

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS GEOFÍSICO EN LA REGIÓN DE GURI AL NORDESTE DEL
ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA**

Trabajo Especial de Grado.
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar por el título de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Morgado Vielma, Leonardo Arturo

Caracas, noviembre 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS GEOFÍSICO EN LA REGIÓN DE GURI AL NORDESTE DEL ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA

Tutor académico: Prof. Inírida Rodríguez
Cotutor académico: Prof. Sebastián Grande
Tutor industrial: Ing. Octimio Gutiérrez

Trabajo Especial de Grado.
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
para optar por el título de Ingeniero Geofísico
Por el Br. Morgado Vielma, Leonardo Arturo

Caracas, noviembre 2004

Dedicado a mis pacientes y a la vez pujantes padres.
A mis tolerantes y amadas hermanas.
A todos mis amigos.
A José Alberto, mi sobrino.
A mi pioja. Mi inspiración.

AGRADECIMIENTOS

Agradeceré en primer lugar a todos los involucrados en mi formación como Ingeniero Geofísico en la ilustre Universidad Central de Venezuela.

Así mismo quiero destacar el apoyo recibido durante la elaboración de este trabajo por parte de cada uno de mis tutores, le doy las gracias al profesor Sebastián Grande, por su asistencia en materia geológica, de igual modo quiero agradecer a mi tutor académico, ingeniero Octimio Gutiérrez, quien suministró la gran mayoría de los datos necesarios para el desarrollo de este trabajo y agradecer a la profesora Inírida Rodríguez por su asistencia y apoyo en cada una de las etapas del proceso de elaboración de la investigación.

Por supuesto agradecer el apoyo incondicional e infinito de mis padres y hermanas no sólo en el extenso período que involucró este trabajo, sino durante la, por momentos interminable, carrera universitaria que en estos días culminaré. Edilia, Nelson, Milagros y Adriana muchas gracias.

Aprovecho para estamparle un beso indeleble a mi amada Pioja, quien me apoyó de manera muy especial durante este último año 2004 y que espero esté a mi lado muchos más...sin alergias.

Agradezco el apoyo en los momentos amargos y la compañía en los más ligeros a mis amigos, el Búho Peraza, Rapi Porras, El Abuelo Rodríguez, El Gust Myers, El Panita Vidal, Perro e' Rancho Sojo, Malajunta, Chirimelli, Piso 5 Vergara e Isabelito Guerrero. Así como a los que me acompañaron durante toda la carrera, Toronto e' 5000 Díaz, El Rocotoco Aponte, El Chile Veloso, al Diablo Castillo, Sin Escrúpulos Yépez y a los que por su buena conducta no destacaron. **Mil gracias a todos...**

Morgado V. Leonardo A.
ANÁLISIS GEOFÍSICO INTEGRADO EN LA REGIÓN DE GURÍ AL
NORDESTE DEL ESTADO BOLÍVAR, VENEZUELA

Profesora Inírida Rodríguez, tutora académica. Profesor Sebastián Grande,
cotutor académico. Ingeniero Octimio Gutiérrez, tutor industrial (Ingeomín).
Tesis. Caracas. Universidad Central de Venezuela. Facultad de Ingeniería.
Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geofísica. 2004.

n° pag. 172

Tomando como base mapas aeromagnéticos (IMT) y radiométricos de un trabajo realizado entre la década de los cincuenta y los sesenta, y datos gravimétricos de la Red Nacional de Gravimetría, esta investigación está orientada a generar como producto final tres modelos geológicos para determinar la distribución estructural del subsuelo y a su vez, determinar los sitios más aptos para la explotación minera así como delimitar zonas de minería que ya hayan sido ubicadas en el pasado por otros autores.

La zona de trabajo a la cual se hace referencia este trabajo está limitada a un área de 4.620 kilómetros cuadrados del Escudo de Guayana, en su parte venezolana y está ubicada en las adyacencias del Embalse de Guri, al noroeste del Estado Bolívar, entre las coordenadas 8° 00' - 7° 30' de latitud Norte y 63° 15' - 62° 30' de longitud Oeste.

La base de datos con la que se trabajó se obtuvo digitalizando los mapas aeromagnéticos de intensidad magnética total y los radiométricos. Una vez digitalizados se les aplicaron técnicas de estadística clásica y de geoestadística para depurarlos y validarlos. Las mismas técnicas tanto de estadística como de geoestadística se utilizaron, con el mismo fin, en el análisis de los datos gravimétricos.

Como uno de los productos iniciales de la investigación se generaron mapas nuevos y en formato digital de intensidad magnética total, radiométricos y anomalía de Bouguer. Una vez analizados se escogieron las mejores ubicaciones para realizar perfiles; a éstos se les practicó un análisis espectral y se determinaron las profundidades de los cuerpos más destacados considerados responsables de las anomalías más representativas.

Finalmente se llegó al producto final y se proponen tres modelos de subsuelo a partir de cada perfil, avalados por el resto de la información tanto geofísica como geológica.

De aquí se llega a varios comentarios finales. Por su proceso natural de formación y luego de deformación constante a través del paso del tiempo, el Escudo Guayanés en su gran mayoría tiene una disposición estructural un tanto caótica y desordenada. Esto complica la geología de manera sustancial por lo tanto en este sentido se recomienda hacer estudios detallados en la zona con la mayor cantidad de herramientas tanto geológicas como geofísicas y con la mejor tecnología disponible hoy en día. Así mismo se proponen nuevas áreas con interés minero, hierro principalmente, hacia el norte y el oeste de la zona de estudio, sobre todo en el espacio que está abarcado en su mayoría por la Formación Imataca del Precámbrico.

ÍNDICE GENERAL

	Página
Dedicatoria	i
Agradecimientos	ii
Resumen	iii
Índice General	v
Lista de Figuras	vii
Lista de Tablas	x
Capítulo 1: Ubicación de la Zona de Trabajo y Metodología	1
1.1 Introducción	1
1.2 Objetivos Generales	3
1.3 Localización del Área de Estudio	4
1.4 Metodología de Trabajo	6
1.5 Trabajos Previos	9
Capítulo 2: Geología de la Zona de Trabajo	22
2.1 Evolución Geológica de la Región	22
2.2 Geología Regional	25
2.2.1 Escudo de Guayana	25
2.2.2 Provincia de Imataca	27
2.2.2.1 Complejo de Imataca	29
2.2.3 Provincia de Pastora	30
2.2.3.1 Supergrupo Pastora	31
2.2.4 Provincia de Cuchivero	32
2.2.5 Provincia de Roraima	33
2.3 Geología Local	36
2.3.1 Grupo Carichapo	36
2.3.2 Complejo Supamo	39
2.3.3 Formación El Cedral	41
2.4 Reconocimiento Geológico de Campo	42
Capítulo 3: Marco Teórico	58
3.1 Método Magnético	58
3.1.1 Generalidades	58
3.1.2 Campo Magnético Terrestre	59
3.1.3 Comportamiento Magnético de la Materia	62
3.1.4 Objetivos de los Métodos Magnéticos	63
3.1.5 Métodos Aeromagnéticos	64
3.2 Métodos Gravimétricos	66
3.2.1 Generalidades	66
3.2.2 Campo Gravimétrico Terrestre	67
3.2.3 Determinación de Estructuras Subterráneas	70
3.3 Métodos Radiométricos	72
3.3.1 Generalidades	72
3.3.2 Fundamentos Físicos	73

3.3.3 Fundamentos Geológicos	77
Capítulo 4: Estudio Estadístico y Geoestadístico de los Datos Aeromagnéticos, Radiométricos, Gravimétricos y Muestras de Mano.	80
4.1 Métodos Magnéticos	81
4.1.1 Datos Aeromagnéticos	81
4.1.2 Digitalización de los Datos Aeromagnéticos	82
4.1.3 Estadística de los Datos Aeromagnéticos	83
4.1.4 Geoestadística de los Datos Aeromagnéticos	90
4.2 Métodos Radiométricos	92
4.2.1 Datos Radiométricos	92
4.2.2 Digitalización de los Datos Radiométricos	92
4.2.3 Estadística de los Datos Radiométricos	92
4.3 Métodos Gravimétricos	98
4.3.1 Datos Gravimétricos	98
4.3.2 Cálculo de la Anomalía de Bouguer	98
4.3.3 Calculo de la Densidad de las Muestras de Campo	99
4.3.4 Estadística de los Datos Gravimétricos	101
4.4 Estudio de la Composición Mineralógica de las Muestras de Campo	108
Capítulo 5: Modelado de Perfiles con Interés Geofísico	109
5.1 Análisis Cualitativo y Cuantitativo de los Mapas Magnéticos y Gravimétricos	109
5.1.1 Mapa de Intensidad Magnética Total	109
5.1.2 Mapa de Anomalía de Bouguer	113
5.1.3 Separación Regional - Residual	116
5.1.4 Análisis Espectral	121
5.2 Perfiles para el Modelaje Magnético – Gravimétrico del Subsuelo	126
5.3 Modelado de los Perfiles	127
5.4 Análisis de los Perfiles	131
5.5 Análisis Cualitativo de los Mapas Radiométricos	134
5.5.1 Mapa Radiométrico	134
5.5.2 Separación Regional - Residual	137
Capítulo 6: Integración de los Resultados	140
6.1 Análisis Cualitativo y Cuantitativo del Mapa Magnético Integrado	143
6.2 Análisis Cualitativo y Cuantitativo de los Modelos de Subsuelo Integrados	145
Conclusiones y Recomendaciones	148
Bibliografía y Referencias Citadas	151
Apéndices	154

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
N°		
1	Mapas de ubicación. A.- Mapa base. Venezuela. B.- Mapa de ubicación relativa de la zona de estudio (recuadro negro). Estado Bolívar. C.- Mapa de ubicación de la zona de trabajo y sus medidas	5
2	Esquema de trabajo	8
3	Ubicación de los 9 tendidos realizados en la zona norte del Escudo de Guayana durante el proyecto ECOGUAY	12
4	Modelo geológico N-S correspondiente a los perfiles 500, 700 y 200 del proyecto ECOGUAY	13
5	Mapa geológico de la zona de estudio.	18
6	Situación relativa de los escudos precámbricos en relación con los cinturones orogénicos de Los Andes y cordilleras centro – oceánicas del Atlántico y el Pacífico	26
7	Provincias Geológicas del Escudo de Guayana	27
8	Situación relativa de los afloramientos del Grupo Roraima.	34
9	Mapa geológico – estructural de la Zona de Estudio.	37
10	Mapa de ubicación del Grupo Carichapo.	38
11	Mapa de ubicación del Complejo de Supamo. Estado Bolívar.	39
12	Recorrido del Reconocimiento Geológico de Campo.	43
13	A) Afloramiento N° 1. Vía entre Upata y Guasipati. B) Muestra N° 10.	44
14	A) Afloramiento N° 2. Rigolitos en la cantera Pedeca. B) Muestra N° 21	45
15	A) Afloramiento N° 2. Rigolitos. B) Muestra N° 15	46
16	A) Afloramiento N° 3. B) Muestra N° 4.	47
17	A) Afloramiento N° 4. B) Pliegue recurrente presente en el afloramiento N° 4. C) Muestra N° 7.	48
18	Afloramiento N° 5.	49
19	Afloramiento N° 6.	49
20	Muestra N° 3.	51
21	Milonita de la falla en el Complejo Hidroeléctrico de Gurí, contacto entre las Provincias de Imataca y Pastora	52

22	Muestra N° 17.	53
23	Muestra N° 18.	54
24	Muestra N° 12.	55
25	Muestra N° 2.	56
26	Muestra N° 16.	57
27	Diagrama del comportamiento del campo magnético terrestre y la ubicación geográfica de sus polos.	60
28	Componentes del campo magnético expresadas en el sistema cartesiano	61
29	Esquema de modelado bidimensional	71
30	Esquema de desintegración del Uranio ${}_{92}\text{U}^{238}$	77
31	Ubicación e identificación de los mapas aeromagnéticos	82
32	Histograma de frecuencia de toda la base de datos aeromagnéticos.	86
33	Histograma de frecuencia de una muestra aleatoria de la base de datos aeromagnéticos.	86
34	Mapa de distribución de los datos aeromagnéticos	88
35	Grafico P-P Normal de los datos aeromagnéticos	89
36	Grafico P-P Normal sin tendencia de los datos aeromagnéticos	89
37	Roseta de distribución de los datos	91
38	Elipse de Anisotropía	91
39	Histograma de frecuencia de la base de datos radiométricos	94
40	Mapa de distribución de los datos radiométricos	96
41	Grafico P-P Normal de los datos radiométricos	97
42	Grafico P-P Normal sin tendencia de los datos radiométricos	97
43	Histograma de frecuencia I de la base de datos gravimétrica	103
44	Histograma de frecuencia II de la base de datos gravimétrica	104
45	Mapa geológico - estructural de la Zona de Estudio con superposición de estaciones gravimétricas	105
46	Mapa de distribución de los datos gravimétricos.	106
47	Grafico P-P Normal de los datos gravimétricos.	107
48	Grafico P-P sin tendencia de los datos gravimétricos	108
49	Mapa de Intensidad Magnética Total (IMT)	112
50	Mapa de Anomalía de Bouguer (AB)	115
51	Mapa Regional de Intensidad Magnética Total	117
52	Mapa Residual de Intensidad Magnética Total.	118
53	Mapa Regional de Anomalía de Bouguer	119
54	Mapa Residual de Anomalía de Bouguer	120

55	Análisis Espectral del Mapa IMT	122
56	Análisis Espectral del Perfil A de dirección W-E	123
57	Análisis Espectral del Perfil B de dirección S-N	124
58	Análisis Espectral del Perfil C de dirección N33°W	125
59	Modelo de subsuelo S – N, con respuesta magnética y gravimétrica	128
60	Modelo de subsuelo W – E, con respuesta magnética y gravimétrica	129
61	Modelo de subsuelo con dirección N33°W, con respuesta magnética y gravimétrica	130
62	Mapa Radiométrico	133
63	Mapa Radiométrico Regional	135
64	Mapa Radiométrico Residual	136
65	Mapa de IMT de la zona de trabajo integrada del proyecto UCV – INGEOMIN 2004.	141
66	Mapa de Geológico - Tectónico de la zona de trabajo integrada del proyecto UCV – INGEOMIN 2004.	142
67	Figura 67. Modelo W – E I y II extendidos.	147
68	Parámetros necesarios para el cálculo de la transformación de coordenadas relativas a geográficas.	157

LISTA DE TABLAS

Tabla

Nº		Pag
1	Descripción detallada de la Muestra Nº 10 del Afloramiento Nº 1	44
2	Descripción detallada de la Muestra Nº 21 del Afloramiento Nº 2	45
3	Descripción detallada de la Muestra Nº 15 del Afloramiento Nº 2	45
4	Descripción detallada de la muestra del Afloramiento Nº 3	46
5	Descripción detallada de la muestra del Afloramiento Nº 4	47
6	Descripción detallada de la muestra del Afloramiento Nº 8	50
7	Descripción detallada de la muestra del Afloramiento Nº 10	53
8	Descripción detallada de la muestra del Afloramiento Nº 11	54
9	Descripción detallada de la muestra del Afloramiento Nº 12	55
10	Descripción detallada de la muestra del Afloramiento Nº 13	56
11	Descripción detallada de la muestra del Afloramiento Nº 14	57
12	Promedios de los contenidos de U y Th en las rocas.	79
13	Resumen estadístico de todos los datos aeromagnéticos.	84
14	Resumen estadístico de una muestra aleatoria de los datos aeromagnéticos	85
15	Resultados de la prueba K-S con distribución de contraste normal.	87
16	Resumen estadístico de todos los datos radiométricos	93
17	Resultados de la prueba K-S con distribución de contraste normal.	95
18	Densidad de las muestras de campo obtenidas en laboratorio	101
19	Resumen estadístico de los datos gravimétricos.	102
20	Resultados de la prueba K-S con distribución de contraste normal.	106
21	Unidades presentes en los modelos propuestos	127

CAPÍTULO 1: UBICACIÓN DE LA ZONA DE TRABAJO Y METODOLOGÍA

1.1 INTRODUCCIÓN

La industria de la minería depende en gran medida de las características propias del yacimiento. Está amarrada sin remedio a las propiedades físicas, químicas, topográficas, ambientales y geológicas que haya dispuesto el planeta para esas zonas. Estos rasgos propios de cada yacimiento o mina dictan la pauta de cómo se va a trabajar cada espacio en el caso de que hacerlo sea posible y rentable a la vez. En muchas ocasiones será determinante la información que previamente y durante la explotación puedan dar los “expertos” y esa es justamente una de las misiones de este trabajo y una de las ocupaciones que puede tener un Ingeniero Geofísico en su campo.

La Geofísica, y no sólo con fines mineros, busca a través de métodos de medición indirectos descifrar lo que existe bajo nuestros pies y como está dispuesto. Para ir disminuyendo las grandes interrogantes y el grado de incertidumbre en este sentido existen dentro de esta rama de la ciencia varias metodologías basadas en distintos principios físicos para obtener una idea, una imagen, y variedades de números que describen distintas características del subsuelo. Además la Geofísica puede tomar prestada la información válida de otras disciplinas para ampliar su visión.

Los yacimientos de petróleo y otros minerales pueden existir en distintos lugares del planeta por lo cual se hace necesario delimitar las zonas donde se suponga su presencia. En este caso específico, basados en la historia minera de la zona, se trabajará en el Escudo de Guayana dentro del territorio venezolano y siendo aún más específicos, se confinará a la parte norte del Estado Bolívar limitado por la orilla sur del Río Orinoco.

Tomando como información base los datos aeromagnéticos y radiométricos suministrados por el Instituto Nacional de Geología y Minería de Venezuela (INGEOMIN), así como también las observaciones gravimétricas de la Red Nacional de Gravimetría y la UCV, y utilizando la información de estudios de sismica de refracción y geología previos a éste, se buscará integrarlos para generar información nueva, para mejorar, ampliar, depurar y jerarquizar la información existente con la intención de optimizar la explotación minera existente en el Escudo Guayanés, delimitando nuevos espacios potencialmente explotables.

Los datos aeromagnéticos y radiométricos suministrados por INGEOMIN fueron adquiridos durante los años 1959 y 1961, éstos consisten en mapas de curvas isomagnéticas e isoradiométricas con sus respectivas descripciones técnicas de adquisición. El formato en el cual se encontraba toda la información era únicamente analógico. En el caso de la gravimetría, la ventaja con respecto a los datos aeromagnéticos y radiométricos es considerable debido a que se encontraban en formato digital. En el caso de la información sísmica de refracción y la geología se cuenta, en ambos casos, con trabajos publicados en diferentes fechas y específicamente respecto a la geología se realizó además una salida de campo donde se recolectaron muestras representativas de la zona de estudio a las cuales se les realizaron pruebas para determinar la mineralogía presente en cada una, así como mediciones de densidad y susceptibilidad magnética.

Una vez digitalizadas las imágenes aeromagnéticas y radiométricas se obtuvo una base de datos real, la cual fue validada a través de métodos estadísticos y geoestadísticos, para finalmente construir de nuevo los mapas pero en formato digital. En el caso de la información proveniente de estudios gravimétricos, se hizo necesario comenzar por una depuración de los datos y una vez realizada, se procedió a validarla a través de los mismos métodos utilizados en el caso anterior. Luego se escogieron tres perfiles ubicándolos de acuerdo al interés minero y geológico, modelándolos según la información tanto gravimétrica como aeromagnética, para obtener así una

interpretación de la disposición del subsuelo ajustada a los datos geológicos y sísmicos. De esta manera se lograron los objetivos anteriormente expuestos colocando un nuevo grano de arena en el proceso de optimización de la exploración y explotación minera en nuestro país.

1.2 OBJETIVOS GENERALES Y ESPECÍFICOS

Objetivos Generales

- Construir un mapa aeromagnético de componente total (IMT), uno radiométrico y uno gravimétrico (AB), utilizando técnicas estadísticas y geoestadísticas.
- Determinar áreas de menor y mayor riesgo exploratorio, tomando en cuenta el grado de incertidumbre.

Objetivos Específicos

- Transformar datos analógicos de lecturas aeromagnéticas y radiométricas extraídas de los mapas de campañas de adquisición previas, a una base de datos en formato digital.
- Realizar un tratamiento estadístico de los datos aeromagnéticos, radiométricos y gravimétricos.
- Realizar un análisis geoestadístico de los datos aeromagnéticos, radiométricos y gravimétricos.
- Realizar perfiles gravimétricos - magnéticos.

- Hacer análisis espectral a los perfiles.

- Modelar los perfiles gravimétricos - magnéticos de interés, con base en datos geológicos, integrando toda la información a profundidad existente en la zona.

- Analizar los riesgos exploratorios en las zonas de interés económico para la explotación minera.

1.3 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La zona de estudio abarca un área de 4.620 kilómetros cuadrados del Escudo de Guayana y está ubicada en las adyacencias del Embalse de Guri, al noroeste del Estado Bolívar, entre las coordenadas 8° 00' - 7° 30' de latitud Norte y 63° 15' - 62° 30' de longitud Oeste. (Figura 1)

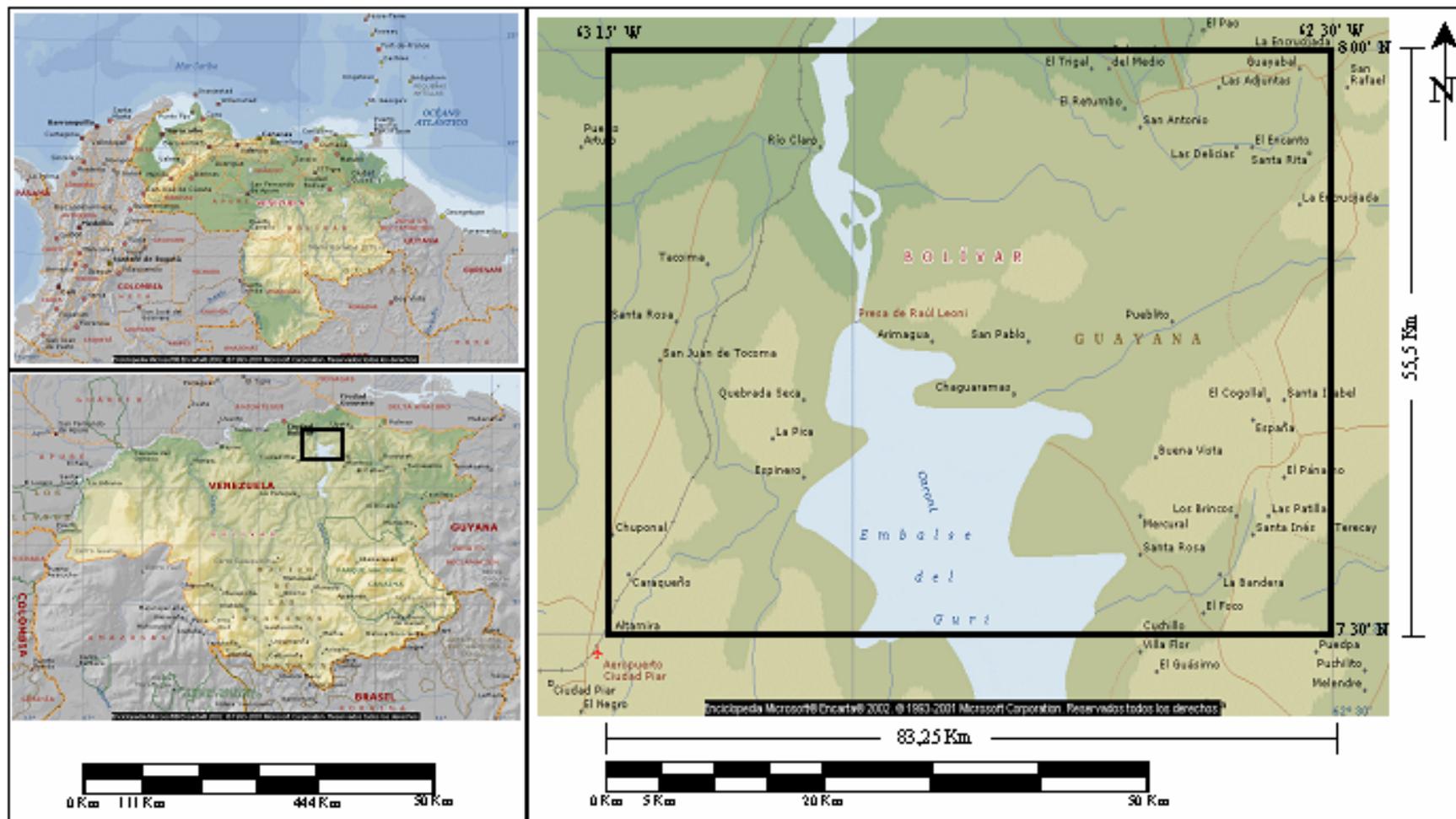


Figura 1. Mapas de ubicación. A.- Mapa base. Venezuela. B.- Mapa de ubicación relativa de la zona de estudio (recuadro negro). Estado Bolívar. C.- Mapa de ubicación de la zona de trabajo y sus medidas. Área total de trabajo 4620,375 Km². (Mapa base tomado de la enciclopedia Microsoft Encarta, 2002)

1.4 MÉTODO DE TRABAJO

Luego de la revisión bibliográfica y de estudiar la geología de la zona, se digitalizaron los datos y una vez que se transformaron los valores a este formato se generó una base de datos aeromagnéticos y a su vez radiométricos. La digitalización se realizó a través de la extracción de los datos de los mapas de Intensidad Magnética Total (IMT) ya adquiridos, procesados e interpretados en años anteriores, los cuales se encontraban en formato analógico. Fue necesario establecer un patrón de muestreo que concordara con zonas donde la variación de gradiente pueda representar un problema.

Una vez digitalizados los mapas y conformada la base de datos en la que figuran coordenadas de ubicación geográfica y valor del campo magnético y radiométrico en cada punto de la zona a trabajar, se procedió a hacer el procesamiento de los mismos. La depuración se realizó en varias etapas, en la primera se eliminaron valores repetidos, la segunda consistió en estudiar los datos con la ayuda de la estadística clásica evaluándolos con medidas de tendencia central y medidas de dispersión. Otra parte del procesamiento se hizo a través de un estudio geoestadístico usando análisis de varianza espacial. Esto permitió estimar el modelo de anisotropía espacial de los datos, además de proporcionar lo necesario para hacer el modelo de semivariograma teórico, de vital importancia para la elaboración de los mapas aeromagnéticos.

Se realizó una salida al campo donde se recorrió toda la zona de estudio. El objetivo de este reconocimiento fue netamente geológico. Se trató de ubicar afloramientos representativos de cada una de las formaciones, grupos y unidades litológicas supuestamente presentes según la revisión bibliográfica.

Fue de gran utilidad desde varios puntos de vista. En primer lugar se reconocieron algunos errores o desacuerdos con la bibliografía existente, además en algunos mapas, sobre todo en los más viejos existen delimitaciones desactualizadas y lo más

importante fue la recolección de muestras. A estas muestras, una vez terminado el reconocimiento de campo y ya de vuelta en el laboratorio, se les realizaron una serie de pruebas y estudios. Uno de ellos fue un análisis del contenido mineralógico de manera muy superficial, donde se determinó sobre todo su contenido de minerales susceptibles a las fuerzas magnéticas. Luego se les midió la susceptibilidad magnética y la densidad. Cada una de las muestras fue clasificada y ubicada en su posición en el mapa con sus respectivas características.

Retomando nuevamente la serie de datos obtenidos por la digitalización inicial lo siguiente fue hacer un análisis cualitativo combinando muestras representativas recolectadas previamente, con los semivariogramas obtenidos en el análisis geoestadístico.

A partir de los mapas se decidió donde era imperioso realizar los perfiles magnéticos para la interpretación cuantitativa y se permitió detallar como se comportaba cualitativamente el campo magnético en el lugar en función de la susceptibilidad magnética, ayudado por supuesto, por los resultados de la geología de superficie local.

Seguidamente se realizó al análisis espectral de los datos con el fin de estimar las profundidades a las fuentes magnéticas anómalas.

Finalmente, una vez realizado todo el procesamiento y modelado de los datos, se procedió a hacer un análisis de riesgo exploratorio, proponiendo áreas de mayor o menor riesgo, en función del grado de incertidumbre que existe de acuerdo con los resultados obtenidos en cada zona de interés analizada a profundidad en las etapas previas.

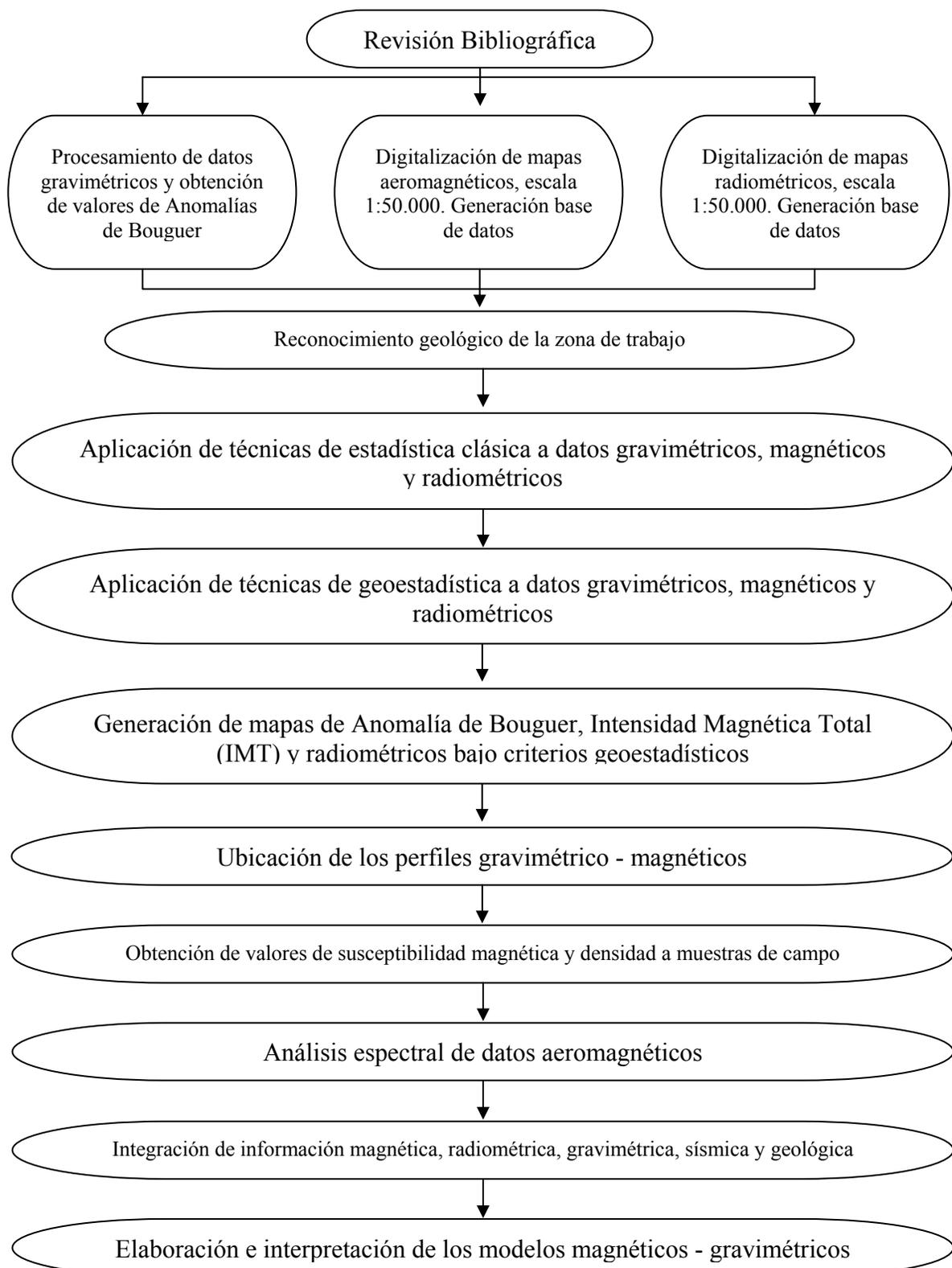


Figura 2. Esquema de trabajo seguido durante esta investigación.

1.5 TRABAJOS PREVIOS

Como referencias bibliográficas existen un gran número de investigaciones en la área de trabajo o en sus zonas aledañas. De este grupo de trabajos la gran mayoría están basados y enfocados en geología, otros basan sus investigaciones tanto en geología como en datos proporcionados por adquisiciones con técnicas geofísicas.

Como se mencionó anteriormente, para finales de los años cincuenta y principios de los sesenta se realizó un trabajo de adquisición, procesamiento e interpretación de datos aeromagnéticos y radiométricos. Esta investigación fue una solicitud realizada por lo que hoy se conoce como INGEOMIN, en vista de las necesidades de conocer y establecer con más detalle los límites aproximados de las extensiones de áreas y estructuras geológicas donde pudieran existir yacimientos minerales, y cómo estaban relacionadas con las complejas series de rocas del Precámbrico, en la zona del Escudo de Guayana venezolana. La adquisición fue realizada por la empresa estadounidense Aero Service Corporation. Mientras que la parte que comprende el procesamiento e interpretación de los datos adquiridos, la realizó la compañía irlandesa de geofísica Hunting Geology and Geophysics Ltd.

Con respecto a las condiciones y parámetros con que se hizo la adquisición de los datos, estas varían según la topografía del Escudo Guayanés. En su mayoría se realizaron vuelos de adquisición a 152 metros de altura con separación entre líneas de vuelo de 500 metros y una orientación N 22° W. En algunos casos la altura de vuelo varió debido a la altura topográfica de la zona. En el caso de los seis mapas inherentes a este tratado no sucedió así, todos fueron volados a una misma altura de 152 metros. En el caso de la distancia entre las líneas de vuelo sucede igual, lo relacionado con esta investigación mantuvo siempre la misma separación. Los resultados de esta adquisición se plasmaron en mapas de componente total de campo magnético a escala 1:50.000 con intervalos entre curvas magnéticas de 20 gammas y de 0.5 MR/HR en los mapas que incluyeron la radiometría. En algunos casos donde el gradiente del

campo no variaba de manera abrupta, las curvas isogámicas tienen mayor separación, inclusive hasta 100 gammas.

Si limitamos este trabajo a sólo las hojas de mapas de curvas isogámicas utilizadas en nuestra investigación, se puede decir que fue realizado en el año 1961. La interpretación magnetométrica tiene dos vertientes, una cualitativa mediante la cual se correlacionó con la información y mapas geológicos conocidos en la época, así como con la mayor cantidad de datos de localidades de minería y minerales que ya estaban ubicados en los respectivos mapas de esos años.

El análisis cuantitativo fue llevado por etapas, a grosso modo, indicamos las siguientes:

- Selección de las anomalías magnéticas para su análisis. La premisa es que debían tener un valor de amplitud total mínima de 3000 gammas, requerimiento exigido por el cliente. Sin embargo, el informe de dicha investigación reveló que fueron analizadas algunas anomalías que no cumplían con esta exigencia, con el propósito de conocer más estructuralmente.
- Determinación de la extensión total y de la profundidad de la fuente causante de las anomalías.
- Determinación de la dirección y buzamiento del cuerpo que genera la anomalía y determinación del centro de dicho cuerpo con respecto a la anomalía positiva, ambas medidas se realizaron sólo donde fue posible, resultando de esta manera un limitado grupo de anomalías.
- Medición de la susceptibilidad magnética o su facilidad de magnetización a las masas generadoras de anomalías.

- Estimación del contenido magnético de la masa o fuente generadora de anomalías.

La interpretación radiométrica es de naturaleza cualitativa. Fue usada principalmente para correlación con resultados aeromagnéticos. En algunos casos se utilizó para puntualizar posibles concentraciones de mineral de uranio, y se logró delimitar varias áreas de interés en algunos de los mapas que resultaron de esa investigación.

Entre los trabajos consultados más relevantes que se consultaron se destaca “Estructura de la Corteza del Escudo de Guayana, Venezuela, a partir de Refracción Sísmica y Datos Gravimétricos”, investigación liderizada por Michael Schmitz (FUNVISIS, 1998).

Hablaremos entonces de los resultados de este trabajo de refracción sísmica en el límite norte del escudo de Guayana realizados en junio de 1998 a lo largo de 9 perfiles cubriendo poco más de 320 Km de longitud, en los cuales se utilizó como fuente las voladuras diarias de la mina de Cerro Bolívar, así como la adquisición de nuevas medidas gravimétricas. (Figura 3). Las llegadas del Moho pueden verse claramente en los perfiles E-W del Escudo. Sin embargo la calidad de los datos desmejora a medida que se va entrando en la Cuenca Oriental, zona en la que se hacen más ruidosos.

El espesor de la corteza del Escudo en rasgos generales es de gran magnitud. Hacia el oeste en el segmento Arqueano se detectó un espesor de 46 Km y el segmento Proterozoico, en el este, es de 43 Km. Los 20 Km superiores de la corteza pueden separarse en dos capas fácilmente diferenciables por los rangos de velocidades de onda P obtenidos. En la capa más alta de la corteza pueden observarse velocidades comprendidas entre 6.0 y 6.3 Km./s, y en las más profundas la velocidad de onda P varía entre 6.5 y 7.2 Km./s. También se puede observar una capa de baja velocidad de

6.3 Km./s por debajo de los 25 Km de profundidad. El promedio de velocidades obtenido para la zona de trabajo resultó ser de 6.5 Km./s. (Figura 4)

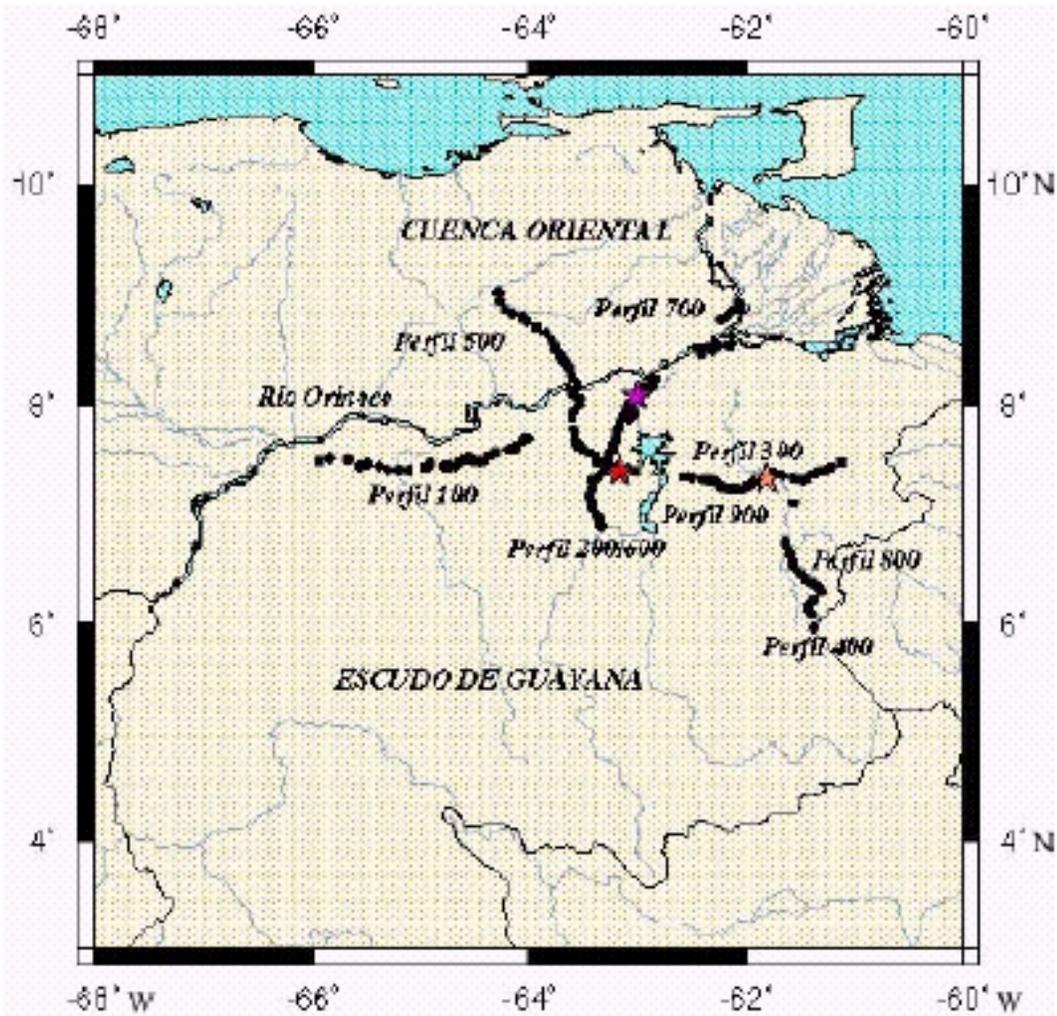


Figura 3. Ubicación de los 9 tendidos realizados en la zona norte del Escudo de Guayana durante el proyecto ECOGUAY. Chalbaud (2000)

No se observan indicadores de alguna anomalía en la ubicación del borde superior del manto. Sus velocidades se calcularon entre 8.1 y 8.2 Km./s, sin embargo es evidente que existe diferencia entre las profundidades obtenidas para los extremos del modelo, indicando así una leve inclinación de las capas del subsuelo.

El frente del Caura propuesto por Mendoza (1977) como una sutura entre las placas del Precámbrico, no se pudo identificar en estos datos sísmicos, pero es importante aclarar que esta zona no fue directamente cubierta por vértices de los rayos sísmicos.

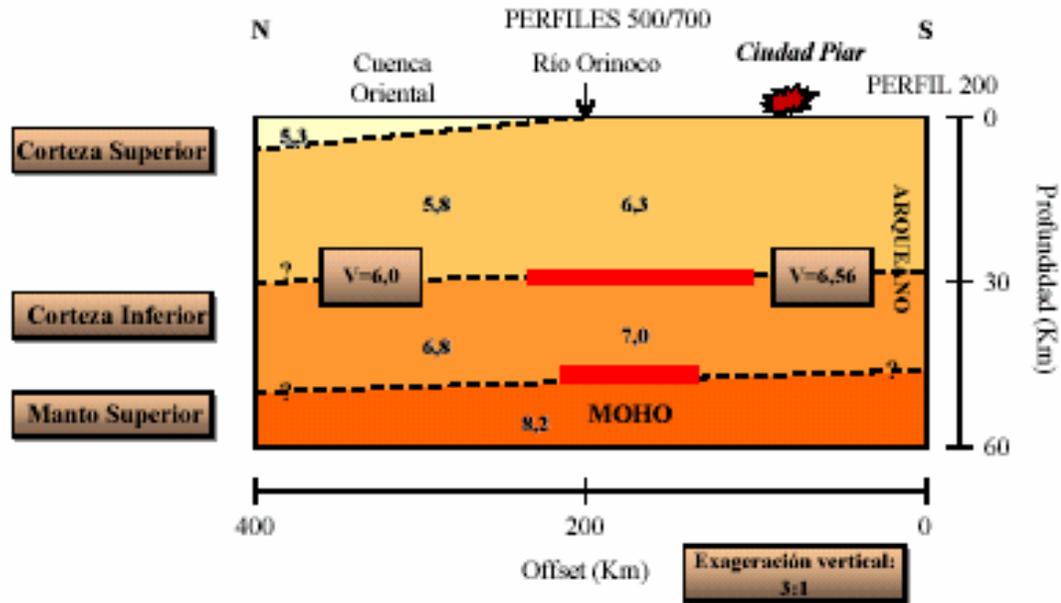


Figura 4. Modelo geológico N-S correspondiente a los perfiles 500, 700 y 200. Las líneas rojas identifican las zonas de mayor control sobre las fases identificadas. Se muestran las velocidades de cada capa en Km/s. Igualmente, se muestran las velocidades promedio en cada zona. 6.0 a Km/s (norte) y 6.56 Km/s (sur). Chalbaud (2000).

Con relación a los datos gravimétricos la Anomalía de Bouguer muestra variaciones de 30 mGal en el oeste a -20 mGal en el este a lo largo del perfil principal este – oeste. En la Cuenca Oriental hacia el norte de la zona de estudio la anomalía de Bouguer decae de 30 mGal a -190 mGal de oeste a este hasta el norte del delta del Orinoco (Martín, 1978).

Las observaciones de la Anomalía de Bouguer a lo largo del perfil este – oeste parecen estar en contradicción con el perfil de la corteza obtenido a través de los estudios de refracción sísmica. Las conversiones de velocidad a densidad se hicieron usando las curvas empíricas velocidad – densidad de Ludwing et al. (1970),

resultando una clara discrepancia entre la Anomalía de Bouguer calculada y la observada a lo largo del Escudo de Guayana, la cual se agranda a medida que vamos recorriendo el área de estudio de este a oeste.

Las diferentes variaciones laterales de profundidad pueden ser las responsables de las variaciones de Bouguer observadas, las cuales a su vez contienen contribuciones por parte de la corteza y del manto.

Las variaciones laterales de densidad pueden ser explicadas basándose en una corteza más densa en el oeste, como se ve en la Provincia de Imataca de edades Arqueanas y la corteza del Proterozoico de la Formación de Pastora hacia el este, la cual puede haber sufrido un proceso termal diferente y más reciente que en el caso occidental donde la corteza Arqueana pudo haber sido debilitada por estos procesos termales (Gibas y Barron, 1993).

