñas variaciones o anomalías de la componente vertical del campo gravífico terrestre. Con éstas se puede llegar a interpretar la situación de las masas en el subsuelo, ya que son causadas por una distribución irregular en profundidad de masas de diferentes densidades, por lo que conociendo aquéllas se puede llegar a una interpretación más o menos probable de la situación de las masas en el subsuelo, dependiendo del conocimiento geológico y de la distribución de densidades en profundidad (Cantos, 1974).

Básicamente, el método por gravedad descubre y mide las variaciones laterales de la atracción gravitatoria del suelo que están asociadas a cambios de densidad próximos a la superficie (Dobrin, 1961).

2.1.2 Ley de Atracción Gravitatoria de Newton.

La teoría de la prospección gravimétrica se ha desarrollado directamente de la Ley de Newton que expresa la atracción mutua entre dos partículas en función de sus masas m_1 y m_2 . Esta ley establece que dos partículas de masa m_1 y m_2 , de dimensiones muy pequeñas comparadas con la separación r de los centros de masa, se atraen mutuamente con la fuerza F :

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad \text{Ec. 2.1}$$

Donde:

F es la fuerza entre dos partículas de masas m_1 y m_2 .

r es la distancia entre las dos masas.

G es la constante gravitatoria universal, cuyo valor depende del sistema de medidas empleado. En el sistema CGS, el valor de G es 6.670×10^{-8} . Ésta es la fuerza en dinas que se ejercería entre dos masas de 1 gramo cuyos centros estuviesen separados entre sí 1 centímetro.

2.1.3 Constante de Gravitación Universal G

La primera medición fue efectuada por Cavendish (1797) utilizando la balanza que lleva su nombre. Esta balanza de torsión (Fig. 2.1) consistía en un brazo con dos pequeños pesos en sus extremos y suspendida en el centro por un hilo de torsión. El brazo llevaba un espejo en donde se producía la reflexión de un rayo de luz. Se colocaban dos pesadas masas M_1 y M_2 a una cierta distancia de los extremos de la barra y se medía el ángulo de giro causado por la atracción de estas masas mediante la desviación del rayo reflejado. Por distintas torsiones de las masas pesadas se calculaba el coeficiente de torsión del hilo (Cantos, 1974).

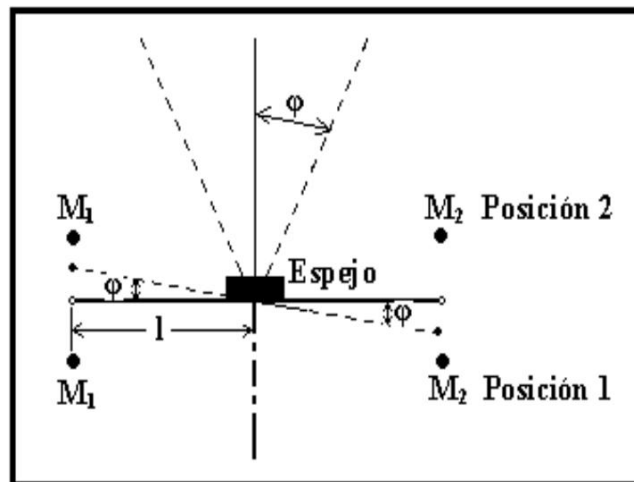


Fig. 2.1 Balanza de Torsión de Cavendish tomado de Cantos (1974)

Expresando la condición de equilibrio entre el momento debido a la fuerza de atracción de las masas y la acción antagonista del hilo de torsión, Cavendish obtuvo la medida de G . $G = 6.754 \times 10^{-8}$. Ésta no es muy diferente a la que se admite hoy, de 6.670×10^{-8} , medido por Heyl en 1930 con una versión mejorada del aparato original de Cavendish.

2.1.4 Unidad de Aceleración de la Gravedad

En el sistema cegesimal la unidad de aceleración es 1 cm/seg^2 . A esta unidad se le llama *gal* (en honor a Galileo) por tanto:

$$1 \text{ miligal} = 1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gales} = 0.001 \text{ gal} = 0.001 \text{ cm/seg}^2.$$

2.1.5 Variación de la gravedad sobre la superficie terrestre con la Latitud

En 1672 Richer refería, sin explicación, que la gravedad variaba de un punto a otro de la Tierra. Poco después, independientemente y casi al mismo tiempo, Newton y Huygens lo explicaban diciendo que este fenómeno se debía a que la Tierra no era de forma esférica. En efecto, como la Tierra está achatada por los polos, las distancias a su centro es máxima en el ecuador (por tanto el valor de la gravedad es mínimo) y mínima en los polos (valor de gravedad máximo). A esta variación se suma la del efecto de rotación de la Tierra, la fuerza centrífuga (en realidad axífuga), que es máxima en el ecuador y nula en los polos y siempre opuesta a la fuerza de la gravedad. Como consecuencia de ambos efectos, la aceleración de la gravedad varía aproximadamente de 978 cm/seg^2 en el ecuador a 983 cm/seg^2 en los polos. Por lo que se concluye que la aceleración de la gravedad está en función de la latitud.

Desde hace muchos años los científicos han ido proponiendo una serie de fórmulas que daban la gravedad teórica o normal sobre la superficie terrestre considerando la Tierra primeramente como un elipsoide de revolución y últimamente como un esferoide (Cantos, 1974).

Entre las fórmulas internacionales de la gravedad se encuentra la correspondiente al elipsoide de referencia de 1967, la cual fue adoptada en la Asamblea de la IAG (Asociación Internacional de Geodesia) y es la utilizada en este trabajo.

$$g_0(\text{GRS67-1}) = 9.78031846(1 + 0.005278895 \text{Sen } \theta^2 + 0.000023462 \text{Sen } \theta^4) 100000 \quad \text{Ec.2.2}$$

donde g_0 es la gravedad a la latitud θ y al nivel del mar. El factor 9.78031846 es el valor de la gravedad en el ecuador ($\theta = 0$).

Con esta fórmula se calcula el valor normal o teórico de la gravedad g_0 en cualquier latitud.

2.1.6 Variación de la gravedad sobre la superficie terrestre con la Altitud

Como las observaciones se hacen sobre la superficie terrestre con una altura h sobre el nivel del mar, se deben estudiar las variaciones de la gravedad respecto a la altitud. Esto da lugar a tres correcciones: corrección de aire libre, corrección de Bouguer y la corrección topográfica; permitiendo reducir la gravedad observada al nivel del mar.

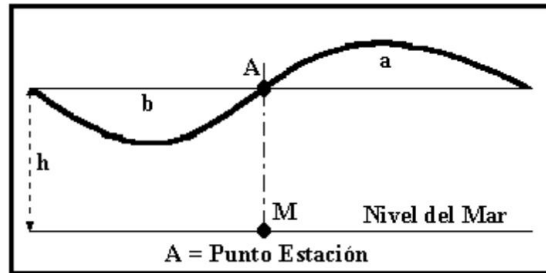


Fig. 2.2 Corrección de Aire Libre, Bouguer y Topográfica tomado de Cantos (1974).

Corrección de Aire Libre: En la figura 2.2 la corrección de aire libre es la debida a la altura h desde la estación A hasta el nivel del mar.

La estación A representada a una altitud h sobre el nivel del mar está a una distancia h más alejada del centro de la Tierra que otra estación que estuviera al nivel del mar y sabiendo que la masa de la Tierra se puede considerar como concentrada en su centro, la ley de los cuadrados inversos dice que la atracción de la Tierra a una altitud h será:

$$g_o \frac{R^2}{(R + h)^2} \quad \text{Ec. 2.3}$$

donde g_o es el valor al nivel del mar, y R el radio de la Tierra. La diferencia de gravedad entre los dos niveles será:

$$g_o - \frac{R^2}{(R + h)^2} g_o = g_o \left(1 - \frac{R^2}{(R + h)^2} \right) = \frac{2g_o h R + g_o h^2}{(R + h)^2} \cong \frac{2g_o h}{R} \quad \text{Ec. 2.4}$$

puesto que $h \ll R$. Sustituyendo g_0 por 980629 mgals y R por 6367000 m, se llega a la corrección de 0.308 miligales/metro. Esto se denomina la corrección de aire libre porque no se tiene en cuenta la atracción de ningún material situado por encima del nivel del mar.

Para la altura h en metros será:

$$C_{\text{Aire Libre}} = 0.3086 h. \quad \text{Ec. 2.5}$$

Esta corrección se añade a la gravedad observada en A (Dobrin, 1961).

Corrección de Bouguer: La corrección de Bouguer es la que tiene en cuenta la atracción del material rocoso situado entre el nivel del mar y la estación A situada a la altitud h (Figura 2.2).

La corrección de Bouguer se basa en la hipótesis de que la superficie de la Tierra es horizontal en todas partes a una distancia h por encima del nivel del mar. Las montañas que sobresalen de esta superficie horizontal imaginaria, y los valles que quedan por debajo falsean esta hipótesis, pero su efecto gravitatorio se compensa por la corrección topográfica subsiguiente.

Esta corrección se sustrae porque se está eliminando el material situado entre el nivel del mar y el nivel de la estación (Dobrin, 1961).

Para la altura h y densidad del área ρ la corrección se calcula:

$$C_{\text{Bouguer}} = 0.04191 \rho h \quad \text{Ec.2.6}$$

Corrección Topográfica: La corrección topográfica es la que toma en cuenta el efecto gravífico de las masas por encima y por debajo del nivel h de la estación, ya que en la corrección de Bouguer se supone que el terreno es horizontal.

El material **a**, por encima de la estación (Figura 2.2), atrae a la masa puesta en **A** en el sentido opuesto a la fuerza de la gravedad, mientras el material **b** (por debajo) actuará en sentido contrario. Puesto que el efecto del material del valle **b** habría que restarlo a la corrección de Bouguer y ésta es negativa, la corrección total topográfica irá siempre sumada a la gravedad observada.

La corrección topográfica tiene en cuenta el efecto de la topografía alrededor de la estación (Cantos, 1974).

Para hallar esta corrección se debe conocer la topografía alrededor de cada estación. Adicionalmente se emplean unos gráficos ideados por Hayford, Bowie y Hammer, que consisten en una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación y divididos en sectores o compartimientos, cada cual con una contribución conocida por unidad de elevación media. Cuanto mayor es la distancia a la estación, mayor es la zona de igual efecto topográfico. La corrección total se obtiene sumando las contribuciones de cada compartimiento hasta una distancia en la que el efecto se hace insignificante (Dobrin, 1961).

En la actualidad se utiliza una gran variedad de software especializados para realizar este tipo de corrección.

2.1.7 Variación de la gravedad sobre la superficie terrestre con el Tiempo

Efecto de las Mareas. Las atracciones gravíticas del sol y la luna causan el efecto de las mareas que depende de la posición astronómica de ambos y de la latitud, siendo variable con el tiempo; estas fuerzas producen una pequeña deformación de la superficie marina. Su amplitud máxima puede llegar en total a 0.3 miligales, pero su variación máxima es solamente de unos 0.05 mgal/hora.

Deriva Instrumental. El gravímetro, como todo instrumento de precisión, da lugar a lo que se llama deriva instrumental (o variación con el tiempo de la lectura de una estación); es decir, que si se efectúan medidas sobre una misma estación a diversos intervalos de tiempo se obtiene valores ligeramente distintos.

Esta deriva está producida principalmente por la fatiga del sistema de muelles, o por las variaciones de temperatura, aunque también existen razones incontroladas y otras calculables como es el efecto lunisolar o de las mareas (Cantos, 1974).

2.1.8 Instrumentos de Medición de Gravedad

En la prospección por gravedad se han utilizado tres tipos de instrumentos: la Balanza de torsión, el péndulo y el gravímetro. El primero de éstos, ideado en un principio con fines geodésicos hacia comienzos del presente siglo, fue ampliamente utilizado hasta 1935 aproximadamente. El péndulo tuvo un uso limitado para la exploración petrolífera hacia 1930, y el gravímetro, que ha desplazado a ambos, viene siendo utilizado casi exclusivamente desde entonces.

El gravímetro es un instrumento que mide directamente pequeñas variaciones en la componente vertical de la gravedad. Este instrumento puede determinar diferencias de 0.1 miligales y aún menores. Aunque existen muchas variaciones en los diferentes gravímetros contruidos, fundamentalmente se pueden todos ellos reducir a dos tipos principales: los estables y los inestables (Dobrin, 1961).

Gravímetros Estables: Estos gravímetros tienen un solo elemento para contrarrestar la fuerza de gravedad con otra fuerza medible mediante un desplazamiento lineal, angular o eléctrico, que puede amplificarse y leerse directamente. Cualquier cambio en la gravedad se evidencia por el cambio correspondiente a este desplazamiento. Si se trata de un muelle, el cambio se refleja en la modificación de su longitud. La fórmula usual de la fuerza de recuperación de un muelle en tensión es:

$$F = - k(x - x_0) = mg \quad Ec.2.7$$

donde x es la longitud del muelle, x_0 su longitud original antes de que se suspendiera de él un peso, y k la constante del muelle. Sabiendo que la masa m es constante, cualquier cambio en g debe originar un cambio proporcionado en su elongación.

Gravímetros Inestables: En los gravímetros de tipo inestable, la fuerza de gravedad se mantiene en equilibrio inestable con la fuerza que se le opone. La inestabilidad se provoca por la introducción de una tercera fuerza que intensifica el efecto de cualquier cambio de la fuerza de la gravedad de su valor de equilibrio. Para cambios pequeños de gravedad, la fuerza que actúa por pérdida del equilibrio es proporcional al cambio gravitatorio y actúa en la misma dirección que este (Dobrin,1961).

2.1.9 Anomalías Gravimétricas

La diferencia entre el valor de la gravedad corregida y el valor teórico de la gravedad en el esferoide para la latitud y la longitud de la estación se denomina anomalía gravitatoria, y va a depender de la situación de la estación. El tipo de anomalía depende de las correcciones que se hayan hecho al valor observado.

Anomalía de Aire Libre es:

$$A_{\text{Aire Libre}} = G_{\text{obs}} + Cal - G_{\text{teo}} \quad Ec. 2.8$$

Donde:

G_{obs} = Gravedad Observada

Cal = Corrección Aire Libre

G_{teo} = Gravedad Teórica

Si la topografía sobre el nivel del mar fuera hueca y si la Tierra estuviera homogéneamente debajo del nivel del mar, la anomalía de aire libre sería cero.

Si se aplican las correcciones de aire libre, Bouguer y topográfica se consigue la Anomalía de Bouguer (Dobrin, 1961).

Anomalía de Bouguer es:

$$A_{\text{Bouguer}} = G_{\text{obs}} \pm C_{\text{al}} \mu C_{\text{Bou}} + C_{\text{topo}} - G_{\text{teo}} \quad \text{Ec. 2.9}$$

Donde:

G_{obs} = Gravedad Observada

C_{al} = Corrección Aire Libre

C_{bou} = Corrección de Bouguer

C_{topo} = Corrección Topográfica

G_{teo} = Gravedad Teórica

CAPÍTULO III. GEOLOGÍA.

3.1 Geología de la Región de Caracas

Todo el norte de Venezuela, así como los estados andinos, se encuentran desde el punto de vista geológico, en zonas de montañas jóvenes que están subiendo en relación con el nivel del mar. Estos movimientos ascendentes son muy lentos y generalmente imperceptibles, pero fácilmente interpretables por la topografía y otras características que indican su historia geológica.

El sistema orogénico central de Venezuela presenta una gran hendidura axial que define hacia el Norte las elevaciones de la Cordillera de la Costa, la cual está enmarcada por dos grandes líneas de falla: la falla de La Victoria y sus prolongaciones laterales al Sur y la falla de San Sebastián al Norte, (Fig.3.1). Entre ellas se levanta abruptamente la Cordillera de la Costa cuya culminación se encuentra en el Pico Naiguatá, en la Sierra del Ávila.

Esta culminación topográfica no está lejos del afloramiento del basamento más antiguo que se encuentra entre Los Teques y La Mariposa, representada por las rocas del Complejo Sebastopol, de edad posiblemente paleozoica o pre-paleozoica.

Sobre este complejo descansan discordantemente formaciones mesozoicas metamorfizadas que se denominan en orden ascendente, Esquisto Las Brisas, Mármol de Antímano, Esquistos Las Mercedes y Esquisto de Tacagua en el flanco Norte además de Las Brisas, Las Mercedes, Chuspita y Tucutunemo en el Flanco Sur.

En la cara sur de la Cordillera de la Costa está situada Caracas en la cuenca de los ríos Guaire y Valle. La cuenca limita al Norte con las estribaciones de la Sierra del Ávila, que limita su extensión en este sentido y se extiende sobre la planicie aluvial del valle, al Oeste de las gargantas de El Encantado y va ocupando, con gran rapidez, las colinas y elevaciones menores de la vertiente meridional.

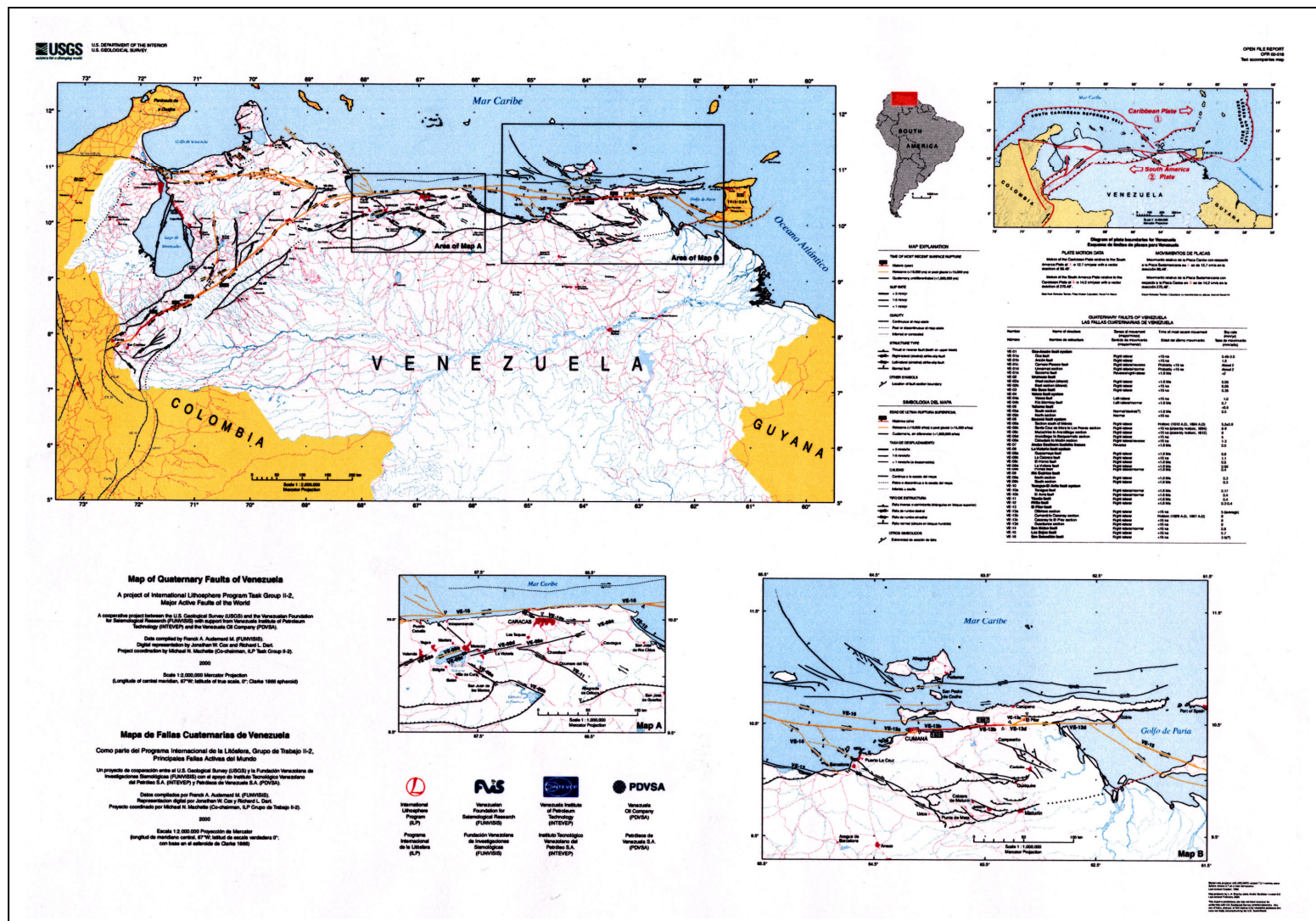


Fig. 3.1 Fallas Cuaternarias de Venezuela, tomado de Audemard et al. (2000).

En ambos flancos del estrecho valle aluvial afloran rocas de los esquistos de Las Brisas y Las Mercedes y, en el flanco septentrional, el Mármol de Antimano; entre los cuales, los dos primeros son peligrosos para la estabilidad de laderas y taludes. El primero, por su rápida meteorización y producción de suelos granulares inestables y el segundo, por los numerosos planos de fracturas, diaclasas, fallas menores y pliegues diminutos.

La topografía muestra claramente lo rápido que ha sido el ascenso del cerro del Ávila. La ausencia de terrazas del lado de Caracas en concordancia con las formas más suaves y redondeadas del flanco sur del valle, se debe a la falta de erosión marina y a la preponderancia, en la Sierra del Ávila, de rocas gnéisicas (Augengneis de Peña de Mora) que son más resistentes a la meteorización y a la erosión (Fig 3.2). Estas circunstancias, combinadas con fallas isorumbadas, determinan la extraordinaria pendiente del sur del Ávila, eminentemente inestables, como lo demuestran los abundantes derrumbes, antiguos y modernos, que se observan a distintas altitudes en la ladera.

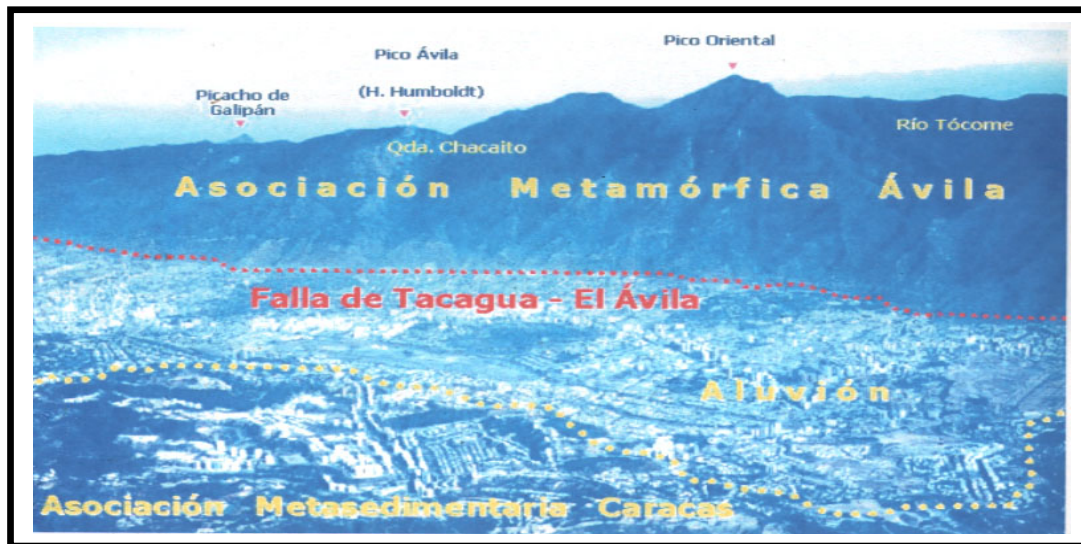


Fig. 3.2 Vertiente Caracas del Macizo del Ávila, tomado de Rodríguez et al.(2001).

Hacia el sur, el valle de Caracas está bordeado por cerros en Petare, El Hatillo, Chuao, las Colinas de Bello Monte, el Portachuelo, El Calvario, etc. Estos cerros son, desde el punto de vista geológico, distintos del cerro del Ávila, tienen perfiles suaves y las rocas que los constituyen son diferentes y más blandas que las de la parte Norte de la Cordillera de la Costa (FUNVISIS, 1978).

Las estructuras post-metamórficas de la región se caracterizan por pliegues amplios cuyos ejes tienen una dirección N 60° E., y por tres tipos de fallas, a saber: fallas inversas en dirección N. E. y buzamiento al S. E., fallas con rumbo N 60° O y buzamiento al S. O., y fallas longitudinales con rumbo E. O., y buzamiento al N.

Los tres pliegues principales son el anticlinal del Junquito, el sinclinal del Cementerio y el anticlinal de Baruta.

Los pliegues mayores al sur de la Sierra del Ávila son estructuras simétricas amplias, cuyos ejes tienen una dirección general N 60° - 70° E.

El gneiss de Sebastopol aflora en el centro del anticlinal de Baruta. Los afloramientos de la caliza de Zenda en ambos flancos de esta estructura permiten determinar aproximadamente la posición de su eje.

Al norte del anticlinal de Baruta está el sinclinal del Cementerio. El esquisto de Las Mercedes se encuentra en el fondo del sinclinal, plegado y fallado en menor escala en una forma completa. El rumbo general de eje es N 60° E., y el declive es en esa misma dirección. El eje está en gran parte cubierto por el aluvión del valle de Caracas pero, a juzgar por los afloramientos del esquisto de Las Mercedes al este de Petare, parece que cambia de rumbo, tomando uno este-oeste, paralelo a la zona de fallas del Ávila.

El anticlinal del Junquito es otra estructura amplia casi simétrica; está al norte y es paralelo al sinclinal del Cementerio. Su eje tira hacia el noreste en un ángulo bajo y está truncado por las zonas de fallas del Ávila. El flanco norte del anticlinal presenta algunas complicaciones tales como pequeños pliegues y fallas en la vecindad de la falla de Tacagua, que bien pueden estar relacionadas con los movimientos a lo largo de esta zona de dislocación.

La Sierra del Ávila, considerada en conjunto, es de estructura anticlinal, pero ha sido modificada por fallamiento posterior. En su parte occidental, el eje del anticlinal tiene un tiro en dirección N 75° - 80° O.

En general, los anticlinales ocupan las partes altas de la topografía pues hay rocas resistentes a la erosión en sus crestas, mientras que los sinclinales ocupan partes bajas (Dengo, 1951).

En la región de Caracas han sido encontrados tres tipos principales de fallas:

a) Fallas inversas con buzamiento hacia el sur, tal como la falla de Curucutí.

El plano de falla tiene un rumbo de N 45° E., y buza 35° - 40° al sureste. Hacia el oeste esta falla ha sido interrumpida por la falla de Las Pailas y hacia el este, probablemente la corta la zona de fallas de Macuto.

Existen otras fallas menores, de rumbo y buzamiento similar a la de Curucutí, pero ninguna es de mayor importancia.

b) Fallas con rumbo aproximado de N 60° O., y buzamiento hacia el suroeste, características de la zona de fractura del Ávila.

La zona de fallas del Ávila es el nombre usado para designar las fallas que limitan la Sierra del Ávila por el lado sur. En esta zona la mayoría de las fallas tienen un rumbo cercano a N 60° O., y buzan entre 40° y 60° hacia el suroeste. Estas fallas, de las cuales la falla de Tacagua es la más prominente, están arregladas en echelón y están curvadas hacia el este, uniéndose a otra falla de rumbo este – oeste.

c) Fallas con rumbo este – oeste y buzando al norte en ángulos fuertes típicas de la zona de fractura de Macuto.

La zona de fallas de Macuto, que es la más joven de la región de Caracas, corta otras fallas de los tipos de Curucutí y oeste con buzamiento al norte, que son típicas de la parte norte de la Sierra del Ávila.

La evidencia estratigráfica y topográfica sugiere que las fallas de la zona de Macuto son normales y sugieren que el lado norte ha bajado relativamente al lado sur. El hecho de que estas fallas sean muy rectas y que se extiendan por largas distancias en dirección horizontal, sugiere que se han originado como fallas longitudinales.

Según Dengo (1951), la mayor dificultad que surge para formular una mecánica de deformación local en la región de Caracas, es la complejidad de la zona de fallas del Ávila. Los plegamientos principales de la región aparentemente son resultado de fuerzas de compresión NNO – SSE; la hipótesis más plausible postula el origen de estas fallas como fracturas de tensión posteriormente cizalladas.

En lo que concierne al valle de Caracas propiamente, el sistema de fallas Este-Oeste se encuentra confinado enteramente o principalmente a la zona al pie del cerro del Ávila. Las fallas diagonales, por el contrario, se encuentran distribuidas en una zona más amplia extendiéndose al norte en la montaña y al sur, y se puede observar su traza en los cerros que confinan al valle (Fig.3.3).

Las fallas Este-Oeste son menores en comparación a las fallas diagonales que comienzan en la montaña. Atraviesan el valle y continúan hacia los cerros del sur, es decir, varios kilómetros de longitud.

La mayoría de las fallas son del tipo normal, encontrándose que los bloques Sur y Sur-Oeste se han movido hacia abajo con respecto a los bloques norte. Los bloques producidos por este sistema se hundieron hacia el lado de la montaña; movimiento que junto con el producido por las fallas diagonales darán por resultado general el hundimiento del piso del valle hacia el Oeste.

Posiblemente el resultado obtenido por estas fallas se deba a dos épocas diferentes de movimiento; la primera época comenzó quizás con anterioridad al desarrollo de la actual topografía y durante ella se desarrollaron los distintos sistemas de fallas y la segunda época de movimiento es más reciente con evidencias topográficas muy frescas. Estas evidencias parecen estar confinadas a una zona cerca del pie del cerro Ávila (Delaware, 1950).

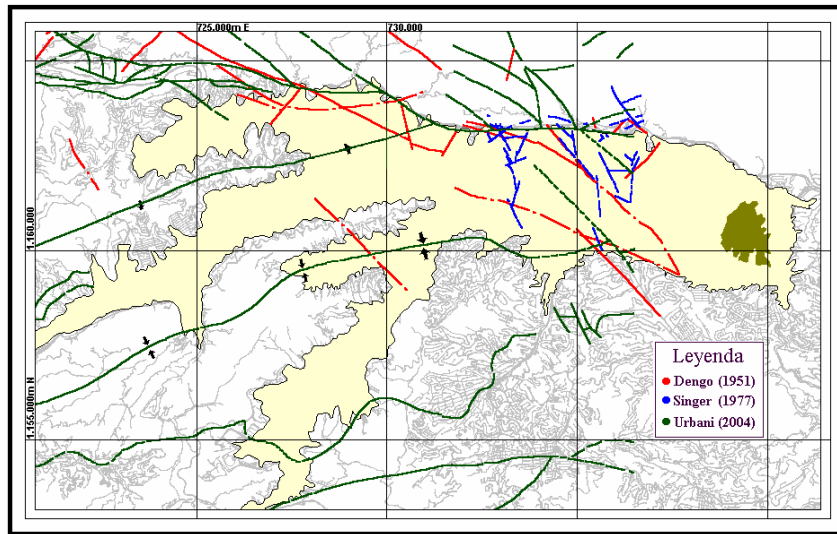


Fig. 3.3 Mapa de Fallas de Caracas, basado de Dengo (1951), Singer (1977) y Urbani (2004).

La mayor parte de los sedimentos que rellenan el valle de Caracas están constituidos de material proveniente del Ávila y, en su menor parte, de material acumulado por los ríos afluentes del río Guaire. Por la manera de originarse los sedimentos, tienen un carácter lenticular y son extremadamente heterogéneos. La litología es muy variada y cambia abruptamente de un lugar a otro. (Fig. 3.4).

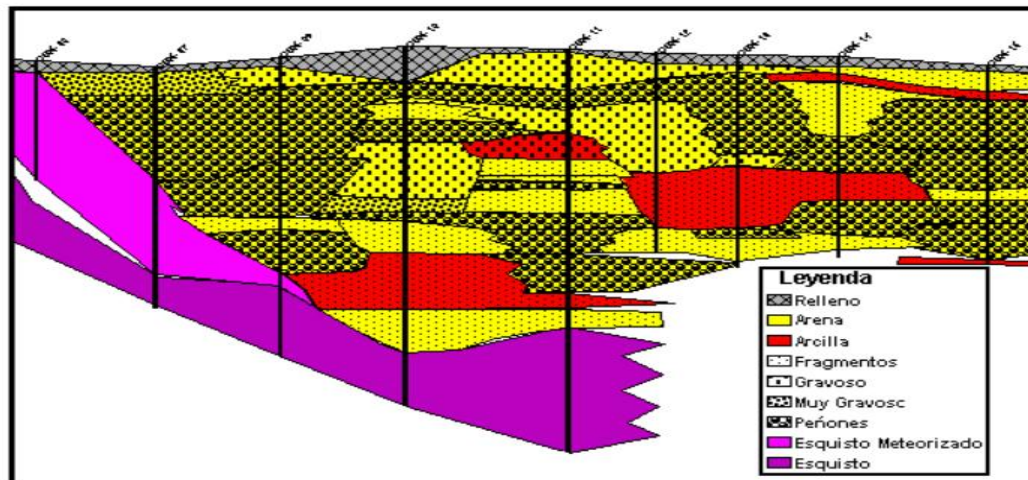


Fig. 3.4 Perfil este-oeste en el área de Capitolio. Escala 1:1700, 5x exagerado, tomado de Kantak (2001).

