



Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Escuela de Geología, Minas y Geofísica
Departamento de Geofísica

**INTEGRACIÓN GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICA,
A PARTIR DE DATOS SATELITALES, EN EL ÁREA DE
SAN CARLOS DE RÍO NEGRO - ESTADO AMAZONAS**

**Trabajo presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Luis E. Rangel R.
para optar al Título de Ingeniero Geofísico**

Caracas, marzo 2014



Universidad Central de Venezuela
Facultad de Ingeniería
Escuela de Geología, Minas y Geofísica
Departamento de Geofísica

**INTEGRACIÓN GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICA,
A PARTIR DE DATOS SATELITALES, EN EL ÁREA DE
SAN CARLOS DE RÍO NEGRO - ESTADO AMAZONAS**

Tutor Académico: Prof. Inírida Rodríguez Millán

Cotutor Académico: Prof. Sebastián Grande

**Trabajo presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Luis E. Rangel R.
para optar al Título de Ingeniero Geofísico**

Caracas, marzo 2014

Caracas, marzo 2014

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller. Luis E. Rangel R. titulado:

**INTEGRACIÓN GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICA,
A PARTIR DE DATOS SATELITALES, EN EL ÁREA DE
SAN CARLOS DE RÍO NEGRO - ESTADO AMAZONAS**

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

Prof. Ruthman Hurtado

Prof. Ignacio Mederos

Prof. Inírida Rodríguez Millán

DEDICATORIA

A Dios y la Virgen

A Ligia y a Rafa

*Al Guerrero de mil
batallas que hay en mí...*

AGRADECIMIENTOS

- A la ilustre Universidad Central de Venezuela, “*La casa que vence la sombra*”, por darme la oportunidad de formarme como profesional.
- A mi tutora la Profa. Inírida Rodríguez Millán por haberme guiado en este proyecto, darme toda su valiosa orientación y recordarme siempre el verdadero valor de la humildad.
- A mi cotutor el Prof. Sebastian Grande por su apoyo, sus consejos y por permitirme conocer su eterno amor por la geología a través de su alta información geológica suministrada en todo este trabajo.
- Al Prof. Miguel Castillejo, minero incansable, hombre de buenas enseñanzas y gran amigo, por haber participado en mi formación profesional, haberme dado su amistad y haberme tratado y querido como a un hijo.
- A mis hermanos y hermanas: Magalys, Yurma, Johana y Wilson, por creer en este lobo errante.
- A mi hermano de la vida Josse Cheik por estar Firme y Digno en todo momento sin titubear en ningún instante.
- A mi amigo Omar Maklad por su amistad y apoyo, excelente ser humano.
- A mi tía Fátima y mi tío Ali y mis primos y sus esposas; Ali, Pablo, Susu y Haian por aceptarme en su casa y permitirme ser parte de su familia.
- A Ingri por apoyarme, estar siempre allí, en cada instante, por ser alguien especial, por esa humildad y calidad humana que la caracteriza.
- A mis compañeros de estudio, Wendel Joseph, Juan Natera, Gregorio, Alberti Viloría, Manuel Martínez y Suloy, por haber compartido sus conocimientos conmigo.
- A Maritza, Josefa, Oswaldo Moreno “Masita” y Claudio gran consejero y amigo, por estar siempre pendiente, y a todos aquellos que han sido participes en esta historia, gracias, mil gracias.

Rangel R. Luis E.

**“INTEGRACIÓN GRAVIMÉTRICO-MAGNÉTICA, A PARTIR DE DATOS
SATELITALES, EN EL ÁREA DE SAN CARLOS DE RÍO NEGRO
ESTADO AMAZONAS”**

Tutor Académico: Prof. Inírida Rodríguez Millán. Co-tutor: Prof. Sebastián Grande. Tesis. Caracas. U.C.V.

Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2014, pag.104

Palabras Claves: San Carlos de Río Negro, gravimetría satelital, magnetometría satelital, análisis espectral, perfiles gravimétrico - magnéticos, modelado.

Resumen

En el presente Trabajo Especial de Grado se realizó un estudio geofísico integrado gravimétrico – magnético, a partir de datos satelitales, en el área de San Carlos de Río Negro del Estado Amazonas, limitada por las coordenadas 1°00'0" y 2°00'0" de latitud Norte y 66°00'0" y 67°00'0" de longitud Oeste.

Para lograr los objetivos se aplicaron herramientas para la validación de datos estadísticos, análisis geoestadísticos y análisis espectral de los datos gravimétrico-magnéticos y se realizó una investigación bibliográfica intensiva del área de estudio que produjo como primer resultado el mapa geológico estructural integrado del área de estudio que cubre territorios de Venezuela, Colombia y Brasil. Se generaron e interpretaron los mapas de Anomalías de Aire libre, Anomalías de Bouguer, Topografía, Regional y Residual de Anomalía de Bouguer con continuación analítica hacia arriba a 5000 m, IMT, Anomalía Magnética, Regional y Residual de Anomalía Magnética con continuación analítica hacia arriba a 5000 m.

El Mapa de Anomalía de Bouguer muestra valores máximos de 20 mGal hacia el Noroeste debido a la presencia del Complejo de Basamento (Proterozoico) sin diferenciar que aflora en esa zona y hacia el Sureste valores mínimos del orden de -80 mGal con gradientes de 0.6 mGal/ km, esto es debido a la presencia del Grupo

Roraima, sedimentos pre-Roraima sin diferenciar del Proterozoico Temprano a medio; esta misma unidad en Brasil es llamada Formación Serranía La Neblina. El máximo valor de Anomalía Magnética es de 100 nT y se ubica en la parte Sureste, éste podría estar asociado a efectos de polarización magnética local asociadas al Complejo de Basamento que aflora en la zona de estudio; el mínimo es de -90 nT y se localiza hacia la parte Noroeste posiblemente asociados a una cuenca con tendencia N60-70W cercana a la población de San Carlos de Río Negro

El análisis espectral de los mapas de Intensidad Magnética Total y anomalía magnética determinó que las fuentes anómalas más profundas se ubican entre 17.5 km asociada a la interfase entre la corteza superior y la corteza inferior y la intermedias se ubica a 12 Km, asociada al Complejo de Basamento y corteza superior. La profundidad intermedia en el análisis espectral del mapa de anomalía Bouguer es de 4.5 Km, la cual se puede asociar al contacto entre la Provincia Cuchivero y la Provincia Roraima. A partir de la sísmica de refracción, realizada en el Edo. Bolívar, Chalbaud (2000) propuso modelos geológicos que fueron tomados como referencia para la interfase de Moho a una profundidad de 42 km.

Se interpretaron dos perfiles gravimétrico-magnéticos, **Perfil L1**: con orientación NW-SE de 190 km; éste se inicia en el Terreno Metamórfico-Plutónico de San Carlos de Río Negro, con densidades de 2,72-2,74 g/cm³, atraviesa el Complejo de Basamento (Cuchivero) con densidad de 2.7g/cm³, ya en su parte final cruza una extensa zona de falla que buza hacia el SW, para terminar en la Serranía La Neblina, caracterizada por sedimentos pre-Roraima en Venezuela con densidades de 2.67 g/cm³. El **Perfil L2**: W-E de 170 km; comienza en los Terrenos del Complejo Cauaburi (cb) granitoide y gneiss monzogranítico de Brasil con densidades de 2.72-2.74 g/cm³, seguidamente atraviesa las rocas metamórficas con metamorfismo regional de Facies Anfibolita-Granulita del Proterozoico-Paleoproterozoico de Colombia, con densidades 2.7-2.72 g/cm³; en Venezuela corta la intrusión ígnea de la Piedra del Cocuy, hacia la parte final, al este, se presenta una zona de falla que afecta a las rocas sedimentarias pre-Roraima, representadas por el pico La Neblina.

ÍNDICE DE CONTENIDO

DEDICATORIA	IV
AGRADECIMIENTOS	V
ÍNDICE DE CONTENIDO	VIII
ÍNDICE DE FIGURAS	X
ÍNDICE DE FOTOS	XIII
ÍNDICE DE TABLAS	XIV
CAPÍTULO I – GENERALIDADES	1
1.1. Introducción.....	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos.....	2
1.3. Ubicación del área de estudio.	2
1.4. Magnitud del trabajo.....	3
1.5. Trabajos previos.....	4
CAPÍTULO II – MARCO GEOLÓGICO	11
2.1. INTRODUCCIÓN	11
2.2. EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA.....	11
2.2.1. Provincia de Imataca.....	14
2.2.2. Provincia de Pastora	15
2.2.3. Provincia de Cuchivero.....	16
2.2.4. Provincia de Roraima	18
2.3. GEOLOGÍA LOCAL.....	19
2.3.1. Subprovincia Petrotectónica del Casiquiare	21
2.3.2. Rocas Graníticas del Estado Amazonas	24
CAPÍTULO III - MARCO TEÓRICO	30
3.1. Métodos Magnéticos	30
3.2. Susceptibilidad Magnética.....	30
3.3. Magnetometría Satelital.....	33
3.3.1. Aplicaciones	33
3.4. Métodos Gravimétricos.....	36
3.4.1. Gravimetría Satelital.....	37
3.4.2. Modelos de Campo de Gravedad.....	39
CAPÍTULO IV - METODOLOGÍA, ANÁLISIS ESTADÍSTICO, GEOESTADÍSTICO Y ESPECTRAL DE LOS DATOS	41
4.1. Secuencia de trabajo.....	41

4.1.1.	Recopilación de la Información.....	41
4.1.2.	Datos Satelitales Gravimétricos y Magnéticos.....	41
4.1.3.	Cálculo de Anomalía de Bouguer a partir de datos gravimétricos satelitales	43
4.1.4.	Carga y validación de datos	43
4.1.5.	Intensidad Magnética Total	43
4.2.	Análisis estadísticos y geoestadísticos de los datos gravimétricos y magnéticos.....	44
4.2.1.	Datos Gravimétricos.....	44
4.3.	Análisis espectral	48
4.3.2.	Análisis espectral de datos magnéticos.....	49
CAPÍTULO V -	INTERPRETACIÓN INTEGRADA.....	51
5.1	Mapa Topográfico del área de estudio.	51
5.2.	Mapa de Anomalías de Aire Libre	52
5.3.	Mapa de Anomalía de Bouguer.....	54
5.4.	Perfiles de Comparación de Mapas: Topográficos, Anomalía de Aire Libre y, Anomalía de Bouguer de L1 y L2.....	56
5.5.	Separación regional y residual de Anomalía de Bouguer.	57
5.6.	Mapa regional de continuación analítica Anomalía de Bouguer a 5000 m hacia arriba.	59
5.7.	Mapa residual de continuación analítica de Anomalía de Bouguer a 5000 m hacia arriba.	60
5.8	Mapa de Intensidad Magnética Total.....	62
5.9	Mapa de Anomalía Magnética.....	63
5.10.	Separación regional y residual de Anomalía de Magnética.	64
	Figura 38. Perfiles de Comparacion de AM a 5000m,10000m,15000m y 20000m del Perfil L1.....	65
5.11	Mapa regional de continuación analítica de Anomalía Magnética a 5000m hacia arriba.	66
5.11.	Mapa residual de continuación analítica de Anomalía Magnética a 5000 m hacia arriba.	67
5.12	Modelos Geológicos Propuestos	68
5.13	Análisis del modelo geológico gravimétrico-magnético Perfil L1: AA'	69
5.14.	Análisis del modelo geológico gravimétrico-magnético Perfil L2: BB'	71

CONCLUSIONES	73
RECOMENDACIONES PARA DELIMITAR POSIBLES YACIMIENTOS MINERALES.....	75
BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS.....	76
PAGINAS WEB CONSULTADAS	80
APENDICES	81
A. ESTADISTICA.....	81
Datos Gravimétricos.....	81
Datos Magnéticos	82
B. GEOESTADISTICA.....	83
B-1. Variogramas de Anomalía de Bouguer.	84
B-2. Variogramas Anomalía Magnética.	85

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1:	LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO. (TOMADO DE LA PÁGINA WEB: WWW.BING.MAPA GEOGRÁFICO DE VENEZUELA.COM), CON INDICACIÓN DE RECUADRO DE ÁREA DE ESTUDIO.	3
FIGURA 2.	REGIÓN CENTRAL DEL BATOLITO DE PARGUAZA CON EDADES DE APROXIMADAMENTE 1.500 MILLONES DE AÑOS (TOMADO DE VALDESPINO, 1995).	6
FIGURA 3.	UBICACIÓN GEOGRAFICA DEL BATOLITO DE PARGUAZA. (TOMADO DE WWW.PDV.COM/LEXICO/P191.HTML).....	6
FIGURA 4.	UBICACIÓN ZONA DE ESTUDIO DE VICENZO Y JÁCOME (1996).	7
FIGURA 5.	MODELO GRAVIMÉTRICO FINAL DE VICENZO Y JÁCOME (1996).	7
FIGURA 6.	MODELO GEOLÓGICO, CON DIRECCIÓN N-S, DE LA CORTEZA SOBRE LA CUAL SE ENCUENTRAN LOS PERFILES QUE CRUZAN LA REGIÓN ARQUEANA DE LA PROVINCIA DE IMATACA Y PENETRAN LA REGIÓN SUR DE LA CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA (PERFILES 200, 500 Y 700) (CHALBAUD, 2000).	8
FIGURA 7.	MAPA DE PROFUNDIDADES DE MOHO SEGÚN LA FUNCIÓN RECEPTORA. TOMADO DE NIU ET AL. (2007).	9
FIGURA 8.	MODELADO GRAVIMÉTRICO CALCULADO CON BASE EN AL ANÁLISIS DE VELOCIDADES. LAS LÍNEAS DE SÍSMICA DE REFRACCIÓN ESTÁN	

	SEÑALADAS POR LA LÍNEA INTERMITENTE. CP= DISPARO DE CIUDAD PIAR, O= LOCALIDAD RIO ORINOCO. TOMADO DE SCHMITZ ET EL. (2008).	10
FIGURA 9.	EVOLUCIÓN GEODINÁMICA DE IMATACA (1RA ETAPA) POR COMPRESIÓN ENTRE PLACAS OCEÁNICAS CON CAMBIO DE SUBDUCCIÓN A LA IZQUIERDA Y (2DA ETAPA) SUCESIVO AGLUTINAMIENTOS DE LOS ARCOS O MICRO CONTINENTES FORMANDO PARTE DEL SÚPER CONTINENTE GUAYANENSIS (TOMADO DE MENDOZA, 2000).	15
FIGURA 10.	MUESTRA LA EVOLUCIÓN ESTRUCTURAL DE LOS GRANITOS DEL COMPLEJO SUPAMO Y LOS CRV DE LA PASTORA Y BOTANAMO, EL CIERRE DE LOS OCÉANOS (REPRESENTADOS POR LAS FALLAS DEL GURÍ Y TUKUTU) Y LA COLISIÓN CONTRA EL CONTINENTE IMATACA Y KANUKÚ. TOMADO DE MENDOZA (2005).	16
FIGURA 11.	LIMITES PROVISIONALES DE LOS CINTURONES DE ACRECIÓN DEL PROTEROZOICO, AL NORTE DE LA CUENCA SEDIMENTARIA DEL AMAZONAS: BV- BOA VISTA (BRASIL), CA-CARACARAF, JA-JAPURA (BRASIL); MI-MITÚ (COLOMBIA); PA-PUERTO AYACUCHO (VENEZUELA); SFE SAN FERNANDO DE ATABAPO (VENEZUELA); SFI-SAN FELIPE (BRASIL), SG-SI: SAN GABRIEL DA CACHOEIRA (BRASIL). LAS UNIDADES A Y B SON DOMINIOS GEOGRÁFICOS CON PREDOMINIO DE ROCA DEL BASAMENTO. MODIFICADO DEL ORIGINAL, RECUADRO AZUL ÁREA DE ESTUDIO.....	18
FOTO 4.	PIEDRA DEL COCUY. PUNTO TRIPLE DE REFERENCIA LÍMITROFE ENTRE COLOMBIA, BRASIL Y VENEZUELA.....	24
FOTO 5.	PISTA DE ATERRIZAJE SAN CARLOS DE RÍO NEGRO, SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS. CORTESÍA GUILLERMO DA SILVA.	24
FIGURA 12.	MAPA GEOLÓGICO ESTRUCTURAL INTEGRADO DEL ÁREA DE ESTUDIO CON LÍMITES FRONTERIZOS. FUENTES DE DATOS: 1) VENEZUELA: MAPA GEOLÓGICO DE VENEZUELA, URBANI (2004), 2) BRASIL: MAPA GEOLÓGICO DE AMAZONAS, CRPM, SERVICIO	

	GEOLÓGICO DE BRASIL 2006. 3) COLOMBIA: MAPA GEOLÓGICO DE COLOMBIA, INSTITUTO GEOLÓGICO DE COLOMBIA (2007).	28
FIGURA 13.	REPRESENTACIÓN DEL VECTOR CAMPO MAGNÉTICO. LA INTENSIDAD DEL CAMPO (F) Y SUS PROYECCIONES HORIZONTAL (H) Y VERTICAL (Z) ESTÁN RELACIONADAS A TRAVÉS DE LOS ÁNGULOS DE DECLINACIÓN (D), QUE FORMA H CON EL NORTE GEOGRÁFICO, Y DE INCLINACIÓN MAGNÉTICA (I), QUE FORMAN F Y H.....	31
FIGURA 14.	LÍNEAS DE CAMPO MAGNÉTICO CON DIRECCIÓN N-S (MAGNÉTICO) Y EN SENTIDO SUR MAGNÉTICO, CON REPRESENTACIÓN DE LOS VECTORES DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL. (TOMADO DE: HTTP//ES.GEOCITIES.COM/GEOMETRIA_DIVINA/PROCESO_DE_ASCENSION_PLANETARIA.HTML)	31
FIGURA 15.	CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE OBTENIDO A PARTIR DE MEDICIONES SATELITALES. LAS DESVIACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO ACTUAL DE UN DIPOLO SE OBSERVAN EN ALGUNAS REGIONES BASTANTE GRANDES. EN LA ANOMALÍA DEL ATLÁNTICO DEL SUR POR EJEMPLO EL CAMPO ES SUPRIMIDO A APROXIMADAMENTE EL 50 % DE SU VALOR NOMINAL. IMAGEN CORTESÍA DE GFZPOTSDAM.....	32
FIGURA 16.	MAPA DE ANOMALÍA DE INTENSIDAD MAGNÉTICA DE VENEZUELA. MODELO MF6. RESOLUCIÓN 15 MIN. (TOMADO DE WWW.ABAE.GOB.VE/PAGINAS/PROPIEDADES_FISICAS_T.HTML)	35
FIGURA 17.	MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER DE VENEZUELA. RESOLUCIÓN 0.03°. (TOMADO DE WWW.ABAE.GOB.VE/PAGINAS/PROPIEDADES_FISICAS_T.HTML)	40
FIGURA 18.	ESQUEMA SECUENCIAL DE LA METODOLOGÍA A EMPLEAR EN ESTE ESTUDIO.	42
FIGURA 19.	HISTOGRAMA DE FRECUENCIA DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS.	45
FIGURA 20.	DIAGRAMA DE CAJA Y BIGOTE DE ANOMALÍA DE BOUGUER.	46
FIGURA 21.	HISTOGRAMA DE FRECUENCIA DE DATOS MAGNÉTICOS.....	47
FIGURA 22.	DIAGRAMA DE CAJA Y BIGOTE DE ANOMALÍA MAGNÉTICA.....	48
FIGURA 23.	ESPECTRO DE FRECUENCIA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER.	49
FIGURA 24.	ESPECTRO DE FRECUENCIAS DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.....	49

FIGURA 25.	ESPECTRO DE FRECUENCIAS DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL.	50
FIGURA 26.	MAPA TOPOGRÁFICO DEL ÁREA DE ESTUDIO.	51
FIGURA 27.	MAPA DE ANOMALÍA DE AIRE LIBRE DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	53
FIGURA 28.	MAPA DE COSENO DIRECCIONAL DE 135° DEL ÁREA DE ESTUDIO.	54
FIGURA 29.	MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER DEL ÁREA DE ESTUDIO.	55
FIGURA 30.	PERFILES DE COMPARACIÓN DE ANOMALÍA DE AIRE LIBRE, ANOMALÍA DE BOUGUER Y TOPOGRAFÍA DE L1	56
FIGURA 31.	PERFILES DE COMPARACIÓN DE ANOMALÍA DE AIRE LIBRE, ANOMALÍA DE BOUGUER Y TOPOGRAFÍA DE L2.....	57
FIGURA 32.	PERFILES DE COMPARACIÓN DE ANOMALÍA DE BOUGUER A 5000 MTS ,10000 MTS, 15000 MTS Y 20000 MTS, PARA EL PERFIL 1.	58
FIGURA 33.	PERFILES DE COMPARACIÓN DE ANOMALÍA DE BOUGUER A 5000 M ,10000 M ,15000 M Y 20000 M, PARA EL PERFIL 2.	59
FIGURA 34.	MAPA REGIONAL DE CONTINUACION ANALITICA DE ANOMALIA DE BOUGUER A 5000 M HACIA ARRIBA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	60
FIGURA 35.	MAPA RESIDUAL DE CONTINUACIÓN ANALITICA DE ANOMALÍA DE BOUGUER A 5000 M HACIA ARRIBA DEL ÁREA DE ESTUDIO.	61
FIGURA 36.	MAPA DE INTENSIDAD MAGNETICA TOTAL DEL ÁREA DE ESTUDIO.	62
FIGURA 37.	MAPA DE ANOMALÍA MAGNETICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.	63
FIGURA 40.	MAPA REGIONAL DE ANOMALÍA MAGNÉTICA A 5000 M HACIA ARRIBA.	66
FIGURA 42.	MAPA RESIDUAL DE ANOMALÍA MAGNÉTICA A 5000M HACIA ARRIBA.....	67
FIGURA 43.	MODELO GRAVIMÉTRICO- MAGNÉTICO DEL PERFIL L1.....	69
FIGURA 44.	MODELO GRAVIMÉTRICO- MAGNÉTICO DEL PERFIL L2.....	71

INDICE DE FOTOS

FOTO 1.	SERRANÍA LA NEBLINA. EN SU MAYOR PUNTO ALCANZA LOS 2.992 M, EN BRASIL (TOMADO DE BING.COM/IMAGES).....	20
FOTO 2.	SERRANÍA LA NEBLINA. (TOMADO DE BING.COM/IMAGES).....	20
FOTO 3.	PIEDRA DE PINTO. PUERTO PRINCIPAL DE SAN CARLOS DE RÍO NEGRO. SE OBSERVA EL AFLORAMIENTO DEL GRANITO INTRUSIVO. CORTESIA GUILLERMO DA SILVA.	21

FOTO 4.	PIEDRA DEL COCUY. PUNTO TRIPLE DE REFERENCIA LIMÍTROFE ENTRE COLOMBIA, BRASIL Y VENEZUELA.....	24
FOTO 5.	PISTA DE ATERRIZAJE SAN CARLOS DE RÍO NEGRO, SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS. CORTESÍA GUILLERMO DA SILVA.	24

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. PÁGINAS WEB PARA LA DESCARGA DE DATOS GRAVIMÉTRICOS SATELITALES. (TOMADO DE WWW.ABAE.GOB.VE)	4
TABLA 2. PÁGINAS WEB DISPONIBLES PARA LA DESCARGA DE DATOS MAGNÉTICOS SATELITALES. (TOMADO DE WWW.ABAE.GOB.VE)	4
TABLA 3: DETERMINACIONES RADIOMÉTRICAS DE ROCAS DE LA PROVINCIA PETROTECTÓNICA CASIQUIARE, EQUIVALENTE DE LA PROVINCIA RÍO NEGRO-JURUENA (TOMADO DE RIVAS, 1985).	23
TABLA 4. EDADES DE ROCAS GRANÍTICAS DEL ESTADO AMAZONAS (TOMADO DE BARRIOS Y OTROS, 1985).	26
TABLA 6. MEDIDAS DE TENDENCIA CENTRAL Y DISPERSIÓN DE LOS DATOS DE ANOMALÍA DE BOUGUER	45
TABLA 7. MEDIDAS DE TENDENCIA CENTRAL Y DISPERSIÓN DE LOS DATOS DE ANOMALÍA MAGNÉTICA	47
TABLA 8. PROFUNDIDADES DE FUENTES ESTIMADAS A PARTIR DEL ESPECTRO DE ANOMALIA DE BOUGUER.....	49
TABLA 9. PROFUNDIDADES A PARTIR DEL ESPECTRO DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS.	49
TABLA 10. PROFUNDIDADES A PARTIR DEL ESPECTRO DE INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL.	50
TABLA 11. CARACTERÍSTICAS, DENSIDAD Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE CADA UNO DE LOS CUERPOS PRESENTES EN LOS MODELOS PROPUESTOS. ESTOS VALORES DE DENSIDAD Y SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA FUERON TOMADOS DE ERASMO, (2002) Y ESCORIHUELA (2004).	72

CAPÍTULO I – GENERALIDADES

1.1. Introducción

Desde la antigüedad el hombre siempre se ha interesado por comprender todos los fenómenos que ocurren en la Tierra, surgiendo de esta Manera muchas ciencias que se han dedicado a su estudio, entre ellas están los métodos de exploración que se dedican a comprender los fenómenos naturales y no naturales, mediante métodos e instrumentos que miden la propagación de ondas sísmicas, el magnetismo y la gravedad terrestre.