Entre los resultados más resaltantes del estudio de Schmitz et al. (1998) destacan:

- En la sección superior de la corteza y hasta 20 Km de profundidad del Escudo de Guayana, la velocidad varía entre 6.0 y 6.3 Km./s.
- En las capas por debajo de este límite de 20 Km el rango de velocidades va desde 6.5 hasta 7.0 Km/ s, con un espesor total de 42 a 46 Km en la corteza.
- El Escudo está compuesto en el Noroeste por corteza Arqueana correspondiente a la Provincia de Imataca. Mientras que la parte sur y este está comprendida por las Formaciones de Pastora y Cuchivero, ambas pertenecientes al Proterozoico respectivamente.
- Se observa también que las velocidades decrecen hacia la Cuenca Oriental, justo hacia el norte del cratón.

- Comparando los estudios que se han realizado en relación con los espesores y las velocidades en otros escudos similares a nivel mundial, con las observaciones del Escudo de Guayana producto de este estudio, se puede observar que el espesor promedio en Venezuela está ubicado en el límite superior de los rangos mundiales, es decir es de los más gruesos a nivel global. En cuanto a las velocidades, los rangos están ubicados entre los parámetros normales observados alrededor del mundo. Con respecto al espesor de la parte superior de la corteza, sin contar con la cubierta sedimentaria, podemos notar que se encuentra ligeramente por encima de los rangos obtenidos en otros sitios del planeta.

- Las evidencias en superficie de las capas de alta velocidad de la corteza podrían asociarse a los gneises máficos de Imataca, así como el cinturón de rocas verdes de la facies de la anfibolita que puede observarse en la Provincia de Pastora.

- La incongruencia que existe entre los datos gravimétricos y los sísmicos obtenidos en este estudio en cuanto a las anomalías de Bouguer positivas hacia el oeste de la zona donde sísmicamente se puede observar que el espesor de la corteza es mayor, y viceversa en lo que respecta al este del área de estudio, podría ser explicado por la variación lateral de la corteza y el manto superior. Una de las razones son las variaciones de densidad que existen entre la corteza Arqueana y la del Proterozoico producto de la subducción de corteza oceánica.

“Geología y Asentamientos de Recursos Minerales del Escudo de Guayana Venezolano” es el título de otra investigación, ya con mayor carácter minero realizado en la zona de trabajo y sus adyacencias. Este proyecto tuvo una duración de 5 años fue culminado para el año 1991 y publicado en 1993. Sus autores Wynn et al. (1993) arribaron a los resultados que sintetizan a continuación.

Las rocas del Escudo de Guayana venezolana, generalmente pueden ser divididas en dos secuencias de rocas antiguas y en dos secuencias de rocas sedimentarias e ígneas más jóvenes. La secuencia más vieja comprimida en el Complejo de Imataca, son rocas metamórficas arqueanas de las facies de las granulitas y las anfibolitas. La secuencia secundaria ubicada en el Proterozoico Temprano, Complejo Supamo y Supergrupo Pastora, está integrada por una asociación de cinturones rocas verdes graníticas y rocas geosinclinales más jóvenes. Así como una secuencia sedimentaria y volcánica transicional y suprayacente compuesta de rocas clásticas continentales y turbiditas que pudieron ser metamorfozadas o plegadas isoclinalmente, o en el caso del Grupo Cuchivero, la unidad más importante en esta secuencia, consiste en un flujo de lava turbidítica asociada a rocas graníticas plutónicas. También se distingue una secuencia sedimentaria suprayacente comprimida más joven y relativamente sin deformar del Proterozoico Temprano a Medio, la cual comprende las rocas continentales sedimentarias clásticas del Grupo Roraima que cubren gran parte del escudo. Se encuentran diques diabásicos y sills de al menos dos edades, entre 1850 y 1650 Ma. (Proterozoico Temprano) y entre 2100 y 2000 Ma (Mesozoico), las series continuas de rocas y en las secuencias sedimentarias por depósitos cenozoicos, están mayormente restringidos a sedimentos deltaicos del Terciario del río Orinoco y las zonas de inundación de ríos modernos.

En cuanto a los datos geofísicos las fuentes primarias de información para cartografía geológica, exploración mineral y distribución de estos recursos minerales son principalmente los de radar aéreo, gravedad y los aeromagnéticos. Las imágenes de la Tierra suministradas por radar mostraron gran detalle y relieves espectaculares que dejan ver una variedad de aspectos notables de la superficie geológica. Los datos de gravedad se utilizaron para distinguir los bordes ocultos entre unidades litológicas que tienen diferentes densidades. Los datos aeromagnéticos se usaron para distinguir diferencias de susceptibilidad magnéticas, así como entre rocas volcánicas y sedimentarias, o entre rocas frescas o las que han sido hidrotermalmente alteradas. Los datos aeromagnéticos suministraron además una dimensión del contenido de

magnetita y otros minerales magnéticos en las rocas, y aportaron información sobre la distribución de diferentes tipos de rocas en la superficie y en profundidad.

En la Figura 5 se presenta el mapa geológico de la zona de trabajo, en el cual se observa un número de anomalías magnéticas, generalmente de alta frecuencia (fuente somera) y distribuidas en forma lineal. Éstas están representadas como líneas diagonales sin un margen sólido.

Los datos geofísicos regionales, incluyendo aeromagnéticos, radiométricos, gravimétricos, imágenes de radar y fotos aéreas demostraron su valor para completar y elaborar los mapas de las zonas más remotas del sur del Estado Bolívar, especialmente en aquellas donde la erosión y la vegetación es extensa y tupida. Estos datos contribuyeron significativamente en la compilación de información para la elaboración y mejoramiento de los mapas geológicos y tectónicos del Escudo de Guayana venezolana, delineando los contactos geológicos y las señales o marcas tectónicas a profundidad. Donde la naturaleza lo permitió se utilizó el reconocimiento geológico de campo para ratificar y corroborar las conclusiones emanadas a partir de los datos geofísicos y, en algunos casos sirvió para asignar nombres geológicos y describir unidades definidas a partir de datos más regionales.

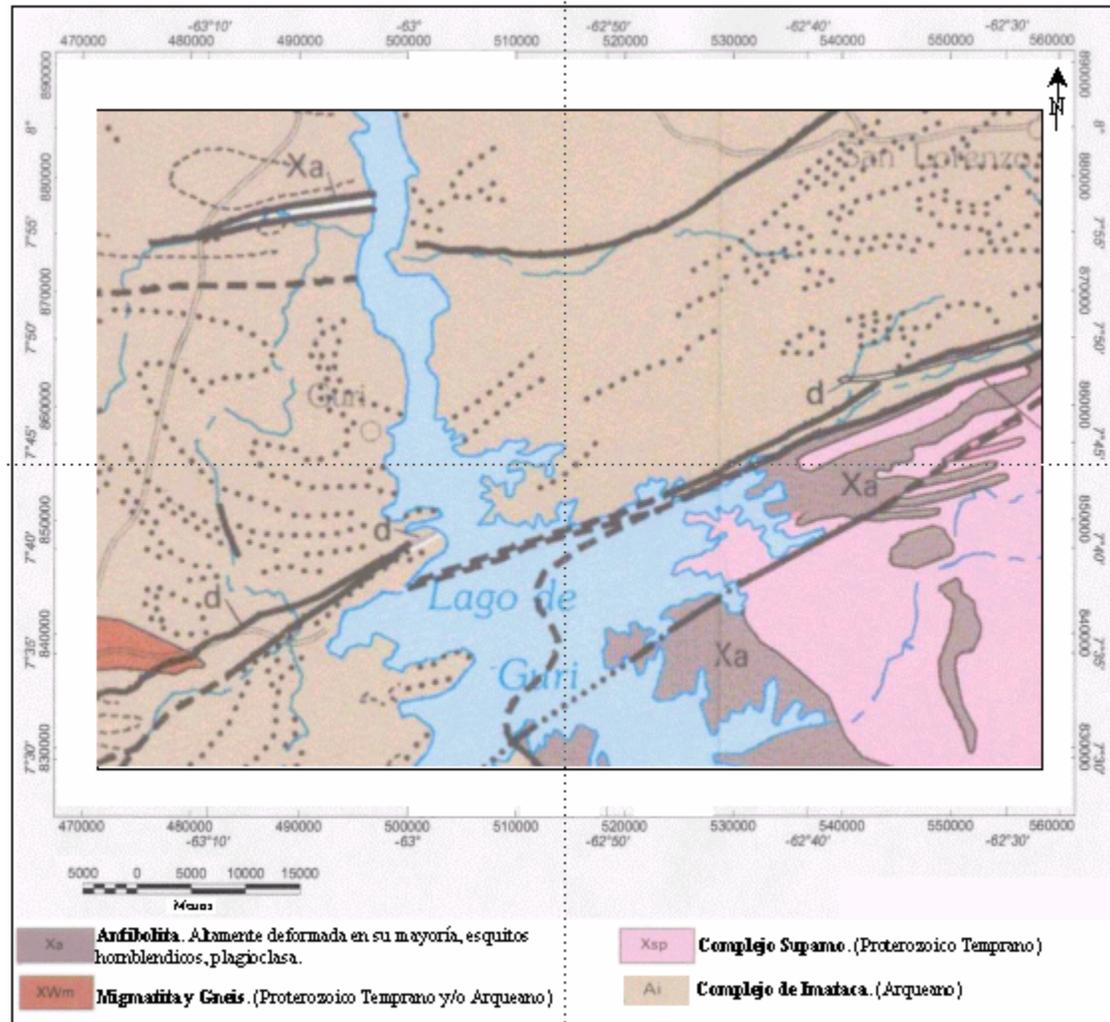


Figura 5. Mapa geológico de la zona de estudio. Tomado de Wynn, (1993)

Para la exploración minera y la distribución de los recursos minerales se usaron modelos descriptivos de depósitos minerales. Estos consisten esencialmente en listas de características que pueden ser útiles para clasificar los depósitos minerales y su frecuencia y en algunos casos para predecir ambientes geológicos en donde pueden estar presentes depósitos minerales no descubiertos.

Adicionalmente, en julio de 1991, se realizó un levantamiento aeromagnético de alta precisión sobre las concesiones Cerro Arrendajo I y II, en el Estado Bolívar sobre un área aproximada de 10.000 hectáreas. Las características que lo califican de alta precisión son la baja altura de vuelo, un registro digital computarizado de los datos y la navegación de la nave a través de un sistema de posicionamiento global GPS. Esta investigación fue presentada en el año 92 en el *VI Congreso Venezolano de Geofísica* por parte de sus autores H.T. Andersen, J.F. Arata, A. Cataldi, A. Arbola, P. Jugo, A. López.

Entre los resultados puntuales que se encontraron figuran los siguientes

- Una supuesta zona de cizalla cortando de NE a SE las concesiones de Arrendajo I y II que a medida que se avanza hacia el sur de la fuente tiende a tomar una dirección NS. Esta anomalía local se interpretó inicialmente como una posible intrusión mágica a lo largo de eje. Esta interpretación fue sustentada más adelante por los estudios de pseudogravedad que registraron materiales de alta densidad a lo largo de esta zona de cizalla. Los análisis de señal analítica y de gradiente horizontal develaron una serie de lineamientos cortando la zona de cizalla, que fueron interpretados como una serie de pequeñas fallas que en su mayoría están orientadas con dirección NS, además, en la parte N y NE de la fuente inicial, se logró detectar una discontinuidad con dirección preferencial NW-SE. La separación de componentes indicó que este último rasgo está relacionado con una fuente de relativa alta profundidad, explicando por qué no se hace evidente en la superficie.

- Se observa un área en el este de la zona de cizalla limitada en sus otras tres direcciones por importantes discontinuidades que además en su parte central se caracteriza por una especie de bloque de magnetización bastante homogénea. Esto podría interpretarse como un cuerpo profundo. El emplazamiento de esta estructura podría ser la causa de la discontinuidad EW a lo largo del río Taravainen, así como de los lineamientos NS en la parte este de Arrendajo II y del complejo grupo de anomalías EW que se presentan a través de Arrendajo I y II en la parte norte de la fuente. Estos elementos parecen bordear y delimitar el supuesto bloque.

- El complejo de anomalías presentes en la parte N y NE de la zona es más probable asociarlo a estructuras y fallas posiblemente invadidas en algún momento por material máfico, característico por sus propiedades magnéticas. Existe además en esta zona una serie de anomalías negativas asociadas a estas estructuras que sugieren interpretarlas como áreas alteradas por fuentes hidrotermales.

- Adicionalmente existen una serie de lineamientos en la parte norte de las concesiones de Arrendajo I. Estos lineamientos interactúan y en algunos casos guían y toman el control del curso del río Chacacán.

Muchas de las zonas abarcadas en este estudio, registran las características estructurales y litológicas que podrían llevar a encontrar una vena de cuarzo aurífera. Sin embargo la parte norte central del área a lo largo del borde entre las concesiones de Arrendajo I y II llenan cumplen de manera ideal los requerimientos necesarios para tener éxito en modelado exploratorio. Esta área se encuentra característicamente ubicada en la intersección entre varios tipos de estructuras como zonas de cizalla y diferentes sistemas de fallas e intrusiones máficas. En esta área las mineralizaciones conocidas están asociadas a venas de cuarzo. Además existen dos zonas adicionales

que podrían tener potencial minero con características favorables como las descritas anteriormente, como las son la parte norte de Arrendajo I y la esquina NE de Arrendajo II. El sur de la zona de estudio donde se encuentra el río Taravainen también debe ser tomada en cuenta, pero si es necesario aclarar que en el orden de prioridad es recomendable dejarla en último lugar, esto debido a lo remoto que resulta esta parte del terreno.

CAPÍTULO 2: GEOLOGÍA DE LA ZONA DE TRABAJO

2.1 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE LA REGIÓN

A nivel mundial se conocen cinco etapas evolutivas tecto – termales, de las cuales hasta ahora en el Escudo de Guayana sólo se han observado las cuatro más antiguas (Salop, 1972). Entre 3600 y 2700 m.a. sucede la orogénesis Guriense, en esta etapa se desarrolla un cinturón tectónico granulítico sin “rocas verdes”, que hoy se conoce como Provincia de Imataca. Más tarde durante la orogénesis Pre – Transamazónica se desarrolla un cinturón móvil ofiolítico – turbidítico (2600 – 2100 m.a.). Para el período comprendido entre los 2000 y los 1700 m.a. se presenta la orogénesis Transamazónica, con un proceso de magmatismo ácido pero con muy escaso tectonismo asociado. La siguiente es la orogénesis (1200 – 800) m.a. Orinoquense o Nickerian, que se caracterizó por ser un evento de reajuste isostático. Esta quinta y última etapa que sólo ha podido ser observada en la parte Brasileira y del Alto Paraguay del Escudo de Guayana se conoce con los nombres Brasiliano o Panafricano (800 – 600 m.a.).

La evolución geológica – histórica del precámbrico en el Escudo de Guayana se puede resumir en:

- | | |
|-------------------------|--|
| ≥ 3600 m.a. | Desarrollo de la corteza terrestre primitiva. |
| ≥ 3400 m.a. | Formación de lo que hoy se conoce como Provincia de Imataca, clasificada como un cinturón móvil no ofiolítico. Inicio de la orogénesis Guriense. Cherts, formaciones de hierro ± carbonatos gruvacas y calco alcalinas, formados en ambientes eugeoclinal. |
| 3400 – 3100 m.a. | Orogénesis Guriense en su etapa más intensa. Metamorfismo regional y politermal (granulitas) con deformación por flujo plástico por ejemplo migmatitas y pliegues de flujo. |

- 3400 – 3100 m.a.** Etapa final de la orogénesis Guriense. Levantamientos y fallamientos. Gurí y Kanuku son ejemplos de esta etapa. Erosión.
- Gran discordancia regional y continental.**
- 2600 – 2400 m.a.** Inicio del complejo cinturón móvil ofiolítico conocido como Provincia de Pastora. Inicio de la orogénesis Pre – Transamazónica. Intrusiones y extrusiones de rocas máficas y ultramáficas ± depositación de sedimentos pelágicos en una cuenca oceánica eugeoclinal.
- 2400 – 2200 m.a.** Etapa más intensa de la orogénesis Pre – Transamazónica. Sedimentación, flyshs, hundimientos, y metamorfismo regional de las facies de los esquistos verdes y la anfibolita. Plutonismo, emplazamientos de granitos sódicos, metamorfismo de contacto y migmatítico. Formación de domos y antiformes graníticos contra sinformes de rocas verdes. Fallas arqueadas y fallamiento posterior transcurrente.
- 2200 – 2100 m.a.** Momentos finales de la orogénesis Pre – Transamazónica. Levantamiento del bloque de la Provincia Pastora. Fallamiento y sedimentación de unas facies próximas a molasas (parte superior del Gurpo Botanamo).
- Discordancia intrusiva tectónica**
- 2000 m.a.** Formación de lo que hoy se conoce como Provincia de Cuchivero. Bloque magmático ácido poco tectonizado. Inicio de la orogénesis Transamazónica. Levantamiento del bloque continental Imataca – Pastora y hundimiento del cratón erosionado de edad pre – Imataca de composición granodiorítica.

2000 – 1900 m.a. Tiempo de apogeo de la orogénesis Transamazónica con fallamiento del bloque continental Imataca – Pastora contra la corteza en medio de un proceso de subcorrimento. Se emplazaron granitos sintectónicos altos en potasio a través de zonas de debilidad en la roca preexistente precedidos por flujos ignimbríticos y lávicos de composición riolítica.

1900 – 1700 m.a. Etapa final de la orogénesis Transamazónica. Levantamiento y fallamiento normal. Emplazamiento de granitos anhídros ricos en potasio tipo granito La Paragua.

Discordancia Regional

1700 – 1600 m.a. Provincia de Roraima. Bloque atectónico de sedimentos deltaicos – continentales; sedimentación del Grupo Roraima en cuencas separadas, seguida de escaso levantamiento y fallamiento con intrusiones de composición basáltica.

1650 – 1500 m.a. Magnetismo máfico y ultramáfico atectónico.

1500 – 1450 m.a. Evento termal atectónico de emplazamiento de granitos ricos en potasio que va desde pequeños plutones (Provincia de Pastora) hasta grandes batolitos (granito Rapakivi del Parguaza en la Provincia de Cuchivero), conocido como El Manteco.

Discordancias Locales

1450 – 1300 m.a. Sedimentación deltaico - continental donde se originan formaciones atectónicas de areniscas que no han sido bien estudiadas y definidas, lo que originó inicialmente que fueran confundidas y correlacionadas con Roraima.

Discordancias Locales o Intrusivas de Reactivación

1200 – 800 m.a. Inicio de la orogénesis Orinoquense o Nickerian, donde se dieron recristalizaciones, callamientos e intrusiones menores de aplitas y pegmatitas graníticas.

Gran Discordancia Regional

800 m.a. Reciente. Levantamiento y erosión. Intrusiones de basaltos paleozoicos. Así mismo las partes que se erosionaron (peniplanadas y deprimidas) fueron cubiertas en su mayoría por sedimentos del Cuaternario (Formación Mesa) y recientes de carácter aluvial y coluvial.

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

2.2.1 Escudo de Guayana

El sistema precámbrico de Sudamérica se encuentra dividido en dos grandes secciones cuya línea de separación es la Cuenca del Amazonas, que se proyecta como una gran geofractura hasta más de 700 km de profundidad en la corteza. Hay diferencias en la ubicación temporal de esta gran cuenca del Amazonas; algunos autores la ubican en el Precámbrico mientras otros aseguran que se produjo con el inicio de la separación de los continentes en Sur América. Brasileiro (Brasil y Alto Paraguay) y de Guayana (Venezuela, Guyana, Guayana Francesa, Surinam y Colombia) son los nombres con los que se conoce a ambos lados de la línea divisoria el Escudo Precámbrico de Sudamérica.

Así mismo hay expertos que han detectado rocas en la Región Andina de supuesta edad precámbrica formando el basamento en sus zonas central y meridional.

La parte del Escudo Sudamericano que se encuentra limitada al sur por la Cuenca del Amazonas, conocida como Escudo de Guayana, este tiene cierta forma oval (Figura 6) y en su extremo norte se encuentra limitada por el Río Orinoco en Venezuela.

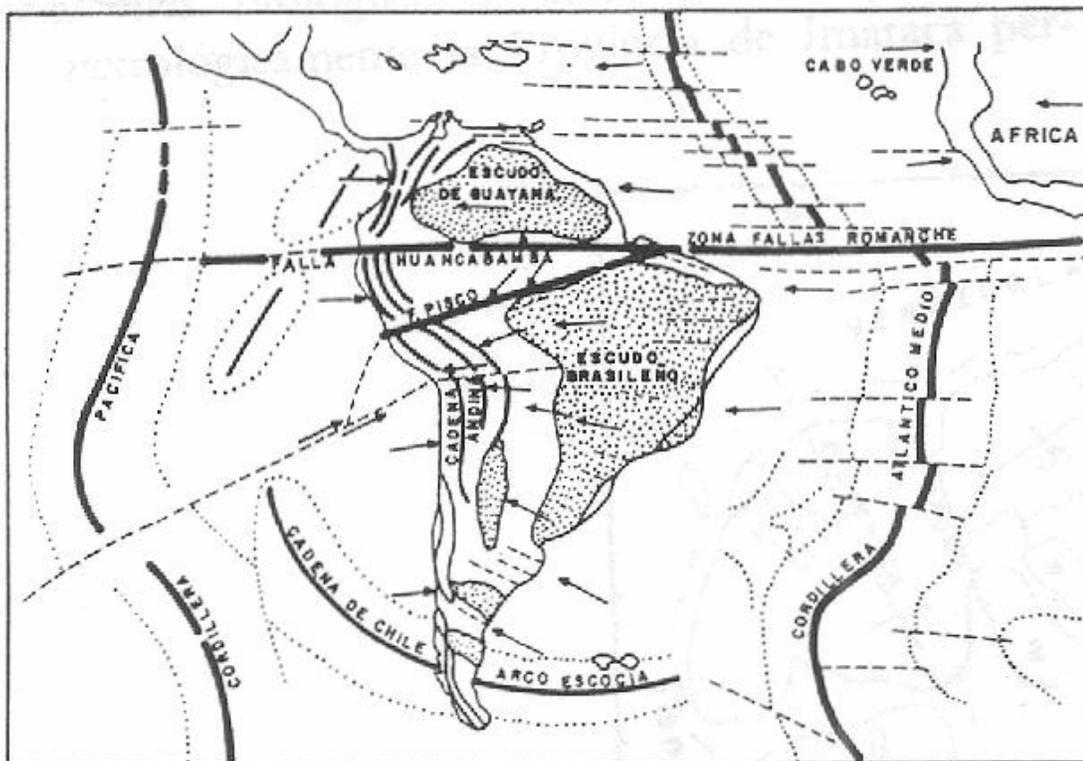


Figura 6. Situación relativa de los escudos precámbricos en relación con los cinturones orogénicos de Los Andes y cordilleras centro – oceánicas del Atlántico y el Pacífico. Modificado de Loczy (1970, Fig 1). Tomado de González de Juana et al. (1980)

Martin B. (1974) y Mendoza (1973, 1977) clasifican a las rocas del Escudo de Guayana en su parte venezolana según una serie de procesos geotectónicos de gran escala. Ellos las consideran arqueozoicas y proterozoicas, de muy diversa litología, alteradas en mayor o menor grado por estos grandes procesos. La clasificación que propone Martin B. (1974) tiene 5 etapas: Guriense de 3400 – 3000 m.a.; Aroensis que varía entre 2750 2650 m.a. – reactivado – 2500 – 2310 m.a. Luego habla de la orogénesis Transamazónica que va desde 2000 hasta 1800 m.a., para dar paso más tarde a la orogénesis Parguazensis limitada entre 1600 y 1500 m.a. Finalmente propone la Orinoquense 1300 – 850 m.a.

Basados en las características petrológicas y tectónicas en Venezuela el Escudo de Guayana se ha dividido en cuatro regiones: Provincias de Imataca, Pastora, Cuchivero

y Roraima. Las diferencias están basadas en sus direcciones estructurales, estilos de deformación tectónica, sus asociaciones litológicas, metalogénicas y mineralógicas, así como las edades que se les han determinado.

Imataca pertenece a lo que se conoce como el cinturón granulítico, a Pastora la caracterizan los cinturones de rocas verdes y a Cuchivero las grandes extensiones de granitos (1800 ±200 m.a.) y de granitos post – tectónicos (1500 m.a.). Roraima en cambio es una cobertura discordante sobre rocas que conforman las provincias de Imataca y Cuchivero. (Figura 7)

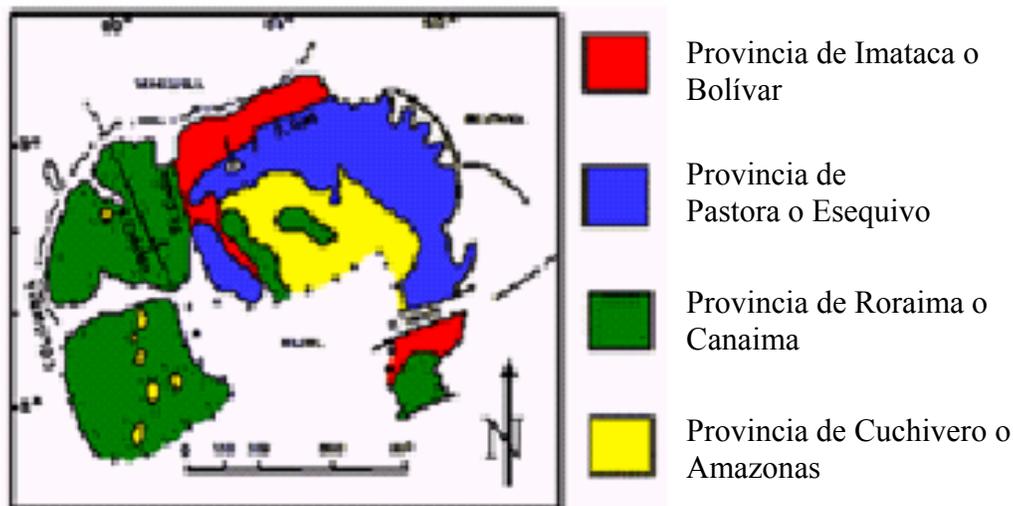


Figura 7 Provincias Geológicas del Escudo de Guayana según Menéndez (1968) y Mendoza (1977a).

Tomado de González de Juana et al. (1980)

2.2.2 Provincia de Imataca

Según la definición que brinda Menéndez (1968), la Provincia de Imataca se encuentra situada en el extremo más al norte del Escudo de Guayana en Venezuela, ocupando un pequeño espacio limitado en el oeste por el río Caura y en el este por el Estado Delta Amacuro. Mendoza (op. cit.) con investigaciones más ambiciosas la renombra como Provincia Estructural Bolívar y la delimita por el este en la isla

Cayena de la Guayana Francesa indicando también su aparición en las montañas Kanukú de Guyana y en el río Saramaca en Surinam.

Se considera actualmente que esta provincia está compuesta por un conjunto de metasedimentos y gneises graníticos plegados complejamente con intrusiones de granitos posteriores. Se han datado rocas de esta unidad entre 3600 y 3500 m.a. Esto indica que las rocas de la Provincia de Imataca corresponden a las edades del protolito, es decir a las rocas originales antes del Metamorfismo (Montgomery et al., 1977). Luego estas rocas han sufrido diversas transformaciones como plegamientos, inyecciones de material granítico y la parcial asimilación y migmatización durante el evento tectotermal de alrededor de 2800 m.a. Posteriormente sufrieron los debates de la Orogénesis Transamazónica de 2100 m.a. durante la cual hubo intrusiones graníticas (Hurley et al., 1976).

Según Chase, 1965; Kalliokoski, 1965 y Ratmiroff, 1965, el origen de la mayoría de las rocas que conforman la Provincia de Imataca es sedimentario. En contraposición a este postulado otros autores (Quesada et al., 1968; Dougan, 1972, 1976, 1977; Martin B., 1974) son partidarios de un origen ígneo, generando así controversia en este sentido. Sin embargo, la idea más aceptada clasifica a las rocas de Imataca como un conjunto original de rocas silíceas de composición calco – alcalina con algunos episodios máficos y con pequeñas asociaciones de sedimentarias e itabiritas o formaciones de hierro. La posición de Dougan (1977, p.237) clasificándola como de protolito ígneo está basada en investigaciones cercanas a Cerro Bolívar donde se observa la composición de elementos mayoritarios y trazas de granulitas, gneises graníticos y anfibolitas, rocas representativas de la secuencia original, así como a la relaciones de composición en los piroxenos y óxidos de titanio y hierro.

Las rocas incluidas dentro de la Provincia de Imataca han sido renombradas Complejo de Imataca.

2.2.2.1 Complejo de Imataca

En la parte norte del Estado Bolívar, al este del río Caura y en forma paralela al río Orinoco llegando hasta el Estado Delta Amacuro, se extienden las rocas del Complejo Imataca. Esta extensión abarca aproximadamente 510 Km. de longitud NE - SO en forma de cinturón. Éstas conforman el grupo más antiguo de rocas que se ha logrado datar.

Chase (1965) es uno de los autores que mejores descripciones tiene del cuadrilátero de Las Adjuntas – Panamo. Sobre la región de Upata están a la disposición los estudios y descripciones por parte de Ratmiroff (1965) y Dougan (1972, 1975, 1977) quién escribe de manera muy minuciosa abarcando las zonas de Los Indios – El Pilar y del área cercana a Cerro Bolívar.

A pesar de los desacuerdos entre los autores existe una litología que caracteriza al Complejo Imataca, como los son gneises félsicos y máficos intercalados con capas de cuarcitas ferruginosas, granulitas y cuerpos delgados interestratificados de rocas graníticas. Además hay delgados cuerpos de mármol dolomítico en la zona Guacuripia, entre Upata y El Palmar. Las rocas leucocráticas marcan el predominio de todo el complejo abarcándolo en un 80%. Otro 10% lo constituyen los gneises máficos y el 10% restante, se reparte entre los gneises graníticos y las escasas anfíbolitas.

Dougan (1977) y Martin B. (1974, p. 259), hacen referencia a la zona de Cerro Bolívar, próxima a nuestra área de trabajo, razón por la cual citaremos estas descripciones.

En la región cercana a Cerro Bolívar, en concordancia estructural, aparecen todas las rocas del Complejo Imataca. Se logra ver claramente capas que varían su espesor de pocos hasta cientos de metros de granulitas félsicas verdes y rojas. Se presentan

intercaladas y a su vez se intercalan con granulitas félsicas intermedias dispuestas en capas de más de 100 metros de espesor. Con 15 metros de espesor, pueden observarse las capas de granulitas máficas o anfibolíticas, así como gneises graníticos intercalados con granulitas félsicas. Con frecuencia se observa “boudinage” en los gneises máficos y se encuentran comúnmente como inclusiones tectónicas subangulares en gneises más félsicos, Dougan (op. cit.).

Martin B. (op. cit) hace la observación de que entre los gneises graníticos no migmatíticos y migmatíticos que contienen más de 20% de material granitoide en segregaciones discordantes, es concordante y gradacional sobre un intervalo de 50 a 100 metros en la región de Cerro Bolívar por lo que indica que estas formas pudieran representar restos de unidades preexistentes.

Comparando con otras unidades y series de edad Arqueozoica en casos como Guyana, Uganda y Canadá, Dougan (1977) menciona que las variaciones de elementos mayoritarios en las granulitas, gneises y anfibolitas corresponden con las encontradas en esta zona del Escudo de Guayana.

2.2.3 Provincia de Pastora

Ha sido definida por Menéndez (1968, p. 313) al sur de la Provincia de Imataca y al norte de la Provincia de Roraima; al este limita con la falla de Guri y al oeste con la falla de Santa Bárbara. Mendoza (1973, 1977) renombra a la Provincia de Pastora como Provincia de Esequibo y extiende sus límites hasta el río Saramaca en Surinam e incluso llega hasta la Guayana Francesa en la localidad Marowijne. Esta nueva definición incluye dentro del territorio venezolano al Supergrupo Pastora, al Grupo Botanamo y al Complejo Supamo.

Menéndez (1968) caracteriza litológicamente a la Provincia de Pastora en su paralelo 6°N como una secuencia de rocas volcánicas ácidas y básicas, rocas sedimentarias

asociadas atacadas por metamorfismo de grado bajo, alcanzando en algunas localidades puntuales facies de la anfibolita. En el caso de la estratigrafía de esta provincia aún persisten desacuerdos que impiden determinarla con precisión. En rasgos generales se ha llegado al consenso de que está formada por una secuencia supracortical de rocas verdes ubicadas en forma preferencial en zonas sinclinoideas entre domos graníticos. En cuanto al posible basamento que pudo tener esta unidad, Mendoza (1973, 1977) considera que fue oceánico de composición máfica con extremos continentales actualmente aflorantes: Complejos al norte y Kanukú en Guyana, granitos sódicos de los Complejos Supamo y Bártica en Venezuela y Guyana respectivamente.

La edad que se ha estimado para la Provincia de Pastora o Esequibo comprenden el período entre 2700 m.a. y 2000 m.a. Martín B. (1974) considera que esta provincia en la región de Carona – Aro – Paragua pertenece a lo que él denomina Cinturón Anfibolítico, es decir la sección correspondiente a Carichapo, Pastora y Botanamo.

En forma intrusiva y en varios niveles, dentro de la Provincia de Pastora, podemos encontrar diques de gabros o diabasas.

2.2.3.1 Supergrupo Pastora

A pesar de que algunos autores insisten en utilizar el término Pastora como Grupo, Serie o Supergrupo es importante aclarar que este fue invalidado de manera temporal, (L.E.V II, 1970, p. 467). “El Comité de Redacción del presente Léxico considera conveniente conservar el nombre geográfico de Pastora, bien sea como Grupo, en su acepción clásica, bien como Supergrupo, en el sentido que le da Menéndez (1968)”, establece el Léxico Estratigráfico de Venezuela. Por lo tanto es recomendable mantener limitado o restringido el uso de la terminología de la Provincia de Pastora a la región de El Callao – Guasipati. De esta manera las unidades que la constituyen son Formación el Callao, Cicapra (Grupo Carichapo) y Yuruari.

2.2.4 Provincia de Cuchivero

Designada en primer lugar por Menéndez, (1968) como provincia estructural de Cuchivero y más tarde como Amazonas por Mendoza (1977), esta unidad se extiende por todo el occidente del escudo de Guayana y llega hasta la Guayana Francesa pasando antes por Guyana y Surinam.

La Provincia está dominada por extensiones considerables de rocas plutónicas de emplazamiento epizonal epimesozonal, así como por rocas metavolcánicas y en menor proporción en comparación con el resto de la unidad por rocas metasedimentarias. Dentro del grupo de las plutónicas existen en forma predominante granitos alcalinos, granitos y cuarzomonzonitas con granodioritas y en forma menos frecuente tonalitas, y de manera escasa dioritas.

Entre el grupo de las rocas volcánicas predominan los tipos ácidos producto de las grandes extensiones de los depósitos de ceniza y en menor cantidad de tobas de ceniza y lavas. Su composición mayormente es de riolita alcalina, riolita, riodacita y latita cuarcífera.

Las edades de la Provincia de Cuchivero están comprendidas entre 1900 y 1400 m.a. y se formó sobre una corteza continental preexistente, (Talukdar y Colvee, 1974, 1975). Estos dos autores también opinan de que esta provincia está signada por una historia de eventos tanto formativos como de deformación, tales como sedimentación clástica de fuente cratónica, volcanismo ácido y metamorfismo regional de las facies de los esquistos verdes. Adicionalmente sostienen que fue afectada adicionalmente por etapas de intrusiones graníticas. Algunas evidencias petrológicas llevaron a pensar a Hamilton, (1969), Burchfield y Davis (1972), así como a Talukdar y Colvee (1974), que la provincia es una especie de arco complejo volcánico – plutónico el cual se considera como el equivalente antiguo de un arco andino. Sin embargo existen estudios previos que contradicen con esta idea.

Mendoza (1973, 1977) ve a la Provincia de Amazonas como el resultado de la Orogénesis Transamazónica, cuya edad varía de derecha a izquierda. Postula que esta orogénesis se inició en el extremo oriental de la formación hace unos 2000 – 2100 m.a. y en el extremo oeste hace 1900 m.a. Es su opinión esta provincia se puede dividir en dos grandes ambientes tectónicos distintos, por un lado, ubicándonos en la parte occidental de la Formación (al oeste del río Caura), representa un margen continental próximo a una zona de subcorrimento, pero sin presencia de un arco de islas, y por el otro, ya en territorio Guyanés, de Surinam y de la Guayana Francesa, es decir en su parte más suroriental representa un frente continental más profundo, donde la presencia de metandesitas, delata un arco de islas y deja como tema de debate más importante el establecer la evolución tectónica de la provincia, es decir la fuente, el origen y el modo de emplazamiento del inmenso volumen de material granítico.

Entre los subgrupos que conforman la Formación Cuchivero diversos autores tienen sus propias opiniones, sin embargo lo más aceptado hasta ahora es que está formada por el Grupo Cuchivero, Formación Caicara, Granito de Guaniamito, Granito de Santa Rosalía, Granito de San Pedro, Metabasitas (grupo de rocas metamórficas de carácter máfico que afloran en la región del Alto Supamo), Grupo Suapure, Granito de Pijigao, Granito de Parguaza y la Formación Cinaruco.

2.2.5 Provincia de Roraima

Grupo Roraima (Proterozoico Medio)

Originalmente descrita como la Formación de Areniscas por Brown y Sawkins (1875), estos sedimentos precámbricos en la región limítrofe de Venezuela, Guayana y Brasil, fueron designados como la Serie de Roraima por Dalton en 1912.

La localidad tipo de esta provincia se encuentra en el Cerro Roraima, ubicado en el extremo suroriental de Venezuela, en el área de la Gran Sabana del estado Bolívar, colindante con Brasil y Guyana. Allí, estos sedimentos han sido agrupados por Reid (1974) bajo el nombre de Grupo Roraima. Los sedimentos casi horizontales y en posiciones normales son principalmente cuarzo arenitas con menores proporciones de areniscas feldespáticas, lutitas y tobas volcánicas silicificadas.

En la localidad tipo, el Grupo Roraima tiene 1800 m de espesor (Reid, 1974) mientras, según Gibus y Barrón (1983), el espesor allí es alrededor de 2500 m. Van De Putte (1972) cita un espesor de 5000 m del Grupo Roraima en el Estado Bolívar. Briceño (1983) corrobora esta cifra, basado en su estudio en la cuenca media del río Caroní. En áreas adyacentes dentro y fuera de Venezuela, el espesor de estos sedimentos es variable.

La expresión topográfica de esta unidad está conformada por altiplanicies con dimensiones decakilométricas a kilométricas, localmente denominadas tepui, las cuales alcanzan una altitud hasta de 2500 m. (Cerro Roraima). Sobre los tepuis se ha desarrollado una morfología de solución, en parte pseudocárstica (Szczerban y Urbani, 1974, Grupo Científico Chimanta, 1987; Zawidski et al., 1987) dejando prominentes acumulaciones de bloques, torrecillas, simas y cuevas.

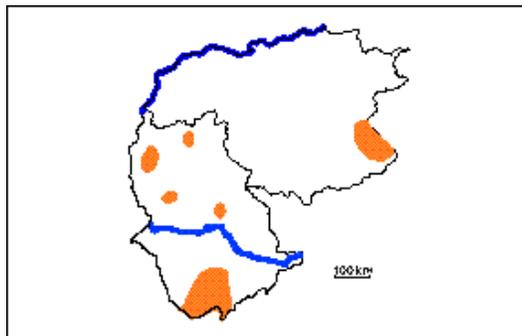


Figura 8. Situación relativa de los afloramientos del Grupo Roraima.

Tomado del Léxico Estratigráfico de Venezuela

El Grupo Roraima suprayace discordantemente sobre diversos basamentos: el metamórfico del Grupo Pastora, y los metasedimentos y metavolcánicas del Grupo Cuchivero, y Formación Los Caribes en el estado Bolívar.

En el escudo de Guayana no se conocen formaciones más jóvenes descansando directamente sobre el Grupo Roraima. El metamorfismo de carga de bajo grado que afectó a estas rocas, sugiere que un espesor relativamente grande ha sido removido (Ghosh, 1977, Urbani, 1977 y Grupo Científico Chimanta, 1986). Los únicos depósitos sedimentarios geológicamente jóvenes, son de aluviones depositados en los valles que separan los macizos montañosos.

En cuanto a los fósiles, Stainforth (1964), reseñó los hallazgos e identificaciones de polen y esporas fósiles de edad Cretácico-Mioceno. Sin embargo, Gansser (1974) observó que las muestras de lutitas fueron contaminadas por fósiles jóvenes movilizados a lo largo de una importante y extensa superficie de planación (Superficie kopinang de edad Cretácico Tardío a Terciario Temprano). De esta manera se ha estimado la edad del Grupo Roraima, además fue determinada en forma relativa a través de métodos radiométricos en rocas ígneas intrusivas (diabasas) y tobas asociadas en el grupo (Ghosh, 1977, 1978). Tales edades, dentro del Grupo Roraima en Venezuela oriental, Brasil, Guyana y Surinam, oscilan entre 1700- 1800 m.a. (Snelling et al., 1969).

En lo que a paleoambientes se refiere, hasta el año 1970, se consideraba que los sedimentos del Grupo Roraima eran exclusivamente de origen continental (Dirección de Geología, 1970). Reid (1972), interpretó la secuencia en el área tipo como de origen fluvio-deltaico, con influencia marina (durante la depositación de la Formación Cuquenán). Keats (1973), observa que la secuencia varía desde fluvial y deltaico hasta marino somero (tipo playa). Ghosh (1977, 1978, 1985) sugiere que la secuencia en la Gran Sabana varía desde fluvial-deltaico-lagunal, hasta marino próximo costero y nerítico interno. El paleoambiente del Grupo Roraima, según

Ghosh (1977, 1978, 1985), es predominantemente próximo costero y nerítico interno con subordinada influencia fluvio-deltáica en el Estado Amazonas.

2.3 GEOLOGÍA LOCAL

A continuación, apoyados en el mapa geológico y limitándonos sólo al área de trabajo asignada, haremos referencia a las características geológico – estructurales de las unidades que se encuentran, tanto aflorando como en el subsuelo, dentro de esta zona. Gran parte del área está completamente cubierta por la Provincia de Imataca, sobre todo hacia la parte occidental y al norte de la falla de Guri. Esta unidad fue estudiada de manera cabal anteriormente, razón por la que se repasará entonces, grupos y unidades pertenecientes a las Provincias de Pastora tales como el Grupo Carichapo, Complejo Supamo, los Granitos Jóvenes Intrusivos, las Formaciones El Cedral y Manamundo.

2.3.1 Grupo Carichapo

Propuesto formalmente por Kalliokoski (1965-a) como Formación Carichapo se usó este nombre para designar una unidad compuesta esencialmente de anfíbolita de grano fino derivada de rocas volcánicas básicas intercaladas con cantidades menores de metajaspes, expuesta desde el norte de La Paragua al oeste hasta los alrededores de Santa María, Miamo y Tumeremo al este.

En la región de Guasipati Menéndez (1994) logró reconocer la persistente presencia de toleitas magnesianas a comatitas en la parte inferior de la unidad. La Formación El Callao queda restringida a la parte superior del Grupo Carichapo, suprayace a Florinda e infrayace a la Formación Cicpra, y posiblemente en parte se interdigita o grada lateralmente a la misma Formación, que también infrayace a Yuruari.

ferruginosas. Cicapra por último, está formada por rocas volcanoclásticas de composición basáltico-comatítica, ocupando la parte superior de la unidad.

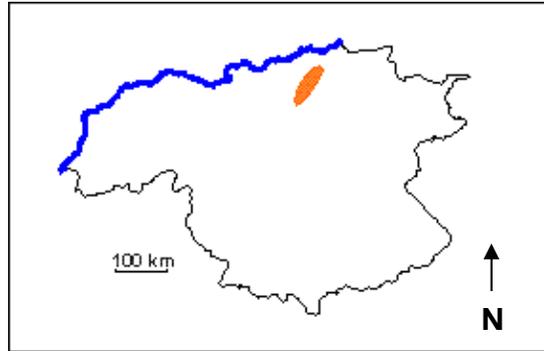


Figura 10. Mapa de ubicación del Grupo Carichapo. Estado Bolívar.

Tomado del Léxico estratigráfico de Venezuela. PDVSA.

El Grupo Carichapo se encuentra en contacto concordante y transicional con la suprayacente Formación Yuruari (Menéndez, 1968; 1972; Espejo, 1972). El contacto inferior sedimentario es desconocido. Está intrusionada invariable y concordantemente por el Complejo de Supamo que aparentemente ha integrado la parte basal de la unidad en su zona de migmatitas. La unidad está intrusionada por gabros y metagabros, por diques, cuerpos mayores de pórfido de cuarzo y feldespato además de otros cuerpos graníticos potásicos que lo cortan discordantemente así como diques de diabasa.

Con respecto a la ubicación en el tiempo geológico aún no se han determinado medidas radiométricas en rocas de la unidad que determinen su antigüedad, sin embargo la edad máxima del Complejo de Supamo, que la intrusiona, debe representar su edad mínima relativa. En este sentido, se toman como referencia a autores como Menéndez (1968), quien atribuyó una edad mínima de 2000 m.a. al Complejo de Supamo, y Kalliokoski (1965-a, b) quien señaló una edad de 2040 m.a. a partir de rocas de la Trondhjemita de Guri. Mientras que, Gaudette et al. (1977) determina edades radiométricas de 2600 m.a. y 2814 m.a. para la misma unidad; las

cuales han sido reinterpretadas por Klar (1978) y Menéndez, (1994), quien indicó una edad Proterozoico Temprano como la más apropiada para esas rocas. De esta manera se representa la edad mínima para Carichapo.