Singer (1977) presenta un análisis donde indica la profunda unidad que existe entre los diversos litocuerpos sedimentarios identificados en los depósitos del Holoceno reciente. Ellos constituyen un verdadero complejo aluvial desarrollado en el marco de un sistema morfogenético particular, de naturaleza catastrófica, correspondientes al encadenamiento, en un tiempo geológicamente corto, de varios episodios de morfogénesis aluvial que constan de dos fases mayores de acumulación: la primera, muy violenta, conduce al abandono de los abanicos de escombros piemontinos y a la desorganización correlativa del sistema de drenaje del Valle de Caracas (obturación del río Guaire y de la Quebrada Tocóme, difluencias de las Quebradas Chacaíto y Tocóme hacia el Parque del Este). La segunda, más continua, resulta de la combinación de los efectos de represamiento aluvial originados detrás de los obstáculos creados con acciones de lavado torrencial y con los productos de coladas de barro.

En sus partes apicales y proximales, estos abanicos aluviales constituyen verdaderas sabanas de escombros caracterizadas por una micro-topografía irregular de montículos y lóbulos dispuestos en forma de haz divergente hacia el valle. Ellos corresponden a formas de explayamiento de materiales de granulometría muy exagerada, con bloques de hasta varios metros cúbicos, arrastrados solamente por flujos de consistencia viscosa.

El modelado caótico se debe a amontonamientos erráticos, en la masa del flujo, de bloques acumulados alrededor de los obstáculos creados por los bloques más grandes. Túmulos parecidos caracterizan la superficie de ciertos depósitos diamícticos. Otra característica típica, es la diseminación de los bloques en toda la extensión de los abanicos sin muestra de abandono selectivo. Hacia los ápices de los explayamientos, sin embargo, ellos construyen diques marginales prominentes que acompañan cauces abandonados en forma de batea de un tamaño sin relación con el de las quebradas que los están entallando actualmente.

Igualmente característico es el espesor relativamente delgado, pero irregular en el detalle, de los materiales abandonados por estos flujos de escombros. Ellos alcanzan menos de 2 metros hacia los flancos, pero en las partes axiales pueden medir excepcionalmente más de 8 metros. Hacia las extremidades distales, en dirección de la Plaza Altamira, los espesores son del orden de 2 a 5 metros, con valores más altos hacia Los Palos Grandes.

La facies más común de los depósitos está constituida por materiales heterométricos groseros, muy mal estructurados. Las gravas son angulosas a subangulosas, mezcladas a veces con rodados torrenciales retomados a partir del lecho de las quebradas. Los clastos se disponen sin orden en una matriz de arenas gruesas terrosas, mal lavada, que provienen de la remoción de perfiles de gneis descompuesto arrancados del faldeo vecino de la Cordillera.

Lateralmente, sin embargo, se notan esbozos de estratificación bajo la forma de bancos irregulares de grava de hasta dos metros de espesor y bloques desordenados, alternando con horizontes más finos de arenas y gravas grisáceas mejor lavadas.

En las unidades distales, la microtopografía anterior se suaviza. Grandes sectores lisos, aparecen entre los eriales de escombros. Los cauces abandonados, con perfil de batea aparecen menos encajados, más sinuosos y describen difluencias apenas marcadas en el tope del manto aluvial (Country Club, Chacao, Santa Eduvigis). Los bloques se observan con menos frecuencia en superficie y no alcanzan a formar concentraciones caóticas.

Estas facies distales pasan progresivamente a los aluviones contemporáneos del represamiento y de las descargas consecutivas del Guaire (Singer, 1977).

Hacia la parte sur del valle de Caracas, específicamente en la Zona Rental de la Universidad Central de Venezuela, en la Plaza Venezuela, en El Pinar, en la Autopista del Valle y en la avenida Los Ilustres, se han encontrado sedimentos lacustres varvados.

Estos depósitos están constituidos por sedimentos finamente laminados, rítmicos-recurrentes, en dos facies litocromas de varvas lacustres: una, más antigua, con capitas arcillosas de colores alternadamente ocre y café; otra con binomios de arcillas limosas grises y arenas finas o limos rojizos.

Tanto la litocromía, como la composición mineralógica de las arcillas, indican aportes de carácter local, coluvio-torrenciales, originados en los latosuelos que habían sido formados a expensas de los esquistos calcáreos y anfibolíticos de la Formación Las Mercedes.

La sucesión de estos sedimentos varvados alcanza espesores de 6 a 15 metros. El tope y la base aparentes del material lacustre se ha registrado en las cotas 895 m en El Pinar y 845 m en la Zona Rental de la Universidad Central (Plaza Venezuela).

Estas cotas no parecen definir un horizonte continuo de sedimentos lacustres, sino más bien ambientes erráticos locales ubicados en sitios de confinamiento aluvial de los ríos Guaire y Valle. Estos depósitos de varvas se ocultan bajo mantos de arenas grises del Holoceno reciente, atribuidas a terrazas de obturación fluviotorrencial de origen sísmico (Muños y Singer, 1977).

3.2 Rasgos Estratigráficos de la Región de Caracas.

Aguerrevere y Zuloaga (1937) introducen el nombre de "Serie Caracas" a un conglomerado basal que reposa directamente sobre el antiguo complejo ígneo. Está constituido por fragmentos de cuarzo y de granito alterado, angulares y subangulares, y cementado principalmente por material silíceo.

Posteriormente (1938) modificaron a Grupo, para designar a la secuencia de rocas metasedimentarias de grado bajo, bien expuestas en la región de Caracas. El grupo en su totalidad puede considerarse de edad Jurásico - Cretácico.

Dengo (1951) en su estudio de la región de Caracas describe las rocas de este Grupo y señala estar constituido por las formaciones Las Brisas, Antímano, Las Mercedes y Tacagua. Smith (1952) lo estudia en la región de Los Teques - Cúa. Seiders (1965) añade a la Formación Chuspita como la unidad más joven del Grupo.

Las "formaciones" Tacagua y Antímano previamente incluidas en este Grupo, son redefinidas como fases por Navarro *et al.* (1988) incluyéndolas en su Complejo La Costa. Parte de las rocas previamente consideradas como Formación Las Brisas, que afloran al norte del macizo de El Ávila, hoy se incluyen en el Esquisto de San Julián del Complejo Ávila. Con estos cambios sugeridos, el Grupo hoy día queda constituido por las formaciones Las Brisas, Las Mercedes y Chuspita, ocupando la franja septentrional de la serranía costera de la Cordillera de la Costa, inmediatamente al sur de las franjas que ocupan los complejos La Costa y Ávila.

El Grupo aflora típicamente en la región de Caracas - Los Teques y sus alrededores, y se ha cartografiado como una franja casi continua en sentido este - oeste que se extiende desde el estado Yaracuy hasta la zona de Barlovento en el estado Miranda. Sus unidades constituyen una franja predominante de la Cordillera de La Costa.

Los contactos entre las rocas de este Grupo con el Complejo Ávila hacia el norte son tectónicos (Urbani y Ostos, 1989). Así como también lo son las rocas de la Faja Caucagua – El Tinaco al sur (Beck, 1986); y entre las formaciones Las Brisas y Las Mercedes (Urbani *et al.*, 1989).

Entre la Formación Las Mercedes y Chuspita parece ser concordante y transicional (Seiders, 1965).

La litología y estratigrafía de las formaciones presentes en el área de estudio están ampliamente descritas en el Léxico Estratigráfico de Venezuela y se pueden ilustrar a través de una columna estratigráfica de la zona costera del Distrito Federal y Edo. Miranda elaborada por Intevep (1997) (Fig. 3.5).

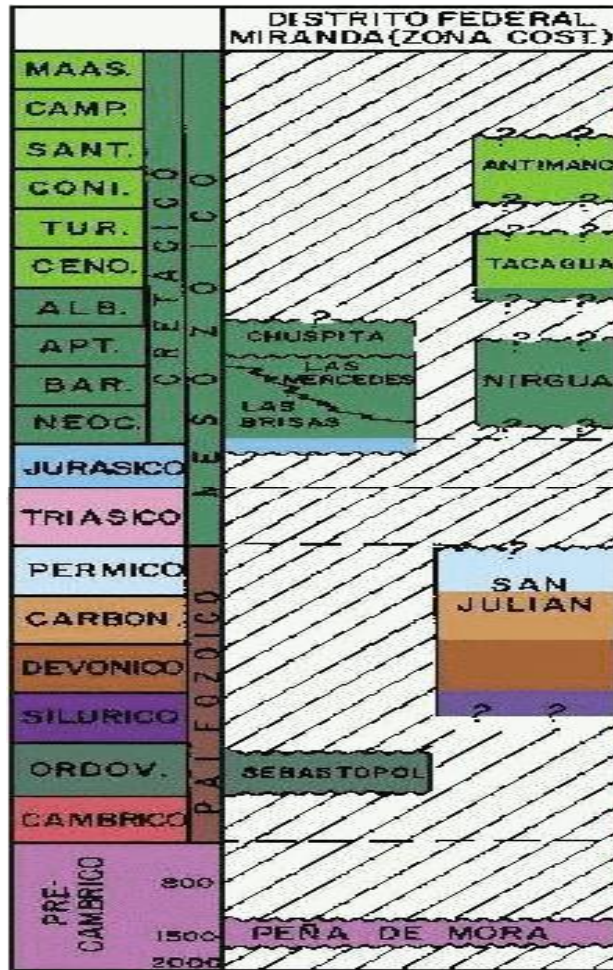


Fig. 3.5 Columna Estratigráfica de la zona costera del D.F. y Edo. Miranda (Intevp 1997).

3.2.1 Complejo Basal de Sebastopol (PALEOZOICO).

Aguerrevere y Zuloaga (1937) nombran al "granito de Sebastopol" sin describirlo texturalmente. Posteriormente los mismos autores (1938) lo denominan formalmente como "Complejo Basal de Sebastopol" y señalan que forma parte del núcleo de la Cordillera de la Costa. Dengo (1951) y Smith (1952) lo denominan como "Complejo de Sebastopol". El primero dice que es un gneis en parte granítico y lo cartografía en la zona de Los Lechosos - La Mariposa, mientras que el segundo autor lo estudia en su localidad tipo y lo califica como un ortogneis granítico. Igualmente ambos autores reafirman su posición como basamento de la secuencia de las rocas metamórficas del Grupo Caracas. Wehrmann (1972) utiliza el nombre de "Complejo Basal de Sebastopol" pero distingue diferencias petrográficas significativas entre los cuerpos de la localidad tipo y el de Los Lechosos - La Mariposa, interpretando al primero como un ortogneis y al segundo esencialmente un paragneis. Pimentel *et al.* (1985) estudia el cuerpo de Los Lechosos - La Mariposa, llamándolo informalmente "Gneis de La Mariposa" como una unidad diferente al gneis de la localidad de Sebastopol. Adicionalmente presenta datos geocronológicos. Más recientemente, Ostos (1990, p. 20) utiliza el nombre de "Complejo de Sebastopol", mientras que Beck (1985, p. 294, 1986) lo denomina "Gneis de Sebastopol", que es un nombre más adecuado para esta unidad que posee una litología bastante homogénea.

La litología tipo, Dengo (1951) la describe como un gneis de grano fino fuertemente foliado, compuesto de cuarzo, ortosa, microclino, plagioclasa, muscovita y biotita. Localmente es de grano más grueso con una estructura de gneis granítico. Wehrmann (1972) lo describe como muy meteorizado, de color blanquecino característico producido por la transformación de los feldespatos y cuarzo. Reconoce el desarrollo de grandes porfidoblastos de microclino con tendencia a formar "augen", que a diferencia de la plagioclasa, no están deformados. Hacia los bordes del cuerpo se desarrolla foliación hasta formar un gneis de color verdoso por la presencia de clorita, finamente bandeado, que puede llegar a determinar intercalaciones con esquistos cloríticos y filitas cloríticas.

3.2.2 Complejo Ávila (PRE-MESOZOICO).

Urbani y Ostos (1989) señalan que en la cartografía geológica del macizo montañoso costero, se revelan tres asociaciones de rocas distribuidas en igual número de fajas: Una faja septentrional, una faja meridional y una faja central que soporta la parte más elevada de la Cordillera, compuesta por rocas metaígneas, gneises y esquistos de variada composición. A éstas rocas las redefinen como Complejo Ávila.

Posteriormente Urbani *et al.* (1988, 1989a, 1989b, 1989c) extienden la cartografía de este Complejo hasta el estado Carabobo al oeste y hasta Cabo Codera al este. Esta zona había sido cartografiada previamente por Dengo (1951, 1953) y Wehrmann (1972) como Formación Peña de Mora y parcialmente como Formación Las Brisas.

Atendiendo a la clasificación propuesta por Urbani *et al.* (2000), son dos las asociaciones que conforman el Macizo del Ávila incluidas en la denominada Super Asociación Metamórfica de la Cordillera de la Costa: (1) Asociación Metamórfica La Costa y (2) Asociación Metamórfica Ávila. Hacia la vertiente sur se encuentran expuestas rocas de la asociación antes mencionada en contacto de falla con los aluviones cuaternarios del valle de Caracas determinado por la denominada Falla Tacagua – El Ávila (Rodríguez *et al.*, 2001).

El nombre procede del [macizo de El Ávila](#) localizado al norte de Caracas y la localidad tipo es la quebrada San Julián al sur de Caraballeda, donde existen buenos afloramientos tanto de los esquistos que se asignan al Esquisto de San Julián, como de los gneises y augengneises que se asignan al Augengneis de Peña de Mora.

Las litologías más resaltantes de este complejo son los gneises graníticos (Augengneis de Peña de Mora), los cuales están rodeados de esquistos (Esquisto de San Julián). La distinción en el campo entre Peña de Mora y San Julián es usualmente fácil, pero en algunas ocasiones las litologías típicas de ambas unidades se intercalan con espesores variables desde pocos centímetros hasta de varios metros, haciendo difícil la cartografía.

3.2.3 Augengneis de Peña de Mora (PRE-MESOZOICO).

El nombre de "Augen - gneiss de Peña de Mora" fue introducido por Aguerrevere y Zuloaga (1937) describiéndolo como formado por inyecciones "lit - par - lit" de un magma granítico en una roca laminar. Posteriormente Dengo (1951, 1953) eleva la unidad a rango formacional. Aguerrevere (1955) presenta una cartografía geológica más detallada del área de la localidad tipo. Wehrmann (1972) y Urbani y Quesada (1972) amplían su significado para incluir esquistos, cuarcita, mármol y anfibolita. González de Juana et al. (1980) señalan que la unidad está constituida por gneises de grano fino a medio, augengneises gruesos y bandeados, algunas cuarcitas delgadas, esquistos cuarzo muscovíticos y ocasionalmente anfibolitas. En algunos sectores, sin mencionar donde, sugieren desarrollo de cuerpos de mármoles delgados y para la secuencia ya mencionada, encuentran rocas ultramáficas en forma de cuerpos dispersos. La litología característica son gneises subdivididos en tres tipos: gneises de grano fino a medio, plagioclásico cuarzo muscovítico; augengneises y gneises muy gruesos, bandeados, cuarzo plagioclásicos microclínicos; y gneises de grano fino a medio, cuarzo plagioclásico epidótico bitíticos, asociados a rocas anfibólicas. Urbani y Ostos (1989) basándose en un soporte de cartografía geológica más detallada de extensos tramos de la Cordillera de la Costa, a escala 1:10.000 y 1:25.000, restringen este nombre sólo a los cuerpos de augengneis y gneises graníticos y aquellas zonas que si bien tienen otros tipos de rocas intercaladas con los augengneises, éstos sean los predominantes.

La litología tipo, Aguerrevere y Zuloaga (1937) la describieron como un augengneis formado por inyección "lit - par - lit" de un magma granítico en una roca laminar. Posteriormente Dengo (1951, 1953) añadió a esta descripción niveles sin estructura augen, capas de cuarcita y diques de aplita, que generalmente no sobrepasan 30 cm de espesor. Igualmente incluye en su unidad a lentes de mármoles en la parte superior del augengneis.

Wehrmann (1972) a su vez amplió la acepción de la Formación Peña de Mora definiéndola como un complejo ígneo - metamórfico, incluyendo augengneises gruesos y bandeados, gneises de grano fino a medio, algunas cuarcitas delgadas, esquistos cuarzo - muscovíticos y ocasionalmente anfibolitas, mármoles delgados, así mismo dentro de esa secuencia identifica cuerpos dispersos de roca ultramáficas, máficas y félsicas. Encuentra que los augengneises son de colores claros ligeramente verdosos y meteorización marrón claro; los "augen" son mayoritariamente de feldespato potásico, llegando a alcanzar hasta 3 cm de largo y están rodeados por minerales micáceos y cuarzo.

A partir del detallado trabajo de Ostos (1981) en el macizo de El Ávila, se pudo cartografiar a los augengneises como una unidad separada a los demás tipos de rocas, que autores anteriores habían adicionalmente incluido dentro de la Formación Peña de Mora.

En los trabajos geológicos de la zona de La Sabana - Cabo Codera, Mamo - Puerto Cruz, Puerto Cabello - Valencia (recopilados en Urbani *et al.*, 1989a, 1989b) se pudo igualmente cartografiar separadamente las zonas de augengneis de los demás tipos de rocas, por consiguiente Urbani y Ostos (1989) proponen volver al nombre original propuesto por Aguerrevere y Zuloaga (1937) de Augengneis de Peña de Mora para referirse únicamente a los cuerpos dispersos de augengneises y gneises de grano grueso. Según Wehrmann (1972), estos gneises poseen en promedio la siguiente mineralogía: cuarzo (35%), plagioclasa (albita - oligoclasa) (25%), microclino (20%), muscovita (8%), epidoto (5%) y cantidades menores de biotita, clorita, granate, zircón, opacos y apatito.

3.2.4 Esquisto de San Julian (PRE-MESOZOICO).

A partir de un trabajo detallado en el macizo de El Avila por Ostos (1981), se pudo cartografiar a los augengneises como una unidad separada a los demás tipos de rocas, que autores anteriores habían adicionalmente incluido dentro de la Formación Peña de Mora. Urbani y Ostos (1989) proponen al nombre original propuesto por Aguerrevere y Zuloaga (1937) de Augengneis de Peña de Mora para referirse únicamente a los cuerpos dispersos de augengneises y gneises de grano grueso, mientras que proponen el nombre de Esquisto de San Julián para incluir las litologías esquistosas y gnéisicas que los circundan.

Urbani (2000) señala a Urbani & Ostos (1989) como la referencia original para esta unidad, siendo su localidad tipo la Quebrada San Julián o río San Julián, cuyos nacientes se encuentran en la Silla de Caracas desembocando en el mar Caribe en la zona de Caraballeda.

Las rocas predominantes son: el esquisto de color gris a gris oscuro con tonalidades verde que meteorizan a tonos pardos y los cuales se presentan usualmente bien foliados. Además de ellos se presenta el gneis cuarzo plagioclásico micáceo, con una rápida gradación desde textura esquistosa hasta rocas de carácter gnésico. Los gneises muestra colores más claros que los esquistos, por cuanto su textura se debe fundamentalmente a la mayor proporción de feldespatos y menor de filosilicatos. Litologías minoritarias (< 5 %) la constituyen mármol, cuarcita y diversos tipos de rocas metaígneas mayoritariamente máficas (anfíbolita, gabro, diorita, tonalita y granodiorita).

En ciertos sectores donde aflora el gneis cuarzo – plagioclásico – micáceo, la plagioclasa (albita – oligoclasa) se desarrolla marcadamente porfidoblástica y cuando es alta su concentración puede enmascarar a la foliación, impartiendo a la roca un aspecto moteado (Rodríguez et al, 2001).

3.2.5 Esquisto Las Brisas (MESOZOICO Jurásico-Tardío).

La primera referencia a esta unidad se debe a Aguerrevere y Zuloaga (1937), quienes la denominan Conglomerado Basal de Las Brisas y agregan una breve descripción. Dengo (1951) amplía la descripción y propone incluir en la formación, los esquistos comprendidos entre la Caliza de Zenda y la Caliza de Antímano. Smith (1952) divide la formación en dos miembros.

La litología tipo, Aguerrevere y Zuloaga en su descripción original, menciona un conglomerado basal arkósico, con cantos rodados derivados de la roca basal de Sebastopol, redondeados a subangulares, hasta de 30 cm de diámetro, cantos de cuarzo y cemento, principalmente silícico. Esta litología dista de ser la principal, ni mucho menos la única componente de la formación. Dengo observa que la mayor parte de la formación está constituida por esquisto cuarzo-micáceo, en la que se incluye gneis microclínico, esquistos granatíferos, cuarcitas y calizas. Smith, divide la formación en dos miembros: miembro inferior, constituido por gneises y esquistos microclínicos conglomeráticos y miembro superior, formado casi enteramente por esquistos sericíticos. Este autor opina que los grupos litológicos de los miembros inferior y superior, se originan de conglomerados y lutitas respectivamente, y que las calizas son de origen biohermal.

Seiders encuentra en el tope de la formación conglomerados gnéisicos y areniscas esquistosas, con cantidad menor de caliza negra en capas delgadas, y grandes guijarros de granito, y resalta la ausencia de los esquistos sericíticos de Smith. Morgan añade anfíbolitas estratificadas concordantes, que interpreta como tobas, sills o flujos metamorizados. Wehrmann afirma que la Formación Las Brisas está constituida en un 90% de esquistos cuarzo-feldespático-moscovíticos; el 10% restante lo constituyen, en orden de abundancia, esquistos cuarzo-feldespáticos, epidóticos o cloríticos, calizas, cuarcitas y metaconglomerados. Menciona igualmente, mineralizaciones pobres de cobre en algunas calizas, en forma de sulfuros y sulfatos. Hace referencia a conglomerados y areniscas intraformacionales, ricas en microclino (15%), sin hacer referencia a su relación con los gneises del mismo género.

3.2.5.1 Metaconglomerado de Baruta (MESOZOICO Jurásico-Tardío).

Dengo (1951) lo denomina como “Gneiss Microclínico” y señala que este gneiss se encuentra interestratificado y por encima del Mármol de Zenda, siendo una roca de grano grueso, que pasa gradualmente a un esquisto cuarzo muscovítico. Wehrmann (1972) observa dos tipos de metaconglomerado que contienen microclino. Esta unidad presenta su mayor desarrollo en la cercanía del valle de Baruta, estado Miranda, pero se extiende hacia el oeste, pasando por las actuales urbanizaciones Manzanares y Alto Prado, hasta Las Mayas y aún más al este, con una franja de unos 10 Km de largo por 0,5 Km de ancho (Díaz, 2003). Dengo (1951) cartografió otros cuerpos kilométricos cerca de La Guairita, La Trinidad – Sorocaima en el flanco norte del cerro El Volcán, y desde Caicaguana hasta el río Guaire, estado de Miranda. Wehrmann (1972) cartografía algunos cuerpos de gneiss pegmatítico en la zona del Jarillo, cerca de la Colonia Tovar, pero un reciente estudio de campo y petrográfico indica que están constituidos por metaconglomerado microclínico.

Según Dengo (1951) y Wehrmann (1972) estas rocas son concordantes con el esquisto y mármol adyacentes. Se asume de edad Jurásico por formar parte del Esquisto Las Brisas.

3.2.6 Esquistos Las Mercedes (MESOZOICO Jurásico-Cretácico).

Originalmente fue referida por Aguerrevere y Zuloaga (1937-a, b), quienes la denominan Esquistos de Las Mercedes. Posteriormente (1938-a, b), formalizan el nombre de la unidad con el nombre actual.

La litología tipo Aguerrevere y Zuloaga (*op. cit.*), la definen como esquistos principalmente calcáreos, con zonas grafitosas y localmente zonas micáceas, de un tinte rosado-gris, con zonas blancas cuando frescas. Según Wehrmann (1972) y la revisión de González de Juana *et al.* (1980, p. 317) la litología predominante consiste en esquisto cuarzo - muscovítico - calcítico - grafitoso con intercalaciones de mármol grafitoso en forma de lentes, que cuando alcanza gruesos espesores se ha denominado "Caliza de Los Colorados". Las rocas presentan buena foliación y grano de fino a medio, el color característico es el gris parduzco.

La mineralogía promedio consiste en cuarzo (40%) en cristales dispuestos en bandas con la mica, muscovita (20%) en bandas lepidoblásticas a veces con clivaje crenulado, calcita (23%) en cristales con maclas polisintéticas, grafito (5%), y cantidades menores de clorita, óxidos de hierro, epidoto y ocasionalmente plagioclasa sódica. El mármol intercalado con esquisto se presenta en capas delgadas usualmente centimétricas a decimétricas, son de color gris azulado, cuya mineralogía es casi en su totalidad calcita, escasa dolomita y cantidades accesorias de cuarzo, muscovita, grafito, pirita y óxidos de hierro.

3.2.7 Marmol de Antimano (MESOZOICO Cretácico).

Dengo (1949) menciona por primera vez a la Formación Antímamo. Designa la localidad tipo y la describe brevemente. Dengo (1947) la había identificado como las calizas de la fase Zenda de la Formación Las Brisas. Aguerrevere y Zuloaga (1937) y Smith (1952) las consideraron como parte de la Formación Las Mercedes. Dengo (1951) la eleva a rango formacional. González de Juana *et al.* (1980, p. 314) son los primeros en interpretar que esta unidad probablemente "representa un horizonte tectónico y no una unidad litoestratigráfica". Ostos *et al.* (1987), Navarro *et al.* (1988) redefinen esta unidad como Fase Antímamo,

Litología tipo: Dengo (1951) describe esta Formación como un mármol masivo de grano medio, color gris claro, con cristales de pirita, alternando con capas de esquistos cuarzo micáceos, y asociadas con cuerpos concordantes de rocas anfibólicas, algunas con estructuras de "boudinage". El mármol está formado de un 85-95% de calcita, con cantidades menores de cuarzo detrítico, muscovita (2,5%), grafito (2,5%) y pirita (2%).

3.2.8 Aluvión.

Los mayores cuerpos de aluvión se encuentran en los alrededores del río Guaire y El Valle.

3.3 Condiciones Geofísicas de la Región de Caracas.

3.3.1 Condiciones del suelo en la zona Centro-Norte de Caracas.

Esta zona comprende las parroquias de Altagracia, San José y la Urbanización San Bernardino. Los límites del área son los siguientes: al norte el pie de la Serranía de Ávila, al sur la Avenida Urdaneta, al este la quebrada Canoas y al oeste la Avenida Baralt. El subsuelo consiste en un extenso depósito de materiales aluviales y coluviales. La parte superior del depósito es densa y heterogénea. Está formada principalmente por suelos aluviales granulares, generalmente arenas medias arcillosas, gravas arenosas y limosas, con zonas de peñones duros de gneis provenientes del Ávila; su espesor es variable y en general aumenta hacia el sur, habiéndose encontrado espesores de 15 y 25 metros, en puntos localizados hacia el centro de la zona y en San Bernardino hasta 140 metros (FUNVISIS, 1978).

En la Tabla 3.1 se muestra una columna de las condiciones del suelo en la zona. En las Figs. 3.6 y 3.7 se presentan dos secciones de la zona, en las que se indican las líneas de superficie del terreno, nivel estático del agua freática y tope de la roca.

Los niveles estáticos del agua freática se consiguen normalmente entre los 20 y 30 metros de profundidad y el gradiente hidráulico sigue aproximadamente paralelo a la pendiente de la superficie del terreno. Es usual conseguir niveles de agua a profundidades menores producto de la infiltración a través de capas más permeables y que generalmente están íntimamente relacionadas con el nivel del agua de las quebradas que corren de Norte a Sur, tales como la Catuche, Anauco, Gamboa, etc (FUNVISIS, 1978).

**Tabla 3.1 Condiciones del Suelo. Zona Centro
Norte de Caracas. Funvisis (1978).**

Símbolos	Descripción de los materiales	Veloc.Onda Sism. m/seg.		Módulo de Corte "G" Dynes/cm ²
		Vp	Vs	
0	Depósito sedimentario aluvial, formado por arenas muy arcillosas, finas a medias y viceversa; plasticidad media, cohesiva a friables. Marrón en tonos amarillentos y grisáceo claro.	< 400		
10	N = 20		< 430	< 3.72x10 ⁹
	Aluvión formado por peñones y fragmentos de gneiss con matriz areno limosa. Marrón amarillento.			
20	N > 100	500		
	Arcilla arenosa sedimentaria tiesa. Gris y marrón. N = 45			
30	Depósito coluvial formado por peñones y fragmentos de gneiss blando, desintegrable en matriz areno-arcillosa; zonas sin peñones. Muy denso. N > 100 Hasta aquí profundidad explorada con toma de muestras.	1500		3.72x10 ⁹
40	?			
	Suelos densos.			
120	?			
	Roca meteorizada dura	4000	480	4.6x10 ⁹

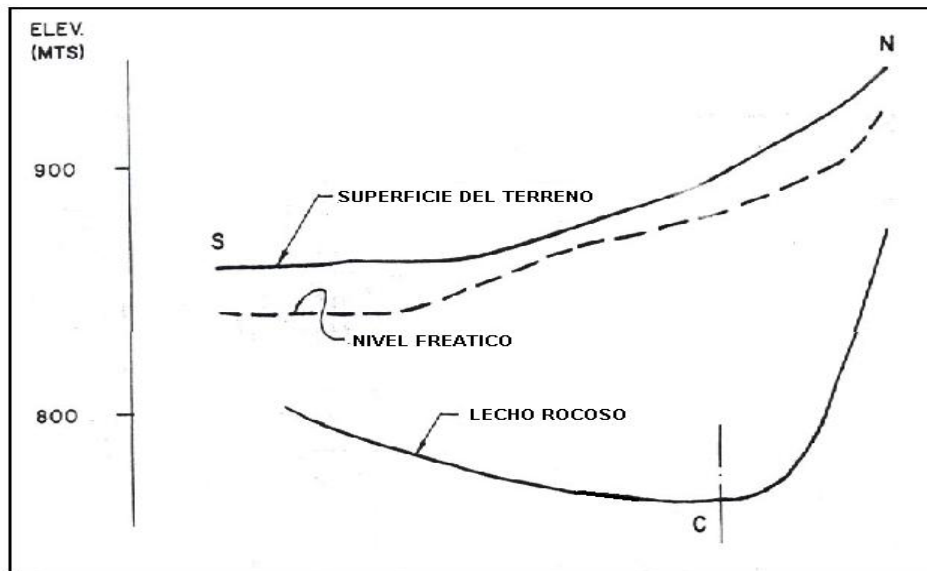


Fig. 3.6 Perfil N – S de una Zona Centro Norte de Caracas. Funvisis (1978).

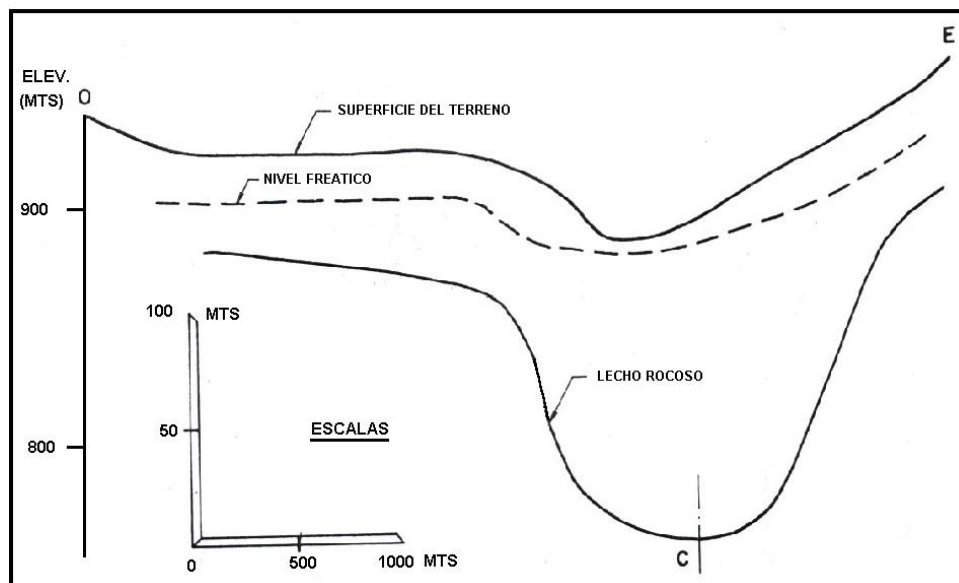


Fig. 3.7 Perfil E – O de una Zona Centro Norte de Caracas. Funvisis (1978).

3.3.2 Condiciones del suelo en la zona de San Martín.

El subsuelo está formado por un gran depósito aluvial del río Guaire que comprende capas alternadas de arcillas y limos plásticos de consistencia blanda hasta los 12 metros de profundidad, aproximadamente; es frecuente encontrar lentes de arenas finas a gruesas intercaladas en los materiales finos. A partir de la profundidad anterior, se encuentran capas de arenas y gravas limosas densas en espesores de hasta 10 metros. Después de estos materiales granulares, el depósito vuelve a estar constituido por materiales finos, arcillas limosas arenosas de consistencia alta a media, con ocasionales intervalos blandos. A partir de los 30 metros de profundidad, hasta alcanzar el basamento rocoso, los sedimentos se hacen más densos y fuertes. El basamento se encuentra aproximadamente a los 55 metros de profundidad en el sitio de los referidos edificios. Este perfil del suelo representa, en general, las condiciones del terreno en las márgenes del río Guaire. Desde Montalbán hasta San Agustín. Especialmente en lo que se refiere a densidad o consistencia de los suelos (FUNVISIS, 1978).