Los métodos de exploración han alcanzado grandes éxitos en la búsqueda de yacimientos efectuando algunos descubrimientos espectaculares de depósitos de minerales y gracias a los avances tecnológicos se han perfeccionado y transformado con el fin de lograr un mejor desarrollo y bienestar de la humanidad.

El método Magnético es el método geofísico de prospección más antiguo aplicable en la prospección petrolífera, en las exploraciones mineras y en la búsqueda de artefactos de interés arqueológico, y junto a la gravimetría integra una herramienta muy poderosa en la búsqueda de depósitos minerales

En Venezuela existen mapas de anomalías aeromagnéticas de diversas regiones del país; éstos se obtuvieron con el fin de delimitar nuevos yacimientos minerales, en áreas potenciales para la exploración y explotación minera con interés económico, además de ser usados en campañas exploratorias para incrementar el conocimiento geológico regional.

El estado Amazonas se encuentra ubicado en la parte sur de Venezuela; éste, junto al estado Bolívar, pertenece al Escudo de Guayana. Esta provincia fisiográfica constituye el 45% de la superficie territorial total de Venezuela (423.000 km²) y se extiende al sur del río Orinoco hasta las fronteras de Guyana al este, y Brasil y Colombia de sureste a suroeste.

En Amazonas, principalmente su capital Puerto Ayacucho y zonas aledañas, específicamente San Carlos de Rio Negro, se han realizado muy pocos estudios

de integración gravimétrico-magnética a partir de datos satelitales debido a la gran extensión territorial y al poco interés de las autoridades locales y nacionales, lo que la convierte en un área poco estudiada y de interés nacional con carencia de información actualizada en el ámbito geológico y geofísico. Este proyecto apunta a evaluar zonas geológicas de posible interés en la región, luego de procesar e interpretar los datos geológicos-geofísicos existentes en el área.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Realizar una interpretación geológico-geofísica a partir de la integración gravimétrico-magnética de datos satelitales en el área de San Carlos de Río Negro-Estado Amazonas.

1.2.2. Objetivos específicos

- Generar una base de datos en formato digital, del área de estudio, a partir de los datos satelitales.
- Validar los datos gravimétrico-magnéticos a través de un análisis geoestadístico.
- Interpretar perfiles de datos gravimétrico-magnéticos y proponer un modelo gravimétrico-magnético del subsuelo.
- Investigar la posible extensión en el subsuelo de los yacimientos minerales que afloran en el área de estudio.

1.3. Ubicación del área de estudio.

La población de San Carlos de Río Negro, capital del municipio Río Negro, está ubicada en el suroeste del estado Amazonas, Venezuela y es una localidad fronteriza con Colombia. Con coordenadas 1°55'12" de latitud Norte y 67°03'40" de longitud Oeste, a una altitud media de 65 m.s.n.m. Esta es la cuarta población más importante del estado Amazonas, con una población de 1.200 personas.

La región en estudio abarca un área de 12343 km² y está ubicada al Sur de la población de San Carlos de Río Negro, en la zona Sur del Edo. Amazonas, entre

las coordenadas 1°00'0" y 2°00'0" de latitud Norte y 66°00'0" y 67°00'0" de longitud Oeste, (Figura N°1)



Figura1: Localización geográfica del área de estudio. (Tomado de la Página Web: WWW.Bing.Mapa Geográfico de Venezuela.Com), con indicación de recuadro de área de estudio.

Las coordenadas de estudio son 1°00'0" a 2°00'0" de latitud Norte y 66°00'0" a 67°00'0" de longitud, pero al procesar utilizando los datos con el software OASIS Montaj, la ventana tiene que agrandarse para no tener problemas de borde al procesar, lo que significó un incremento de 0.15° en las direcciones N-S y W-E. Las nuevas coordenadas son 0°45'00" á 2°15'00" de latitud Norte y 65°45'00" a 67°15'00" de longitud.

1.4. Magnitud del trabajo

Este proyecto cuenta con la información necesaria del área a estudiar; estos datos satelitales contemplan los gravimétricos y Magnéticos que reposan en la base de Datos de la Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales (ABAE).

Los datos gravimétricos y Magnéticos además pueden ser descargados de las siguientes páginas que se listan en la Tabla 1 y 2:

Tabla 1. Páginas web para la descarga de datos gravimétricos satelitales.
(Tomado de www.abae.gob.ve)

International Center for Global Earth Model (ICGEM)	http://icgem.gfz-postdam.de/ICGEM/ICGEM.html
Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales (ABAE)	http://www.abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html
NGA National Geospatial Intelligence Agency	http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_wgs84.html

Tabla 2. Páginas web disponibles para la descarga de datos Magnéticos satelitales. (Tomado de www.abae.gob.ve)

Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution) (EMAG2)	http://www.geomag.us/models/emag2.html
Magnetic Field Research Models (EMM 2010)	http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/EMM/index.html
Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales	http://www.abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html

En este proyecto se interpretan 2 perfiles gravimétrico-magnéticos, L1 y L2 de 190 y 170 km de longitud respectivamente, cuya selección depende de la definición de las anomalías de mayor interés en los mapas respectivos, como producto de la integración e interpretación.

1.5. Trabajos previos.

En el escudo de Guayana, específicamente en el estado Amazonas, se han realizados muy pocos estudios de integración geológico-geofísico, que abarquen el área de estudio y zonas aledañas. Sin embargo una de las zonas más estudiada es la que contiene al batolito de Parguaza entre los estados Bolívar y Amazonas; a continuación se muestran trabajos previos en la zona.

Yáñez *et al.* (1985), Martínez y Martínez (1992), Martínez *et al.* (1992), y Rincón y Zerpa (1992), en el marco del Proyecto Inventario de los Recursos naturales

Renovables de la Región Guayana (P.I.R.N.R.G.), realizaron estudios geológicos de campo y describieron con cierto detalle características litológicas y geomorfológicas de tipos de rocas que constituyen este Complejo y que afloran en un extenso sector comprendido entre los ríos Guainía, Río Negro, Brazo Casiquiare, Pasimoni y sus afluentes Yatua , Varia y Ocamo, dentro del cual están localizados los poblados de San Carlos de Río Negro y San Simón de Cocuy (anteriormente Piedra del Cocuy).

Valdespino (1995) realizó un estudio sobre la historia geológica del batolito de Parguaza mediante caracterización Magnética y paramagnética, sobre un transecto que va desde Samariapo (Edo. Amazonas) hasta la región de los Pijiguaos (Edo. Bolívar) como se indica en la Figura 2. Los resultados granulométricos, posiblemente condicionados por el proceso de enfriamiento inicial del batolito, sugieren una zonación inversa del mismo. Las edades relativas de estos componentes se determinaron usando un mapa de curvas de isócronas (Rb/Sr), siendo la componente noroeste una magnetización anterior a la componente central. Al integrar los datos geocronológicos y paleomagnéticos de este estudio con la información de estudios anteriores, es posible identificar y cartografiar diferentes zonas de enfriamiento por obducción dentro del batolito. De esta forma, la historia geológica completa de Parguaza se podría describir desde su intrusión (caracterizaciones granulométricas) hasta su posterior obducción (caracterizaciones geocronológicas y paleomagnéticas). En este trabajo se utilizaron como condiciones de borde para el modelado gravimétrico la información geológica de superficie y un mapa de "contornos" (contornos de igual edad) que se obtiene a partir de los datos disponibles de paleomagnetismo, magnetismo de rocas y geocronología (Rb/Sr en roca total).

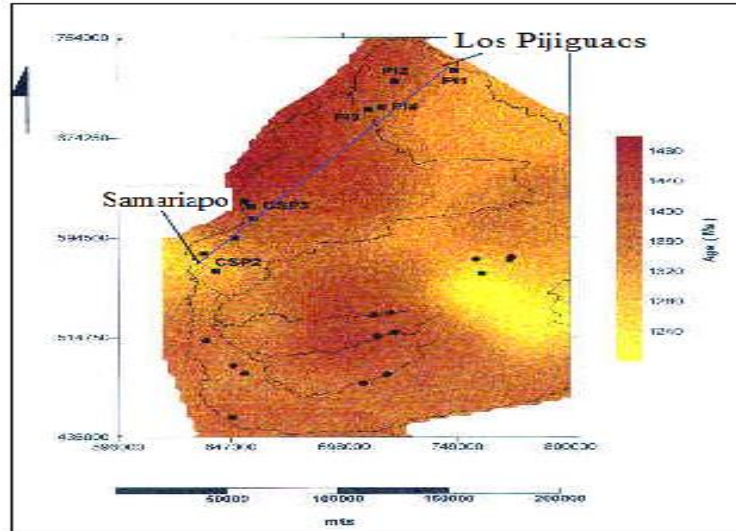


Figura 2. Región central del batolito de Parguaza con edades de aproximadamente 1.500 millones de años (Tomado de Valdespino, 1995).

Vicenzo y Jácome (1996) plantean, a partir de datos gravimétricos, paleomagnéticos y radimétricos, una evolución tectónica del batolito de Parguaza (un área aproximada de 40.000 kilómetros cuadrados en la frontera de Amazonas y Bolívar. Figura 3), a través de un modelo de graben que se observa en la Figura 5.



Figura 3. Ubicación Geografica del batolito de Parguaza. (Tomado de www.pdv.com/lexico/p191.html)

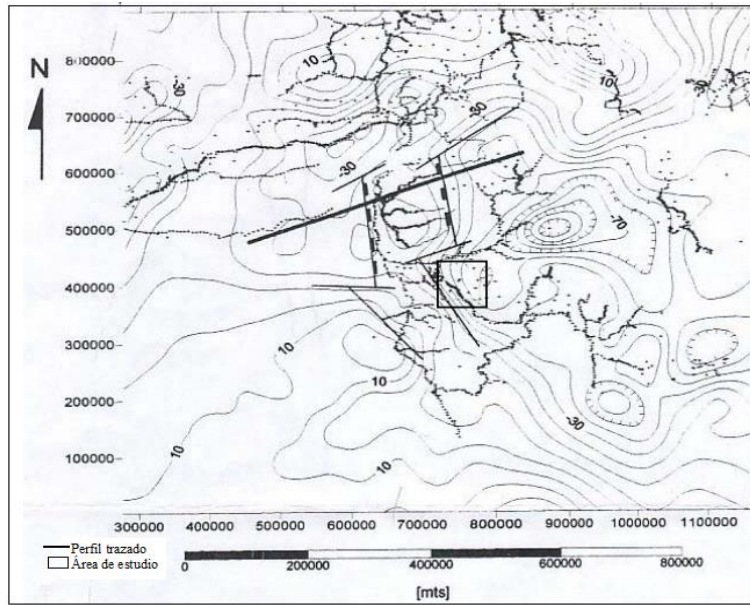


Figura 4. Ubicación zona de estudio de Vicenzo y Jácome (1996).

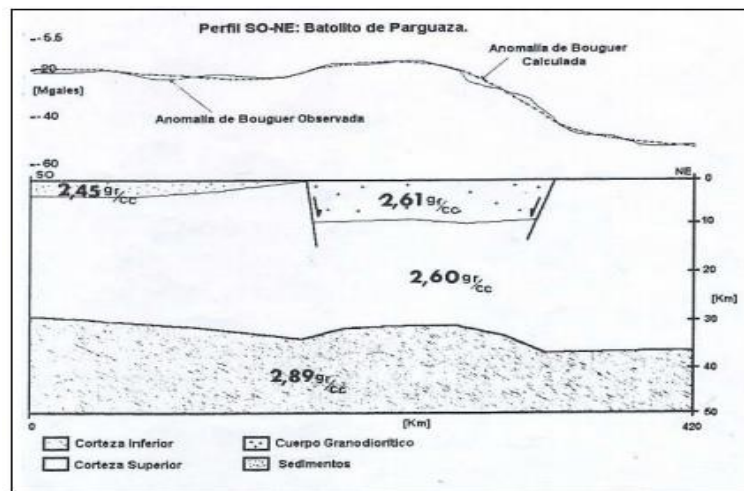


Figura 5. Modelo gravimétrico final de Vicenzo y Jácome (1996).

Graterol et al. (1998) realizaron un estudio para correlacionar la gravimetría regional y la ocurrencia aurífera en la Provincia Pastora, utilizando los datos de la Red Gravimétrica Nacional correspondiente al área. Con este trabajo se obtuvo un Mapa de Anomalia de Bouguer de la región y la separación regional-residual; con el residual mediante los cambios laterales de densidad se identificaron patrones estructurales y fallas.

Como resultado de las campañas de adquisición de datos de sísmica profunda de ángulo alto realizadas por ECOGUAY para el Escudo de Guayana, en junio de

1998 se realizaron mediciones de sismica de refracción en el Estado Bolívar a lo largo de nueve perfiles de hasta 320 km de longitud, utilizando como fuente de energía las voladuras diarias del Cuadrilátero de San Isidro en Ciudad Piar, así como otras minas en la región de El Callao para efectos de contra disparo (Figura 6). Con un total de 13 estaciones receptoras de 3 componentes, separadas 5 km, se llevó a cabo la adquisición en varios segmentos hasta cubrir la longitud completa del perfil. Chalbaud (2000) presenta un modelo cortical del Escudo Guayana, Edo Bolívar, Venezuela. A partir de refracción sísmica y datos gravimétricos se determinó que la corteza del Escudo tiene un espesor aproximado de 46 km en la zona oeste y decrece al este hasta llegar a 43 km de espesor.

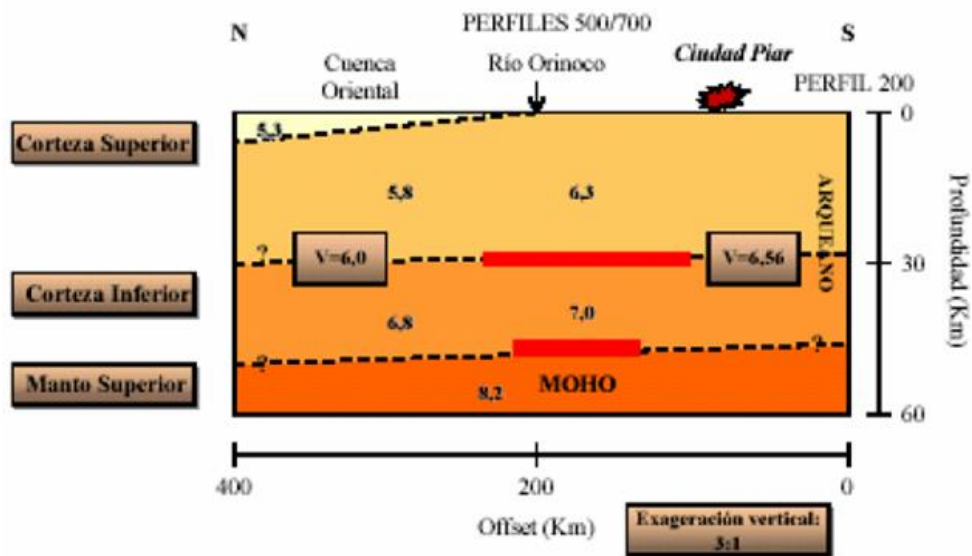


Figura 6. Modelo geológico, con dirección N-S, de la corteza sobre la cual se encuentran los perfiles que cruzan la región arqueana de la Provincia de Imataca y penetran la región sur de la Cuenca Oriental de Venezuela (perfiles 200, 500 y 700) (Chalbaud, 2000).

Mendoza (2005) describe la evolución geotectónica y recursos minerales del Escudo de Guayana en Venezuela y su relación con el Escudo Suramericano.

Store (2006) evalúa la utilidad de los satélites como sensores remotos para la identificación de yacimientos y minas de uranio donde recomiendan estos métodos

a la Agencia Internacional de Energía Atómica (IAEA) y otras agencias regulatorias para evitar la explotación no declarada de uranio y otros elementos radiactivos.

Niu et al. (2007) realizaron investigaciones para presentar un modelo de espesor cortical al norte de Venezuela y en el Escudo de Guayana (Figura 7), a través del análisis de la “función receptora” proveniente de 313 sismos de Magnitud $M_w=5$. La función receptora además de convertir las ondas de P a S, también contiene otras señales coherentes como las fases de reverberación de Moho.

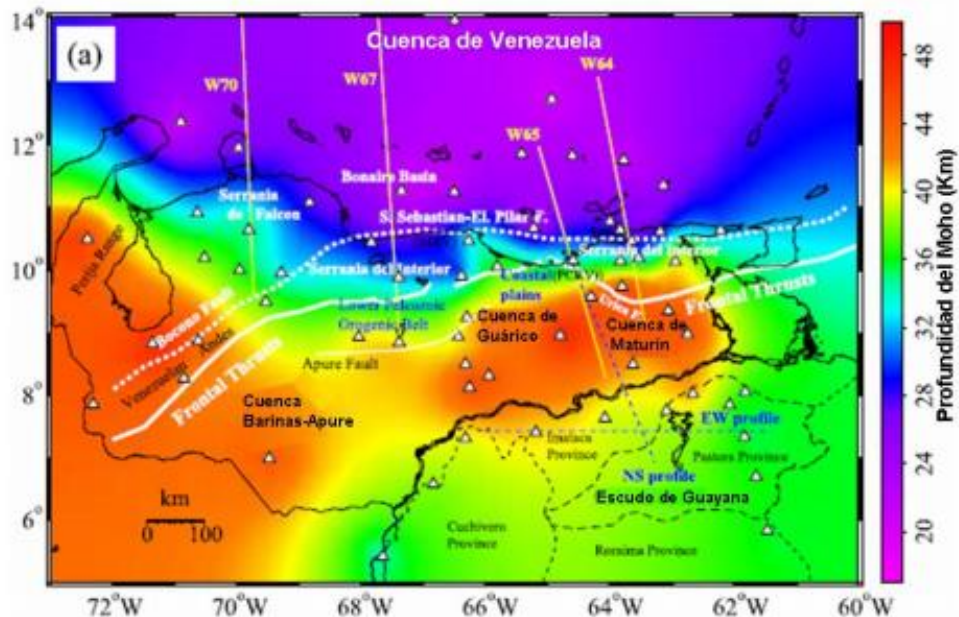


Figura 7. Mapa de profundidades de Moho según la función receptora. Tomado de Niu et al. (2007).

Posteriormente en el 2008 Schmitz et al. publicaron un nuevo trabajo en la zona del límite de placas Caribe y Suramericana (Figura 8), producto del estudio sísmico realizado en abril/mayo 2004 al norte de Venezuela entre las longitudes $63^{\circ}W$ y $70^{\circ}W$ junto con los grupos de investigación sismológica BOLIVAR y GEODINOS; y de la recopilación de diversos trabajos de investigación realizados, en el que concluye ; que hacia el sureste de la Cuenca Central de Venezuela existe un espesor cortical de más de 45 km, esto basado en el tiempo de llegada de las reflexiones de la discontinuidad de Mohorovicic. Fases profundas a lo largo de ambos perfiles dan la pista de la existencia de una corteza superior

estratificada, esto basado en evidencias de una discontinuidad de Moho preexistente entre 35 y 40 km hacia el norte del Escudo de Guayana.

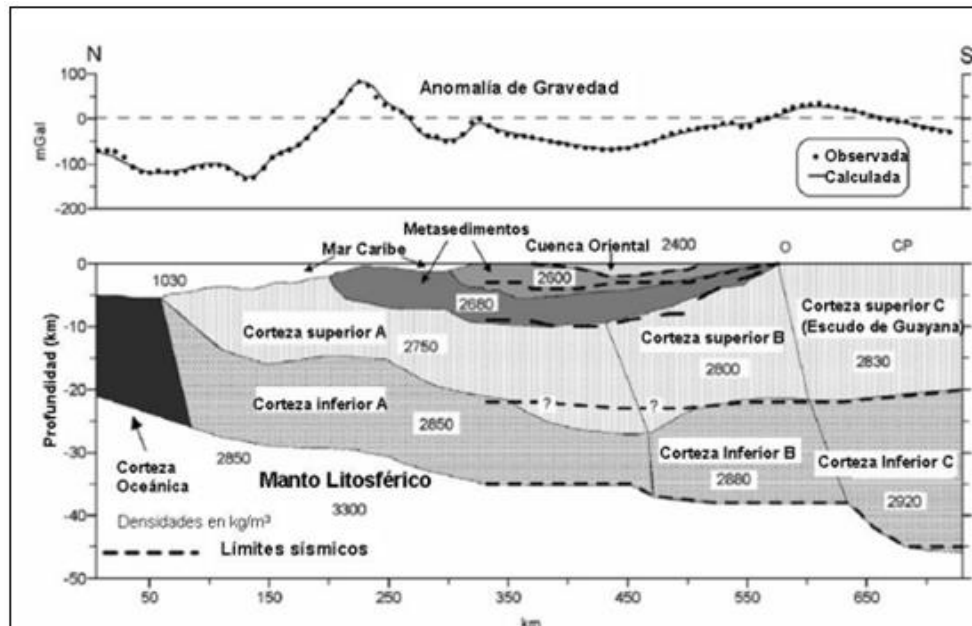


Figura 8. Modelado gravimétrico calculado con base en al análisis de velocidades. Las líneas de sísmica de refracción están señaladas por la línea intermitente. CP= Disparo de Ciudad Piar, O= Localidad Rio Orinoco. Tomado de Schmitz et al. (2008).

Joseph (2013) realiza un Trabajo Especial de Grado el cual comprende la integración geológico-geofísica de datos en un sector del sur-sureste del Edo. Amazonas entre coordenadas de Latitud 0° a 2° N y Longitud de 64° a 66° W en el cual concluye que se observan Anomalías de Bouguer en la región, hacia el Oeste valores máximos de 60 mGal asociados al Complejo de Basamento y Terreno metamórfico- plutónico de San Carlos de Río Negro, edad Proterozoico Temprano y hacia el Este valores mínimos del orden de -90 mGal, además de que la profundidad de Moho varía entre 41 y 45 km, incrementando hacia N-NW. En la región SE-E se identifican unidades graníticas tanto en Venezuela como en Brasil.

CAPÍTULO II – MARCO GEOLÓGICO

2.1. INTRODUCCIÓN

Las rocas más antiguas reconocidas en Venezuela pertenecen al Escudo de Guayana, en el cual se distinguen cuatro provincias geológicas constituidas por igual número de conjuntos litológicos distintos. Estas provincias se diferencian en sus direcciones estructurales, estilo de deformación tectónica, grado metamórfico, asociaciones litológicas y metalogénicas y edades (González de Juana, et al. 1980; Barrios et al., 1985).

2.2. EVOLUCIÓN GEOTECTÓNICA

El Escudo de Guayana se localiza al sur del Río Orinoco y ocupa aproximadamente el 50% de la superficie de Venezuela, con rocas tan antiguas como 3,41 Ga (granulitas y charnockitas del Complejo de Imataca) y tan jóvenes como 0,711 Ga (kimberlita eclogítica de Guaniamo), que registran en buena parte una evolución geotectónica similar a la de otros escudos precámbricos en el mundo, con al menos ruptura de supercontinentes en 2,4-2,3 Ga (Guayanensis), 1,6-1,5 Ga (Atlántica-Caura), 0,8-0,7 Ga (Rodinia) y 0,2 Ga (Pangea) (Mendoza, 2005).

En particular, el Escudo de Guayana, que comprende las provincias geológicas de Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima, forma parte del Cratón Amazónico del Precámbrico de Sur América, que se extiende por el Norte de Brasil, las Guayanas, remanentes precámbricos de Colombia y de Bolivia y estaba unido a África Occidental hasta la ruptura de la Pangea, hace unos 200 Ma. (Mendoza, 2005).

Durante el Meso y Neoarqueozoico (Orogénesis Guriense 3,70-3,41 Ga y Aroensis o pre-Transamazónica, 2,78- 2,60 Ga), se originaron, bajo un régimen de muy alto gradiente geotérmico, con zonas de subducción menos pendientes que las actuales (sin eclogitas ni esquistos azules), primitivos cinturones de rocas verdes (CRV) que culminaron con formaciones bandeadas de hierro tipo Dos Carajas (Cerro Bolívar y relacionados) y tipo Algoma (El Pao y similares), con domos

intrusivos gabroides-dioríticos a tonalíticos, trondjemíticos y granodioríticos (asociación TTG), que sufrieron politectonometamorfismo (granulitas félsicas y máficas de dos piroxenos con altas temperaturas, del orden 750°C-850°C y moderadas presiones < 8 kbs).). Estos terrenos de CRV-TTG primitivos formaban islas y microcontinentes dentro de esos gigantescos océanos; pero por deriva y choque se suturaron unos sobre otros, con grandes corrimientos, formando fajas tectónicas con litologías, metamorfismo y edades diferentes (La Encrucijada, La Naranjita, Santa Rosa, Ciudad Bolívar, Laja Negra, Cerro Bolívar, etc.) y se adicionaron unas a otras, hasta constituir el espeso Cratón Imataca - Kanuku, etc., hacia 2,7-2,5 Ga, formando parte del primer gran supercontinente, denominado Guayanensis.