Mendoza (1976) interpreta el conjunto de rocas del Grupo Carichapo como ofiolitas y postula que las lavas se emplazaron a través de fracturas en el manto y se depositaron sobre un basamento de corteza oceánica que separaba extremos continentales representados por los complejos de Imataca y Kanuku. Las lavas se habrían generado en una zona de subducción asociada a un arco de islas o a un borde continental.

2.3.2 Complejo Supamo

Litológicamente el Complejo Supamo consiste en rocas ígneas ácidas de carácter sódico, paragnéises, cuarzo feldespático y zonas de migmatitas. Entre las rocas ígneas se han descrito granodioritas, cuarzo dioritas, tonalitas y trondhjemitas, esencialmente; estas rocas constituyen cuerpos dómicos (Menéndez 1972; Benaím 1972; Espejo 1974) y, localmente, focolitos (Chase 1965). Las zonas de migmatita consisten en paragnéises biotíticos, gnéises hornabléndicos y anfibolitas que alternan con sills de trondhjemita y granodiorita; por disminución del material granítico, las zonas de migmatita pasan gradualmente a las unidades gnéisicas, entre las cuales han sido diferenciadas localmente los gnéises de Las Cosoibas, Oronato y Santa Cruz. Las trondhjemitas constituyen las rocas ígneas más abundantes en la parte norte del complejo. En la región del Alto Supamo, las trondhjemitas están estrechamente relacionadas con las tonalitas, de las cuales aparentemente forman la facies de borde (Moreno y Mendoza, 1975).

El contacto entre el complejo y la secuencia supracortical, Supergrupo Pastora y Grupo Botanamo, es intrusivo y concordante. El complejo es a su vez intrusionado en forma discordante, por rocas graníticas potásicas.

La unidad aflora en una amplia región comprendida entre la serranía de Imataca, al norte y la serranía de Lema al sur, donde ha sido reconocida desde la cuenca del río Caroní al oeste, hasta la frontera con la Guayana Esequiba al este.

Para esta unidad se cuenta con mediciones radiométricas que han logrado determinar su ubicación en el tiempo según cada autor y generar discusiones al respecto. La edad más antigua determinada en el Complejo de Supamo, corresponde a mediciones Rb/Sr en roca total del Gneis Trondhjémítico de Pueblito (sinónimo de Trondhjemita de Guri) las cuales indicaron una edad isocrón de 2817 ± 57 m.a. según Gaudette *et al.* (1977); estos autores también deducen una edad de 2660 ± 30 m.a. a partir de circones procedentes de las mismas muestras, en base al intercepto primario de la curva concordia.

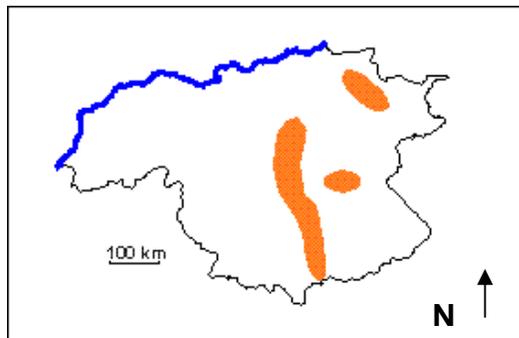


Figura 11. Mapa de ubicación del Complejo de Supamo. Estado Bolívar.
Tomado del Léxico estratigráfico de Venezuela. PDVSA.

Otras edades más jóvenes medidas en rocas del complejo muestran los efectos de eventos termales asociados a la orogénesis Pre-Transamazónicas (2600-2100 m.a.) y Transamazónicas (2000-1700 m.a.), como lo destacan Moreno *et al.*, (1977). Short y Steenken (1962) quienes determinaron una edad de 2340 ± 55 m.a. por Rb/Sr. Chase (1965) indica una edad de 2000 m.a. por K/Ar en biotita de la Trondhjemita de Guri; Martín *et al.* (1968) señala edades K/Ar de 2000 ± 100 m.a. y de 1970 ± 100 m.a. Espejo y Santamaría (1974) indican datas de aproximadamente 1800 m.a. por K/Ar.

Las edades más jóvenes podrían indicar la fecha del último período de reactivación del complejo en concordancia con lo expuesto por Menéndez (*op. cit.*).

A través de la edad se puede correlacionar al Complejo Supamo con la Migmatita de La Ceiba, que aflora al norte de la falla de Guri, en la provincia de Imataca.

Después de debates en torno al ambiente tectónico y la petrogénesis del complejo se ha llegado a por lo menos dos postulaciones distintas. Según Menéndez (1972) aparentemente representa el basamento original granítico y gnéisico donde se depositó el Supergrupo Pastora y que luego fue removilizado y rejuvenecido por lo menos en dos períodos diferentes, durante la orogénesis Transamazónica, adquiriendo la movilidad suficiente para intrusar su cubierta. Por otro lado Mendoza (1975) dice que las rocas graníticas rejuvenecidas podrían haber sido emplazadas por una fuerza ascensional diapírica, deformando concordantemente a la secuencia supracortical. Apoyando esta última postura que toma en consideración las características geoquímicas comunes, tales como un moderado contenido de TiO_2 y bajo de Rb, K, Ni y Cr, Moreno y Mendoza (1975) sugieren que las trondhjemitas del Alto Supamo, fueron derivados de la fusión parcial de metabasitas. Chase (1965) llega a una conclusión similar en lo que respecta al origen de la Trondhjemitita de Guri.

2.3.3 Formación El Cedral

La primera referencia a esta unidad es la publicación informal de Martín (1975, *fide* Menéndez, 1994) donde la describe como una secuencia constituida fundamentalmente por paragnéises cuarzo-oligoclásicos biotíticos bandeados, cuarcitas ferruginosas, paragnéises cuarzo-muscovítico biotíticos, cuarzo feldespático- anfibólicos y gnéisicos graníticos, para señalar la unidad inferior de su Grupo Carichapo o Santa Bárbara, localizada en la región Orinoco - Caroní - Aro - Paragua. Menéndez (1994) considera la unidad como parte del Complejo de Supamo.

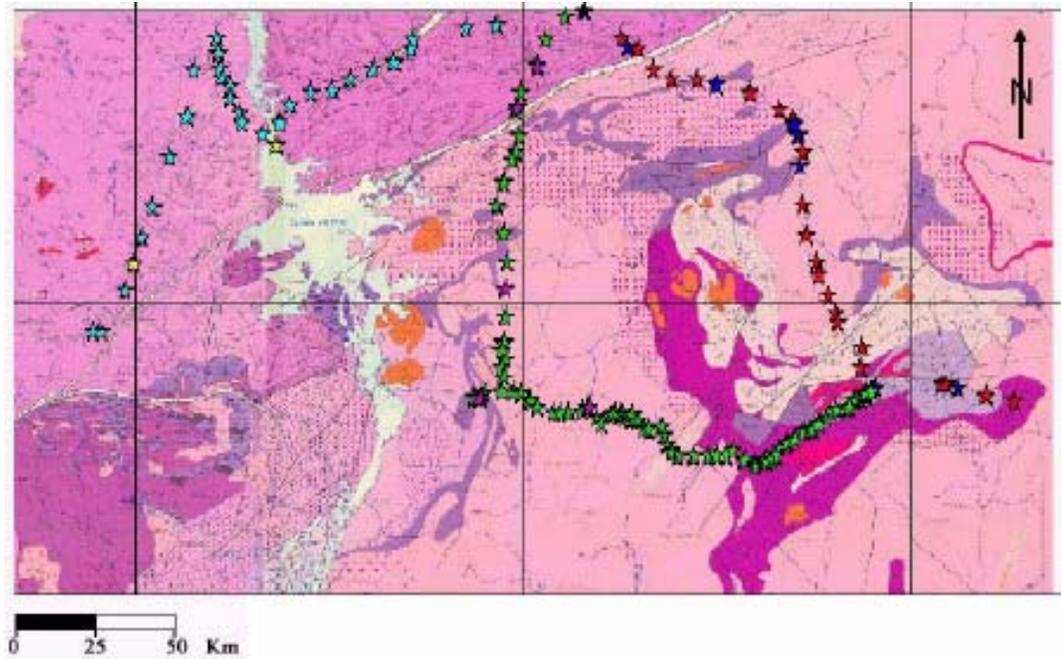
2.4 RECONOCIMIENTO GEOLÓGICO DE CAMPO

El período de campo se llevó a cabo con la finalidad de recoger muestras de rocas pertenecientes a las formaciones presentes en la zona de estudio. Además se realizó un reconocimiento geológico en el sitio y se analizó la geografía y la morfología de los diferentes afloramientos y sus zonas aledañas.

Las muestras recolectadas se llevaron al laboratorio para practicarle una serie de pruebas y estudios que permitieran, no sólo clasificarlas con respecto a su orientación y ubicación en campo, sino gracias a sus características físicas hacer una interpretación geológico - geofísica más detallada. Los estudios que se les practicaron fueron los siguientes: se les tomaron secciones finas, se les determinó la densidad y la susceptibilidad magnética.

Se hizo un reconocimiento estratégico de la zona tocando los poblados de San Isidro, El Manteco, El Callao, Guasipati, Tumeremo, se visitó la central hidroeléctrica de Guri, donde se logró observar claramente un contacto de falla gracias a un corte de carretera existente dentro de dicha central hidroeléctrica.

A continuación se hará una descripción de la salida de campo incluyendo las observaciones de cada uno de los afloramientos visitados, la descripción geológica realizada en el sitio por el profesor Sebastián Grande, fotos de los afloramientos y de las muestras y los datos obtenidos sobre las muestras en el laboratorio.



LEYENDA

1º Día.	2º Día.	3º Día.
Recorrido	Recorrido	Recorrido
Estaciones	Estaciones	Estaciones

Figura 12. Recorrido del Reconocimiento Geológico de Campo.
Mapa base tomado de Ministerio de Energía y Minas (1976).

Afloramiento N° 1

Según lo obtenido en el laboratorio la muestra recabada en el afloramiento es una Anfibolita. En el sitio se pudo observar la presencia de diaclasas rellenas de carbonato, debido posiblemente a procesos hidrotermales. Se logró determinar siete grupos de diaclasas orientadas con rumbo E-W y buzamiento 51° N y su conjugada de rumbo N-S y buzamiento 10° S. La muestra se encontró muy meteorizada y con un alto contenido de óxido. (Tabla 1, Figura 13).

Tabla 1. Descripción detallada de la Muestra N° 10 del Afloramiento N° 1

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Anfibolita	Contenido: Cuarzo, Plagioclasa, hornblenda, apatito, epidoto, veta de cuarzo intercalada.	Zona de Grado Medio.	<i>Provincia:</i> Pastora <i>Unidad:</i> Caballape	0.000231076	2.90

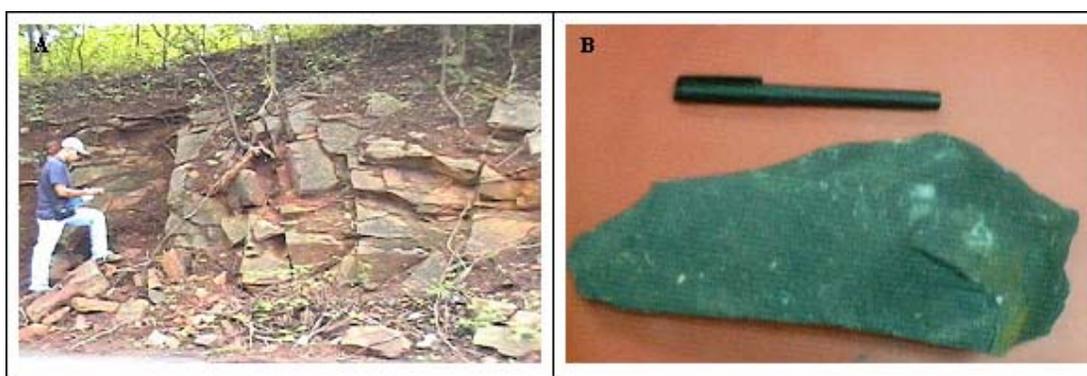


Figura 13. A) Afloramiento N° 1. Via entre Uputa y Guasipati. Dirección de la fotografía: N70°E.

B) Muestra N° 10. Ubicación: Latitud: 7°56'21.5''N - Longitud: 62°17'54,3''W.

Afloramiento N° 2

Este afloramiento se ubica en la misma carretera que va desde Uputa a Guasipati dentro de una cantera de materiales para agregados de asfalto y construcción llamada Pedeca. Se observó la presencia de rigolitos limitados por diaclasas que han sido ocupadas por el agua cuando llueve debilitando la roca y dividiéndola en pequeños bloques. En el sitio se concluyó que la muestra era metagrauvaca del Grupo Carichapo. La orientación medida en el afloramiento fue de E-W en el caso del rumbo y buzamiento de 84° S. (Tablas 2 y 3, Figuras 14 y 15).

Tabla 2. Descripción detallada de la Muestra N° 21 del Afloramiento N° 2

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Anfibolita	Contenido: Actinolita, epidoto, presencia de minerales opacos (posiblemente esfena).	Facies de los Esquistos Verdes, (Zona de bajo grado).	Provincia: Pastora	6.38046 x 10 ⁻⁵	2.90
			Grupo: Carichapo		

Tabla 3. Descripción detallada de la Muestra N° 15 del Afloramiento N° 2

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Anfibolita	Contenido: Cuarzo, actinolita, plagioclasa y epidoto. Muestra de grano grueso.	Facies de los Esquistos Verdes (Zona de bajo grado).	Provincia: Pastora	3.62134 x 10 ⁻⁵	3.01
			Grupo: Carichapo		

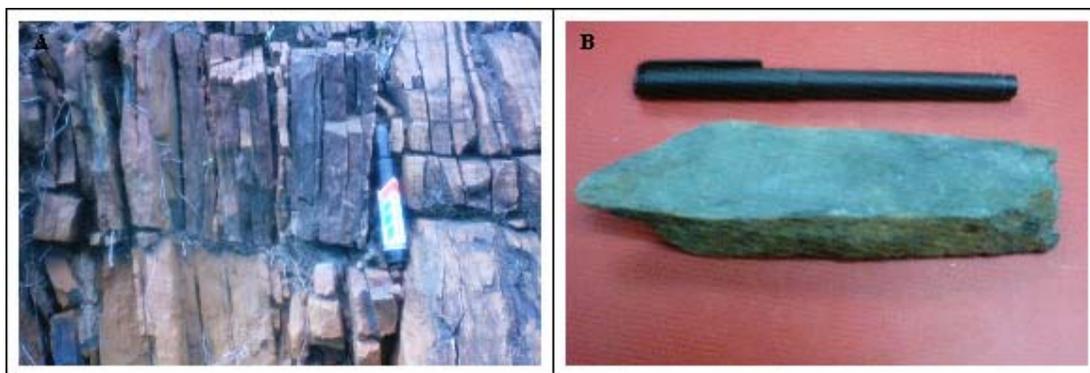


Figura 14. A) Aloramiento N° 2. Rigolitos en la cantera Pedeca. Via entre Upata y Guasipati. Familia de diaclasas. Dirección de la fotografía N 20° E. B) Muestra N° 21
Ubicación: Latitud 7°52'47''N – Longitud 62°07'67''W.



Figura 15. A) Aloramiento N° 2. Rigolitos en la cantera Pedeca. Via entre Upata y Guasipati Dirección de la fotografía: N20°E. B) Muestra N° 15 Ubicación: Latitud 7°52'47''N – Longitud 62°07'67''W.

Afloramiento N° 3

En el afloramiento N° 3 se observó una tronjhemita blanca, con manchones color naranja debido al contenido de óxidos de hierro. El grado de meteorización que presenta este afloramiento es bastante alto. Finalmente luego del análisis de laboratorio se determinó que se estaba, efectivamente, frente a un afloramiento de metatronjhemita con grados de metamorfismo de las facies de los esquistos verdes a las facies de la anfibolita. (Tabla 4, Figura 16).

Tabla 4. Descripción detallada de la muestra del Afloramiento N° 3

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Metatronjhemita	Contenido: Cuarzo, microclino, plagioclasa, biotita, algo de hornblenda.	Facies de los esquistos verdes a la facies de la anfibolita. (Zona de grado medio).	<i>Provincia:</i> Pastora <i>Complejo:</i> Supamo	0.000106916	2.65

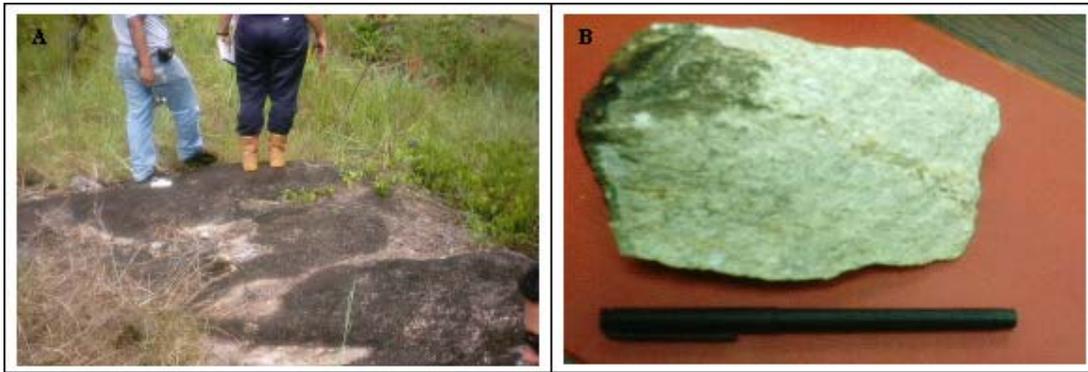


Figura 16. A) Afloramiento N° 3. Via entre Upata y Guasipati. Dirección de la fotografía: E-W.
 B) Muestra N° 4. Ubicación: Latitud 7°48'39''N – Longitud 61°58'64''W

Afloramiento N° 4

Presenta dos tipos de estructuras a primera vista, una de ellas es foliación y la otra son pliegues recurrentes. En el caso de los pliegues la dirección generalizada que tienen es de N20°E en lo que a rumbo se refiere y el buzamiento 22° N. La foliación tiene rumbo N20°E y buzamiento 30°N. Inicialmente se presumió que se estaba en presencia de un gneis tonalítico, lo cual fue confirmado, a través de los estudios de secciones finas hechos en el laboratorio. Se concluyó que la muestra correspondía a un gneis cuarzo feldespático plagioclásico, típico del Complejo Supamo de la Provincia de Pastora. (Tabla 5, Figura 17)

Tabla 5. Descripción detallada de la muestra del Afloramiento N° 4

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Gneis Plagioclásico.	Contenido: Plagioclasa, presencia de anfíbol, epidoto, hornblenda y esfenas grandes.	Facies de la anfíbolita. (Zona de grado medio).	<i>Provincia:</i> Pastora	3.4489 x 10 ⁻⁵	2.75
			<i>Complejo:</i> Supamo		



Figura 17. A) Afloramiento N° 4. Via Guasipati y El Callao. Dirección de la fotografía: N60E.
 B) Pliegue recurrente presente en el afloramiento N° 4. Dirección de la fotografía: N60E.
 C) Muestra N° 7. Ubicación: Latitud 7°44'16'' – Longitud 61°58'20''

Afloramiento N° 5

Este afloramiento, ubicado a un lado de la carretera en la entrada de la población de El Callao, está sumamente mermado por la acción degradante de la meteorización, lo que impidió que a las muestras obtenidas se les hiciera un estudio de secciones finas para ser observadas bajo el microscopio.

En campo se logró dilucidar que se estaba frente a un afloramiento de intercalaciones de tobas con metapelitas. La parte oscura que se logra ver en la Figura 18 corresponde a intercalaciones de metatobas andesíticas. Existe otra sección de este afloramiento que no está representada en la figura, la cual se caracteriza por su arenosidad, presencia de metareniscas o metacherts. Se concluyó que lo conformaban y se destacaban, a su vez, bandeamientos de sericita. (Figura 18).

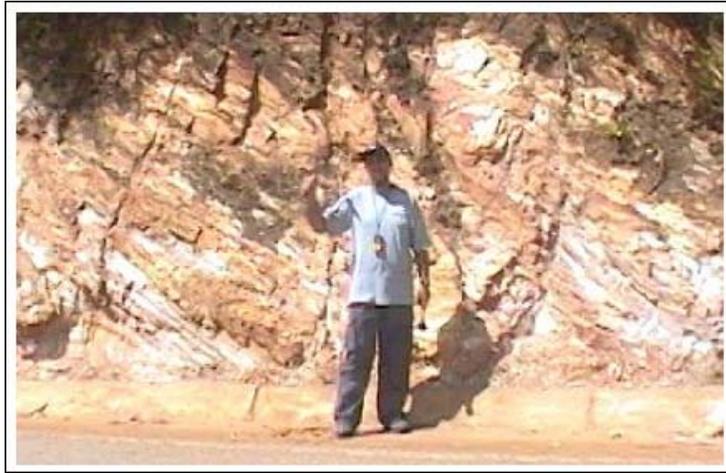


Figura 18. Afloramiento N° 5. Entrada de la población de El Callao.

Dirección de la fotografía: N25E. Ubicación: Latitud 7°21'26''N – Longitud 61°49'48''W

Afloramiento N° 6

Éste afloramiento se encuentra mucho más afectado por la meteorización que otros expuestos al principio. Es evidente la presencia de caolinita. Una característica de los afloramientos del Complejo Supamo es estar compuesto por pequeñas crestas muy meteorizadas, cualidad que queda confirmada con lo observado en este afloramiento. (Figura 19).



Figura 19. Afloramiento N° 6. Cercano al hato La Nómada.

Dirección de la fotografía: N20E. Ubicación: Latitud 7°21'33''N – Longitud 61°39'94''W

Afloramiento N° 7

Esta parada se hizo a 12 Km de Ciudad Piar, más específicamente en la mina San Isidro, concesión de exploración y explotación de Ferrominera del Orinoco donde se extrae con fines lucrativos mineral de hierro. La ubicación es latitud 7°27'00''N – longitud 63°20'03''W.

Afloramiento N° 8

Ubicado en las afueras de las oficinas de Ferrominera del Orinoco en Ciudad Piar. Se observó, gracias a las diferentes estructuras presentes y a su apariencia, que las características de meteorización eran similares a la de los granitos; más tarde se dedujo a través de otros estudios realizados a la muestra N° 6 correspondiente a este afloramiento que se trataba de una roca granítica, charnockita félsica. La principal característica de este afloramiento es que se presenta en forma de cantos de meteorización esferoidal. (Tabla 6, Figura 20).

Tabla 6. Descripción detallada de la muestra del Afloramiento N° 8

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Roca Granítica Charnockita Félsica	Contenido: Feldespato, biotita (producto de la alteración del ortopiroxeno), plagioclasa, microclino, bastante cuarzo. Presencia de hipersteno.	Zona de alto grado.	Provincia: Imataca	0.000408695	2.74



Figura 20. Muestra N° 3. Ubicación: Latitud 7°34'07''N - Longitud 63°15'16''W

Afloramiento N° 9

Dentro del complejo hidroeléctrico de Gurí; lo más interesante que se observa es justamente una millonita de falla, la cual por las características y la ubicación en el mapa geológico corresponde al contacto entre las Provincias de Pastora e Imataca. El afloramiento se ubica específicamente en un corte de carretera de las vías de comunicación internas del complejo hidroeléctrico, esta carretera interna es la que viene bajando de la parte más alta del muro de contención del embalse en su extremo este. El ancho del contacto de falla que logra apreciarse en este corte es de unos 10 metros y alrededor de 4 ó 5 metros de alto, y la orientación que se le midió fue de N85°E.

Debido a la meteorización y a las grandes presiones que un contacto de estas características aquejó en el pasado y soporta en el presente, la roca que aflora en este punto está completamente desmoronada, lo que dificultó o mejor dicho impidió un estudio más detallado de una muestra sobre todo a lo que secciones finas se refiere. Lo que si es pertinente aclarar es que este contacto, como es de suponerse, presenta una mezcla clara de los dos tipos de roca que caracterizan a las Provincias de Pastora e Imataca.

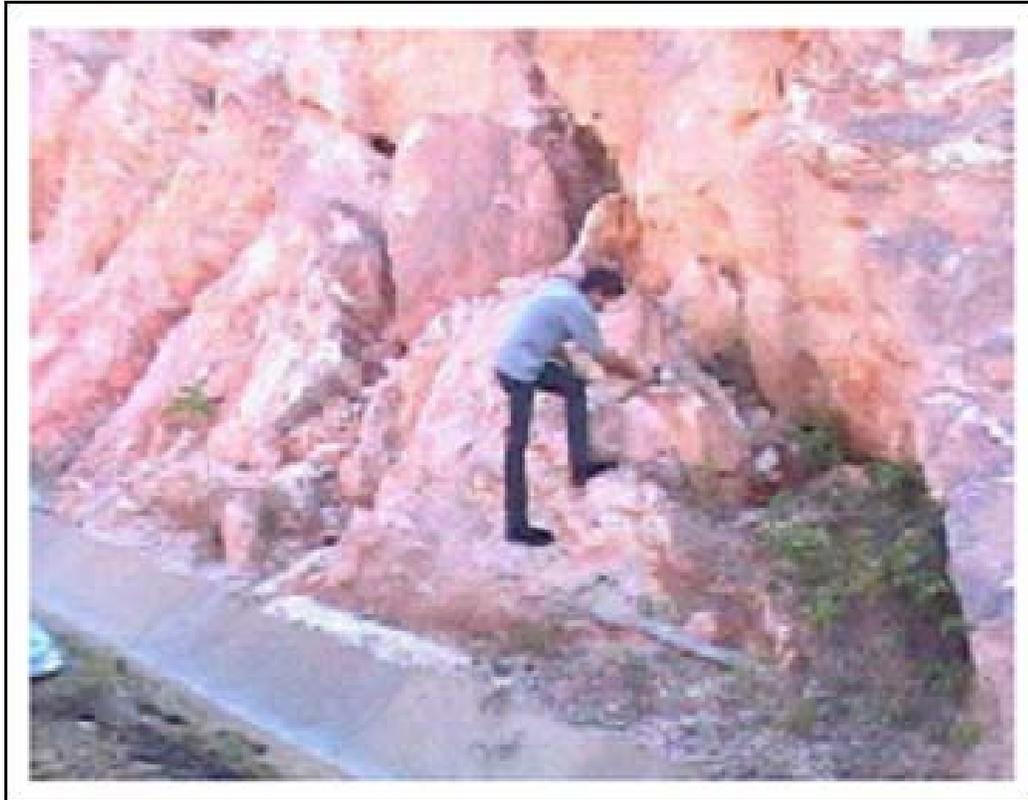


Figura 21. Milonita de la falla en el Complejo Hidroeléctrico de Gurí, contacto entre las Provincias de Imataca y Pastora, Rumbo N80° E. Ubicación: Latitud 7°46'13''N – Longitud 62°58'43''W.

Afloramiento N° 10

Entre las poblaciones de Upata y el Manteco encontramos el Afloramiento N° 10. Se logra observar el color verde que tiene la roca que aflora en este punto, indicio que hace pensar inicialmente que se está en presencia del cinturón de rocas verdes. Por sus características físicas se concluye, en el sitio, que se trata de una roca metavolcánica y se observa la presencia de posible esquistos cloríticos. (Tabla 7, Figura 22).

Tabla 7. Descripción detallada de la muestra del Afloramiento N° 10

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Anfibolita Epidótica	Contenido: anfíbol verde-azul, plagioclasa, poco cuarzo y epidoto.	Facies de la Anfibolita epidótica. (Zona de bajo a medio grado)	<i>Provincia:</i> Pastora <i>Grupo:</i> Carichapo	3.10401 x 10 ⁻⁵	2.90



Figura 22. Muestra N° 17. Ubicación: Latitud 7°20'20''N - Longitud 62°35'10''W

Afloramiento N° 11

En la vía El Manteco - El Callao, nos encontramos con un afloramiento que muestra una posible roca metaignea o metatronhjemita que corresponde a nuestra parada N° 11. (Tabla 8, Figura 23).

Tabla 8. Descripción detallada de la muestra del Afloramiento N° 11

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Metatronhjemita muy foliada.	Contenido: Cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, apatito como accesorio Muestra de cristales muy grandes.	Zona de bajo grado.	<i>Provincia:</i> Pastora	0.001032945	De 2.65 a 2.70
			<i>Complejo:</i> Supamo		

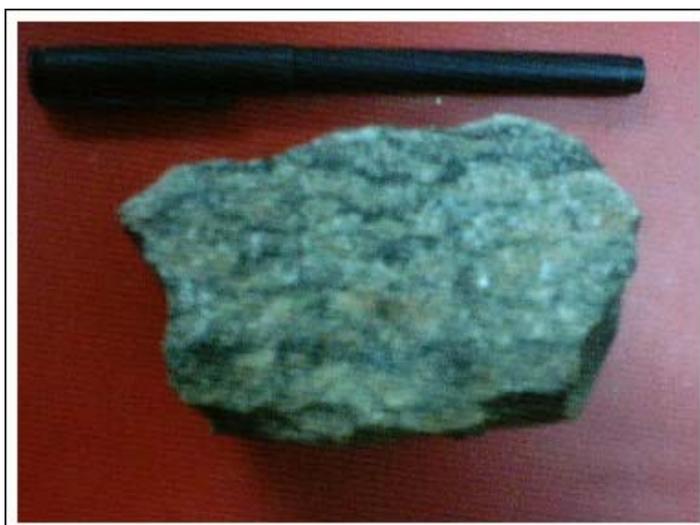


Figura 23. Muestra N° 18. Ubicación: Latitud 7°20'17''N - Longitud 62°35'52''W

Afloramiento N° 12

Este se encuentra en la vía de El Callao y se presenta como domos graníticos incrustados en el suelo a un lado de la carretera. Se puede observar que dichos domos están rodeados por un material que se presume como pisolitas de goethita. Por la ubicación del afloramiento y ayudados por la características físicas halladas en el laboratorio de esta muestra se concluye que estos domos graníticos pertenecen al Complejo Supamo. (Tabla 9, Figura 24).

Tabla 9. Descripción detallada de la muestra del Afloramiento N° 12

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Granodiorita	Contenido: Feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, clorita, presencia de esfena.	Facies de los Esquistos Verdes. (Zona de bajo grado)	Provincia: Pastora	0.000112089	2.80
			Complejo: Supamo		



Figura 24. Muestra N° 12. Ubicación: Latitud 7°19'22''N - Longitud 62°22'40''W

Afloramiento N° 13

En la misma vía hacia El Callao, se llega al afloramiento N° 13, donde a primera vista se observan rocas de características volcánicas. Lo poco que se pudo concluir en el sitio es que según las características de la roca y la ubicación, se estaba sobre la Formación El Callao de la Provincia de Pastora. Luego de los estudios de laboratorio se confirmó la hipótesis de campo, es una metalava andesítica, es decir una roca volcánica que ha sido alterada por procesos metamórficos de las facies de los esquistos verdes. (Tabla 10, Figura 25).

Tabla 10. Descripción detallada de la muestra del Afloramiento N° 13

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/cm ³)
Metalava Andesítica (Roca volcánica)	Contenido: Actinolita, plagioclasa y esqueletos de piroxeno alterado a esfena.	Facies de los esquistos verdes. (Zona de bajo grado).	<i>Provincia:</i> Pastora	4.48357x 10 ⁻⁵	3.09
			<i>Formación:</i> El Callao		



Figura 25. Muestra N° 2. Ubicación: Latitud 7°18'48''N - Longitud 61°54'34''W

Afloramiento N° 14

En la vía que une El Manteco y El Callao, se encuentra este afloramiento característico por la presencia de cristales de pirita pseudometamorfizados a goethita de un tamaño observable a simple vista, posiblemente clasificable como una metatoba. Otra particularidad de este afloramiento es que se encuentra en un estado avanzado de meteorización. Pertenece a la Provincia de Pastora dentro de la Formación El Callao. (Tabla 11, Figura 26).

Tabla 11. Descripción detallada de la muestra del Afloramiento N° 14

Nombre de la Muestra	Descripción Petrográfica	Tipo de Metamorfismo	Provincia	Susceptibilidad Magnética (gammas)	Densidad (g/ml)
Esquisto Cuarzo Feldespato Biotítico Metatoba	Contenido: Cuarzo, feldespato, biotita (un poco alterada) y epidoto en poca cantidad. Muestra muy foliada.	Facies de los Esquistos Verdes. (Zona de bajo grado).	<i>Provincia:</i> Pastora	2.41423x 10 ⁻⁵	2.70
			<i>Formación:</i> El Callao		

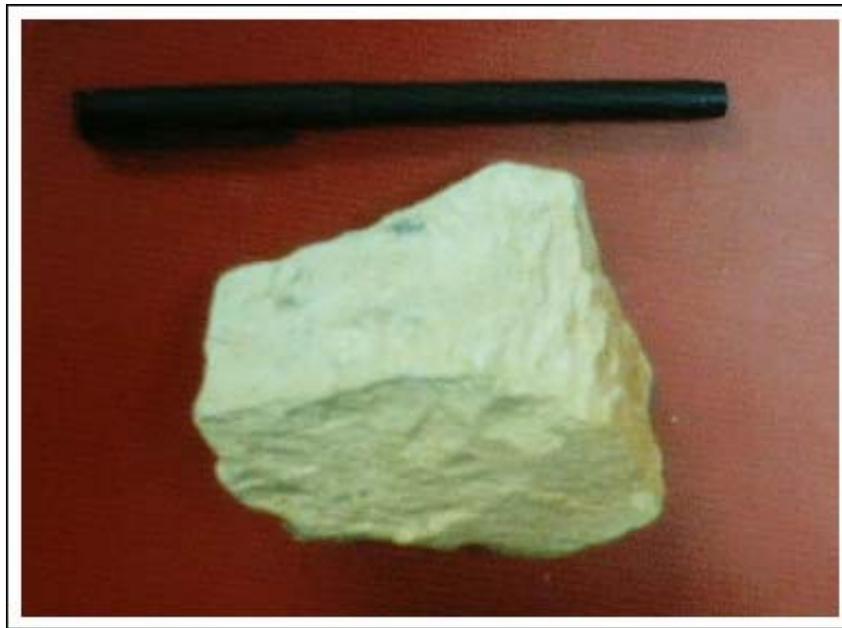


Figura 26. Muestra N° 16. Ubicación: Latitud 7°20'48''N - Longitud 61°50'24''W.

CAPÍTULO 3: MARCO TEÓRICO

3.1 MÉTODOS MAGNÉTICOS

3.1.1 GENERALIDADES

Nuestro planeta Tierra se comporta, si lo vemos a gran escala, como un gigantesco imán. Sus polaridades como la de cualquier cuerpo polarizado son positiva en un extremo y negativa en el otro, ubicándose muy cercanos a los polos geográficos del orbe. Desde el punto de vista geofísico la dirección e intensidad del vector campo magnético varía según el punto donde nos encontremos, de manera considerable.

Una de las propiedades magnéticas que puede medir un geofísico es la susceptibilidad magnética, que se refiere a la capacidad que tienen algunos elementos de adquirir imantación en presencia de un campo magnético externo y muchos elementos con estas características se encuentran en estado natural en el suelo y subsuelo de nuestro planeta.

Las propiedades magnéticas de las rocas se deben a la presencia de minerales opacos, de los cuales el más común, importante y abundante es la magnetita, un mineral accesorio contenido en la mayoría de las rocas pero en muy pocas cantidades, en raras ocasiones se le encuentra en proporciones mayores al 1%. En realidad la presencia o no de magnetita en las rocas no dice mucho acerca de los demás minerales formadores de roca, más aun no es suficiente conocer su comportamiento magnético para hacer una clasificación de la roca en el ámbito litológico; sin embargo, las variaciones en la concentración de magnetita sirven para hacer correlaciones con variaciones litológicas y se deben a que, independientemente de su naturaleza, una variedad de factores influye sobre las propiedades magnéticas de una roca.

En los últimos años el estudio de este comportamiento magnético de las rocas ha sido de gran utilidad. Ha resultado una excelente herramienta para definir cartográficamente unidades sub-aflorantes, determinación de zonas de fallas y otros rasgos estructurales. Como son estudios que pueden ser ejecutados desde un avión, ha resultado también ventajoso sobre todo en terrenos de difícil acceso.

La unidad que se utiliza para cuantificar el campo magnético en el sistema c.g.s.e.m. es el Oersted y está definido como el campo magnético creado por un polo magnético de intensidad igual a la unidad a un centímetro de distancia. Para los geofísicos esta unidad de medida resulta muy grande, por lo que se trabaja en unidades conocidas como gammas, que corresponden a 10^{-5} Oersteds. Generalmente o lo más común en la Geofísica es encontrar anomalías que apenas llegan a registrar medidas de decenas de gammas.

3.1.2 CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

En la actualidad el modelo de la estructura interna de la Tierra más aceptado por los expertos en la materia consiste en una especie de motor eléctrico de embobinado. Conformada por núcleo sólido de hierro y níquel rodeado por capas líquidas y viscoplásticas, esta estructura interna permite, aunada al rápido movimiento giratorio del planeta, generar un gran campo magnético, donde como se mencionó anteriormente, existen un polo negativo ubicado muy cercano al polo norte geográfico y otro positivo en los alrededores del polo sur geográfico.

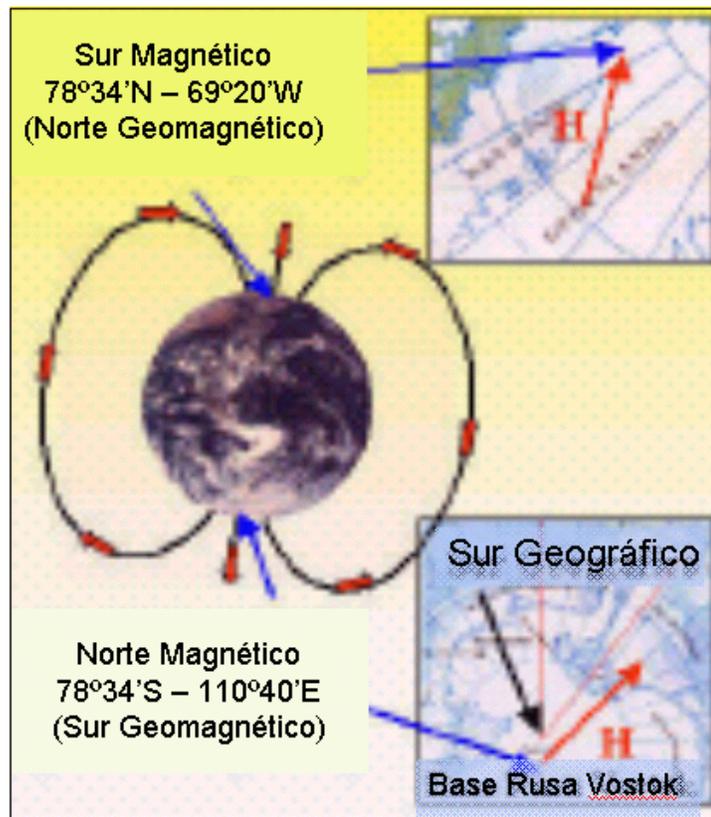


Figura 27. Sencillo diagrama del comportamiento del campo magnético terrestre y la ubicación geográfica de sus polos. En la superficie del planeta se puede lograr medir una densidad de flujo magnético de aproximadamente 0.6 gauss.

A diferencia de los polos geográficos, los polos magnéticos no se encuentran inmóviles. Estos varían su posición según ciertas propiedades cíclicas y no cíclicas de nuestro planeta. Una de estas variaciones es conocida como Secular, y es un ligero desplazamiento en la posición de los polos que ocurre en períodos de tiempo relativamente grandes. Con mayor rapidez que la Secular, pero en mucha menor magnitud existe la variación anual, así como existen variaciones diurnas o diarias que pueden ser detectadas únicamente con instrumentos extremadamente sensibles.

En los últimos años, estudios de magnetismo remanente y sus anomalías magnéticas en las rocas de las cuencas oceánicas, arrojaron como resultado que el campo magnético de la tierra a invertido su polaridad en por lo menos 170 ocasiones durante

los últimos 100 millones de años. Este descubrimiento tiene consecuencias mucho más importantes que lo que podría significar el hecho propiamente, ha sido de gran utilidad en muchas investigaciones y estudios posteriores y ha sido un factor de corrección y ajuste para trabajos previos ya culminados incluso.

El campo magnético puede ser definido por cuatro parámetros principales. Una componente de la densidad de flujo horizontal (H) y otra vertical (Z) junto con la declinación (D) al oeste o al este del norte verdadero. Z es considerada positiva si está dirigida hacia abajo como ocurre, en nuestro tiempo, en el hemisferio norte, si por el contrario esta componente vertical apunta hacia arriba, como sucede en el hemisferio sur es considerada negativa. El otro parámetro que se toma en cuenta, en especial en el caso de la Geofísica, es la Inclinación (I), esta se define como el ángulo existente entre el vector componente horizontal (H) y el vector que define el campo magnético total. Estas definiciones (Parasnis, 1970) pueden ser apreciadas en la Figura 28.

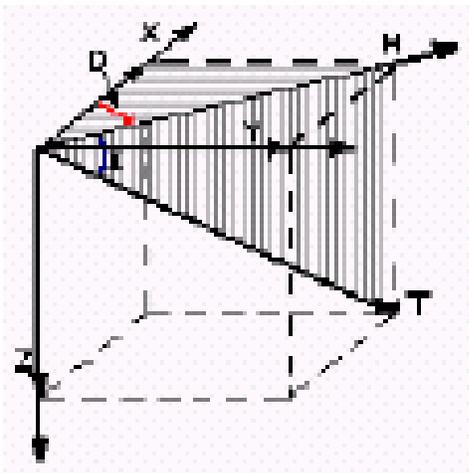


Figura 28. Componentes del campo magnético expresadas en el sistema cartesiano de coordenadas XYZ.

Según la Figura 28 y ubicados en el sistema de coordenadas cartesianas XYZ se ha logrado definir las relaciones matemáticas bajo las cuales se expresa el comportamiento físico del campo magnético, como exponen a continuación.

$$H = T \cos I = (X^2 + Y^2)^{\frac{1}{2}} \quad (1.1)$$

$$T = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{\frac{1}{2}} \quad (1.2)$$

$$X = H * \cos D \quad (1.3)$$

$$Y = H * \text{sen} D \quad (1.4)$$

$$Z = H * \tan D \quad (1.5)$$

$$\text{Tan} I = \frac{Z}{H} \quad (1.6)$$

$$\text{Tan} D = \frac{Y}{X} \quad (1.7)$$

3.1.3 COMPORTAMIENTO MAGNÉTICO DE LA MATERIA

Al someter una sustancia a un campo magnético H, éste se magnetiza o adquiere imantación. Esta intensidad de imantación J, es proporcional al campo que la genera y se define como:

$$J = K * H \quad (1.8)$$

donde se puede observar la presencia de una constante de proporcionalidad K, que es conocida como susceptibilidad magnética.

3.1.4 OBJETIVOS DE LOS MÉTODOS MAGNÉTICOS

Los métodos magnéticos son los más antiguos en la prospección geofísica, sus aplicaciones han evolucionado con el pasar de los años y hoy en día se pueden utilizar en la exploración petrolífera y minera, así como en las investigaciones arqueológicas y la geotecnia. En el caso de la prospección minera existen dos objetivos principales de su aplicación. El más evidente y directo resulta la búsqueda de minerales magnéticos, como el hierro, el cobalto y el níquel entre otros. En el caso de los minerales no magnéticos pueden ser utilizados por lo que se conoce como asociación. Existen algunas propiedades entre los minerales no magnéticos y los magnéticos que favorecen la asociación de unos con otros por lo tanto, si además de esto están dadas otras condiciones tales como estructurales, litológicas y ambientales es susceptible pensar en la existencia de dicha asociación en determinada zona que se esté explorando.

El contenido de minerales magnéticos en las rocas varía por múltiples razones, siendo esta una de las causas de la existencia de cambios laterales muy pequeños en el campo magnético del planeta, conocido como imanación permanente o remanente de las rocas. Adicionalmente, estos minerales también son susceptibles a experimentar cambios en su campo magnético si se les aplica otro de carácter externo. Este último a su vez también sufrirá algún tipo de variación, generando una relación interactiva entre ambos campos. Tal comportamiento se conoce como intensidad inducida.

Estos pequeños cambios en la dirección e intensidad del campo magnético natural del planeta y las rocas que conforman el subsuelo son justamente lo que se busca observar o determinar a través de los métodos magnéticos.

3.1.5 MÉTODOS AEROMAGNÉTICOS

La calidad de los datos obtenidos aplicando alguno de los métodos de prospección geofísica dependerá de factores diversos. En el caso de los métodos magnéticos, suponiendo que se está grabando información emanada de estructuras que se encuentran a grandes profundidades, se hace necesario que la prospección sea escasa en factores externos que produzcan ruido superficial, ya que este tipo de estructuras generalmente provocan anomalías de muy bajo gradiente difíciles de percibir. De la misma manera sucede con los factores ambientales, forestales y topográficos, los cuales pueden disminuir notablemente la cobertura y la calidad del estudio que se esté realizando, debido a las dificultades de acceso que provocan a los investigadores. Por estas razones y por otras como por ejemplo los factores tiempo y dinero, se han desarrollado los métodos aeromagnéticos mediante los cuales es posible acceder a zonas intrincadas y mantener la calidad de los datos sin disminuir su efectividad prospectiva.