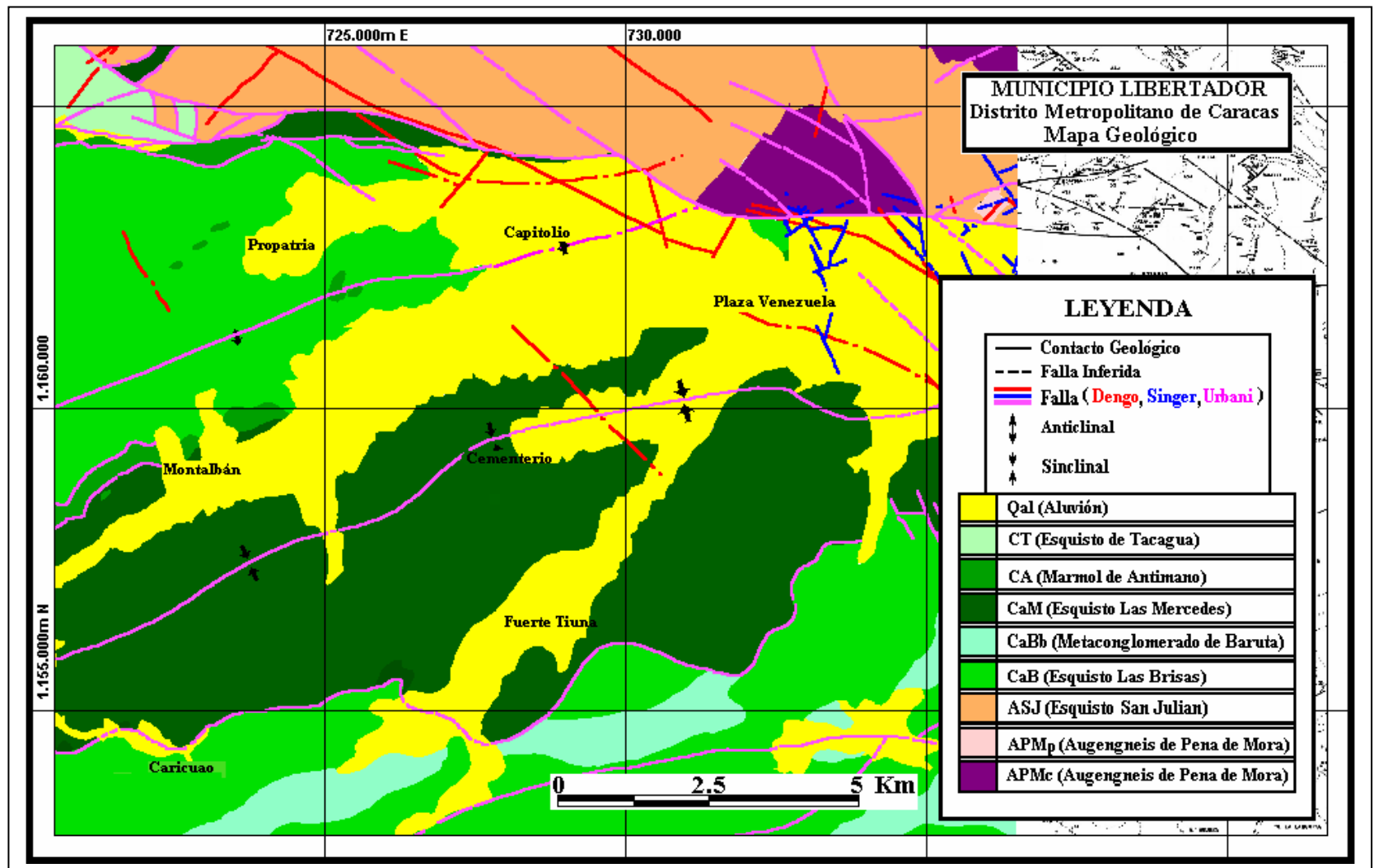


Fig. 3.8 Mapa Geológico de la zona de estudio (Modificado de Barboza y Urbani, 2003).

CAPÍTULO IV. METODOLOGÍA.

4.1 Trabajo previo a la salida de campo

Se verificó la ubicación, georeferenciada en el software MapInfo, de los datos adquiridos por FUNVISIS en el Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas. Esto permitió realizar el diseño de adquisición de las nuevas estaciones presentadas en este trabajo, utilizando mapas de Caracas y el software mencionado anteriormente.

La logística de trabajo para el levantamiento de las nuevas estaciones fue a partir de la ubicación de estaciones bases (BM) ubicadas dentro de la zona de estudio.

Los tres (3) BM utilizados en el diseño y posterior levantamiento de las estaciones, se identifican por información de los servicios del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar como: Santa Inés, NC-45 y PZL. Los datos de estas estaciones base se indican a continuación en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Datos de las Estaciones Bases

Nombre	Gravedad (mgals)	Altura(m)	Descripción	Latitud	Longitud
Sta Inés	978065.867	929.750	Caño Amarillo	1162590	727444
NC-45	978048.430	981.537	Los Palos Grandes	1162705	735773
PZL	978075.477	851.780	Pz Lincoln	1160329	732009

4.2 Instrumental Utilizado

Los equipos utilizados para la adquisición y posterior procesamiento de este trabajo fueron los siguientes:

- Posicionador Satelital (GPS) marca *Garmin* modelo Plus V con un error de ± 10 m.
- Altímetro marca *Thommen* con un error de ± 5 m .
- Gravímetro *Scintrex CG-3*. Tiene un rango de medición por encima de 7000 mgals y una resolución de lectura de 0.005 mGals, con una baja deriva instrumental de 0.02 mGals por día.
- Mapas Topográficos de la Región de Caracas a escala 1:5000.

4.3 Gravímetro AUTOGRAV Scintrex CG-3

El equipo utilizado en la adquisición fue el gravímetro *AUTOGRAV Scintrex CG-3* (Fig. 4.1). Tiene un rango de medición por encima de 7000 mgals y una resolución de lectura de 0.005 mGals, lo que permite que el gravímetro sea utilizado para estudios a gran escala regional o geodésicos.



Fig. 4.1 Gravímetro AUTOGRAV Scintrex CG-3

Las medidas exactas son tomadas presionando simplemente una tecla. El gravímetro obtiene una lectura promedio de una serie de muestras obtenidas continuamente. La lectura se despliega directamente en la pantalla de cristal líquido en unidades de mGals, guardándose ésta en la memoria del disco duro del equipo para luego ser utilizada a través de un computador para su procesamiento.

Al preparar el gravímetro para una lectura, el sensor de inclinación electrónico proporciona la mayor exactitud y es más fácil de operar que los niveles de burbuja convencionales.

La excelente protección del gravímetro permite trabajar con distintos cambios de temperatura y presión atmosférica. Esto se logra por la estabilización en la cámara de vacío. El rango de operación se encuentra entre $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $+45\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($+35\text{ }^{\circ}\text{C}$ optativos o $+55\text{ }^{\circ}\text{C}$) permitiendo al operador usar el gravímetro en distintos ambientes. Por ser el sensor hecho de cuarzo fundido no-magnético, el gravímetro no es afectado por las variaciones del campo magnético.

La baja deriva es el resultado de lo extremadamente estable que opera el sistema elástico del cuarzo en el ambiente. Éste permite predecir con precisión el término de larga deriva del sensor y con una corrección en el software de tiempo real se reduce en menos de 0.02 mGals por día.

Al utilizar el gravímetro por primera vez, o después de que se ha apagado durante 48 horas, deben realizarse los pasos siguientes y los períodos de espera.

- a) Conectar el cable de alimentación de la fuente al gravímetro, el cual permitirá empezar a poner estable el equipo y cargar la batería.
- b) El período de precalentamiento comienza después de haberse conectado el cable de alimentación al equipo y requiere un tiempo de 4 horas para alcanzar la temperatura de operación.
- c) Para el período de estabilización, el instrumento requiere un tiempo de 48 horas después de que se conecta el cable de alimentación de la batería. Se puede inicializar el software restableciendo el tiempo y fecha, además de borrar la memoria y preparar los parámetros.
- d) Se verifica y ajusta la compensación de temperatura después de que el instrumento se estabilice.
- e) Se verifica y ajusta la corrección de deriva después de que la compensación de temperatura se ha verificado (o ajustado si es necesario). Este procedimiento involucra el funcionamiento del gravímetro durante aproximadamente 24 horas en el modo de Cycling.

4.4 Principio de funcionamiento del gravímetro AUTOGRAV Scintrex CG-3.

El principio de funcionamiento del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 (Fig. 4.2) está basado en un sistema elástico de cuarzo fundido. La fuerza gravitatoria en la masa de prueba es equilibrada por un resorte y una fuerza restauradora electrostática relativamente pequeña. La posición de la masa es alterada por un cambio en la gravedad monitoreándose en un transductor capacitivo de desplazamiento. Un circuito de regeneración automático aplica un voltaje de DC a las placas del condensador produciendo una fuerza electrostática en la masa, que lo devuelve a una posición nula. Se convierte el voltaje de regeneración en una medida del valor relativo de gravedad en el sitio de lectura, la señal digital es transmitida al sistema de adquisición de datos del instrumento por procesar para ser visualizado y almacenado.

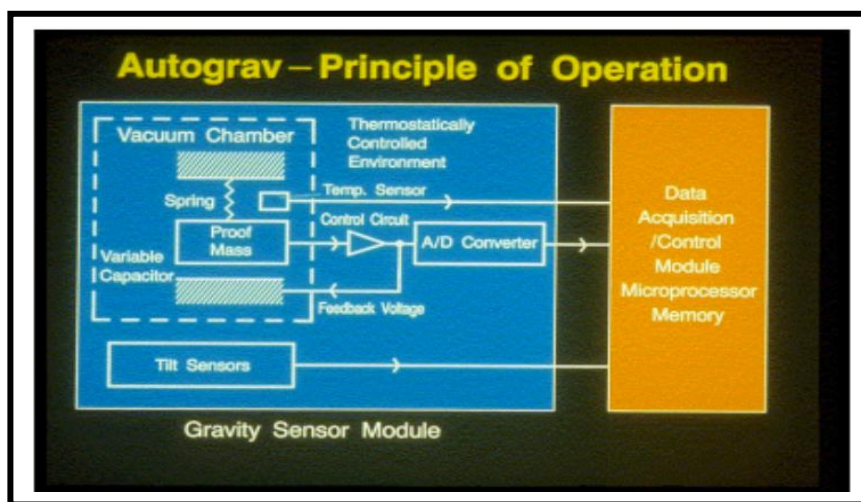


Fig 4.2 Principio de funcionamiento del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 tomado de Autograv CG-3/3M Manual.

4.5 Calibración del gravímetro AUTOGRAV Scintrex CG-3.

La calibración del equipo fue hecha al inicio de la adquisición de los datos; su principal objetivo fue verificar y ajustar el instrumento para el buen funcionamiento del mismo.

Hay algunos parámetros del instrumento que periódicamente deben ser verificados y ajustados siendo éstos:

La Compensación de Temperatura (*Temperature compensation*).

La Corrección de Inclinación (*Tilt correction*).

La Corrección de la Deriva (*Drift correction*).

4.5.1 Compensación de temperatura (*Temperature compensation*)

Importante: La compensación de temperatura debe verificarse y debe ajustarse (sí se requiere) antes de la corrección de la deriva.

La razón de la deriva de la cámara de temperatura es el envejecimiento lento del termistor. Los termistores son usados por el sensor de estabilización térmica para el monitoreo y la compensación de la temperatura de la cámara.

Se debe verificar la compensación de temperatura si el instrumento no ha sido utilizado por más de dos horas y también periódicamente durante los funcionamientos en el campo.

La temperatura del instrumento debe estar en un rango de:

$$-1.0 \text{ mK} < \text{TEMP} < +1.0 \text{ mK}.$$

Es aconsejable reajustar la lectura y compensarla antes de finalizar el rango a ser alcanzado.

Se realizó un levantamiento de monitoreo de temperatura donde los valores conseguidos se encuentran fuera del rango recomendado (Fig. 4.3). Por lo cual se realizó el ajuste del equipo: Se niveló el gravímetro y se removió la tapa protectora, se ajusto el potenciómetro fino colocando el valor de temperatura en cero (Fig.4.4). Se esperó que se estabilizara el gravímetro y se procedió a normalizar la tapa protectora.

Para mayor información refiérase a la sección: cómo verificar y ajustar la compensación de temperatura (Getting Started en la página 2-31 del Manual del equipo).

SCINTREX US.2 AUTOGRAV / Cycling Mode R5.35									
Cycle Time: 900		Ser No: 48788.							
Line: 1.E	Grid: 1.	Job: 2.	Date: 03/06/09	Operator: 1.					
GRAV.: -3327. nGals				Tilt x sensit.: 225.					
GCAL.1: 6272.193				Tilt y sensit.: 250.7					
GCAL.2: 0.				Deq.Latitude: 10.5					
TEMPCO.: -0.1368 nGal/nK				Deq.Longitude: 66.92					
Drift const.: 0.6975				GMT Difference: 4.hr					
Drift Correction Start Time: 16:40:05				Cal.after x samples: 999					
Date: 02/09/08				On-Line Tilt Corrected = "a"					
Station	Grav.	SD.	Tilt x	Tilt y	Temp.	E.T.C.	Dur	# Rej	Time
526.N	788.235*	0.029	1.	-0.	1.44		5	0	15:08:36
526.N	788.235*	0.015	-7.	-3.	1.43		5	0	15:23:36
526.N	788.225*	0.022	-7.	-3.	1.42		5	0	15:38:36
526.N	788.220*	0.020	-2.	-2.	1.42		5	0	15:53:36
526.N	788.210*	0.015	-6.	-3.	1.43		5	0	16:08:36
526.N	788.200*	0.018	-6.	-3.	1.42		5	0	16:23:36
526.N	788.210*	0.017	-6.	-3.	1.43		5	0	16:38:36
526.N	788.195*	0.030	-6.	-3.	1.42		5	0	16:53:36
526.N	788.185*	0.035	-6.	-3.	1.41		5	0	17:08:36
526.N	788.170*	0.012	-6.	-3.	1.41		5	0	17:23:36
526.N	788.155*	0.033	-6.	-3.	1.42		5	0	17:38:36
526.N	788.130*	0.024	-6.	-3.	1.41		5	0	17:53:36
526.N	788.145*	0.022	-5.	-3.	1.42		5	0	18:08:36
526.N	788.130*	0.017	-5.	-3.	1.43		5	0	18:23:36
526.N	788.115*	0.011	-6.	-3.	1.42		5	0	18:38:36

Fig. 4.3 Compensación de Temperatura del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 antes de la Calibración

SCINTREX US.2 AUTOGRAV / Cycling Mode R5.35									
Cycle Time: 900		Ser No: 48788.							
Line: 1.E	Grid: 1.	Job: 2.	Date: 03/06/11	Operator: 1.					
GRAV.: -3327. nGals				Tilt x sensit.: 225.					
GCAL.1: 6272.193				Tilt y sensit.: 250.7					
GCAL.2: 0.				Deq.Latitude: 10.5					
TEMPCO.: -0.1368 nGal/nK				Deq.Longitude: 66.92					
Drift const.: 0.59836				GMT Difference: 4.hr					
Drift Correction Start Time: 15:49:11				Cal.after x samples: 999					
Date: 03/06/10				On-Line Tilt Corrected = "a"					
Station	Grav.	SD.	Tilt x	Tilt y	Temp.	E.T.C.	Dur	# Rej	Time
500.N	751.085*	0.024	-8.	-4.	-0.08		5	0	00:04:53
500.N	751.100*	0.049	-9.	-4.	-0.08		5	0	00:19:53
500.N	751.110*	0.012	-9.	-4.	-0.08		5	0	00:34:53
500.N	751.120*	0.014	-9.	-4.	-0.09		5	0	00:49:53
500.N	751.140*	0.014	-9.	-4.	-0.07		5	0	01:04:53
500.N	751.140*	0.033	-9.	-4.	-0.07		5	0	01:19:53
500.N	751.135*	0.020	-9.	-4.	-0.09		5	0	01:34:53
500.N	751.155*	0.013	-9.	-4.	-0.07		5	0	01:49:53
500.N	751.195*	0.016	-9.	-4.	-0.08		5	0	02:04:53
500.N	751.190*	0.021	-9.	-4.	-0.08		5	0	02:19:53
500.N	751.215*	0.039	-9.	-4.	-0.08		5	0	02:34:53
500.N	751.220*	0.036	-9.	-4.	-0.09		5	0	02:49:53
500.N	751.205*	0.018	-9.	-4.	-0.09		5	0	03:04:53
500.N	751.190*	0.045	-9.	-4.	-0.09		5	0	03:19:53
500.N	751.235*	0.036	-9.	-4.	-0.10		5	0	03:34:53

Fig. 4.4 Compensación de Temperatura del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 Ajustada

4.5.2 Corrección de Inclinación (*Tilt correction*)

La condición de ajuste de inclinación perfecta es la coincidencia de cero inclinación (tilts) del instrumento, definida por la lectura digital y las burbujas niveladas referidas a la horizontal, mostradas por el máximo sensor de salida.

Al lograr estas condiciones, se debe ajustar el sensor de inclinación en la posición cero además de la sensibilidad del sensor de inclinación. El sensor de inclinación es un ajuste del hardware mientras la sensibilidad de sensor de inclinación se ajusta vía el teclado.

Los sensores de inclinación se ajustan antes de que el instrumento deje la fábrica (Scintrex S.A). Además son muy estables bajo condiciones de operación normal. Sólo necesitan ser verificados cada dos meses aproximadamente.

El ajuste de los sensores de inclinación a cero se realizó de la siguiente manera:

Los errores ceros X_e y Y_e son medidos y ajustados en un eje de tiempo arrancando con el eje X.

Midiendo el error X_e

1. – Se inicializa el sistema con los siguientes parámetros.

Tabla 4.2 Parámetros para el calculo del Error X_e

Parameter	Setting
Mode	Field
Read Time	120
Tilt Correction	Selected
Tide Correction	Selected
Auto Rejection	Selected
Stop: Err. < Lim	Disabled

2. – Colocar el gravímetro en el trípode en un lugar donde el suelo esté sólido (Concreto preferiblemente). Un suelo de madera o alfombra no es conveniente.

3. – Presionar la tecla Start y los valores de INCLINACIÓN (Tilts) aparecerán en la pantalla.

4. – Ajustar el trípode hasta $X = 150 \pm 10$ y $Y = 0 \pm 5$.

5. – Esperar por 5 minutos y anotar el valor exacto (X1) como lo muestra la pantalla.
6. - Tomar una lectura y grabar lo leído como R1.
7. – Se cambia el ajuste girando el tornillo delantero del trípode en sentido contrario a las agujas del reloj hasta $X = -150 \pm 10$ y si es necesario ajustar los tornillos traseros hasta que $Y = 0 \pm 5$.
8. - Esperar por 5 minutos y anotar el valor exacto (X2) como lo muestra la pantalla.
9. - Tomar nuevamente la lectura y se graba lo leído como R2.
10. – Se calcula el error usando la siguiente fórmula.

$$X_e = \frac{R_2 - R_1}{X_1 - X_2} \times 43386 \quad \text{Ec. 4.1}$$

donde X1, X2 y Xe están en unidades de arco segundo y R1, R2 están en miligales.

Si $X_e \neq 0$, debe hacerse un ajuste fino en el gravímetro para que las lecturas no niveladas se compensen correctamente. Para realizar el ajuste debe seguirse las siguientes instrucciones:

1. - Dejar el instrumento en $X = X_2$, $Y = 0$.
- 2.- Remover la cara principal del equipo. Refiérase a la página 2-32 del manual.
3. – Presionar la tecla Start para poner el instrumento en el modo AJUSTE.
4. - Chequear los valores de INCLINACIONES (Tilts) y si es necesario colocar $Y = 0 \pm 2$ y $X = X_2 = -150 \pm 10$. No se debe ajustar X2 al valor anterior.
- 5.- Ajustar el sensor de Inclinación X con el potenciómetro de ajuste fino (vea Figura 16 en página 6-7) hasta que se observe que el valor de inclinación X en la pantalla de cristal líquido sea $X_2' = X_2 + X_e$.

Nota: La sensibilidad del potenciómetro es aproximadamente 2.5 arcsec / vuelta. La lectura del contador se incrementa en el sentido de las agujas del reloj.

Nota: Si el potenciómetro de AJUSTE FINO se sale de rango en el paso 5, refiérase a la sección del Sensor Ordinario de Inclinación de Ajuste Cero en la página 6-10 del manual.

6. – Se debe repetir la medida de X_e y hacer otro ajuste si es necesario.

Para el error Y_e se realiza el mismo procedimiento que se hizo para X_e , dejando a $X = 0 \pm 2$ hasta que el valor de Y_e se anule.

La sensibilidad del sensor de inclinación no fue necesario ajustarla. De todas formas refiérase a la sección Ajuste del Sensor de Inclinación de Sensibilidad (TILTXS, TILTYS) en la página 6-12 del manual.

Tabla 4.3 Corrección del Sensor de Inclinación X (Tilt X)

Intento	R1	X1	R2	X2	X_e
1	751,075	-160	751,110	142	-5,03
2	751,110	150	751,090	-153	-2,86
3	751,090	-152	751,087	152	0,43
4	751,088	152	751,088	-153	0,00

Tabla 4.4 Corrección del Sensor de Inclinación Y (Tilt Y)

Intento	R1	Y1	R2	Y2	Y_e
1	751,130	-151	751,145	149	2,17
2	751,145	149	751,125	-152	2,88
3	751,125	-152	751,128	150	0,43
4	751,129	151	751,129	-152	0,00

4.5.3 Corrección de la Deriva Instrumental (*Drift correction*).

Durante el primer mes de funcionamiento del instrumento, se debe verificar la corrección de la deriva una vez por semana.

Después de un periodo de cuatro semanas, se debe verificar la corrección de la deriva una vez por mes o más tiempo dependiendo de las características individuales del instrumento.

IMPORTANTE: Si un instrumento se ha apagado durante varias semanas (nunca debe hacerse sin una razón válida), él mismo debe ponerse a punto como si fuera nuevo. Ver la sección 2 del Manual.

En todo caso, la corrección de la deriva debe verificarse en intervalos no mayores de tres meses. (vea página 3-26 a página 3-28 del manual).

La corrección de deriva no debe ajustarse en todas las estaciones a ser medidas durante un estudio de campo, sino tomar las medidas de la deriva obtenida de una estación base.

La corrección de deriva corrige la relajación de tensión en el sistema elástico. Puede haber una cantidad pequeña de deriva adicional inducida por el transporte y manejo, pero no debe pensarse que la corrección de la deriva la elimina ya que generalmente no es constante y depende de las condiciones del transporte.

Ajuste de la deriva del gravímetro Autograv Scintrex CG-3.

IMPORTANTE: Siempre se debe verificar primero y ajustar si es necesario la compensación de temperatura antes de ajustar la corrección de la deriva del instrumento.

1. Después de ajustar la compensación de temperatura, se presiona cualquier tecla para desplegar en la pantalla del equipo como está nivelado el mismo, es decir las inclinaciones X e Y.

2. Se nivela el instrumento (usando los procedimientos de arreglo de trípode) dentro de un rango de - 10 a + 10 arcsegundos aproximadamente ambos eje.

3. Se coloca en MODO CYCLING y se presiona la tecla Start para que comience a tomar lecturas.

4. El gravímetro toma automáticamente una lectura una vez cada 600 segundos, en este caso se programó para que lo hiciera cada 900 segundos (15 minutos), guardándose estos datos en un archivo.

5. Después de aproximadamente 24 horas, se detiene con la tecla Stop del equipo el ciclo de lectura.

6. A través del setting del equipo se obtiene la salida de los resultados para así entonces empezar a realizar los cálculos.

SCINTREX V5.2		AUTOGRAV / Cycling Mode		R5.35					
Cycle Time: 900				Ser No: 48788.					
Line:	1.E	Grid:	1.	Job:	2.	Date:	03/06/09	Operator:	1.
GREF.:				-3327. mGals		Tilt x sensit.:		225.	
GCAL.1:				6272.193		Tilt y sensit.:		250.7	
GCAL.2:				0.		Deg.Latitude:		10.5	
TEMPCO.:				-0.1368 mGal/mK		Deg.Longitude:		66.92	
DRIFT	Drift const.:		0.6975		GMT Difference:		4.hr		
Drift Correction Start			Time: 16:40:05		Cal.after x samples:		999		
			Date: 02/09/08		On-Line Tilt Corrected = ""				

	Station	Grav.	SD.	Tilt x	Tilt y	Temp.	E.T.C.	Dur	# Rej Time
R1, T1	→ 526.N	738.235*	0.029	1.	-0.	1.44		5	0 15:08:36
	526.N	738.235*	0.015	-7.	-3.	1.43		5	0 15:23:36
	526.N	738.225*	0.022	-7.	-3.	1.42		5	0 15:38:36
	526.N	738.220*	0.020	-2.	-2.	1.42		5	0 15:53:36
	526.N	738.210*	0.015	-6.	-3.	1.43		5	0 16:08:36
	526.N	738.200*	0.018	-6.	-3.	1.43		5	0 16:23:36
	*****	*****	*****	*****	*****	*****		*****	*****
	*****	*****	*****	*****	*****	*****		*****	*****
	*****	*****	*****	*****	*****	*****		*****	*****
	526.N	738.110*	0.012	-6.	-3.	1.39		5	0 13:38:36
	526.N	738.120*	0.021	-5.	-3.	1.39		5	0 13:53:36
R2, T2	→ 526.N	738.140*	0.037	-6.	-3.	1.39		5	0 14:08:36
	526.N	738.110*	0.043	-6.	-3.	1.38		5	0 14:23:36

Fig. 4.5 Datos de la Deriva Instrumental del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 antes de ser ajustada

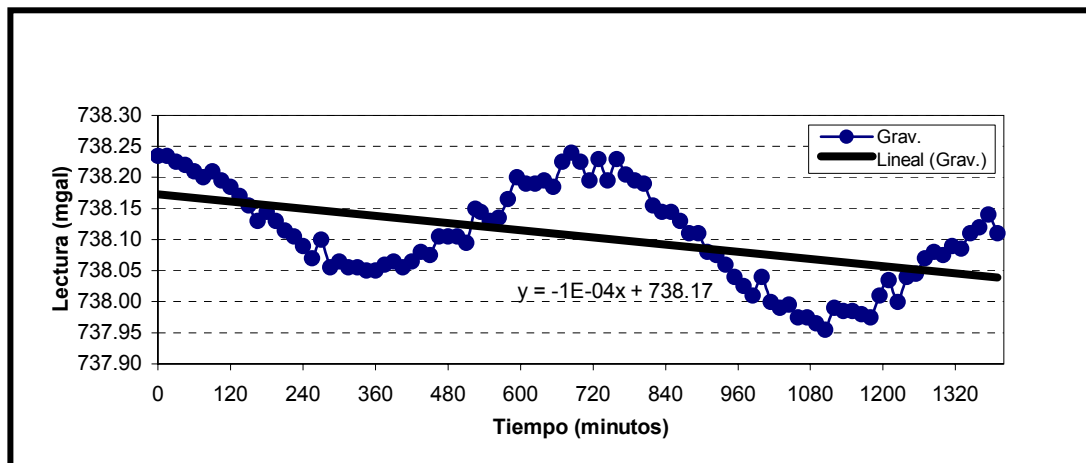


Fig. 4.6 Deriva Instrumental del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 antes de ser ajustada

Al observar la Fig. 4.6 se observa que la deriva instrumental (0.13 mgal/día) del equipo es alta en comparación a los parámetros del manual del gravímetro (0.02 mgal/día), por lo que se procedió a calcular la misma de acuerdo a las formulas indicadas en la sección de Ajuste de Corrección de la Deriva en la página 2-37 del manual del instrumento, para posteriormente introducir esta corrección vía teclado al gravímetro.

Cálculo para la Corrección de la Deriva del Gravímetro:

Para el cálculo se utilizó la siguiente formula:

$$Drift' = Drift + \frac{R2 - R1}{T2 - T1} \quad Ec. 4.2$$

donde las constantes utilizadas pertenecen a la Fig.4.5 y corresponden a:

Drift: constante de corrección de deriva que va a hacer corregida.

Drift': nueva constante de corrección de deriva.

R1 y R2: Lecturas de gravedad en mgal.

T1 y T2: Lecturas de tiempo correspondientes al tiempo que se obtuvo las lecturas R1 y R2.

R2 = 738.140 mgal ; T2 = 14:08:36 del 10/06/2003

R1 = 738.235 mgal ; T1 = 15:08:36 del 09/06/2003

Drift = 0.6975 del día 08/09/2002

R2 - R1 = -0.095 mgal ; T2 - T1 = 23 horas = 0.9583 días.

$$Drift' = 0.6975 + \frac{-0.095 \text{ mgal}}{0.9583 \text{ días}} = 0.59836 \text{ mgal/día}$$

$$Drift' = 0.59836 \text{ mgal/día}$$

SCINTREX V5.2	AUTOGRAV / Cycling Mode	R5.35
Cycle Time: 900		Ser No: 48788.
Line: 1.E Grid: 1.	Job: 2.	Date: 03/06/11 Operator: 1.
REF.: -3327. mGals		Tilt x sensit.: 225.
GCAL.1: 6272.193		Tilt y sensit.: 250.7
GCAL.2: 0.		Deg.Latitude: 10.5
TEMPC0.: -0.1368 mGal/mK		Deg.Longitude: 66.92
DRIFT' Drift const.: 0.59836		GMT Difference: 4.h:
Drift Correction Start Time: 15:49:11		Cal.after x samples: 999
Date: 03/06/10		On-Line Tilt Corrected = ""

Station	Grav.	SD.	Tilt x	Tilt y	Temp.	E.T.C.	Dur	#	Rej	Time
500.N	751.180*	0.006	-11.	-2.	-0.11		5	0		16:49:53
500.N	751.185*	0.029	-11.	-2.	-0.12		5	0		17:04:53
500.N	751.165*	0.021	-11.	-2.	-0.10		5	0		17:19:53
500.N	751.160*	0.010	-11.	-2.	-0.14		5	0		17:34:53
500.N	751.150*	0.014	-11.	-2.	-0.12		5	0		17:49:53
500.N	751.140*	0.039	-11.	-2.	-0.12		5	0		18:04:53
*****	*****	*****	*****	*****	*****		*****	*****	*****	
*****	*****	*****	*****	*****	*****		*****	*****	*****	
*****	*****	*****	*****	*****	*****		*****	*****	*****	
500.N	751.000*	0.042	-10.	-4.	-0.12		5	0		11:34:53
500.N	750.995*	0.031	-9.	-4.	-0.12		5	0		11:49:53
500.N	751.015*	0.017	-10.	-4.	-0.13		5	0		12:04:53
500.N	751.005*	0.041	-10.	-4.	-0.13		5	0		12:19:53

Fig. 4.7 Datos de la Deriva Instrumental del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 ajustada

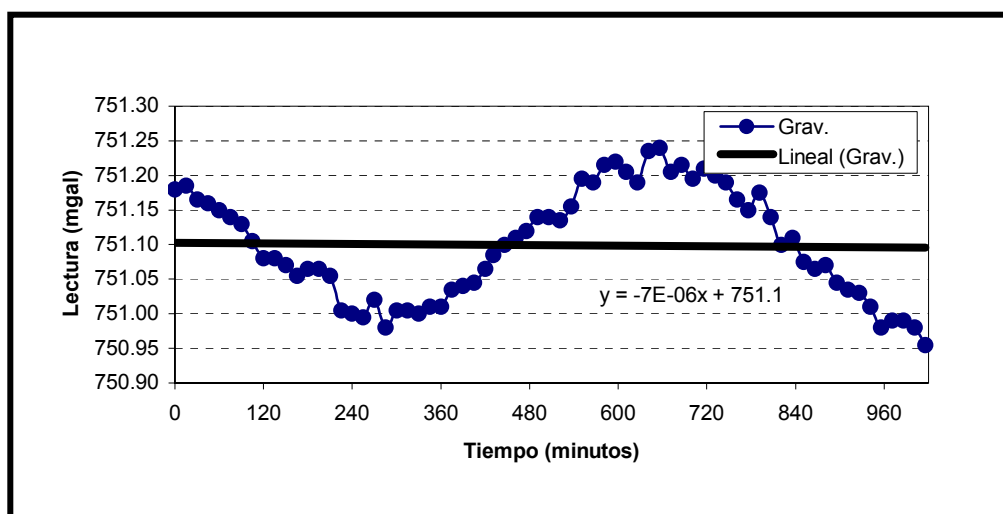


Fig. 4.8 Deriva Instrumental del gravímetro Autograv Scintrex CG-3 ajustada

En la Fig. 4.8 se observa que la deriva instrumental corregida a través del calculo del Drift (0.0077 mgal/día) se encuentra por debajo en comparación a los parámetros del manual del equipo (0.02 mgal/día).