En el Paleoproterozoico (Orogénesis Transamazónica, 2,3-1,80 Ga) el cratón Imataca - Kanuku se fracturó y separó, formándose entre los bloques en deriva, Imataca a un lado y Kanuku y cratones equivalentes de Brasil, al opuesto, el océano Pastora - Barama - Mazzaruni, donde se produjeron, bajo un régimen de tectónica de placas similar al actual, más evolucionados CRV, formados en arcos de islas y cuencas detrás del arco, con rocas predominantes basáltico komatíticas hacia la base (Formación Cicapra y equivalentes) seguidas por rocas transicionales entre komatíticas y toleíticas (Formación Florinda), basandesitas toleíticas y sedimentos pelíticos profundos (formaciones El Callao, La Cuaima, El Torno, Río Claro) y rocas volcánicas y volcanoclásticas félsicas hacia el tope (Formación Yuruari, 2,13 Ga) que fueron plegometamorfizadas (facies epidoto-anfibolita y facies esquistos verdes) con y por domos tonalíticos, trondjemíticos, granodioríticos (TTG) y migmatitas (Complejo de Supamo) e intrusiones sin y posttectónicas dioríticas y gabroides.

Sin embargo, los granitos de Cuchivero han sido interpretados también por algunos autores como granitos postcolisión o post-cierre del océano Pastora finalizando así la orogénesis Transamazónica, pre-Cuchivero. Lo cierto es que las únicas rocas que son realmente post-tectónicas, post-orogénicas (post-Transamazónicas) son las de Roraima, cercanas en su base a 1,8 Ga, es decir después del evento Orocaima, o Cuchivero, etc y por lo tanto las rocas graníticas

de Cuchivero son tectónicas tardías, como lo demuestra su débil pero constante foliación de tendencia NNW desde Caicara hasta la provincia Tapajós en Brasil, por más de 3.000 km de distancia, así como su siempre presente asociación mineral metamórfica de muy bajo grado (albita-epidoto-zoicita).

Hidrotermalismo y politectonismos de edad post-Supamo (2,15 Ga, 2,06 Ga, 1,25 Ga, 0,95 Ga) originaron vetas de cuarzo aurífero hipo y mesotermales en zonas de cizallamiento tipo Motherlo (de tendencias NE, como El Callao, Chile, Chocó; NS, tales como Coacia, Day; NW, como Camorra, San Rafael), tipo pórfidos de oro y cobre (NE, como Las Cristinas-Brisas del Cuyuní), tipo “saddle reef.” (NE, Tomi; NS, Fosforito), tipo Sigma-Lamaque o de zona de cizallas, en el contacto de rocas volcánicas (competentes) con rocas sedimentarias pelíticas, incompetentes (como por ejemplo las vetas de Lo Increible, Bochinche, Introducción, Canaima).

Hacia los 540 Ma se fueron aglutinando los fragmentos de Rodinia, formando un nuevo supercontinente denominado Gondwana, el cual colidió con otro supercontinente, al norte, conocido como Laurentia hacia 275 Ma cerrándose el Océano Iapetus y dando paso a la formación del súper continente Pangea. Hace unos 200 Ma se inició el fracturamiento de la Pangea, la separación de África de Sur América, dando origen al Atlántico, con la última reactivación de la Falla de Guri, actuando como falla transcurrente en zona continental y como falla de transformación en áreas oceánicas. A través de la Falla de Guri y de las fallas paralelas y sub paralelas a ella (Fallas Guasipati, Laguna, etc.) en el Escudo de Guayana se emplazaron rocas toleíticas máficas y ultramáficas.

El Escudo de Guayana permaneció estable desde entonces con levantamientos isostáticos, dejando algunos grabens con depósitos de sedimentos de arenas con gas, de edad Terciario, como los de Guyana. A continuación se describen las 4 provincias geológicas que conforman el Escudo de Guayana.

2.2.1. Provincia de Imataca

La Provincia de Imataca se extiende en dirección SO-NE desde la proximidad del Río Caura hasta el Delta del Orinoco y en dirección NO-SE aflora desde el curso del Río Orinoco hasta la Falla de Gurí por unos 550 km y 80 km, respectivamente. Esta Provincia se originó por compresión entre placas oceánicas con cambio de subducción sucesivas (Figura 9).

Litológicamente la Provincia de Imataca está formada por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas y granulitas máficas, y hasta ultramáficas (15%-20%), y cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de hierro (BIF), dolomitas, charnockitas, anortositas, granitos intrusivos más jóvenes y remanentes erosionales de menos metamorfizados y más jóvenes Cinturón de Rocas Verdes (CRV)- Trondgemiticos, Tonalíticos y Granodioríticos (TTG) gnéisicos (Mendoza, 2000).

En el Complejo de Imataca la mayoría de las rocas guardan registros radimétricos de los eventos metamórficos regionales y de la actividad ígnea, y se han encontrado protolitos metasedimentarios de rocas gnéisicas que tienen edades entre 3400-3700 Ma, donde se han determinado las edades de diferentes eventos regionales. (Mendoza, 1972). Sin embargo, circones recogidos en las arenas del Río Orinoco al Oeste de Ciudad Bolívar arrojaron dos poblaciones de edades U/Pb en esos circones de 2.8 Ga y otra dominante de 2.1-2.0 (Sidder y Mendoza, 1995)

Para muchos geólogos brasileiros (Cordani y otros, 2000; Tassinari y otros, 2.000), basados en cientos de determinaciones de edades radiométricas, las provincias Imataca y Pastora se incluyen en una sola provincia geocronológica denominada Maroni-Itacaiúnas; ésta representa un variado número de asociaciones litológicas fuertemente tectonizadas durante la orogénesis Transamazónica de 2.2. -195 Ga, en la cual se incluyeron cinturones de rocas verdes de esa edad, migmitas y granulitas (de edad Arqueozoico). Recientemente Texeira y otros (2000) recuperaron circones de las arenas del Orinoco cerca de Ciudad Bolívar y obtuvieron edades que predominan 2.2 Ga, 1.3 Ga y 0.5 Ga.

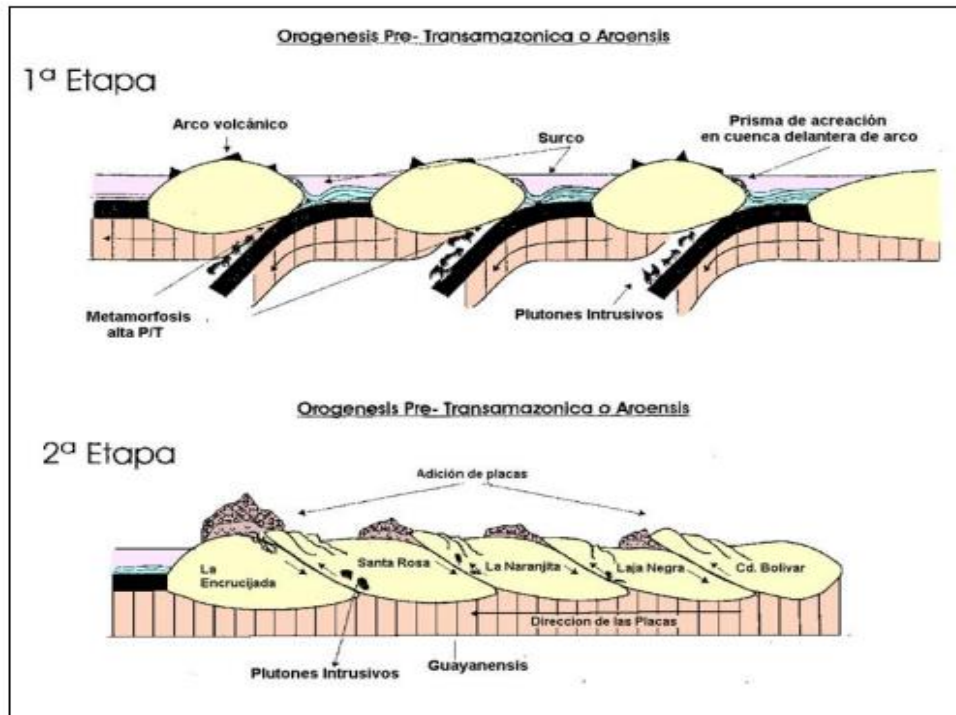


Figura 9. Evolución Geodinámica de Imataca (1ra Etapa) por compresión entre placas oceánicas con cambio de subducción a la izquierda y (2da etapa) sucesivo aglutinamientos de los arcos o micro continentes formando parte del súper continente Guayanensis (Tomado de Mendoza, 2000).

2.2.2. Provincia de Pastora

La Provincia de Pastora o Provincia del Oro está formada por Cinturones de Rocas Verdes, delgados, más antiguos, tectonizados, tipo Carichapo formados en/o cerca de un arco de isla en una zona de convergencia y Cinturones de Rocas Verdes, más anchos, jóvenes y menos tectonizados y menos metamorfizados, tipo Botanamo, formados en la cuenca delante del arco de isla y Complejos Graníticos sódicos (Mendoza, 2000) como se muestra en la Figura 10. Los CRV más antiguos muestran tendencias estructurales próximas a NS, mientras que los CRV más jóvenes casi siempre muestran tendencias en ángulos rectos con las anteriores, próximas a E-O; el choque de estas tendencias y de ambos tipos de CRV puede observarse claramente en imágenes de radar que cubren la zona del río Marwani, quedando más detallado en los estudios de CVG Tecmin CA_USGS (Salazar y otros, 1989). Estos CRV y rocas graníticas asociadas forman parte de la gran provincia Maroni-Itacaiuna, un cinturón móvil que forman gran parte de rocas supra corticales del gran Cratón Amazónico (Cordani y Brito Neves, 1982;

Goodwin, 1991). Los CRV de Pastora son posiblemente correlacionables con CRV del Birrimian de Africa Occidental. Las edades radimétricas de las rocas que aquí afloran varían entre 1740 Ma (Hurley et al., 1967) y 2000 Ma (Chase, 1965; Gray y otros, 1995).

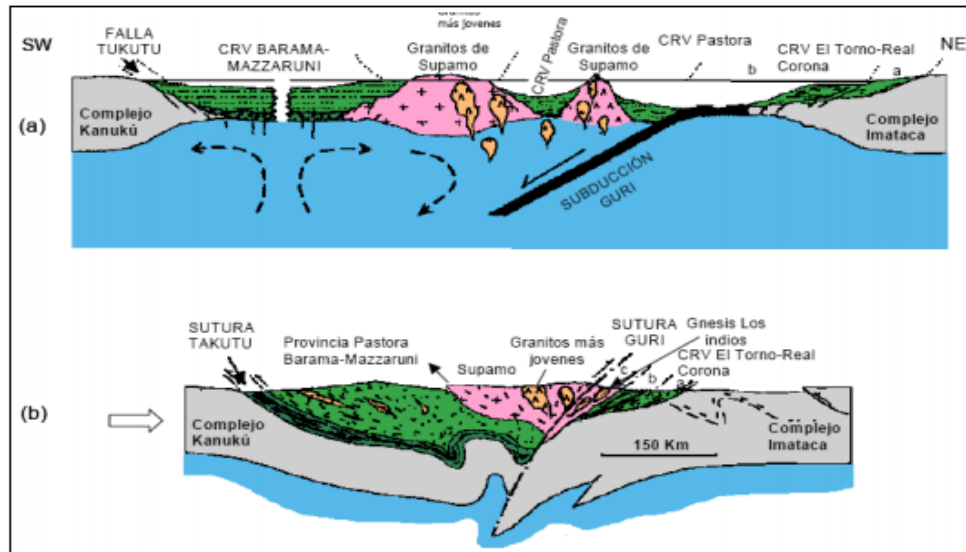


Figura 10. Muestra la evolución estructural de los granitos del complejo Supamo y los CRV de La Pastora y Botanamo, el cierre de los océanos (representados por las fallas del Gurí y Tukutu) y la colisión contra el continente Imataca y Kanukú. Tomado de Mendoza (2005).

2.2.3. Provincia de Cuchivero

Esta Provincia incluye rocas volcánicas riolíticas y asociadas, comagmáticas con granitos calcoalcalinos del Grupo Cuchivero; areniscas, conglomerados, limolitas, tobas y lutitas del Grupo Roraima; sills, diques, apófisis, stocks de rocas diabásicas-gabronoríticas cuarcíferas de la Asociación Avanavero, el Granito Rapakivi de Parguaza y rocas y complejos alcalinos como el de La Churuata asociadas, así como intrusiones de Carbonatita de Cerro Impacto, lamprofiros y kimberlitas eclogíticas de Guaniamo. La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el Sur-Sureste en el Estado Amazonas, formando gran parte de las rocas del Proterozoico no diferenciado (según Sidder y Mendoza, 1995) y continuar en Brasil como parte de la Provincia de Ventuari-Tapajós constituida por rocas

volcánicas félsicas y graníticas (sensu lato), formados esencialmente entre 2000 y 1800 Ma (Cordani y Texeira, año 2007; Figura 11).

Las provincias Imataca y Pastora, afloran al Este del Río Caura, están en contacto discordante y de falla, denominado Frente Tectónico Caura, con la Provincia Cuchivero, que aflora al oeste del Río Caura, que en parte, es la zona de encuentro o choque de tres provincias geológicas, con rocas, metamorfismos, tendencias estructurales, recursos minerales y edades completamente diferentes y de ambientes geotectónicos contrastantes (Mendoza, 2005).

Edades radiométricas determinadas en rocas de esta provincia, indican una edad de 1.700 ± 80 Ma, por el método K/Ar en roca total, obtenida en una muestra del granito de Guaniamito (Olmata, 1968). La edad de las rocas de la Formación Caicara debe estar próxima a los 1950 Ma, que es la edad por Rb/Sr roca total isócrona (Gaudette y otros, 1977-b) de los granitos comagmáticos de San Pedro y Santa Rosalia del Grupo Cuchivero (Mendoza, 1977). Aunque los complejos de granitos calco-alcalinos en la provincia Ventuari-Tapajos presentaron edades radiométricas por U-Pb y Rb-Sr de edades comprendidas entre 1980 y 1830 Ma (Tassinari et al, 1996; Wynn et al, 1993).

Estas rocas se formaron por fusión parcial, con fuerte fraccionamiento, de la parte basal de material de la corteza mezclado con material del manto superior, en un ambiente de Rift intracontinental, pero próximo y relacionado al evento tectónico, datado en 1.80 Ga-1.55 Ga de Río Negro-Juruena, debido a que los procesos convergentes o de subducción en esa próxima región, localizada más al oeste, originaron cambios químicos en el manto superior que pueden haber inducido a fusión cortical y al magmatismo de los rapakivis (Haapala y Ramo, 1995). De la forma que fuere, lo cierto es que dado los grandes volúmenes que representan los rapakivis, la acreción de nueva corteza continental al Cratón Amazónico fue muy significativa, a la ya añadida por los arcos magmáticos tipo Cuchivero, en el Mesoproterozoico (Mendoza 2005).

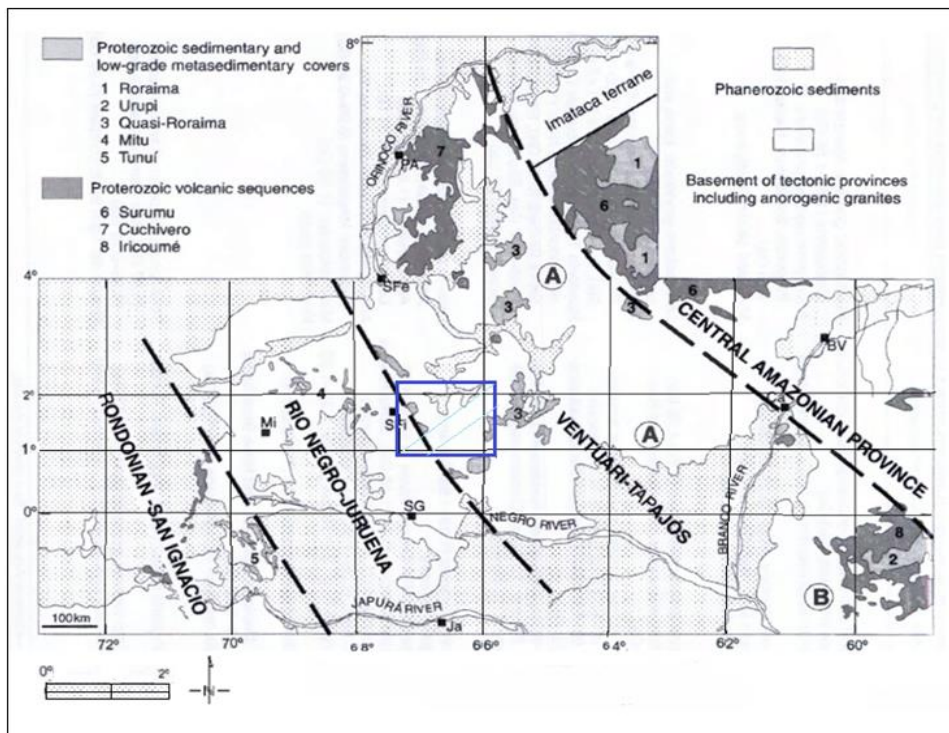


Figura 11. Límites provisionales de los cinturones de acreción del Proterozoico, al norte de la cuenca sedimentaria del Amazonas: BV- Boa Vista (Brasil), Ca-Caracaraf, Ja-Japura (Brasil); Mi-Mitú (Colombia); PA-Puerto Ayacucho (Venezuela); SFE San Fernando de Atabapo (Venezuela); SFI-San Felipe (Brasil), SG-Si: San Gabriel da Cachoeira (Brasil). Las Unidades A y B son dominios geográficos con predominio de roca del Basamento. Modificado del original, recuadro azul área de estudio.

2.2.4. Provincia de Roraima

El Grupo Roraima se extiende desde Tafergerg (Surinam) hasta La Neblina en Amazonas, cubriendo actualmente unos 250.000 km², aunque originalmente pudo ser de 1.200.000 km². Está Constituido por areniscas arcósicas, cuarcitas, conglomerados, lutitas y tobas vítreas no metamorfizadas (Grupo Roraima), de edad Proterozoico Temprano, intrusionado por extensos mantos tabulares de diabasa. Esta provincia presenta amplios y muy suaves pliegues y fallas regionales normales por donde han penetrado esas rocas intrusivas básicas.

Las rocas de Roraima no muestran metamorfismo regional. Solo registran metamorfismo de contacto (andalucita) de rocas de Roraima con granitos intrusivos, post-1450 Ma, y de rocas máficas de la asociación Avanavero; aunque Urbani (1975) postuló un metamorfismo de carga (pirofilita) en algunas localidades

del Alto Caura posiblemente donde el Grupo Roraima alcanzó otros 3.000m adicionales de sedimentos actualmente erosionados. (Mendoza, 2000).

En general, Roraima carece de marcado tectonismo (sinclinales suaves muy abiertos y de muy bajo buzamiento) con algún fallamiento, incluso fallas de arrastre como en el Tepuy de Parú, frente a Kakuri, Alto Ventuari en el Estado Amazonas, relacionados a la Orogenia Nickeriana y de levantamientos epirogénicos. Los tepuis son el producto de inversión topográfica de remanentes de sinclinales de ejes con inclinación en ambas direcciones y las áreas bajas alrededor de los tepuis corresponden a erosionados anticlinales (Mendoza, 2005).

En la zona de Brasil, el bloque de Roraima se produce en la parte Norte del cratón. Mediciones radiométricas de U-Pb en circones dieron edades siempre menores a 2.000 Ma (Cordani y Texeira, 2007).

2.3. GEOLOGÍA LOCAL

Geológicamente, el área de estudio (Figura 12), está representada por una variedad de rocas graníticas y metamórficas, que en conjunto, se enmarcan dentro de la Provincia Petrotectónica del Casiquiare en toda la zona que bordea a San Carlos de Río Negro (Tabla 5). Estas rocas fueron sometidas a procesos de meteorización y erosión intensa por largos períodos geológicos lo cual ha dado lugar a superficies de planación, conformándose así, una topografía predominantemente plana, que contrasta con paisajes de lomas, los cuales representan testigos de antiguas superficies de erosión, que en la actualidad tienen una distribución espacial dispersa, sin una orientación definida. Hacia el Sur se encuentra la Serranía La Neblina (Fotos 1 y 2), la cual comparte frontera entre Brasil y Venezuela; esta Serranía está compuesta por sedimentos Pre-Roraima. Es el tepuy más alto en la Tierra, su relieve está cortado por profundos valles, en efecto cortado en dos por el Cañón Grande del río Baría, uno de los cañones más profundos del mundo. El parque forma parte de la reserva de la biosfera del Alto Orinoco-Casiquiare, con el parque Parima Tapirapecó.



Foto 1. Serranía La Neblina. En su mayor punto alcanza los 2.992 m, en Brasil (Tomado de bing.com/images)



Foto 2. Serranía La Neblina. (Tomado de bing.com/images)

Martínez (1985) propone designar rocas graníticas de colores grises a rosado claro, marcadamente porfídicas con fenocristales (2 cm y más) de feldespato potásico, que muestran buenos afloramientos en la población de San Carlos de Río Negro y en la parte media del río Pasimoni, afluente del río Casiquiare.

El granito (Foto 3) es intrusivo en las rocas tonalíticas del área y a su vez son intrusionados por diques aplíticos en biotita. La textura de la roca es porfiroblástica, con matriz de granulación fina a media, granoblástica. Los granos de cuarzo muestran extinción ondulada y tienen bordes endentados. Otros constituyentes mineralógicos son microclino, plagioclasas sódicas y biotita.



Foto 3. Piedra de Pinto. Puerto Principal de San Carlos de Río Negro. Se Observa el afloramiento del granito intrusivo. Cortesía Guillermo Da Silva.

2.3.1. Subprovincia Petrotectónica del Casiquiare

Es una subprovincia que se caracteriza por su plano y bajo relieve, y por su complejidad lito-tectonometamórfica. En orden de mayor a menor grado metamórfico se distinguen las siguientes asociaciones:

Atabapo-Maroa: compuesta por gneises y migmatitas tonalíticos y trondjemíticos con intrusiones cuarzo-gabroides a tonalíticas, tipo Complejo de Supamo y gneises félsicos y máficos, metamorfizados a la facies anfibolita en cierto modo

algo parecidos a los gneises de Imataca en la zona de Guri, o los del Complejo de El Tinaco en Cojedes, pero que en Amazonas dan edades desde 1.630 Ma a 1.842 ± 44 Ma. (Gaudette et al., 1977; Olszewski et al., 1977)

Asociación Caño Casiquiare: compuestos de complejos gabroides intrusivos en rocas graníticas, gnéisicas, tonalíticas, migmatíticas, escasamente trondjemíticas o cuarzo mozoníticas con poco o nada de sedimentos asociados, una especie de Complejo de Supamo con mayores componentes máficos.

Asociación San Carlos-Cocuy: gneises, augeneises cuarzo feldespático - anfibólicos con migmatitas y al parecer escasos metasedimentos intrusionados por una serie de granitos anorogénicos pero que no desarrollan una bien definida textura rapakivi, como son los granitos de Solano, San Carlos de Río Negro y San Simón del Cocuy (Foto 4). Esta asociación forma parte de la Provincia Río Negro-Juruena.

En los ríos Pasimoni, Yatúa y Baria afloran rocas del Complejo Casiquiare (rocas entremezcladas de granitos, gneises, tonalitas, meta-areniscas, meta-volcánicas y rocas básicas (según Rincón y Zerpa, 1992) y granitos porfídicos de San Carlos. Las edades Rb-Sr roca total del Complejo Casiquiare (Tabla 3) son de 1.650 Ma del evento tectónico Río Negro-Juruena (Tomado de Barrios y otros, 1985). Edades de 1.300 a 1.360 Ma fueron obtenidas por K/Ar en biotitas de rocas del Río Casiquiare (Olszewski et al., 1977).

Tabla 3: Determinaciones radiométricas de rocas de la Provincia Petrotectónica Casiquiare, equivalente de la Provincia Río Negro-Juruena (Tomado de Rivas, 1985).

TIPOS DE ROCAS	MÉTODOS	EDAD Ma	REFERENCIAS	LOCALIDAD
Tonalitas Complejo Atabapo-Casiquiare	Rb/Sr	1.587	Barrios y Rivas, 1978	Guarinuma
Tonalitas Complejo Atabapo-Casiquiare	Rb/Sr	1.726	Barrios y Rivas, 1978	Guarinuma
Tonalitas Complejo Atabapo-Casiquiare	Rb/Sr	1.630	Barrios y Rivas, 1978	Guarinuma
Tonalitas Complejo Atabapo-Casiquiare	Rb/Sr	1.702	Barrios y Rivas, 1978	Chamuchima
Migmatitas tipo Complejo Supamo	U/Pb	1.859±30	Olsewski y otros, 1977	Minicia-Atabapo
Cuarzo-Monzonita intrusiva	K/Ar (biot)	1.363	Barrios y Rivas, 1978	Chamuchima
Gneises Complejo Atabapo-Casiquiare	Rb/Sr	1923±122	Barrios y Rivas, 1978	Río Atabapo
Augen-gneiss C. Atabapo-Casiquiare	Rb/Sr	1.414±44	Barrios y Rivas, 1978	Río Atabapo



Foto 4. Piedra del Cocuy. Punto Triple de referencia limítrofe entre Colombia, Brasil y Venezuela.