Entre las ventajas más resaltantes que ofrece esta metodología resaltan la gran velocidad con la que se puede realizar el levantamiento; en caso de que el levantamiento que se pretenda realizar sea en un área muy extensa, los costos económicos serán mucho menores que si se realiza en tierra, invirtiéndose este efecto si la zona de prospección es pequeña. Otra característica positiva es la facilidad con la que puede ser aplicada en zonas intrincadas, la disminución a mínimos del efecto de la variación diurna gracias a la velocidad con la que se puede realizar el levantamiento, la eliminación por completo de los efectos ruidosos emitidos por fuentes superficiales como tuberías, edificios, vías férreas controlando la altura de vuelo, así como la regularidad de los datos, lo cual permite un mejor empleo de los métodos analíticos.

Sin embargo a pesar de general soluciones, es necesario también controlar algunos parámetros de esta metodología para garantizar la calidad de los datos que se

obtengan. Un levantamiento aeromagnético debe tomar en cuenta factores como la altura de vuelo, el patrón de las líneas de vuelo y la precisión con la que se pueda cartografiar las mismas sobre un mapa.

El objetivo del estudio, las condiciones topográficas y las perturbaciones que se espera genere dicho objetivo, serán los factores que dictarán la pauta respecto a la altura de vuelo de una campaña de adquisición aeromagnética.

Por otro lado la magnitud con que se manifiesta la anomalía y su extensión en superficie, el conocimiento de la variación diurna, la precisión que se busque en el estudio, y la ubicación de los transmisores que permiten la ubicación electrónica en el espacio son determinantes en el diseño o patrón de vuelo que se seguirá. El diseño de vuelo debe controlar factores como, el espacio entre las líneas de vuelo, como es de suponerse mientras más cerrado se diseñe el mismo mayor precisión se obtendrá en el estudio, pero esto aumenta de manera considerable el presupuesto de la adquisición. Se hace necesario tener un conocimiento previo de las estructuras geológicas dominantes en la zona que se va a estudiar, ya que es preferible que las líneas de vuelo sean transversales al rumbo de los cuerpos magnetizados. Para el control de la variación diurna se hace imperativo tener un punto de control o estación base, la cual debe estar relativamente cerca de la zona de estudio. Para el caso de la exploración minera el espacio entre las líneas de vuelo oscila entre $\frac{1}{4}$ y 1 Km, siendo este último la distancia menos usada.

Por último es necesario controlar de la manera más precisa posible el proceso de cartografiar las líneas de vuelo, las intersecciones entre las mismas y la calidad de las fotos aéreas con las que se trabaje ya que de éstas, de la información topográfica y geodésica dependerá el nivel de control en la magnitud de las anomalías que se registren. Un error de pocas decenas de metros en la ubicación de las líneas de vuelo sobre el mapa de trabajo puede llegar a representar diferencias de hasta 0.30 gammas.

3.2 MÉTODOS GRAVIMÉTRICOS

3.2.1 GENERALIDADES

La prospección gravimétrica constituye uno de los métodos de investigación de la estructura geológica de las capas de la Tierra, un procedimiento de búsqueda y prospección de minerales. Se basa principalmente en el estudio de las propiedades del campo gravitatorio, cuyo origen son las masas rocosas, además descubre y mide las variaciones laterales de la atracción gravitatoria del suelo, que están asociadas a cambios de la densidad próximos a la superficie.

La prospección gravimétrica se ha desarrollado directamente de la ley de Newton que expresa la atracción mutua entre dos partículas en función de su masa y de su separación.

Al dejar un gravímetro en reposo durante varias horas y luego realizar una observación se encontrará que las lecturas de gravedad han cambiado con el tiempo. Estos valores son trasladados a un diagrama en función del tiempo y esta ligera variación en función del tiempo se le llama deriva. Antes de iniciar cualquier campaña de prospección gravimétrica, primero se determina como se comporta la deriva del instrumento debido a que el valor de lecturas tomadas durante un levantamiento con gravímetro se verán afectadas por la deriva instrumental. Habrá entonces que determinar, en qué períodos la deriva se comporta en forma lineal, de modo que en ese lapso se pueden tomar medidas que luego pueden ser corregidas, así como determinar en que momentos no es recomendable hacerlo.

Cuando se realiza un levantamiento gravimétrico, no siempre se tienen los valores absolutos de todas las estaciones que se registren, por lo tanto hay que buscar la manera de “amarrar” los datos a una estación cuyos valores de gravedad y altura, entre otros, sean conocidos.

Algunas personas podrían pensar en determinado momento que los métodos gravimétricos no son de valiosa utilidad en la prospección de minerales, pero seguramente no han tomado en cuenta que por ser un método potencial están diseñados para determinar excesos de masa así como la falta de la misma. De manera muy general podemos pensar que la corteza terrestre está compuesta por rocas que pesan más o menos lo mismo, pero si existe en algún punto de la superficie disminución de las medidas de gravedad, podríamos, de una forma más suspicaz, pensar que una de las causas de esta anomalía podría ser una gran yacimiento de carbón o de sal, o algún otro mineral que esté por debajo del promedio en relación con su peso y el de las rocas de la corteza. En caso contrario, cuando se manifieste una anomalía que refleje aumento de la masa en determinado punto en la superficie podríamos imaginar que a lo mejor lo que tenemos por debajo de nuestros pies sería depósitos de sulfuros masivos.

3.2.2 CAMPO GRAVIMÉTRICO TERRESTRE

El método gravimétrico de prospección se basa en la medida, en superficie, de las pequeñas variaciones (o anomalías) de la componente vertical del campo gravimétrico terrestre. Estas variaciones son debidas a 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 las densidades en profundidad.

Una vez obtenidos los valores de gravedad de cada estación (en miligales) se requiere aplicar a los mismos ciertas correcciones con el fin de reducirlos a un nivel de referencia común:

➤ Corrección por Deriva Instrumental y Mareas.

La deriva de gravímetro es la variación de los valores de gravedad en función del tiempo, para lecturas tomadas en el mismo punto, debido a factores de tipo mecánico del instrumento. Las aguas de la Tierra que carecen de rigidez, se levantan o bajan periódicamente obedeciendo a estas fuerzas; estos cambios se conocen como mareas. La Tierra misma sufre la acción de estas fuerzas de mareas, y como no es infinitamente rígida, su superficie sólida se deforma de la misma manera que la superficie libre del agua, aunque no con la misma magnitud. La actual elevación o descenso de un punto de la superficie es mucho menor que las correspondientes fluctuaciones del nivel del agua, tratándose únicamente de unos cuantos centímetros. Sin embargo este movimiento origina cambios de gravedad ya que la distancia al centro de la Tierra varía. La magnitud de la variación depende de la latitud, el día del mes y la época del año, pero el ciclo completo de marea no origina un cambio de gravedad mayor de 0.2 ó 0.3 miligales.

➤ Corrección de Altura o Aire Libre.

Toma en consideración el efecto de la altura de la estación de medida, en la observación gravimétrica, Se calcula como sigue:

$$Cal = 0.3086 \times h \quad (1.9)$$

siendo h la altura de la estación y sus unidades vendrán dadas por $mgal/m$.

➤ Corrección de Bouguer.

Toma en cuenta el efecto de la masa situada entre el nivel de referencia y la estación, sus unidades serán miligales. Se calcula:

$$CB = 0.04191 \times \rho B \times h \quad (2.0)$$

donde, h representa la altura de la estación en metros y ρB la densidad de Bouguer en gr/cm^3 .

➤ Corrección Topográfica.

Elimina el efecto que en la medida gravimétrica ejerce la topografía alrededor de la estación. Siguiendo el esquema de Hammer (1931), la corrección puede calcularse de acuerdo al siguiente orden:

Corrección Topográfica cercana, (Zonas A, B, C). Para ello se estiman las diferencias de cota durante el levantamiento gravimétrico, es decir, en el campo. Corrección Topográfica intermedia, (zonas D, E, F/2). Para ello se utiliza la retícula de Hammer estimando las cotas sobre mapas topográficos a la escala adecuada. Corrección Topográfica lejana, (zona F/2 a M). Para ello se prepara el patrón mediante programas de computación diseñados para tal fin.

La Corrección Topográfica vendrá dada por la suma de los tres términos.

➤ Corrección por Latitud

Se hace con el objeto de eliminar el efecto que en la medida gravimétrica tiene el incremento de la gravedad terrestre del ecuador a los polos, debido principalmente a la rotación de la Tierra y a la diferencia de radios ecuatorial y polar en la misma.

Se aplica mediante el cálculo de la Gravedad Teórica mediante la expresión:

$$GT = 978031.846 \times (1 + 0.005278895 \times \text{sen}2\theta + 0.00023462 \times \text{sen}4\theta) \quad (2.1)$$

Siendo, θ = latitud de la estación

Para distancias cortas y preferiblemente perfiles en direcciones N-S, se puede usar la corrección siguiente que viene dada en *mgal/m*:

$$CLAT = 0.00081 \times \text{sen}2\theta \quad (2.2)$$

Cuando todas esas correcciones han sido aplicadas a los datos gravimétricos se obtiene la Anomalía de Bouguer en cada estación calculada mediante la relación:

$$AB = Gobs \pm Cal \mp CB + CT - GTeo \quad (2.3)$$

Si estos valores se representan gráficamente sobre un plano y se trazan contornos isoanómalos, se tendrá un Mapa de Anomalías de Bouguer para la densidad ρ_B , el cual es el resultado primario de un levantamiento gravimétrico.

3.2.3 DETERMINACIÓN DE ESTRUCTURAS SUBTERRÁNEAS

Elección de la densidad.

En la interpretación de las anomalías gravimétricas es necesario estimar las densidades de las rocas subyacentes antes de poder interpretar su estructura. Por ello es conveniente incluir algunos datos sobre las densidades de las rocas más frecuentes que se encuentran en las zonas donde suelen efectuarse investigaciones gravimétricas. No obstante, en los cálculos gravimétricos, son de mayor interés los contrastes de densidad, más que sus valores absolutos.

Interpretación de los resultados

Para poder plasmar de la manera más fiel a la realidad posible en un modelo de subsuelo los resultados de la adquisición gravimétrica se hace necesario conocer que efecto anómalo tienen las diferentes estructuras tipo. De esta manera y con la distribución de las densidades y las masas se va creando un modelo de subsuelo el cual se va ajustando hasta que la anomalía calculada concuerde con la gravedad observada.

Las anomalías de gravedad vienen dadas por pequeñas variaciones Δg que reflejan las diferencias entre las formaciones rocosas y sus densidades. La interpretación dependerá de manera absoluta tanto de la forma de las estructuras como de la densidad.

El algoritmo básico para el cálculo de la anomalía gravimétrica producida para una lámina de extensión infinita con un lado limitado por los vértices de coordenada (x_1, z_1) (x_2, z_2) , como se ilustra en la Figura 29, determina el efecto gravimétrico mediante la expresión

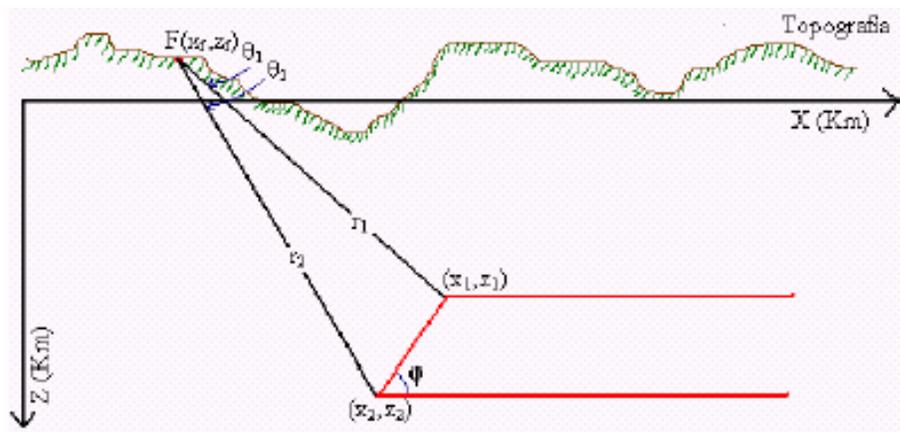


Figura 29. Esquema de modelado bidimensional.

Donde el efecto gravimétrico sobre el punto F en miligales vendrá dado por:

$$\Delta g = 13.34 \rho \left[\begin{array}{l} \theta_2 (z_2 - z_f) - \theta_1 (z_1 - z_f) - \left\{ (x_1 - x_f) \text{sen } \phi + (z_1 - z_f) \text{cos } \phi \right\} * \\ \left\{ \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \text{sen } \phi + (\theta_2 - \theta_1) \text{cos } \phi \right\} \end{array} \right] * \rho \left(\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right)$$

(2.5)

3.3 MÉTODOS RADIOMÉTRICOS

3.3.1 GENERALIDADES

En la naturaleza existen elementos o minerales que emiten radiación. Estos elementos radioactivos naturales son los que justamente le dan vida a esta parte de la Geofísica, llamada Radiometría, que se define como la parte de la Geofísica que se encarga de estudiar la corteza terrestre por medio de la detección de radiaciones emitidas por los elementos radioactivos naturales.

Los métodos radiométricos pueden ser dirigidos según sea la necesidad a variados objetivos:

- Búsqueda, prospección y exploración de yacimientos minerales radioactivos.
- Aplicación de la radiometría al levantamiento geológico.
- Prospección de minerales no radioactivos que de alguna forma estén comúnmente vinculados a elementos radioactivos.
- Aplicación de los métodos radiométricos a la prospección de hidrocarburos.

Hoy en día las mediciones radiométricas tiene una variada forma de hacerse, pueden ser hechas desde el aire a través de aviones y helicópteros, al igual que se pueden

hacer en tierra a través de todo tipo de vehículos, dentro de las galerías de las minas, o como en el caso de la Petrofísica que se hacen mediciones de niveles de radioactividad en las propias perforaciones y por supuesto como es de suponerse dentro de laboratorios especializados.

A continuación una breve reseña sobre los métodos radiométricos más apropiados que sean útiles en el caso específico de este trabajo, su implementación en campo, su procesamiento y su interpretación. Se revisará también de manera muy somera los fundamentos físicos y geológicos de estos métodos.

3.3.2 FUNDAMENTOS FÍSICOS

Radioactividad. Transformaciones radioactivas.

La radioactividad es la propiedad que poseen los núcleos de algunos elementos en la naturaleza de desintegrarse emitiendo o absorbiendo radiaciones radioactivas.

Recordando un poco de los principios de la química, se sabe que un átomo está constituido por un núcleo central y electrones que se encuentran alrededor de este núcleo en forma de envolturas. La cantidad de electrones que conforman cada átomo varía según sea el elemento que representa, clasificados en la Tabla Periódica de Mendeleev. Los átomos más pesados tienen 7 envolturas, K, L, M, N, O, P, Q, las cuales a su vez tienen cuatro capas, s, p, d, y f. La capa s puede albergar máximo dos electrones, la capa p, 6; la d hasta 10 y por último la capa f alberga un número no mayor de 14.

Los núcleos están compuestos por protones (p) cargados positivamente y por neutrones (n) con cargas eléctricamente neutras. La cantidad de protones dentro del núcleo es lo que se conoce como número atómico Z . La cantidad de neutrones está dada por la resta entre el peso atómico A y el número atómico Z , $(A-Z)$. Los

elementos conocidos como isótopos son aquellos que tienen igual número pero distinto peso atómico. En la física nuclear la simbología utilizada en forma generalizada para cada elemento es la siguiente ${}_Z\text{X}^A$ siendo X el símbolo químico del elemento.

Independientemente de las condiciones externas, existen elementos en la naturaleza que se desintegran a través del tiempo a cierta velocidad. Esta desintegración no implica que el elemento desaparece, lo que quiere decir es que a medida que el tiempo transcurre el elemento se desintegra y pasa a ser otro u otros elementos. Justamente, lo importante en este caso es que cuando este proceso de desintegración ocurre va acompañado siempre de emisión de radiaciones que se clasifican en: α , β y γ . A la radiación α se le conoce como flujo de partículas compuestas por dos protones y dos neutrones (cargados positivamente). Éstas son conocidas como ${}_2\text{He}^4$, ya que son equivalentes a las partículas de He (Helio). La radiación β es normalmente de un flujo de electrones que en raros casos pueden ser positrones. Y por último, la γ está constituida por flujo de ondas electromagnéticas que se distinguen de los conocidos Rayos X, por su mayor frecuencia y su longitud de onda más pequeña. Las longitudes de onda de la radiación de los elementos naturales emitida por la desintegración varía en un rango de $1,2 \times 10^{-8}$ a $4,7 \times 10^{-11}$ cm y los cuantos viajan a la velocidad de la luz C. La energía que emiten estos cuantos γ , va desde 0,01 hasta 2,6 mev (megaelectrón - volt).

Lo que ha permitido la aplicación de este fenómeno a la Geofísica ha sido la propiedad que tienen las radiaciones radioactivas de atravesar la materia, sobre todo las radiaciones γ . En condiciones normales las partículas α pueden penetrar en el aire entre 2,5 y 8,5 cm, mientras las radiaciones β tienen un alcance de 10 a 13 metros. Aún más penetrantes y útiles son las radiaciones γ , cuyo alcance varía hasta algunos cientos de metros.

Pero como es de esperarse la radiación radioactiva al atravesar la materia genera, interaccionando, diferentes fenómenos; en algunos casos se manifiesta ionizando

átomos y moléculas, o genera reacciones químicas, luminiscencia en el caso de algunas y determinadas sustancias o puede observarse en otros casos desprendimiento de calor.

La ionización es útil para la radiometría en los registros de radiación. Esta práctica característica es utilizada en nuestro campo para determinar la presencia de minerales de elementos radioactivos en las rocas. En la actualidad la luminiscencia es ampliamente utilizada para detectarla en los contadores. En el caso del calor desprendido durante la desintegración de ciertos elementos radioactivos, la utilidad va más allá del empleo de esta característica por el humano, ya que su importancia radica en que está íntimamente relacionado a la dinámica del planeta, sobre todo lo que se refiere a procesos térmicos, donde cerca del 90% está producido por las partículas α .

Elementos radioactivos. Series de desintegración

Los elementos radioactivos pueden producirse de manera natural o por vía artificial. Los elementos radioactivos naturales se encuentran expuestos en la Tabla Periódica entre $Z=81$ y $Z=92$, a excepción de algunos que se pueden ver hacia el centro de la misma tabla.

Los átomos de los llamados elementos pesados sufren a lo largo de sus vidas sucesivas transformaciones que forman las series de desintegración, de las cuales se conocen hasta para 19 elementos. En la naturaleza se pueden enumerar tres de ellas, la del uranio, cuyo primer elemento es el ${}_{92}\text{U}^{238}$, la siguiente es la del actinio - uranio (AcU) cuyo elemento es el ${}_{92}\text{U}^{235}$ y por último la del torio, para la cual su primer elemento es ${}_{90}\text{Th}^{232}$.

La Figuras 30 ilustra en forma esquemática la serie del Uranio y su transición a otro elemento. En el eje y se observa la escala del peso atómico A y en el otro eje, el

horizontal, se encuentra representado el número atómico Z . En la mayoría de los casos los elementos radioactivos tienen isótopos estables (con igual valor que Z), por lo que se utilizan dos sistemas de notación. Encerrados en las circunferencias se muestran los símbolos de los isótopos radioactivos utilizados en radiometría y por debajo del eje horizontal se pueden ver sus símbolos químicos. El tiempo o período de semidesintegración en unidades de tiempo años (a), días (d), horas (h), minutos (min), y segundos (seg), puede verse en las cifras que se encuentran junto a las circunferencias. Este período de semidesintegración T , es el tiempo, que como dice la palabra, necesita el elemento radioactivo para reducirse a la mitad. La desintegración β^- electrónica es representada por la flecha horizontal que se dirige a la derecha. La flecha inclinada a la izquierda y hacia abajo representa la desintegración α , y para indicar cuando la desintegración va acompañada por radiación γ se coloca junto a la flecha la letra griega γ . Cuando la posibilidad de una doble desintegración está dada, se expresa en la tabla en forma de porcentaje, e indica la medida en la cual se desintegra cada tipo. En el caso del elemento UX, este produce la formación del UX₂, de los cuales el 0.15% sufre una transformación isométrica pasando a UZ, y luego de éste, ambos isótopos (UX₂ y UZ) se encuentran en UII.

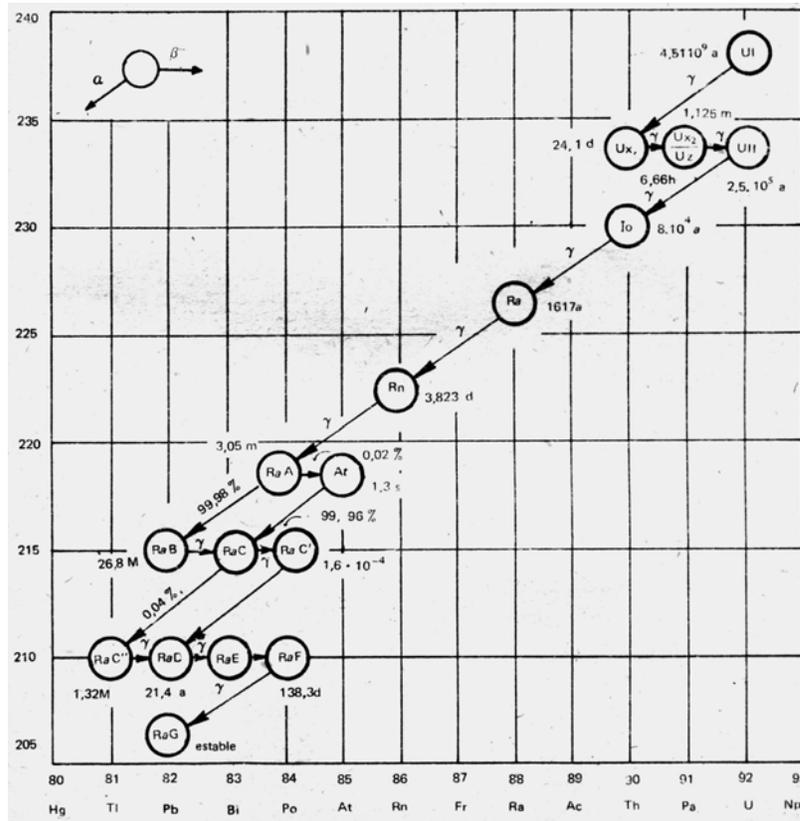


Figura 30. Esquema de desintegración del Uranio ${}_{92}\text{U}^{238}$

3.3.3 FUNDAMENTOS GEOLÓGICOS

Distribución del U y del Th en la litosfera, hidrosfera y biosfera.

Estudiar el contenido de U y Th en la naturaleza no es una tarea fácil. A nivel mundial muchos científicos han realizado este tipo de estudio y en la Tabla 12 se presenta parte de los resultados obtenidos. En ella se muestran los datos promedios de los contenidos de U y Th en la primera y segunda columna, así como los rangos en donde varían estos contenidos en unidades de $10^{-4}\%$, por último en la tercera columna se muestra la relación Th/U.

Se puede observar que los datos que existen no son muy exactos a causa de las variaciones que representan los contenidos de uranio y torio en las rocas, sin embargo es posible presentar algunas características comunes

- En rocas ígneas el máximo contenido de uranio lo poseen las rocas ácidas y el mínimo, como es de suponerse, las ultrabásicas.
- Para el caso de las rocas sedimentarias las arcillas son las mayores portadoras de uranio y el mínimo se encuentra en las rocas químicas y las calizas. Pero es importante destacar que esta regla varía con frecuencia.
- En el caso de las rocas metamórficas, su contenido de elementos radioactivos va a depender de dos factores, el primero es la cantidad existente de estos elementos en la roca antes de sufrir metamorfismo y en segundo lugar del efecto que este proceso genera sobre la roca y los componentes que la conforman. Según lo que se conoce, el metamorfismo puede ser agente reductor de la cantidad de uranio en la roca, así como puede comportarse de manera inversa.

El máximo contenido se encuentra en las pizarras grafito - sericiticas y el mínimo en las cuarcitas.

Para los suelos ocurre de manera similar como sucede con las rocas metamórficas, el contenido de uranio va a depender de las proporciones y concentración que existía en la roca que formó ese suelo. Así se puede por ejemplo concluir que el suelo que venga de rocas ígneas ultrabásicas será más pobre en materiales radioactivos que los que provengan de rocas ácidas.

En las cercanías de los yacimientos de menas radioactivas el contenido de U y Ra en las plantas aumenta considerablemente, en casos más de 100 veces. Característica que en algunos casos es utilizada en la búsqueda de yacimientos.

Para finalizar, los factores que explican la amplia dispersión y eventual concentración de elementos radioactivos en la litosfera, biosfera e hidrosfera, son: valencia variable, capacidad de migración en los medios ácidos y alcalinos, capacidad de formación de complejos y la capacidad de crear sustituciones isomórficas.

Tabla 12. Promedios de los contenidos de U y Th. Rangos en donde varían estos contenidos en unidades de $10^{-4}\%$. Relación Th/U. Tomada de Alexander Sinitsin et al. (1983) .

Tipo de Roca	U	Th	Th/U
Corteza terrestre	$\frac{2,3}{1,8-4,4}$	$\frac{8,0}{5,0-13}$	$\frac{3,5}{2,5-4,5}$
Corteza (capa granítica)	$\frac{3,6}{2,4-5,0}$	$\frac{15,5}{12,0-18,0}$	$\frac{4,0}{3,0-5,0}$
Corteza (capa basáltica)	$\frac{1,0}{0,6-1,5}$	$\frac{3,3}{1,8-3,8}$	$\frac{3,5}{3,0-4,0}$
Rocas alcalinas (sienitas)	$\frac{4,7}{0,3-89,0}$	$\frac{18,5}{5,0-80,0}$	$\frac{4,5}{1,0-8,0}$
Rocas ácidas	$\frac{3,5}{0,6-35,0}$	$\frac{15,5}{3,0-96,0}$	$\frac{4,0}{1,0-16,0}$
Rocas medias	$\frac{2,0}{0,3-5,6}$	$\frac{8,3}{2,0-34,0}$	$\frac{4,0}{1,5-7,0}$
Rocas básicas	$\frac{0,9}{0,1-2,7}$	$\frac{3,5}{0,5-15,0}$	$\frac{4,0}{1,5-6,0}$
Rocas ultrabásicas	$\frac{0,03}{0,0-0,06}$	$\frac{0,1}{0,0-0,3}$	$\frac{3,5}{1,0-4,0}$
Calizas	$\frac{1,2}{0,5-12,0}$	$\frac{2,5}{0,0-8,0}$	$\frac{2,0}{0,5-5,0}$
Pizarras sedimentarias	$\frac{2,9}{0,3-90,0}$	$\frac{10,0}{8,0-17,0}$	$\frac{3,5}{1,0-5,0}$
Arcillas	$\frac{3,5}{0,8-78,0}$	$\frac{7,0}{5,0-16,0}$	$\frac{2,0}{0,5-4,0}$
Arenas	$\frac{2,1}{0,3-8,0}$	$\frac{9,0}{6,0-30,0}$	$\frac{4,5}{1,5-7,0}$
Suelos	$\frac{2,1}{0,3-4,5}$	$\frac{6,0}{2,5-15,0}$	$\frac{3,0}{1,0-4,5}$
Fondos de los mares y océanos	$\frac{3,2}{1,0-20,0}$	$\frac{4,6}{1,6-8,8}$	$\frac{1,5}{0,0-3,0}$

CAPÍTULO 4: ESTUDIO ESTADÍSTICO Y GEOESTADÍSTICO DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS, RADIOMÉTRICOS, GRAVIMÉTRICOS Y MUESTRAS DE MANO

Esta parte del trabajo aborda el análisis y validación de todos los datos que se utilizaron en este trabajo. Clasificándolos por volumen de información y por cada tipo, se separaron en tres grupos a los cuales se les practicaron los estudios pertinentes para cada caso.

El primer grupo al que se hará referencia es el de los datos aeromagnéticos y los radiométricos. La información que se caracterizó por estar inicialmente en formato analógico y se hizo necesario llevarla a formato digital. Este proceso genera un margen de error que debe ser controlado y reducido al mínimo posible y aunado al gran volumen de datos que resultó de esta etapa se hizo necesario utilizar herramientas computacionales para su análisis y depuración. En este sentido se escogió como herramienta de trabajo un paquete informático llamado *Statistical Package for Social Science, SPSS versión 10.0*, a través del cual se eliminaron datos repetidos así como permitió realizar pruebas estadísticas tales como medidas de tendencia central y de dispersión, histogramas de frecuencia, gráficos de normalidad tales como P-P y estudios Kolmogorov – Smirnov (KS). También fue necesario aplicar técnicas geoestadísticas tales como estudios de distribución espacial de la información así como establecer la dirección de la tendencia central de los datos, la herramienta más adecuada en este sentido fue el *Gridstat*, producto elaborado por *Gridstatpro, Inc.* en su versión del año 1999. En otras oportunidades el software *Microsoft Excel* también resultó de gran utilidad, con la desventaja de que no maneja tantos datos como era necesario en nuestro caso, por lo que se hizo necesario seccionar la información en subgrupos.

Utilizando el mismo grupo de herramientas digitales se trabajó con los datos gravimétricos, los cuales fueron recibidos en formato digital y fueron suministrados

por entes como la Red Gravimétrica Nacional, la Universidad Central de Venezuela o la Universidad Simón Bolívar, en todos los casos ya validados, depurados y trabajados por cada uno de ellos. Asimismo, el volumen existente de este tipo de información en la zona de trabajo no es comparable con los del caso anterior, el número de datos gravimétricos que se manejó no llegaba a superar los 2000 casos.

4.1 MÉTODOS MAGNÉTICOS

4.1.1 DATOS AEROMAGNÉTICOS

La zona de trabajo está dividida en seis áreas de iguales dimensiones espaciales colindantes unas con otras (Figura 31). En el caso de los datos aeromagnéticos la información disponible cubre de manera bastante uniforme toda el área de trabajo, por lo que se trabajó con 6 mapas, identificados como NS-42 y NT-42, NS-43, NT-43, NS-44 y NT-44.

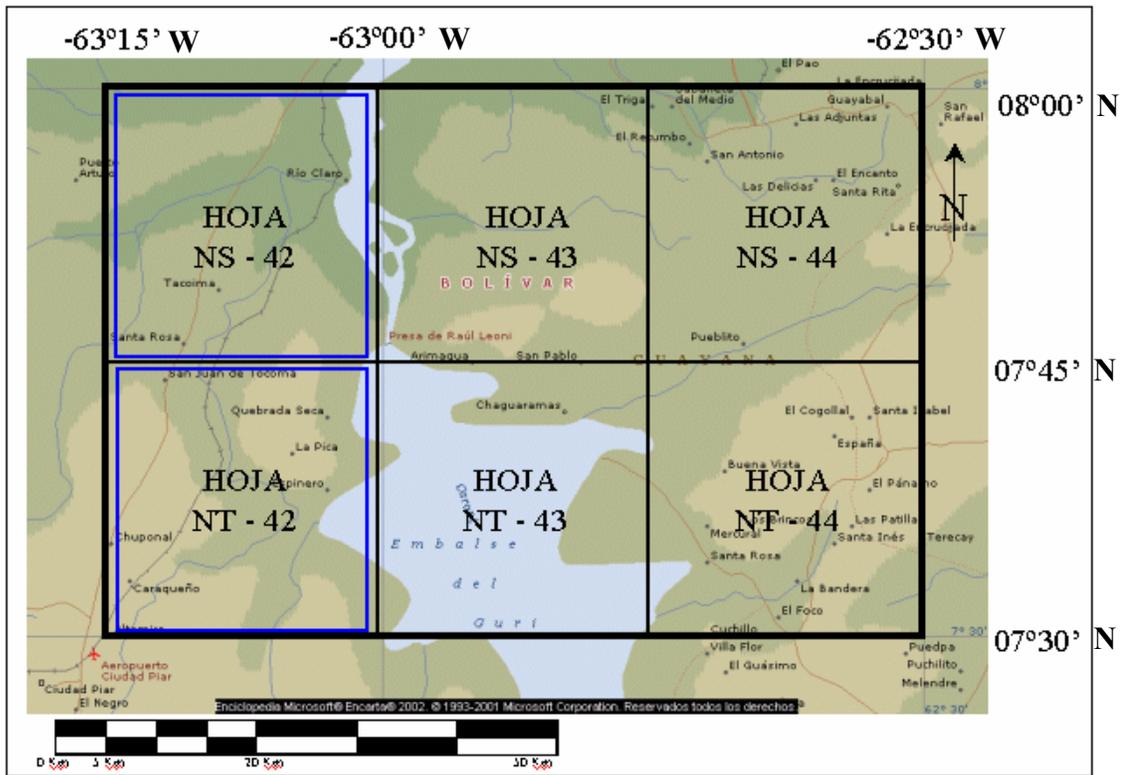


Figura 31. Ubicación e identificación de los mapas aeromagnéticos (negro) y radiométricos (azul) que fueron digitalizados.

4.1.2 DIGITALIZACIÓN DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS

El proceso de digitalización se inició escaneando cada mapa aeromagnético, proceso a través del cual se obtuvo una imagen digital de cada mapa. Para poder obtener la base de datos necesaria se debió llevar a cabo un paso adicional ya que como imagen, resultaba imposible sustraer los valores de cada curva isomagnética. Lo que se hizo fue, a través del programa *AUTOCAD*, versión 2002, crear un mapa de puntos sobre la imagen obtenida en el primer paso, generando un universo de puntos con valores de coordenadas tanto en el eje x como en el de las absisas y por supuesto a cada uno de los puntos se le colocó el valor que tenía la curva a la cual pertenecía en gammas (valor de intensidad magnética total en el punto), produciendo un mapa idéntico al original, pero del cual se podía extraer una base de datos. De esta etapa resultó un

grupo de poco menos de 180.000 valores, de los cuales, una vez se eliminaron los datos repetidos, quedaron un total de 177.498.

La base de datos primitiva que resultó de este proceso, como es de imaginarse, carecía de sentido geográfico con la posición real de cada punto, éstos sólo representaban la posición de ellos dentro del universo del programa, sólo eran coordenadas relativas, razón por la cual fue necesario aplicar ciertas transformaciones que ubicaran a cada punto de manera proporcional en la posición geográfica que inicialmente representaba. Como se expresa a detalle en el Apéndice C, esta base de datos pasó por una serie de transformaciones. En el caso de el eje X y el eje Y se utilizaron las siguientes transformaciones

$$x = \frac{b - a + (a * K_2)}{K_2} \quad (4.0)$$

$$y = \frac{d - e + (e * K_2)}{K_2} \quad (4.1)$$

Una vez transformados cada uno de los valores de la base de datos, se obtuvieron valores de coordenadas geográficas absolutas donde el eje X representa la longitud y el eje Y la latitud. En el caso de los valores de Z éstos tenían ya los valores de cada punto de IMT, ya que los mismos fueron colocados según como se representaban inicialmente en el mapa original.

4.1.3 ESTADÍSTICA DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS

El estudio estadístico de los datos aeromagnéticos se realizó sobre una muestra aleatoria y representativa del total de sólo 1000 valores. Si comparamos los resultados de la Tabla 13 y la Tabla 14, así como los histogramas de frecuencia

realizados con todos los datos y con la muestra aleatoria Figuras 34 y 35, podremos comprobar el carácter de fidelidad que existe entre ambos grupos de datos.

Como se puede leer en la Tabla 13, el máximo absoluto que se registra es de 15.500 gammas y el mínimo absoluto se ubica en 4000 gammas. El rango existente entre ambos valores resulta muy amplio, por lo que es de esperar que existan gran cantidad de valores intermedios si la muestra refleja un comportamiento normal. Adicionalmente podremos verificar más adelante cuando se analice la base de datos de las zonas vecinas que estos valores picos se acercan en gran medida a los máximos y mínimos absolutos.

Tabla 13. Resumen estadístico de todos los datos aeromagnéticos.

N	Válidos	177498
	Perdidos	0
Media		7196,8609
Error típ. de la media		2,3049
Mediana		7100,0000
Moda		7500,00
Desv. típ.		971,0489
Varianza		942936,0
Rango		11500,00
Mínimo		4000,00
Máximo		15500,00

Otro indicador de un comportamiento normal, es la pequeña diferencia existente entre la media, la moda y la mediana. Esto nos dice que la concentración de los datos no se encuentra en ninguno de los extremos de la base de datos, sino, como es de esperarse en una muestra con comportamiento normal hacia el centro, mostrando cierto grado de simetría en la misma.

En el histograma de frecuencia de la Figura 32, se corrobora lo dicho anteriormente y además se pueden hacer algunos ajustes. Es claramente evidente que la muestra se encuentra ligeramente sesgada hacia la izquierda, concentrándose en cierta medida

más cerca de los valores más bajos, esto indica que la zona a pesar de tener un rango amplio de aproximadamente 9500 gammas, tiene una mayor concentración de valores de baja respuesta magnética, aunque esto no indica que estamos en presencia de un terreno con bajo contenido mineral magnético. En la misma figura es aún más claro el comportamiento gaussiano o normal de la muestra. Puede además observarse con claridad que la muestra tiene una única tendencia principal a pesar de encontrarnos en una zona tan compleja a nivel geológico – estructural.

Tabla 14. Resumen estadístico de una muestra aleatoria de los datos aeromagnéticos.

N	Válidos	1000
	Perdidos	0
Media		7203,0000
Error típ. de la media		30,4037
Mediana		7100,0000
Moda		6500,00
Desv. típ.		961,4490
Varianza		924384,2
Rango		9520,00
Mínimo		4500,00
Máximo		14020,00

Es de esperarse que los mapas de intensidad magnética total tengan una apariencia de sábana bastante uniforme pero que sin embargo presenten picos marcados y resaltantes tanto de valores mínimos como máximos, ya que estos existen y son muy extremos. Dichos valores, como puede observarse, no son los que dominan los datos, y justamente esta característica es la que los hará muy evidentes. Esto podría apreciarse como dos grandes anomalías que hasta ahora no podemos predecir la ubicación, pero si es claro el carácter bipolar.

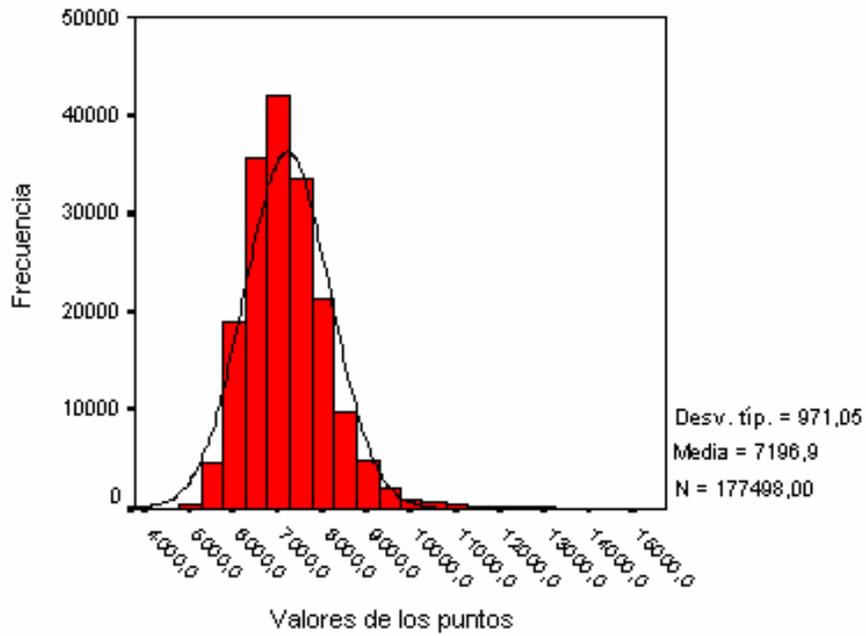


Figura 32. Histograma de frecuencia de toda la base de datos aeromagnéticos.
Valores de los puntos vs. Frecuencia.

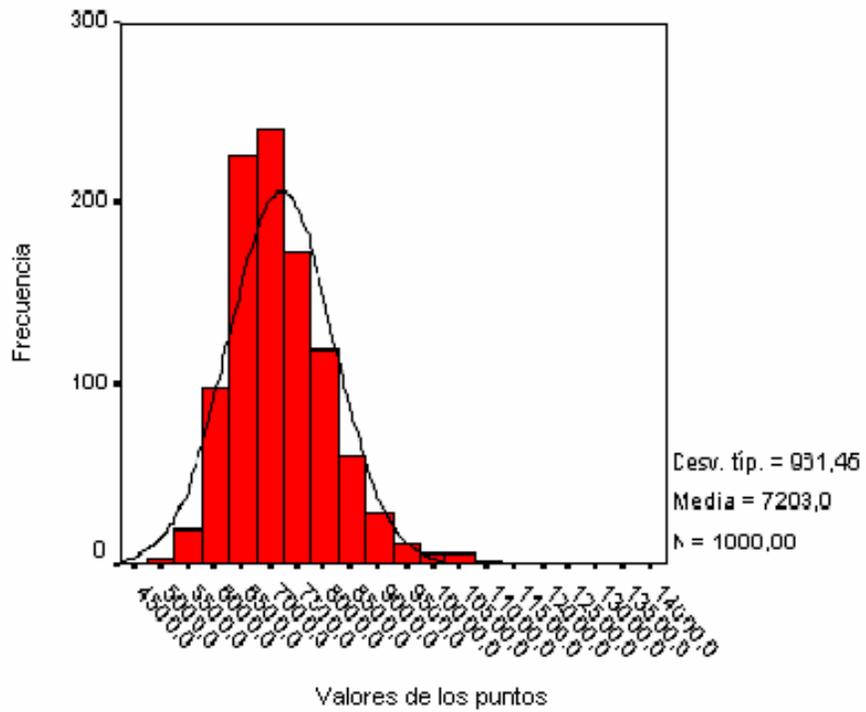


Figura 33. Histograma de frecuencia de una muestra aleatoria de la base de datos aeromagnéticos.
Valores de los puntos vs. Frecuencia.

Para afianzar un poco más el carácter normal de la muestra se realizó una prueba Kolmogorov – Smirnov con distribución de contraste normal, Tabla 15. Lo más resaltante en los resultados de esta prueba son dos valores. A la *Z de Kolmogorov – Smirnov* se le calculó un valor de 2,759 un valor bastante bajo que aunado al cero absoluto que tiene el *Signo Asintótico (bilateral)* y la pequeña diferencia entre ambos valores corroboran lo establecido anteriormente en cuanto al carácter gaussiano de la base de datos. En el mismo sentido, se evidencia que las *Diferencias Extremas* tienden todas a cero.

Tabla 15. Resultados de la prueba K-S con distribución de contraste normal.

N		1000
Parámetros normales ^{a,b}	Media	7203,0000
	Desviación típica	961,4490
Diferencias más extremas	Absoluta	,087
	Positiva	,087
	Negativa	-,058
Z de Kolmogorov-Smirnov		2,759
Sig. asintót. (bilateral)		,000

Más adelante podemos ver la distribución de los datos en la Figura 34. Este gráfico muestra la amplia y completa cobertura que se tiene de la zona de datos aeromagnéticos. Se cubre la zona de trabajo en todos sus extremos y a pesar de que este gráfico se realizó con un porcentaje muy bajo de la totalidad de la base de datos (apenas 1000 de ellos) es evidente que los espacios vacíos son muy pocos y que la distancia entre los puntos de medición es mínima. Esto revela un control de alta calidad en la zona y permitirá observar a detalle los gradientes y las tendencias que puedan existir. Permitirá del mismo modo ubicar las fuentes generadoras de las anomalías de manera más precisa y será más evidente cualquier evento estructural que esté enmascarado.

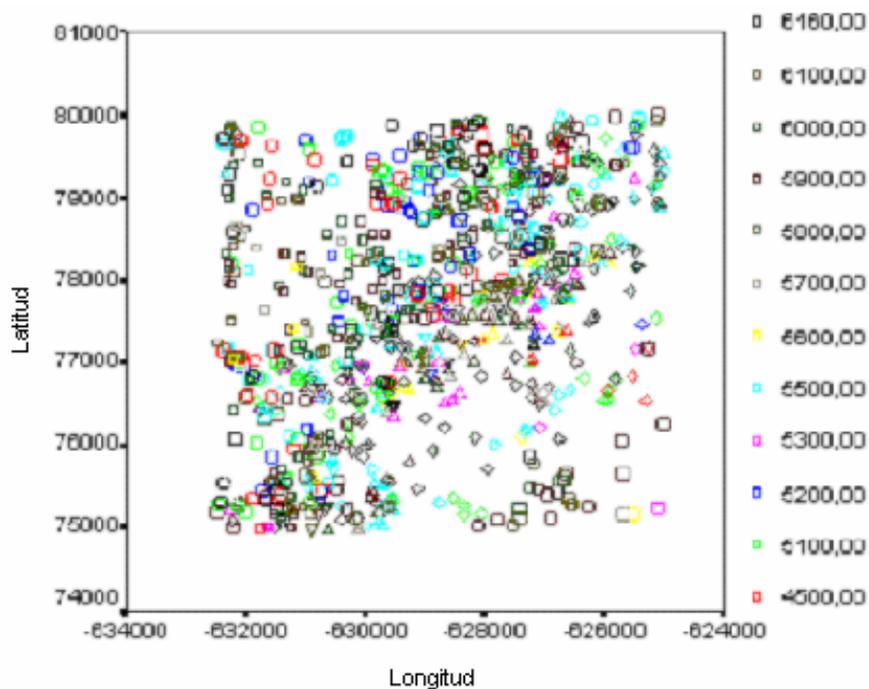


Figura 34. Mapa de distribución de los datos aeromagnéticos.