Para mayor información refiérase a la sección: cómo ajustar la corrección de deriva del instrumento (Adjusting Drift Corrections en la página 2-36 del Manual del equipo).

4.6 Adquisición de datos

En el presente estudio se divide la adquisición en tres partes diferentes:

Adquisición Gravimétrica.

Adquisición Topográfica.

Adquisición de Pozos.

Adquisición Gravimétrica. Consistió en el levantamiento de una red de 540 estaciones gravimétricas ordinarias, donde 48 fueron adquiridas anteriormente por FUNVISIS, en el área del Municipio Libertador Distrito Metropolitano de Caracas, con un espaciamiento entre 500 y 250 [m], sobre puntos cuyas coordenadas y cotas fueron controladas con posicionadores satelitales portátiles (GPS) y mapas a escala 1:5000.

Los datos fueron incorporados a la Red Gravimétrica Nacional mediante su amarre a través de BM de gravedad y cotas localizados en el área de estudio. Específicamente en Caño Amarillo, Bello Monte y Altamira (Tabla 4.1).

La Fig. 4.9 muestra el mapa de ubicación de las 540 estaciones, donde las adquiridas en este estudio tienen un símbolo de color rojo mientras que las otorgadas por FUNVISIS, el símbolo es de color azul.

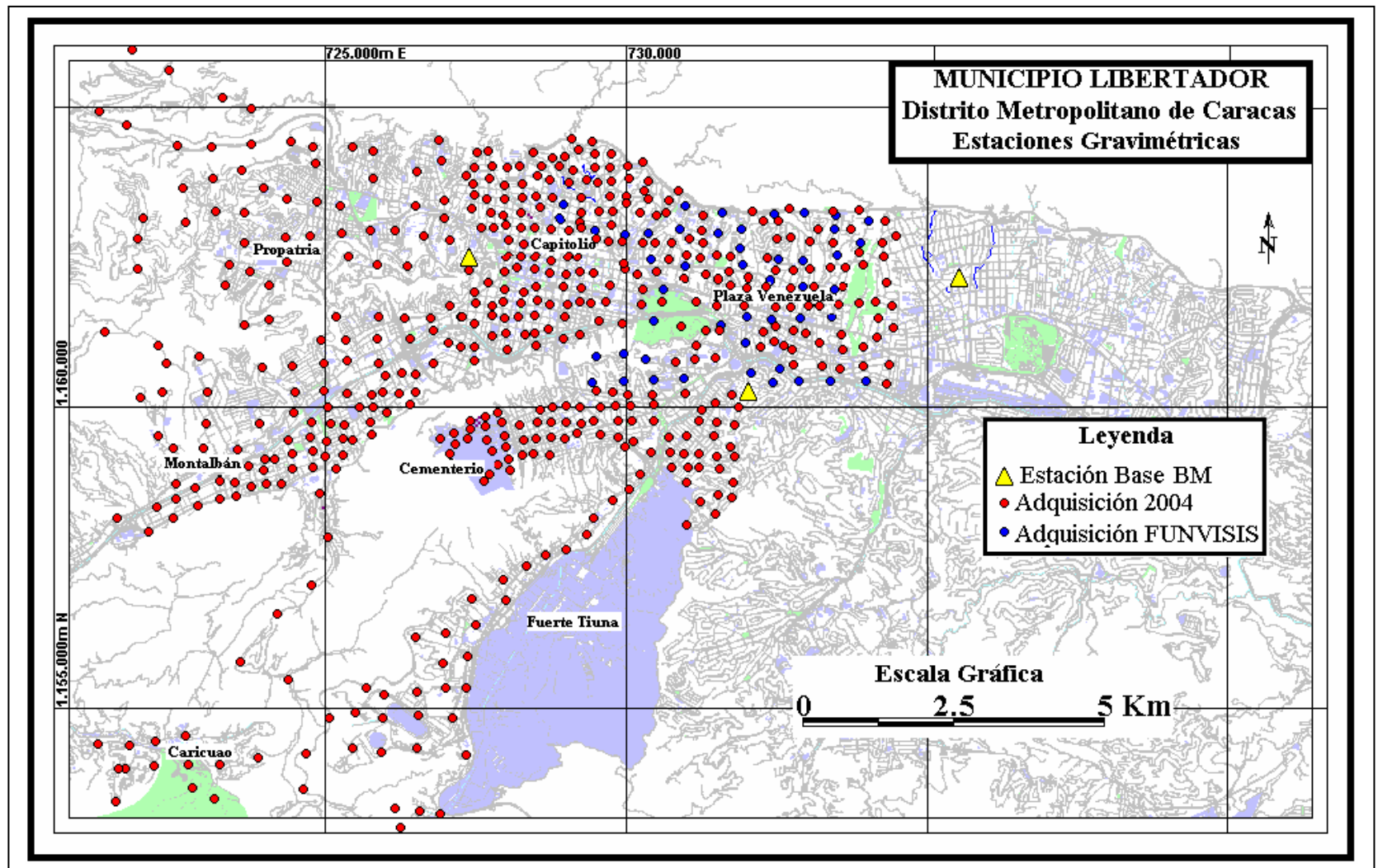


Fig. 4.9 Mapa de Ubicación de las Estaciones Gravimétricas

Adquisición Topográfica: Este levantamiento se llevó a cabo durante la adquisición gravimétrica por medio de un altímetro analógico. Luego a través de unas imágenes digitalizadas de mapas a escala 1:5000 pertenecientes a la Base Cartográfica Metropolitana de Caracas, aportadas por Hidrocapital, se verificaron los resultados arrojados. Éstas fueron procesadas por medio de los softwares MapInfo y Vertical Mapper para georeferenciarlas. También se utilizaron mapas topográficos cartografiados por el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar a escala 1:5000 correspondientes a la zona de estudio. En la Fig. 4.10 se observa el mapa topográfico elaborado con los datos adquiridos en la zona de estudio.

El procesamiento de las imágenes consistió en hacer una malla de puntos (Grid) a través de la conversión de cada una de las líneas topográficas en puntos e interpolarlas con el fin de realizar posteriormente la corrección topográfica de la zona.

Es importante señalar que el área de Fuerte Tiuna no se encuentra digitalizada en las imágenes de Hidrocapital por lo que fue digitalizada y georeferenciada en este estudio a través de mapas a escala 1:5000 cartografiados por el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar.

Adquisición de Pozos: Adicionalmente a la actividad gravimétrica y topográfica, se recolectó información actualizada de 38 pozos de Hidrocapital (Fig. 4.11), 18 pozos nuevos y 20 pozos trabajados anteriormente por (Kantak, 2001) donde se actualizan en este estudio sus profundidades de acuerdo a la Ficha Técnica del Pozo (Apéndice A). También se encuentra una recopilación de datos de pozos de (Kantak, 2001) de distintas fuentes (Delaware, Weston Geophysics, Hidrocapital e Ingeniería de Suelos), además de datos de refracción de un estudio hecho por FUNVISIS (ECCAR Estudio Cortical de Caracas) en junio del 2001.

Esta información de profundidades de tope de roca proporcionó una nueva actualización del mapa de espesores de sedimentos de la región de Caracas. Como se puede ver en la Fig. 4.12.

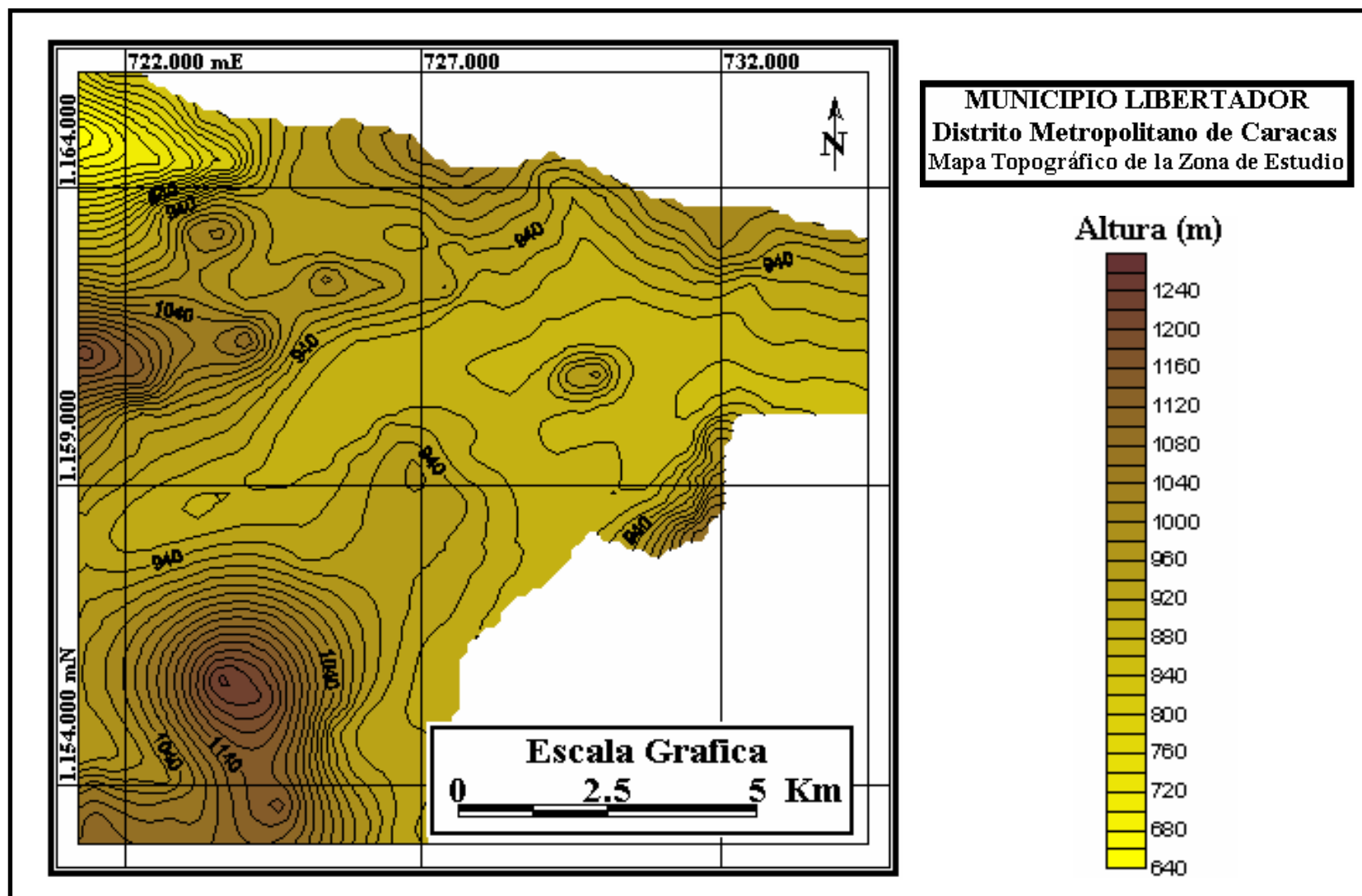


Fig. 4.10 Mapa Topográfico de la Zona de Estudio.

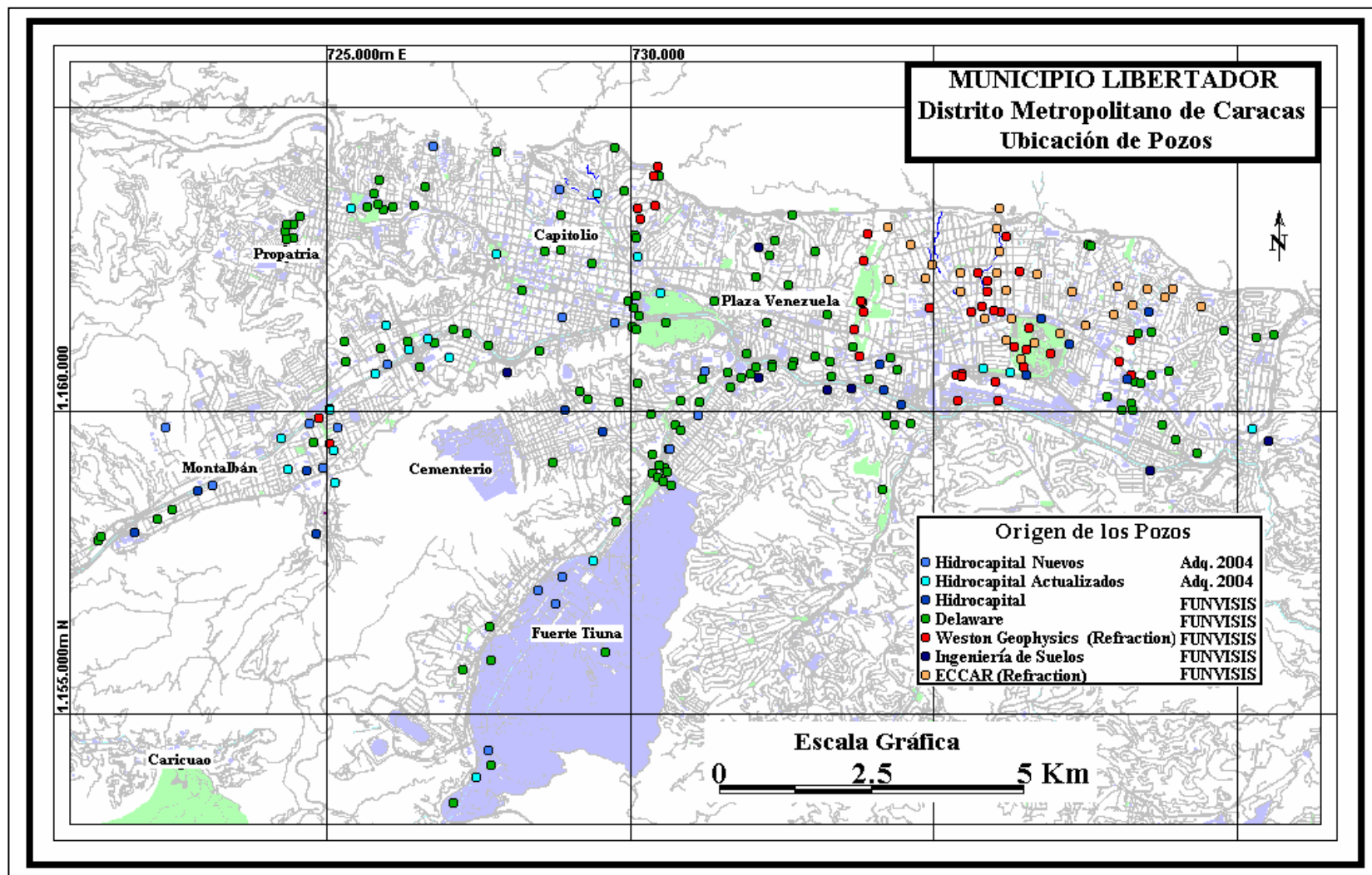


Fig. 4.11 Mapa Ubicación de Pozos.

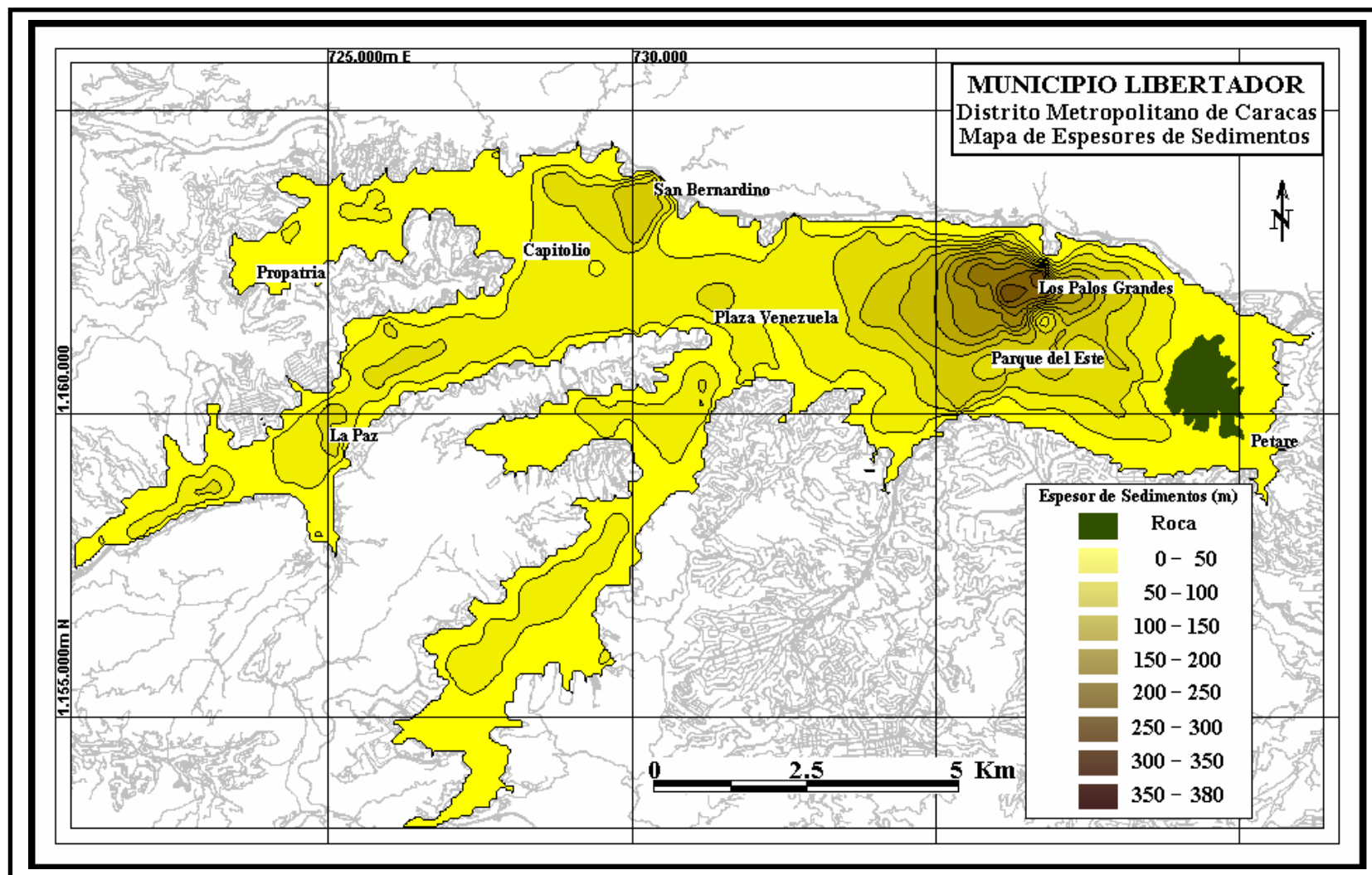


Fig. 4.12 Mapa de Espesores de Sedimentos.

CAPÍTULO V. PROCESAMIENTO.

El procesamiento mostrado en este trabajo se encuentra dividido en dos fases. La fase de procesamiento de datos, que involucra todos los cálculos de las respectivas correcciones para obtener la anomalía de Bouguer; y la fase de procesamiento avanzado, la cual tiene una parte cualitativa que tiene en su contenido las separación de las anomalías residuales y regionales, cálculo de la derivada vertical y una evaluación estadística y geoestadística de los datos gravimétricos.

En cuanto a la parte cuantitativa de la fase del procesamiento avanzado se realizó el Análisis Espectral, la Deconvolución de Euler y tres modelos con el programa GM-SYS.

5.1 Fase de Procesamiento de Datos

En esta fase se realizan todas las correcciones a los datos por todos los efectos que puedan afectar la gravedad, quedando como único causante de la alteración de la gravedad las variaciones laterales de las densidades de los materiales del subsuelo, permitiendo así ubicar estructuras como antiforres, sinforres, fallas, mineralizaciones, entre otros., que son las que ocasionan contrastes de densidades.

5.1.1 Cálculo de la Gravedad Observada

Para el cálculo de la gravedad observada se siguió la siguiente relación:

$$G_{obs} = (Valor_{mgales} - Valor_{(Bases)}) + CM + CD + G_{abs (Base)}. \quad Ec. 5.1$$

Donde:

G_{obs} es la Gravedad observada de la estación.

$Valor_{mgales}$ es la lectura en miligales de la estación.

$Valor_{(Bases)}$ es la lectura en miligales de la estación base.

CM es la corrección por mareas.

CD es la corrección por deriva instrumental.

$G_{abs(Base)}$ es la gravedad absoluta de la estación base.

5.1.2 Corrección por Mareas y Deriva Instrumental.

El efecto lunisolar causado por la atracción gravitatoria del Sol y la Luna, fue corregido por una macro elaborado con el programa Excel de Microsoft en FUNVISIS. Ésta fue programada basándose en las Fórmulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun elaboradas por I. M. Longman en 1959 (Apéndice B).

La deriva instrumental, diferencia entre lecturas realizadas en una misma estación en un cierto intervalo de tiempo, causada por variaciones del sistema mecánico del equipo, fue corregida a través de un control de la deriva diurna mediante una estación fija ubicada en el Departamento de Sismología de FUNVISIS.

El control de esta deriva se llevó a cabo el día 11 de junio del 2003, tomando lecturas cada 15 minutos entre las 06:04:53 am y las 20:04:53 pm.

Los intervalos de tiempo en los cuales puede considerarse lineal la variación de las lecturas, de acuerdo a la curva de la deriva diurna (Fig. 5.1), son los siguientes:

06:04 am a 08: 49 am., 9:04 am a 9:49 am., 9:49 am a 12:19 pm., 12:34 pm. a 14:34 pm., 14:49 pm a 15:49 pm., 15:49 pm a 20:04 pm.

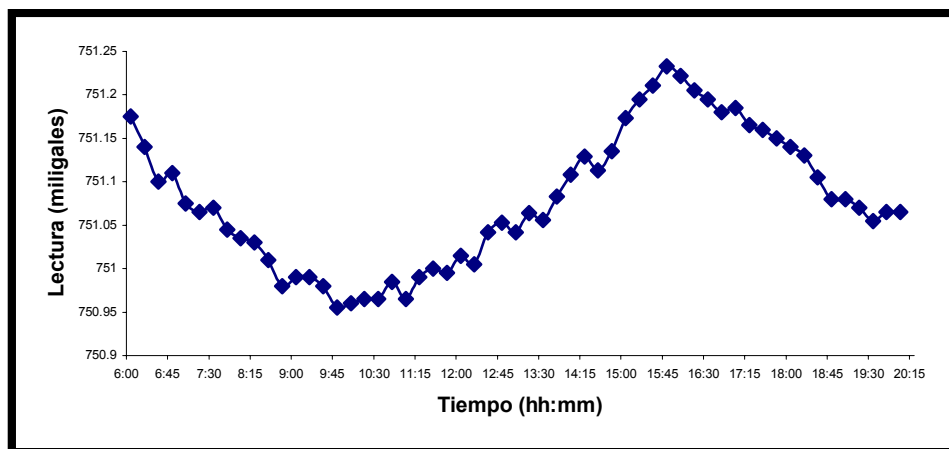


Fig. 5.1 Deriva Diurna del día 11 de Junio del 2003.

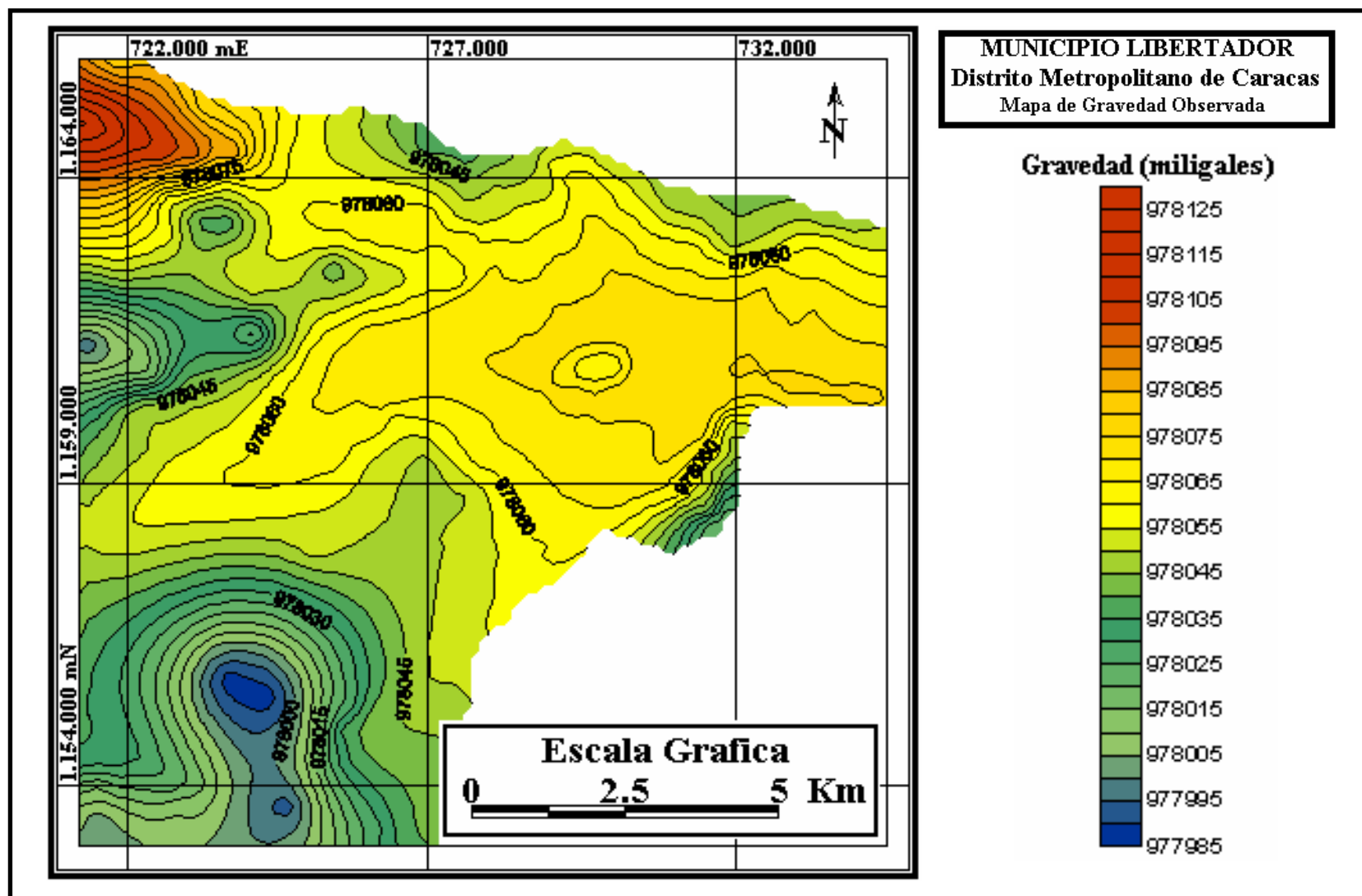


Fig. 5.2 Mapa de Gravedad Observada de la Zona de Estudio.

5.1.3 Cálculo de la Anomalía de Bouguer.

La Anomalía de Bouguer toma en cuenta la diferencia entre la gravedad observada absoluta (Gobs) y la gravedad teórica (Gteo) en cada una de las estaciones. Para ello se necesita realizar una secuencia de cálculos de acuerdo a la siguiente relación.

$$\text{Anomalía de Bouguer (AB)} = \text{Gobs} \pm \text{Cal} \mu \text{ CBou} + \text{Ctopo} - \text{Gteo} \quad \text{Ec. 5.2}$$

Donde:

Gobs es la gravedad observada.

Cal es la corrección de Aire Libre.

CB es la corrección de Bouguer.

CT es la corrección Topográfica.

Gteo es la gravedad teórica.

La densidad utilizada para el cálculo de la Anomalía de Bouguer fue de 2.4 gr/cm³, debido a que éste valor es el más representativo de las rocas de la región de Caracas.

Para la gravedad teórica se utilizó la fórmula internacional correspondiente al elipsoide de referencia de 1967, la cual fue adoptada en la Asamblea de la IAG (Asociación Internacional de Geodesia).

$$g_{o (GRS67-1)} = 9.78031846(1 + 0.005278895 \text{Sen } \theta^2 + 0.000023462 \text{Sen } \theta^4) 100000 - (0.3086 * 850) \quad \text{Ec.5.3}$$

donde g_o es la gravedad a la latitud θ al nivel del mar. El factor 9.78031846 es el valor de la gravedad en el ecuador ($\theta = 0$).

Con esta fórmula se calcula el valor normal o teórico de la gravedad g_o en cualquier latitud.

5.1.3.1 Corrección de Aire Libre

Esta corrección considera el efecto que tiene la altura de la estación respecto al nivel de referencia sobre el valor de gravedad leído. Es decir contrarresta el efecto de la variación vertical de la gravedad observada sobre la estación. La expresión para el cálculo de esta corrección es la siguiente:

$$C_{\text{Aire Libre}} = 0.3086 h \text{ (miligales).} \quad \text{Ec. 5.4}$$

Donde h es la diferencia entre la altura sobre el nivel medio del mar de la estación y el nivel de referencia utilizado, que en este caso es 850 metros sobre el nivel medio del mar. Este valor será sumado debido a que todas las estaciones se encuentran por encima del datum.

5.1.3.2 Corrección de Bouguer

Esta corrección toma en cuenta el efecto de atracción que ejercen las masas situadas entre el nivel de referencia y el punto de observación. Para afrontar dicho efecto se supone una lámina horizontal infinita de espesor igual a la diferencia de altura entre la estación y el nivel de referencia y de densidad ρ .

$$C_{\text{Bouguer}} = 0.04191 \rho h. \quad \text{Ec. 5.5}$$

Donde:

h es la diferencia de altura entre la estación y el nivel de referencia.

ρ es la densidad más representativa de las rocas ubicadas entre la estación y el nivel de referencia expresada en gr/cm^3 .

Si la estación se encuentra por encima del nivel de referencia, se debe restar este factor ya que esto eliminaría el efecto atractivo que tiene dicha lámina sobre la estación. En caso contrario, si la estación está por debajo del nivel de referencia, el factor de corrección se debe sumar para contrarrestar el déficit del efecto atractivo que tiene la estación por la carencia de dicha lámina sobre la misma.

5.1.3.3 Corrección Topográfica

La corrección topográfica es la que toma en cuenta el efecto gravífico de las masas por encima y por debajo del nivel h de la estación.

El material por encima de la estación atrae a la masa en el sentido opuesto a la fuerza de la gravedad, mientras el material por debajo actuará en sentido contrario. Puesto que el efecto del material del valle habría que restarlo a la corrección de Bouguer y ésta es negativa, la corrección total topográfica irá siempre sumada a la gravedad observada.

La Anomalía de Bouguer asume que por debajo de la elevación del suelo la gravedad observada es plana. En áreas montañosas o áreas de terreno localmente rústico, la anomalía de Bouguer puede tener un error significativo. Para corregir este error se puede modelar el efecto del terreno que rodea al punto de observación y se puede agregar una corrección a la anomalía de Bouguer.

Para hallar esta corrección se debe conocer la topografía alrededor de cada estación, además de la densidad de las rocas del entorno. Adicionalmente se emplean unas tablas ideadas por Hayford, Bowie y Hammer, que consisten en una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación y divididos en sectores o compartimientos, cada cual con una contribución conocida por unidad de elevación media. Cuanto mayor es la distancia a la estación, mayor es la zona de igual efecto topográfico. La corrección total se obtiene sumando las contribuciones de cada compartimiento hasta una distancia en la que el efecto se hace insignificante (Dobrin, 1961).

En la actualidad se utilizan programas especializados para realizar este tipo de corrección, como es el caso del programa TERRAIN de GEOSOFT Inc. V 4.00.03 utilizado en este estudio.

El siguiente diagrama (Fig. 5.3) ilustra la técnica que está implementada en el programa TERRAIN usando una combinación de métodos descrita por Nagy (1966) y Kane (1962):

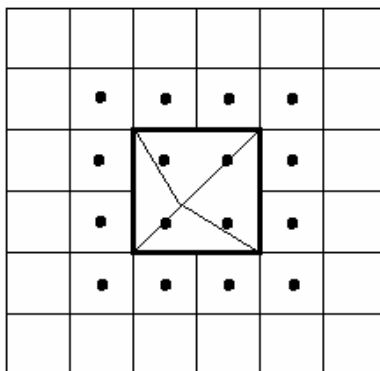


Fig. 5.3. Técnica de Corrección por el TERRAIN

Para cada estación (●), el TERRAIN calcula una corrección cerca de la estación, basada en cuatro secciones triangulares mostradas en la Fig. 5.3. Cada sección triangular define una superficie entre la estación de gravedad y la elevación promedio diagonal a cada esquina, que es a su vez un promedio de cuatro celdas adyacentes de la malla. De esta manera, la ubicación de una estación de gravedad nunca puede ser cerrada a 1/2 celda de la malla ni hacia el borde de la región de corrección. Esto minimiza el error debido a las diferencias entre las elevaciones de la malla y la verdadera elevación de la estación.

Hay que estar consciente que este método puede interpolar correcciones en estaciones que están cerca de altos o bajos topográficos.