Foto 5. Pista de Aterrizaje San Carlos de Río Negro, Sedimentos no consolidados. Cortesía Guillermo Da Silva.

2.3.2. Rocas Graníticas del Estado Amazonas

En el Estado Amazonas afloran en orden de mayor a menor tectonodeformación y metamorfismo, los siguientes conjuntos de rocas:

- Gneises y migmatitas tipo Minicia, Macabana, Maroa, etc.
- Metasedimentos de medio grado metamórfico del Siapa.
- Rocas graníticas y relacionadas, foliadas y levemente metamorfizadas: granitos > Volcánicas ácidas > andesitas > basaltos.
- Metasedimentos pre-Roraima tipo formaciones Unturán, La Esmeralda, etc.
- Granitos anorogénicos, postectónicos tipo Atabapo, Inírida, San Carlos, Cocuy, Parima, etc
- Complejos alcalinos y relacionados tales como La Churuata.
- Sedimentos grupos pre-Roraima y Roraima.
- Carbonatitas de Seis Lagos y equivalentes del lado venezolano y kimberlitas.

Las edades disminuyen del NE hacia el SSO y, por el contrario, el metamorfismo aumenta en esa dirección. Las rocas volcánicas y plutónicas graníticas similares a las de las Volcánicas de Caicara y granitos del tipo Asociación Cuchivero, pero ahora de las cuencas de los ríos Asita y Parucito, es decir con poco o nada de metamorfismo, presentan una edad de Cuchivero, o sea 1.860-1.730 Ma (Gaudette y Olsewsky, 1985) mientras que los gneises tonalíticos de Minicia y Macabana entre Atabapo y Santa Bárbara, idénticos a los gneises del Complejo de Supamo y Bártica y considerados como el núcleo Pakaraima de edad Paleoproterozoico e incluso Neoarqueozoico, aquí solo dieron edades en Rb/Sr de 1.78 a 1.82 Ga (Barrios y otros, 1985, Tabla 4).

Tabla 4. Edades de Rocas Graníticas del Estado Amazonas
(Tomado de Barrios y otros, 1985).

Unidades Litológicas	Edad Ma	Método	(Sr87/Sr86) _i
Granito Rapakivi Parguaza, Los Pijiguaos	1.531±39	Rb/Sr	0.0074
Granito Rapakivi Parguaza, Bebederos	1.545±20	U/Pb	
Granito Rapakivi Parguaza, San Pedro	1.372±10	Rb/Sr	0.7114
Granito Rapakivi Parguaza, Pto. Ayacucho	1.386±28	Rb/Sr	0.7054
Granito Marieta, Granodiorita. Sipapo, Riodacita. Guayapo	1.340±10	Rb/Sr	0.7139
Granito Atabapo	1.669±47	Rb/Sr	0.7066
Gneises del Río Ventuari y Amazonas Norte	1.826±34	Rb/Sr	0.7027
Granitos intrusivos en los gneises	1.805±27	Rb/Sr	0.7024
Gneises y Migmatitas de Minicia y Macab	1.823±23	U/Pb	
Migmatitas del Río Atabapo	1.782±72	Rb/Sr	0.7041
Granitoides del Río Casiquiare	1-650±83	Rb/Sr	0.7068
Granitos intrusivos San Antonio-Tamatama	1.730±133	Rb/Sr	0.6999

2.3.3. Mapa Geológico Integrado del área de estudio.

En la Fig. 12 se ilustra el Mapa Geológico Estructural Integrado del área de estudio, en él se muestran los límites fronterizos entre Brasil, Colombia y Venezuela. En Brasil aflora el Complejo Cauaburi (cb): (facies Tarsira meta-granitoide e gneis monzogranítico), la Formación Serranía La Neblina (meta-cuarzo, arenisca, cuarzita y meta conglomerado), la Suíte Intrusiva Marié-Mirim (mm): (biotita sienogranito, monzogranito a ortoclásico, granito con riebeckita-arfvedsonita e raros alaskitos) y los depósitos arenosos sobre el Basamento; en Colombia las metamórficas. facies Anfibolita-Granulita del Proterozoico. Paleoproterozoico de metamorfismo regional y las metamórficas de facies Subesquistos Verdes del Proterozoico-Mesoproterozoico. En Venezuela, los terrenos metamórfico-plutónicos de San Carlos de Río Negro (Proterozoico Temprano); el Complejo de Basamento, los granitos Rapakivi de San Carlos de Río Negro, y los sedimentos pre-Roraima sin diferenciar del Proterozoico Temprano.

Se puede observar que existe una alta correlación entre las estructuras geológicas de los tres países; los sedimentos sobre el basamento en Brasil, son equivalentes a los sedimentos y aluviones que cubren los terrenos metamórfico-plutónicos de San Carlos de Río Negro, además del Complejo de Basamento en Venezuela. Las rocas metamórficas de facies sub-esquistos verdes del Proterozoico-Mesoproterozoico de Colombia, son equivalentes con los terrenos metamórfico-plutónicos de San Carlos (Proterozoico Temprano de Venezuela). La Suíte Intrusiva Marié-Mirim (mm) de Brasil es equivalentes a los granitos intrusivos de San Carlos de Río Negro en Venezuela. Igualmente, la Formación Serranía La Neblina de Brasil se corresponde con los sedimentos del Grupo Roraima del Proterozoico Temprano en Venezuela.

Este mapa geológico estructural integrado del área de estudio es una representación de las diferentes unidades geológicas que afloran en la zona y fue elaborado considerando como base el Mapa Geológico de Amazonas del Servicio Geológico de Brasil (CPRM, 2006), el Mapa Geológico de Colombia-MGC (2007) y el Mapa Geológico de Venezuela (Urbani, 2004).

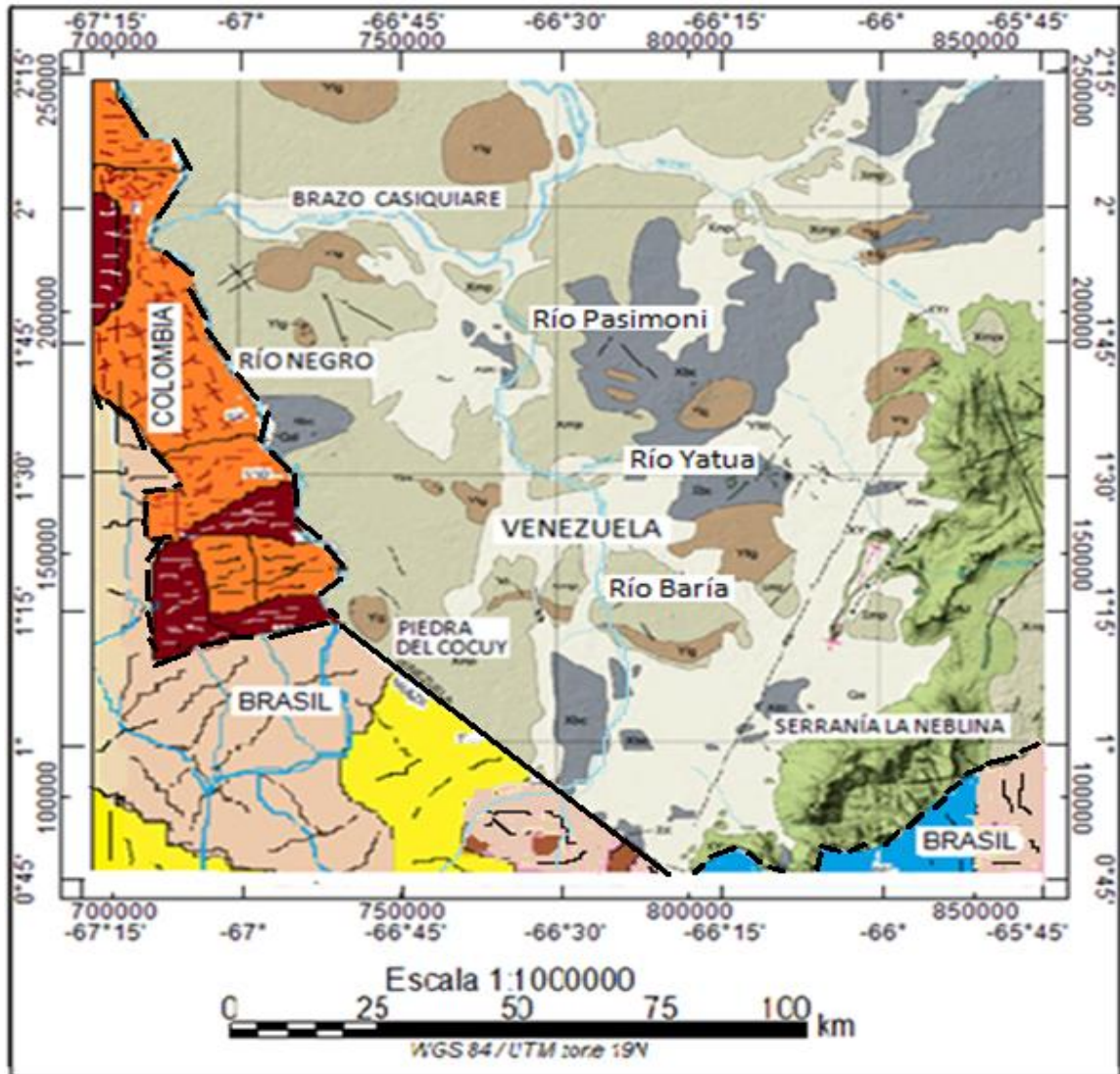















Figura 12. Mapa Geológico Estructural Integrado del Área de estudio con límites fronterizos. Fuentes de datos: 1) Venezuela: Mapa Geológico de Venezuela, Urbani (2004), 2) Brasil: Mapa Geológico de Amazonas, CRPM, Servicio Geológico de Brasil 2006. 3) Colombia: Mapa Geológico de Colombia, Instituto Geológico de Colombia (2007).

Tabla 5. Unidades litológicas que afloran en el área de estudio.

Símbolo	Descripción Geológica
	Aluvión (Pleistoceno a Holoceno)
	Grupo Roraima, sedimentos pre-Roraima, s.d. (Proterozoico Temprano)
	Complejo de basamento, s.d. (Proterozoico Temprano)
	San Carlos, Terreno metamórfico-plutónico. (Proterozoico Temprano)
	Diabasa. (Proterozoico Medio a Temprano)
	Rocas Intrusivas Silíceas. (Proterozoico Medio)
	Depósitos Arenosos sobre el Basamento
	Complejo Cauaburi (cb). Facies Tarsira: (meta) granitóide e augen gneaisse monzogranítico
	Formación Serranía la neblina (meta) Cuarzo, Arenisca, Cuarzita y (meta) conglomerado.
	Suíte Intrusiva Marié-Mirim (mm): biotita sienogranito, monzogranito a ortoclásio granito con riebeckita-arfvedsonita e raros alaskitos
	Metamórficas. Facies Subesquistos Verdes: Proterozoico. Mesoproterozoico.
	Metamórficas. Metamorfismo regional. Facies Anfibolita-Granulita. Proterozoico. Paleoproterozoico
	Metamórficas. Metamorfismo regional. Facies Anfibolita-Granulita. Proterozoico. Paleoproterozoico

CAPÍTULO III - MARCO TEÓRICO

3.1. Métodos Magnéticos

Los Métodos Magnéticos tienen como principal objetivo la búsqueda de anomalías magnéticas, que se originan por las variaciones de propiedades magnéticas de las rocas subyacentes. Estas anomalías magnéticas dependen de factores como la geometría del cuerpo, la localización del cuerpo y la orientación del cuerpo respecto al campo terrestre, entre otros. La Magnetometría como tal permite determinar: Límites de cuencas, profundidad o lineaciones del basamento (Dobrin y Sanit, 1988).

Los mapas de anomalías magnéticas dan información acerca de la estructura y composición del subsuelo y son ampliamente usados en las ciencias geológicas y en la exploración de recursos. Además de eso, los mapas magnéticos globales son útiles en la educación de la ciencia para ilustrar varios aspectos de la evolución de la Tierra como por ejemplo la interacción entre las placas tectónicas.

El Campo geomagnético tal como se ilustra en la Figura 13; contiene los siguientes elementos:

- X: es la dirección del norte geográfico.
- Y: es la dirección paralela al ecuador.
- H: componente horizontal del campo geomagnético.
- Z: componente vertical del campo magnético terrestre.
- F: vector de intensidad total del campo magnético.
- D: ángulo de declinación, respecto al norte geográfico.
- I: ángulo de inclinación, entre la vector horizontal y total del campo magnético.

3.2. Susceptibilidad Magnética

La susceptibilidad magnética es un parámetro adimensional que se define como la capacidad que tiene un cuerpo de imantarse y se puede expresar como: $\mu = KH$, KZ o KT . Donde H es la componente horizontal del campo Magnético, Z es la componente vertical y T es el campo Magnético total (Telford et al., 1976).

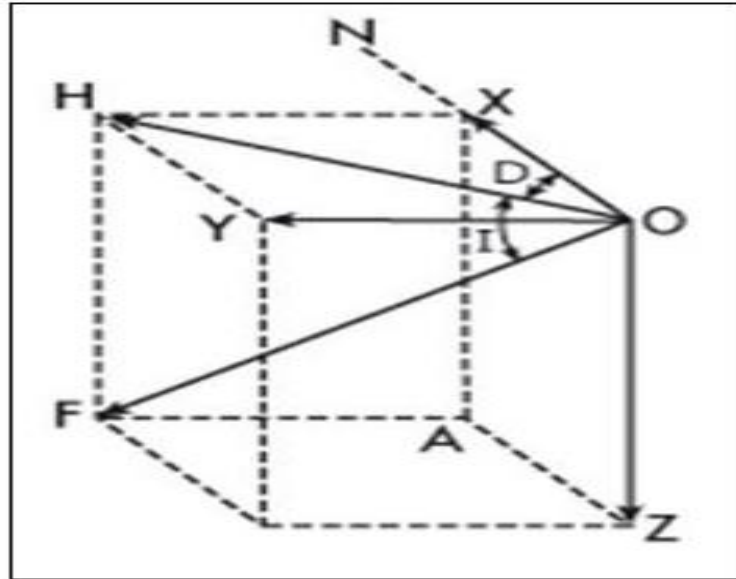


Figura 13. Representación del vector Campo Magnético. La intensidad del campo (F) y sus proyecciones horizontal (H) y vertical (Z) están relacionadas a través de los ángulos de declinación (D), que forma H con el norte geográfico, y de inclinación Magnética (I), que forman F y H.

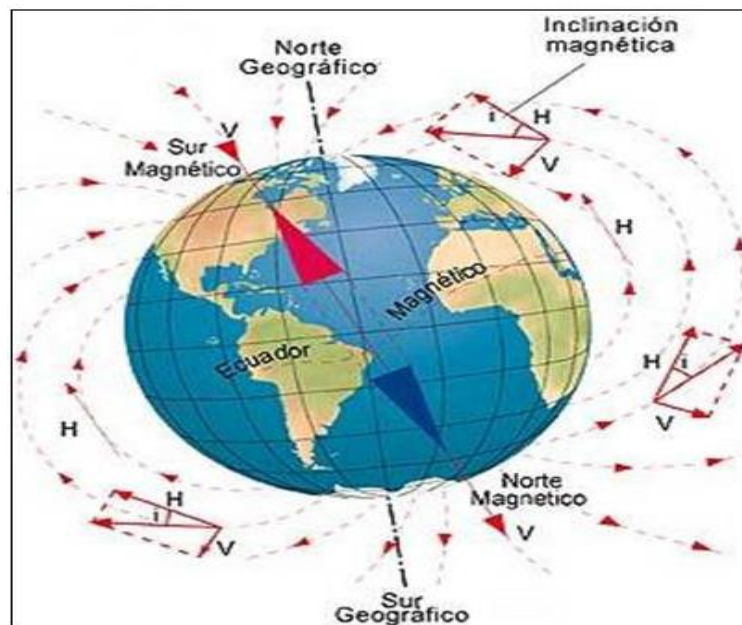


Figura 14. Líneas de campo Magnético con dirección N-S (magnético) y en sentido sur Magnético, con representación de los vectores de intensidad Magnética total. (Tomado de: http://es.geocities.com/geometria_divina/Proceso_de_ascension_planetaria.html)

La intensidad del campo Magnético de la Tierra varía en diferentes puntos de su superficie. En la actualidad gracias a las observaciones de satélites artificiales

equipados con magnetómetros vectoriales y absolutos de gran alcance y precisión se ha aportado un esquema completo del campo magnético de la Tierra como el que se muestra en la Figura 15.

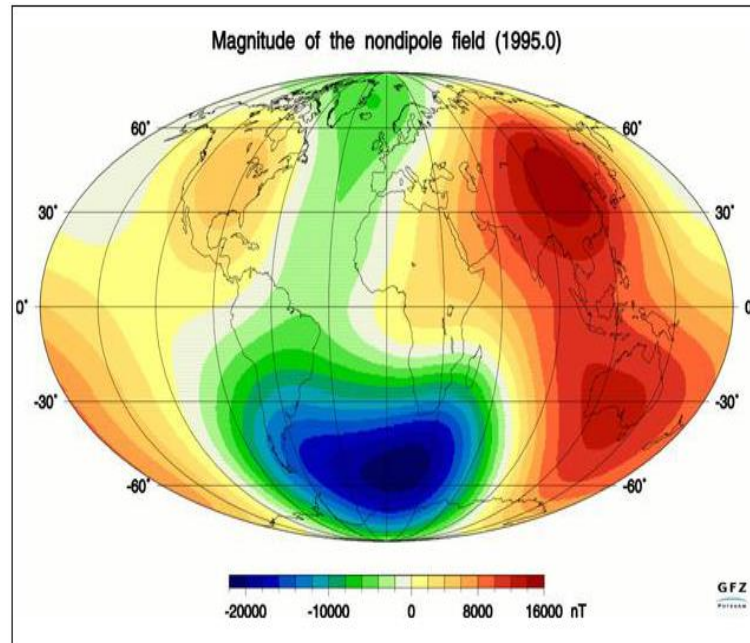


Figura 15. Campo magnético terrestre obtenido a partir de mediciones satelitales. Las desviaciones del campo magnético actual de un dipolo se observan en algunas regiones bastante grandes. En la anomalía del Atlántico del Sur por ejemplo el campo es suprimido a aproximadamente el 50 % de su valor nominal. Imagen cortesía de GFZpotsdam.

Minerales Magnéticos: Los minerales se clasifican en diamagnéticos o paramagnéticos, basándose en los valores de la susceptibilidad magnética. Los minerales diamagnéticos poseen susceptibilidad negativa y los paramagnéticos susceptibilidad positiva. Sin embargo, algunos materiales magnéticos constan de pequeñas regiones en las cuales todos los átomos tienen la misma orientación o polaridad; cada una de estas regiones orientadas recibe el nombre de dominio magnético. Si estos dominios son paralelos, los materiales son denominados ferromagnéticos. Estos materiales tienen valores de susceptibilidad muy altos, sin embargo no es común conseguirlos en la corteza terrestre. Si los dominios paralelos y antiparalelos son iguales en número, el momento magnético es igual a cero y el material es denominado antiferromagnético (Telford et al., 1990).

3.3. Magnetometría Satelital

Muchos son los avances en la tecnología satelital para el estudio del campo magnético terrestre; después del satélite Magsat en 1979, la comunidad magnética debió esperar a principios del siglo a los satélites Ørsted (1999), Champ (2000), Sac-C (2000) para medir variaciones que alcanzan cerca del 10 % del campo medio en 20 años.

Únicamente las medidas por satélite pueden permitirnos cartografiar en su totalidad el campo Magnético terrestre, así como su derivada temporal, esto debido a la visión global que posee este tipo de tecnología. Las mediciones repetidas del campo magnético terrestre son deseables porque su campo interno o externo, cambia gradualmente en el curso de los años de un modo tal, que al nivel del conocimiento actual, no es previsible.

Actualmente existen muchos estudios orientados a la comprensión del campo magnético terrestre y sus anomalías, las cuales aportan información y conocimientos, con innumerables aplicaciones para la comunidad científica en diversos campos.

Según nuevas observaciones de la nave espacial IMAGE y el grupo de satélites Cúmulo (Cluster satélites) de la Agencia Espacial Europea, a veces surgen grietas inmensas en la magnetosfera terrestre y permanecen abiertas por horas. Esto permite que el viento solar penetre y produzca tormentas magnéticas, conocimientos como éste solo son posibles a través de los estudios satelitales, de allí su vital importancia.

3.3.1. Aplicaciones

Actualmente, existen muchos estudios orientados a la comprensión del campo Magnético terrestre y sus anomalías, las cuales aportan información y conocimientos, con innumerables aplicaciones para la comunidad científica en diversos campos como por ejemplo:

- Aplicación en la Geofísica, minería y en la industria del petróleo.
- Termo-física, climatología y meteorología.
- Predicción de terremotos y erupciones volcánicas
- Estudio y monitoreo de las variaciones seculares.
- Estudio de las propiedades físicas del núcleo terrestre y de la conductividad eléctrica del manto.
- Estudios de la estructura litosférica y su evolución, las propiedades físicas del núcleo terrestre, de la conductividad eléctrica del manto, estructura litosférica y su evolución.
- Correlaciones entre los campos geomagnéticos y las variaciones de la duración del día. Estudios de la interacción del campo Magnético terrestre y el viento solar, para la predicción de la propagación de las ondas de radio.

El modelo EMAG2 es un modelo combinado a partir de mediciones compiladas de satélites, adquisiciones aéreas y marinas. La resolución de este modelo es de 2 arc minutos y fue reducido a 4 km por encima del geoide. La secuencia seguida para la obtención del modelo EMAG2 fue la siguiente (Maus et al., 2009):

- Combinación de las retículas a 4 km de altitud por encima del geoide por el método de colocación de mínimos cuadrados. La combinación se realizó con retículas preexistentes en áreas continentales, y la resolución fue de 1 arc min a una altura de 4 km por encima del geoide. Las mallas de datos magnéticos del Océano Ártico y el Este de Asia también fueron incluidos en este procedimiento.
- Procesamiento de las mediciones marinas y aéreas: Las mediciones sobre los océanos provino principalmente de 3 fuentes: Archivos de información marina 76 provenientes de las Instituciones NGDC's GEODAS; de la información marina y aeromagnética adquirida en el año 2001 para la edición del Antarctic Digital Magnetic Anomaly Project (Golynsky et al., 2001) y la información aérea obtenida a partir del Project Magnet del Naval Research Lab (NRL).

- Nivelación de la información de seguimiento satelital: Para el caso de las observaciones satelitales del campo magnético terrestre, las perturbaciones por campos externos son un aspecto bastante serio. Las mediciones Magnéticas satelitales son afectadas significativamente por la contaminación del campo externo en niveles de actividad inferiores. Para probar el efecto de las perturbaciones del campo externo cercano a la Tierra, los geocientíficos creadores del modelo representaron gráficamente los RMS de los residuales magnéticos.
- Combinación de la información satelital con la retícula a 4 km de altitud, generado por el método de mínimos cuadrados con una función de correlación anisotrópica sobre los océanos.

A título de ilustración en la Figura 16, se presenta el Mapa de anomalía de intensidad magnética de Venezuela.

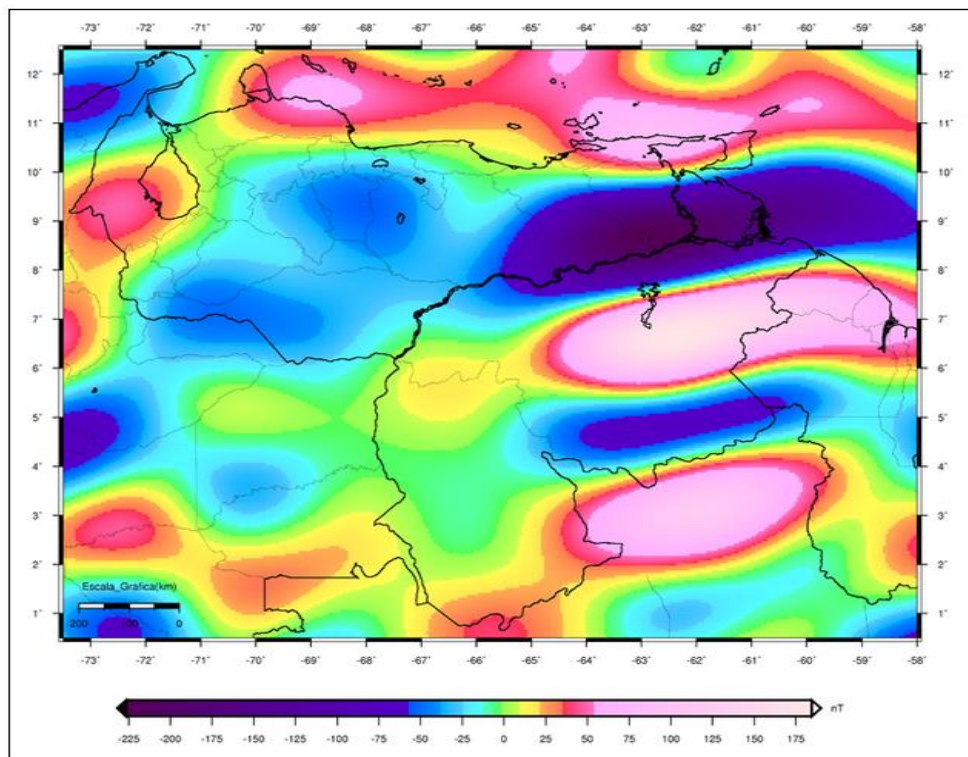


Figura 16. Mapa de anomalía de intensidad magnética de Venezuela. Modelo MF6. Resolución 15 min. (Tomado de www.abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html)

3.4. Métodos Gravimétricos

En la prospección gravimétrica se miden pequeñas variaciones que ejercen las rocas en la atracción gravitatoria emplazadas en los primeros kilómetros por debajo de la superficie del suelo. Estas variaciones de gravedad son utilizadas en geofísica para interpretar el comportamiento de las estructuras que conforman el subsuelo, es por ello que los levantamientos gravimétricos se realizan con el fin de obtener la estructura geológica más probable del mismo. Es importante saber que los diferentes tipos de rocas tienen densidades diferentes y las rocas más densas ejercen mayor atracción gravitacional.