La Figura 35 muestra un Gráfico P-P Normal. En el eje X están expresados los valores de *Probabilidad Acumulada Observada* y en el eje Y la *Probabilidad Acumulada Esperada*. Los puntos rojos son la expresión de los datos aeromagnéticos y la línea verde asemeja el comportamiento ideal de una tendencia normal. Es evidente que la realidad de la base de datos no está muy distante de la idealidad, las desviaciones que muestra son muy pequeñas, lo que le da aún más confiabilidad a la base de datos con la que se está trabajando en este estudio. Asimismo, de manera más cuantificable en este sentido tenemos el segundo Grafico P- P Normal pero sin tendencia (Figura 36). Aquí, ya con valores que representan porcentajes podemos ver la desviación de la normal que presentan los datos. Como se puede leer en este gráfico, la desviación más grande ronda los valores de 8%.

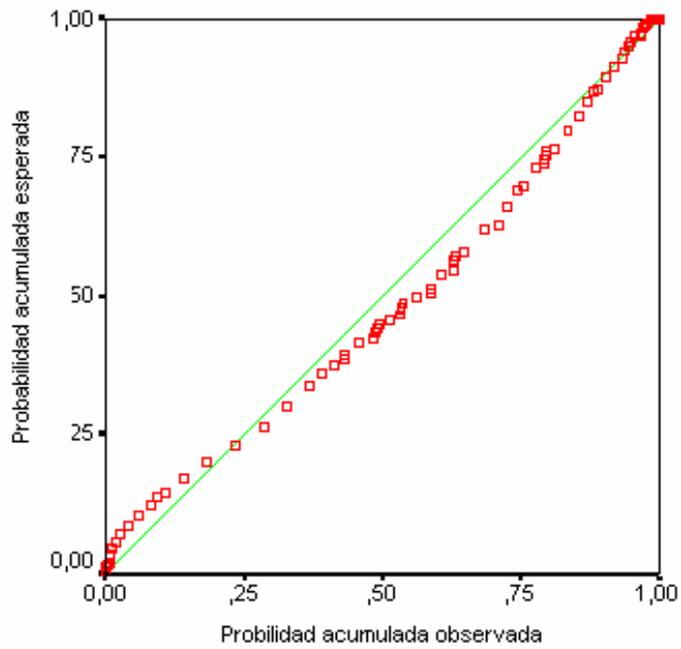


Figura 35. Gráfico P-P Normal de los datos aeromagnéticos. (calculado según la fórmula de estimación proporcional de Bloom)

Probabilidad acumulada observada vs. Probabilidad acumulada esperada.

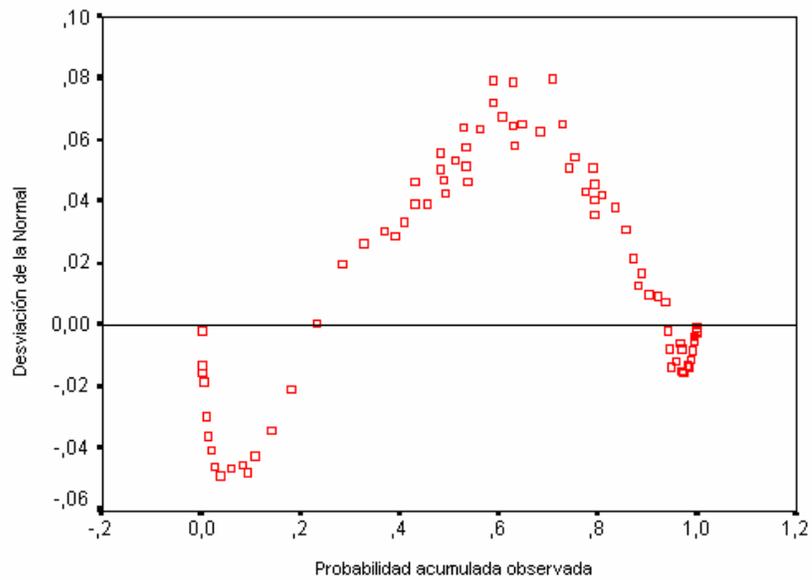


Figura 36. Gráfico P-P Normal sin tendencia de los datos aeromagnéticos (calculado según la fórmula de estimación proporcional de Bloom)

Probabilidad acumulada observada vs. Desviación de la Normal.

4.1.4 GEOESTADÍSTICA DE LOS DATOS AEROMAGNÉTICOS

Para conocer la distribución espacial que presentan los datos de manera cuantitativa, así como para determinar la tendencia de las variables, se procedió a realizar el análisis geoestadístico. En esta etapa de la investigación se realizaron una serie de estudios que resultaron en lo que se muestra en las Figuras 39 y 40, representando la roseta de distribución de los datos aeromagnéticos y la elipse de anisotropía respectivamente.

Sin embargo la variabilidad que presentan los datos debido a la gran cantidad de diferenciaciones litológicas, estructurales, de mineralizaciones en la zona de trabajo no permitió que los productos finales de esta etapa resultaran de gran utilidad.

En la Figura 37 se puede apreciar, sobrepuesta a la roseta de distribución, la dirección de la elipse de anisotropía, donde el eje mayor presenta una dirección NW – SE y el eje menor en la dirección perpendicular. Sin embargo el ángulo preciso se podrá distinguir en la siguiente figura donde la elipse de anisotropía muestra además de su dirección preferencial, los valores más relevantes. El ángulo que presenta el azimut es de 148° aproximadamente. Según lo expuesto por estos resultados la tendencia principal de los datos tiene 38° de desviación al oeste respecto al norte de la zona de trabajo, dirección que resulta casi perpendicular a la estructura más relevante en el área como lo es la Falla de Gurí.

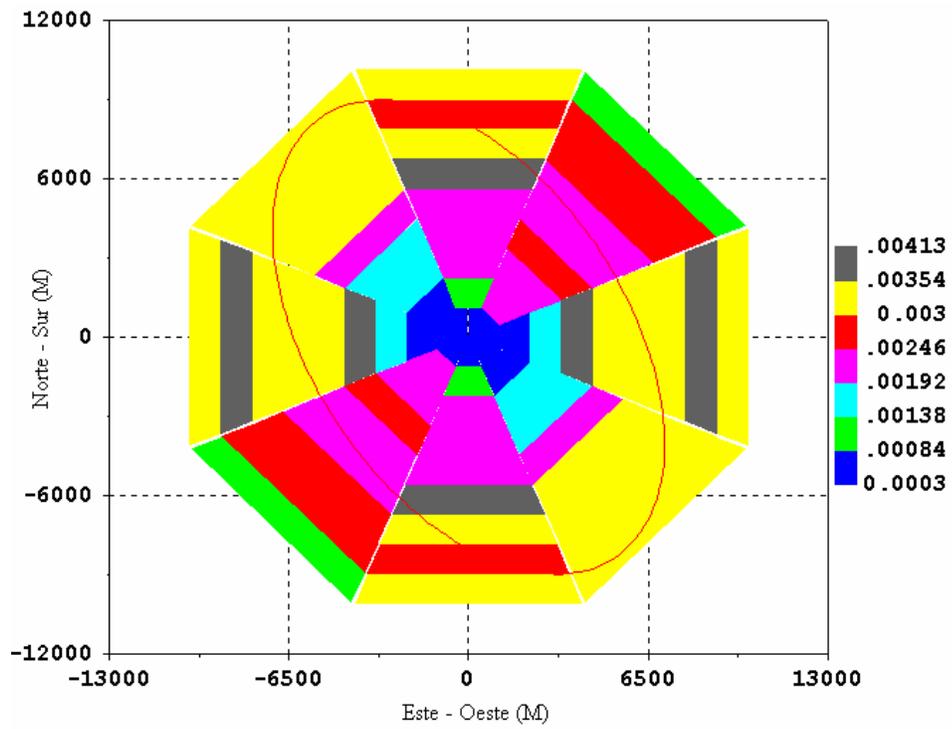


Figura 37. Roseta de distribución de los datos.

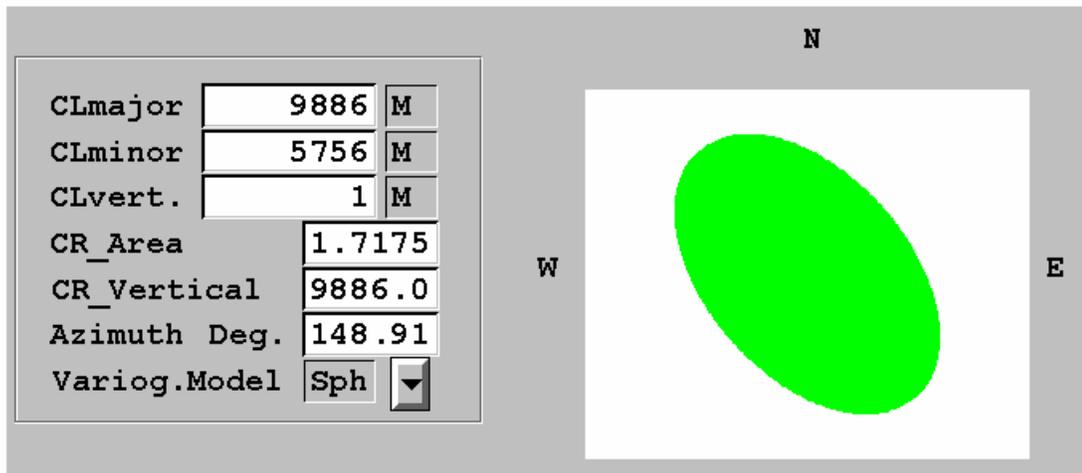


Figura 38. Elipse de Anisotropía.

4.2 MÉTODOS RADIOMÉTRICOS

4.2.1 DATOS RADIOMÉTRICOS

El origen de los datos radiométricos, resulta similar en muchos aspectos, con el de los datos aeromagnéticos. La información con la que se trabajó es el resultado de la digitalización de mapas radiométricos, adquiridos bajo la modalidad aérea. La zona de trabajo está dividida en seis áreas de iguales dimensiones espaciales colindantes unas con otras, Figura 31. A diferencia del caso aeromagnético la disponibilidad de la radiometría no es tan amplia. Los mapas existentes sólo cubren de manera uniforme la parte más occidental de la zona de trabajo, abarcando sólo dos hojas de las 6 que conforman la totalidad. Los números que identifican dichos mapas son NS-42 y NT-42, en el norte y el sur de la zona más occidental del área de trabajo respectivamente.

4.2.2 DIGITALIZACIÓN DE LOS DATOS RADIOMÉTRICOS

En un proceso similar al del caso aeromagnético y usando de igual manera el programa *AUTOCAD*, versión **2002**, se obtuvo la base de datos radiométrica. En este caso resultó un grupo de poco menos de 19.000 valores, de los cuales, una vez se eliminaron los datos repetidos, quedaron un total de 18.522. Luego se llevaron los datos a coordenadas geográficas con el mismo procedimiento utilizado en la magnetometría y que se especifica en el apéndice C.

4.2.3 ESTADÍSTICA DE LOS DATOS RADIOMÉTRICOS

El análisis estadístico de los datos radiométricos se realizó sobre todos los valores obtenidos del proceso de digitalización. En la Tabla 16 podemos observar el resumen estadístico de un total 18.522 valores de radiometría. El rango de valores es de 11.5 MR/HR. El máximo y mínimo son 12.5 y 1.0 respectivamente. Viendo los extremos de los datos y comparándolo con el rango, e incluso sabiendo que los valores que se

midieron son enteros o mitades de enteros, vemos que este rango no resulta muy amplio, los valores que tenemos en esta base de datos no tienen espacio numérico suficiente para que estén claramente diferenciados entre sí. Lo más destacado en esta tabla resulta la similitud entre los valores de media, moda y mediana. Haciendo una pequeña conclusión de lo observado, parecen estar dadas las condiciones de un comportamiento gaussiano de los datos, pero aun no se puede aseverar. Como estos datos representan toda la radiometría medida en la zona de trabajo, podemos concluir que los máximos y mínimos representados en este resumen estadístico son absolutos.

Tabla 16. Resumen estadístico de todos los datos radiométricos.

N	Válidos	18522
	Perdidos	0
Media		4,522973
Error típ. de la media		1,54E-02
Mediana		5,000000
Moda		4,0000
Desv. típ.		2,096009
Varianza		4,393255
Rango		11,5000
Mínimo		1,0000
Máximo		12,5000

Para tratar de demostrar o en todo caso adversar lo dicho anteriormente en cuanto al comportamiento normal de los datos es necesario observar la Figura 39 donde veremos el histograma de frecuencia realizado para esta base de datos. Se muestran los datos agrupados en 5 tipos de frecuencias con una concentración de la mayor parte de ellos hacia la izquierda lo que se traduce en los valores más bajos, comprendidos entre 2,2 y 7.0 MR/HR. Es apreciable también, que así como existen pocos valores máximos, los mínimos no resultan escasos, todo lo contrario la base de datos tiene de algún modo una tendencia hacia los valores menores, concentrando poco más de un cuarto del total de los valores.

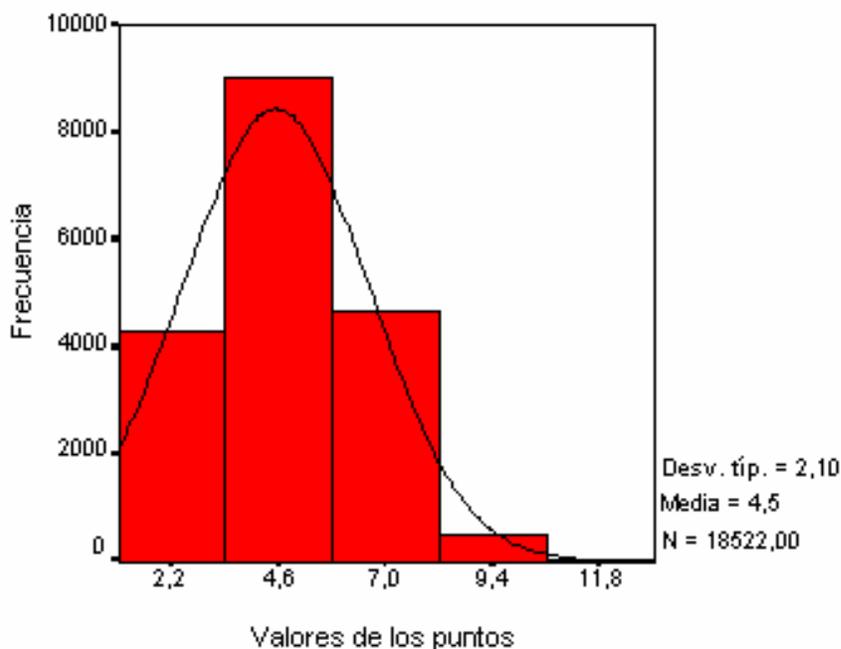


Figura 39. Histograma de frecuencia de la base de datos radiométricos.

Valores de los puntos vs. Frecuencia. Cinco clases.

En cuanto al comportamiento de dicha base de datos, se denota que tiene cierto aspecto normal. La forma de campana de gauss refleja una posible configuración en el mapa radiométrico resultante, donde exista un gradiente bastante uniforme correspondiente a la respuesta de la mayor parte de los datos donde serán observables algunas anomalías mínimas. Presentará además picos correspondiente a los valores máximos pero que de alguna manera se verán opacados por el bajo carácter que tienen los valores. Adicionalmente, si comparamos estos resultados con la geología de la zona que estos abarcan, observaremos que no se esperaba ningún comportamiento múltiple ya que se encuentran en la parte más uniforme del espacio de trabajo. Según el comportamiento de los datos y la características geológico – estructurales, la gráfica muestra un comportamiento normal sesgado a la izquierda y concentrando más de la mitad de los valores, refleja una sola tendencia.

Tabla 17. Resultados de la prueba K-S con distribución de contraste normal.

N		18522
Parámetros normales ^{a,b}	Media	4,522973
	Desviación típica	2,096009
Diferencias más extremas	Absoluta	,169
	Positiva	,132
	Negativa	-,169
Z de Kolmogorov-Smirnov		23,067
Sig. asintót. (bilateral)		,000

Se realizó una prueba Kolmogorov – Smirnov con distribución de contraste normal, una de contraste uniforme, y una de contraste exponencial, con la finalidad de establecer una comparación entre la realidad y un modelo sintético del comportamiento de la base de datos. La Tabla 17 muestra los resultados del análisis de contraste normal, el cual resultó el más ajustado, descartando los que tenían contrastes diferentes. Podemos observar que las diferencias extremas a pesar de no ser tan bajas como en el caso de los datos aeromagnéticos, son aceptablemente bajas. La *Z de K-S* y el Signo Asintótico (bilateral) no tienen tampoco un comportamiento tan ideal como en el caso aeromagnético, pero el primero puede calificarse aún como bajo y el segundo sigue siendo cero. El comportamiento de los datos radiométricos a pesar de ser bastante gaussiano, no resulta tan absoluto como en el caso de los datos aeromagnéticos. Esto entre otras razones puede obedecer a que la zona cubierta por el proceso de adquisición de los datos radiométricos es más limitada (sólo el oeste de la zona de trabajo) y no existe el balance entre los valores extremos como en el caso de la base de datos magnética (Figura 40). En esta figura podemos observar dicha distribución de datos radiométricos, que a pesar de cubrir por completo las dos hojas más extremas hacia el occidente de la zona de trabajo, no contempla el centro ni el este. Además como se dijo anteriormente esta zona sólo es perturbada estructuralmente por la falla de guri, mostrando bastante uniformidad geológica – estructural.

La Figura 41, muestra un Gráfico P-P Normal de *Probabilidad Acumulada Observada vs. Probabilidad Acumulada Esperada*. Los puntos rojos son la expresión de los datos radiométricos y la línea verde asemeja el comportamiento sintético de una tendencia normal. Es evidente que las desviaciones que muestra son muy pequeñas, lo que le da aun más confiabilidad a la hipótesis de normalidad. Para darle un carácter más cuantificable en este sentido tenemos el segundo Grafico P- P Normal pero sin tendencia (Figura 42). Aquí los valores medidos en porcentajes de desviación muestran una variación que apenas sobrepasa el 10%.

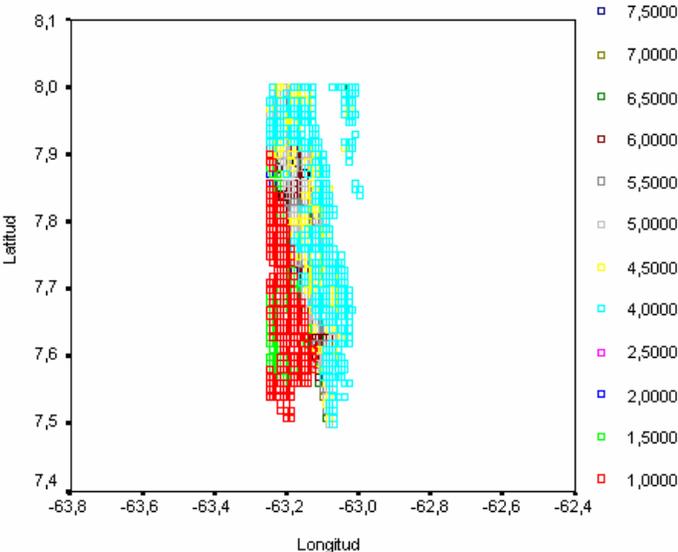


Figura 40. Mapa de distribución de los datos radiométricos.

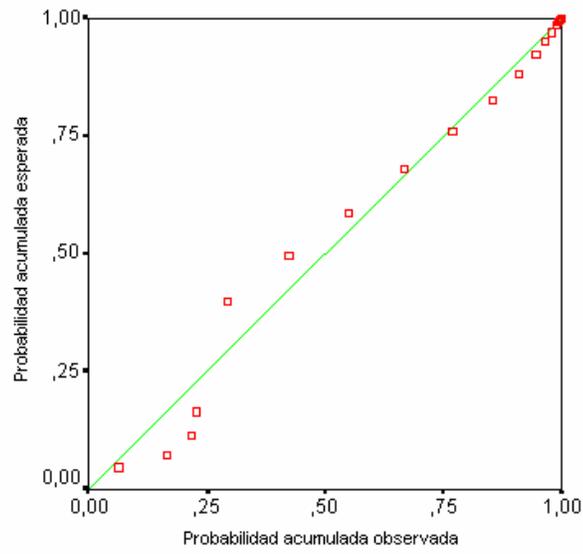


Figura 41. Grafico P-P Normal de los datos radiométricos. (calculado según la fórmula de estimación proporcional de Bloom)

Probabilidad acumulada observada vs. Probabilidad acumulada esperada.

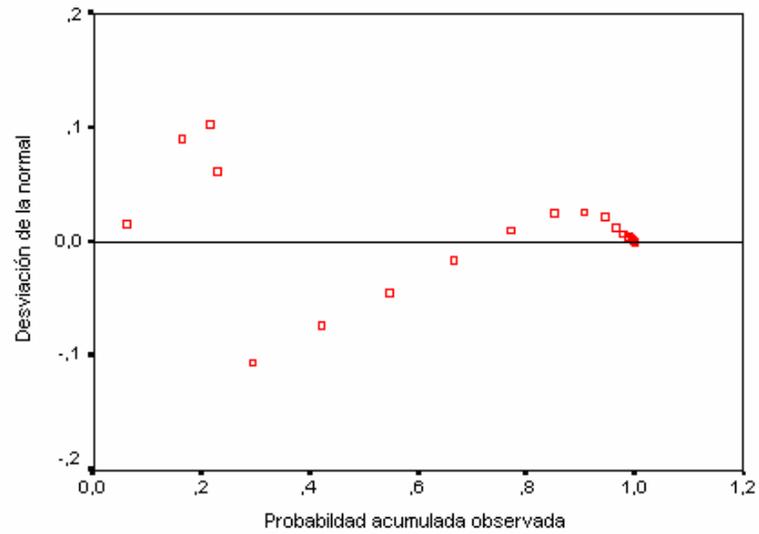


Figura 42. Grafico P-P Normal sin tendencia de los datos radiométricos (calculado según la fórmula de estimación proporcional de Bloom)

Probabilidad acumulada observada vs. Desviación de la Normal.

4.3 MÉTODOS GRAVIMÉTRICOS

4.3.1 DATOS GRAVIMÉTRICOS

La característica principal en el caso de la información gravimétrica es la ausencia de una campaña de adquisición ya que se utilizó la base de datos en formato digital de la Red Gravimétrica Nacional en parte suministrada por la Universidad Simón Bolívar (USB) y la otra por la Universidad Central de Venezuela (UCV).

Se recibió una base de datos de casi dos mil estaciones que cubren el área de estudio y sus alrededores a las cuales se les calculó la Anomalía de Bouguer. De estos 1884 valores y sus correspondientes coordenadas geográficas, se seleccionaron únicamente los que estaban contenidos en el área de 4.620 kilómetros cuadrados del Escudo de Guayana comprendida entre las 8° 00' - 7° 30' de latitud norte y 63° 15' - 62° 30' de longitud oeste correspondientes a la zona de trabajo, resultando finalmente una base de datos con 115 valores.

4.3.2 CÁLCULO DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER

Antes de comenzar a trazar los mapas de anomalías de Bouguer, fue necesario llevar todos los valores a un mismo punto de referencia y proceder al cálculo de cada punto.

Tomando como referencia el nivel medio del mar se procedió al cálculo de la anomalía de Bouguer (AB):

$$AB = Gobs \pm Cal \mp CB + CT - GTeo \quad (4.2)$$

Donde *Gobs* es la gravedad observada, *Cal* la corrección de aire libre, *CB* los valores de la corrección de bouguer, *CT* la corrección por efectos topográficos y por último hay que calcular la gravedad teórica para cada estación, *Gteo*.

Finalmente, si estos valores se representan gráficamente sobre un plano y se trazan contornos isoanómalos, se obtendrá un Mapa de Anomalía de Bouguer.

4.3.3 CÁLCULO DE DENSIDAD A LAS MUESTRAS DE CAMPO

Equipos Utilizados:

- Estufa
- Balanza semi - analítica. Marca: OHAUS. Modelo: S200. Capacidad: 202 x 0.01g
- Cilindro graduado
- Bureta
- Vidrio de reloj
- Embudo
- Papel de filtro

Procedimiento:

1. Para hacer las medidas de densidad es necesario eliminar de las muestras todo contenido de agua. Para ello es necesario secarlas, colocándolas en una estufa muestras por un lapso de 10 horas a 100°C.
2. Lo siguiente es pesar cada una de las muestras, procedimiento que se hace a través de una diferencia de peso entre la muestra más un parámetro distinto (vidrio de reloj) y el parámetro distinto (vidrio de reloj) únicamente. Se procedió de la siguiente manera: se pesaron cada una de las muestras en la balanza semi - analítica colocándolas sobre el vidrio de reloj. Luego se pesa solamente el vidrio del reloj, para, tras restar ambas medidas obtener el peso de la muestra.

3. Para el siguiente paso, la medición del volumen de la muestra, es necesario calibrar con precisión de 2 decimales el cilindro graduado. Esta calibración se realiza a través del uso de la bureta. Para ello fue necesario realizar cada 1 mililitro de la bureta la medición de este volumen en el cilindro, este procedimiento se hizo hasta los 25 ml. Una vez obtenidos estos datos se trazó la curva de calibración, cuya pendiente es el valor del factor de corrección.
4. Para obtener el volumen de cada muestra es necesario hacer dos mediciones. La primera se refiere a cierta cantidad de agua colocada en el cilindro graduado, una vez conocido este valor se sumerge la muestra en el agua, cuyo nivel aumentará. Haciendo la resta entre el valor final del nivel de agua y el original sin la muestra, se obtiene el volumen de cada una de ellas. Finalmente se utiliza el factor de corrección obtenido en el paso N° 3. Este valor es multiplicado por el volumen obtenido para la muestra.

Es necesario acotar la posibilidad que alguna muestra presente porosidad notable. En estos casos una vez realizada la medida del volumen es factible perder por disgregación parte de la masa inicial de la muestra que se introdujo en el cilindro. Para evitar este inconveniente que generaría errores de cálculo, se hace necesario utilizar un embudo y papel absorbente para extraer la muestra del cilindro con agua.

5. Para finalizar se hace el cálculo de la densidad de cada una de las muestras a través de la siguiente fórmula, hartamente conocida, donde se divide para cada muestra el valor de la masa entre el del volumen:

$$d = \frac{m}{V} \quad (4.3)$$

La tabla 18 muestra los resultados obtenidos.

Tabla 18. Densidad de las muestras de campo obtenidas en laboratorio.

Muestra	Masa (g)	Volumen (ml)	Volumen Corregido (ml)	Densidad (g/ml)
M-01	15,92	7,47	7,472321	2,13
M-02	17,27	5,58	5,593094	3,09
M-03	16,24	5,92	5,931156	2,74
M-04	14,15	6,16	6,169788	2,29
M-05	17,97	5,91	5,921213	3,03
M-06	17,98	7,05	7,054715	2,55
M-07	7,27	3,04	3,067572	2,37
M-08	12,22	3,54	3,564722	3,43
M-09	8,54	2,91	2,938313	2,91
M-10	17,57	6,05	6,060415	2,90
M-11	8,70	6,20	6,20956	1,40
M-12	7,72	4,05	4,071815	1,90
M-14	6,31	2,75	2,779225	2,27
M-15	12,22	4,04	4,061872	3,01
M-16	26,42	10,41	10,395563	2,54
M-17	10,89	3,96	3,982328	2,73
M-18	9,52	3,05	3,077515	3,09
M-19	16,76	6,06	6,070358	2,76
M-20	14,69	4,41	4,429763	3,32
M-21	14,55	5,00	5,0164	2,90

4.3.4 ESTADÍSTICA DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

A pesar de ser el grupo de datos más reducido, es el más disperso de los tres analizados para esta investigación, característica que puede ser observada desde varios puntos de vista. Inicialmente, tomando como puntos de referencia el resumen estadístico de la Tabla 19 y la Figura 43 se puede comenzar a analizar los resultados.

Tabla 19. Resumen estadístico de los datos gravimétricos.

N	Válidos	115
	Perdidos	0
Media		-21,63
Error típ. de la media		,99
Mediana		-22,57
Moda		-19,10
Desv. típ.		10,65
Varianza		113,51
Rango		45,51
Mínimo		-42,51
Máximo		3,00

Lo más resaltante en el caso del resumen estadístico es el amplio rango de datos, considerando que los datos gravimétricos se miden en miligales y decimales de miligales. Esto es apreciable en la cantidad de clases que presenta el histograma de frecuencia. La distribución se realiza en 10 clases mostrando tres concentraciones de frecuencia bajas, dos de ellas muy poco representativas de las mayorías. La primera impresión que genera este histograma es la existencia de dos tendencias en los datos, a pesar de que en el resumen podría pensarse en comportamiento normal debido a la cercanía que existe entre los valores de media, mediana y moda. Una de las tendencias resulta en los valores que representan baja respuesta gravimétrica y la otra en los valores medios de los datos.

Resultó particularmente interesante realizar un histograma de frecuencia donde los grupos de frecuencia fueran más amplios y agruparan mayor cantidad de valores (Figura 44). La simetría que resultó en este experimento refleja entonces un

comportamiento contrario al descrito en el párrafo anterior y muestra un carácter normal evidente. Se hizo necesario entonces visualizar los datos desde otros puntos de vista. Se compararon los resultados de ambos estudios estadísticos tanto con la geología y las características estructurales de la zona como con los parámetros de adquisición de los mismos, ya que tienen una fuente distinta a la de los dos casos anteriores.

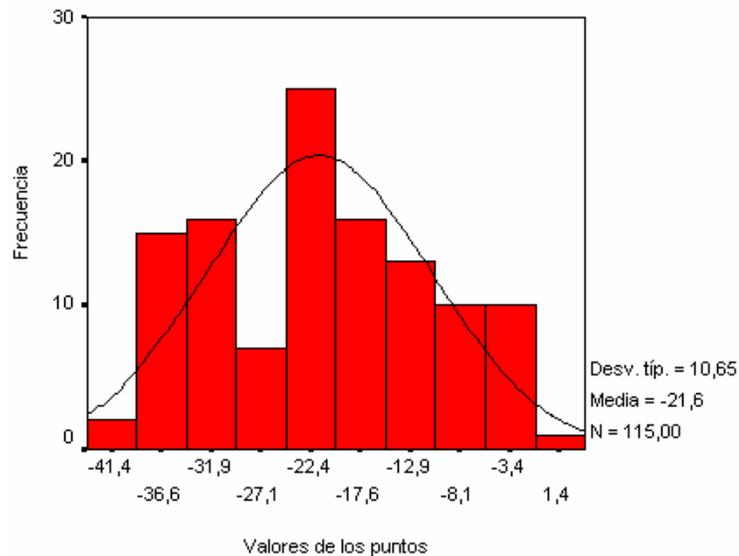


Figura 43. Histograma de frecuencia de la base de datos gravimétrica.

Valores de AB vs. Frecuencia. Diez clases.

En primer lugar hay que tener claro las características de la adquisición de esta base de datos. En los casos anteriores dicha adquisición se realizó a través de metodologías aéreas cubriendo de manera uniforme toda la zona de trabajo, contrariamente a lo realizado a nivel gravimétrico donde las observaciones se hicieron sobre el terreno. Si detallamos las Figuras 47 y 48, podremos ver los puntos donde se realizaron las mediciones gravimétricas. Resulta interesante como se notan claramente delimitados los caminos por donde se ingresó para realizar estas mediciones. A pesar de que sí existen puntos de control, resultan escasos y esta falta de uniformidad en la adquisición podría estar generando alguna de las particularidades visibles en los histogramas anteriormente expuestos.

Por otro lado estos datos gravimétricos cubren toda la zona donde existen grandes variaciones a nivel geológico – estructural. Hay grandes diferenciaciones litológicas así como una amplia variedad de características estructurales que podrían ser la causa de una respuesta con múltiples gradientes y concentraciones de datos en variados subgrupos.

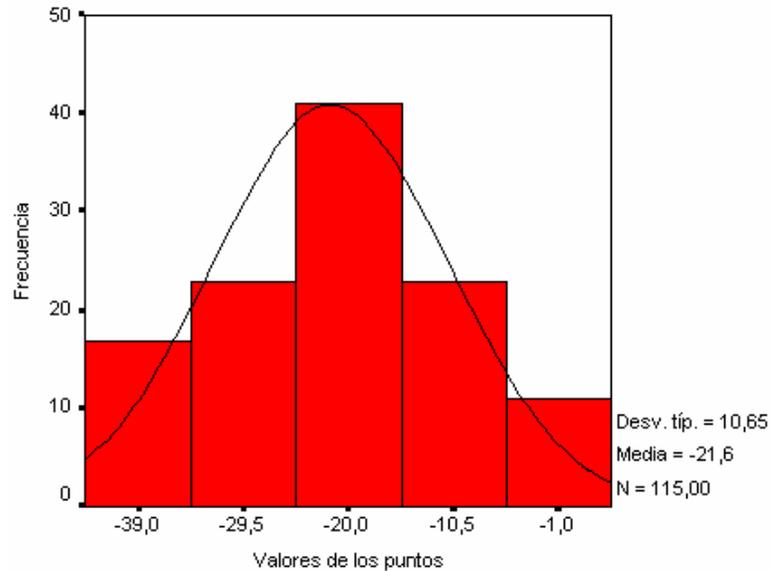


Figura 44. Histograma de frecuencia de la base de datos gravimétrica.

Valores de AB vs. Frecuencia. Cinco clases

Si se va un poco más allá y se observa el mapa geológico (Figura 45) el cual refleja los puntos de medición de la adquisición gravimétrica, podremos notar algo aún más interesante que lo expuesto anteriormente. Las líneas descritas por los puntos de medición al este de la zona de trabajo que tienen un sentido muy cercano al norte – sur, atraviesan de manera casi perpendicular y en un corto espacio distintas litologías con características estructurales e historias de formación diferentes. Esto podría estar generando variaciones bruscas en los datos, donde los gradientes se comportarían de forma abrupta sin uniformidad aparente. Si ahora nos centramos en la parte noreste de la zona de trabajo, se observa que existe otra seguidilla de mediciones que concentra gran cantidad de datos. En este caso nos encontramos sobre un territorio de la Provincia de Imataca litológicamente uniforme. Pero a nivel estructural estas

mediciones están cortando también, de manera casi perpendicular, la Falla del Pao. Estas dos particularidades generan las dos tendencias que se observan en el primer histograma de frecuencia y se interpretan como el reflejo en la base de datos de las características geológico – estructurales de la zona de trabajo.

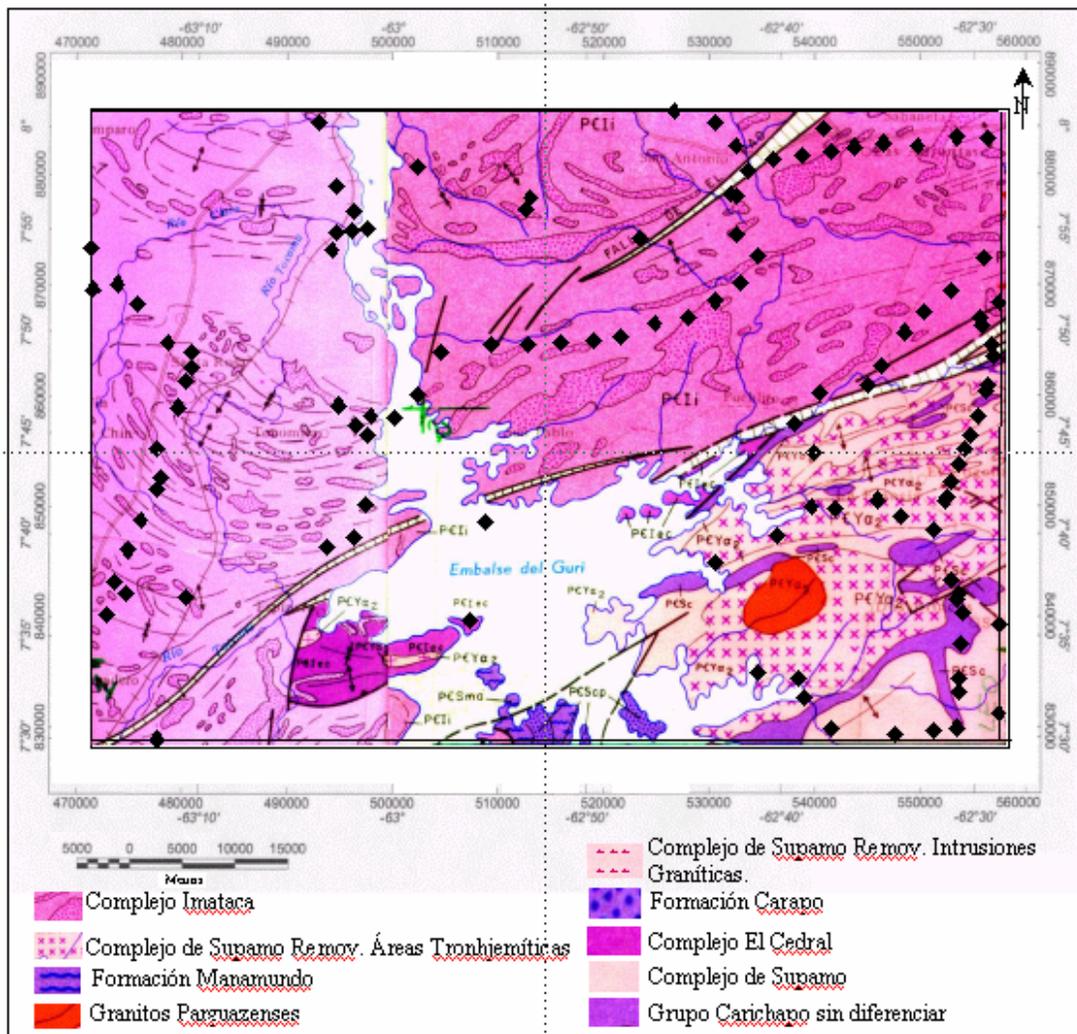


Figura 45. Mapa geológico - estructural de la Zona de Estudio con superposición de estaciones gravimétricas. Ministerio de Energía y Minas (1976)

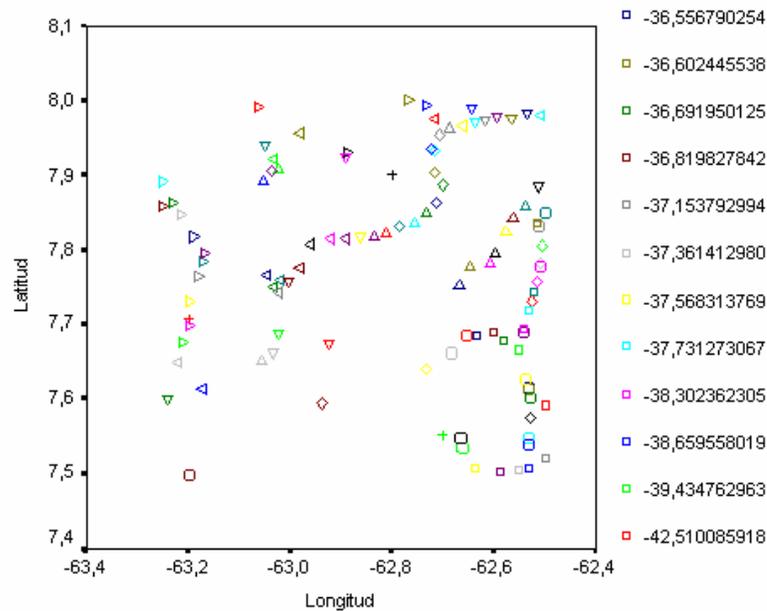


Figura 46. Mapa de distribución de los datos gravimétricos.

Si este es el caso, en el mapa de Anomalía de Bouguer se podrá observar estas dos tendencias mayores explícitas en la Figura 43. A mayor escala podrá verse un solo comportamiento predicho por el segundo histograma de frecuencia (Figura 44). Asimismo habrá múltiples puntos anómalos resaltando los máximos y los mínimos sobre un grupo de datos concentrados en los valores centrales.

Tabla 20. Resultados de la prueba K-S con distribución de contraste normal. *No hay casos válidos suficientes para realizar la prueba de K-S. Los datos estadísticos no fueron calculados.*

N		115
Parámetros normales ^{a,b}	Media	
	Desviación típica	
Diferencias más extremas	Absoluta	,064
	Positiva	,064
	Negativa	-,046
Z de Kolmogorov-Smirnov		,685
Sig. asintót. (bilateral)		,736

Para completar el estudio estadístico se realizaron pruebas de Kolmogorov - Smirnov con contrastes normal y uniforme. A pesar de que la característica normal o gaussiana de la base de datos no está tan clara, los resultados de este estudio reflejan mayor afinidad entre la realidad de los datos y la respuesta sintética normal. Los valores de diferencias extremas del estudio K-S son menores considerablemente en el caso del contraste normal así como la diferencia existente entre los valores de *Z de K-S* y el *Signo Asintótico*. Igualmente sucede con los Graficos P-P normal y sin tendencia realizados (Figura 47 y 48). En ambos estudios la distancia de la normalidad es mínima, incluso en el caso sin tendencia los porcentajes reflejan desviaciones máximas entre cuatro y seis por ciento. Esto podría interpretarse como indicios de normalidad, pero si observamos de nuevo los histogramas de frecuencia (Figura 43), veremos que los valores realmente están próximos a la curva de normalidad, resultando un comportamiento no idóneo.

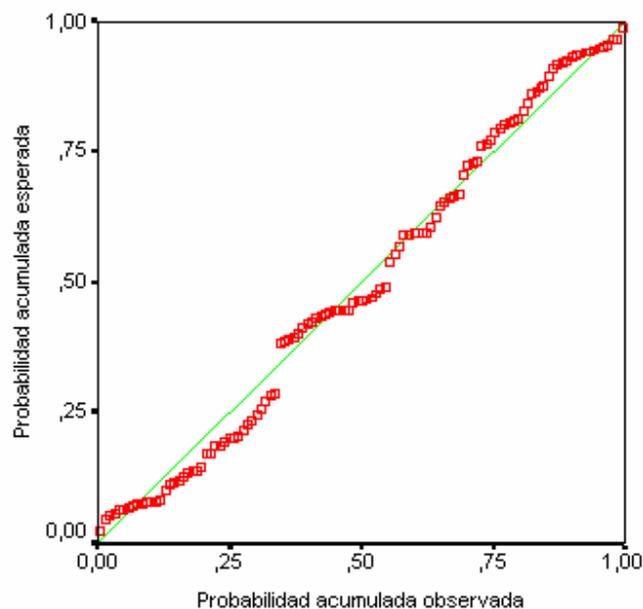


Figura 47. Grafico P-P Normal de los datos gravimétricos. (calculado según la fórmula de estimación proporcional de Bloom)

Probabilidad acumulada observada vs. Probabilidad acumulada esperada.

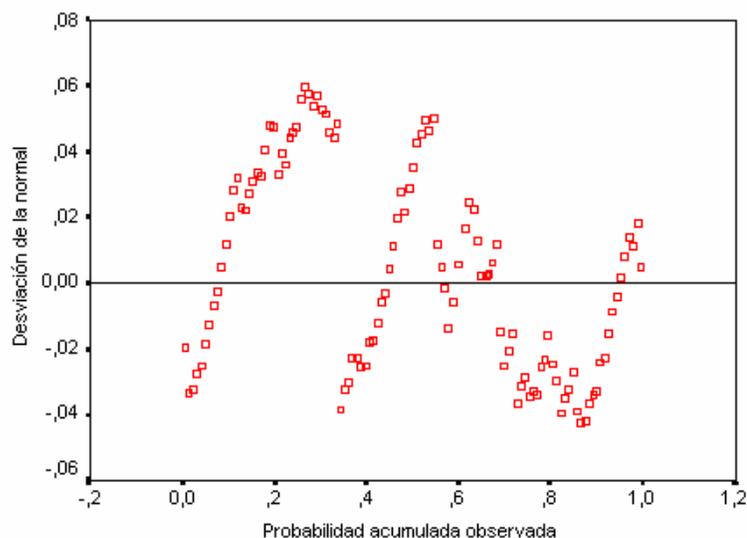


Figura 48. Gráfico P-P sin tendencia de los datos gravimétricos (calculado según la fórmula de estimación proporcional de Bloom)

Probabilidad acumulada observada vs. Desviación de la Normal.

4.4 ESTUDIO DE LA COMPOSICIÓN MINERALÓGICA DE LAS MUESTRAS DE MANO

El período de campo tuvo como objetivo principal obtener muestras de los afloramientos más destacados y representativos de cada una de las unidades, formaciones y complejos geológico – tectónicos de la zona de trabajo y sus alrededores. Debido a lo intrincado que resulta el terreno y por la escasez de tiempo no se pudo explorar de manera directa los complejos de Cuchivero y Roraima. De las unidades y formaciones de los Complejos de Imataca y Pastora se recolectaron 23 muestras de mano.