A una distancia de 8 celdas de la estación, el efecto del terreno es calculado usando la aproximación de cuadrados al prisma de Nagy (1966) para cada punto de la malla. Más allá de 8 celdas, se utiliza la aproximación cilíndrica a un cuadrado descrito por Kane (1962). También se usa, para mejorar la eficacia, duplicar el tamaño de cada celda del prisma, y más allá de 16 celdas se dobla de nuevo a 16 celdas, y así sucesivamente.

Al procesar los datos de un archivo de datos crudos, el TERRAIN agregó la columna de corrección de terreno al archivo de datos crudos. El TERRAIN aplicó la corrección a archivos con extensiones. XYZ y generó como salida un archivo .DAT.

La ventana de estudio utilizada para la corrección topográfica es: X min. 680.000, X max. 820.000, Y min. 1.120.000 y Y max. 1.220.000 (coordenadas UTM), abarcando un área de datos de 14.000 Km².

Al programa se le suministraron más de 5 millones de datos (5.758.320) divididos entre datos topográficos a escala 1:25.000 pertenecientes a FUNVISIS, datos a escala 1:5.000 de la Base Cartográfica Metropolitana de Caracas aportados por Hidrocapital, además de datos del área de Fuerte Tiuna y datos de las estaciones adquiridas, ambos a escala 1:5.000.

Es importante señalar que los datos aportados por Hidrocapital fueron procesadas por medio de los programas MapInfo, Vertical Mapper y Microsoft Access para poderlos georeferenciar, ya que simplemente eran imágenes digitalizadas.

El procesamiento de las imágenes consistió en hacer una malla de puntos (Grid) a través de la conversión de cada una de las líneas topográficas en puntos e interpolarlas.

El área de Fuerte Tiuna no se encuentra digitalizada en las imágenes de Hidrocapital por lo que fue digitalizada y georeferenciada en este estudio a través de mapas a escala 1:5000 cartografiados por el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar.

La Fig. 5.4 muestra el mapa topográfico a escala 1:25.000 con un área identificada en color rojo donde se encuentran los datos a escala 1: 5.000 ,utilizados para la corrección topográfica.

En la Fig. 5.5 se observa el mapa de isocorrección topográfica obtenido con el programa TERRAIN del área de estudio.

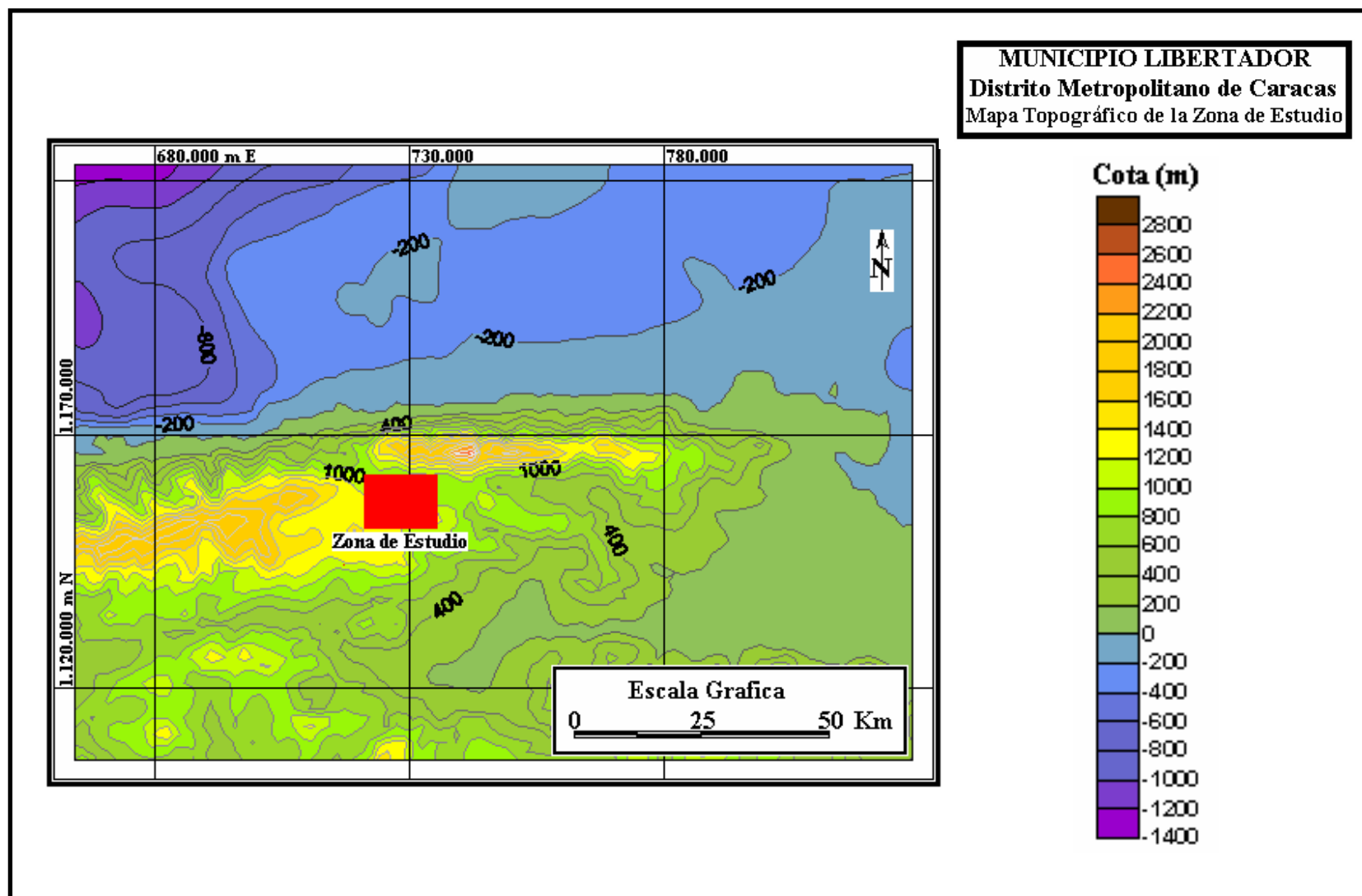


Fig. 5.4 Mapa Topográfico utilizado para la Corrección Topográfica.

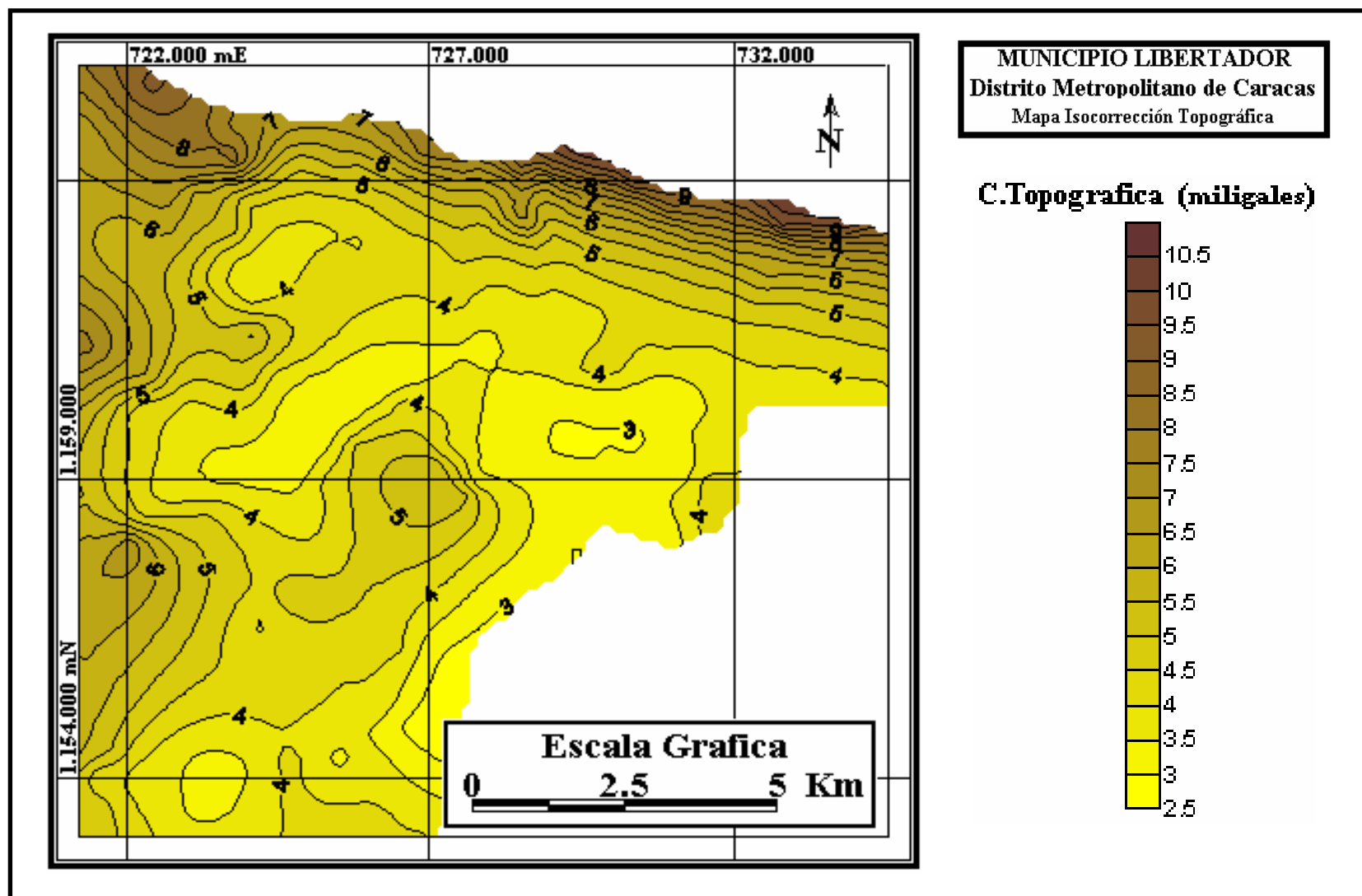


Fig. 5.5 Mapa de Isocorrección Topográfico obtenido con el TERRAIN.

5.2 Fase de Procesamiento Avanzado Cualitativo

5.2.1 Evaluación Estadística y Geoestadística de los Datos Gravimétricos.

Para verificar y cuantificar la calidad de los datos, se realizó un análisis estadístico haciendo pruebas clásicas y pruebas no paramétricas disponibles en el programa SPSS Versión 10.0, obteniéndose los siguientes resultados:

Tabla 5.1 Estadísticos

N	Válidos	541
	Perdidos	0
Media		138,5614
Mediana		139,7547
Moda		141,33
Desv. típ.		5,3068
Varianza		28,1622
Mínimo		119,86
Máximo		149,09
Suma		76208,79

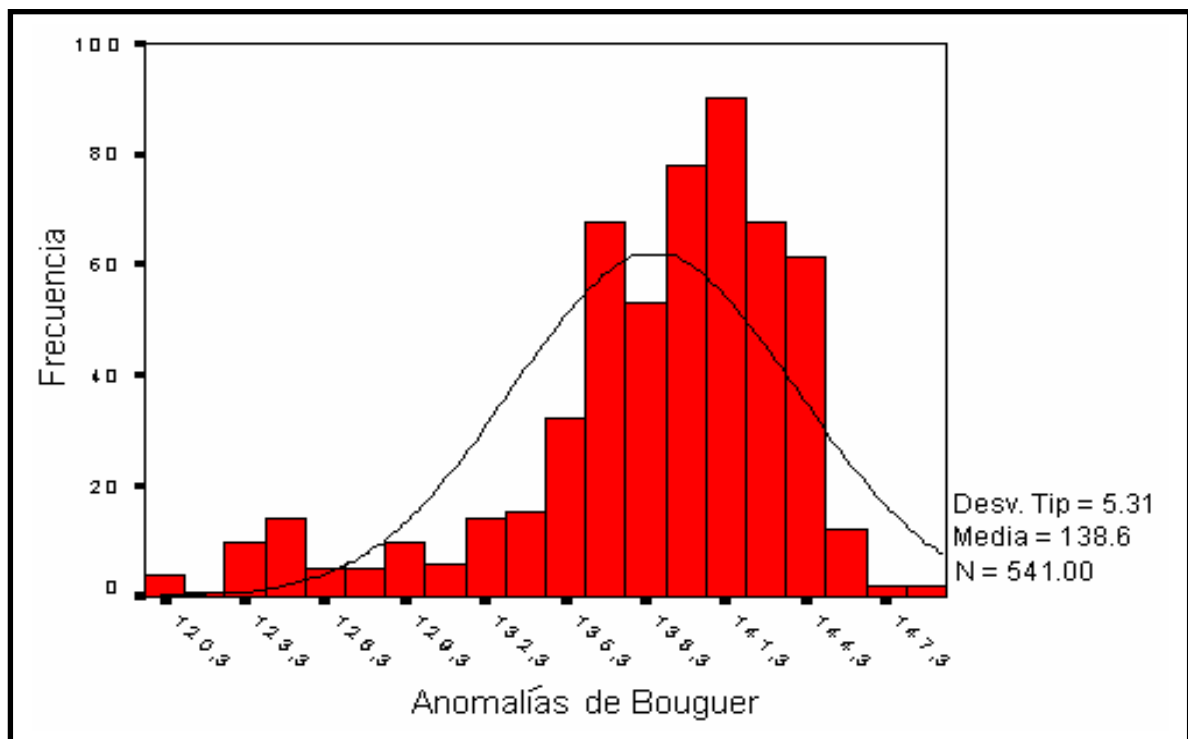


Fig. 5.6. Histograma de Frecuencia de Anomalías de Bouguer.

Pruebas No Paramétricas

Tabla 5.2 Prueba de Kolmogorov-Smirnov

N		541
Parámetros normales ^{a,b}	Media	138,5614
	Desviación típica	5,3068
Diferencias más extremas	Absoluta	,116
	Positiva	,085
	Negativa	-,116
Z de Kolmogorov-Smirnov		2,714
Sig. asintót. (bilateral)		,000

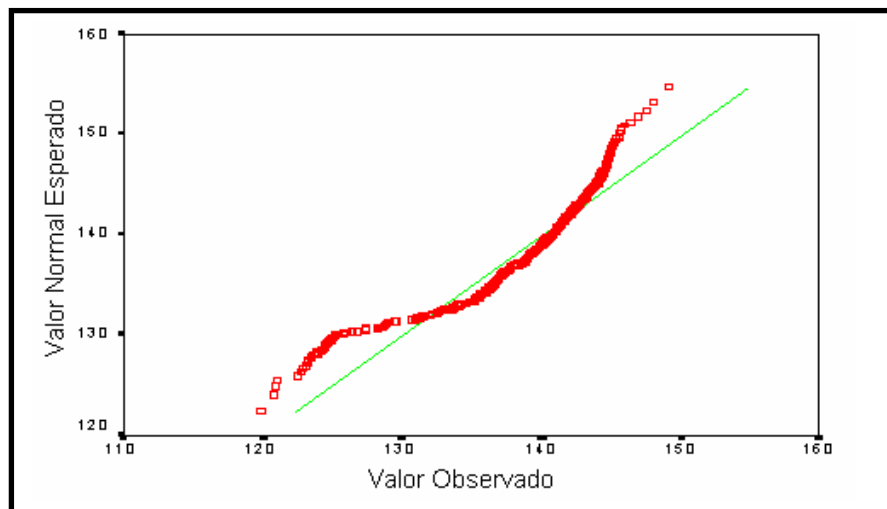


Fig. 5.7. Gráfico Normal Q-Q de Anomalía de Bouguer.

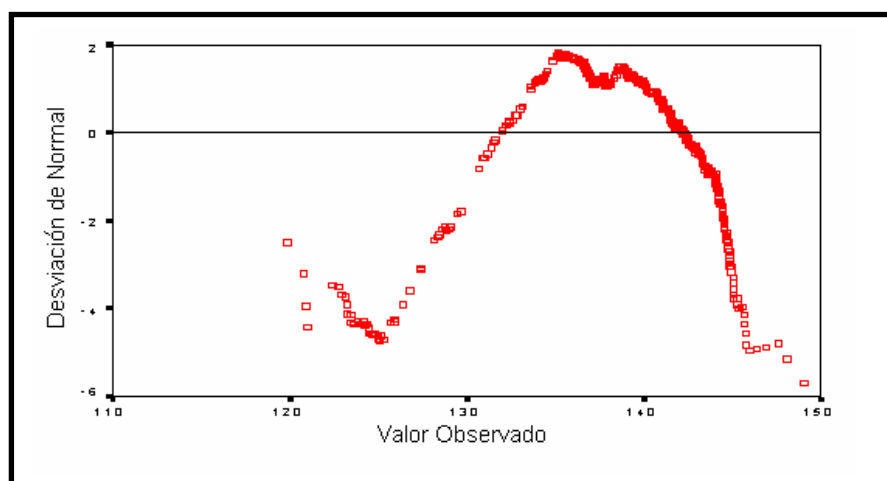


Fig. 5.8. Gráfico Normal Q-Q sin Tendencia de Anomalía de Bouguer.

La Geoestadística es un compendio de métodos estadísticos que describe la autocorrelación espacial entre datos de la muestra a través de diversos métodos espaciales. El estudio geoestadístico se realizó haciendo uso del Demo 2003 del programa Gridstad disponible en internet y el programa Surfer 8.

El programa Gridstad está diseñado específicamente para realizar estudios geoestadísticos a yacimientos de hidrocarburos, sin embargo, fue utilizado en este trabajo para encontrar el mejor modelo de ajuste y así definir la orientación principal de la estructura.

Aunque el modelo Gaussiano fue el que presentó menor error en el ajuste de los datos, éste mantiene el error alto, por lo que se utilizó el programa Surfer 8 para la construcción de los variogramas.

La Fig 5.9 y la tabla 5.3 muestran los resultados del ajuste de los datos con los variogramas: Gaussiano, Exponencial, Logarítmico y Esférico; observándose que la mejor curva de ajuste lo aporta el modelo Gaussiano.

Tabla 5.3 Ajuste de los Modelos de Variograma

Variograma	Scale	Length (A)	Ratio	Azimuth	Error Varian	Micro Varian
Exponencial	161.8	61270	2.8536	90	1.418×10^{-009}	0
Logarítmico	1.32	1.545	2.8557	90	1.418×10^{-009}	0
Esférico	10.47	1	2.8536	90	1.026×10^{-009}	0
Gaussiano	178	15780	2.8557	93.75	1.418×10^{-009}	0

La Fig. 5.10 presenta la Roseta de Distribución Espacial, con la cual se determinó la dirección de mayor continuidad espacial.

Por último, en la Fig. 5.11 se observa la Elipse de Anisotropía, donde el eje mayor representa la zona de mayor continuidad espacial de los datos y el eje menor la dirección de anisotropía espacial.

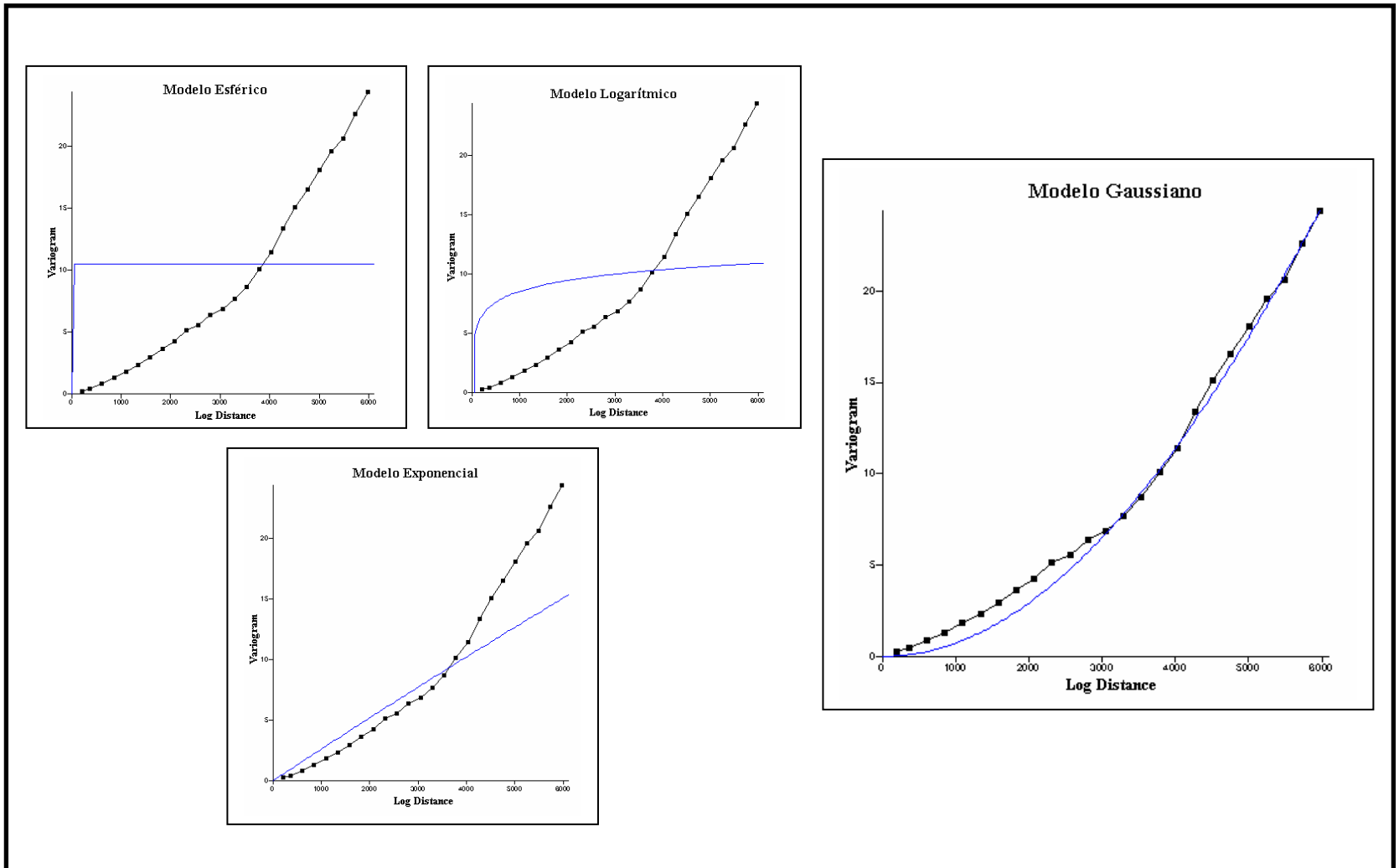


Fig. 5.9 Variogramas construidos con Surfer 8.

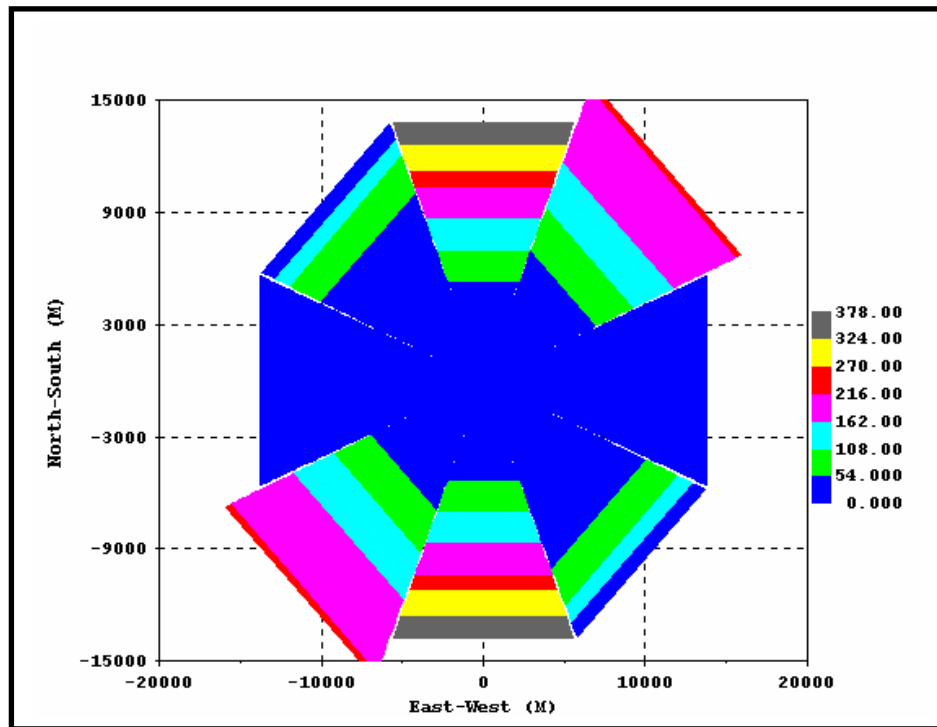


Fig. 5.10. Roseta de Distribución Espacial

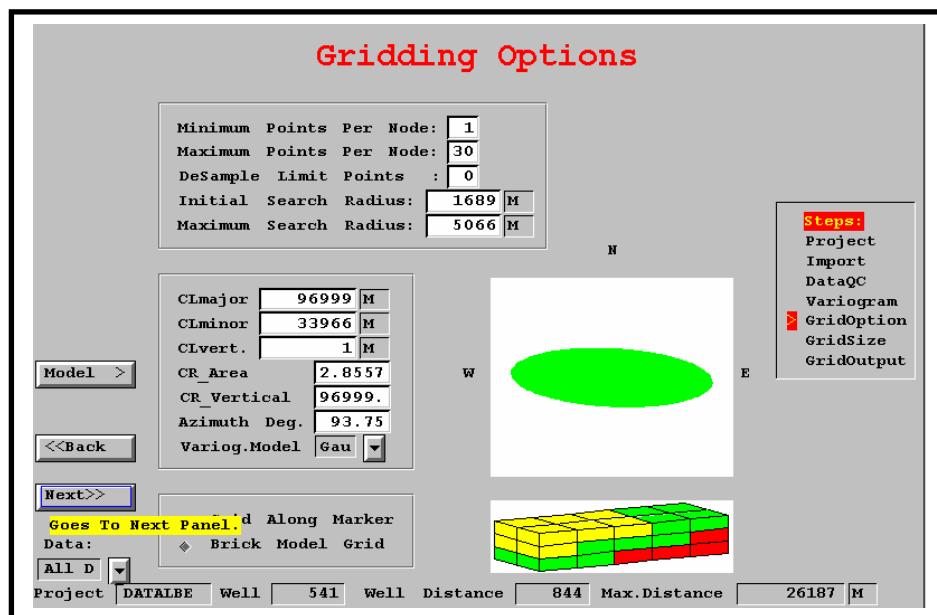


Fig. 5.11. Elipse de Anisotropía.

Conseguidos todos los parámetros necesarios para utilizar el método Kriging en el programa Surfer 8, se procedió a realizar el mapa de Isoanomalías de Bouguer (Fig. 5.12).

El Kriging es un método de interpolación que asigna un valor estimado a una localización determinada o a un bloque. Esta estimación es una combinación cargada de los valores de la muestra alrededor del punto que se estimará. El Kriging es un método de mínima variación, lo que indica que reduce al mínimo la variación de los errores de la valoración.

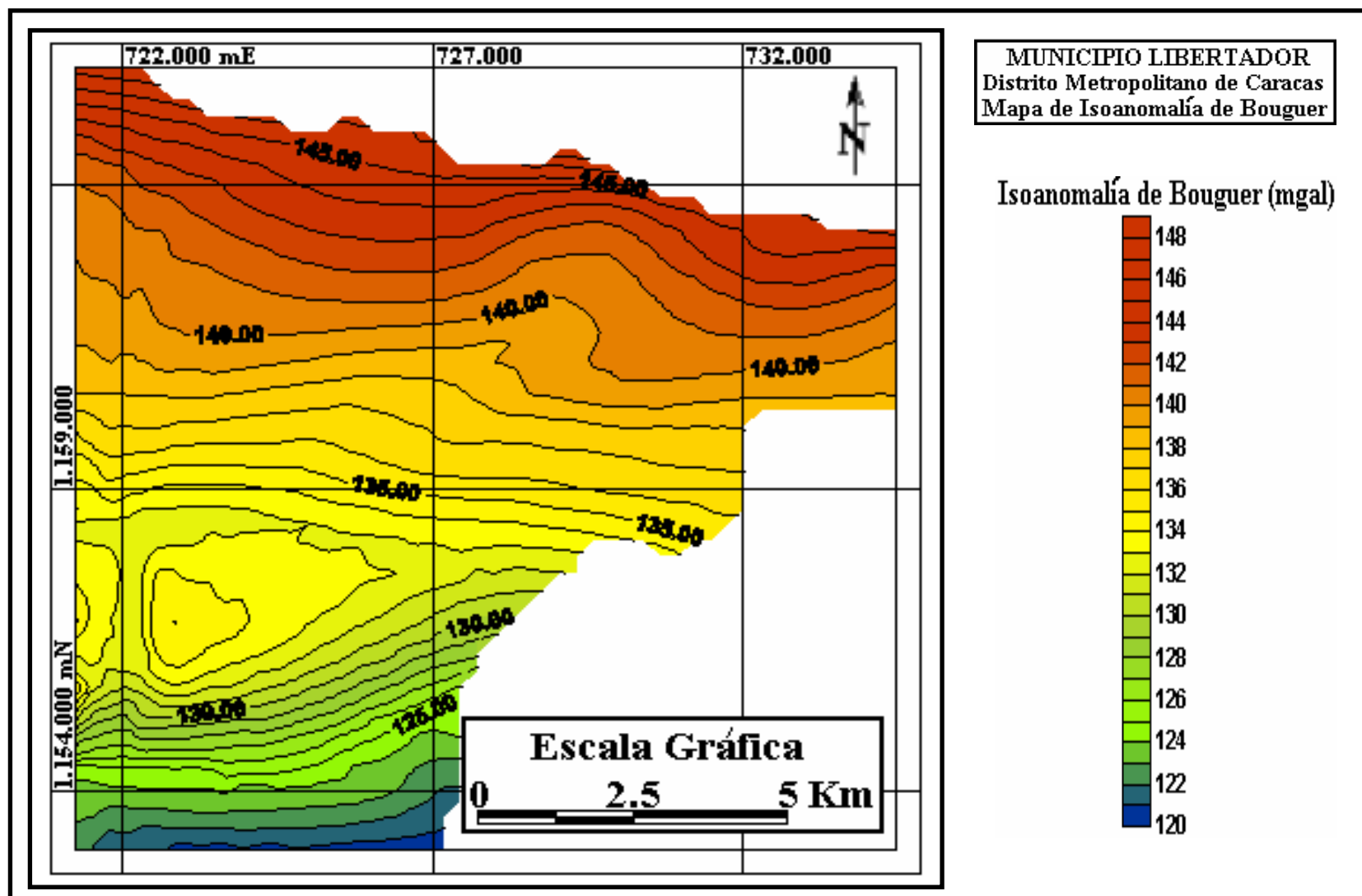


Fig. 5.12 Mapa de Isoanomalía de Bouguer para una densidad de 2.4 gr/cm^3 .

5.2.2 Separación de las Componentes Regional y Residual de la Anomalía de Bouguer.

Este proceso permite separar los efectos producidos por las estructuras profundas (Regional) de los efectos producidos por estructuras superficiales (Residual).

La separación de las anomalías se expresa matemáticamente como la diferencia entre el valor total medido de la gravedad y la componente regional, dando como resultado la componente residual de la anomalía:

$$\Delta G_{res} = AB - \Delta G_{reg} \qquad \text{Ec. 5.6}$$

Donde:

ΔG_{res} es el valor de la componente residual.

ΔG_{reg} es el valor de la componente regional.

AB es el valor de la Anomalía de Bouguer.

Para obtener los valores de la componente regional se utilizó el programa Surfer Versión 6.0. El programa calcula los regionales a partir de un polinomio de regresión con los datos de Anomalía de Bouguer, donde el usuario define el grado del polinomio. Estos datos se importan al programa Excel para realizar la diferencia expuesta anteriormente. Luego con el programa Surfer y basándonos en la geología se realizaron los mapas regionales y residuales más característicos de la zona de estudio.

En este estudio se utiliza el cálculo de ajuste polinomial hasta el grado 3.

Las Fig. 5.13 y la Fig. 5.14 muestran los mapas de las componentes regional y residual obtenidos con el programa Surfer 6.0.