El contraste de densidades permite observar el límite entre las rocas sedimentarias y las rocas ígneas (basamento), así como también determinar las dimensiones de estructuras geológicas presentes en el subsuelo mediante el modelaje gravimétrico.

Las anomalías gravimétricas son el resultado de comparar la gravedad observada en un punto con la gravedad teórica. Sin embargo existen muchos factores que afectan el carácter de dichas anomalías, como por ejemplo: el volumen o espacio ocupado por las masas anómalas, contraste de densidad, la profundidad a la fuente, la forma de los cuerpos causantes de las anomalías y el aislamiento (separación de la anomalía de interés del marco regional: separación regional-residual) (Rodríguez, 2006).

Los dos tipos de anomalías más usados en la exploración geofísica son:

La Anomalía de Aire libre: se define por las correcciones de aire libre, mareas y deriva que se les hacen a los valores medidos de la gravedad y se puede expresar como:

$$\Delta g_{AL} = g_m + Cg_{AL} - g_t$$

donde:

g_m = Gravedad medida, corregida por mareas y deriva.

g_t = Gravedad Teórica.

C_{GAL} = Corrección de Aire Libre.

La Anomalía de Bouguer: se define como la diferencia entre la gravedad observada y la gravedad teórica con la aplicación de las correcciones por efectos de alturas y topografía aplicadas a los valores de gravedad medidos.

$$AB = G_{obs} \pm C_{al} \mp C_B + C_T - G_{teo}$$

G_{obs} = Gravedad medida, corregida por mareas y deriva.

G_{teo} = Gravedad Teórica.

C_{AL} = Corrección por Aire Libre.

C_B = Corrección de Bouguer

C_T = Corrección Topográfica.

3.4.1. Gravimetría Satelital

Los estudios gravimétricos a partir de datos satelitales, gracias al desarrollo de la tecnología espacial, se han visto beneficiados por la adquisición, procesamiento primario y liberación al público de datos de excelente calidad. La disponibilidad de estos datos permite estudiar el campo de gravedad de la Tierra, con una precisión y cobertura sin precedentes. La altura de medición de los satélites proporciona una amplia e importante cobertura espacial para la captura de datos. (Tomado de www.abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html).

En la adquisición de los datos satelitales se utilizan dos satélites a 220 km de distancia, que giran en la misma órbita y mutuamente toman fotografía por un haz de láser, permitiendo la medición de pequeños cambios en el campo gravitatorio terrestre. Debido a sus características de adquisición, especialmente a grandes distancias entre el sensor y las fuentes causantes de los datos gravimétricos obtenida de satélites solo proveen información a escala global (tendencias) (http://topex.ucsd.cdu/cgi-bin/get_data.cgi).

Los datos de gravedad medidos desde satélite poseen algunas ventajas adicionales sobre los métodos tradicionales de medición, entre los cuales se

suman la homogeneidad de captura de datos medidos por sensor, amplia cobertura, disponibilidad sin costos, y fácil acceso, aportando datos revolucionarios de calidad con distintas aplicaciones.

El campo gravitatorio terrestre, medido desde satélites, proporciona a nivel mundial datos de excelente calidad, con una alta resolución lo que permite obtener la estimación constante y variable en el tiempo, del campo de gravedad.

Las observaciones de gravedad espacial ofrecen una importante herramienta para deducir, con mayor precisión, la estructura interna de la Tierra y puede ser utilizadas para obtener información acerca de las estructuras geológicas, tales como: zonas de fallas, domos de sal, estructuras volcánicas o para explorar yacimientos de minerales o de hidrocarburos. Por otro lado, los datos de gravedad proporcionan aportes fundamentales para muchos modelos científicos utilizados en la geología, geofísica, sismología y disciplinas afines, y por esta razón, para la comunidad de las Ciencias de la Tierra en general.

Entre las aplicaciones a la ciencia se puede mencionar la mejora de los conocimientos y definición del geoide terrestre que conduce, junto con la altimetría in situ, a avances significativos en estudios oceanográficos y geodésicos. El geoide puede ser usado en el correcto posicionamiento GPS para definir el posicionamiento vertical y alturas ortométricas, con mucha más precisión.

La comprensión y estudio del campo gravimétrico terrestre permite la comprensión de los procesos que impulsan la dinámica del sistema de la Tierra (océano, Tierra y atmósfera), lo que lleva a un mejor análisis y ayuda a las predicciones del cambio climático y los riesgos naturales. Por otro lado, el conocimiento del campo de gravedad estático, puede ser usado en la determinación de órbitas de alta precisión para los satélites artificiales. La Figura 17, muestra un mapa de Anomalía de Bouguer de Venezuela, obtenido a partir de datos satelitales.

3.4.2. Modelos de Campo de Gravedad

Algunos modelos del campo gravitatorio de la Tierra son globales y pueden ser utilizados para estimar la gravedad, asociada a cualquier lugar sobre la Tierra; mientras que otros son regionales o locales y pueden ser utilizados para estimar sólo determinadas cantidades, vinculadas a una zona geográfica específica. La precisión de cualquier modelo de gravedad depende, principalmente, de la exactitud de los datos que se utilizaron para crearlo y, secundariamente, en el rigor y la experiencia con la que se trataron estos datos. Los principales modelos de campo de gravedad son:

Modelos Estáticos: Son generados utilizando únicamente información satelital mediante datos de gravedad adquiridos y acumulados en el tiempo, que ofrecen información cada vez más precisa del campo estático de gravedad terrestre que es considerado invariable en el tiempo.

Modelos Combinados: A diferencia de los modelos estáticos, los modelos combinados utilizan información obtenida de distintas fuentes, como gravedad desde satélites, topografía, altimetría sobre los océanos (satelital y terrestre) distribuidas irregularmente y mucha información adicional de la atmósfera, los océanos y otras, para generar modelos del campo de gravedad estático terrestre de gran madurez y precisión.

Modelos de Tiempo Variable: Son modelos que pretenden representar el campo dinámico de gravedad terrestre, a través de estimaciones de gravedad variables en el tiempo (Diarias, Semanales o Mensuales) asociadas a movimiento de masas.

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

provistos en las páginas web de la National Geospatial Intelligence Agency. (Pavlis et al., 2008)

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

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

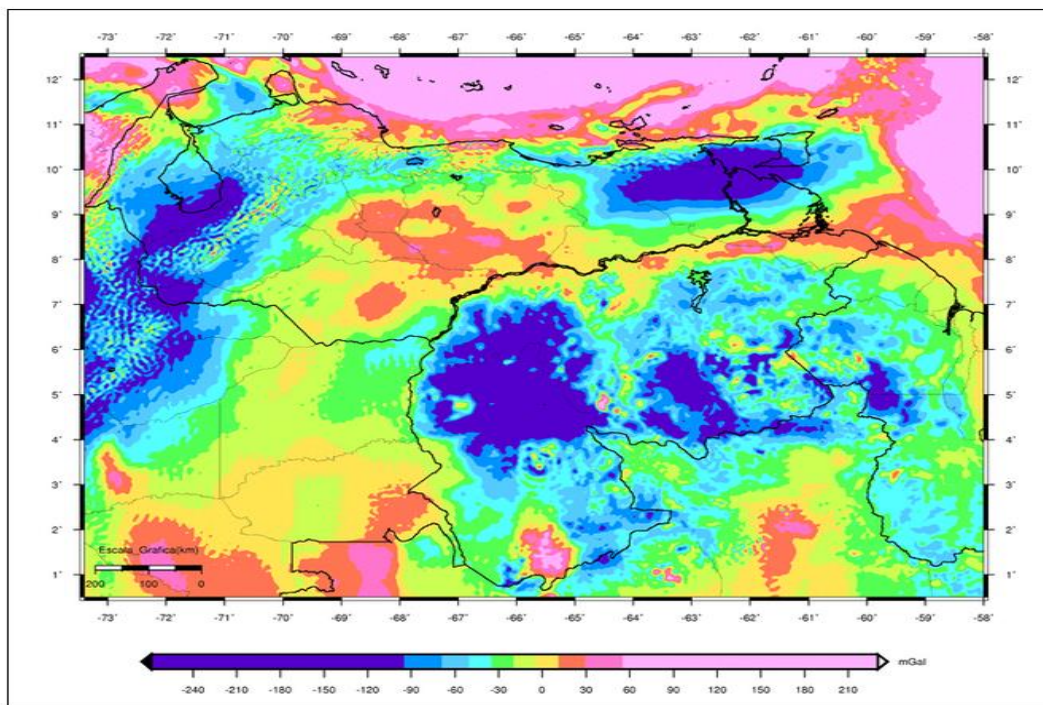


Figura 17. Mapa de Anomalía de Bouguer de Venezuela. Resolución 0.03°. (Tomado de www.abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html)

CAPÍTULO IV - METODOLOGÍA, ANÁLISIS ESTADÍSTICO, GEOESTADÍSTICO Y ESPECTRAL DE LOS DATOS

En el desarrollo de esta investigación se cubrió una etapa de compilación y organización de información geológica y geofísica existente en la zona de estudio; y una etapa de procesamiento de datos gravimétricos y Magnéticos, para así cumplir con los objetivos.

4.1. Secuencia de trabajo

El proceso se inicia con la recopilación de la información, se crea la base de datos satelitales gravimétricos y magnéticos, se inicia su procesamiento, seguido de la generación de mapas gravimétrico – magnéticos, para luego hacer la separación regional- residual y el análisis espectral utilizando el software OASIS Montaj.

A continuación se construyen los perfiles en zonas de interés y se interpretan en términos geológicos para finalizar con la proposición de áreas prospectivas de interés. El esquema que se muestra en la Figura 18, representa la metodología a seguir en el presente Trabajo Especial de Grado.

4.1.1. Recopilación de la Información

Se realizó la recopilación de todos los datos disponibles de la zona de estudio, como información cartográfica y geológica. Se obtuvieron los datos satelitales gravimétricos y Magnéticos ya adquiridos en la región, para optimizar el trabajo y concentrarse en zonas con poca o ninguna información. Toda esta información fue procesada mediante el software OASIS Montaj.

4.1.2. Datos Satelitales Gravimétricos y Magnéticos

Estos datos gravimétricos y magnéticos se obtuvieron de la base de datos de la de la Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales (ABAE), los cuales cubren toda la ventana de trabajo, las coordenadas geográficas están medidas con referencia al datum WGS84.

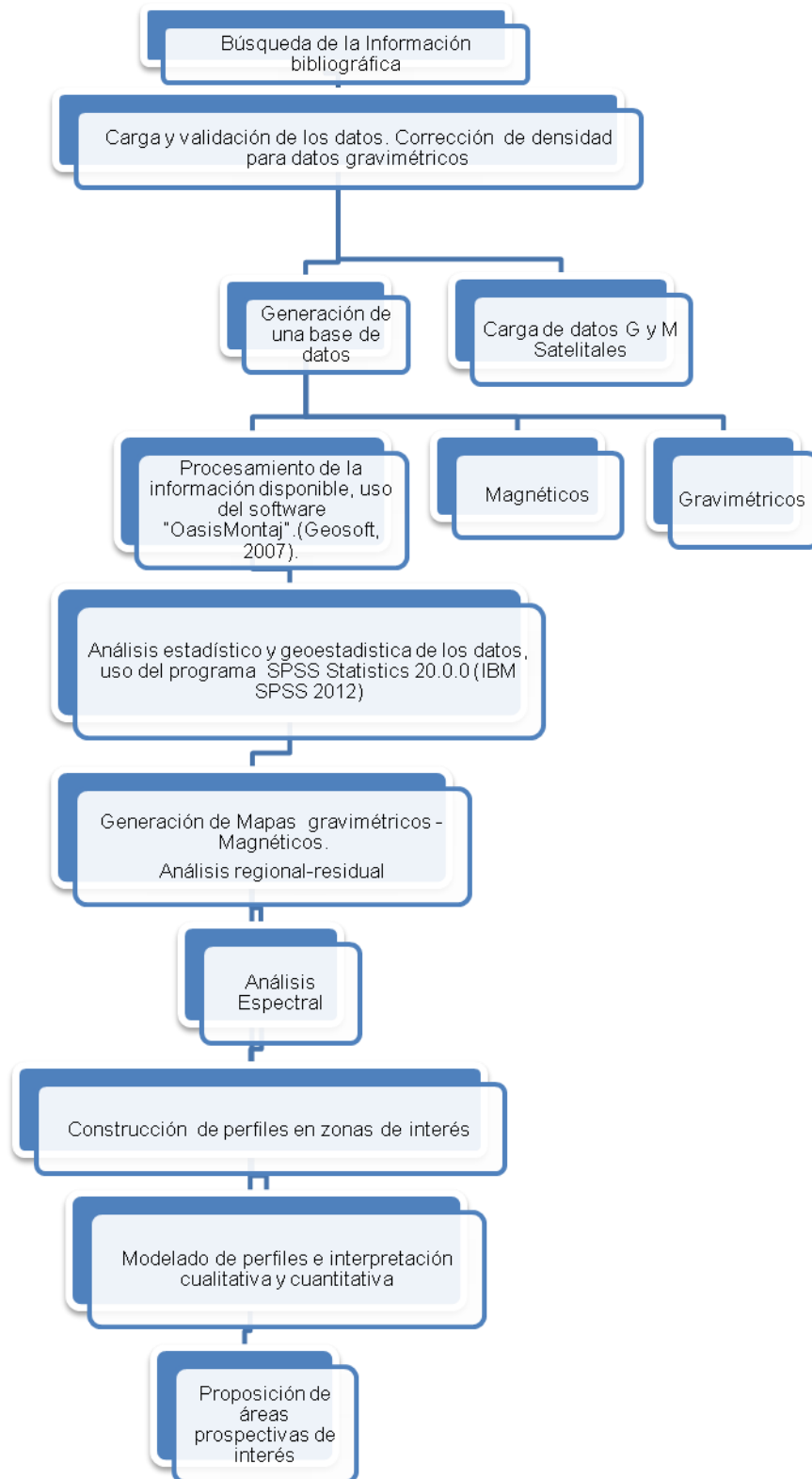


Figura 18. Esquema secuencial de la metodología a emplear en este estudio.

4.1.3. Cálculo de Anomalía de Bouguer a partir de datos gravimétricos satelitales

Los datos gravimétricos de la base de datos están procesados a partir de una densidad de 2,64 g/cc, por lo que no se ajusta con la zona de estudio correspondiente al Cratón de Guayana, por lo que se procesaron para la densidad 2.7 g/cm³ y así obtener un mejor ajuste de los datos.

A partir de la Base de Datos: Gravedad Observada, Gravedad Teórica, Cota, se calcula la Cg_{AL} , Cg_B y Cg_T

Cg_{AL} = Corrección por Aire Libre: $0,3086 \times h$

Cg_B = Corrección de Bouguer: $0,04191 \times h \times$ (nuevo valor de densidad 2.7g/cc)

Cg_T = Corrección Topográfica: se calcula con el modulo "Gravity Terrain" de Oasis.

AB = $G_{obs} + Cg_A - Cg_B + Cg_T - G_{teo}$

Se tomaron y utilizaron los datos del modelo gravitacional EGM2008, con resolución 0.03, entre coordenadas.

4.1.4. Carga y validación de datos

Los datos Magnéticos y gravimétricos satelitales fueron utilizados para la generación de la base de datos de la zona de estudio y posteriormente realizar todas las correcciones necesarias: topográficas, y todos los mapas presentados en este trabajo mediante el software Oasis Montaj, el Sistema de proyección utilizado es: WGS84, el tamaño de la celda de 0.033° y el método de interpolación utilizado para la malla es de mínima curvatura para la elaboración de los mapas.

4.1.5. Intensidad Magnética Total

A partir de los datos Magnéticos de la base de datos se obtiene la Anomalía Magnética mediante la expresión:

$AM = IMT \text{ (valor medido)} - IGRG \text{ (campo magnético teórico)}$.

Se tomaron y utilizaron los datos del Modelo EMAG2.

4.2. Análisis estadísticos y geoestadísticos de los datos gravimétricos y magnéticos.

Para validar y verificar la calidad de los datos gravimétrico y Magnético, se aplicó un análisis estadístico y geoestadístico a los mismos y se evaluó la distribución y dispersión de los datos. Se realizó un análisis descriptivo, el cual consiste en describir una muestra o población a partir de unos pocos datos utilizando sus medidas de tendencia central, como la media, moda, varianza, etc. También se realizaron los histogramas de frecuencia y frecuencias acumuladas, diagramas de caja y bigotes y mapas de distribución de los datos gravimétricos y magnéticos del área de estudio.

El análisis estadístico tiene como finalidad la obtención de medidas numéricas que resuman la información de los datos, como lo son las de tendencia central y de dispersión, además de los de carácter gráfico como los histogramas y los mapas de distribución de cuartiles.

El análisis geoestadístico determina la distribución espacial en que se encuentran los datos y las direcciones de tendencia de los diferentes variables o anomalías de altas frecuencias. Para realizar los Variogramas se utilizó el programa "SPSS" (SPSS Statistics 20.0.0, 2012) los cuales se muestran en el apéndice B.

4.2.1. Datos Gravimétricos

En la Tabla 6, se muestran las medidas de tendencial central, dispersión de los datos gravimétricos, que presentan una desviación estándar de 20.148, reflejando una población de datos un poco alejado del valor medio de los datos.

Tabla 6. Medidas de tendencia central y dispersión de los datos de Anomalia de Bouguer

Anomalia de Bouguer (mGals) Tamaño de la muestra (Datos) 2025	
Media	-27.764
Mediana	-25.723
Desviación Estándar	20.148
Varianza	405.953
Mínimo	-160.398
Máximo	39.977
Percentil 25	-33.880
Percentil 50	-25.726
Percentil 75	-19.402

A partir del análisis del histograma de frecuencias de los datos de Anomalia de Bouguer, se observa una distribución unimodal en los datos cuyos valores están comprendidos entre un mínimo de -160.398 mGal y un máximo de 39.977 mGal, la mayor frecuencia de anomalía está entre -40.173 a -20.135 mGals (Figura 19).

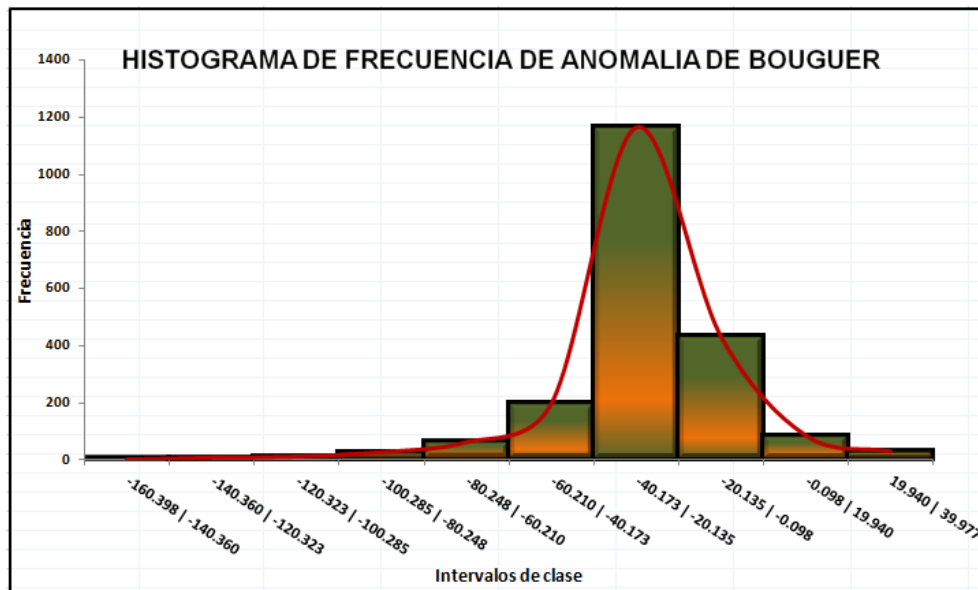


Figura 19. Histograma de Frecuencia de los datos gravimétricos.

Para verificar la distribución y comportamiento de los datos gravimétricos se realizó un diagrama de caja y bigote con la finalidad de observar la existencia de los valores atípicos que se separen de la población (Figura 20).

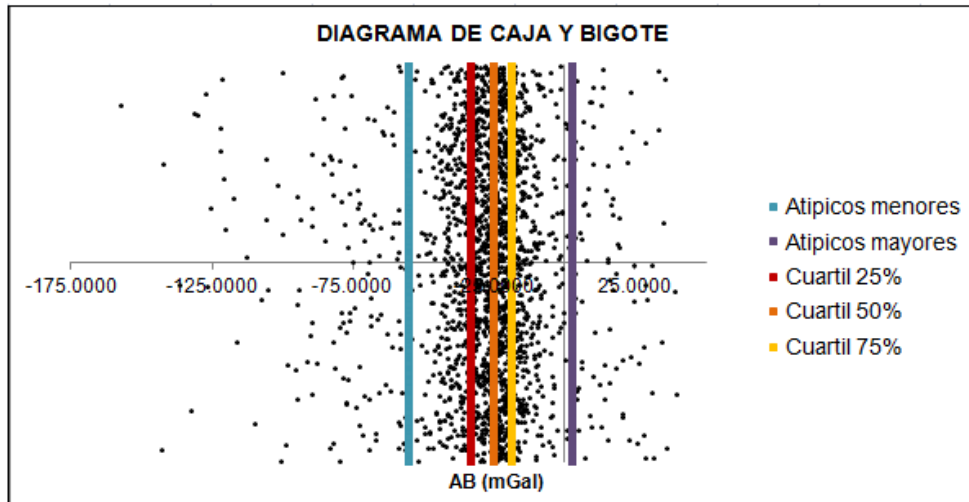


Figura 20. Diagrama de Caja y Bigote de Anomalía de Bouguer.

Del diagrama de caja y bigote de los datos de anomalía de Bouguer, se puede afirmar que éstos presentan una distribución simétrica y normal, no existen datos fuera del rango dentro de la población, lo que permite inferir que es una distribución uniforme a lo largo de la zona.

4.2.2. Datos Magnéticos

En la tabla 7, se muestran las medidas de tendencial central, dispersión de los datos magnetométricos, que presentan una desviación estándar de 66.225, reflejando una población de datos un poco alejado al valor medio de los datos.

A partir del análisis del histograma de frecuencias se observa una distribución normal con tendencia a la bimodalidad alrededor entre -58 nT y 100 nT. Los valores están comprendidos entre un mínimo de -113.723 nT, y un máximo de 164.999 nT (Figura 21).

Tabla 7. Medidas de tendencia central y dispersión de los datos de Anomalía Magnética

Anomalía Magnética (nT)	
Tamaño de la muestra(Datos) 2115	
Media	-10.933943
Mediana	-30.309179
Desviación Estándar	66.225152
Varianza	4385.770887
Mínimo	-113.723861
Máximo	164.999549
Percentil 25	-60.999646
Percentil 50	-30.309179
Percentil 75	26.450710

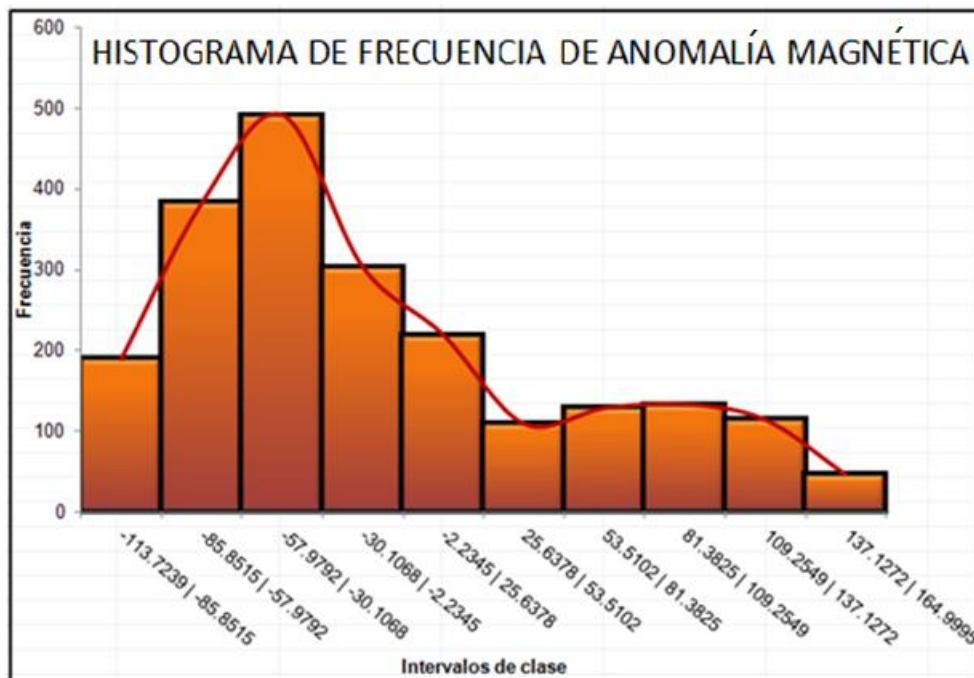


Figura 21. Histograma de frecuencia de datos magnéticos.