En cada estación o afloramiento que se obtenía una muestra, esta se enumeraba, se ubicaba en el mapa por sus coordenadas geográficas y guiados por la información geológica que brindaba la carta geológica se hacía una aproximación inicial de la unidad que podría estar representando. Esta última etapa de la rutina fue

particularmente interesante y útil, al compararla con la información que arrojaba el estudio del contenido mineralógico de las muestras.

De las muestras cuyas condiciones físicas lo permitieron, se prepararon secciones finas para ser observadas bajo el microscopio por y con la ayuda y asistencia constante del profesor Sebastián Grande.

Los resultados de esta etapa de la investigación están expuestos a detalle en el Capítulo 2. Sin embargo a continuación se hará referencia a las observaciones más destacadas.

El metamorfismo que muestran las rocas del período de campo es de grado variado. El rango va desde bajo hasta alto grado, presentando la mayor parte metamorfismo de medio a alto grado con facies de la anfibolita o de los esquistos verdes. El contenido mineralógico, como es de suponerse también es variado, existen rocas con carácter félsico con tonalidades muy claras y en contraposición están las rocas más máficas y oscuras. En el caso de la últimas el contenido de magnetita, óxido de hierro o ambos evidencian de su carácter magnético. Entre los minerales más comunes se encuentran el cuarzo, feldespato potásico plagioclasa, biotita y epidoto.

En el caso específico del área donde está expuesto en superficie el Complejo Imataca dentro de la zona de trabajo, así como se encontraron afloramientos de cuarcitas ferruginosas, tal como lo expresa el mapa geológico, se hallaron también afloramientos donde a pesar de estar clasificados de la misma forma, se logró determinar que se trataba de charnokita félsica, una roca carente de minerales metálicos, mucho más clara y menos densa de lo que se esperaba encontrar, lo cual generó una respuesta magnética muy débil.

CAPÍTULO 5: MODELADO DE PERFILES CON INTERÉS GEOFÍSICO

Para iniciar el trabajo de modelado de perfiles, tanto aeromagnéticos como gravimétricos se hace necesario completar varias etapas previas entre las que se encuentran: realización de los mapas de Anomalía de Bouguer, y Mapas de Intensidad Magnética Total, determinación de los perfiles de interés y por último estimación de las profundidades de potenciales fuentes de anomalías magnéticas a través de los análisis espectrales de los perfiles escogidos anteriormente.

5.1 ANÁLISIS CUALITATIVO Y CUANTITATIVO DE LOS MAPAS MAGNÉTICOS Y GRAVIMÉTRICOS

5.1.1 MAPA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL

En la Figura 49 se presenta el Mapa IMT de la zona de estudio. La tendencia de éste es bastante uniforme con un par de anomalías dominantes en toda el área y otro grupo de pequeñas anomalías, que por pequeñas, no dejan de ser interesantes para analizar y considerar.

Hacia la parte noroeste de la ventana de trabajo podremos observar los valores mínimos relativos y absolutos. En esta zona se presentan valores menores a 5784 gammas, que generan una anomalía magnética de gran magnitud. Si sobreponemos esta imagen al mapa geológico se puede constatar que nos encontramos sobre la Provincia de Imataca al oeste del río Caroní. También son apreciables dos anomalías de intensidad media, pero a pesar de no cubrir grandes áreas, resaltan sobre esta gran zona de baja respuesta magnética. Si nos movemos de oeste a este atravesando el río Caroní será evidente que a medida que nos acercamos al límite oriental de la zona de trabajo, los valores aumentan drásticamente, llegando a tomar valores correspondiente a máximos relativos y en algunos casos absolutos. Lo más interesante en este sentido es que si lo volvemos a comparar con la geología de la

zona, se podrá constatar que seguimos sobre la misma formación, la Provincia de Imataca.

De manera aguda y con un límite marcado se puede observar un paso de las respuestas magnéticas más débiles a las más intensas, para hacerse una idea de lo abrupto del gradiente existente en sentido NW-SE en un ángulo cercano a los 45°, notemos que se recorre de máximo a mínimo toda la escala de valores magnéticos, partiendo de puntos con IMT menores a 5784 gammas, pasando por valores tan o más altos que 8605 gammas y finalizando con intensidades medias comprendidas entre 6000 y 7000 gammas. Lo más destacado de esta tendencia resulta al compararla con la geología y las estructuras presentes en esta dirección ya que se pasa de manera igual de abrupta de una provincia geológica, donde la primera (Imataca) presenta cierta homogeneidad y la otra (Pastora) no presenta esta característica de manera tan evidente, ambas separadas por la falla de Guri.

En sentido perpendicular al descrito anteriormente, es decir recorriendo la zona de trabajo del extremo SW al NE, el gradiente de variación magnética es bastante lineal manteniendo un comportamiento de alta respuesta magnética alrededor de 7500 gammas; sólo en el extremo SW se observan valores de medios a mínimos. Al comparar este comportamiento con el mapa geológico se podrá observar que esta dirección corresponde de manera inequívoca a la falla de Guri,

El comportamiento en la zona sureste de la ventana de trabajo es bastante homogéneo, las variaciones son de pequeña magnitud manteniéndose siempre con intensidades magnéticas medias.

En la dirección W-E se presentan dos gradientes, uno positivo de 41.84 γ /Km ajustándose con $R^2=67.5\%$ y uno negativo de ajuste 91.9% y pendiente -11.43 γ /Km. Si analizamos estas tendencias como un todo la curva que mejor se ajusta es una polinomial de orden 3, con $R^2=64.98\%$.

En dirección Sur Norte, en la zona más occidental de la ventana de trabajo, la aproximación que más se ajusta tiene un valor de $R^2=0.09\%$ ($-0.91\gamma/\text{Km}$), las variaciones son mínimas. Con un ajuste a una curva polinómica de tercer grado con R^2 de 50% aproximadamente con gradientes comprendidos entre $38\gamma/\text{Km}$ y $50\gamma/\text{Km}$.

Si ahora nos movemos de manera perpendicular a la falla de Guri con una dirección aproximada a $N33^\circ W$, de sur a norte, la ventana de trabajo presentará dos gradientes dominantes con pendientes de $38.66\gamma/\text{Km}$ y $31.0\gamma/\text{Km}$ y ajustes $R^2= 82.73\%$ y $R^2= -23.68\%$ respectivamente.

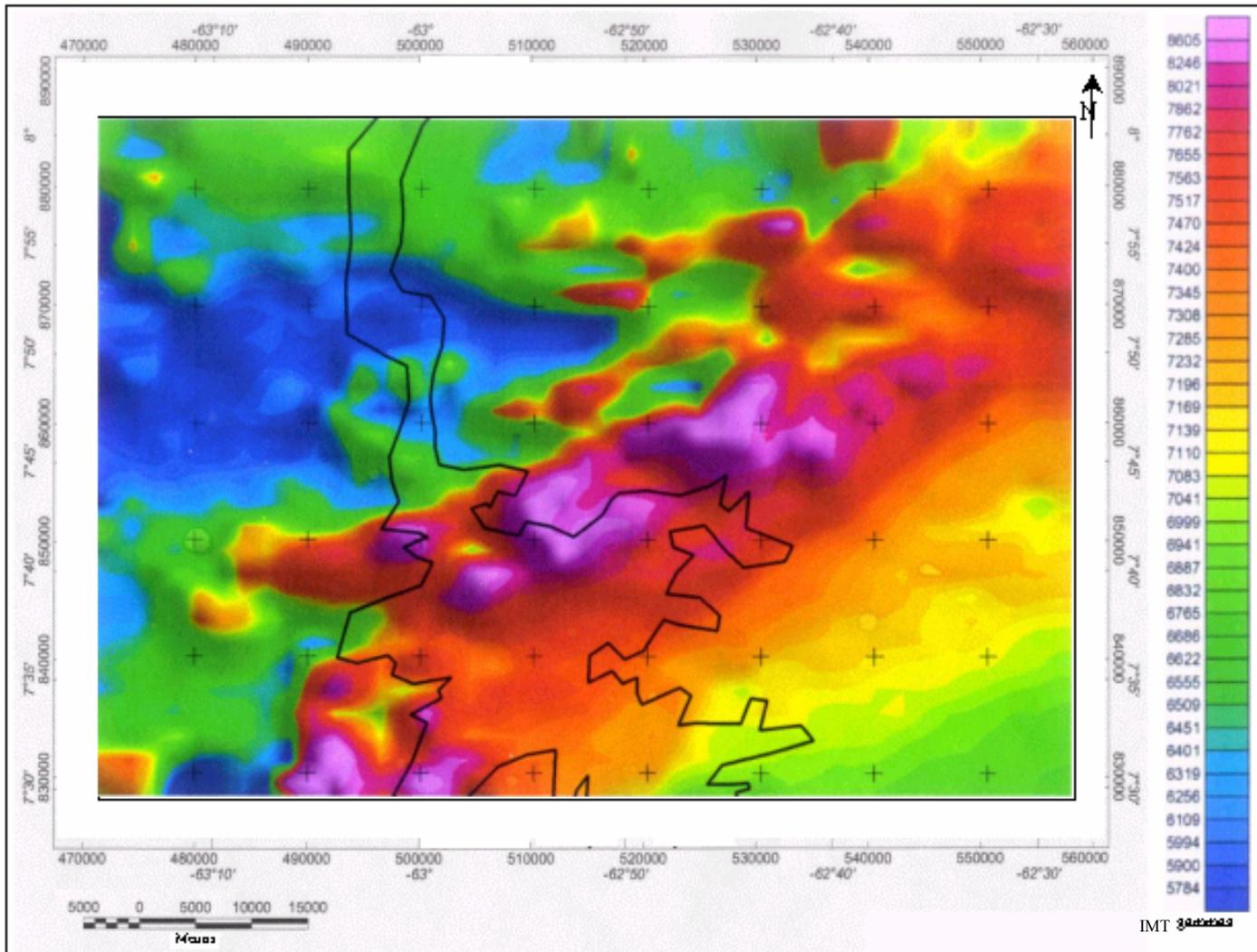


Figura 49. Mapa de Intensidad Magnética Total (IMT)

5.1.2 MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER

En la Figura 50 se presenta el Mapa AB de la zona de estudio, donde los valores máximos apenas superan -2 mGal y los mínimos no sobrepasan los -44 mGal. Al igual que en el caso del mapa IMT, dos zonas bien marcadas y delimitadas por una franja imaginaria que divide los valores más negativos de los de mayor respuesta y que coincide con la ubicación de la falla de Guri.

Así pues, se tiene una zona donde los valores de AB están comprendidos entre -44 mGal y -20 mGal la cual corresponde al extremo sur oriental de la ventana de trabajo, donde a pesar de tener un comportamiento bastante uniforme es evidente la presencia de una anomalía de considerable tamaño alcanzando valores máximos absolutos. Esta anomalía parece estar emparentada con otra ubicada a su derecha la esquina inferior derecha de la ventana con valores mínimos de hasta -36 mGal, aproximadamente.

En el área noroccidental de la zona de estudio podremos ver una zona bastante homogénea, pero en contraposición con la descrita anteriormente, los valores de AB serán de medios a máximos. De manera similar al caso anterior existe una anomalía también de dimensiones considerables y valores mínimos relativos, pero no perturba la homogeneidad porque sus valores más bajos apenas alcanzan los -22 mGal. Dicha anomalía está franqueada por sus límites sur oeste y noreste por un par de anomalías aparentemente con reflejo en superficie de menor magnitud que ella misma, pero éstas presentan valores de AB correspondientes a los máximos absolutos de la zona de estudio, -2 mGal.

En la dirección W-E, buscando cortar una gran anomalía que se encuentra al sureste de la ventana de trabajo, mencionada anteriormente, se presenta una tendencia positiva y otra negativa. En el caso de la pendiente positiva, esta varía a razón de 0,33mGal/Km. Para el caso descendiente, tenemos gradientes de hasta 0,9 mGal/Km.

En dirección Sur Norte, en la zona más occidental de la ventana de trabajo, la aproximación que más se ajusta tiene un valor de $R^2=99.6\%$ para una curva de 3° grado. Sin embargo esta tendencia se puede dividir en dos gradientes principales. En los primeros 35 Km, se observa una variación de AB ascendente de 0,79mGal/Km, desde este punto hasta el final de la ventana, el Km 56 aproximadamente el gradiente será negativo, variando de manera más ligera a razón de 0.09mGal/Km.

Si ahora nos movemos de manera perpendicular a la falla de Guri con una dirección aproximada a N33°W de sur a norte la ventana de trabajo se observarán tres gradientes, partiendo desde el extremo sur se observará uno positivo hasta alcanzar los 10 primeros Km, luego será negativo hasta el Km 20 aproximadamente y finalmente crecerá desde el Km 20 hasta llegar a los 66 Km que representa el límite norte. Las pendientes de dichas tendencias serán de 3,44mGal/Km, -2,22mGal/ Km, 0,34mGal/Km respectivamente.

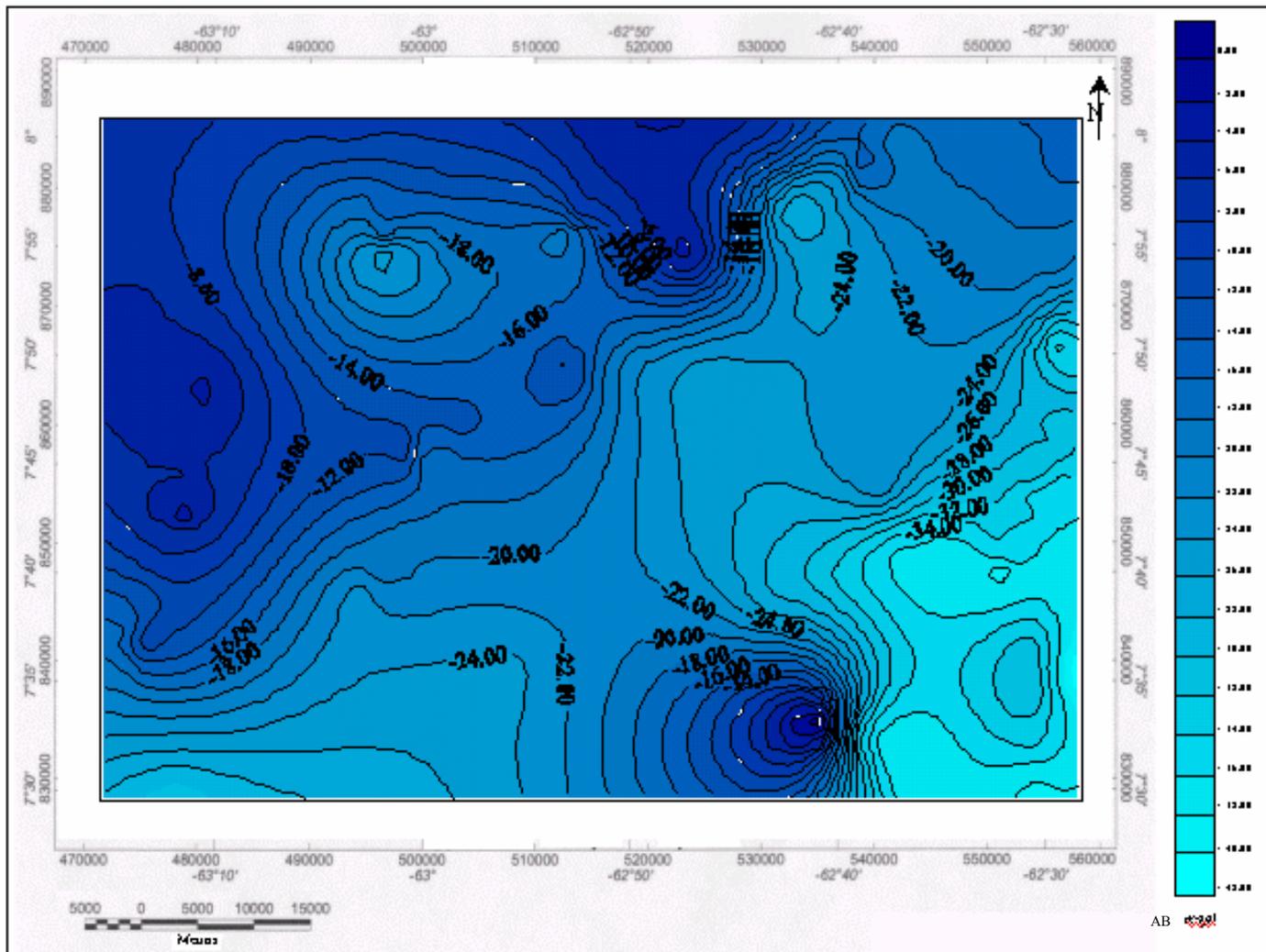


Figura 50. Mapa de Anomalia de Bouguer (AB)

5.1.3 SEPARACIÓN REGIONAL RESIDUAL

A través de la técnica de análisis de tendencia por superficies polinómicas se realizaron los mapas regionales y residuales para el caso magnético y para el gravimétrico. Para determinar la superficie polinómica que mejor se ajustara y modelara de manera más ideal, a la geología de la ventana de trabajo se aplicó la metodología de la Bondad de Ajuste (R^2), de esta etapa resultó que la superficie residual que mejor se ajusta es la de 3° grado con $R^2=30\%$ aproximadamente para los datos magnéticos y para el caso gravimétrico resultó ser la superficie de grado 3, con $R^2=73\%$.

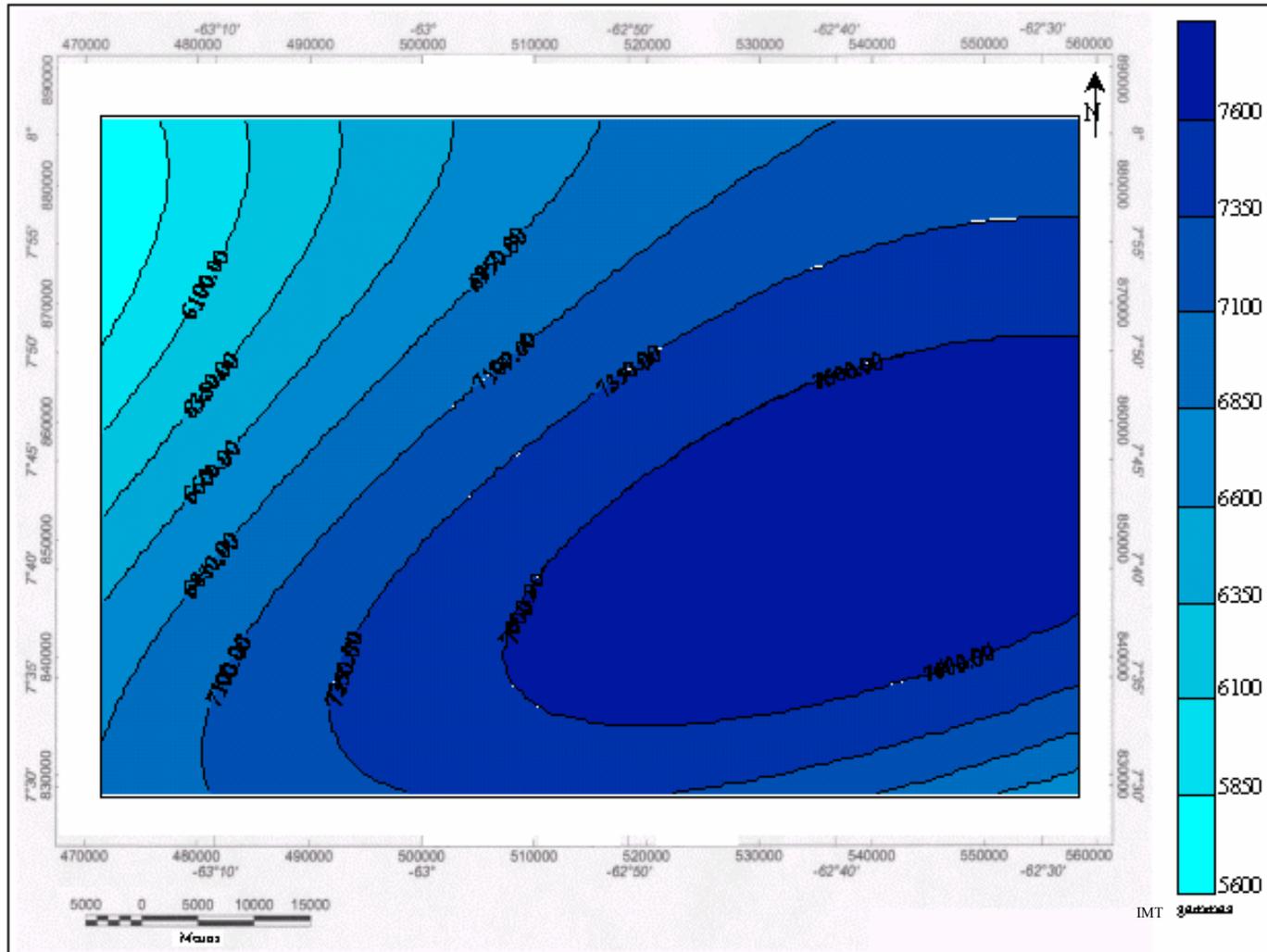


Figura 51. Mapa Regional de Intensidad Magnética Total, grado 3.

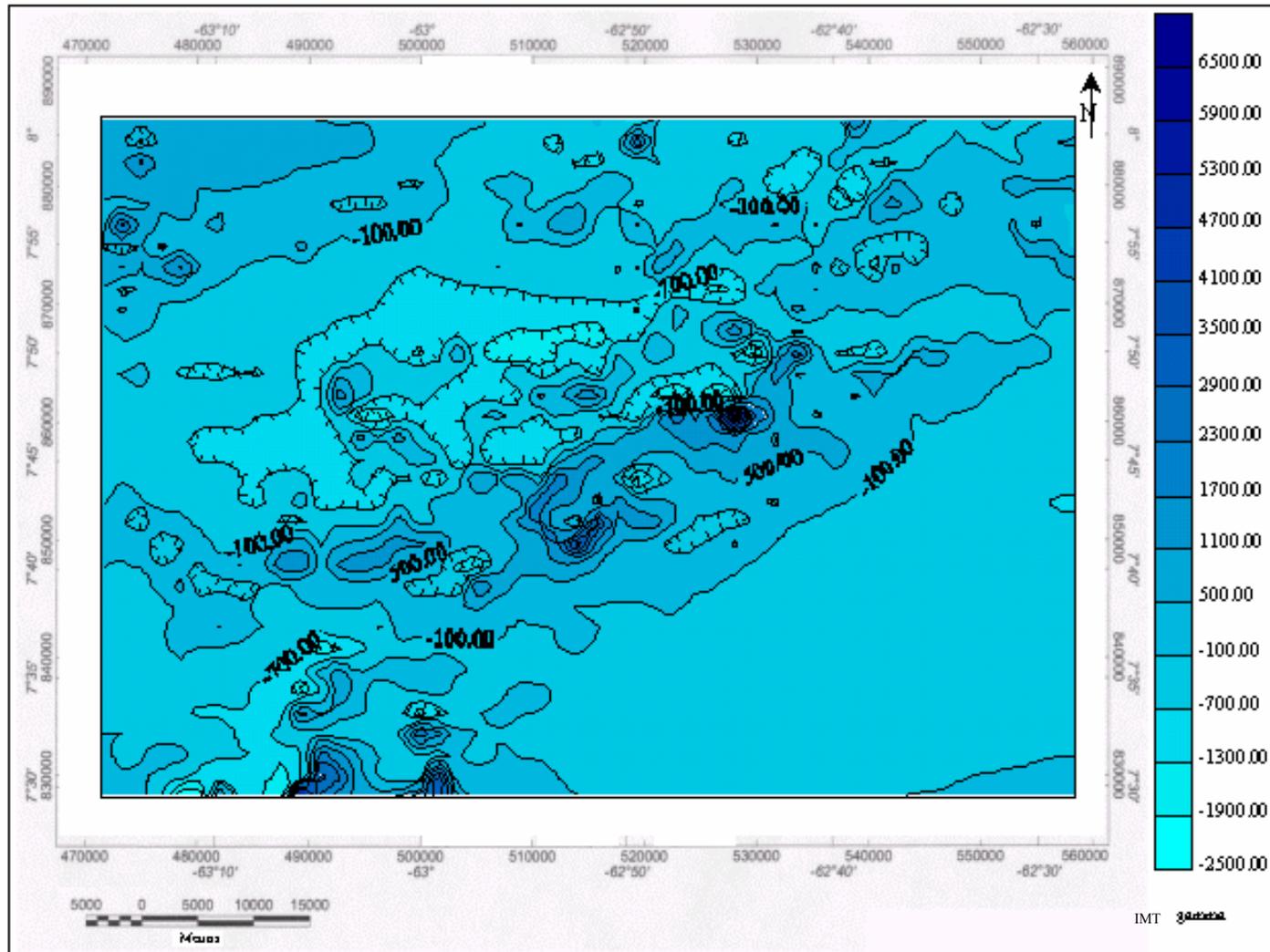


Figura 52. Mapa Residual de Intensidad Magnética Total., correspondiente al polinomio de grado 3.

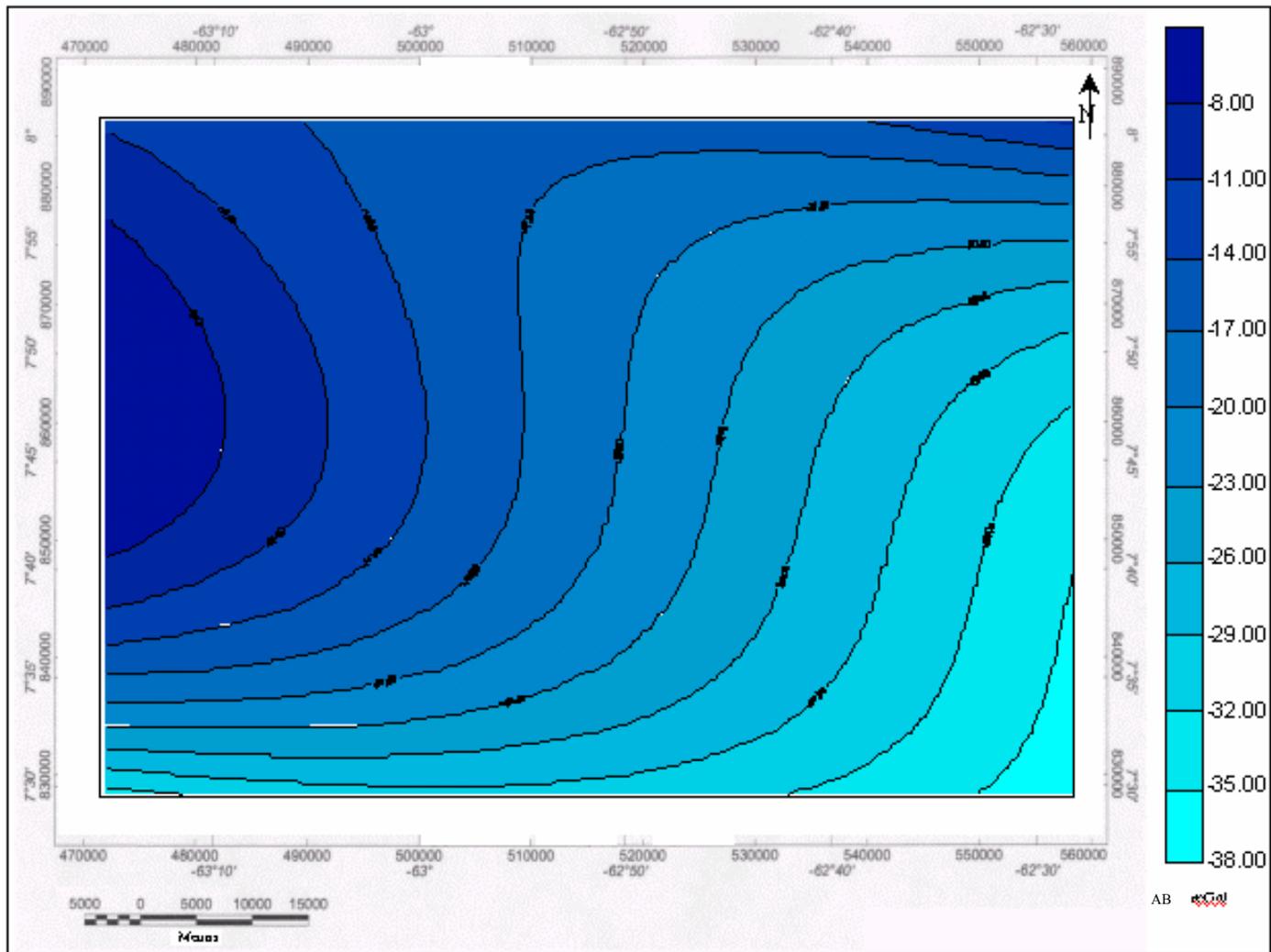


Figura 53. Mapa Regional de Anomalia de Bouguer, grado 3.

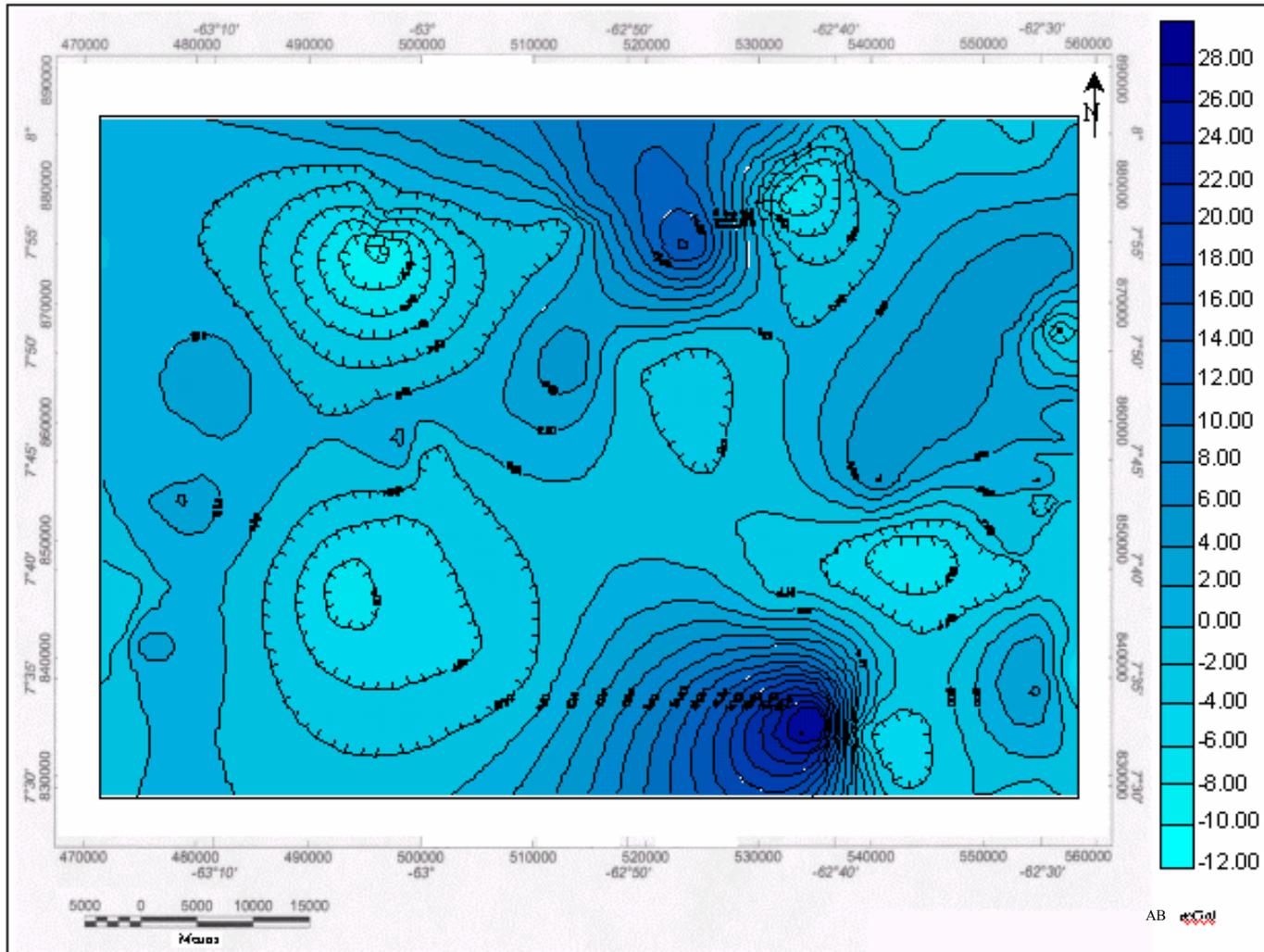


Figura 54. Mapa Residual de Anomalia de Bouguer, correspondiente al polinomio de grado 3.

5.1.4 ANÁLISIS ESPECTRAL

El análisis espectral en primer lugar aplica filtros en el dominio de Fourier para transformar la malla de datos que se encuentra en el espacio a un espectro de frecuencias. Es decir, mediante este análisis se puede calcular el contenido de longitudes de onda de anomalías compuestas en determinada zona del área de trabajo o en toda la ventana, esto permite distinguir y reconocer las fuentes profundas de dichas anomalías, de las que generan respuestas superficiales.

Es importante destacar que el espectro de energía promediado radialmente, es una función del número de ondas y se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un mismo número de ondas. Por tal razón, cuando se considera una malla de datos lo suficientemente grande como para incluir distintas fuentes, el logaritmo del espectro de dichos datos puede ser interpretado para determinar la profundidad estadística de los topes de las fuentes, usando la siguiente relación:

$$\text{Log}E(r) = 4\pi zr \quad (5.1)$$

La profundidad de un conjunto estadístico de fuente se determina por la expresión:

$$z = \frac{-m}{4\pi} \quad (5.2)$$

Donde z es la profundidad y m es la pendiente del logaritmo del espectro.

El análisis espectral se realizó a todo el mapa IMT y a los perfiles A, B, y C. A continuación se presentan los gráficos generados por dicho análisis y las profundidades estimadas según las pendientes que resultaron de las rectas que mejor se aproximaban a las curvas del análisis espectral.

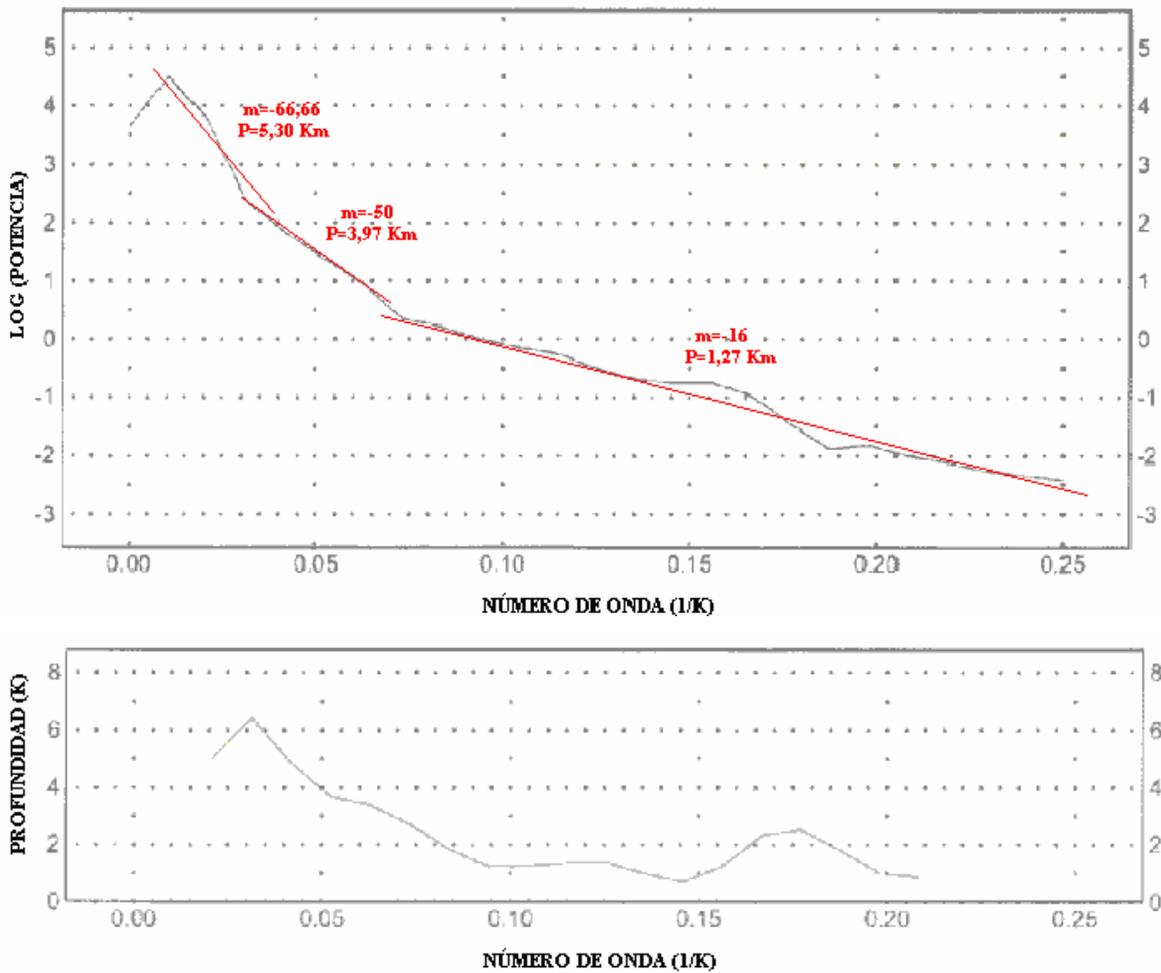


Figura 55. Análisis Espectral del Mapa IMT (curva negra).
Profundidades Estimadas (Líneas rojas)

En este primer caso, para el análisis espectral del mapa de intensidad magnética total, se calcularon tres pendientes representativas de las tres tendencias principales identificadas, las cuales arrojaron estimaciones de fuentes a tres profundidades distintas: una somera a 1.30 Km de la superficie, una intermedia de alrededor de 4000 metros y una fuente profunda que ronda los 5 Km..

En la Figura 56, podemos ver los resultados del análisis espectral realizado al Perfil A con dirección W-E. Se observa que se escogieron tres tendencias principales que dominan el estudio las cuales arrojan profundidades de 8.84 Km, 5.57 Km y 3.61 Km para las fuentes profunda, intermedia y somera respectivamente. Asimismo el programa generó una curva de estimación de profundidades, donde destacan cuatro picos, un máximo absoluto, uno relativo y el mismo comportamiento para los mínimos.

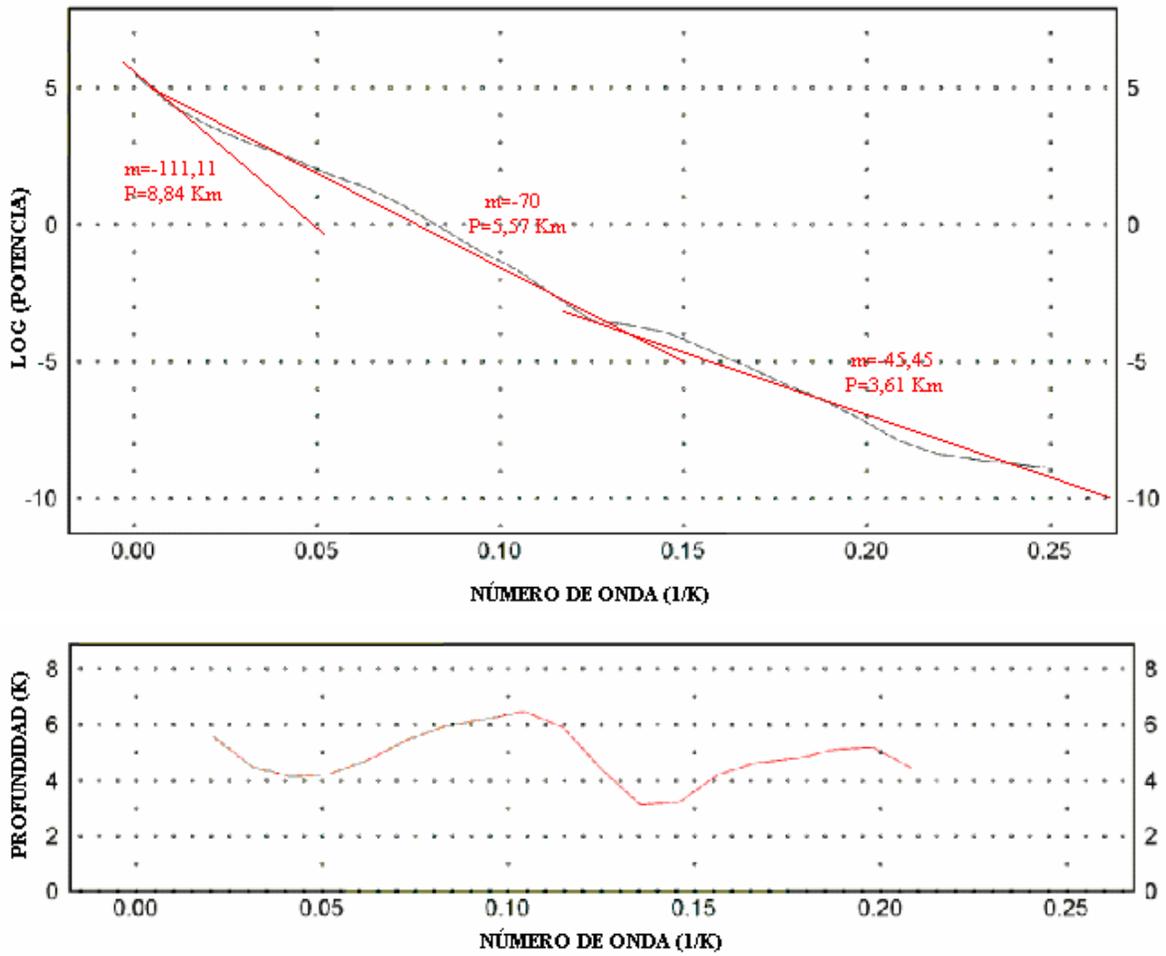


Figura 56. Análisis Espectral del Perfil A de dirección W-E.