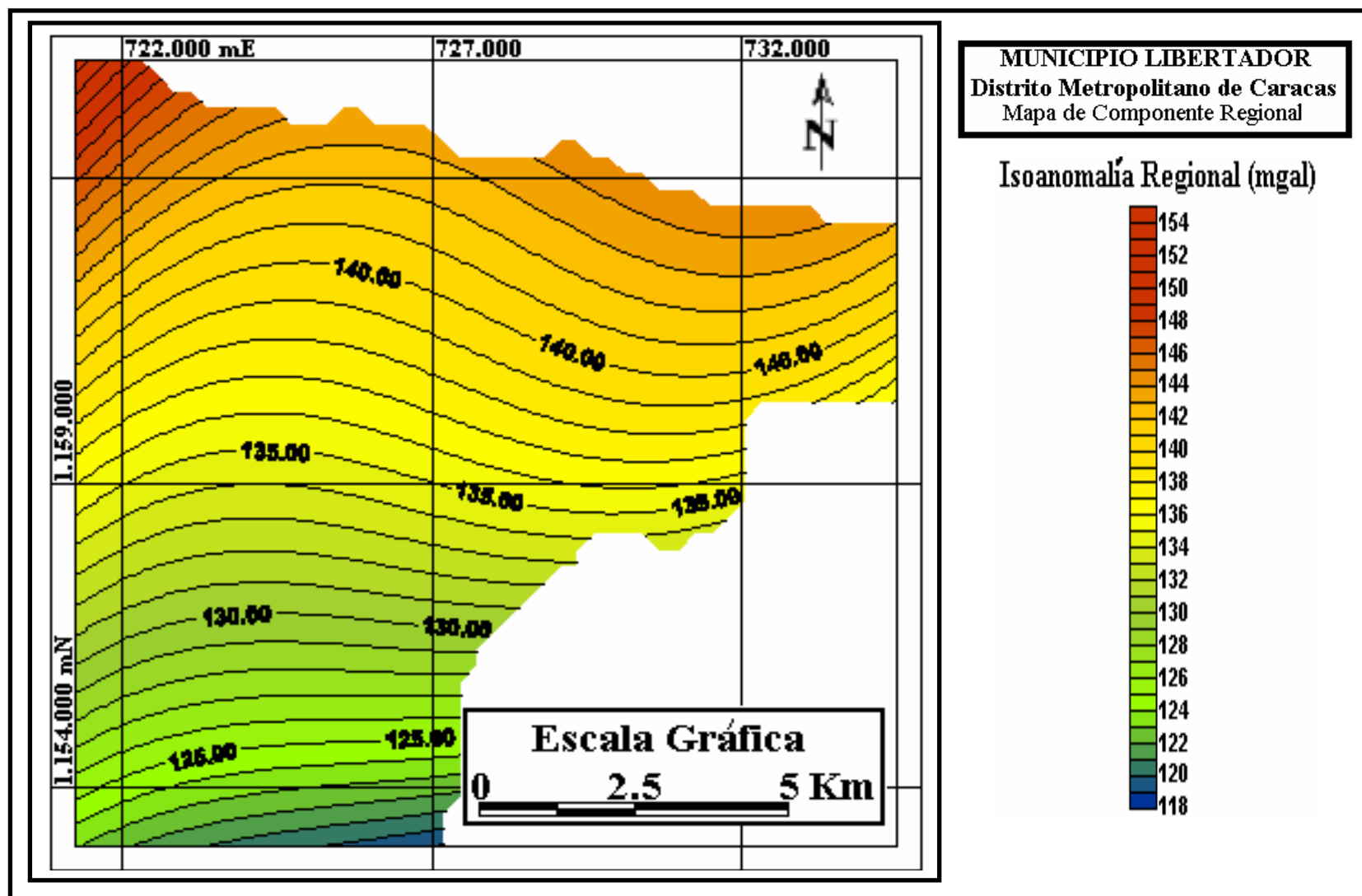


Fig. 5.13 Mapa de Componente Regional, ajustado con un polinomio de Grado Tres.

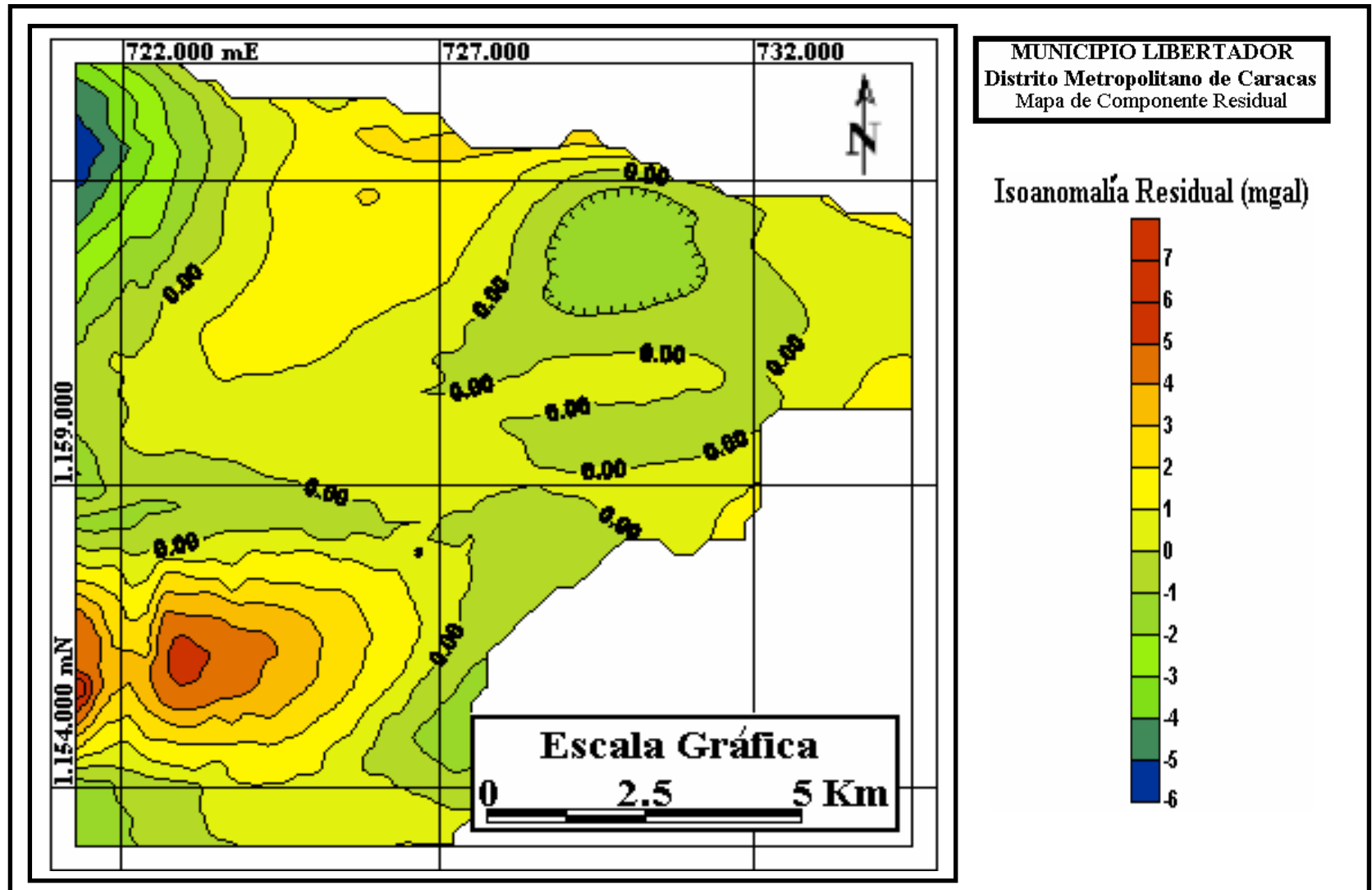


Fig. 5.14 Mapa de Componente Residual, ajustado con un polinomio de Grado Tres.

5.2.3 Cálculo de la 2da Derivada Vertical.

Esta herramienta está basada en el cálculo de la segunda derivada del campo potencial, con respecto a la vertical.

$$\frac{\partial^2 g}{\partial z^2}$$

El método tiene la ventaja que señala mejor los cambios bruscos de la gravedad y, asimismo permite separar las anomalías gravimétricas compuestas, es decir, las debidas a la superposición de los efectos de varias masas próximas, en sus componentes separadas.

Este método tiene un gran poder resolutivo, ya que la doble diferenciación de la g respecto a z tiende a hacer resaltar las anomalías más pequeñas y superficiales a expensas de las más amplias y profundas de tipo regional. Con frecuencia el mapa de derivadas verticales ofrece una imagen más clara y exacta de los tipos de anomalías.

Las anomalías profundas quedan anuladas en el mapa de segundas derivadas, ya que las derivadas segundas decrecen con las potencias de la profundidad de las masas.

La primera referencia publicada sobre este método se debe a L. J. Peters (La aproximación directa a la interpretación magnética y su aplicación práctica. Geophysics. Vol. XIV. 1949); en este artículo se presenta la base matemática del método de segundas derivadas en magnetismo, asimismo la gravimetría. Posteriormente Elkins (El método de interpretación de la segunda derivada. Geophysics. Vol. XVI. 1951) y Rosenbach (Contribución al cálculo de la segunda derivada a partir de los datos de la gravedad. Geophysics. Vol. XVIII. 1953) cada uno han hecho la aplicación práctica del método según su sistema.

El método utilizado por Rosenbach, que es el más exacto, define la segunda derivada vertical de acuerdo a la ecuación de Laplace como:

$$\frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = 0 \quad \text{donde} \quad -\frac{\partial^2 g}{\partial z^2} = \frac{\partial^2 g}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 g}{\partial y^2} \quad \text{Ec. 5.7}$$

Esta ecuación puede ser llevada por medio de la Transformada de Fourier al espacio de las frecuencias. En la Fig. 5.15 se observa el mapa de Derivadas Verticales de la Anomalía de Bouguer obtenido con el programa Surfer 8 del área de estudio.

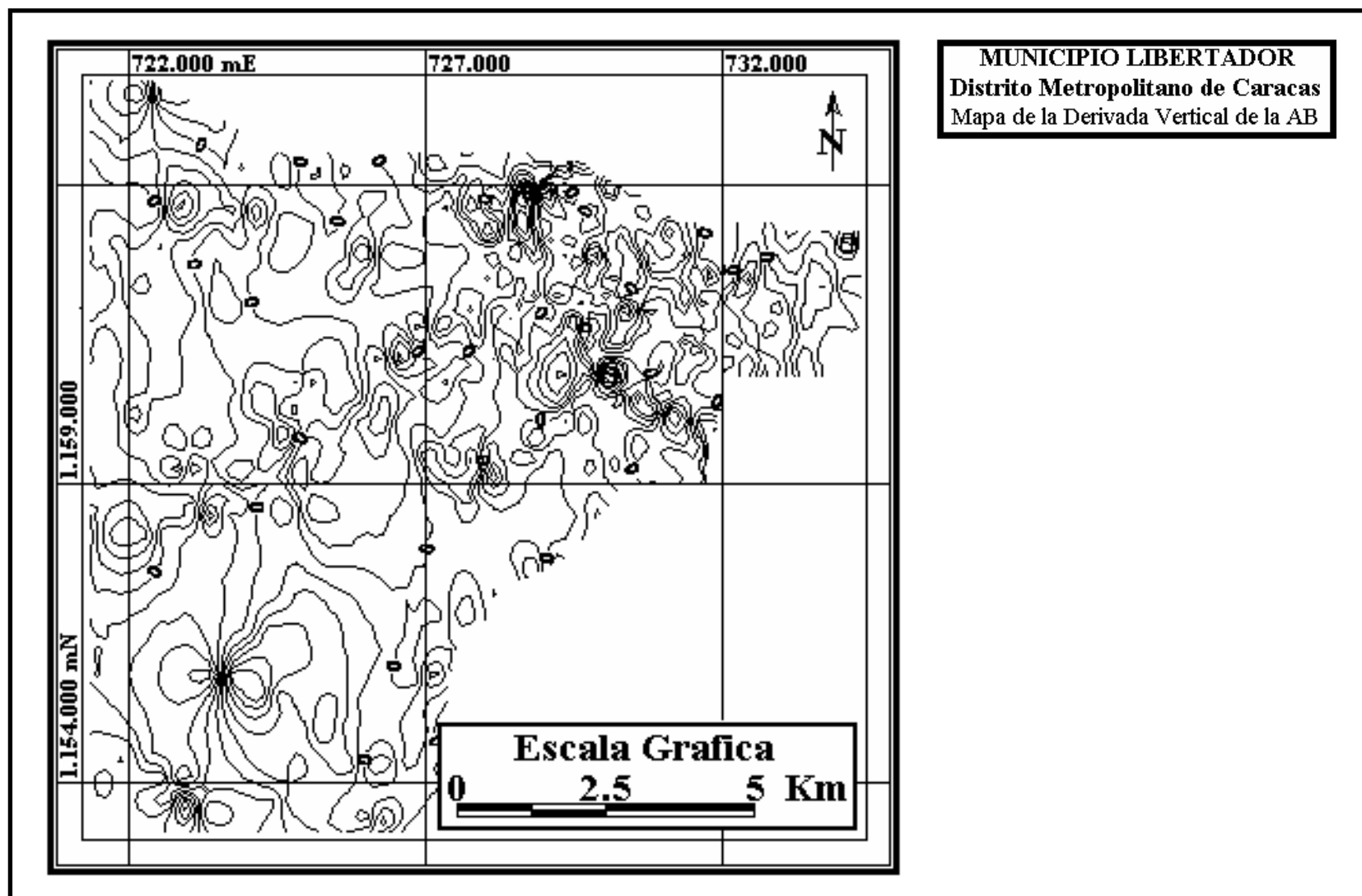


Fig. 5.15 Mapa de la Derivada Vertical de la Anomalía de Bouguer.

5.3 Fase de Procesamiento Avanzado Cuantitativo.

5.3.1 Análisis Espectral.

Este método permite estimar la profundidad de un cuerpo que origina una anomalía a partir de su respuesta gravimétrica o magnética.

Las anomalías, originalmente en el dominio del espacio, son transformadas al dominio de la frecuencia a través de la Transformada de Fourier.

Matemáticamente, la Transformada de Fourier en el dominio del espacio se define como la función $f(x,y)$:

$$f(x,y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(u,v) e^{i(ux+vy)} du dv \left[\frac{\text{rad}}{\text{m}} \right] \quad \text{Ec. 5.8}$$

Siendo su relación recíproca en el dominio de la frecuencia:

$$\bar{f}(u,v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x,y) e^{-i(ux+vy)} dx dy \left[\frac{\text{ciclos}}{\text{m}} \right] \quad \text{Ec. 5.9}$$

donde las variables x y y son las direcciones, mientras u y v son los números de onda respectivos.

En el dominio del espacio, las unidades se encuentran en radianes por metro. Al aplicar la Transformada de Fourier y llevar la función al dominio de la frecuencia las unidades quedan expresadas en ciclos por metro.

Un mallado (Grid) de datos en el dominio del espacio, se transforma al dominio del número de onda por medio del uso de la Transformada rápida de Fourier (FFT). Como resultado de esta transformada se obtiene una componente real y una componente imaginaria.

Si se considera que el mallado (Grid) fue realizado manteniendo el criterio de incremento espacial uniforme, la transformada tomará una muestra de los datos con un incremento regular de $1/\text{tamaño del grid}$ (ciclos/metro), entre 0 y Nysquit (mayor frecuencia muestreada sin ruido) en número de ondas.

Una función del campo potencial dada en el dominio espacial tiene una sola y única función en el dominio de las frecuencias, y viceversa. La suma de dos funciones (anomalías) en el dominio espacial es equivalente a la suma de sus transformadas.

El espectro de energía radialmente promediado es una función de frecuencia sola y es calculada promediando la energía en todas las direcciones para la misma frecuencia.

La Transformada de Fourier del campo potencial debido a un cuerpo prismático tiene una amplitud de espectro cuyo punto máximo es una función de la profundidad del tope y la base del cuerpo, y la amplitud es determinada por su densidad o magnetización del cuerpo. El número de onda en el punto máximo (w') puede determinarse por la siguiente expresión:

$$w' = \frac{\ln(h_b/h_t)}{h_b - h_t} \quad \text{Ec. 5.10}$$

Donde,

w' : Punto máximo del número de ondas (rad/m).

h_t : Profundidad del tope.

h_b : Profundidad de la base.

El espectro del prisma en el punto máximo con tope y base viene dado por:

$$f(u,v) = e^{-hr} \quad \text{Ec. 5.11}$$

Donde,

$$r = \sqrt{u^2 + v^2} \quad \text{y } h \text{ es la profundidad del tope del prisma.}$$

Si se considera un prisma de tamaño fijo, la cresta del espectro cambiará a medida que disminuye el número de onda y aumenta la profundidad del prisma, (la anomalía se pone más ancha, y la amplitud del espectro se reduce).

Un hecho importante es que el espectro de un prisma profundo no excede la amplitud del mismo prisma a menos profundidad. Debido a esto, no hay ninguna manera de separar el efecto de fuentes profundas de las fuentes poco profundas del mismo tipo usando los filtros de frecuencias. Esto sólo es posible si las fuentes profundas son de amplitud más fuerte, o si las fuentes poco profundas tienen menos magnitud de profundidad.

A mayor profundidad del prisma, menor será la amplitud del espectro, sin embargo, esto no afecta al número de ondas.

Si consideramos un mallado (Grid) lo suficientemente grande como para incluir varias fuentes, se puede determinar la profundidad estadística de los topes de las fuentes, calculando el logaritmo del espectro:

$$\log E(r) = 4\pi hr \quad \text{Ec. 5.12}$$

donde h es la profundidad estimada .

La profundidad de un conjunto de fuentes es fácilmente determinado midiendo la pendiente de la energía del espectro (S) y dividiendo por 4π .

$$h = \frac{S}{4\pi}, \quad S: \text{pendiente del logaritmo del espectro}$$

Un espectro de energía típico puede mostrar cuatro partes: una componente de fuente profunda (A), una componente de fuente poco profunda (B), una componente de fuente somera (C) y una componente de ruido. La Fig. 5.16 ilustra la interpretación de un espectro de energía en estas cuatro componentes.

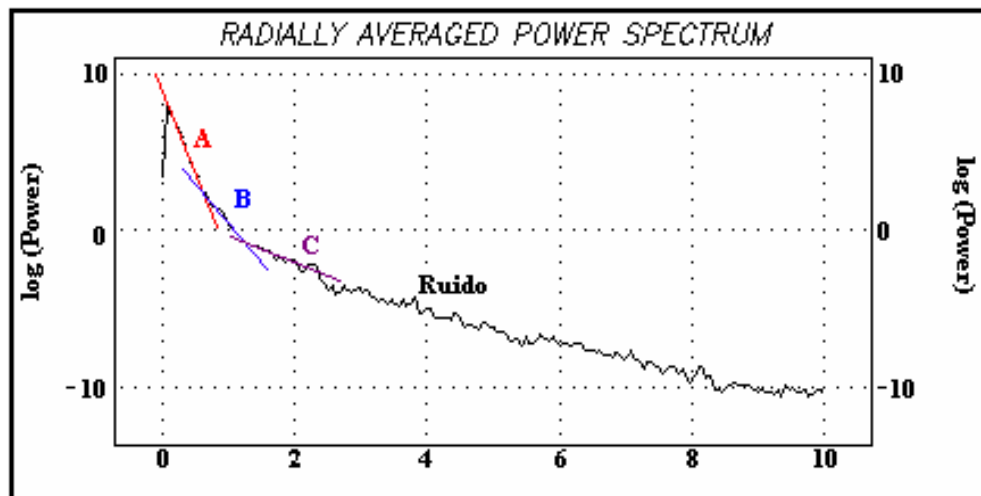


Fig. 5.16 Espectro de Energía.

El programa MAGMAP de GEOSOFT es el utilizado para realizar el análisis espectral de la anomalía de Bouguer. Este programa aporta como resultado el gráfico Fig. 5.17 , donde se observa el espectro de energía promediado radialmente (Radially Averaged Power Spectrum), el cual se usa para calcular las pendientes (S) según los cambios en la curva, y la curva de profundidades estimadas (Depth Estimate), la cual es obtenida por el programa, utilizando 5 puntos del archivo del espectro de energía (Apéndice C). Las mayores profundidades corresponden a fuentes profundas y las menores a fuentes someras.

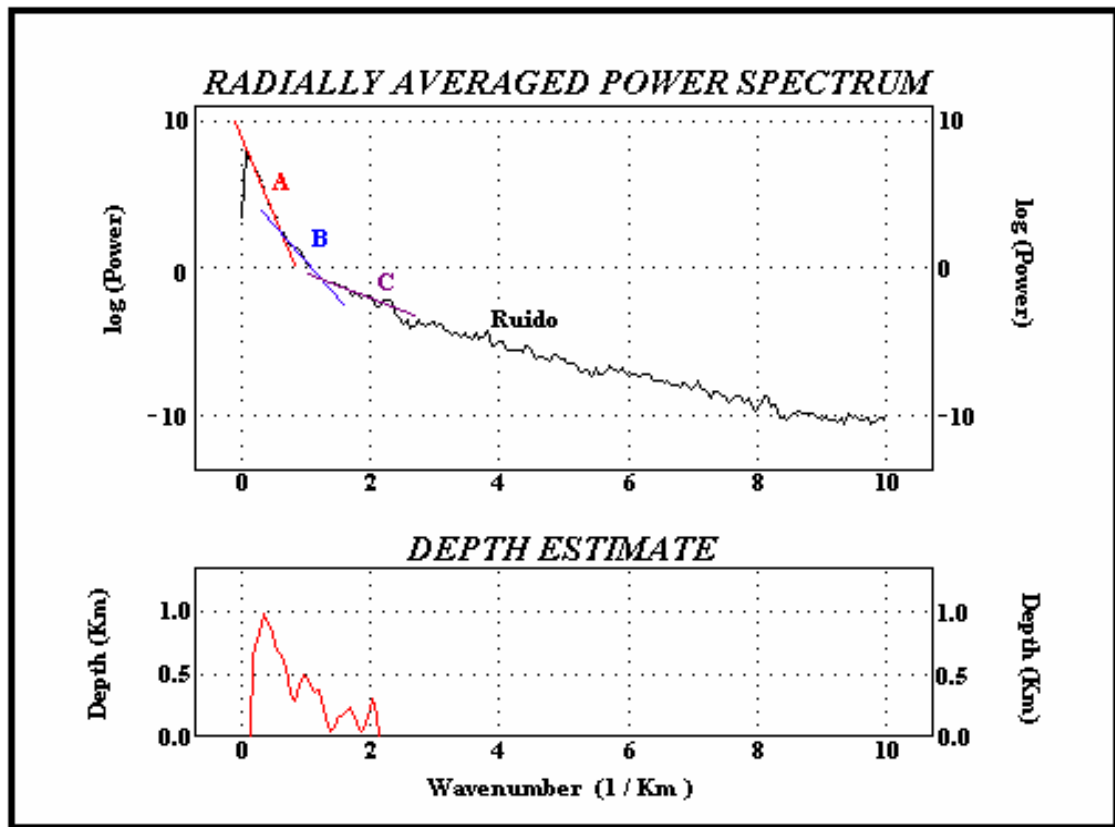


Fig. 5.17 Análisis Espectral obtenido con el programa MAGMAP de GEOSOFT

5.3.2 Deconvolución de Euler.

Se dice que una función tridimensional $f(x,y,z)$ es homogénea de grado n si la función obedece a la siguiente expresión:

$$f(tx,ty,tz) = t^n f(x,y,z) \quad \text{Ec. 5.13}$$

También, puede mostrarse de la siguiente forma:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad \text{Ec. 5.14 , conocido como la Ecuación de Euler.}$$

Considerando los datos del campo potencial, la ecuación se puede redefinir como:

$$(X - X_0) \frac{\partial T}{\partial X} + (Y - Y_0) \frac{\partial T}{\partial Y} + (Z - Z_0) \frac{\partial T}{\partial Z} = N(B - T) \quad \text{Ec. 5.15}$$

donde (X_0, Y_0, Z_0) es la posición de una fuente magnética cuyo campo total T es medido en (x, y, z) . El campo total tiene un valor regional de B . Se debe tomar en cuenta que N en esta expresión es equivalente a $-n$ en la ecuación de Euler.

Los modelos gravimétricos y magnéticos pueden ajustarse fácilmente con la ecuación de Euler (Thompson, 1982). El grado de homogeneidad, N , puede interpretarse como un índice estructural, que es una medida de la proporción de cambio con la distancia de un campo potencial. Un dipolo magnético puntual conformado por $N = 3$ es una masa de gravedad puntual, un polo magnético y una línea de dipolos magnéticos conformado por $N = 2$; es considerado una escollera magnética y una masa de una tubería anómala está conformada por $N = 1$. Reid. et al (1990) muestra que un contacto magnético rendirá un índice de 0 con tal de que un desplazamiento A , sea introducido para incorporar una amplitud de la anomalía.

$$A = (X - X_0) \frac{\partial T}{\partial X} + (Y - Y_0) \frac{\partial T}{\partial Y} + (Z - Z_0) \frac{\partial T}{\partial Z} \quad \text{Ec. 5.16}$$

Dado un conjunto de archivos de datos totales observados, se puede determinar una ubicación de fuente óptima (X_o , Y_o , Z_o) resolviendo las ecuaciones de Euler para un índice dado N , por la inversión de mínimos cuadrados de los datos. El proceso de la inversión puede producir una incertidumbre para cada uno de los parámetros ajustados, y esto puede usarse como un criterio para aceptar o rechazar una solución. Este proceso de la inversión es llamado Deconvolución de Euler.

El programa GRIDEPTH de Geosoft es el que aplica la Deconvolución de Euler seleccionando una ventana cuadrada de datos de un mallado del campo total.

Para tener un criterio certero, se puede tomar como un error de profundidad una tolerancia definida (típica del 15%), que está dentro de una distancia limitada de la ventana observada. Las soluciones aceptadas se guardan en un archivo XYZ que puede usarse para imprimir los resultados.

Cabe resaltar que la desviación estándar es una medida única de cómo debe ser medido el campo conformado por la ecuación de Euler para un índice dado. Esto asume que el índice escogido es correcto para la fuente del campo observada en la ventana de la muestra, y que sólo una fuente está produciendo el campo observado en la ventana.

Para datos magnéticos, la ecuación de Euler tiene una ventaja significativa, que es insensible a la inclinación magnética. Sin embargo, existen problemas magnéticos de latitud baja, que físicamente se expresan como una señal de ruido bajo en los datos. Se pueden aplicar filtros de rechazo de ruido, siendo cuidadoso de los datos de baja-latitud, para mejorar la situación un poco.

La Fig. 5.18 muestra la ubicación de las posibles fuentes de anomalías obtenidas a través de la Deconvolución de Euler.

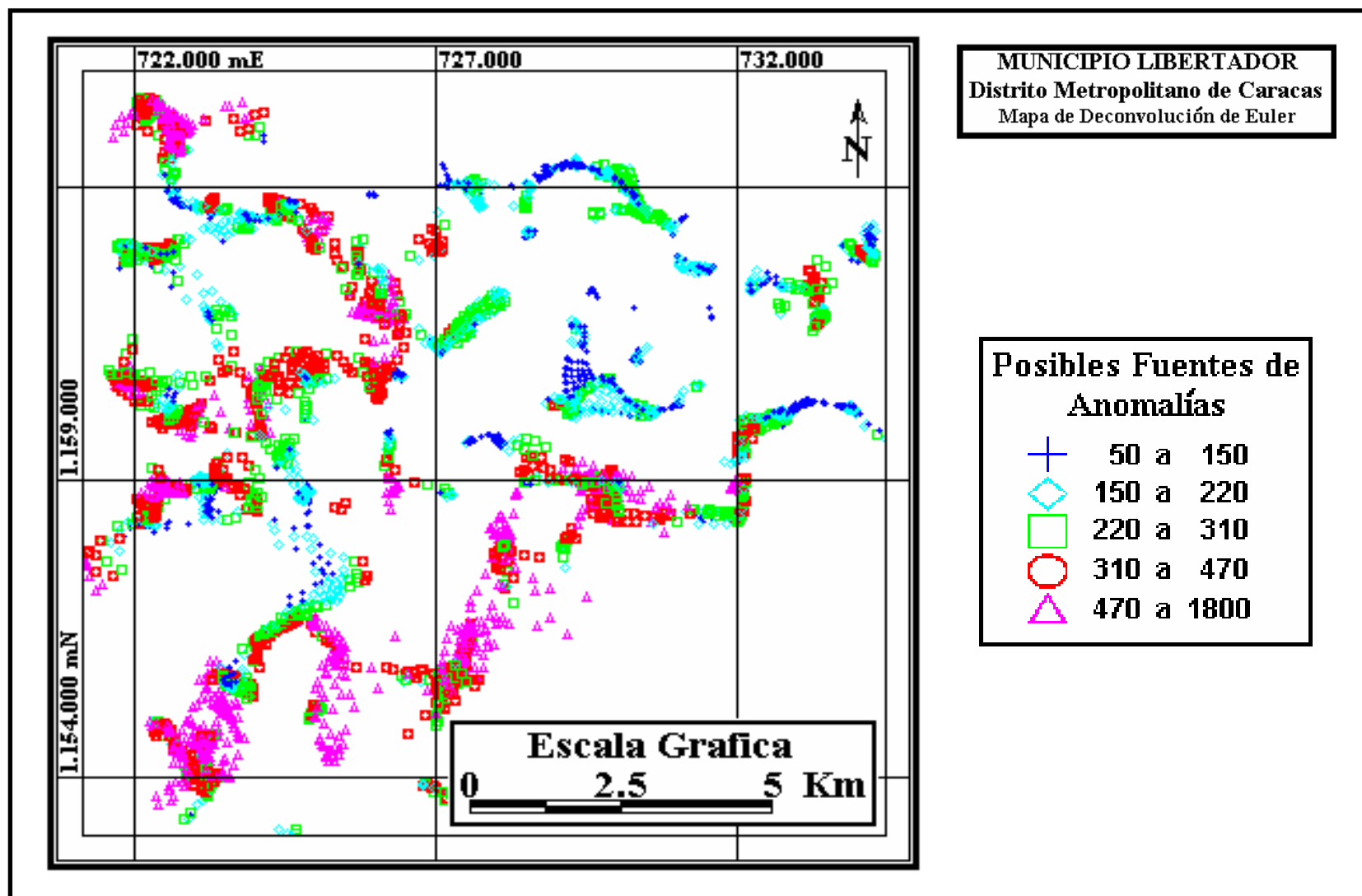


Fig. 5.18 Mapa de ubicación de posibles fuentes de Anomalías obtenido con la Deconvolución de Euler.

5.3.3 Modelado de la Anomalía de Bouguer

Con la interpretación cuantitativa de este trabajo se quiere conseguir en profundidad la geometría de los diferentes estratos sedimentarios del Municipio Libertador, Distrito Metropolitano de Caracas, a partir de la estimación de la respuesta gravimétrica de un modelo propuesto aplicando técnicas de inversión, registros de pozos, deconvolución de Euler y el análisis espectral de los datos.

Se utilizaron tres perfiles, dos en dirección norte – sur y otro en dirección este – oeste. Esta selección fue hecha en base a los principales sistemas geológicos estructurales ubicados en la zona de estudio, además de la importancia de la pequeña cuenca, con una profundidad máxima de 129 metros, ubicada en San Bernardino a través del mapa de espesores mínimos de sedimentos.

La Fig. 5.19 muestra la ubicación de los tres perfiles utilizados y sus características se muestran en la Tabla 5.4.

Tabla 5.4 Características de los Perfiles.

Perfil	Orientación	Extensión (Km)	Fig
P1 N - S	Norte - Sur ; Constante 725.250	11.36	5.23
P2 N - S	Norte - Sur ; Constante 730.143	5.85	5.24
P3 W - E	Oeste - Este ; Constante 1.161.178	12.21	5.25

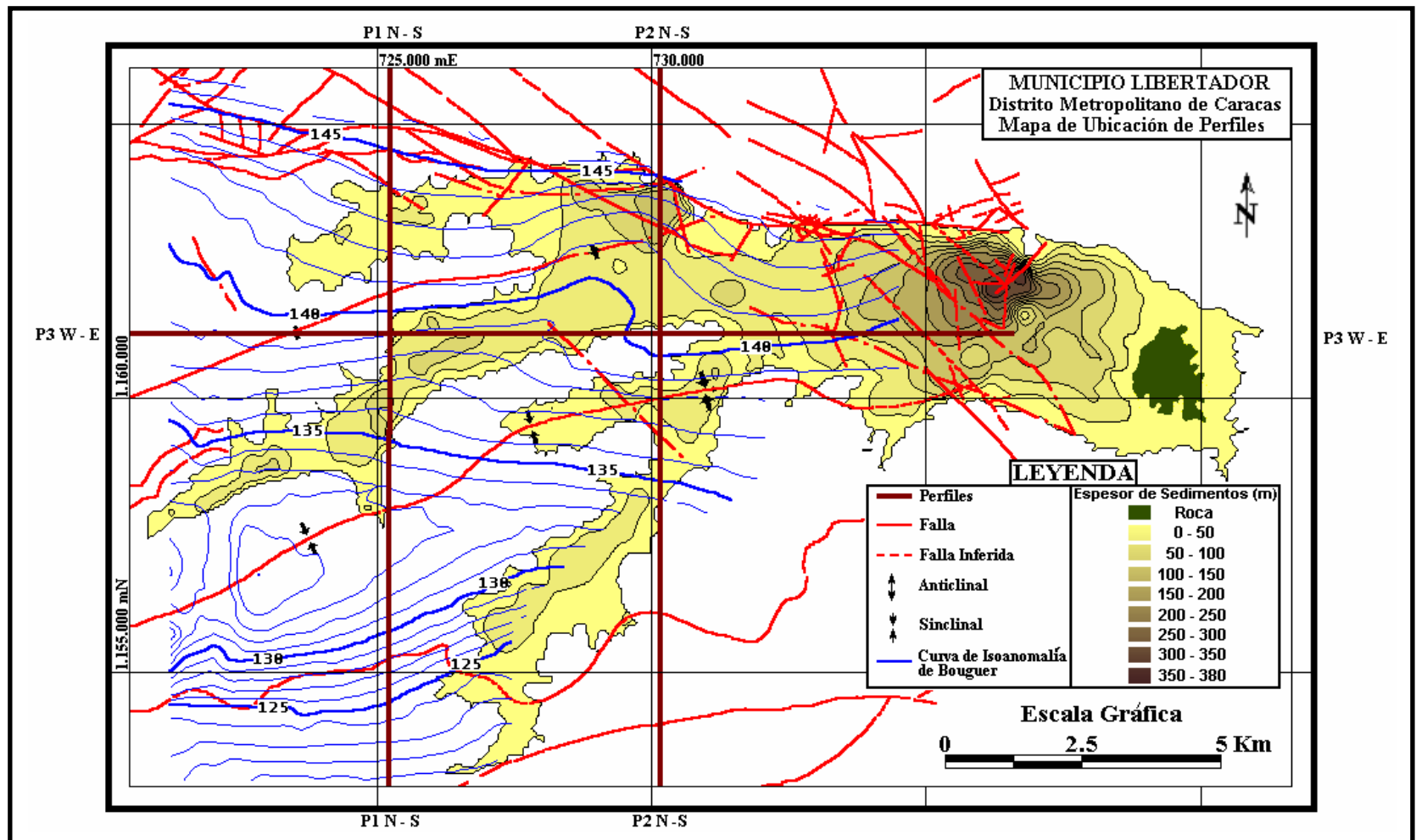


Fig. 5.19 Mapa de Ubicación de Perfiles.