Para verificar la distribución y comportamiento de los datos Magnéticos se realizó un diagrama de caja y bigote con la finalidad de observar la existencia de valores atípicos que se separen de la población (Figura 22).

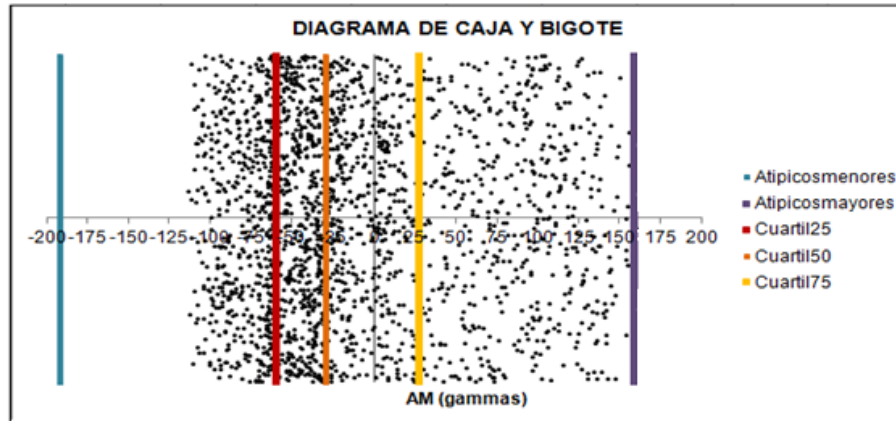


Figura 22. Diagrama de Caja y Bigote de Anomalía Magnética.

Del diagrama de caja y bigote se puede afirmar que los datos presentan una distribución con mayor concentración alrededor de -58 nT; no existen datos fuera del rango dentro de la población.

4.3. Análisis espectral

El análisis espectral se basa en la aplicación de filtros en el dominio de Fourier, a una malla de datos en el dominio del espacio para transformarlo al dominio de la frecuencia. El espectro de energía promediado radialmente es una función del número de onda que se calcula a partir del promedio de la energía en todas las direcciones para un número de onda. Para ello se aplicó el filtro FFT con el fin de convertir los datos de una cuadrícula al dominio de Fourier, mediante el programa Magmap (GEOSOFT, 2007), el cual permite crear una vista del espectro promediado radialmente y una curva de profundidad estimada de fuente anómala.

4.3.1 Análisis espectral de datos gravimétricos.

En la Tabla 8, se muestra el espectro de energía de los datos gravimétricos promediado radialmente, con el fin de estimar la profundidad de las fuentes que ocasionan la respuesta anómala en el área de estudio.

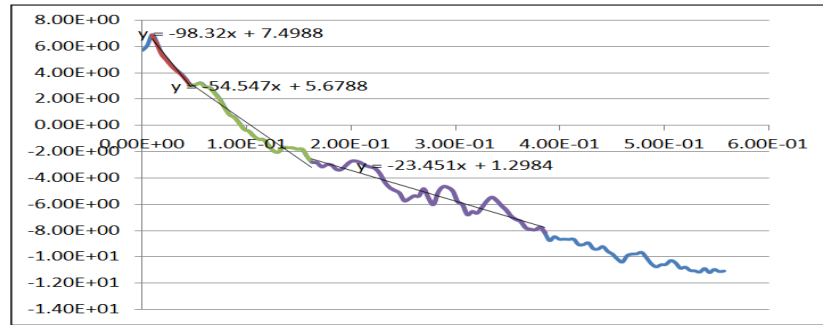


Figura 23. Espectro de Frecuencia de Anomalías de Bouguer.

Tabla 8. Profundidades de fuentes estimadas a partir del espectro de Anomalia de Bouguer.

Fuente Profunda (km)	7.82
Fuente Intermedia(km)	4.34
Fuente Somera (km)	1.86

4.3.2. Análisis espectral de datos magnéticos

En la Tabla 9, se muestra el espectro de energía de los datos de anomalías magnética promediado radialmente, con el fin de estimar la profundidad de las fuentes que ocasionan la respuesta anómala en el área de estudio.

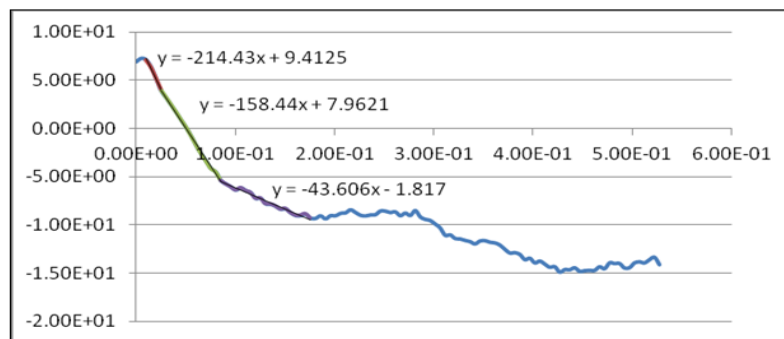


Figura 24. Espectro de frecuencias de Anomalías Magnéticas.

Tabla 9. Profundidades a partir del espectro de anomalías magnéticas.

Fuente Profunda (km)	17.07
Fuente Intermedia(km)	12.61
Fuente Somera (km)	3.47

Adicionalmente se determinó el espectro de frecuencia de Intensidad Magnética Total a objeto de comparar con el de anomalías de Bouguer y anomalías magnéticas dando los valores presentados en la Tabla 10.

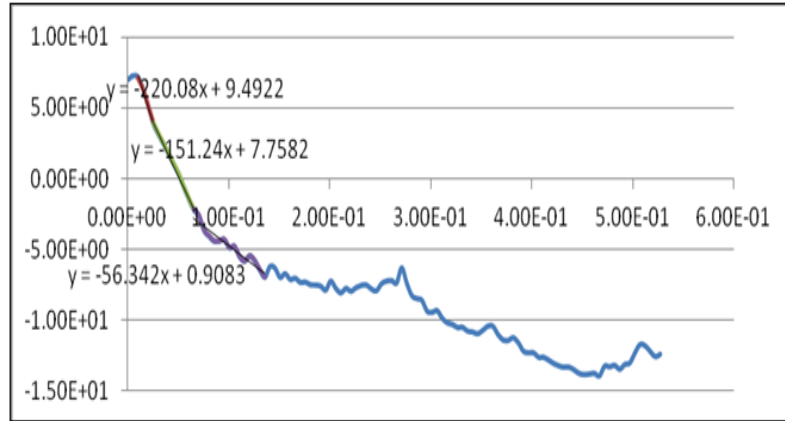


Figura 25. Espectro de Frecuencias de Intensidad Magnética Total.

Tabla 10. Profundidades a partir del espectro de Intensidad Magnética Total.

Fuente Profunda (km)	17.52
Fuente Intermedia (km)	12.04
Fuente Somera (km)	4.48

CAPÍTULO V - INTERPRETACIÓN INTEGRADA

5.1 Mapa Topográfico del área de estudio.

Geológicamente, el área está representada por una variedad de rocas graníticas y metamórficas hacia la parte Norte, dentro de la Provincia Petrotectónica del Casiquiare, del terreno metamórfico-plutónico de San Carlos de Río Negro y hacia la parte Sur dentro de los sedimentos del grupo pre-Roraima.

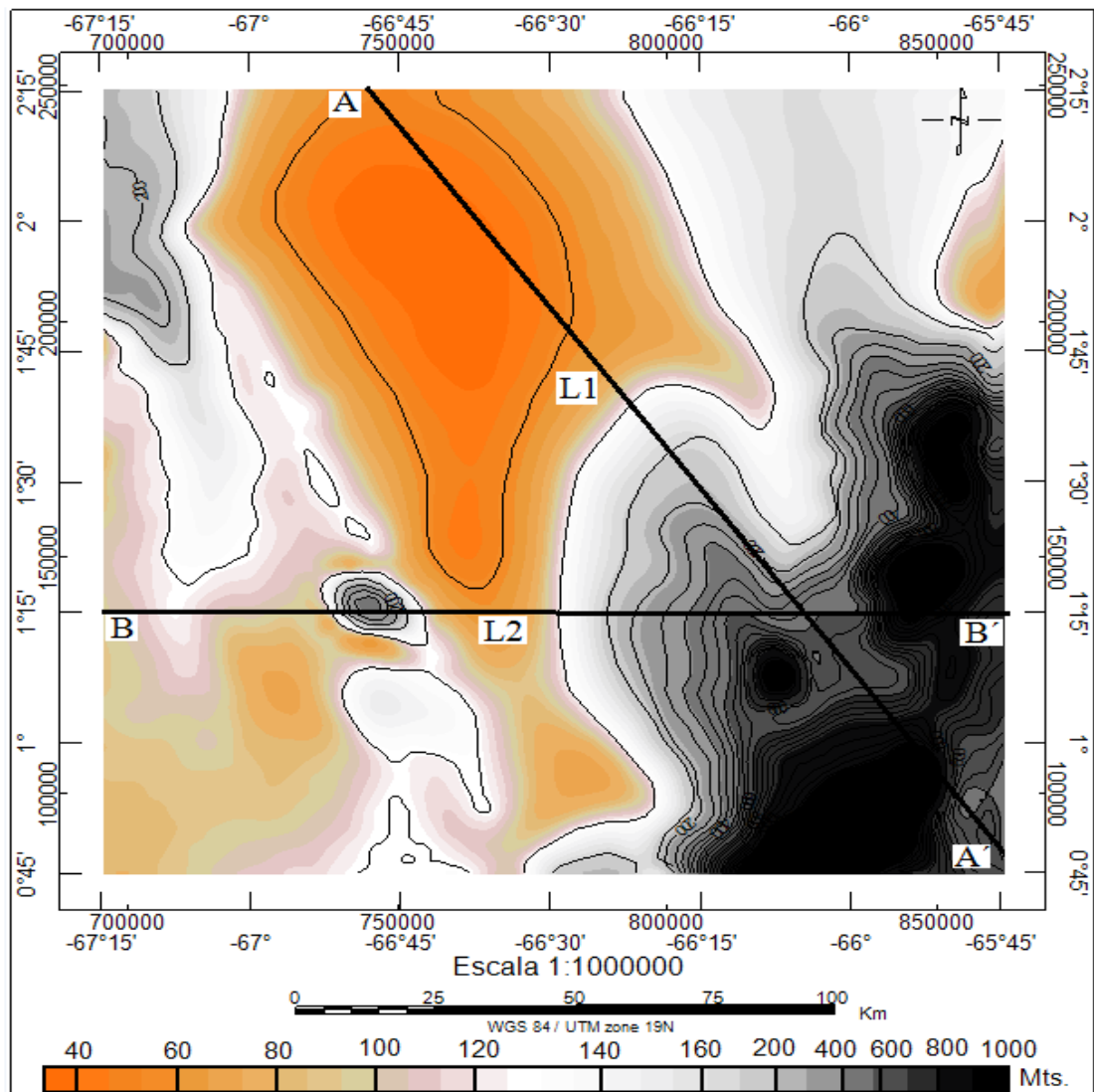


Figura 26. Mapa Topográfico del área de estudio.

Estas rocas fueron sometidas a procesos de meteorización y erosión intensa por largos períodos geológicos lo cual ha dado lugar a superficies planas conformándose así, una topografía predominantemente plana hacia su parte norte

con cotas menores a 100 m, que contrasta con paisajes de lomas los cuales representan testigos de antiguas superficies de erosión que en la actualidad, además tienen una distribución espacial dispersa, sin una orientación definida y hacia su parte baja en el sur tiene su mayor elevación con cotas mayores a 1000 m (Figura 26), pertenecientes a la Serranía La Neblina, la cual tiene su pico más alto en Brasil a 2,993 m convirtiéndolo así en el pico más alto de América del Sur después de Los Andes.

5.2. Mapa de Anomalías de Aire Libre

En la Figura 27, se ilustra el Mapa de Anomalía de Aire Libre del área de estudio. La tendencia regional se evidencia principalmente en la zona central del mapa con orientación N60-70E, corroborada claramente en el mapa de Coseno direccional 135° (Figura 28), esta tendencia puede ser asociada al Complejo de Basamento presente en la zona. Los gradientes de mayor magnitud (2.5 mGal/km) se aprecian en los flancos de la Serranía La Neblina y en la región norte central (2 mGal/km).

Hacia la zona sureste siguiendo una tendencia N45E se muestran los valores máximos de anomalías del orden de 100 mGal, reflejando así toda la estructura de la Serranía La Neblina, la cual es la topografía predominante en la zona de estudio y el mínimo de -30 mGal en ambos flancos.

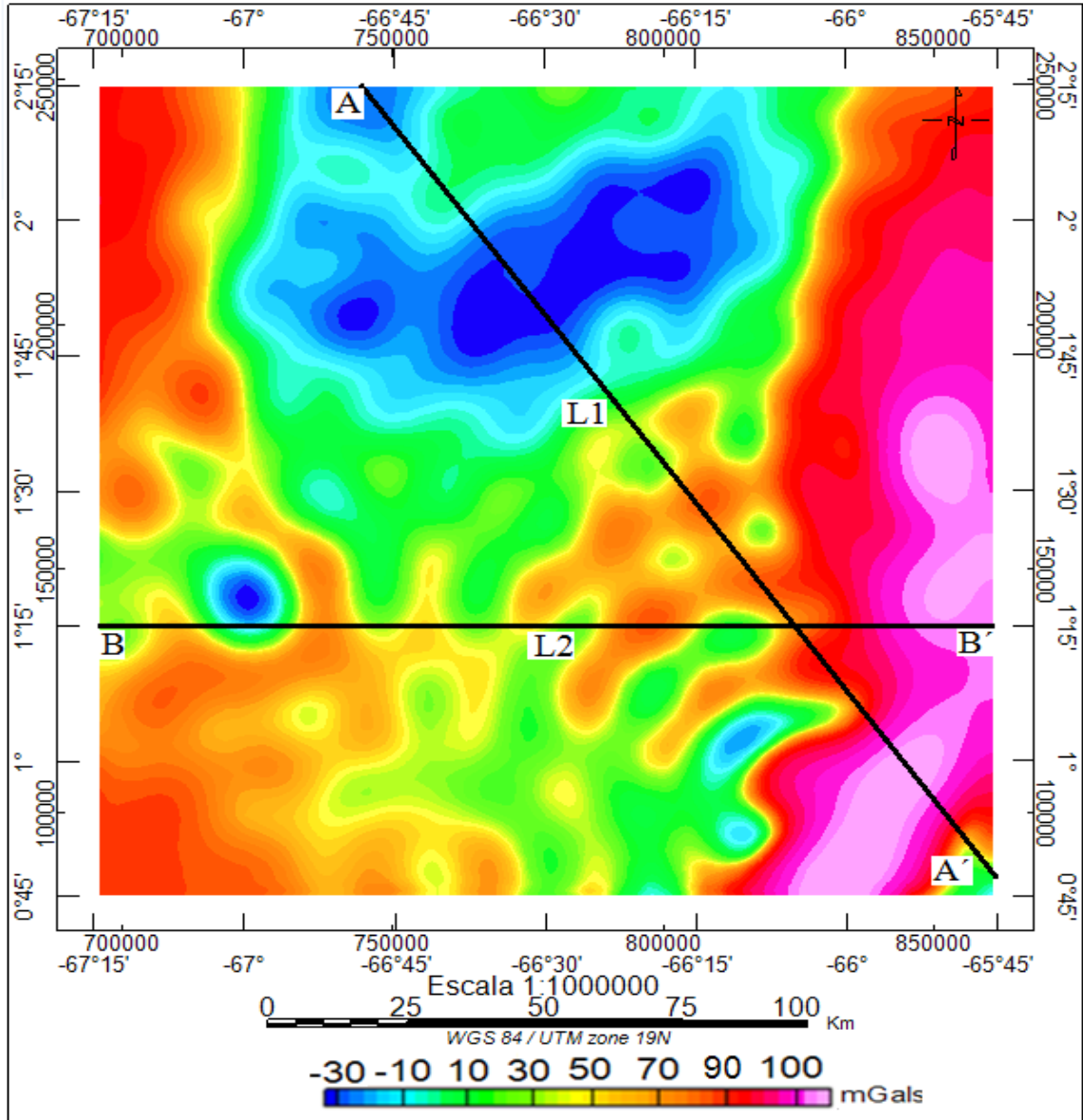


Figura 27. Mapa de Anomalia de Aire Libre del área de estudio.

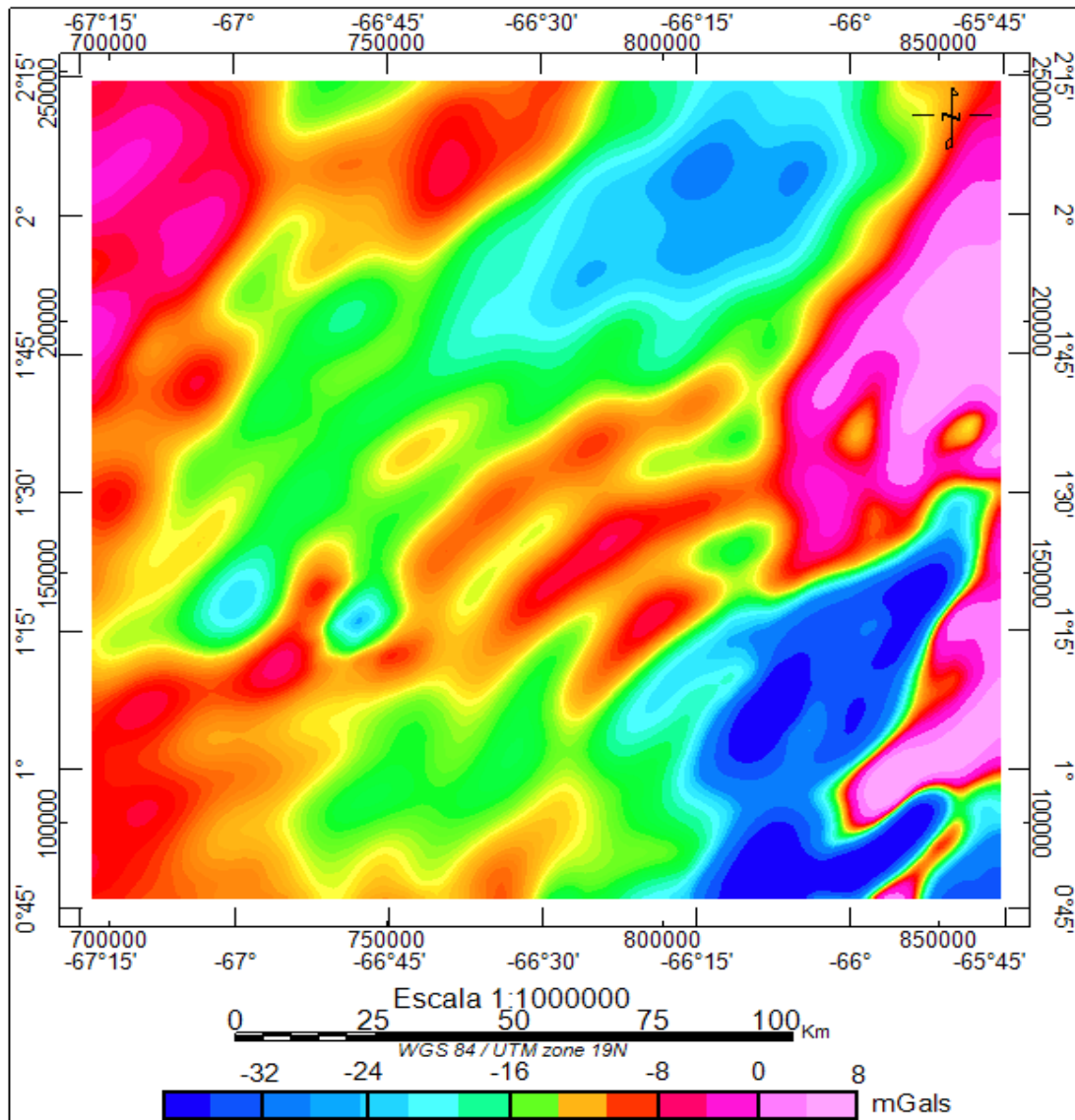


Figura 28. Mapa de Coseno Direccional de 135° del área de estudio.

5.3. Mapa de Anomalía de Bouguer.

En la Figura 29, en el Mapa de anomalías de Bouguer, se puede apreciar el contraste entre las anomalías positivas de valores en el rango de 10 a 60 mGals, con orientación NS al Este y negativas en el rango de -80 mGals con orientación NE al centro y hacia el sur.

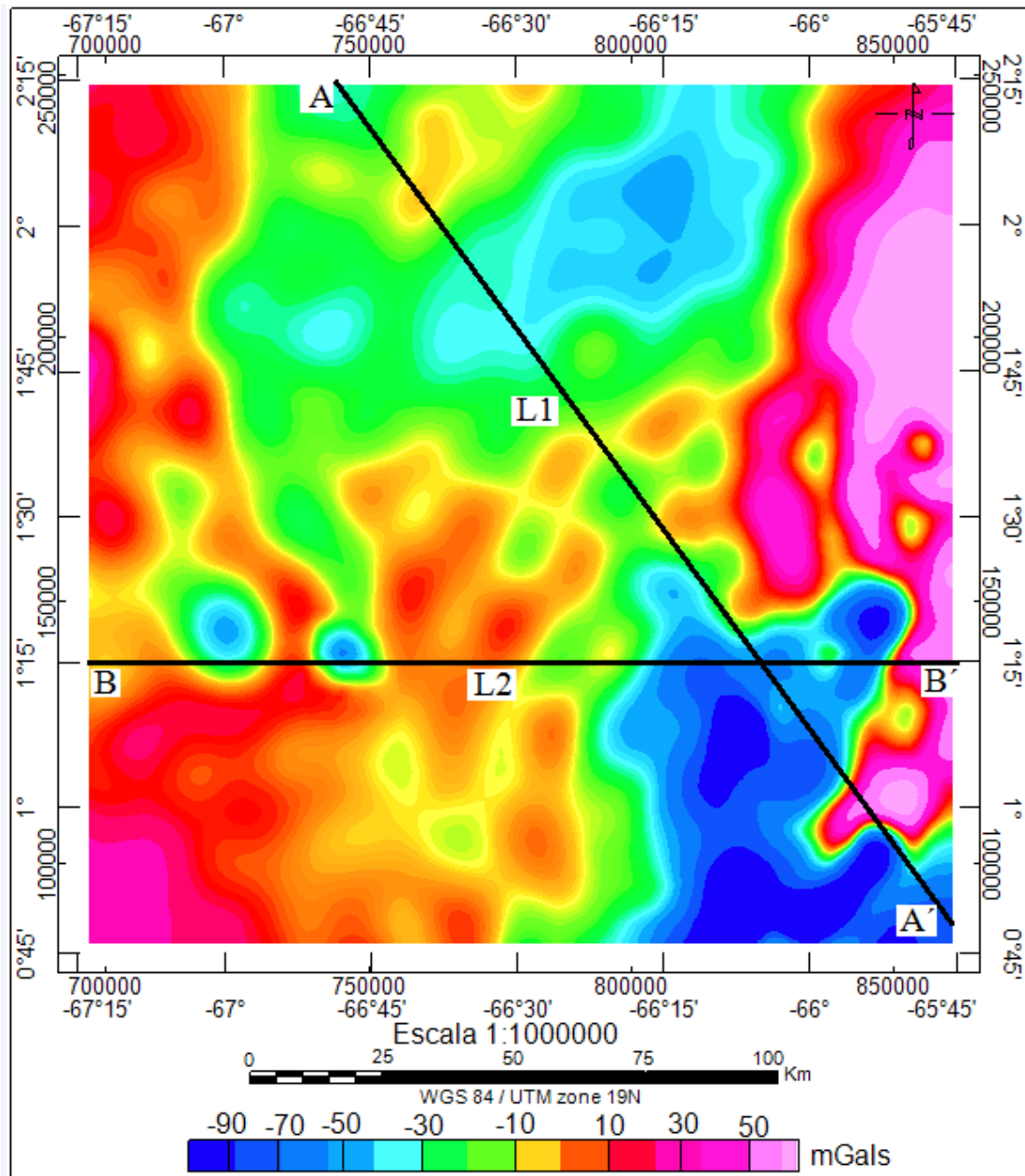


Figura 29. Mapa de Anomalia de Bouguer del área de estudio.