Profundidades Estimadas (Rojo)

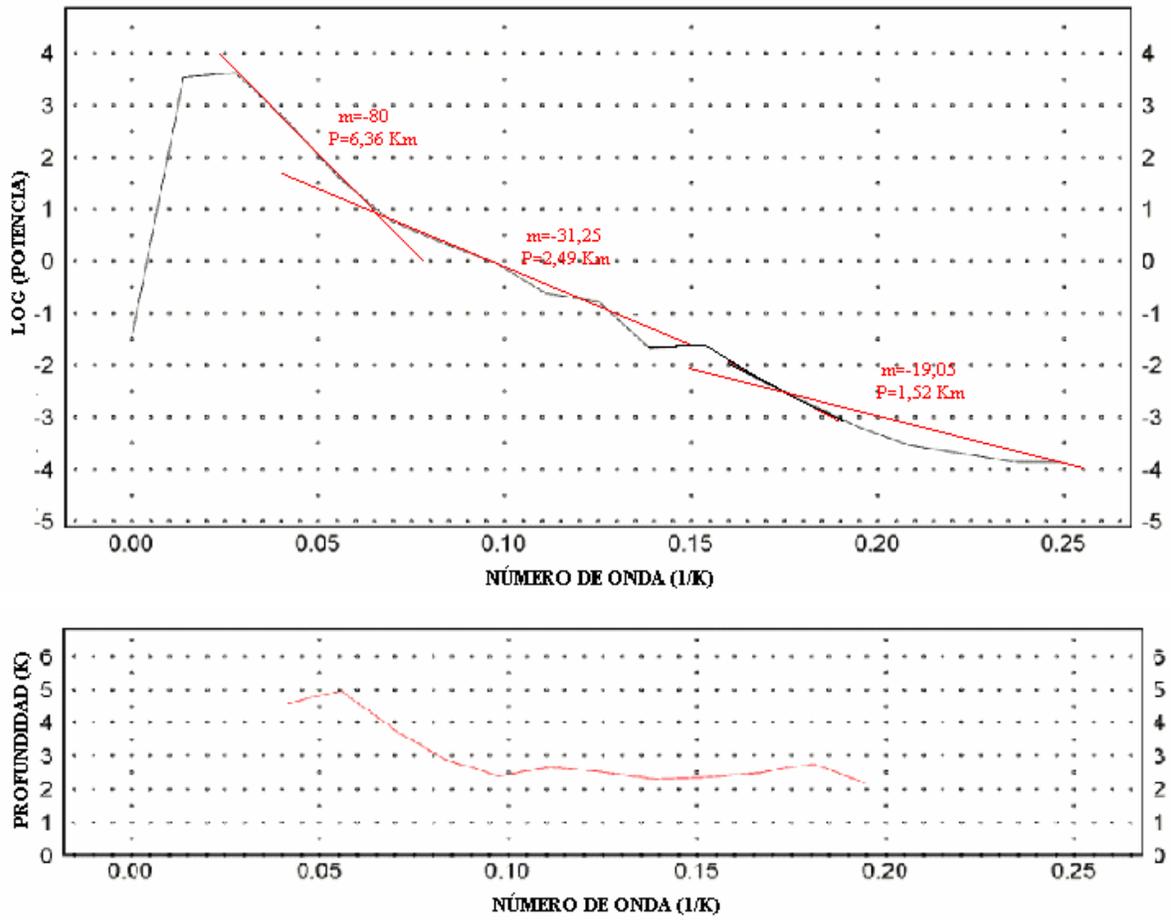


Figura 57. Análisis Espectral del Perfil B de dirección S-N.
Profundidades Estimadas (Rojo)

Para el perfil B las profundidades estimadas son las siguientes:

- a) Fuente profunda: 6.36 Km
- b) Fuente intermedia: 2.49 Km
- c) Fuente superficial: 1.52 Km

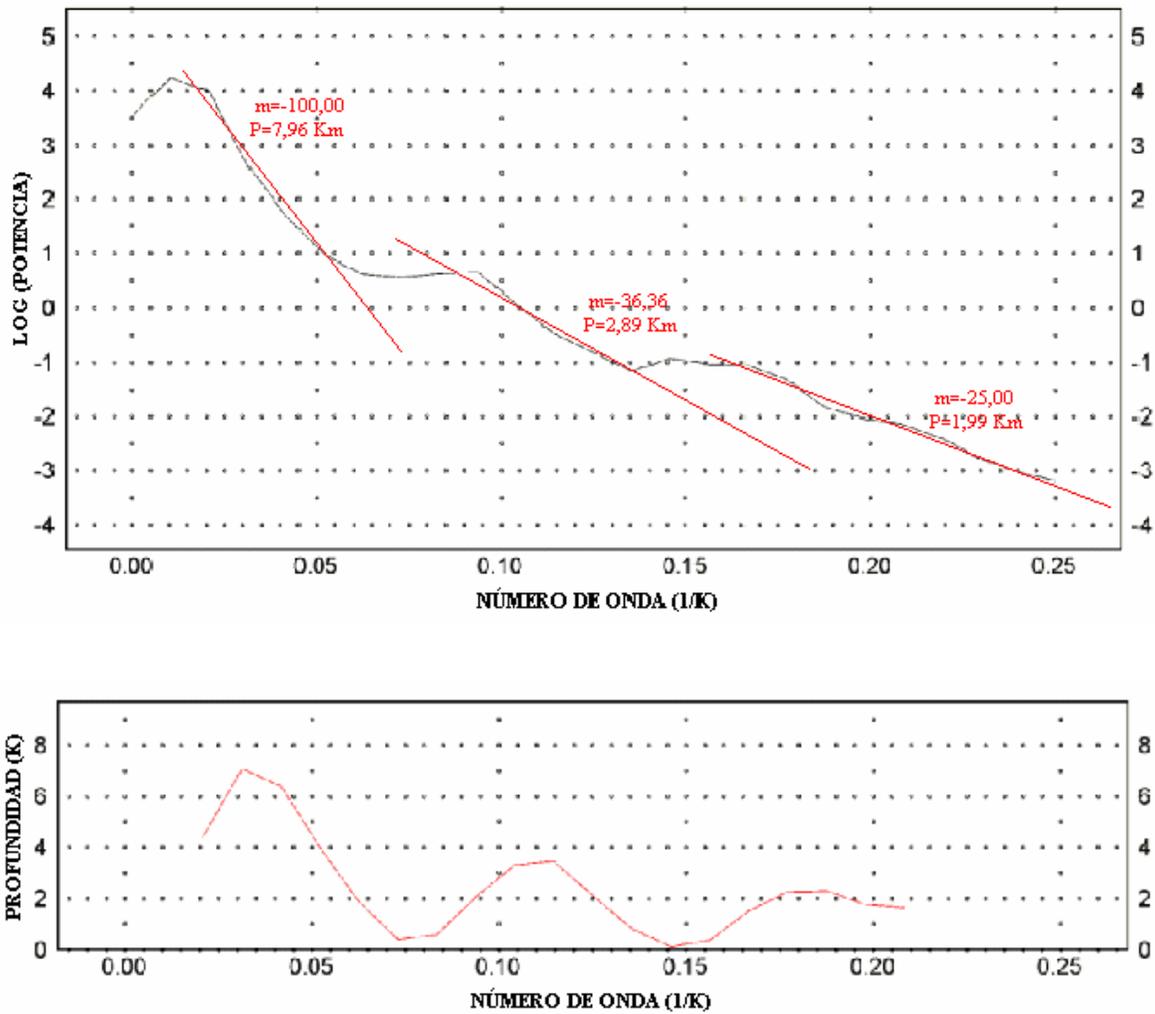


Figura 58. Análisis Espectral del Perfil C de dirección N33°W.
Profundidades Estimadas (Rojo)

En este último caso, las tres tendencias principales arrojaron igual número de pendientes asociadas a tres distintas fuentes. La profunda se estimó alrededor de los 8 Km, al igual que la intermedia y la somera se calculó para 3 y 2 Km respectivamente.

Es importante destacar que los tres rangos de fuentes anómalas estimados conservan un valor más o menos similar en los cuatro estudios que se hicieron en esta sección.

El promedio de fuentes profundas se ubica en 7,12 Km, diferenciándose muy poco este valor de los obtenidos para cada caso particular. Para las profundidades intermedias el promedio resultó en poco menos de 4 Km de profundidad, con diferencia máxima de cerca de 2 Km. Mientras que para el caso de las fuentes más superficiales, la máxima diferencia entre el promedio de ellas y alguno de los perfiles es de 1,52 Km (Perfil A, Dirección W-E) y se diferencia por poco más de cien metros con el perfil diagonal C con dirección N33°W.

5.2 PERFILES PARA EL MODELAJE MAGNÉTICO – GRAVIMÉTRICO DEL SUBSUELO

Con la finalidad de proponer tres modelos de subsuelo con base en datos magnético – gravimétricos, se escogieron tres perfiles basándose en la geología del área de trabajo y sus zonas aledañas. Siendo esta investigación parte de un proyecto en conjunto, para darle continuidad, se hizo necesario adoptar direcciones predeterminadas en dos de los perfiles realizados. El perfil A y el Perfil B, con direcciones W-E y N-S respectivamente se escogieron no sólo considerando los parámetros anteriormente descritos, sino también para completar el estudio del proyecto UCV – INGEOMIN.

El perfil A se encuentra sobre la latitud 7°33'36'' N, su línea recorre una distancia de 83,25 kilómetros de oeste a este y se ubica entre los meridianos 62°30'00''W y 63°15'00''W.

El perfil B se encuentra sobre la longitud 63°11'06'' W, su línea recorre una distancia de 55 kilómetros y medio de sur a norte y se ubica entre los paralelos 7°30'00'' N y 8°00'00'' N.

El perfil diagonal C recorre una distancia de 66,80 kilómetros de sur a norte y se ubica entre los paralelos 7°30'00'' N y 8°00'00'' N, partiendo desde el punto (7°30'00'' W - 62°40'00'' N) y finalizando (63°00'00'' W - 8°00'00'' N). La orientación aproximada es de N33°W.

5.3 MODELADO DE LOS PERFILES A, B Y C

Basados en la información geológica contenida en los mapas de las figuras 5 y 9 en los capítulos 1 y 2 respectivamente, y en la información de profundidades de eventos geológicos que se obtuvo a partir de los análisis espectrales, se procedió a estimar la configuración que podría tener el subsuelo bajo los perfiles anteriormente descritos. También fue de gran utilidad la información obtenida de las muestras de campo, donde los valores de densidad y susceptibilidad resultaron determinantes para la caracterización de las unidades aflorantes en la zona de trabajo.

A lo largo de cada perfil se realizó un modelo geológico – estructural de subsuelo bajo restricciones gravimétricas, para una vez configurado estructuralmente el subsuelo, modelarlo en base a la magnetometría.

En las tres figuras siguientes se presentan los modelos propuestos, la respuesta magnética y gravimétrica registrada en superficie y el grado de ajuste que presentan dichos modelos a estas curvas.

Tabla 21. Unidades presentes en los modelos propuestos.

UNIDAD GEOLÓGICA	DENSIDAD gr/cm³	SUSCEPTIBILIDAD (gammas)
Fm. El Cedral	2,68	0,00003
Fm. Carichapo	2,66	0,00002
Complejo de Supamo Removilizado	2,6	0,003
Complejo de Supamo	2,7	0,0002
Complejo de Imataca	2,74	0,025
Manto Superior	3,2	0,036

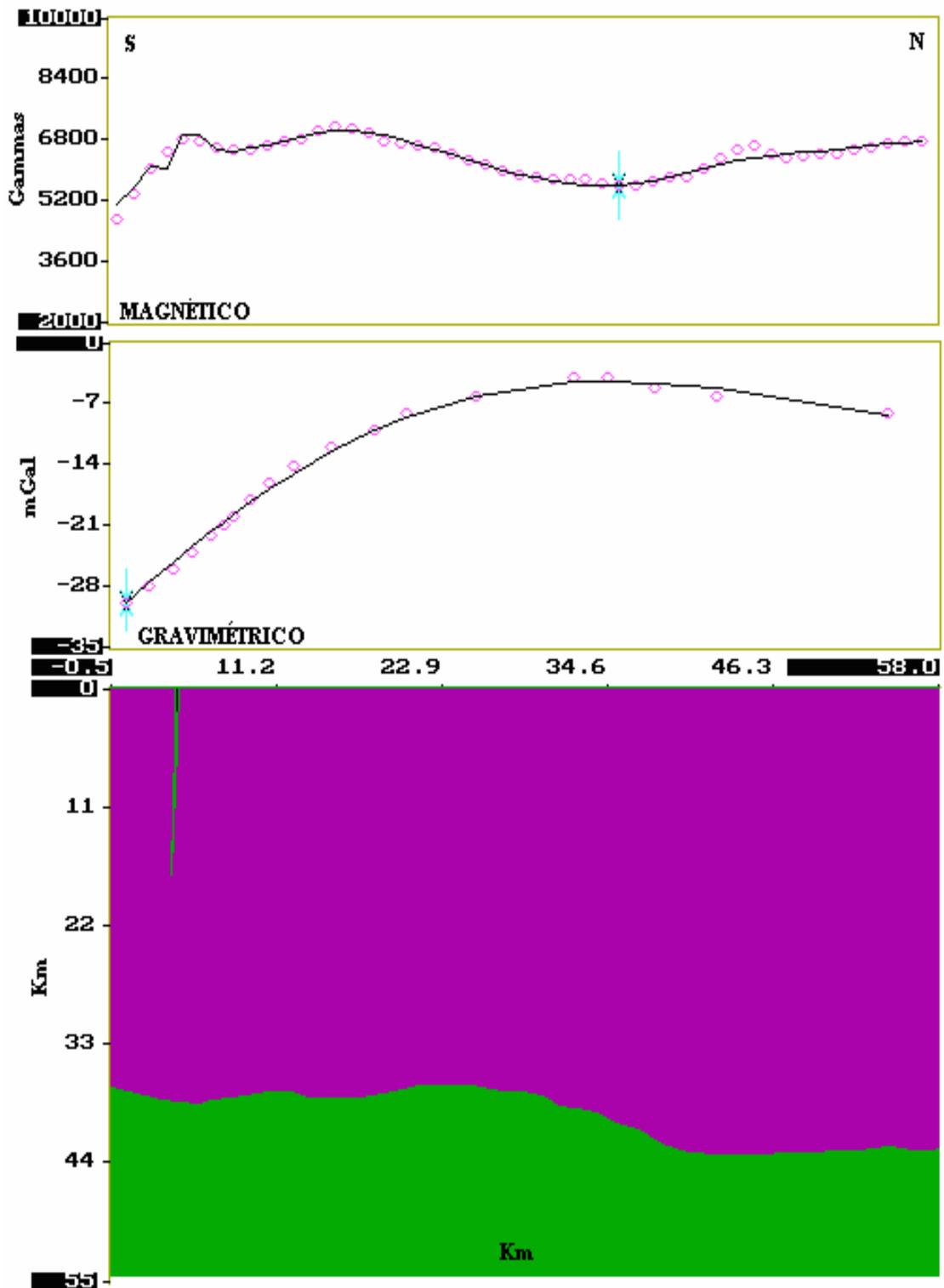


Figura 59. Modelo de subsuelo S – N, con respuesta magnética y gravimétrica.

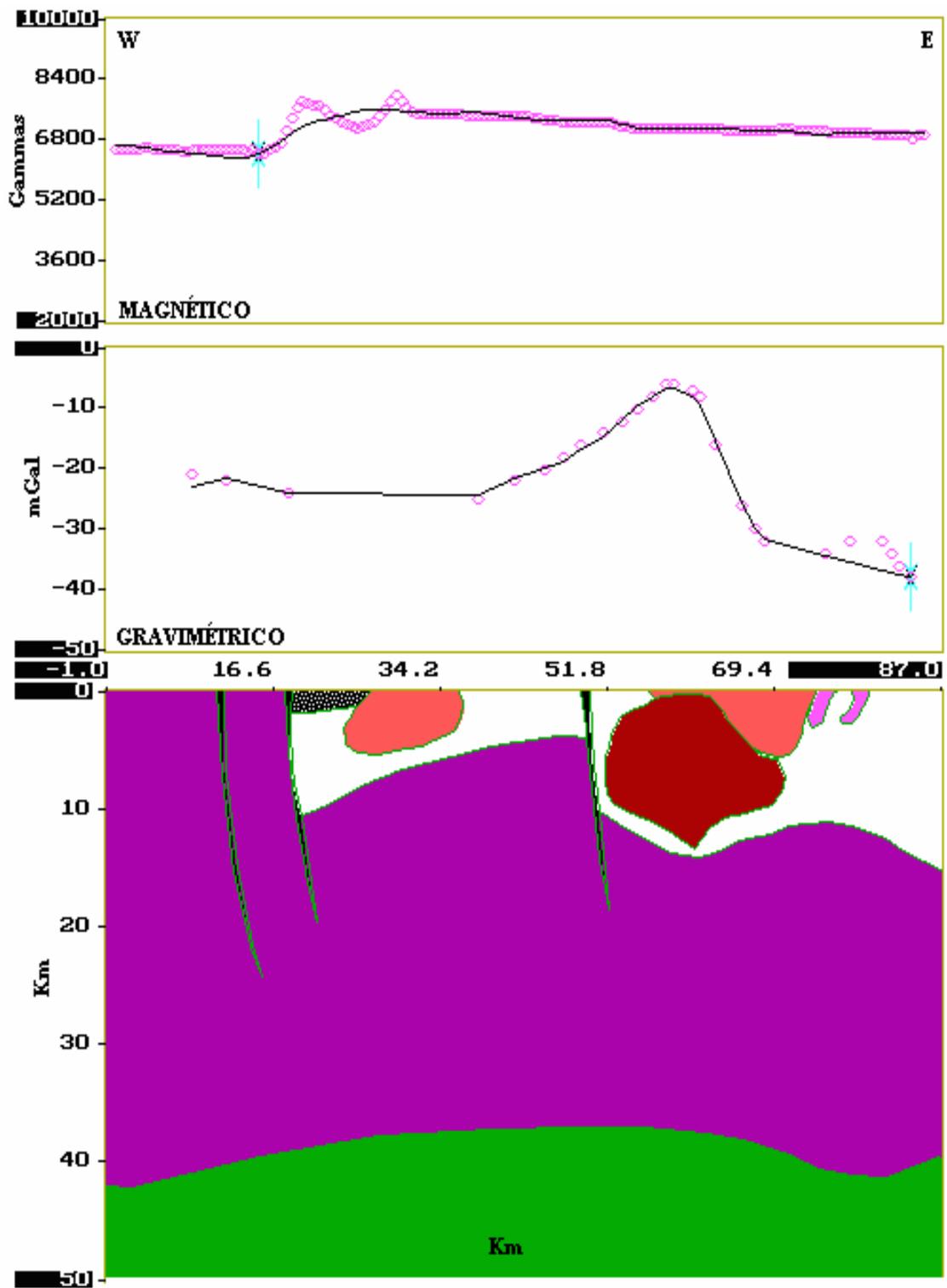


Figura 60. Modelo de subsuelo W – E, con respuesta magnética y gravimétrica.

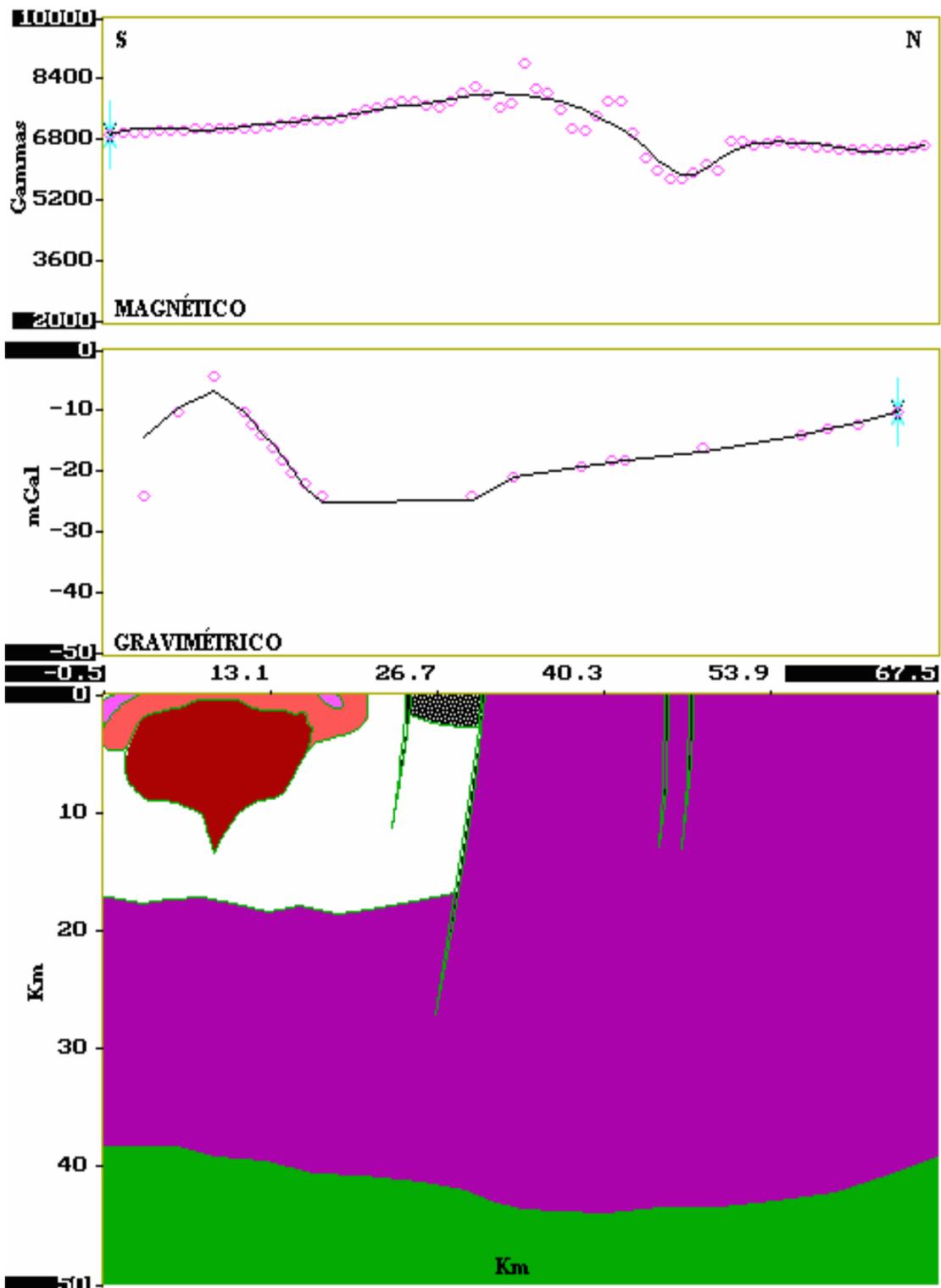


Figura 61. Modelo de subsuelo con dirección N33°W, con respuesta magnética y gravimétrica.

5.4 ANÁLISIS DE LOS PERFILES

En el Modelo A, con dirección oeste – este se observan horizontalmente tres bloques separados por dos menores asociadas a una mayor (Falla de Guri). En la escala vertical se presentan dos contactos principales, en el caso más profundo, a unos 37 Km por debajo de la superficie, se ubica el contacto entre la Provincia de Imataca y el manto superior. Este contacto se presenta continuo y con bastante uniformidad.

Más cerca de la superficie, alrededor de 24 Km de profundidad, hacia el este del perfil, observaremos el contacto más hondo entre Imataca y el Complejo Supamo. En este bloque derecho, además de Supamo, es posible observar dos pequeños cuerpos plegados correspondientes al Grupo Carichapo, así como una secuencia más joven metamorfizada, y reubicada conocida como Complejo Supamo Removilizado. Lo que más destaca en este caso es la presencia de un cuerpo de granito a muy poca profundidad que corta a Supamo y a su versión removilizada, llegando incluso a hasta la superficie, afloramiento que no es visible en el caso de este perfil. Dicho granito, según las muestras de campo es bastante claro por lo que su densidad no es de las más altas, el tamaño que tiene en profundidad no está claramente establecido, fue delimitado según la respuesta gravimétrica anómala. Este mismo granito puede observarse también en el modelo C con dirección N33° W, a pesar de que en este caso tampoco es un cuerpo que aflore.

Este mismo contacto entre Imataca y Supamo se encuentra hacia el centro del modelo aún más superficial, entre apenas 6 y 10 Km de profundidad. La diferencia entre las profundidades de los dos últimos casos se debe a la presencia de al menos una falla normal que ha hecho ascender al bloque central con respecto al bloque ubicado más a la derecha. No hay expresión gravimétrica que revele la presencia de un cuerpo con las mismas características del granito del caso anterior, y en superficie sólo son apreciables contactos entre Supamo, Supamo removilizado y la Formación El Cedral. En el extremo más occidental de este bloque central encontramos una nueva falla normal que lo delimita y lo

coloca más profundamente con respecto al bloque ubicado al extremo oeste del modelo. Este bloque occidental está representado en su totalidad por la Provincia de Imataca, y cortada alrededor del Km 5 de este perfil por la Falla de Guri.

Desde el punto de vista magnético tenemos una respuesta lineal con pequeñas variaciones y dos grandes anomalías máxima y mínima alrededor de una falla asociada a la de Guri. Si se recorre el modelo de izquierda a derecha en la superficie, nos toparemos en primer lugar con la Falla de Guri, en la cual, por lo menos en dirección W-E no existe mayor cambio de respuesta magnética, a diferencia de cuando cruzamos la segunda falla, donde existe un contraste bien marcado con un máximo conjugado con un mínimo. Una vez que se supera esta anomalía el comportamiento de la respuesta se mantiene casi lineal. Se asume que la anomalía antes descrita se debe a las estructuras superficiales, porque en profundidad no existe evidencia de alguna causa para este comportamiento.

El modelo bajo el perfil B, con dirección N-S, es estructuralmente el más sencillo de los tres en vista de que a lo largo del mismo siempre aflora la Provincia de Imataca. En su extremo sur el contacto entre el manto e Imataca fue ubicado a 38 Km aproximadamente bajo la superficie, con tendencia a profundizar a medida que nos acercamos al norte de la zona, llegando a situarse a 44 Km por debajo de la línea de superficie.

El rango entre los valores más altos y los mínimos es de 30 mGal aproximadamente, aumentando de sur a norte de manera regular y sin ningún tipo de anomalía pronunciada, el comportamiento resulta muy regional; la Falla de Guri no tiene expresión gravimétrica significativa.

En el caso magnético la respuesta también tiene un comportamiento uniforme, pero a diferencia del caso anterior, la Falla de Guri se hace evidente con una anomalía de aproximadamente 500 a 1000 gammas. Existe una concentración de susceptibilidades relativamente más altas del lado norte de la falla con respecto a su flanco sur. Asimismo,

hacia el centro del perfil se observa un mínimo con carácter regional justificado por una concentración de materiales con baja respuesta magnética. Esta anomalía podría ser justificada por lo observado durante el período de campo, durante el cual se evidenció que algunos de los cuerpos identificados en el mapa como cuarcita ferruginosa, resultaron ser charnokita félsicas. Imposible de ver gravimétricamente resulta una anomalía magnética de alta respuesta evidente alrededor de los 47 kilómetros al norte del modelo. Podría interpretarse como la respuesta a concentraciones de materiales de la misma Provincia de Imataca con alta susceptibilidad, o como algún cuerpo de cuarcita ferruginosa.

Desde el punto de vista estructural el perfil diagonal con dirección N33°W, parece ser el modelo más interesante ya que, en principio, su dirección le permite cortar las estructuras casi perpendicularmente. La respuesta gravimétrica tiene un comportamiento similar al caso oeste – este, pero con la anomalía de mayor magnitud en el sur del perfil. Existe justo al lado de este máximo un mínimo, posiblemente conjugado, para luego mantener un comportamiento regular una vez que superada la Falla de Guri se entra en la zona norte dominada en superficie por la Provincia de Imataca.

Al igual que en el caso oeste – este, la evidente anomalía podría estar justificada por la cercanía a superficie del gran cuerpo granítico. El mínimo que le sigue a esta anomalía podría deberse a la profundidad a la que se encuentra el contacto Imataca – Supamo (18 Km, aproximadamente), contacto inexistente al norte de la falla normal de Guri, donde sólo es apreciable Imataca y la respuesta va en aumento uniforme. A diferencia de los casos anteriores, la Falla de Guri tiene evidencia gravimétrica tras un pequeño salto en la respuesta que se observa justo sobre la posición de la falla.

Magnéticamente la respuesta hace referencia justo a los contactos de falla que se evidencian sobre la superficie, según lo indica el mapa geológico. La curva de respuesta mantiene un comportamiento relativamente lineal con pequeños gradientes, sólo perturbada por las agudas anomalías sobre cada una de las fallas que atraviesa el perfil. Estas

anomalías podrían ser la evidencia de pequeñas concentraciones contrastantes de máximos y mínimos de susceptibilidad magnética a ambos lados de las fallas.

El contacto Imataca – Manto Superior se mantiene alrededor de los 40 Km de profundidad, aumentando ésta hacia el centro del perfil.

5.5 ANÁLISIS CUALITATIVO LOS MAPAS RADIOMÉTRICOS

5.5.1 MAPA RADIOMÉTRICO

En la Figura 62 se presenta el mapa radiométrico para la zona de estudio. Como se observa el mismo sólo abarca una tercera parte de la ventana de trabajo. Haciendo una comparación con la geología, lo primero que se evidencia es que en esta zona aflora la Provincia de Imataca y parte de un pequeño contacto con la Formación El Cedral, no abarca ninguna otra serie geológica del área.

La radiometría que se visualiza en la Figura 62 muestra una clara tendencia NW-SE con una orientación aproximada de N26°W, concentrando la mayor parte de las anomalías. En dicha franja se concentran la mayor parte de las anomalías de alta respuesta radiométrica con valores que van desde 4.5 hasta 10.5 MR/HR, siendo este último valor el máximo absoluto de la ventana.

En los extremos SW y NE tenemos gradientes bastante suaves los cuales se agudizan a medida que se acercan a la parte central de la ventana. La zona SW está dominada por los valores más bajos de la escala, concentrando un rango que va de 0,5 a 1,5 MR/HR, de manera casi uniforme con algunas anomalías que se presentan como máximos relativos de esta área. A medida que se recorre dicha zona hacia la derecha acercándonos a la zona central, deja de existir la uniformidad y aumenta el gradiente. En el extremo NE se puede ver una zona con bastante uniformidad (2,5 – 4,5 MR/HR), la cual se pierde sólo de manera

puntual con la presencia de algunas anomalías ilustrando máximos y mínimos relativos. Si nos acercamos a la parte central de la ventana de trabajo, recorriéndola de derecha a izquierda, observaremos, de manera similar al caso anterior, que la homogeneidad se va perdiendo, hasta llegar al límite de los 4,5 MR/HR donde comienza la zona más turbia del área de trabajo.

Según la imagen que muestra esta figura, la mayor concentración de la respuesta radioactiva por posibles concentraciones de uranio, se ubica sobre la franja con mayor cantidad de anomalías. Las condiciones geológicas, estructurales y físicas preferenciales para la formación de acumulaciones de uranio son entre otras las siguientes: zonas vinculadas a intrusiones post plegamiento de composición granitoidea y otras intrusiones pequeñas y diques que representen los productos finales de la actividad mágmática; coincidencia con grandes fallamientos, brechas, y las pequeñas fallas asociadas a esta; presencia de rocas con alta capacidad reductora elevada y/o porosidad alta; presencia de metales pesados y otros minerales tales como hematita, fluorita oscura y calcita. Algunas de estas características están presentes en esta área y otras pudieran estarlo también ya que estamos hablando de Imataca, la provincia más antigua de la zona, para la cual haría falta un estudio más detallado.

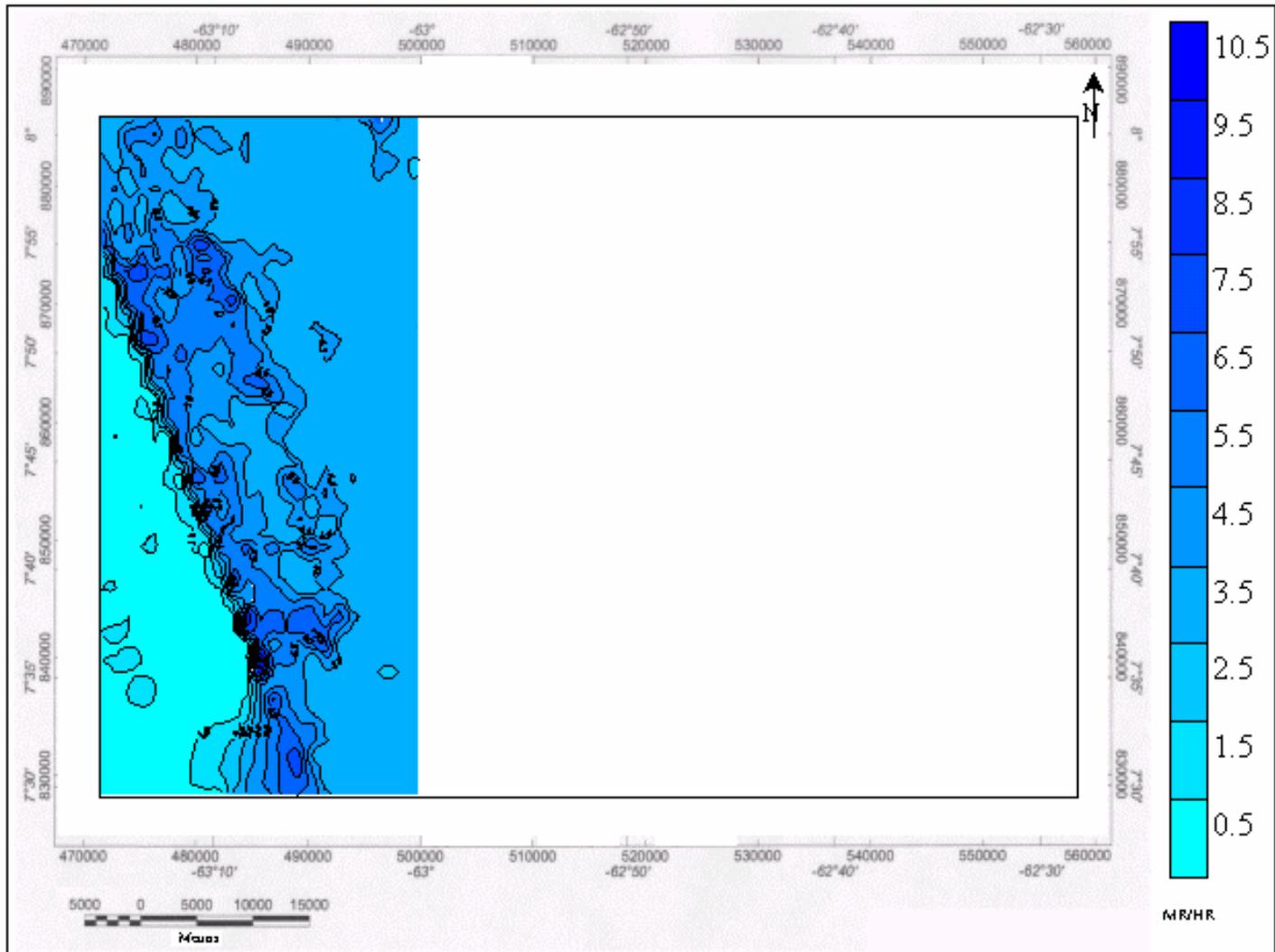


Figura 62. Mapa Radiométrico.

5.5.2 SEPARACIÓN REGIONAL RESIDUAL

De la misma forma que para los casos magnético y gravimétrico, a través de la técnica de análisis de tendencia por superficies polinómicas, se realizaron los mapas regionales y residuales. Para determinar la superficie polinómica que mejor se ajustara y modelara de manera más ideal la geología de la ventana de trabajo, se aplicó la metodología de la Bondad de Ajuste (R^2), de esta etapa resultó que la superficie residual idónea es la de 3° con $R^2=45\%$ aproximadamente.

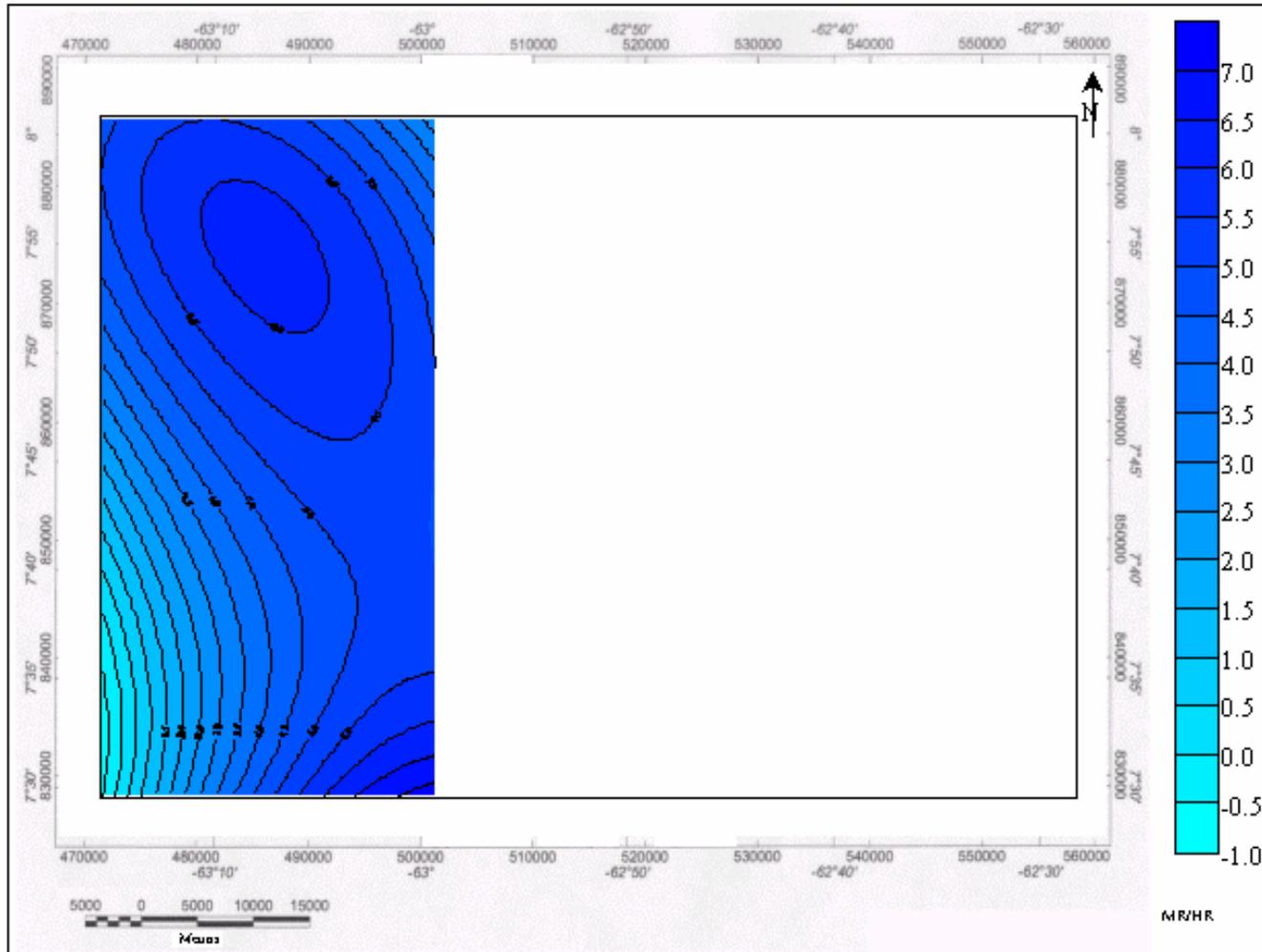


Figura 63. Mapa Radiométrico Regional, grado 3

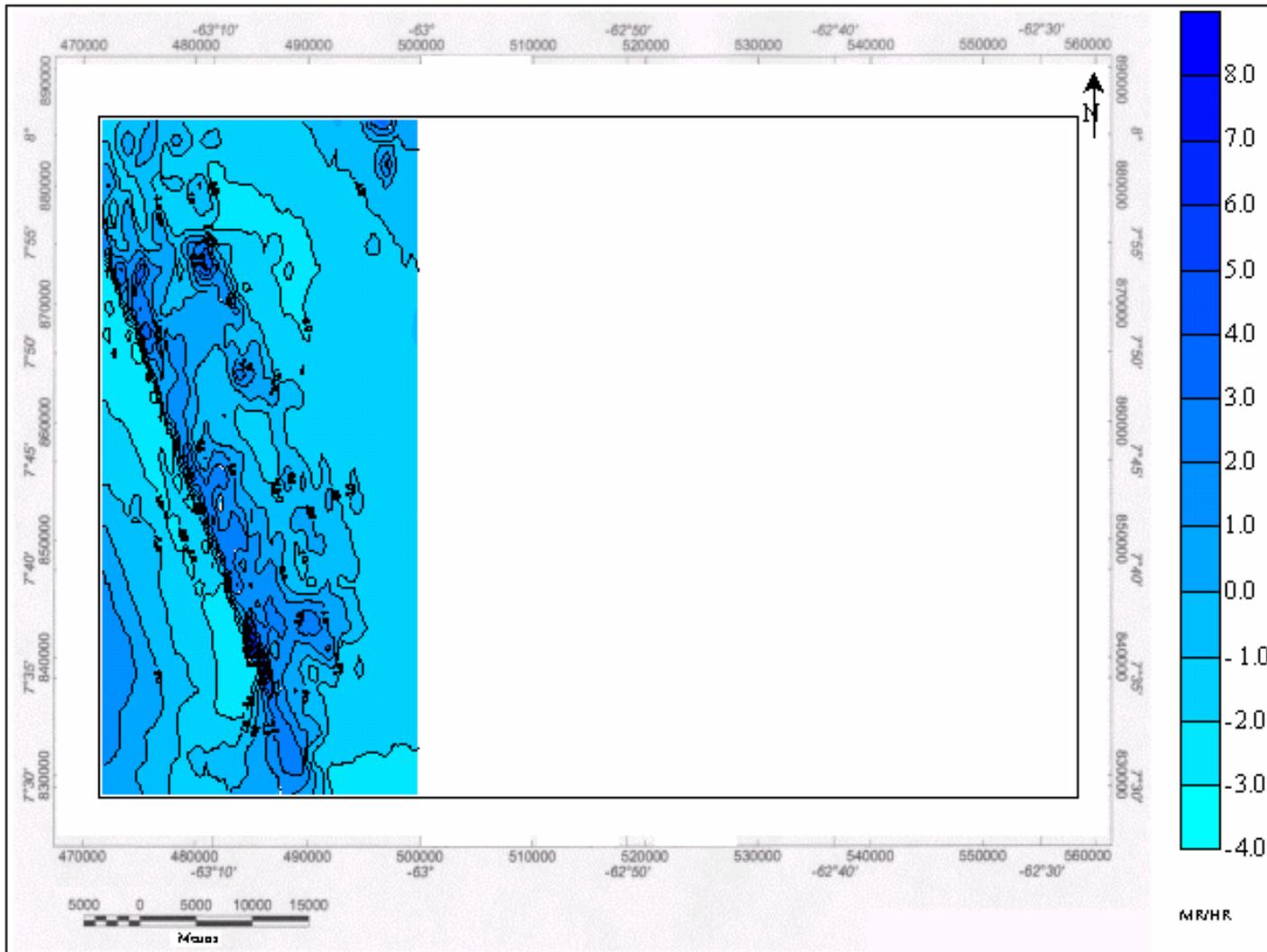


Figura 64. Mapa Radiométrico Residual, correspondiente al polinomio de grado 3.

CAPÍTULO 6: INTEGRACIÓN DE LOS RESULTADOS

La investigación que se ha descrito en este informe, junto a la realizada en forma paralela por el Br. Alexander Díaz, es el cierre de una investigación integrada que involucró los trabajos de Natalia Adrián, Engelberth Vargas, Maxlin Pérez, Nanvir Escorihuela, Liz Lozano y Rafael Aguaje, (2004).

En esta última sección se presenta el mapa de Intensidad Magnética Total que cubre las 8 parcelas estudiadas y que abarca un área de 36.963 Km². Adicionalmente, se exhibe el modelo integrado que corta la zona de trabajo de oeste a este. La distancia que abarca este perfil es de aproximadamente 250 Km.

La zona de trabajo total, puede ser dividida en dos grandes bloques interconectados entre sí. El primero está comprendido entre 7°00'00''N y 8°00'00''N. De este a oeste viene desde el meridiano 61°00'00''W hasta 63°15'00''W. Empatando en su parte inferior occidental con el bloque anterior, se encuentra la segunda zona que completa el estudio completo, la cual está ubicada entre las longitudes 62°30'00''W y 63°15'00''W y los latitudes 6°00'00''N y 7°00'00''N.

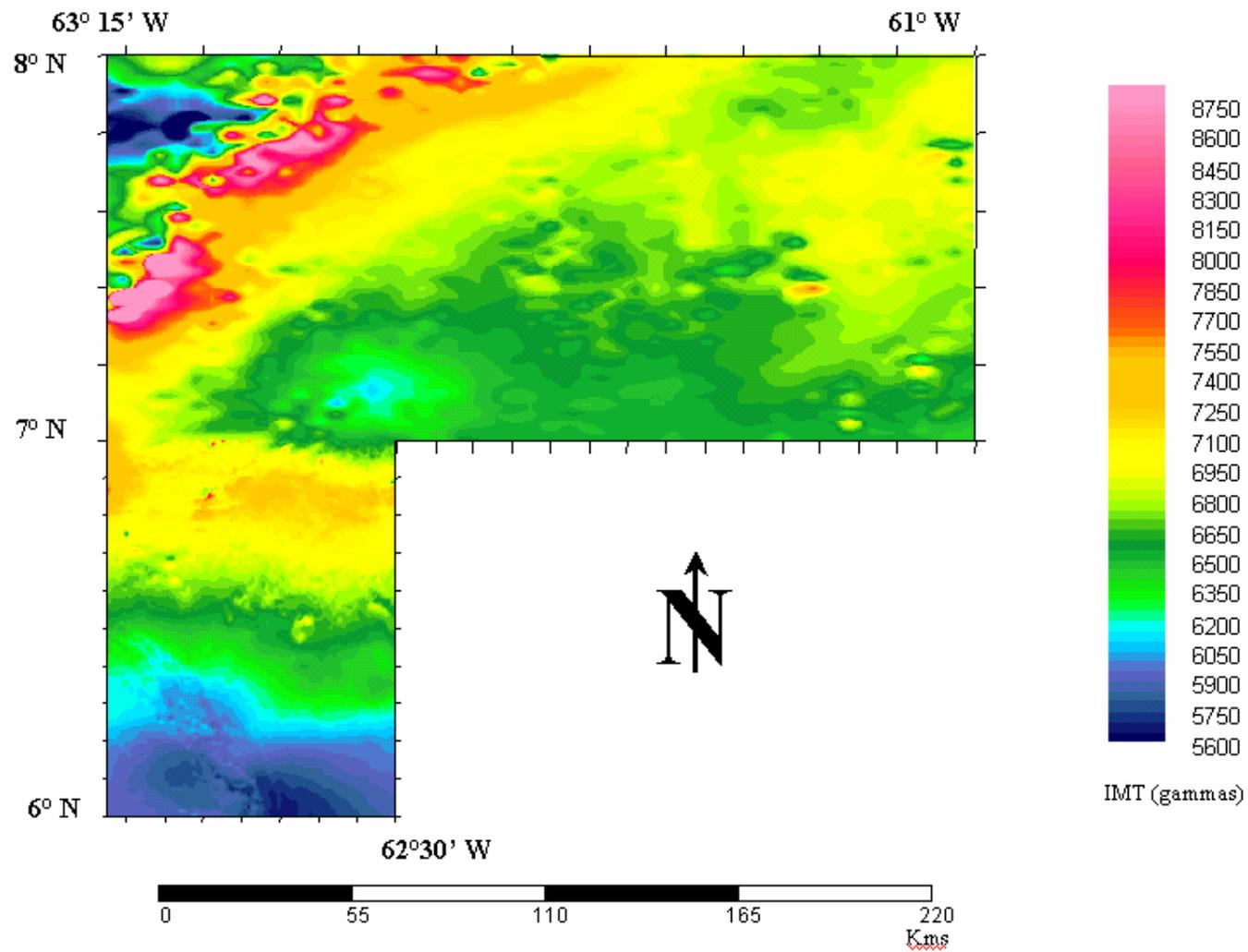


Figura 65. Mapa de IMT de la zona de trabajo integrada del proyecto UCV – INGEOMIN 2004.