En el mapa geológico modificado por Barboza y Urbani (2003) (Fig.3.8) se pueden observar los distintos cuerpos que afloran a lo largo de los tres perfiles seleccionados, entre lo que se encuentran: el Augengneis de Peña de Mora, el Esquisto Las Brisas, el Esquisto Las Mercedes, el Mármol de Antimano y sedimentos recientes (Aluvión).

Las densidades utilizadas (Tabla 5.5) corresponden a las usadas en el trabajo de Sánchez (2001) ya que son cuerpos cercanos a la región de estudio.

Tabla 5.5 Densidades utilizadas en los modelos propuestos

Formación	Densidad (gr/cm3)	Promedio de Densidad (gr/cm3)
Aluvión (Qal)	1.8 - 2.6	2.2
Metaconglomerado de Baruta (CaBb)	2.30	2.30
Las Mercedes (CaM)	2.60	2.60
Mármol de Antímano (CA)	2.65	2.65
Las Brisas (CaB)	2.67	2.67
San Julián (ASJ)	2.70	2.70
Peña de Mora (APMc)	2.70	2.70

El control de los distintos cuerpos en los modelo se realizó haciendo uso del mapa de espesores de sedimentos (Fig. 4.12) conjuntamente con los datos generados a través del análisis espectral de las anomalías de Bouguer (Fig. 5.17) y (Apéndice C), además de la información aportada por la Deconvolución de Euler (Fig. 5.18).

Los tres modelos gravimétricos (Figuras 5.20, 5.21 y 5.22) muestran las curvas de Anomalías de Bouguer observada y calculada producto del modelaje gravimétrico realizado.

Los perfiles fueron modelados con el programa GM-SYS de Geosoft Inc. V. 3.70.09G (1994).

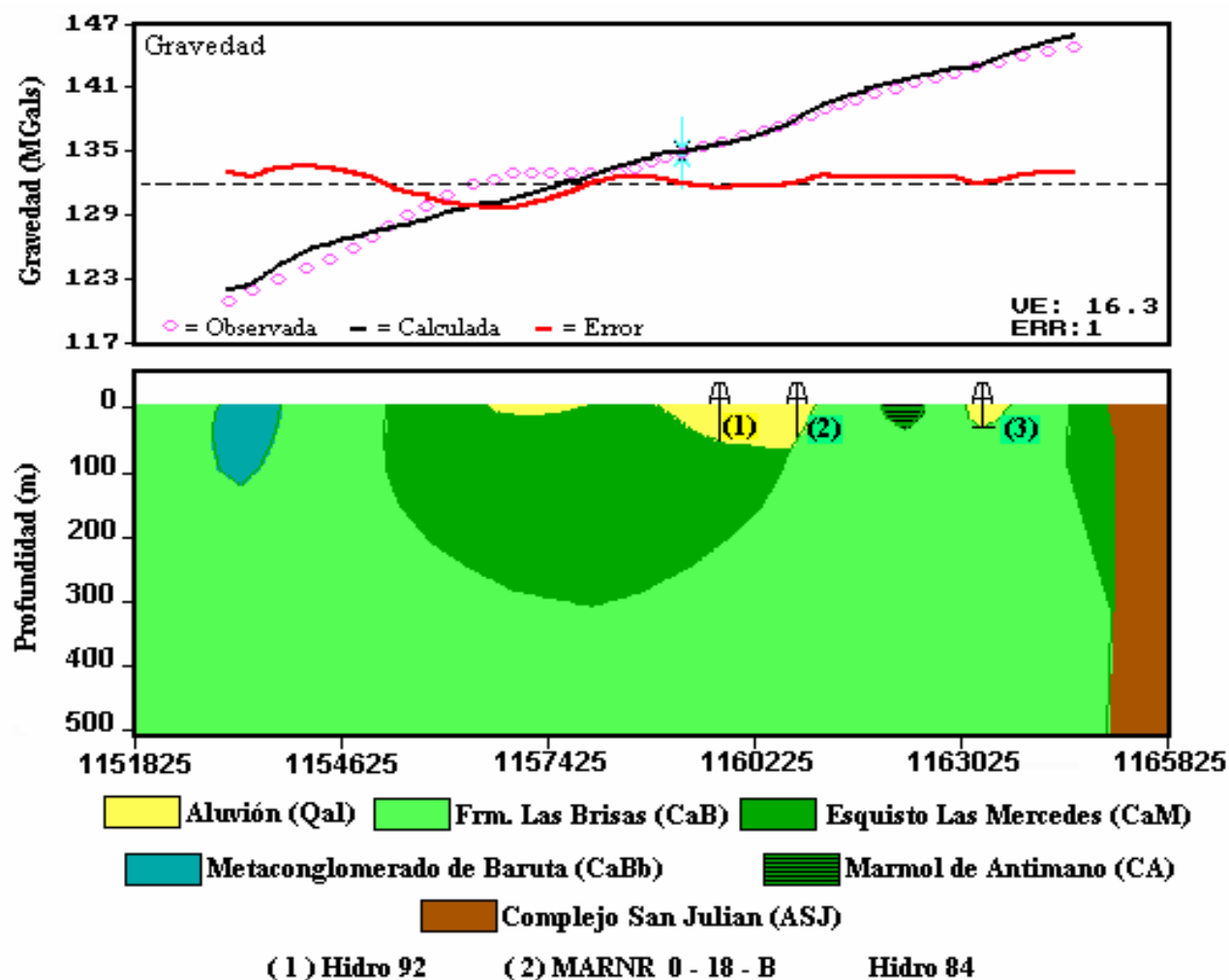


Fig. 5.20 Perfil P1 N – S, dirección Norte – Sur y longitud constante Este 725250.

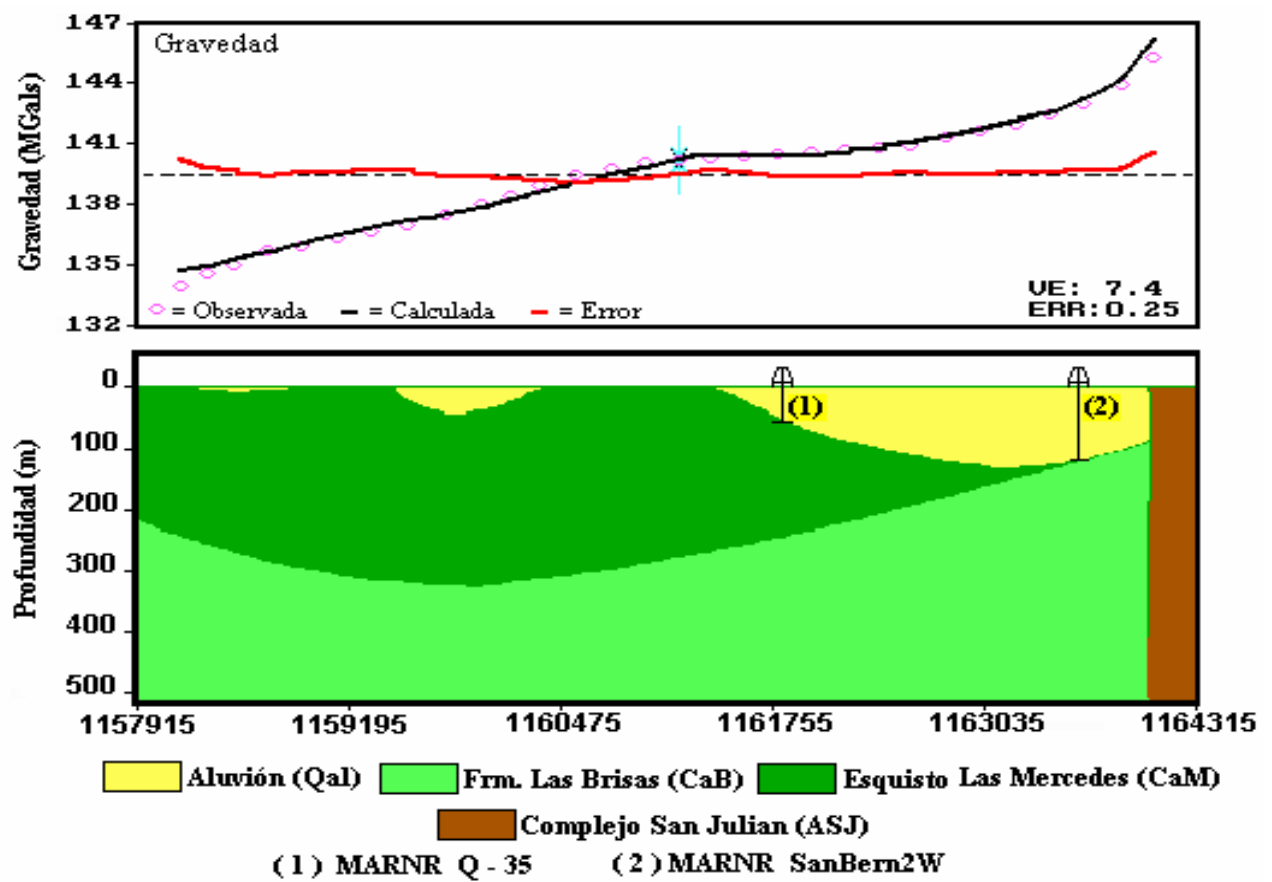


Fig. 5.21 Perfil P2 N – S, dirección Norte – Sur y longitud constante Este 730143.

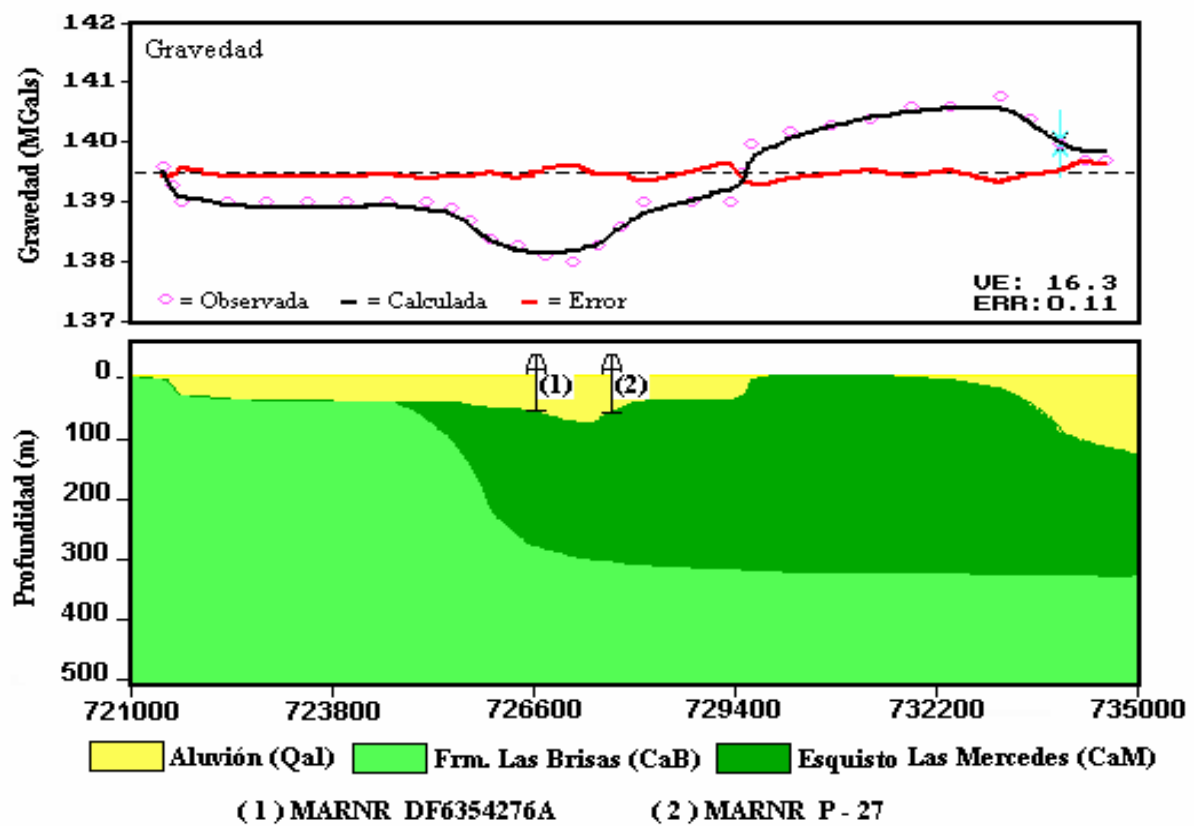


Fig. 5.22 Perfil P3 W– E, dirección Oeste - Este y latitud Norte 1161178.

CAPÍTULO VI. ANÁLISIS DE RESULTADOS.

A continuación se presenta un análisis de todos los resultados obtenidos en el presente trabajo:

6.1 Mapa de Espesores de Sedimentos.

La información utilizada para la elaboración del nuevo mapa de Espesores de Sedimentos del Valle de Caracas (Fig. 4.12), se basó en una recopilación de 38 datos de pozos, aportados por Hidrocapital, además de dos estudios previos hechos por Kantak y Sánchez en el año 2001.

Se puede observar que la profundidad varía entre 0 y mayor a 360 metros, recalándose la presencia de dos accidentes en el basamento rocoso. Un mínimo mayor a – 360 metros en las coordenadas Norte 1162240 y Este 736710 con una orientación predominantemente este – oeste (Los Palos Grandes / Santa Eduvigis); y otro de – 130 metros en las coordenadas Norte 1163630 y Este 729900 con orientación norte – sur (San Bernardino).

Se puede suponer que estos accidentes son controlados por las fallas transversales del sistema de Fallas Ávila.

Hacia el norte del valle disminuye el espesor de sedimentos hasta aflorar el basamento al pie del Ávila, ocurriendo lo mismo hacia el sur, donde los sedimentos decrecen gradualmente.

La disminución del espesor aluvial hacia el norte, se debe al hecho que se trata de un semi – graben hundido por un solo lado en contacto con la cordillera. La tendencia del hundimiento es tal, que ha sido capaz de neutralizar e incluso de invertir el proceso actual de encajamiento de los ríos en sus propios aluviones. Esto explica porque el mecanismo habitual de formación de terrazas escalonadas no haya funcionado en estas regiones y esté reemplazado por mantos aluviales (Singer, 1977).

El promedio general del espesor de los sedimentos en el resto del valle es de 80 metros.

6.2 Mapa de Isocorrección Topográfica.

En el mapa de la Fig. 5.5 se observa que en el norte las curvas de isocorrección topográfica tienen una tendencia N 75° W debido a la Sierra del Ávila. Hacia el oeste la tendencia es norte – sur por los altos topográficos de El Junquito, La Vega y Caricuao. En el sur, específicamente entre las coordenadas Este 726000 y 728000, la tendencia de las curvas es N 35° E causada por las colinas de Santa Mónica.

En el centro del mapa se encuentran algunos cierres consecuencia de algunos comportamientos topográficos locales como el barrio del Cementerio, el barrio Marín y La Charneca, Gramoven, Caricuao, entre otros.

Los máximos valores de corrección topográfica se encuentran al norte de la región de estudio con un valor de 10 miligales y un gradiente aproximado de 4 mgal/Km, disminuyendo del norte hacia el centro del valle donde se encuentra un gradiente aproximado de 1 mgal/Km y un valor mínimo de 3 miligales.

Del centro del valle hacia el sur, el máximo valor es de 4 miligales y un gradiente de 1 mgal/Km aproximadamente.

6.3 Análisis Estadístico y Geoestadístico de los Datos Gravimétricos.

El análisis estadístico indica que la muestra estudiada de 541 datos, posee un valor máximo de anomalía de Bouguer de 149.09 miligales y un valor mínimo 119.86 miligales.

La desviación típica de los datos es de 5.31 miligales.

Los valores obtenidos de la media (138.56 miligales) y la mediana (139.75 miligales) son muy similares, tendiendo los datos a la normalidad.

El histograma de distribución de frecuencia muestra una distribución de los datos sesgada a la derecha, esto se debe a que el grueso de la población estudiada se encuentra limitada al norte por el macizo del Ávila, como se observa en el mapa de ubicación de las estaciones gravimétricas (Fig. 4.9).

En cuanto a las pruebas No Paramétricas, la prueba de Kolgomogorov – Smirnov indica un Z bastante bajo de 2.714, que es otro indicio para indicar que los datos tienden a la normalidad.

El gráfico Normal Q-Q muestra una tendencia lineal entre los valores observados y calculados hacia el centro de la curva, no mostrando el mismo comportamiento hacia los extremos, causado por efectos de borde.

El gráfico Normal Q-Q sin Tendencia de Anomalía de Bouguer posee una desviación máxima de -5.8 centrada entre -5 y 2 . El máximo valor de la desviación registrado es causado por el grado de complejidad estructural de la zona.

En síntesis los datos poseen un comportamiento normal.

El análisis geoestadístico muestra que el variograma que mejor se ajustó a los datos y el de menor error es el variograma Gaussiano, así lo indica la figura 5.9 elaborada con el programa Surfer 8. Este variograma es usado generalmente para representar superficies suaves.

La roseta de distribución espacial (Fig. 5.10), muestra que la zona de mayor continuidad espacial tiene un azimut de 93.75° , observándose variación mínima en las direcciones este – oeste y oeste – este, de igual forma se observa el mismo comportamiento en la elipse de anisotropía (Fig. 5.11).

6.4 Mapa de Isoanomalía de Bouguer.

El mapa de Isoanomalía de Bouguer (Fig. 5.12) presenta una tendencia general bastante marcada con dirección este – oeste. Los máximos valores se encuentran al norte de la zona de estudio con un valor de 145 miligales y un gradiente suave de 1.6 mgal/Km, disminuyendo en dirección norte – sur donde se tiene un valor de 121 miligales con un aumento del gradiente de 4.5 mgal/Km.

La tendencia este – oeste de las curvas isoanómalas es consecuencia de la presencia del sistema de fallas de la Cordillera de la Costa.

En la zona suroeste se observa un cierre isoanómalo vinculado a la presencia de un alto topográfico entre La Vega y la carretera Panamericana vía Los Teques.

En la zona noreste se puede ver una protuberancia que se alinea perfectamente con la pequeña cuenca de San Bernardino donde el espesor de sedimentos llega a 130 metros.

6.5 Mapas de la Componente Regional y Residual de la Anomalía de Bouguer.

El mapa de componente regional (Fig. 5.13) elaborado con el modelo de regresión polinómica a partir de un polinomio de tercer orden, muestra una tendencia este – oeste con un valor máximo en el norte de 152 miligales y un gradiente de 1.5 mgal/Km, disminuyendo hacia el sur con un valor mínimo de 119 miligales y un gradiente de 3.25 mgal/Km.

El mapa de componente residual (Fig. 5.14) logra resaltar los dos principales efectos residuales observados anteriormente en el mapa de Isoanomalías de Bouguer, que son el alto topográfico entre la Vega y La carretera Panamericana de Los Teques y la cuenca de San Bernardino. Adicionalmente se observan dos efectos alrededor de la zona anómala perteneciente a San Bernardino y una protuberancia anómala hacia el noroeste del mapa los cuales están vinculados a la región donde se encuentran depositados los sedimentos del valle. De igual forma se observa en el extremo sureste.

6.6 Mapa de la 2da Derivada Vertical.

En el mapa de las derivadas verticales (Fig. 5.15) se puede observar una serie de cierres máximos o mínimos relativos, alineados con el rumbo donde se encuentran depositados los sedimentos del valle. También se observa hacia el suroeste cierres vinculados con el alto topográfico de La Vega y la carretera Panamericana. En la Fig. 6.1 se puede observar mejor la alineación de estos cierres con los sedimentos del valle de Caracas.

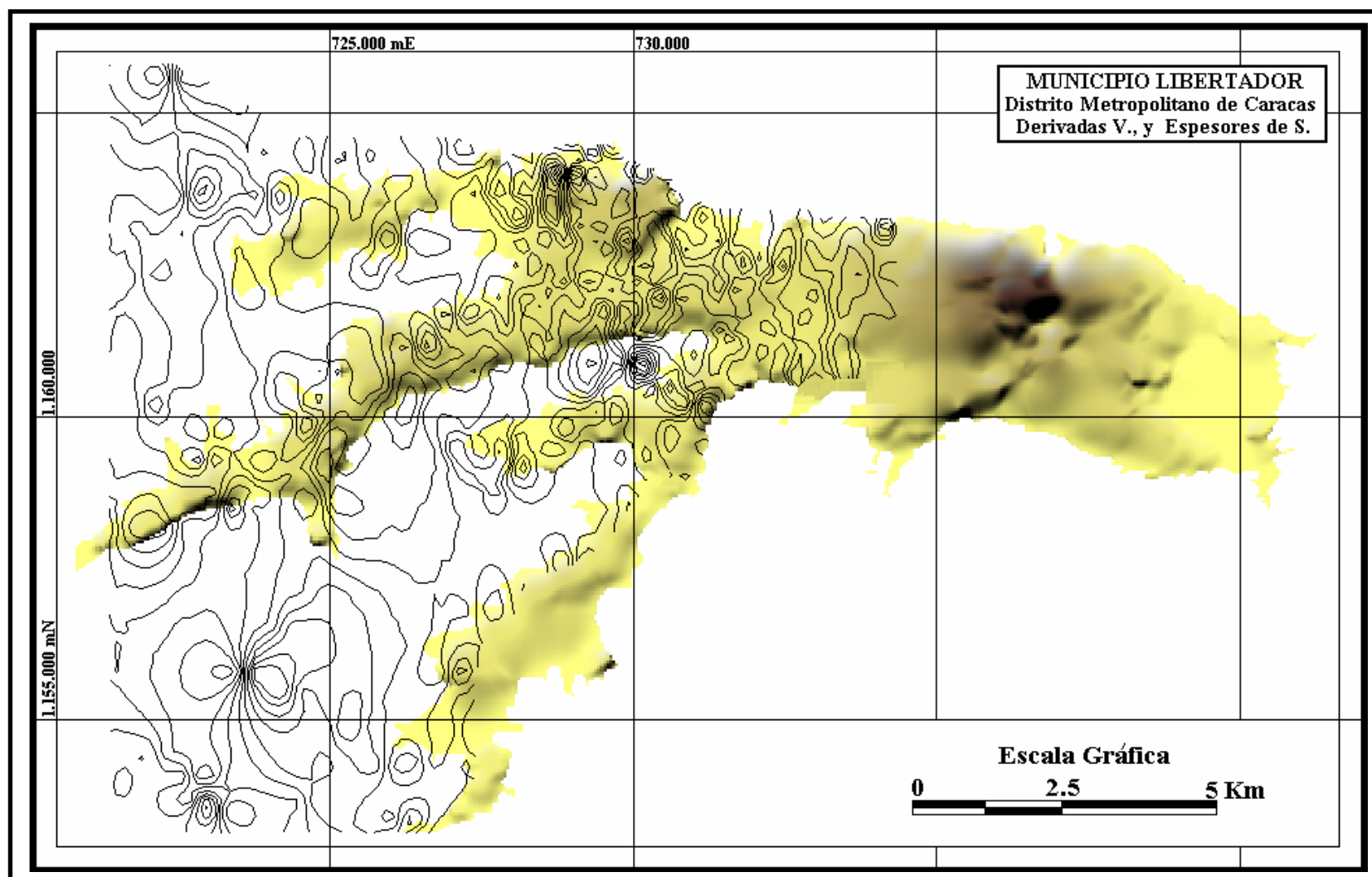


Fig. 6.1 Mapa de la Derivada Vertical con los Espesores de Sedimentos del Municipio Libertador.

6.7 Análisis Espectral.

La grafica 5.17 muestra tres rectas (A, B y C) de ajuste entre la frecuencia y la energía correspondiente a las fuentes principales de la anomalía gravimétrica.

De acuerdo a los cálculos realizados en el apéndice C se encuentra a 122 metros de profundidad el origen de anomalía gravimétrica más somero (Recta C), que se correlaciona con el contacto entre el Esquisto Las Mercedes y los sedimentos. Más profundo, a 398 metros aproximadamente (Recta B), se encuentra la segunda fuente de anomalía perteneciente al contacto entre el Esquisto de Las Mercedes y el Esquisto Las Brisas. Por último la tercera fuente de anomalía se halla a unos 800 metros (Recta A).

6.8 Mapa de Deconvolución de Euler.

Al igual que el análisis espectral la Deconvolución de Euler proporciona información acerca donde puede estar originándose una posible fuente de anomalía gravimétrica.

Al observar la Fig. 5.18, la mayoría de las anomalías gravimétricas someras se encuentran entre las coordenadas Norte 1160000 – 1164000 y coordenadas Este 726500 – 734000 vinculadas al contacto entre el Esquisto de Las Mercedes y los sedimentos.

De color rojo se manifiestan las fuentes anómalas pertenecientes a una profundidad intermedia relacionadas al contacto entre el Esquisto de Las Mercedes y el Esquisto Las Brisas. De color rosado se encuentran las fuentes más profundas de anomalías, originándose principalmente hacia el suroeste del mapa donde aflora el Esquisto Las Brisas.

6.9 Modelos en GM-SYS.

En el modelo P1 N – S (Fig. 5.20) se hallan seis cuerpos representados por: el Esquisto de Las Mercedes, el Esquisto Las Brisas, el Metaconglomerado de Baruta, el Mármol de Antimano, el Esquisto San Julián y el Aluvión del Valle de Caracas.

El Esquisto San Julián se encuentra en contacto con el Esquisto de Las Mercedes y el Esquisto Las Brisas a través de la Falla Ávila.

Entre las coordenadas Norte 1164500 y 1165000 se encuentra en forma de cuña y limitada por la Falla Ávila al norte, y otra falla perteneciente al mismo sistema al sur, un afloramiento del Esquisto de Las Mercedes.

El espesor máximo alcanzado por los sedimentos es de 71 metros, considerándose una densidad promedio de 2.2 gr/cm^3 .

El porcentaje de error del modelo es de 1 para toda la curva calculada, obtenido a partir del rango promedio de la curva calculada por el programa.

El modelo P2 N – S (Fig. 5.21), situado más al oriente con una orientación constante al Este de 730143 , muestra cuatro cuerpos identificados por el Esquisto de Las Mercedes, el Esquisto Las Brisas, el Esquisto San Julián y el Aluvión de Caracas.

Al igual que el modelo P1 N – S el Esquisto San Julián se encuentra en contacto con el Esquisto de Las Mercedes, el Esquisto Las Brisas y el Aluvión de Caracas a través de la Falla Ávila.

El contacto entre el Esquisto de Las Mercedes y el Esquisto Las Brisas se encuentra aproximadamente a 330 metros de profundidad.

La densidad promedio de los sedimentos utilizada es de 2.2 gr/cm^3 , siendo su espesor máximo de 130 metros ubicado en la depresión de San Bernardino.

El porcentaje de error del modelo es de 0.25 para toda la curva calculada.

El perfil P3 W – E (Fig.5.22) con una orientación oeste – este ubicado en la coordenada Norte 1161178, contiene tres cuerpos representados por el Esquisto de Las Mercedes, el Esquisto Las Brisas y el Aluvión de Caracas.

El contacto entre el Esquisto de Las Mercedes y el Esquisto Las Brisas disminuye de oeste a este ubicándose la parte más profunda a 330 metros.

Hacia el extremo este del modelo es donde se alcanza el mayor espesor de sedimentos (124 metros), debido a que comienza el borde de la cuenca de Los Palos Grandes, específicamente a partir de la coordenada 735000 Este.

En el centro del modelo se tiene otro cuerpo de sedimentos llegando a 78 metros de espesor, siendo este el promedio en todo el Valle de Caracas, exceptuando las depresiones de San Bernardino y Los Palos Grandes. Se consideró, igual que los modelos anteriores, la densidad de los sedimentos en 2.2 gr/cm^3 .

El error porcentual del modelo para toda la curva calculada es de 0.11.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

Con la nueva información de pozos obtenida de Hidrocapital se actualizó el mapa de espesores de sedimentos. Éste no puede ser considerado definitivo ya que existen zonas donde no se tienen datos para dar un resultado confiable.

Los espesores varían entre 0 y mayores a 360 metros, encontrándose dos depresiones de importancia: una en San Bernardino con un mínimo de -130 metros y dirección norte – sur; y otra en Los Palos Grandes / Santa Eduvigis con un mínimo mayor a -360 metros con dirección este – oeste; confirmando los trabajos de Kantak y Sánchez en el año 2001, donde la diferencia se manifiesta principalmente en su geometría y en algunos metros por encima y por debajo de los resultados obtenidos en este trabajo.

La disminución general del espesor de los sedimentos es hacia el norte, donde aflora el basamento al pie del Ávila, debido al hecho de que se trata de un semi – graben hundido en un sólo lado en contacto con la cordillera. Hacia el sur del valle también disminuyen los sedimentos de una forma gradual.

El promedio general de los sedimentos en el resto del valle es de 80 metros.

Se sugiere la adquisición de nuevos datos de pozos y estudios más detallados con el fin de determinar la geometría y la extensión exacta de los espesores del Valle de Caracas, especialmente donde se encuentran las dos depresiones de San Bernardino y Los Palos Grandes, lo cual es de suma importancia para conocer el riesgo sísmico de estas zonas.

De acuerdo al análisis estadístico y geoestadístico de la anomalía de Bouguer, los datos presentan un comportamiento normal sesgado hacia la zona donde se encuentra el grueso de la población. Así lo indican los estadísticos y las pruebas no paramétricas de normalidad.

El variograma con menor error y el que mejor se ajusta a los datos es el Gaussiano, usado principalmente para representar superficies suaves.

La zona de mayor continuidad espacial tiene un azimut de $93,75^\circ$ y una dirección este – oeste.

La zona de estudio presenta una tendencia general con dirección este – oeste en las curvas de isoanomalías de Bouguer, coincidiendo con los resultados obtenidos por Sánchez, 2001 en el norte de la región del municipio Chacao.

Las curvas de isoanomalías de Bouguer varían entre 145 miligales en el norte, y 121 miligales en el sur de la región, siendo su gradiente general de 3.05 mgal/Km.

Se evidencia una protuberancia en el noreste del mapa correspondiente a la depresión de San Bernardino y un cierre en el suroeste donde se ubica el alto topográfico entre la La Vega y la carretera Panamericana de Los Teques. Esto es corroborado en el mapa residual el cual muestra dos cierres en las mismas ubicaciones.

Los modelos planteados presentan el contacto entre el Esquisto de Las Mercedes y el Esquisto Las Brisas, con una tendencia constante alrededor de los 330 metros de profundidad,

En los modelos se observó que el Esquisto San Julián se encuentra en contacto de falla con el Esquisto de Las Mercedes, el Esquisto Las Brisas y el Aluvión de Caracas a través de la Falla Ávila al norte de la zona de estudio.

El modelo corrobora que la máxima profundidad alcanzada por los sedimentos se ubica en el noreste de la zona de estudio con 130 metros, perteneciente a la cuenca de San Bernardino la cual es controlada por las fallas transversales del sistema de Fallas Ávila. También se observa una profundización de los sedimentos hacia el oriente de la región, alcanzando 124 metros aproximadamente, debido a que en esa zona comienza la depresión de Los Palos Grandes / Santa Eduvigis.

El promedio de los espesores en el resto del valle, al igual como lo indica el mapa de espesores de sedimentos, es de 80 metros aproximadamente con una densidad de 2.2 gr/cm^3 .

La geología de la región está principalmente compuesta por los esquistos de Las Mercedes y Las Brisas, los cuales podrían considerarse como parte del basamento de la Asociación Metasedimentaria Caracas (Audemard Frank, Comunicación Personal).

Para complementar los resultados obtenidos, se recomienda realizar otros métodos geofísicos como estudios de microtemores de manera local, integrar todos los trabajos gravimétricos y geofísicos realizados en el Área Metropolitana de Caracas, además de incluir núcleos de rocas para la estimación de las densidades de las formaciones geológicas presentes.