Hacia la zona S-W, se observan 2 mínimos locales de magnitud entre -35 mGals a -50 mGals, estos podrían ser asociados a los cuerpos ígneos de rocas intrusivas sílicas presentes en los terrenos metamórficos-plutónicos de San Carlos de Río Negro, claramente reflejados en el mapa geológico integrado (Figura 12) como la intrusión ígnea, conocida como Piedra del Cocuy la cual es referencia limítrofe entre Colombia, Brasil y Venezuela. Hacia la zona este se tienen los máximos valores de anomalías mayores a 20 mGals, posiblemente asociados a los terrenos

metamórficos plutónicos de San Carlos de Río Negro y al Complejo de Basamento sin diferenciar ambos de edad Proterozoico Temprano que afloran en la zona. Hacia la parte baja se observan los mínimos valores de anomalías en el orden de - 80 mGals, asociados a los sedimentos pre-roraima en Venezuela, de edad Proterozoico Temprano a medio. Hacia la zona oeste se observan valores de - 15 mGals asociados a las Metamórficas de Facies Sub-esquistos Verdes presente en la región de Colombia.

Los mapas de Anomalía de Aire Libre (Figura 27) y Topografía (Figura 26), muestran mucha asociación con el mapa de anomalía de Bouguer, resaltando así los máximos y mínimos de las estructuras geológicas más predominantes en sus mismas direcciones.

5.4. Perfiles de Comparación de Mapas: Topográficos, Anomalía de Aire Libre y, Anomalía de Bouguer de L1 y L2.

En la figura 30, se hace una comparación de perfiles de anomalía de Aire libre, anomalía de Bouguer y Topografía. Se advierte una evidente correlación entre la anomalía de Aire Libre y Topografía, además cierta existe correlación entre la anomalía de Bouguer y la Topografía, lo cual no es común, esto podría asociarse a la densidad utilizada o posible zonificación de la densidad en la zona.

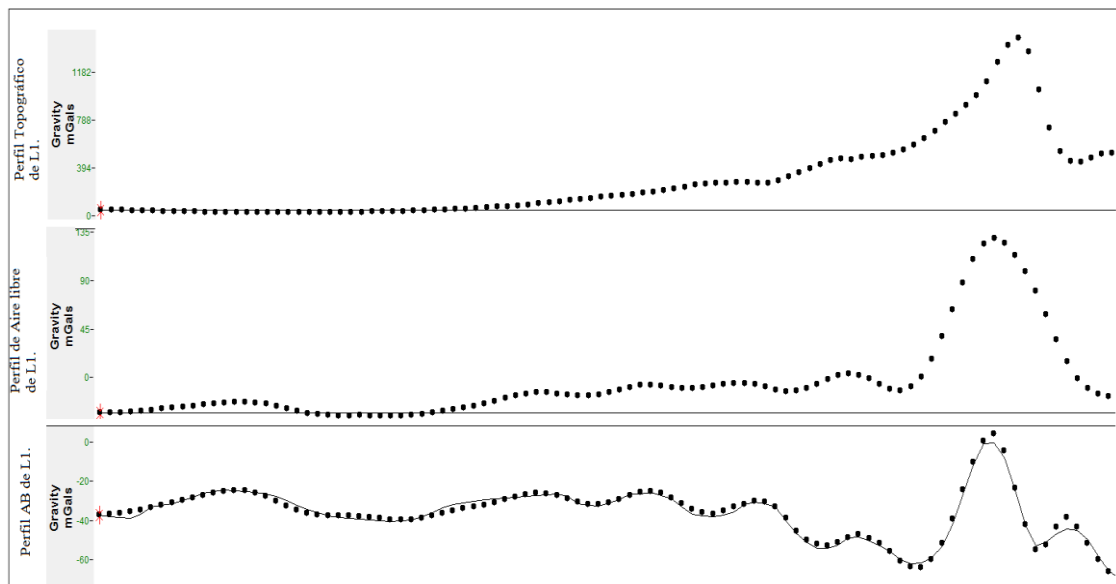


Figura 30. Perfiles de Comparación de Anomalía de Aire Libre, Anomalía de Bouguer y Topografía de L1

En la figura 31, se hace una comparación de perfiles de anomalía de Aire libre, anomalía de Bouguer y Topografía. Se advierte una evidente correlación entre la anomalía de Aire Libre y Topografía, además una correlación inversa entre la Anomalía de Bouguer y la Topografía, lo cual apunta a posible interferencias de los efectos asociados a la densidad, en la zona de mayor Topografía.

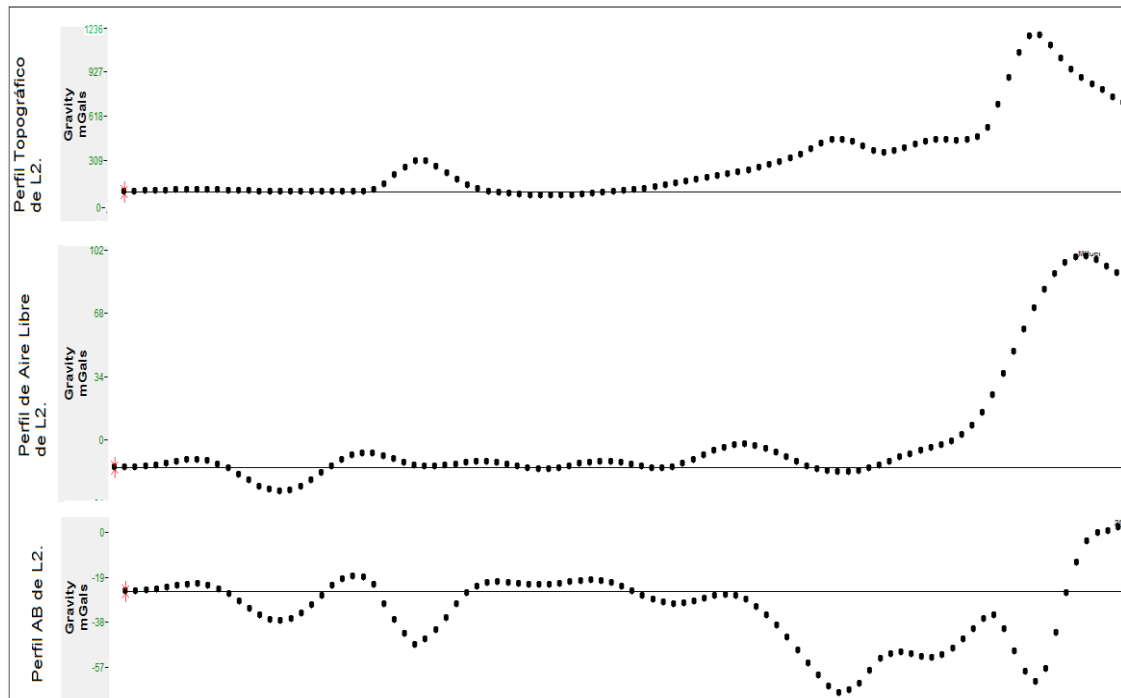


Figura 31. Perfiles de Comparación de Anomalía de Aire Libre, Anomalía de Bouguer y Topografía de L2

5.5. Separación regional y residual de Anomalía de Bouguer.

En este estudio se aplicó el método de continuación analítica del campo gravimétrico a 5000 m, 10000 m, 15000 m y 20000 m, hacia arriba, para obtener los mapas que ilustran los efectos regionales y residuales en el área de estudio.

Los perfiles de comparación de las Figuras 32 y 33 muestran las tendencias de anomalía de Bouguer a 5000 m, 10000 m, 15000 m y 20000 m para los perfiles L1 y L2 respectivamente. Se puede observar que las de 10000 m, 15000 m, y 20000m son muy similares y no existen variaciones relevantes, por lo que se selecciona la

continuación analítica del campo gravimétrico a 5000 m para el estudio regional y residual correspondiente.

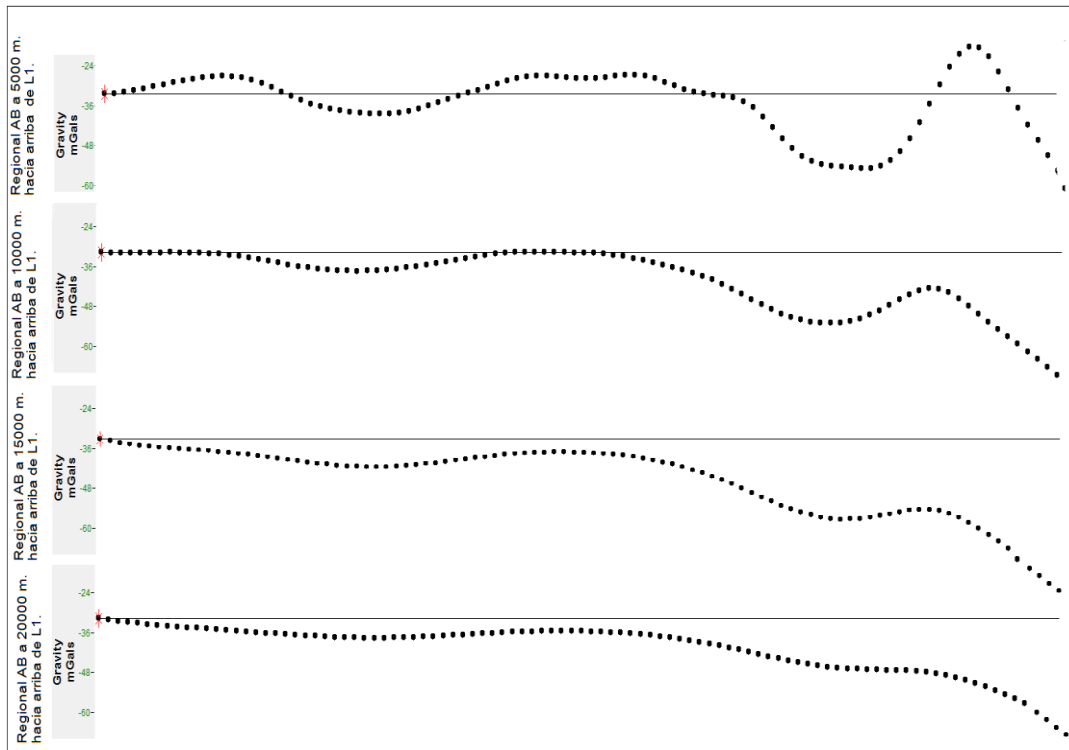


Figura 32. Perfiles de Comparación de Anomalía de Bouguer a 5000 m ,10000 m, 15000 m y 20000 m, para el Perfil 1.

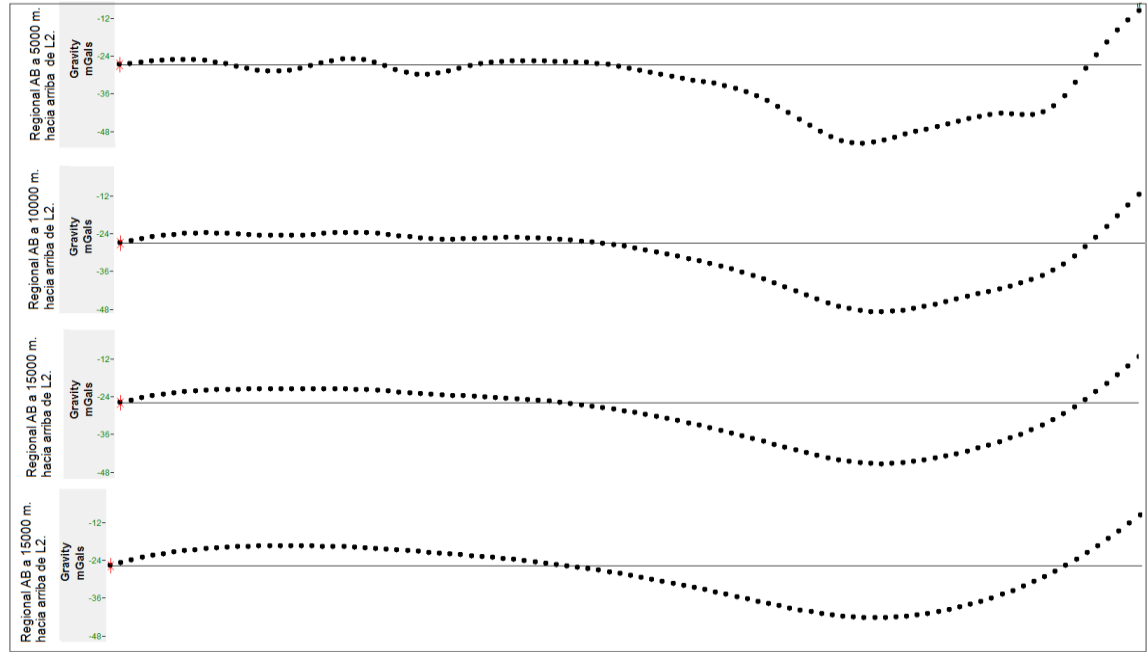


Figura 33. Perfiles de Comparación de Anomalía de Bouguer a 5000 m ,10000 m ,15000 m y 20000 m, para el Perfil 2.

5.6. Mapa regional de continuación analítica Anomalía de Bouguer a 5000 m hacia arriba.

Para el estudio y definición de los efectos regionales se aplicó el método de continuación analítica hacia arriba a diferentes alturas (Figura 34 y 35) y se determinó que la de 500 hacia arriba es la más adecuada para visualizar las estructuras regionales que aparecen como una forma bastante simétrica con máximos de unos 30 mGal flanqueando la zona de mínimos con orientación preferencial cercana a N15W en la zona central, asociadas a los terrenos metamórfico-plutónicos de San Carlos de Río negro.

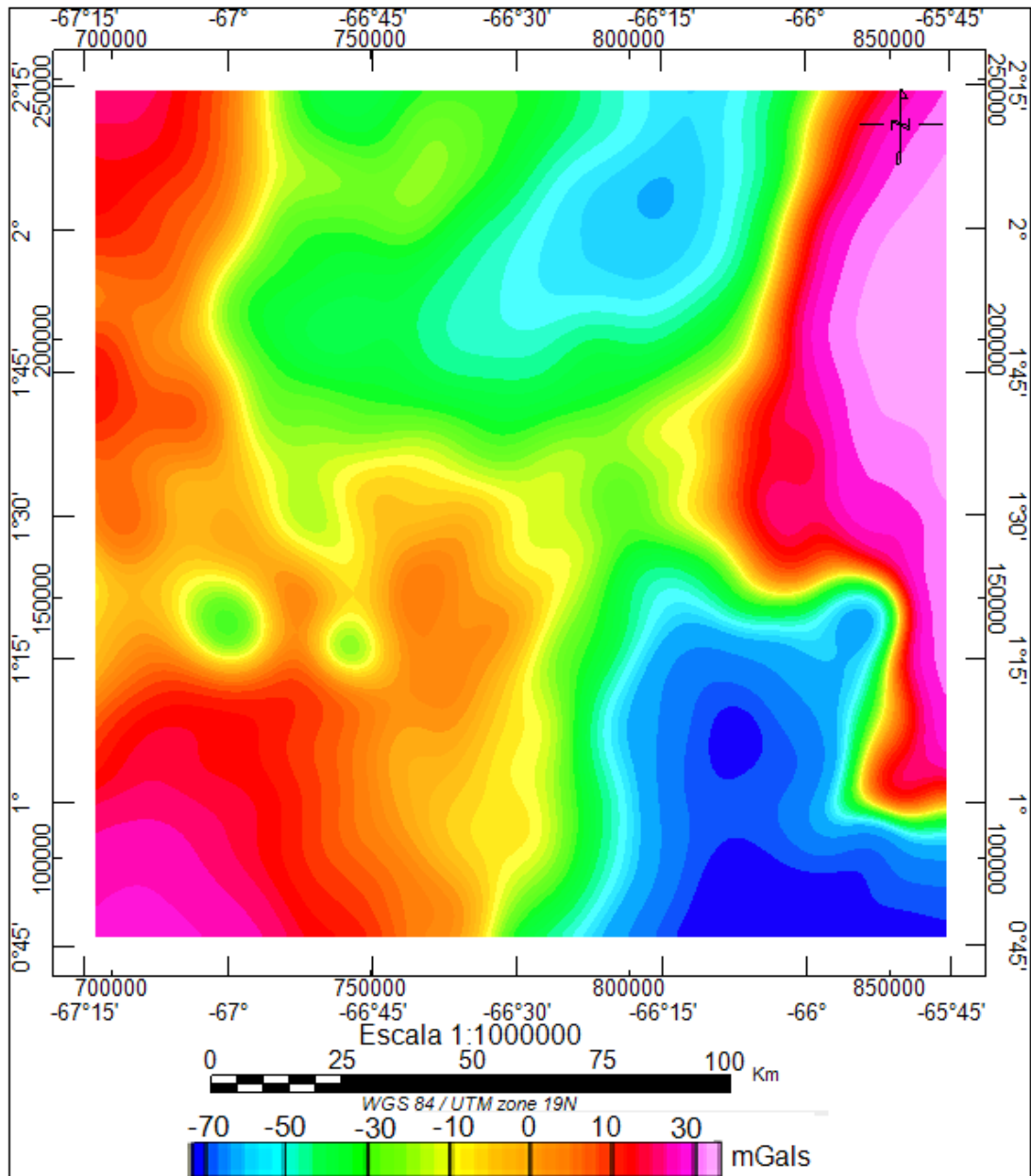


Figura 34. Mapa regional de continuación analítica de anomalía de Bouguer a 5000 m hacia arriba del área de estudio.

5.7. Mapa residual de continuación analítica de Anomalía de Bouguer a 5000 m hacia arriba.

En la Figura 35, se presenta el Mapa residual obtenido a partir de la continuación analítica de anomalía de Bouguer a 5000m hacia arriba, se observan alineaciones NS y SW con predominio de máximos de 10 mGals en la zona SE del área, en la región de Brasil del Complejo La Neblina.

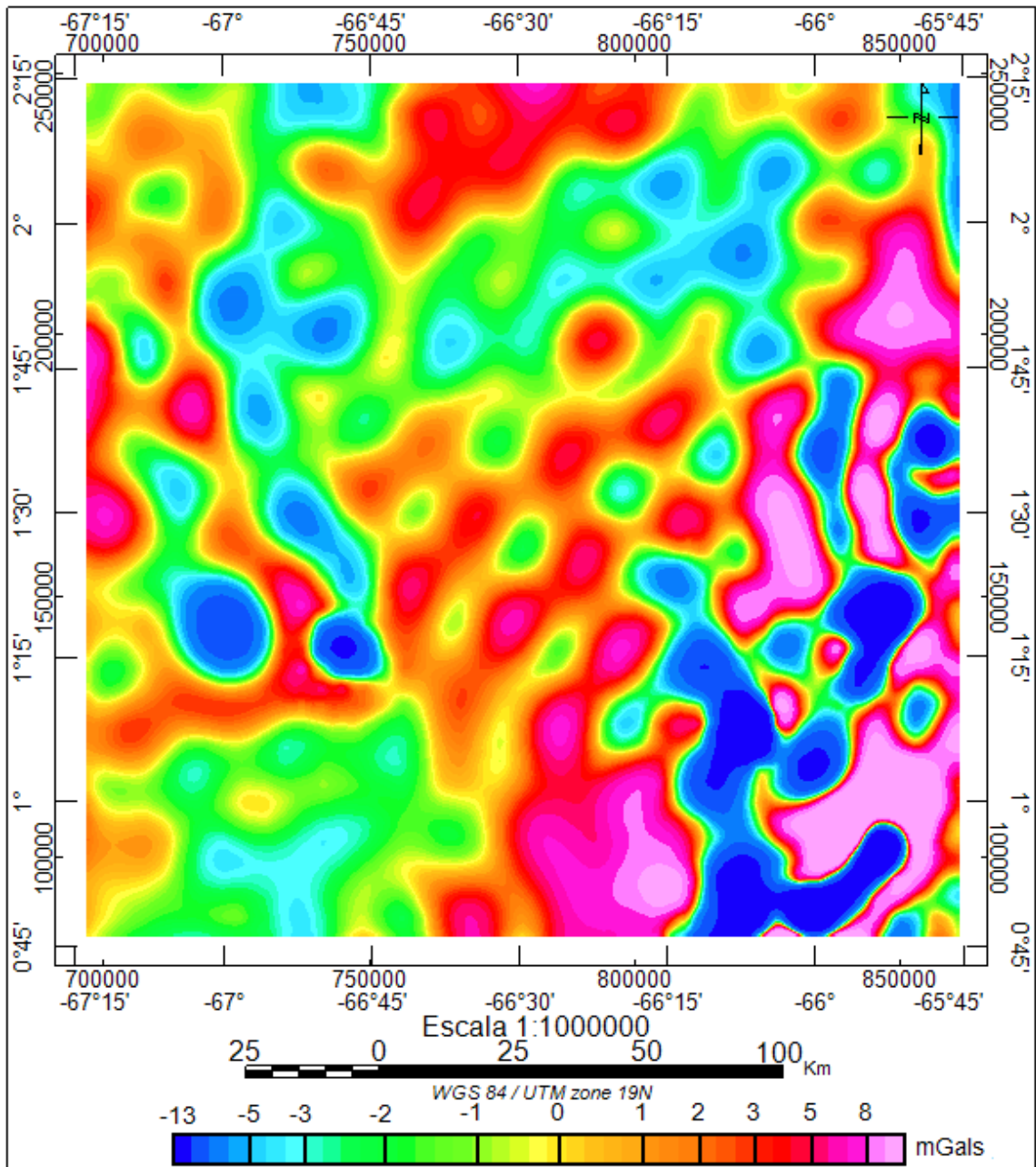


Figura 35. Mapa residual de continuación analítica de anomalía de Bouguer a 5000 m hacia arriba del área de estudio.

Los valores mínimos de -5 a -13 mGals se localizan hacia la zona del contacto entre la Serranía La Neblina y las rocas metamórficas plutónicas de San Carlos de Río Negro, además de los cuerpos ígneos presentes en la zona, claramente expresado hacia el SO, donde se localiza el granito del Cocuy o La Piedra del Cocuy. En conjunto se evidencia la gran heterogeneidad geológica de la zona en estudio.

5.8 Mapa de Intensidad Magnética Total

El mapa de Intensidad Magnética Total (Figura 36), refleja el campo geomagnético propio de la región ecuatorial en la zona de estudio. Se observa una dirección de tendencia de las líneas magnéticas de O-E, con valores máximos de anomalías magnéticas del orden de 29150 nT asociadas al complejo de Basamento presente en el área de estudio.

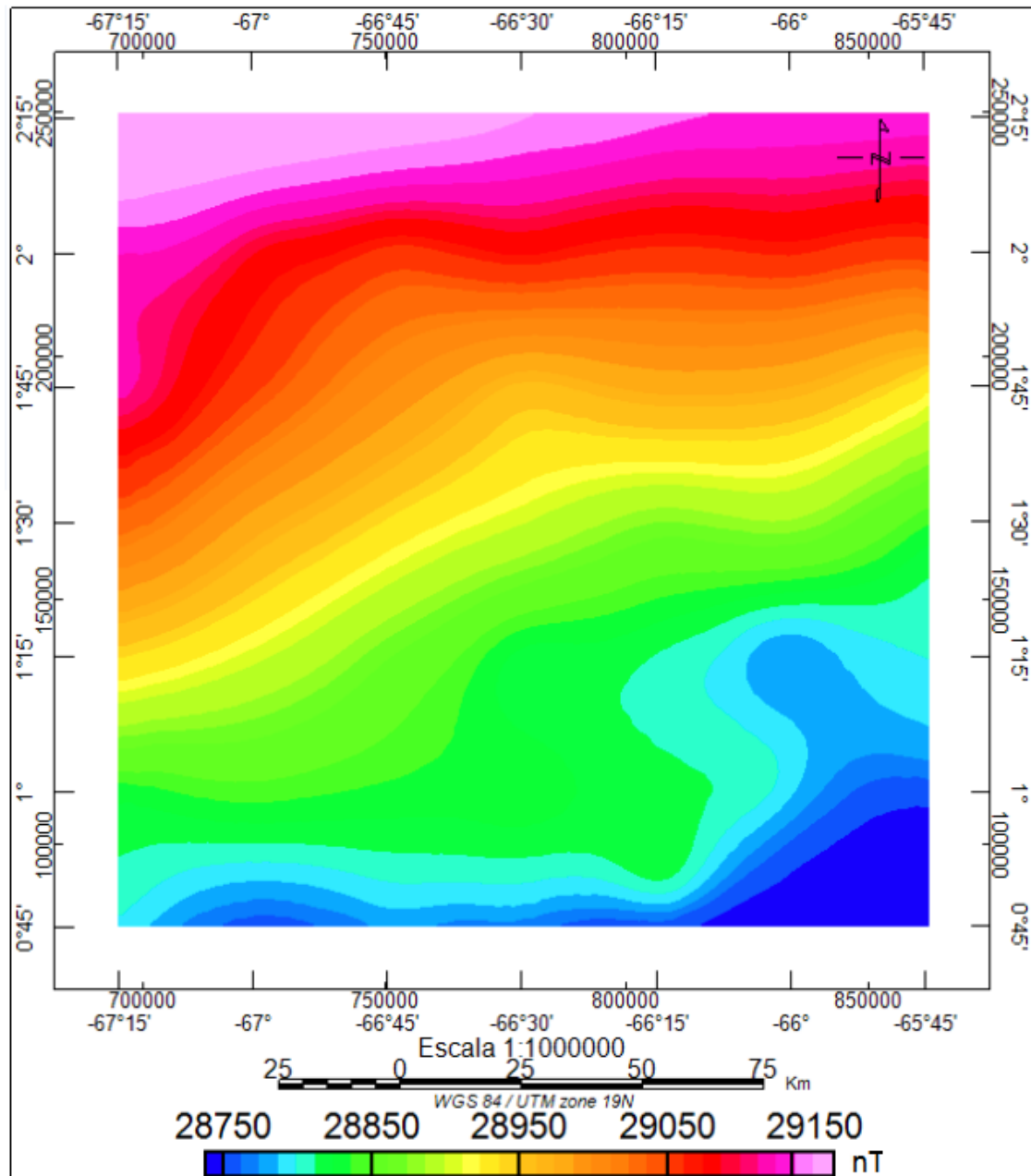


Figura 36. Mapa de Intensidad Magnética Total del área de estudio.