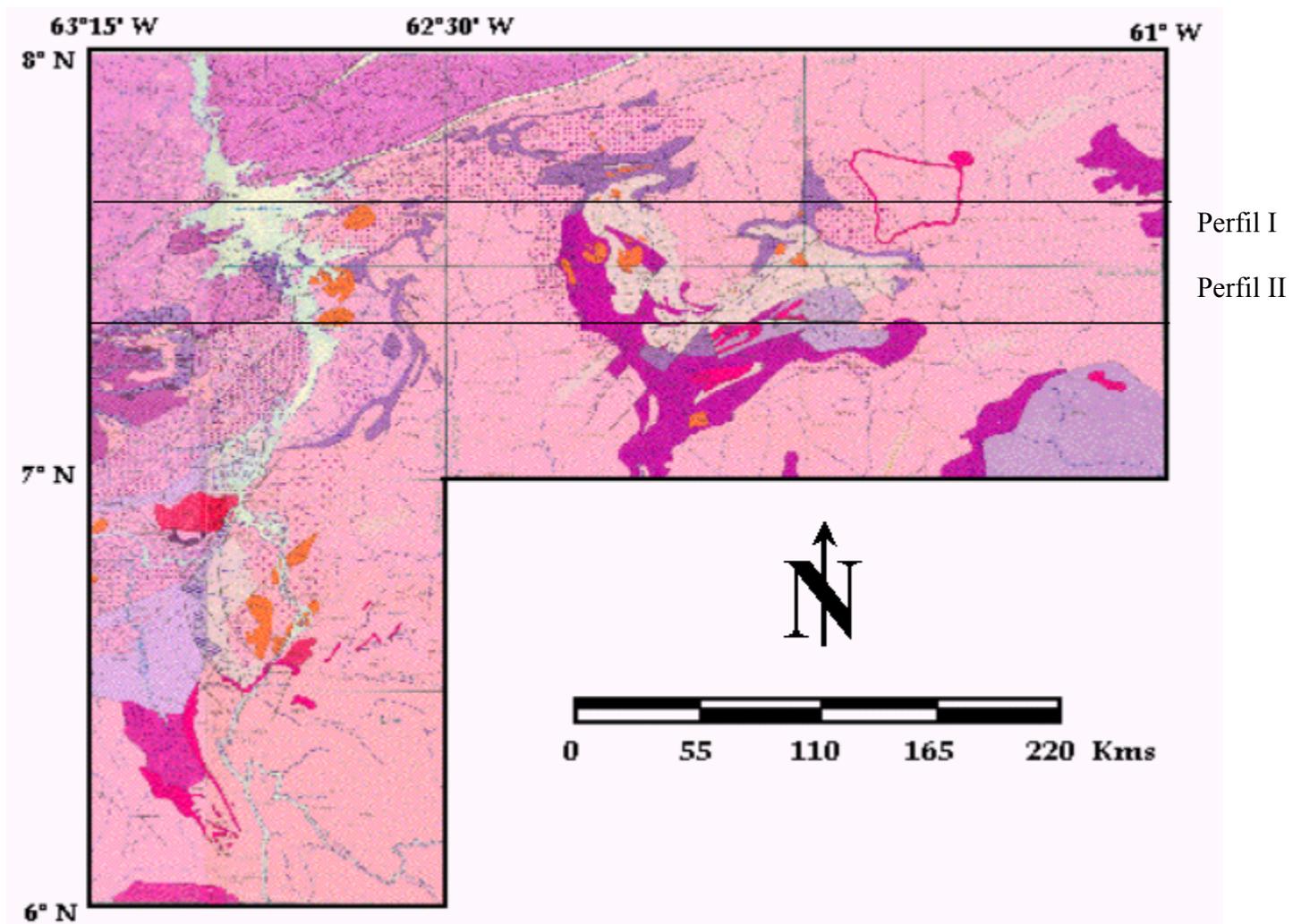


Figura 66. Mapa de Geologioco - Tectónico de la zona de trabajo integrada del proyecto UCV – INGEOMIN 2004.

6.1 ANÁLISIS CUALITATIVO Y CUANTITATIVO DEL MAPA MAGNÉTICO INTEGRADO

En la Figura 65 se presenta el mapa de Intensidad Magnética Total que abarca las 8 secciones de trabajo. Si se le presta atención a la escala, en primer lugar se observará que el rango de los datos varía entre 4500 y 14500 gammas, totalizando 10000 gammas entre los valores extremos. También se evidencia que la mayor parte del área está cubierta por valores intermedios destacándose dos o tres zonas que presentan anomalías considerablemente marcadas. Hacia la zona más sur occidental, se distingue un área bastante extensa, que aparentemente tiene continuidad si se avanza más al sur, donde se concentran los valores mínimos del orden de 5600 gammas. En este mismo orden de valores encontramos una zona mucho más pequeña ubicada también al oeste pero totalmente al norte del área de trabajo. Justo al lado de dicha concentración de valores mínimos encontraremos valores máximos por el orden de los 14000 gammas orientados preferencialmente sobre la línea con dirección N67°E. Estas dos pequeñas zonas de mínimos y máximos están separadas por la Falla de Guri, cuya dirección corresponde a la orientación preferencial de dicha anomalía de valores máximos (N67°E). A primera vista este par de anomalías, mínima y máxima, podría estar representando el efecto de la inclinación de la magnetización. Habría que darle continuidad al mapa hacia el noroeste para poder establecer dicha observación con mayor propiedad.

Hacia el centro del área en su parte occidental también se puede observar una tendencia con valores medios a ligeramente altos con dirección este – oeste, la cual parece empatarse con la anomalía de alta respuesta magnética descrita anteriormente.

El centro y el este de la zona están dominados por la mayor parte de los valores que corresponden a las respuestas intermedias. Dichos valores presentan un gradiente muy poco pronunciado que varía de menor a mayor del centro - oeste al este, presentando sus valores mínimos en una anomalía alrededor de los 7°00'00''N de

latitud y los $62^{\circ}30'00''$ W de longitud, y una pequeña anomalía de valores máximos ubicada aproximadamente a los $7^{\circ}25'00''$ N y los $61^{\circ}25'00''$ W. Si este recorrido lo alargamos un poco hacia la parte occidental esta homogeneidad aparente desaparece adquiriendo altos valores de manera abrupta.

Los gradientes más pronunciados se presentan cuando se cortan las anomalías más occidentales. Si atravesamos el par de anomalías mínima y máxima ubicadas en la zona más al sur de área, veremos como de los mínimos absolutos se llegarán a registrar valores de intermedios a ligeramente altos en cuestión de pocos kilómetros. Asimismo, si atravesamos la Falla de Guri perpendicularmente, es decir, si la cortamos con dirección $N33^{\circ}W$ notaremos que de valores mínimos relativos estaremos en cuestión de 60 Km. registrando valores muy cercanos a los máximos absolutos de alrededor de 13500 a 14000 gammas, para luego en una distancia aún más corta de apenas unos 15 ó 20 kilómetros estar otra vez rondando las respuestas mínimas.

De manera general, aparentemente el mapa presenta una tendencia principal o preferencial de los datos con dirección de alrededor de $N67^{\circ}E$. En la orientación E-W existe otra tendencia aparentemente no dominante, que podría interpretarse como una asociación a la principal.

La concentración de minerales con mayor susceptibilidad magnética podría interpretarse sobre la línea descrita por las anomalías máximas relativas y absolutas concentradas paralelamente a la Falla de Guri y parece presentar continuidad con dirección $N67^{\circ}E$. La zona sur del mapa está dominada por minerales con poca capacidad para ser afectados por el campo magnético terrestre o algún otro inducido de manera artificial.

6.2 ANÁLISIS CUALITATIVO Y CUANTITATIVO DE LOS MODELOS DE SUBSUELO INTEGRADOS W-E I Y W-E II

En la Figura 66 se presentan los modelos de subsuelo I y II propuestos en la dirección W – E los cuales se encuentran ubicados sobre las líneas de 7°33'36''N y 7°21'00''N respectivamente.

Para el caso del Modelo I, hacia el extremo oeste se observa a la Provincia de Imataca aflorando y con un contacto en su base con el tope del manto superior alrededor de los 38 Km. Dicho contacto se mantiene alrededor del mismo valor bajo la superficie a lo largo de todo el perfil, profundizándose sólo en el extremo oriental donde alcanza hasta los 45 Km.

En el extremo occidental la primera falla que se representa corresponde a la de Guri, y más adelante encontramos también en contacto de falla a la Provincia de Imataca con el Complejo de Supamo, el cual aflora de allí en adelante por lo que resta de perfil, intercalándose sólo con algunas otras pequeñas unidades que no abarcan grandes extensiones así como con la variación rejuvenecida del mismo Complejo Supamo (zona con puntos negros). Entre las pequeñas unidades que afloran de forma intermitente se encuentran la Formación El Cedral, distinguida con color azul al oeste, así como un intercambio entre Supamo Removilizado y Carichapo. Al centro se puede observar una intercalación entre Supamo Removilizado, Formación El Callao y la Formación Yuruari. Al oriente del modelo se encuentran de nuevo en superficie unidades tales como Carichapo y Yuruari, ocupando extensiones mayores a las observadas en la zona occidental.

El contacto entre la Imataca y Supamo varía de manera considerable a lo largo de todo el perfil. El rango de profundidades a las cuales se interpreta este cambio litológico va desde menos de 10 Km hasta un máximo de 30. En el contacto entre

estas dos unidades se interpretaron grupos de fallas originadas por un evento compresivo.

En el Modelo II, ubicado unos kilómetros al sur del caso anterior, se puede observar el contacto entre el manto superior y el Complejo de Imataca alrededor de los 38 Km de profundidad, manteniéndose a este nivel a través de todo el modelo. En la parte más occidental del modelo se observa a las rocas de Imataca aflorando y a medida que recorremos el perfil hacia el este, este tope va profundizándose hasta llegar alrededor de 30 Km donde está en contacto con la base del Complejo Supamo, manteniendo dicha profundidad hasta la mitad aproximadamente del modelo. Éste mismo contacto en la zona este sólo alcanza profundidades de 15 a 20 Km, y se hace más somero en el extremo oriental, llegando casi a aflorar nuevamente las rocas del Complejo Imataca.

Cerca de la superficie y a lo largo de todo el modelo pueden distinguirse intercalaciones de distintas unidades, entre las que destacan Complejo Supamo, la versión Removilizada del mismo, Carichapo, Yuruari y Formación El Callao.

Comparando ambos modelos destaca como es visible en el primer caso, las dos alas o extremos del cinturón de rocas verdes de Guasipati, que a medida que se avanza hacia el sur, su vértice, se hace más superficial hasta llegar a la superficie, apreciable de manera evidente en el modelo II. Así mismo se ve la concordancia entre las profundidades a las cuales se interpretaron los contactos entre las unidades litológicas, manteniendo más o menos un mismo rango de profundidades. El modelo II conserva de igual modo el carácter de intenso plegamiento y fallamiento, que presenta el perfil ubicado más al norte.

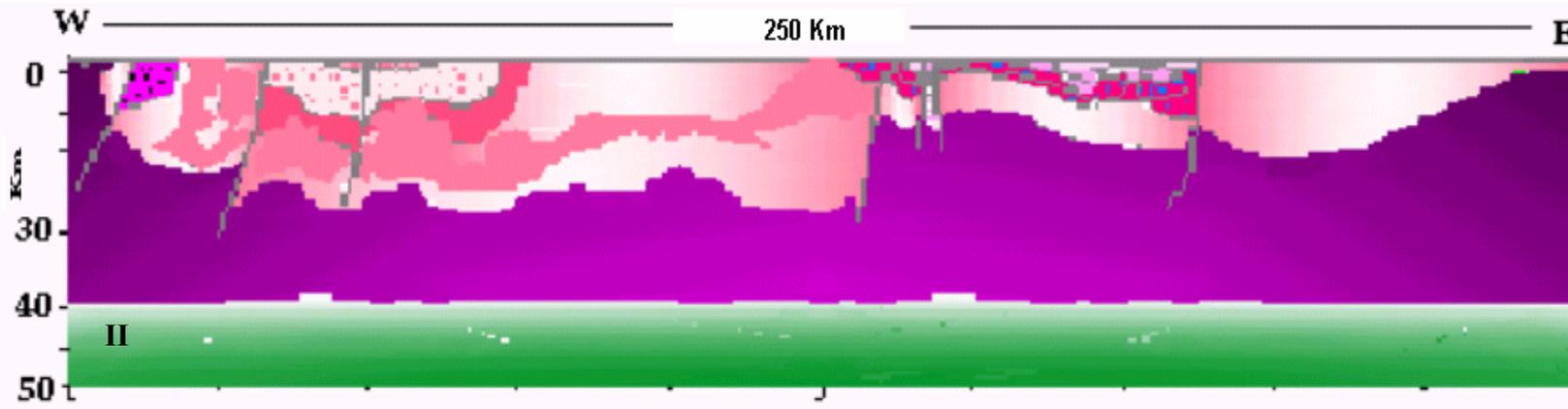
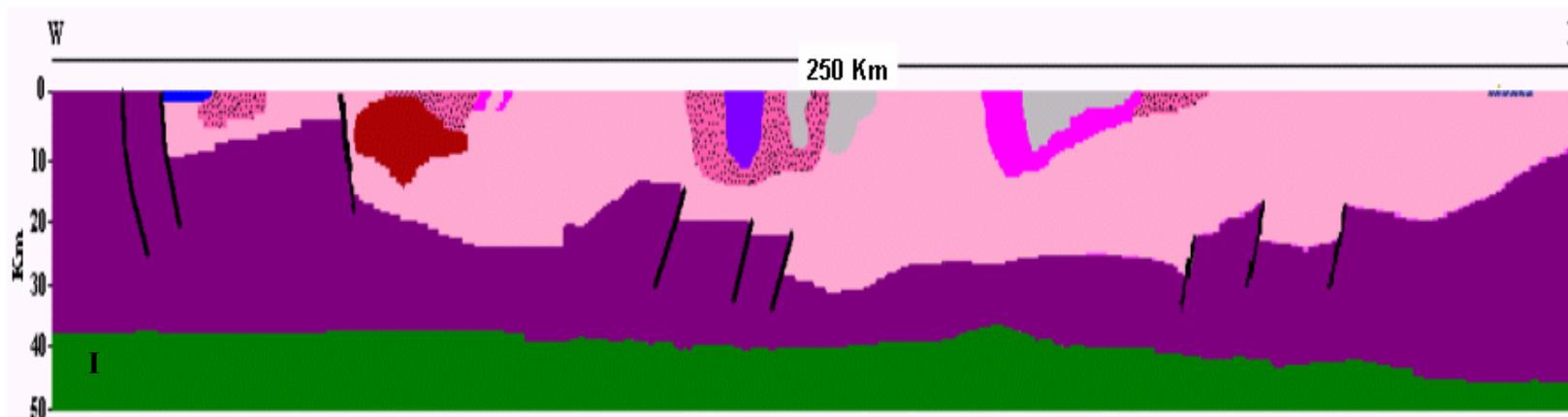


Figura 67. Modelo W – E I y II extendidos.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

A continuación se presentan las conclusiones finales de la investigación y las recomendaciones que se consideran pertinentes en función de lo observado a lo largo del estudio:

1.- El rango de valores IMT resulta sumamente amplio, alrededor de 10000 gammas entre el mínimo y el máximo. Esto indica que la zona de trabajo contiene tanto los cuerpos más magnéticos, como los que menos responden a esta propiedad física. Sin embargo la mayor concentración de los datos existe entre los valores intermedios, por lo que la muestra tiene comportamiento normal. Esto podría ser un indicador de que con más razón aún las anomalías, tanto las mínimas como las máximas, corresponden a puntos particulares de interés a ser estudiados a detalle.

2.- La Falla de Guri parece estar claramente delimitada a través de las imágenes del mapa de IMT, en el cual es fácilmente distinguible una tendencia de máximos paralela a la falla justo en la zona donde existe el cambio más brusco de litología. Las fallas de menor magnitud no se distinguen de manera tan clara. Podrían existir mineralizaciones de importancia en este contacto de falla de Guri. Recomendamos un estudio detallado a través de métodos magnéticos.

3.- En las respuestas de los perfiles se distingue la mayor cantidad de anomalías y las más contrastantes a la vez alrededor de los distintos contactos de falla. Se hace evidente la presencia de mineralizaciones alrededor de fallas asociadas a la falla de Guri, pero que en el mapa de IMT no es posible apreciar. En este sentido se podría recomendar el desarrollo de otros perfiles en la zona.

4.- Se logró identificar tres zonas anómalas que no presentaban causa aparente, tanto en superficie como en profundidad. Estos cambios laterales de intensidad de respuesta magnética podrían deberse a variaciones de esta propiedad producto del alto

grado de metamorfismo, deformación y la exposición a altas temperaturas a través del tiempo.

5.- Se encontró evidencia de que dentro del Complejo Imataca, efectivamente existen cuerpos de cuarcita ferruginosa, tal como lo expone la carta geológica de la Figura 9. Pero, de la misma manera se identificaron cuerpos de charnokita félsica con muy bajo contenido ferruginoso en zonas marcadas como de cuarcita ferruginosa. Existe un evidente error en la información del mapa geológico. A través de un estudio geológico de campo detallado podrían delimitarse estas diferencias con precisión y podría ser corregido tan importante herramienta, como es dicho mapa.

6.- La información radiométrica es muy limitada en esta área. Se deberían realizar nuevas campañas de adquisición a través de esta metodología para descartar la posibilidad de existencia de yacimientos de importancia de minerales radioactivos y sus minerales asociados más comunes.

7.- El rango en la respuesta radioactiva en la pequeña zona donde se disponía de información es de alrededor de 10 miliRoetgen por hora. La mayor concentración de altas anomalías se dispone en una línea recta que corta diagonalmente la ventana de trabajo de NW a – SE. Fuera de esta línea el comportamiento es prácticamente uniforme de ambos lados con pequeñas perturbaciones anómalas. Es recomendable, no sólo aumentar la cobertura de este estudio, sino detallar sobre esta zona de alta respuesta radiométrica descrita anteriormente.

8.- Gravimétricamente la mayor anomalía de la zona parece estar asociada a un cuerpo granítico que aflora en la zona sur este de la ventana de trabajo. A pesar de que sobre la línea de los perfiles mostrados en esta investigación no hay información de afloramientos de este cuerpo, por la cercanía a este, se interpretó como muy cercano a superficie. Este cuerpo es de densidad baja, por lo que en profundidad no debería generar grandes inflexiones en las observaciones gravimétricas, pero al estar

ubicado tan cerca de la superficie y en contacto con unidades de baja densidad, se interpretó como la causa de esta anomalía.

9.- Al igual como ocurre en el caso aeromagnético, la Falla de Guri queda delimitada de manera evidente en el mapa de anomalías de Bouguer. La presencia en superficie del Complejo de Imataca genera un alza sustancial de los valores de AB con respecto a la zona donde esta unidad no aflora y se encuentra por debajo de otras unidades menos densas que ella.

10.- Las áreas marcadas como de interés minero se encuentran delimitadas por las zonas de alta respuesta tanto magnética como gravimétrica. Adicionalmente se debería tomar en cuenta en este sentido la tendencia de altos valores radiométricos expuesta anteriormente para el caso de minerales radioactivos, tales como el uranio y los minerales asociados a éste.

Una vez que se delimiten las zonas que realmente corresponden a cuarcita ferruginosa y no a charnokita félsica podrán delimitarse nuevas áreas de importancia para la exploración y posterior explotación minera.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

ARZOLA, A., P. JUGO y A. LOPEZ (1993). Estudio geológico de las concesiones Cerro Arrendajo I y II, Municipio Autónomo Sifontes, Estado Bolívar, Venezuela. Trabajo Especial de Grado, Departamento Geología, U.C.V. Caracas, Venezuela. 1993. 132 pp. Inédito.

ASCANIO, G. y V. LÓPEZ (1984). Contribución a la Geología del Grupo Roraima en el Sureste de Venezuela. II Simposium Amazónico. Manaus, Brasil. 149 – 162.

AZUAJE, R.A (2004). Estudio aeromagnético de la zona de Cupacuy, norte del Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado, Departamento Geofísica. U.C.V. Caracas. 2004. 129 pp. Inédito.

BENAIM, N. (1972). Geología de la Región de Botanamo, Estado Bolívar. Cong. Geol. Venezolano IV. Caracas, Noviembre. 1969. Memoria, Bol. Geol., Publ. Especial 5, III: 1291-1314.

BENAIM N. (1975). Excursión N° 7. Ciudad Guayana - El Pao - Upata - Guasipati - Tumeremo - Santa Elena de Uairén – Canaima. Bol. Geol. Public. Esp. N°7 (1) 383 - 417. Caracas.

CORPORACIÓN VENEZOLANA DE GUAYANA. (1989). Informe de Avance NB - 20 - 7. Clima, Geología, Geomorfología, Suelos, Vegetación. Tomo I. 111 - 306.

CHASE, R.L. (1965). El Complejo de Imataca, la anfibolita de Panamo y la trondhjemita de Guri: Rocas precámbricas del Cuadrilátero de Las Adjuntas-Panamo, Estado Bolívar, Venezuela. Bol. Geol., Caracas, 7 (13): 105-215.

DALTON, L.V. (1912). Venezuela. The South American Series. London, 320 pp.

DOUGAN T.W. (1972). Origen y metamorfismo de los gneis de Imataca y Los Indios, rocas precámbricas de la región de Los Indios – El Pilar. Estado Bolívar. Venezuela. Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, Noviembre 1969. Memorias Bol. Geol, Caracas, Publ. Esp.5, III: 137-1548.

DOUGAN, T.W. (1976). Origin of trondhjemitic boitite-quartzoligoclase gneisses from the Venezuelan Guayana Shield. Precambrian Research, 3: 317-342.

ERASMO, A (2002). Análisis geoestadístico y espectral de datos aeromagnéticos de la zona noroccidental del Estado Amazonas. Trabajo Especial de Grado, Departamento Geofísica. U.C.V. Caracas. 2002. 185 pp. Inédito.

ESCORIHUELA, N. C. (2004). Interpretación de datos aeromagnéticos con fines de exploración minera a la zona de San Rafael – El Callao Escudo de Guayana, Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado, Departamento Geofísica. U.C.V. Caracas. 2004. 109 pp. Inédito.

GANSSE, A. (1973). Fact and theories on the Andes. J. GEOL. SOC. London, 129: 93-131.

GAUDETTE, H.E., P.M, HURLEY y H.W, FAIRBAIRN. (1973, 1977- a). U-PB zircon ages from the norththern Guayana shield. (Resumen). Cong. Latinoamericano Geol. II.Caracas, Noviembre 1973. Memorias (1977). Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 7, IV: 3045-3047.

GONZÁLEZ DE JUANA, (1980). Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas. Foninves. Vol I y II. Caracas. 1980. 1031 pp.

HAMILTON, W. (1969). The volcanic central Andes, a modern model for the Cretaceous batholiths and tectonics of western North America. Oregon Dept. Geol. and Min. Bull., 65:175-784.

HURLEY, P.M., F. F., M. ALMEIDA, G. C., MELCHER, U. G., CORDANI, J. R., RAND, K., KAWASHITA, P., VANDOROS, JR., PINSON y H. W.

FAIRBAIRN (1967). Test of Continental Drift by Comparison of Radiometric Ages. Science, 157 (3788): 495 - 500.

KALLIOKOSKI, J. (1965). Geología de la parte norcentral del Escudo de Guayana. Venezuela. Bol. Geol. Caracas, 7 (13): 29-104.

KOROL, B. (1965). Estratigrafía de la Serie Pastora en la región Guasipati-El Dorado. Presentado en: Cong. Cent. Col. Ing. Venez., 1961; Publ en Bol. Geol., Caracas, (13): 3-17.

LIDDLE, R.A. (1946). The Geology of Venezuela and Trinidad. 2nd. ed. Paleont. Res. Inst., Ithaca, N.Y., 890 pp.

MARTÍN, B. (1974). Paleotectónica del Escudo de Guayana. Conf. Geol. Inter – Guayana IX, Ciudad Guayana, Venezuela, Mayo 1.972, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 6: 251 – 305.

MENDOZA, V. (1973). Evolución Tectónica del Escudo de Guayana (Resumen). Cong. Latinoamericano de Geología II, Caracas, Noviembre 1.973, Resúmenes: 75.

MENDOZA, L. F. MARINO, D. BARRIOS, J. RIVAS, P. MARTINEZ, G. LIRA, G. SARDI, y S. GOSH. (1977). Geología de la parte norte del Territorio Federal Amazonas, Venezuela. (Informe de Progreso). Cong. Geol. Venez. Caracas, Noviembre 1977. Memoria, A. ESPEJO et al. Editores Min. Energía y Minas. Soc. Ven Geol. 1: 363-404.

MENÉNDEZ, V. (1968). Revisión de la Estratigrafía de la Provincia de Pastora según el estudio de la Región de Guasipati, Guayana Venezolana. Bol. Geol., Caracas, 9 (19): 309 - 338.

MONTGOMERY, C.W, P. HURLEY, H. FAIRBAIR y H. GOUDETTE. (1977). Equilibrated domain's and combined Rb.Sr and U-Pb systematics in the history of a granulite. 21st Progress Report for 1874 – 1976, Mass. Inst. Technol. Geochronology Lab. RM 54-1122, Massachusetts, USA.

MORENO, L.A. y V. MENDOZA, (1975-a). Petroquímica de metabasitas del Alto Supamo, sureste de la Guayana Venezolana. Conf. Geol. Interguayanas X, Belem, Pará, Brasil. Noviembre 1975, Memoria: 386-413.

MORENO, L.A. y V. MENDOZA (1975-b). Petroquímica de rocas graníticas del Alto Supamo, Guayana Venezolana. Conf. Geol. Interguayanas X, Belem, Pará, Brasil. Noviembre 1975, Memoria: 430-452.

MORENO, L. y M. LIRA (1977). Algunas Consideraciones Geoquímicas sobre las Diabasas de la Guayana Venezolana. Cong. Geol. Venez. V, Caracas, Noviembre 1.977, Memoria, A. Espejo et al., Editores, Min. Energía y Minas Soc. Venez. Geol., II: 611 – 638.

PARASNIS, D.S. (1970). Principios de Geofísica Aplicada. Paraninfo. Madrid-España. 208 pp.

QUESADA, A., W. H. BLACKBURN, W.H. DENNEN, y V. LÓPEZ, (1968). Composición química y origen probable de las rocas del área del Guri. Boletín “Geos”, Univ. Central de Venezuela, Caracas, 18: 7-23.

RATMIROFF, G. (1965). Origen y metamorfismo del paragneis principal del Complejo precámbrico del Imataca: Cuadrilátero de Upata, Estado Bolívar, Venezuela. Bol. Geol. Caracas, Pub. Esp. 6: 343-353.

RIOS, F.J.H. (1972). Geología de la región de Caicara, Estado Bolívar. Cong. Geol. Venez. IV. Caracas, Noviembre 1969, Memoria, Bol., Caracas, Publ. Esp. 5 III: 1759-1782.

SALOP, L. I. (1972). A unified scale of the Precambrian. Cong. Geol. Intern. XXXIV, Montreal, 1972, 1: 253-259.

SCHMITZ, M., J. CHALBAUD, J. CASTILLO y C. IZARRA (2000). The Crustal Structure of the Guayana Shield, Venezuelan, from Seismic Refraction and Gravity Data. Tectonophysics. 345: 105-118.

SHERIFF, R, (1989). Geophysical Methods. Prentice Hall. Primera edición. New Jersey. 605 pp.

SHORT, K. C. y W.F. STEENKEN (1962). A reconnaissance of the Guayana Shield from Guasipati to the Río Aro, Venezuela. Asoc. Ven Geol. Min y Petr., Bol. Inform., 5 (7): 189-221.

SIERRA, R (2001). Reprocesamiento y reinterpretación de datos aeromagnéticos en el sur de Puerto Ayacucho, Estado Amazonas. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geofísica. U.C.V. Caracas. 2001. 193pp. Inédito.

SINITSIN, A (1990). Radiometría. Pueblo y Educación. Primera reimpresión. Santiago de Cuba. 139 pp.

STAINFORTH, R.M. (1964). Discussion of the age of the Roraima Formation. Asoc. Ven Geol. Min y Petr., Bol. Inform., 7 (11): 368-369.

TALUKDAR, S.C. y G.P. COLBVER (1974). Geología y Estratigrafía del área Meseta de El-Viejo-Cerro Danto, Territorio Federal Amazonas, Venezuela. Soc. Ven. Geol. Bol, 9 (2): 22-41.

TRUJILLO, M (1999). Descripción de yacimientos del Campo Guafita, mediante técnicas geoestadísticas. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geofísica. U.C.V. Caracas. 1999. 208 pp. Inédito.

VARGAS, E. D. (2004). Análisis integrado de datos geofísicos con fines de prospección minera de la región noreste del Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado, Departamento Geofísica. U.C.V. Caracas. 2004. 122 pp. Inédito.

WILLIAM, M. (1990). Geophysical Theory. Columbia University Press. Primera edición. Columbia. 458 pp.

WYNN JEFFREY, C. y K. BOND (1993). Simple Bouguer Gravity Anomaly Map of the Venezuelan Guayana Shield. Boletín 2062. Caracas. Escala 1:100.000. Mapa Gravimétrico

APÉNDICE A

TRANSFORMACIÓN DE COORDENADAS RELATIVAS A COORDENADAS ABSOLUTAS

Al momento de digitalizar los mapas aeromagnéticos de la zona de estudio se utiliza una imagen escaneada de cada uno de los mapas y a través del programa AUTOCAD 2000 se procede a digitalizar. El problema se presenta al momento de sustraer los datos digitalizados, ya que los datos de salida del programa no son coordenadas absolutas, por el contrario son coordenadas relativas que son del uso expreso del programa. Para hacer el cambio de estas coordenadas relativas a coordenadas absolutas es necesario aplicar la siguiente técnica:

Supongamos que el siguiente recuadro (Figura 68) representa el mapa de AUTOCAD 2000 de donde vamos a tomar los siguientes puntos relativos:

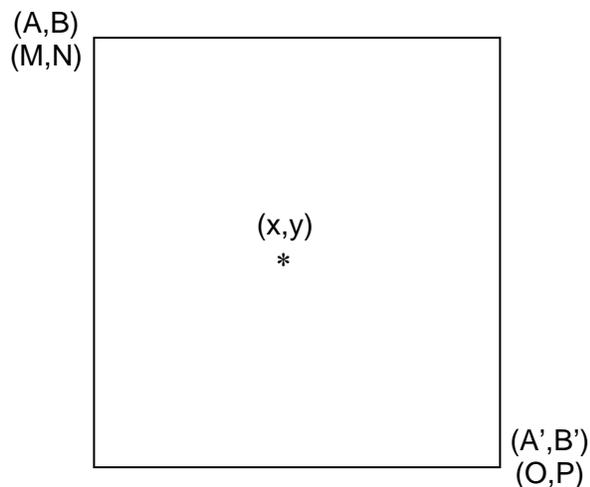


Figura 68. Parámetros necesarios para el cálculo de la transformación de coordenadas relativas a geográficas.

Donde:

(A,B) Son coordenadas relativas. A (horizontal) y B (vertical) de la esquina superior izquierda del mapa que emite AUTOCAD 2000.

(A',B') Son coordenadas relativas. A' (horizontal) y B' (vertical) de la esquina superior izquierda del mapa que emite AUTOCAD 2000.

(M,N) Son coordenadas geográficas absolutas M (horizontal) y N (vertical) de la esquina superior izquierda del mapa. Es decir longitud y latitud.

(O,P) Son coordenadas geográficas absolutas O (horizontal) y P (vertical) de la esquina inferior derecha del mapa. Es decir longitud y latitud.

K Es la resta de las coordenadas geográficas absolutas en grados del eje X, es decir para la longitud:

$$K = M - O$$

L Es la resta de las coordenadas geográficas absolutas en grados del eje Y, es decir para la latitud:

$$L = N - P$$

Por supuesto se debe que tener el punto incógnita que se llamará **(X,Y)**.

Por último el punto de coordenadas relativas que se va a transformar **(x,y)**

Como es de suponerse esta transformación debe hacerse para todos y cada uno de los puntos que estén representados en el mapa que se realizó en AUTOCAD 2000, misión que a través de una hoja de cálculo no tiene ninguna complicación.

Una vez identificados cada uno de los valores expuestos anteriormente la siguiente relación de proporcionalidad se cumple para el eje X, es decir para la longitud:

$$\frac{(A - A')}{K} = \frac{(x - A')}{(X - O)}$$

Para el eje Y, es decir para la latitud:

$$\frac{(B - B')}{L} = \frac{(y - B')}{(Y - P)}$$

Despejando X en el primer caso y la Y en el segundo tenemos que:

$$X = \frac{K * (x - A')}{(A - A')} + O$$

$$Y = \frac{L * (y - B')}{(B - B')} + P$$

Finalmente es importante acotar que las coordenadas que se obtienen luego de esta transformación son geográficas decimales, si se quiere trabajar con coordenadas geográficas en grados, minutos y segundos se deberá realizar otra transformación extra.

APÉNDICE B: ESTADÍSTICA Y GEOESTADÍSTICA

ESTADÍSTICA

La estadística es la ciencia que trata sobre la toma, organización, recopilación, presentación y análisis de datos para deducir conclusiones sobre ellos y para tomar decisiones que estén de acuerdo con los análisis efectuados. La estadística acostumbra estudiar una parte del total que se llama muestra, mientras que la totalidad del conjunto se denomina población.

La estadística puede clasificarse en descriptiva e inferencial, la primera se encarga de recopilar, presentar y analizar los datos con la finalidad de resumir y describir las gráficas características de un conjunto de datos y generalmente toma forma de tablas, por otra parte la estadística inferencial es la técnica mediante la cual se concluye acerca de parámetros de una población basándose en estadígrafos de una muestra de población.

La representación gráfica de una frecuencia de distribución es llamada histograma de frecuencia y la fracción de los elementos que se encuentran en una clase particular es llamada frecuencia relativa. Existen varios tipos de medidas de centralización, las más frecuentes: la media aritmética o media, la mediana, la moda, la media geométrica, la media ponderada y la media armónica.

La media aritmética es una medida totalmente numérica la cual sólo puede calcularse en datos de características cuantitativas, para este cálculo se toman en cuenta todos los valores de la variable. La media aritmética es altamente afectada por valores extremos, no puede ser calculada en distribuciones de frecuencia que tengan clases abiertas, a su vez ella es única, o sea, un conjunto de datos numéricos tiene una y solo una media aritmética.

La Mediana se define como el valor o valor potencial tal que el 50% de los datos de la muestra se encuentra por debajo de ella y el otro 50% restante se encuentra por encima de ella. Geométricamente, la mediana es el valor de la abcisa que corresponde a la vertical que divide un histograma en dos partes de igual área. Cuando la distribución es simétrica, la media, la mediana y la moda son idénticas. En estas circunstancias se deberá emplear la media como el valor más representativo de la muestra. Sin embargo, cuando la distribución es visiblemente asimétrica, la media proporciona una estimación falsa de la tendencia central.

La Moda de una serie de números es aquel valor que se encuentra con mayor frecuencia, es decir es el valor más común. Se obtiene por simple inspección y no por cómputo.

Se llaman medidas de dispersión aquellas que permiten retratar la distancia de los valores de la variable a un cierto valor central, o que permiten identificar la concentración de los datos en un cierto sector del recorrido de la variable. Se trata de coeficiente para variables cuantitativas.

La amplitud se obtiene como la diferencia de los valores del dato mayor menos el dato menor. Realmente no es una medida muy significativa en la mayoría de los casos, un valor pequeño del recorrido indica poca dispersión, puesto que la variable toma valores en un intervalo pequeño, sin embargo, un valor grande puede indicar mucha dispersión o la existencia de valores extremos.

La varianza de una muestra X_1, X_2, \dots, X_n de una variable o característica X , se define como la media del cuadrado de las desviaciones de las observaciones con respecto al promedio de esos datos. El inconveniente de la varianza es que por efecto del cuadrado de la definición no se mide en las mismas unidades que los datos por tanto es difícil de interpretar.

La desviación estándar es la medida de dispersión más usada en estadística, tanto en aspectos descriptivos como analíticos. Se define por la raíz cuadrada positiva de la varianza y se mide en la misma unidad que la variable por lo que se puede interpretar mejor.

El histograma o el diagrama de barras, nos permite determinar la existencia o no de dispersión y la posible existencia de valores atípicos, es decir, un histograma es una representación gráfica de las frecuencias observadas de distintos sucesos de un experimento. Cada suceso se representa en el histograma mediante una barra cuya área representa la frecuencia relativa del suceso que representa. A la vista de un histograma podemos saber que sucesos ocurrieron más y menos a menudo en un experimento dado.

GEOESTADÍSTICA

La geoestadística es la ciencia que se encarga del estudio de las variables numéricas distribuidas en el espacio y de la adecuada interpretación y evaluación de dichas variables. Las funciones esenciales de la geoestadística en la cual tiene más desarrollo son, particularmente: en el contorno de mapas y el modelaje, y en la simulación de heterogeneidad interna de las reservas naturales.

La técnica del kriging proporciona una estimación lineal como una función de los valores de la variable en las localizaciones cercanas. El kriging tiene dos ventajas principales con respecto a otros estimadores lineales: a) los pesos usados en la estimación son determinados como una función entre la distancia estructural (el variograma) del valor y la localización a ser estimada y la distancia estructural (el variograma) de cualquier otro par de datos, y b) la estimación se acompaña por una cuantificación de incertidumbre, es decir la varianza del kriging.

No sólo se consigue una estimación que tiene en cuenta la posible anisotropía de la continuidad espacial del atributo, considerando para la redundancia de los datos y con una medida de la confianza que puede ser depositado en la estimación.

El variograma es una herramienta poderosa para analizar los modelos de variabilidad espaciales de un fenómeno. Interpretándolo como una medida vectorial de distancia estructural, es posible usarlo para descubrir direcciones de máxima y mínima continuidad. También permite descubrir la conducta del fractal potencial, o hacer una estimación cuantitativa sobre el grado de suavidad desplegada por la variable.

APÉNDICE C

CÁLCULO DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA A LAS MUESTRAS DE CAMPO

CÁLCULO DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

Con la finalidad de hacer el cálculo de la susceptibilidad magnética de cada una de las muestras que se recabaron en la fase de campo, se recurrió al Laboratorio de Magnetismo de la Escuela de Física en la Facultad de Ciencias de La Universidad Central de Venezuela, donde amablemente fueron cedidas las instalaciones para realizar esta tarea. El laboratorio cuenta con cierta cantidad de equipos de los cuales solo algunos fueron utilizados para hacer las mediciones, a continuación se hace una lista de los equipos utilizados:

- Susceptómetro o Susceptibilímetro. Construido como T.E.G, por José Jorge, para la Facultad de Ciencias, Escuela de Física.
- Fuente de corriente alterna. Marca: Oxford.
- Balanza electrónica de precisión.
- Prensa manual.
- Morteros. (Por los menos 2).
- Lavamanos.

Adicionalmente hace falta tener a mano ciertos materiales que ayudan a realizar las tareas necesarias para hacer las mediciones. Estos materiales son:

- Bolsas plásticas con cierre o sello. (El doble del número de muestras a analizar o más).
- Contenedores de vidrio pequeños con tapa. (Aprox. de 10 – 15 ml.).
- Papel parafinado.

- Etiquetas pequeñas de identificación.

Antes de comenzar a hacer la medición propiamente dicha se deben realizar algunas tareas previas con miras a no perder el orden y contar finalmente con medidas fidedignas.

En tal sentido hay que etiquetar los contenedores o potes de vidrio con la identificación de cada una de las muestras que se van a medir. Una vez señalizados se les mide el peso que tiene cada uno sin ningún contenido diferente a aire (esto puede hacerse con o sin tapa, pero luego cuando se hace necesario medir el peso con la muestra dentro, se debe mantener la misma configuración, es decir con o sin tapa según se haya realizado previamente). Igualmente es necesario medir la capacidad en volumen de cada contenedor, para poder contar al final con el volumen de muestra con el que se está trabajando y poder hacer el cálculo de la susceptibilidad, ya que en la fórmula que se utiliza se hace necesario el volumen de la muestra. Este cálculo del volumen se realiza midiendo el radio (r) o el diámetro (d) del contenedor y la altura (h) del mismo con un vernier. Una vez obtenidas cada una de estas medidas se utiliza la fórmula para calcular el volumen de un cilindro que es la siguiente:

Sabiendo que

$$d = 2 * r \quad (4.2)$$

Donde d es el diámetro del envase y r representa su radio. El volumen del cilindro queda determinado como:

$$V_{Cil} = \pi * r^2 * h \quad (4.3)$$

Donde h representa la altura del envase.

Una vez terminados los pasos previos expuestos anteriormente se procede entonces con los pasos para realizar la medición de la susceptibilidad magnética, que son los siguientes:

- *Trituración de la muestra:* Esto se hace colocando una pequeña cantidad de muestra dentro de una o dos bolsas plásticas con cierre. Luego, con ayuda de la prensa, si es necesario, se tritura la muestra hasta hacerla prácticamente polvo.
- *Llenado de los contenedores:* Se procede a llenar con la muestra en polvo el contenedor de vidrio que corresponda a la muestra según su etiqueta. Esto se hace hasta que el envase quede completamente lleno con el polvo de la roca a medir, para que el volumen de muestra sea el calculado para cada contenedor.
- *Repesado del contenedor:* Una vez lleno cada contenedor se procede a medir su peso con el polvo de roca dentro. Utilizando una vez más la balanza electrónica se mide de nuevo el peso del contenedor.
- *Cálculo de la masa de la muestra:* Cuando se mide nuevamente el peso del contenedor se está listo para saber la masa de la pequeña porción de muestra en forma de polvo que se va a analizar. Esto se hace determinando la diferencia entre el peso del contenedor con la muestra incluida y el peso del contenedor vacío.
- *Medida del ΔE :* Una vez conocidos todos, excepto uno, de los parámetros necesarios para calcular la susceptibilidad magnética, lo único que queda por hacer es calcular la diferencia de potencial del Susceptómetro con cada una de las muestras. Esto se hace introduciendo el contenedor con la muestra en el cilindro donde se le induce un campo magnético que a su vez genera una diferencia de potencial eléctrico que el aparato es capaz de medir. Es importante recalcar que este proceso, con cada muestra, se realiza repetidas veces con la finalidad de controlar la calidad de los datos que se obtienen. Así mismo es importante tomar en cuenta que la persona que procederá a hacer las mediciones y quienes lo asistan en ese menester deben estar despojados de

cualquier agente ornamental o de su propio uso que sea susceptible a los campos magnéticos, es decir objetos metálicos, imanes etc. El sencillo procedimiento es el que se describe a continuación:

1. Se enciende el Susceptómetro.
2. La sensibilidad del mismo debe estar en 10 mV.
3. La constante de tiempo de medición debe ser 1s.
4. La señal de entrada debe ser A-B.
5. El canal uno debe estar en X.
6. El canal dos debe estar en Y.
7. La fase debe ser 0 grados.
8. Se enciende la fuente de corriente externa.
9. Se selecciona la amplitud y la frecuencia de la corriente a través del botón “Select”. Frecuencia en 1KHz y pulsando simultáneamente los botones de “Set” y “Adjust” colocar la amplitud entre 4 mA y 4,4 mA. El Off – Set debe ser 0.
10. Presionar el botón de “Output” para habilitar la señal de entrada.
11. Balancear el puente. Llevar a 0 el voltímetro tanto en su parte real como la imaginaria. En algunos casos ya se encontrará en 0, de no ser así se hace necesario utilizar los potenciómetros en la parte frontal del equipo.
12. Balancear el puente con el “Off – Set” del “Look – In” con los botones e cada canal “On/Off” y seguidamente presionar “Auto”
13. Se coloca en el contenedor una muestra de ferrita y se elimina la señal de la parte imaginaria con la perilla de fase.
14. Se coloca el contenedor con la muestra dentro de la bobina en la parte derecha.
15. Se da inicio a la inducción del campo magnético en la bobina donde se encuentra la muestra. Automáticamente el aparato (Susceptómetro)

registra la diferencia de potencial que se genera a causa de la inducción del campo magnético en el canal uno o X.

16. Se debe sacar la muestra de la bobina y verificar que el puente vuelva a cero.

Como se mencionó anteriormente este proceso a partir del paso N° 12 se debe repetir cinco veces (obviando el N° 13) y luego se promedian los resultados generando la respuesta o la medida definitiva que se usará en cada caso para calcular la susceptibilidad de la muestra. Así mismo es de interés señalar que el Susceptómetro necesita estar bien calibrado, pero este proceso de ajuste quedó, previamente, en manos del personal del laboratorio.

Finalmente se procede al cálculo de la susceptibilidad magnética a través de la siguiente relación para mediciones de este equipo:

$$X = K \frac{\Delta E}{V * E_0} \quad (4.4)$$

Donde:

X es la susceptibilidad por unidad de volumen en cgs.

K es la constante de volumen para el equipo. $K = 3,5 \times 10^2 \text{ cm}^3$

ΔE es la parte real del voltaje en el eje X, medida en mV.

V es el volumen de la muestra en cm^3 .

E_0 es el voltaje de alimentación del puente. $E_0 = 10,26 \text{ V Rms}$.