Se deben hacer mediciones gravimétricas en el Ávila para poder controlar mejor el contacto Ávila / Valle a través de la falla Ávila.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.

- ABEKI**, N, K.Seo, I. Matsuda, T. Enomoto, D. Watanabe, M. Schmitz, H. Rendón y A. Sánchez.(1998). Microtremor observations in Caracas city, Venezuela. In: Irikura et al. (eds.), The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Balkema, Rotterdam, 619-624 p.p.
- AUDEMARD**, F.A, M.Machette, J.Cox, R.Hart y K.Haller.(2000). Map and database of Quaternary faults in Venezuela and its offshore regions. U.S. Geological Survey Open-File-Report 00-18, 79 p.p. + map.
- AUTOGRAV**. (2000). CG-3 /3M Manual del equipo.
- BARBOZA**, L. y F. Urbani. FUNVISIS. (2003) Petare. Hoja 090 6847-III-NE Caracas. Escala: 1:25.000. Mapa Geológico.
- BARBOZA**, L. y F. Urbani. FUNVISIS . (2003) El Valle . Hoja 093 6847-III-NO Caracas. Escala: 1:25.000. Mapa Geológico.
- BARBOZA**, L. y F. Urbani. FUNVISIS. (2003) Los Chorros. Hoja 095 6847-IV- SE Caracas. Escala: 1:25.000. Mapa Geológico.
- BARBOZA**, L. y F. Urbani. FUNVISIS. (2003) Caracas. Hoja 096 6847-IV-SO Caracas. Escala: 1:25.000. Mapa Geológico.
- BELTRÁN**, C (compilador) (1993) . Mapa neotectónico de Venezuela, Escala 1:2.000.000, FUNVISIS.
- CANTOS**, F. (1974).Tratado de Geofísica Aplicada. Litoprint, España. 520 p.
- COVENIN**. (2001).COVENIN 1756-98 (Rev.2001)"Edificaciones Sismorresistentes", Ministerio de Desarrollo Urbano – FUNVISIS, FONDONORMA, Caracas.
- DELAWARE**, (Seismographic Service Corporation of Delaware / Tulsa, EEUU).(1950).Informe sobre investigaciones de aguas subterráneas del valle de Caracas published, Instituto Nacional de Obras Sanitarias (INOS), Ministerio de Obras Públicas, 189 p.
- DENGO**, G. (1951) a.Geología de la región de Caracas. *Bol. Geol.* Caracas, 1(1): 39 - 115 p.p.
- DENGO**, G . (1951)b .Mapa Geológico de la Región de Caracas, escala 1:50.000. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Dirección de Geología.

- DOBRIN, M.** (1961). Introducción a la Prospección Geofísica. Ediciones Omega, España. 483 p.
- DUVAL, A. M, J. P .Méneroud, S. Vidal y A. Singer.**(1998). Relation between Curves Obtained from microtremor and site effects observed after Caracas 1967 arthquake. 11th European Conference on Earthquake Engieneering, 1-9 p.p.
- FUNVISIS.**(1978). Segunda Fase del Estudio del Sismo ocurrido en Caracas el 29 de Julio de 1967. Ministerio de Obras Públicas, Comisión Presidencial para el Estudio del Sismo, FUNVISIS, Caracas, Venezuela, Volumen A, 517 p.
- GEOSOFT Inc.** (1994). Gravity Processing System. Manual de GEOSOFT. 26 p.
- GEOSOFT Inc.** (1994). MAGMAP. 2-D frequency domain processing [Programa]. 33 p.
- GEOSOFT Inc.** (1994). GRIDEPTH. 3-D Euler deconvolution of potential field data [Programa]. 29 p.
- GEOSOFT Inc.** (1994). GM-SYS v 3.70.09G. Gravity and magnetics System [Programa].
- GOBERNACIÓN del Distrito Federal,.** (1984) Caracas. Hojas E-42, E-43,G-44, H-44 y I-44. Caracas. Escala: 1:5.000. Mapas Topográficos.
- GOLDEN Software, Inc.** (1996). Surfer (Win 32) v. 6.02. [Programa].
- GOLDEN Software, Inc.** (2002). Surfer v. 8.00. [Programa].
- GONZÁLEZ DE JUANA C, J. M. Iturralde y X. Picard .**(1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Ed.Foninves, Caracas, 2 Vols, 031 p.
- GRIDSTATPRO Inc.** (2003). GRIDSTATPRO, Geostatistical Modeling. [Programa].
- KANTAK, P.** (2001). Sediment thickness, an east - west cross section, Shallow Seismic velocities, and microtremor measurements in the Caracas valley. Graduate tesis, Universität Bonn (Germany) / FUNVISIS, Caracas, 268 p (published on CD in GEOS, 35 (2002), UCV, Caracas).
- LONGMAN, I.**(1959). Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun. Journal of Geophysical Research. December. United States. 64 (12): 2351-2355 p.p.

MAPINFO Corporation. (2003). MapInfo v. 7.5. [Programa].

MINISTERIO de Desarrollo Urbano,. (1983) Caracas. Hojas F-42, F-43, H-43 y I-43. Caracas. Escala: 1:5.000. Mapas Topográficos.

MUÑOS, N. y A. Singer (1977). Sedimentos Lacustres en el Valle de Caracas y su importancia geotécnico, Noviembre 19 – Noviembre 23. V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1743-1748 p.p.

ROCABADO, V, M. Schmitz, G. Malavé y T. Enomoto . (2001). Períodos fundamentales y amplificación del suelo de la ciudad de Caracas utilizando la técnica de Nakamura. International Workshop “Study on Countermeasures for Earthquake Disaster in Caracas (1999-2001)”, Caracas, Venezuela, August 24- August 25, 2000, Serie Técnica, FUNVISIS, Caracas, 130-139 p.p.

RODRÍGUEZ, A., F. Urbani, F. Audemard, H. Stockhausen, L. Barboza, S. Rodríguez, L.Melo, V. Cano, J. Suárez, A. Castillo y H. Fournier. (2001). El Macizo del Ávila, geología y procesos de agradación ocurridos en diciembre, 1999. Taller Internacional “Estudios de métodos y acciones para contrarrestar los efectos producidos por terremotos en Caracas” (1999-20001). Caracas, Venezuela, 24 – 25 agosto, 2000, Serie Técnica, FUNVISIS, Caracas, 145-155 p.p.

SÁNCHEZ, J. (2001). Modelaje Gravimétrico del Basamento de la Cuenca de Los Palos Grandes. Trab. Esp de G, Dep de Geof. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 94 p.

SÁNCHEZ, J. M. Schmitz y V. Cano. (2002). Mediciones sísmicas profundas en Caracas para la determinación del espesor de sedimentos y velocidades sísmicas como aporte para el estudio de Microzonificación Sísmica, Caracas, Venezuela, Julio 18 – Julio 20, 2002, Serie Técnica, FUNVISIS, Caracas, 119-124 p.p.

SCHERER, W., J. Manrique y M. Mancilla. (1999). Léxico Estratigráfico Electrónico [Documento en línea], Disponible: www.pdv.com/lexico.

SEED, H. B, I.M. Idriss y H. Dezfulian. (1970). Relationships between soil conditions and building damage in the Caracas earthquake of July 29, 1967. EERC-Report 70-2, Berkeley, California, 40 p.

SINGER, A. (1977). Tectónica reciente, morfogénesis sísmica y riesgo geológico en el Graben de Caracas, Caracas, Venezuela, Noviembre 19 – Noviembre 23. V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1861-1902 p.p.

SPECTOR, A y F. Grant. (1970). Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data. Geophysics. April. United States. 35 (2): 293 – 302 p.p.

SPSS Inc. (1999). SPSS v. 10.0 [Programa].

URBANI, F. y M. Ostos. (1989). El Complejo Ávila, Cordillera de la Costa, Venezuela. GEOS, 29: 205-215 p.p.

WESTON (Weston Geophysical Engineers International INC.) (1969). Investigaciones sísmicas en el valle de Caracas y en el Litoral Central (bajo la planificación y supervisión de la Comisión Presidencial para el Estudio del Sismo), Caracas, 22 p.

APÉNDICES.

Apéndice A.

 HIDROCAPITAL C.A. Compañía de Acueductos del Distrito Federal y Estado de México				FICHA TECNICA DEL POZO			
POZO N° 84	CÓDIGO MARNR DF-6454228A	DENOMINACIÓN HOSPITAL PERIFERICO DE CATIA		EMPRESA RIMOCA	PROFUNDIDAD 66 m		
PERFORACIÓN		REGISTRO ELÉCTRICO		TUBERÍA DE REVESTIMIENTO		CAISING	
INICIO 03/06/96	TERMINACIÓN 11/06/96	DIAMETRO 9 5/8"	FECHA 05/06/96	MATERIAL P.V.C.	DIAMETRO 200 mm	MATERIAL ACERO	
						LONG. 14,24 m	
						Ø 20"	
PERFIL DEL POZO				INFORMACIÓN HIDRÁULICA			
TUBERÍA RANURADA O CIEGA	PROF. (M)	LITOLOGÍA	CAUDAL NOMINAL LTS/SEG.	NIVEL ESTÁTICO	NIVEL DE BOMBEO	PROFUNDIDAD DE INSTALACIÓN DE LA BOMBA	
Nivel Terreno	2	ARENA FINA	5	5,90 m	26 m	56 m	
Nivel Tanquilla	8						
	10	ARENA MEDIA					
	13	ARENA FINA, MEDIA Y GRUESA	INFORMACIÓN DE EQUIPAMIENTO				
	20		MANIFOLD				
	30		VÁLVULA CHECK	VÁLVULA DE COMPUERTA PRINCIPAL	VÁLVULA DE COMPUERTA LIMPIEZA		
	31		4"	4"	4"		
	37	GRAVA GRUESA	TUBERÍA DE DESCARGA				
	40		TIPO	Ø	LONGITUD	Nº DE SECCIONES	
	50		Acero SCH-40 con anillos	3"	52 m	17	
	60		BOMBA SUMERGIBLE				
	70	ESQUISTO MICACEO	MARCA	MODELO	Ø DESCARG.	Ø TAZON	Nº TAZONES
	80		Fairbanks Morse	756M9	3"	4"	300117
	90		MOTOR DE LA BOMBA				
			MARCA	AMPERAJE NOMINAL	POTENCIA	SERIAL	TENSIÓN NOMINAL
			Franklin Electric	12 Amps	7 ½ HP	460 VAC	
			CENTRO DE CONTROL DE MOTORES				
			SUPERVISOR DE FASES				
			MONITOREO	TENSIÓN MÍNIMA	TENSIÓN MÁXIMA	DESBALANCE	RETARDO
			480 VAC	420 VAC	520 VAC	SENSIBILIDAD BAJA	180 seg
			SONDAS ELÉCTRICAS DE NIVEL		PRESOSTATO CALIBRADO	TEMPORIZADOR ANTE FALLAS TRANSITORIAS	RELOJ PROGRAMABLE
			MÍNIMA (PARADA)	MÁXIMA (ARRANQUE)			
			51 m	45 m	20 mca	6 min	24 h
			SUMINISTRO ELÉCTRICO				
			ORIGEN	TIPO	TENSIÓN		
			☒ EDC. ☐ INTERNO	Delta Abierto con dos transformadores de 25 Kva c/u	480 V		
			N.I.S. 608467601				
			CONEXIÓN HIDRÁULICA				
			MATERIAL	LONGITUD	Ø		
			ACERO	5 m	4"		
			MATERIAL	LONGITUD	Ø	PRESIÓN NOMINAL DE LA RED	
			P.V.C.	35 m	75 mm	TANQUE	
			MEDIDOR DE CAUDAL				
			MARCA	Ø	SERIAL		
			ARAD	3"	147019		
			SISTEMA DE CLORACIÓN				
			MARCA	MODELO	BOMBONAS		
			ADVANCE	100 E	2		
			BOMBA BOOSTER				
			MARCA	MODELO	SERIAL	TENSIÓN	POTENCIA
			KSB	853	8539702-10	220 monofásica	1 ½ Hp
			FECHA DE ARRANQUE DE LOS EQUIPOS: AGOSTO 97				

Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun¹

I. M. LONGMAN

*Institute of Geophysics, University of California
Los Angeles, California*

Abstract—A summary of formulas with which the tidal accelerations due to the moon and the sun can be computed at any given time for any point on the earth's surface, without reference to tables, is presented in this paper. These formulas are convenient for computer use.

Introduction—The basic formulas for the computation of the vertical and horizontal components of tidal acceleration, g_v and h_v , on a rigid earth have been given by a number of authors. The analysis is given, for example, by Doodson [1921], Schureman [1924], Pettit [1954], and Bartels [1957]. A good account is also given by Doodson and Warburg [1941]. Schureman's manual was reissued as a revised edition in 1941, but in this paper references are given to the older edition in cases where a particular formula no longer appears in the new edition, or a result is less accurately given there. The essential first step in all these formulations is the expression of the effective tidal acceleration in terms of the zenith angle and the distance of the tide-producing body. From this point there are two main lines of development. Doodson, Schureman, and Bartels proceeded to develop the lunar and solar tides into their harmonic constituents, whereas Pettit gave formulas with which the tidal forces can be computed with the aid of tables from the *American Nautical Almanac*.

The author was recently engaged in programming g_v for an electronic computer. The computer was to display g_v as a function of time for any given place on the earth's surface, starting at any given epoch. For this purpose it seemed desirable to use a closed form for the expression for g_v , rather than its harmonic development, and to obviate the use of tables in the computation. The formulas of Schureman were cast into a form convenient for the purpose, and the

resulting expressions were used in a g_v program for an IBM 709 computer. In view of the usefulness of this program it appears to the author that a summary of the formulas used is of interest.

Theory—The symbols used in this discussion are

- a earth's equatorial radius (6.378270×10^8 cm)
- a' defined in equation (31)
- a_1' defined in equation (32)
- A ascending intersection of moon's orbit with the equator
- c mean distance between centers of the earth and the moon
- c_1 mean distance between centers of the earth and the sun (1.495000×10^{13} cm) [Pettit, 1954]
- C defined in equation (34)
- d distance between centers of the earth and the moon
- D distance between centers of the earth and the sun
- e eccentricity of the moon's orbit (0.054899720 [Schureman, 1924, p. 172]; 0.05490 [Schureman, 1941, p. 162])
- e_1 eccentricity of the earth's orbit
- g_v vertical component of tidal acceleration due to the sun and the moon
- g_m vertical component of tidal acceleration due to the moon
- g_s vertical component of tidal acceleration due to the sun
- h mean longitude of the sun
- h_v horizontal component of tidal acceleration due to the sun and the moon

¹Institute of Geophysics Publication No. 147. This research was supported by the Office of Naval Research under Contract Nonr 233(19).

Apéndice B.

2352

I. M. LONGMAN

h_m horizontal component of tidal acceleration due to the moon
 h_s horizontal component of tidal acceleration due to the sun
 H height of point of observation above sea level
 i inclination of the moon's orbit to the ecliptic
 I inclination of the moon's orbit to the equator
 l longitude of moon in its orbit reckoned from its ascending intersection with the equator
 l_1 longitude of sun in the ecliptic reckoned from the vernal equinox
 L terrestrial longitude of general point P on earth's surface
 m ratio of mean motion of the sun to that of the moon (0.074804 [Schureman, 1941, p. 162])
 M mass of moon
 N longitude of the moon's ascending node in its orbit reckoned from the referred equinox ($N = \Omega T'$ in Fig. 1)
 p mean longitude of lunar perigee
 p_1 mean longitude of solar perigee
 P general point on the earth's surface
 r distance from P to the center of the earth
 s mean longitude of moon in its orbit reckoned from the referred equinox
 S mass of sun
 t hour angle of mean sun measured westward from the place of observations
 t_0 Greenwich civil time measured in hours
 T number of Julian centuries (36,525 days) from Greenwich mean noon on December 31, 1899
 α defined in equations (15) and (16)
 θ zenith angle of moon
 λ terrestrial latitude of general point on earth's surface
 μ Newton's gravitational constant
 ν longitude in the celestial equator of its intersection A with the moon's orbit (side AT in Fig. 1)
 ξ longitude in the moon's orbit of its ascending intersection with the celestial equator
 σ mean longitude of moon in radians in its orbit reckoned from A
 T vernal equinox

T' referred equinox
 φ zenith angle of sun
 χ right ascension of meridian of place of observations reckoned from A
 χ_1 right ascension of meridian of place of observations reckoned from the vernal equinox
 ω inclination of the earth's equator to the ecliptic = 23.452° [Schureman 1941, p. 162]
 Ω moon's ascending node

Referring to Schureman [1941, p. 13], we see that, if the fifth power of the moon's parallax (which could only contribute less than 0.05 per cent of the total tide-producing force) is ignored, the vertical component (upwards) of the lunar tidal force per unit mass at a point P on the earth's surface is

$$g_m = \frac{\mu M r}{d^3} (3 \cos^3 \theta - 1) + \frac{3}{2} \frac{\mu M r^2}{d^4} (5 \cos^3 \theta - 3 \cos \theta) \quad (1)$$

To the same order of accuracy the horizontal component is

$$h_m = \frac{3}{2} \frac{\mu M r}{d^3} \sin 2\theta + \frac{3}{2} \frac{\mu M r^2}{d^4} (5 \cos^2 \theta - 1) \sin \theta \quad (2)$$

The expressions for the components of tidal acceleration due to the sun are similar, the terms depending on the fourth power of the sun's parallax being negligible. Thus

$$g_s = \frac{\mu S r}{D^3} (3 \cos^2 \varphi - 1) \quad (3)$$

$$h_s = \frac{3}{2} \frac{\mu S r}{D^3} \sin 2\theta \varphi \quad (4)$$

$$g_0 = g_m + g_s \quad (5)$$

and

$$h_0 = h_m + h_s \quad (6)$$

In order to express g_0 , h_0 as functions of the time for any given point P (given latitude λ and longitude L), it is necessary to obtain θ , φ , d , and D as functions of time, and r as a function of latitude (and altitude). Schureman

TIDAL ACCELERATIONS DUE TO THE MOON AND THE SUN

2353

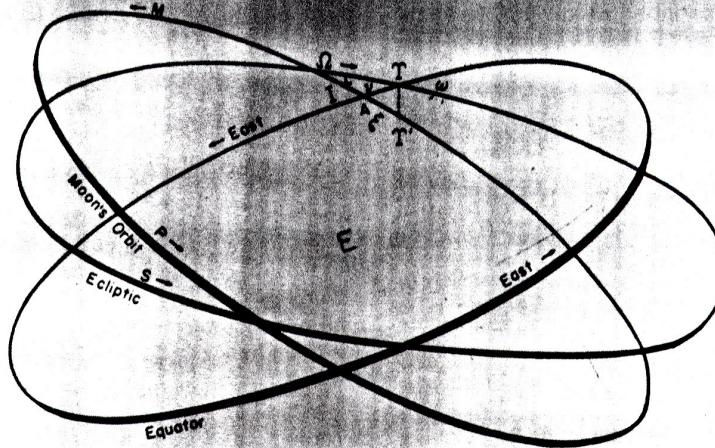


FIG. 1—Orbital parameters.

[1924, p. 30, equation 81] derives the relation* $p = 334^{\circ} 19' 40.87''$

$$\begin{aligned} \cos \theta &= \sin \lambda \sin I \sin l \\ &+ \cos \lambda [\cos^2 \frac{1}{2} I \cos (l - \chi) \\ &+ \sin^2 \frac{1}{2} I \cos (l + \chi)] \end{aligned} \quad (7)$$

A similar relation holds for the sun's zenith angle φ :

$$\begin{aligned} \cos \varphi &= \sin \lambda \sin \omega \sin l_1 \\ &+ \cos \lambda [\cos^2 \frac{1}{2} \omega \cos (l_1 - \chi_1) \\ &+ \sin^2 \frac{1}{2} \omega \cos (l_1 + \chi_1)] \end{aligned} \quad (8)$$

Schureman [1941, p. 19] gave for the longitude of the moon in its orbit

$$\begin{aligned} l &= \sigma + 2e \sin (s - p) + \frac{5}{4} e^2 \sin 2(s - p) \\ &+ \frac{15}{4} me \sin (s - 2h + p) \\ &+ \frac{11}{8} m^2 \sin 2(s - h) \end{aligned} \quad (9)$$

and (p. 162) the following expressions for s , p , h :

$$\begin{aligned} s &= 270^{\circ} 26' 14.72'' \\ &+ (1336 \text{ rev.} + 1,108,411.20'')T \\ &+ 9.09''T^2 + 0.0068''T^3 \end{aligned} \quad (10)$$

* This relation is not given in Schureman [1941], where the development of the tidal forces has been rearranged.

$$\begin{aligned} &+ (11 \text{ rev.} + 392,515.94'')T \\ &- 37.24''T^2 - 0.045''T^3 \end{aligned} \quad (11)$$

$$\begin{aligned} h &= 279^{\circ} 41' 48.04'' \\ &+ 129,602,768.13''T + 1.089''T^2 \end{aligned} \quad (12)$$

These expressions may be compared with those given by Bartels [1957, p. 747]. Bartels' formulas are equivalent to

$$\begin{aligned} s &= 270^{\circ} 26' 11.72'' \\ &+ (1336 \text{ rev.} + 1,108,406.05'')T \\ &+ 7.128''T^2 + 0.0072''T^3 \end{aligned} \quad (10')$$

$$\begin{aligned} p &= 334^{\circ} 19' 46.42'' \\ &+ (11 \text{ rev.} + 392,522.51'')T \\ &- 37.15''T^2 - 0.036''T^3 \end{aligned} \quad (11')$$

$$\begin{aligned} h &= 279^{\circ} 41' 48.05'' \\ &+ 129,602,768.11''T + 1.080''T^2 \end{aligned} \quad (12')$$

σ is given by the relation

$$\sigma = s - \xi \quad (13)$$

With reference to Figure 1, a little elementary spherical trigonometry shows ξ to be given by

$$\xi = N - \sin^{-1} (\sin \omega \sin N / \sin I) \quad (14)$$

In order to render the inverse sine in this formula

Apéndice B.

2354

I. M. LONGMAN

unique, we also apply a cosine formula to the spherical triangle ΩAT . Denoting the side ΩA by α , we then have

$$\cos \alpha = \cos N \cos \nu + \sin N \sin \nu \cos \omega \quad (15)$$

where ν is the side AT (Fig. 1) and is the longitude in the celestial equator of its intersection A with the moon's orbit; ν is given by equation (21) below, while $\sin \alpha$ is given, as above, by

$$\sin \alpha = \sin \omega \sin N / \sin I \quad (16)$$

From the values of $\sin \alpha$ and $\cos \alpha$ we compute $\tan(\alpha/2)$ from the formula

$$\tan(\alpha/2) = \sin \alpha / (1 + \cos \alpha) \quad (17)$$

Now since α lies in the interval $(0, 2\pi)$, $\alpha/2$ lies in $(0, \pi)$ and hence when α is computed as

$$\alpha = 2 \tan^{-1} [\sin \alpha / (1 + \cos \alpha)] \quad (18)$$

its value is uniquely determined.

The longitude N of the moon's node is given by Schureman [1941, p. 162]

$$\begin{aligned} N = & 259^\circ 10' 57.12'' \\ & - (5 \text{ rev.} + 482,912.63'')T \\ & + 7.58''T^2 + 0.008''T^3 \end{aligned} \quad (19)$$

Bartels [1957, p. 747] gives a formula which is equivalent to

$$\begin{aligned} N = & 259^\circ 10' 59.81'' \\ & - (5 \text{ rev.} + 482,911.24'')T \\ & + 7.48''T^2 + 0.007''T^3 \end{aligned} \quad (19')$$

The inclination I of the moon's orbit to the equator is given by

$$\cos I = \cos \omega \cos i - \sin \omega \sin i \cos N \quad (20)$$

I is always positive and varies between about 18° and 28° . Also ν is given in terms of I , N by the relation

$$\nu = \sin^{-1} [\sin i \sin N / \sin I] \quad (21)$$

and here the inverse sine is unique, since we always have $-15^\circ < \nu < 15^\circ$. Schureman [1941, p. 162] gives

$$i = 5.145^\circ \quad (22)$$

The angle χ in (7) is given by

$$\chi = t + h - \nu \quad (23)$$

For a point P on the earth's surface with longitude L , the value of t is

$$t = 15(t_0 - 12) - L \quad (24)$$

expressed in degrees.

Equations (9) to (24) enable us to determine the moon's zenith angle from equation (7).

Turning now to equation (8) for the sun's zenith angle, we see that the sun's longitude l_1 is given by

$$l_1 = h + 2e_1 \sin(h - p_1) \quad (25)$$

According to Schureman [1941, p. 162] p_1 is given by

$$\begin{aligned} p_1 = & 281^\circ 13' 15.0'' + 6,189.03''T \\ & + 1.63''T^2 + 0.012''T^3 \end{aligned} \quad (26)$$

and e_1 is given* by Schureman [1924, p. 172] as

$$\begin{aligned} e_1 = & 0.01675104 - 0.00004180T \\ & - 0.000000126T^2 \end{aligned} \quad (27)$$

Bartels [1957, p. 747] gave an almost identical expression for p_1 :

$$\begin{aligned} p_1 = & 281^\circ 13' 14.99'' + 6188.47''T \\ & + 1.62''T^2 + 0.011''T^3 \end{aligned} \quad (26')$$

The quantity χ_1 is given by

$$\chi_1 = t + h \quad (28)$$

Equations (25) to (28) suffice to determine the sun's zenith angle from equation (8).

Referring to equations (1) to (4) we see that if we use the known values of μ , M , S , that is [Pettit, 1954],

$$\begin{aligned} \mu &= 6.670 \times 10^{-8} \text{ cgs units} \\ M &= 7.3537 \times 10^{25} \text{ grams} \\ S &= 1.993 \times 10^{33} \text{ grams} \end{aligned}$$

the tidal forces are determined if we know d , the distance between the centers of the earth and moon, and D , the distance between the centers of the earth and sun. Both quantities

* Schureman [1941, p. 162] merely gives $e_1 = 0.01675$, epoch Jan. 1, 1900.

TIDAL ACCELERATIONS DUE TO THE MOON AND THE SUN

2355

are variable, being given by the relations [Schureman, 1924, pp. 55 and 172]

$$\begin{aligned} 1/d &= 1/c + a'e \cos(s - p) \\ &+ a'e^2 \cos 2(s - p) \\ &+ (15/8)a'me \cos(s - 2h + p) \\ &+ a'm^2 \cos 2(s - h) \end{aligned} \quad (29)$$

$$1/D = 1/c_1 + a_1'e_1 \cos(h - p_1) \quad (30)$$

Here c = mean distance between the centers of the earth and the moon = 3.84402×10^{10} cm. This figure is derived from Schureman's [1941, p. 162] value $c = 238,857$ miles. Also

$$a' = 1/[c(1 - e^2)] \quad (31)$$

a_1' is given by the formula analogous to (31):

$$a_1' = 1/[c_1(1 - e_1^2)]^* \quad (32)$$

Equations (29) to (32) now enable us to determine the tidal forces at any given point at distance r , say, from the center of the earth. For points on the earth's surface it is convenient to make use of the known shape of the earth and to express r in terms of the height above sea level and the latitude. Assuming the earth to be an ellipsoid with parameters as adopted by Lecar and others [1959], we have

$$r = Ca + H \quad (33)$$

where C is given by

$$C^2 = 1/(1 + 0.006738 \sin^2 \lambda) \quad (34)$$

Equations (1) to (34) determine the tidal acceleration at any point on the earth's surface. The (unprimed) equations have been checked

* Equations (29) and (30) are also given by Schureman [1941, pp. 20 and 39] but with $a' = 1/c$, $a_1' = 1/c_1$. Essentially, this means that e^2 , e_1^2 have been neglected in comparison with unity.

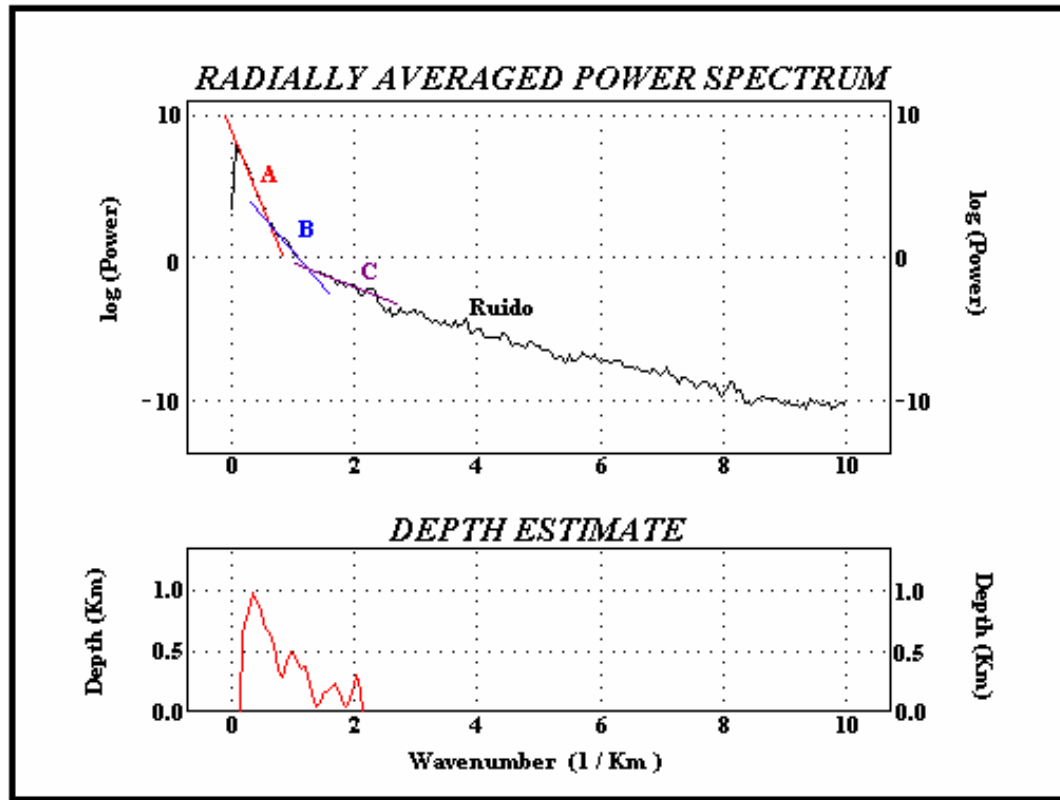
by computing a number of cases (using an IBM 709 computer) and comparing the results with computations based on Pettit's [1954] paper, and also with computations (unpublished) by Pettit on S.W.A.C. (an electronic computer at the University of California). In every case agreement to within a fraction of a microgal was obtained. To this order of accuracy it is immaterial whether equations (10'), (11'), (12'), (19'), (26') or the unprimed equivalents are used. Furthermore, in the actual program, values of a and C based on the Hayford spheroid model of the earth [Hayford, 1910] were used, and here again adoption of the later values given in this paper has no effect on the order of accuracy stated above.

REFERENCES

- BARTELS, J., *Gezeitenkräfte, Handbuch der Physik*, Vol. XLVIII, Geophysik II, Springer-Verlag, Berlin, 1957.
DOODSON, A. T., The harmonic development of the tide-generating potential, *Proc. Roy. Soc. London, A*, 100, 305, 1921.
DOODSON, A. T., AND H. D. WARBURG, *Admiralty Manual of Tides*, Her Majesty's Stationery Office, London, 1941.
HAYFORD, J. F., *Supplementary Investigation in 1909 of the Figure of the Earth and Isostasy*, Govt. Printing Office, Washington, D. C., 1910.
LECAR, M., J. SORENSON, AND A. ECKELS, A determination of the coefficient J of the second harmonic in the earth's gravitational potential from the orbit of Satellite 1958 β , *J. Geophys. Research*, 64, 209-216, 1959.
PETTIT, J. T., Tables for the computation of the tidal accelerations of the sun and moon, *Trans. Am. Geophys. Union*, 35, 193, 1954.
SCHUREMAN, P., A manual of the harmonic analysis and prediction of tides, *U. S. Coast and Geodetic Survey, Spec. Publ. 98*, 1924.
SCHUREMAN, P., A manual of the harmonic analysis and prediction of tides, *U. S. Coast and Geodetic Survey Spec. Publ. 98*, Revised Ed., 1941.

(Manuscript received June 13, 1959; revised October 1, 1959.)

Apéndice C.



Profundidad Estimada = $\frac{m}{4\pi}$, donde m es la pendiente de la recta.

Recta A.

$$m_a = \frac{7-4}{0.2-0.5} = -10 \quad ; \quad \text{Prof. Est. A} = \frac{-10}{4\pi} = -796 \text{ m}; \quad \text{Prof. Est. A} = 796 \text{ m}$$

Recta B.

$$m_b = \frac{3-1}{0.5-0.9} = -5 \quad ; \quad \text{Prof. Est. B} = \frac{-5}{4\pi} = -398 \text{ m}; \quad \text{Prof. Est. B} = 398 \text{ m}$$

Recta C.

$$m_c = \frac{-1-(-3)}{1.3-2.6} = -1.54 \quad ; \quad \text{Prof. Est. C} = \frac{-1.54}{4\pi} = -122 \text{ m}; \quad \text{Prof. Est. C} = 122 \text{ m}$$