5.9 Mapa de Anomalía Magnética

El mapa de anomalía Magnética (Figura 37), muestra valores mínimos hacia el N-O del orden de -90 nT a -60 nT posiblemente asociados a una cuenca con tendencia N60-70W cercana a la población de San Carlos de Río Negro; mientras que el alto magnético del orden de 90 nT podría estar asociado a efectos de polarización magnética local, asociadas a la presencia de intrusiones graníticas en el Complejo de Basamento que aflora en la zona de estudio.

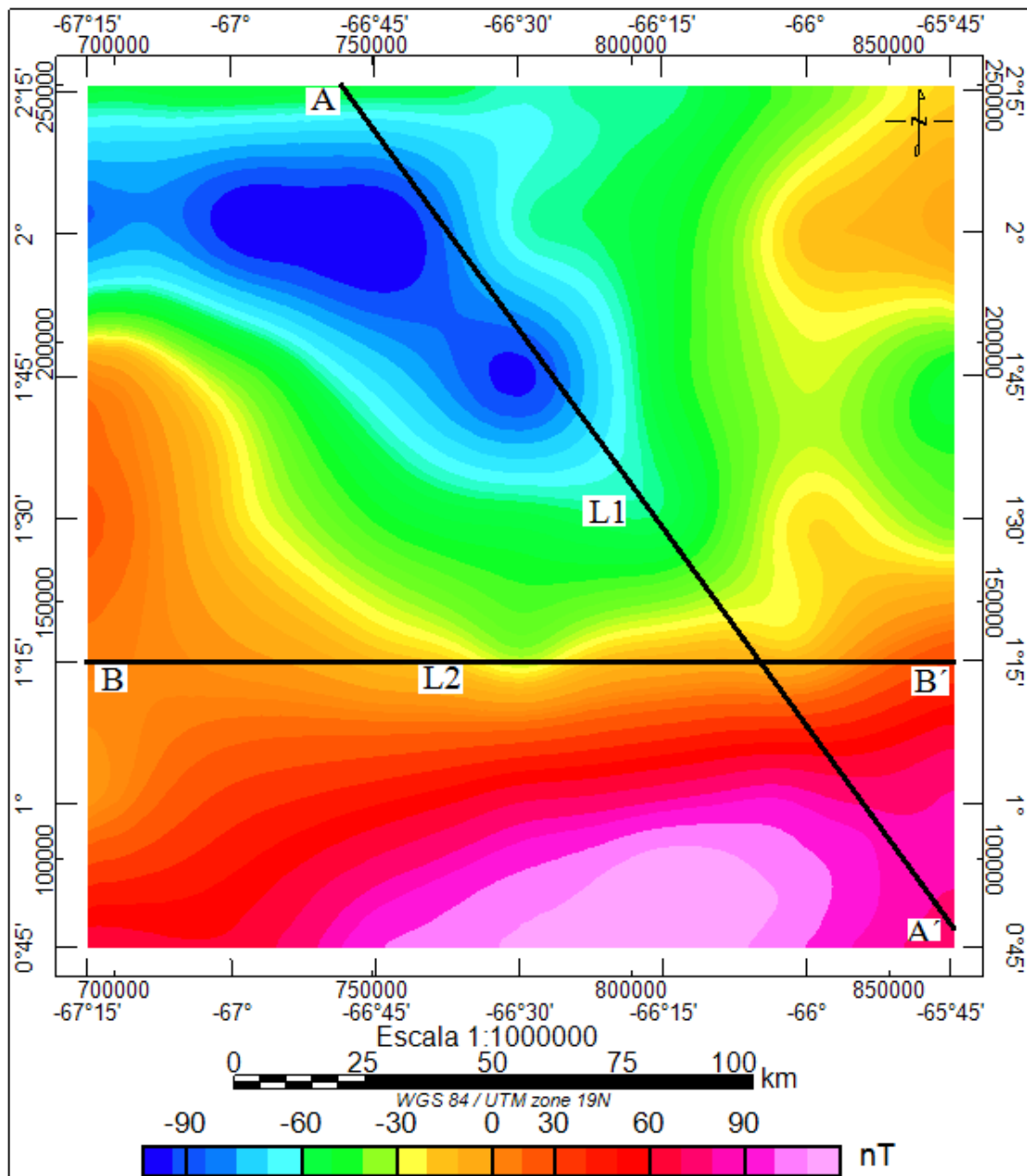


Figura 37. Mapa de anomalía Magnética del área de estudio.

5.10. Separación regional y residual de Anomalía de Magnética.

Al igual que en el caso de la anomalía gravimétrica, en la anomalía magnética se realizaron mapas regionales y residuales de anomalías magnéticas a partir de la continuación analítica del campo hacia arriba a 5000 m, 10000 m, 15000 m y 20000 m, con el fin de visualizar las anomalías de baja frecuencia a altas profundidades. Se incluyen perfiles de continuación analítica de anomalías magnéticas a diferentes alturas (Figura 38 y 39) de los perfiles L1 y L2 respectivamente, la comparación de estos perfiles permitió seleccionar la más adecuada a 5000 m.

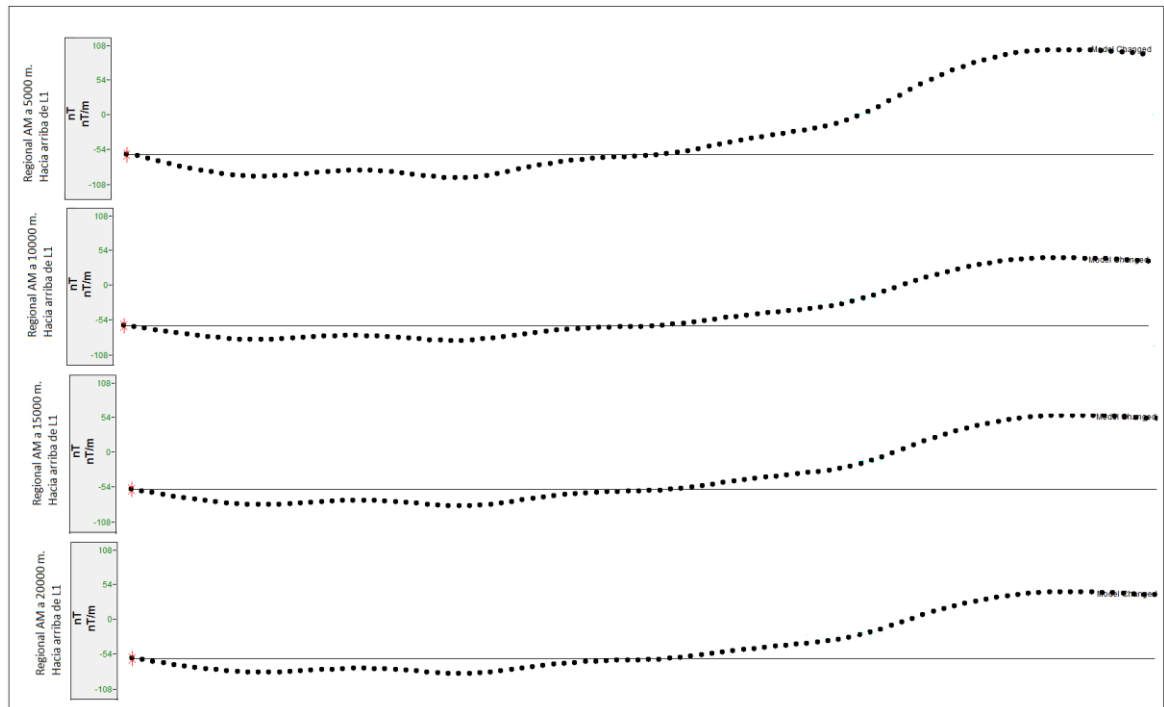


Figura 38. Perfiles de Comparacion de AM a 5000m,10000m,15000m y 20000m del Perfil L1.

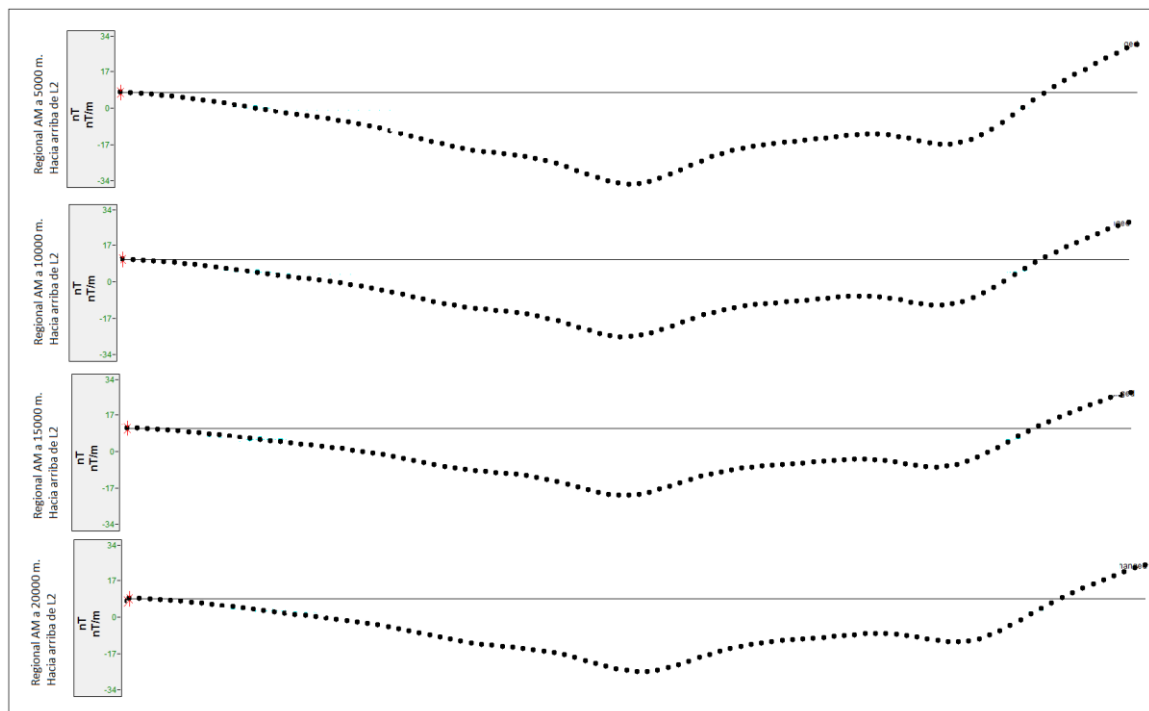


Figura 39. Perfiles de Comparacion de AM a 5000m,10000m,15000m y 20000m del Perfil L2.

5.11 Mapa regional de continuación analítica de Anomalía Magnética a 5000m hacia arriba.

En la Figura 40, en el mapa residual de anomalía magnética a partir de la continuación analítica a 5000 m hacia arriba, se observan valores máximos de 100 nT hacia la zona Sur con una orientación E-W, hacia el N-O se observan mínimos del orden de -90 nT del mapa regional de anomalías magnéticas.

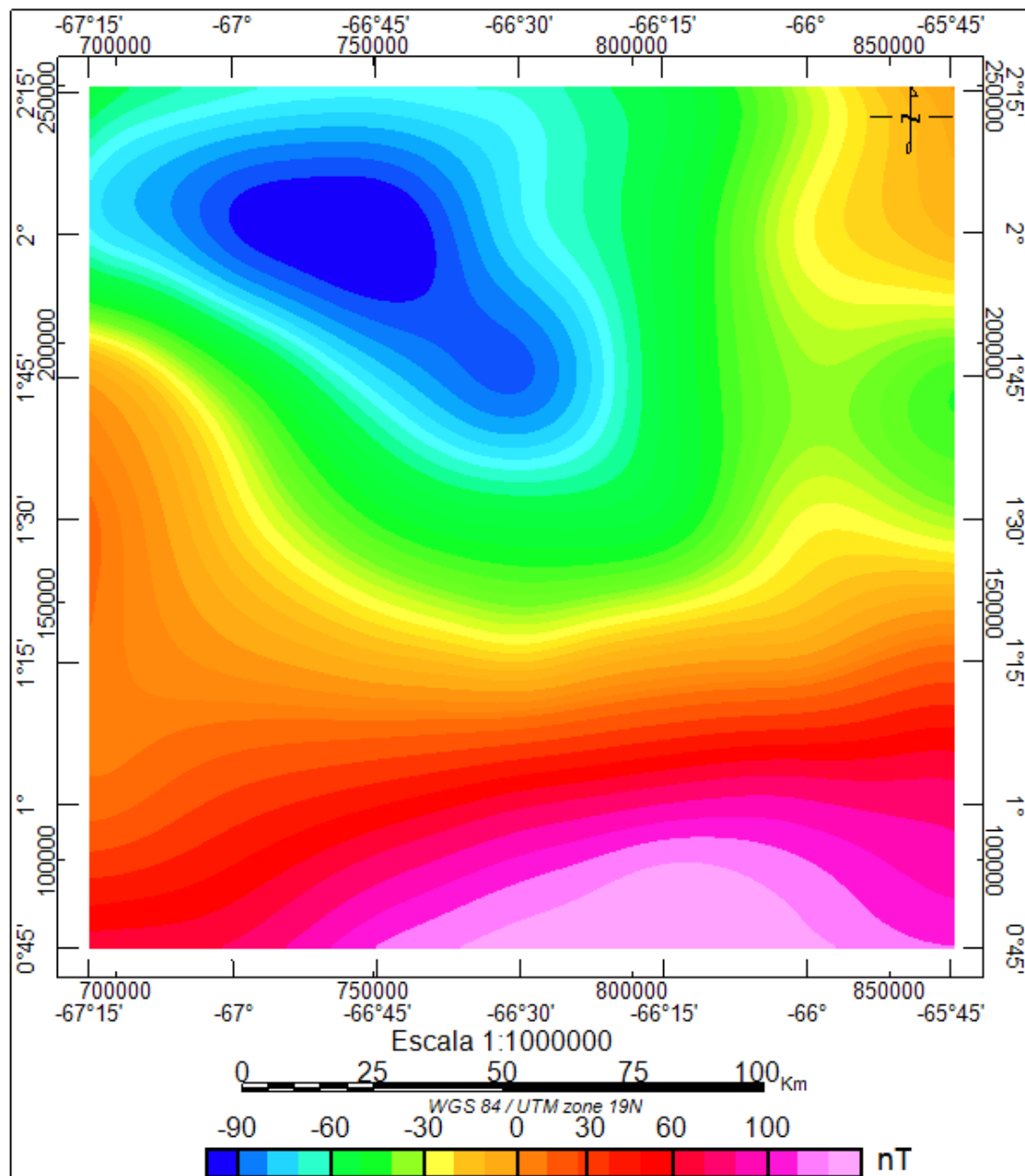


Figura 40. Mapa regional de anomalía magnética a 5000 m hacia arriba.

5.11. Mapa residual de continuación analítica de Anomalía Magnética a 5000 m hacia arriba.

En la Figura 41, del mapa residual de anomalías magnéticas a partir de la continuación analítica del campo hacia arriba a 5000 m, se observan valores máximos de 10 nT hacia el área de la Serranía La Neblina asociados al Complejo del Basamento, de igual forma en la zona central N-O y N-E, se observan mínimos residuales del orden de los -10 nT en una dirección E-O.

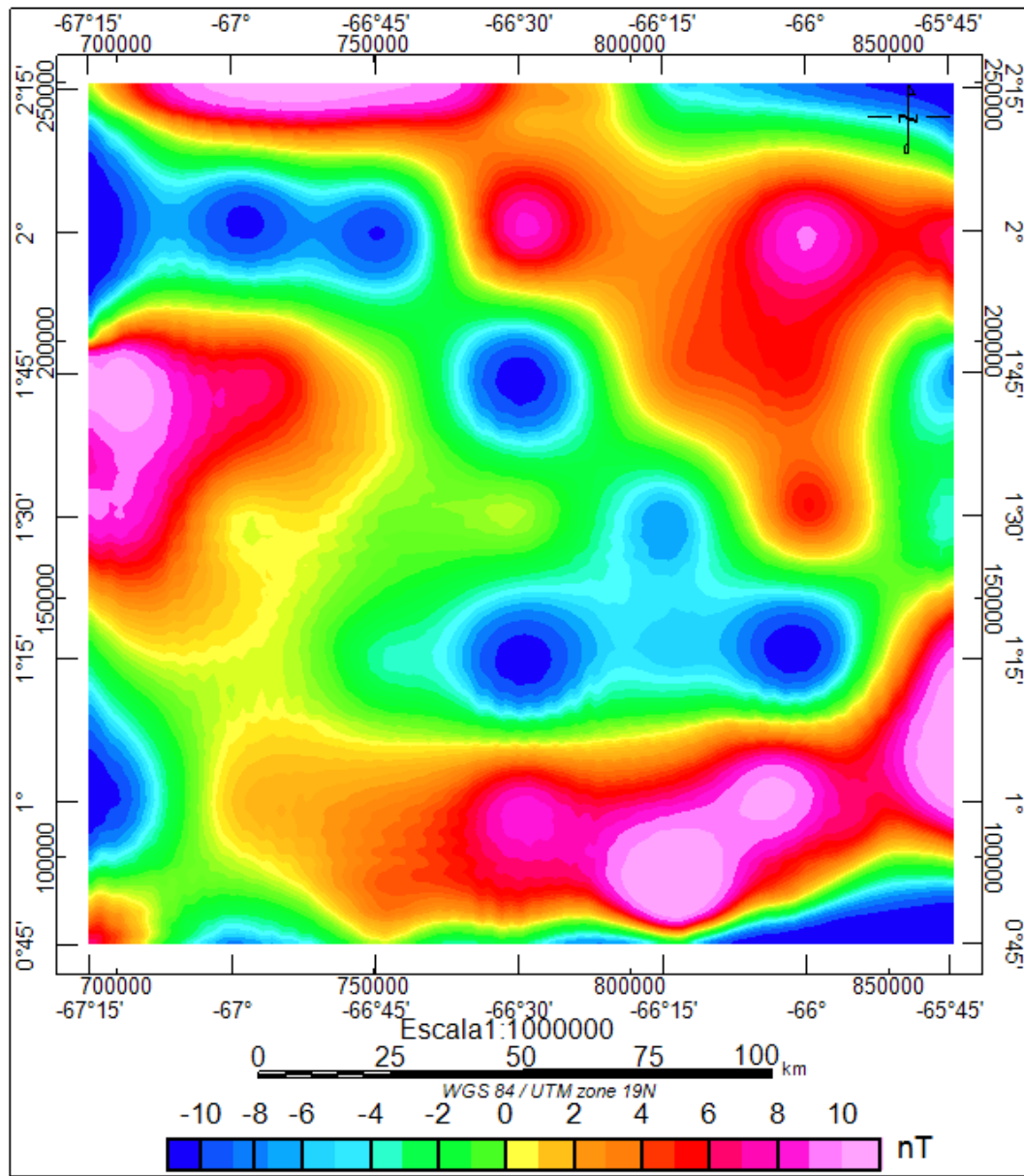


Figura 42. Mapa residual de anomalía magnética a 5000m hacia arriba.

5.12 Modelos Geológicos Propuestos

Las restricciones para los modelos L1: A-A' y L2: B-B' (Figuras 43 y 44) se impusieron luego recolectar toda la información geológica y geofísica, tomadas de trabajos realizados cerca de la zona de estudio, la cual sirvió para obtener los diferentes parámetros importantes en el ajuste de los modelos a la respuestas gravimétrica y magnética. Estos parámetros son la densidad y la susceptibilidad Magnética de las formaciones expuestas en los modelos; se utilizaron tablas de densidades y susceptibilidades magnéticas promedios (Tabla 11). En cuanto a los espesores y profundidades se tomó el análisis espectral de los datos gravimétricos y magnéticos y para Moho se usó como referencia el trabajo de Chalbaud (2000). Para el modelaje gravimétrico-magnético en términos geológicos, se utilizó el programa GM-SYS de OASIS Montaj.

Los perfiles y secciones de subsuelo generados, son solo una aproximación de la realidad del subsuelo, lográndose una mayor aproximación al usar herramientas como análisis espectral o comparación con otros modelos geofísicos o geológicos ya realizados en la zona de estudio.

5.13 Análisis del modelo geológico gravimétrico-magnético Perfil L1: AA'

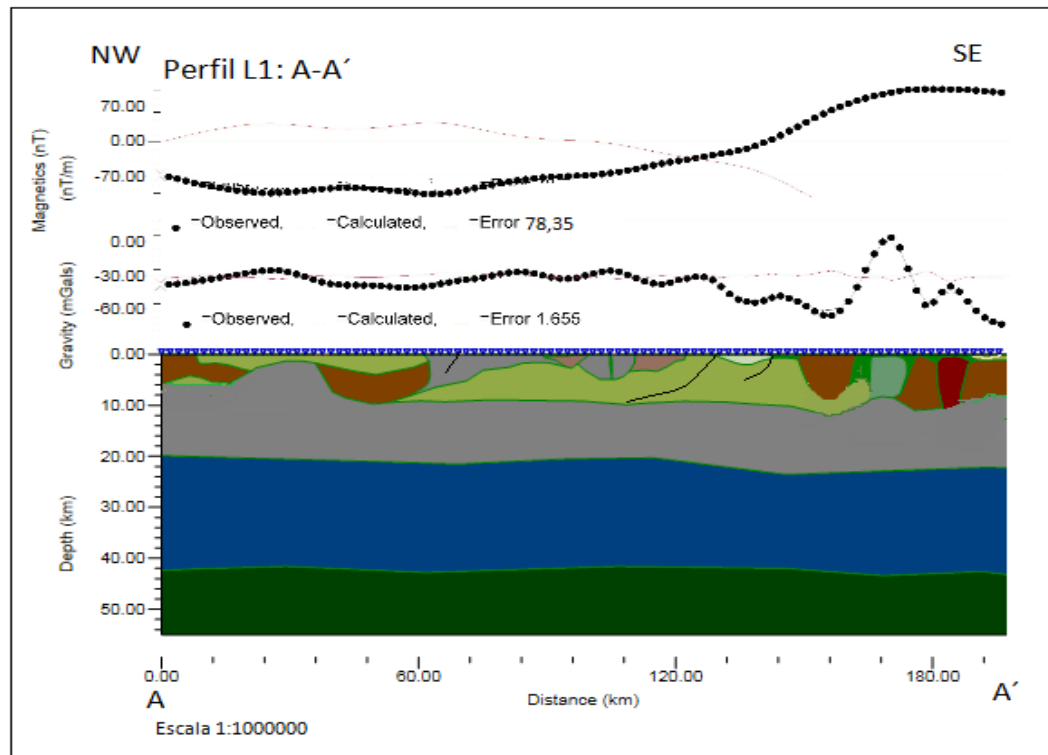


Figura 43. Modelo gravimétrico- magnético del Perfil L1.

El perfil L1: AA' posee una orientación NW-SE de 190 km de longitud casi en su totalidad en territorio venezolano con distintas unidades geológicas y hacia su parte final A' una pequeña área perteneciente a Brasil específicamente a la Serranía del pico La Neblina; el manto superior y la corteza inferior se han modelado como unidades poco distorsionadas de 17 a 42 km.

En la zona de Venezuela este perfil se inicia en el terreno metamórfico-plutónico de San Carlos de Río Negro, con densidades de 2,72-2,74 g/cm³, cortando en su recorrido el Granito porfídico de San Carlos de Río Negro, enmarcado dentro de la Provincia Pétroectónica del Casiquiare, en su parte central el perfil atraviesa el Complejo de Basamento (Cuchivero) con densidad de 2.7g/cm³, ya en su parte final cruza una falla de gran tamaño que buza hacia el S-W, para terminar en la Serranía La Neblina, caracterizada por sedimentos pre-Roraima en Venezuela con densidades de 2.67 g/cm³ y en Brasil con la llamada Formación Serranía La Neblina (meta) cuarzo, arenisca, cuarzita y (meta) conglomerados. Los valores de densidad y susceptibilidad Magnética que presentan las unidades geológicas para

los dos modelos varían en un rango de 2.6 a 3.2 gr/cm³ y 0.013 a 0.00002 respectivamente y fueran tomados como referencias de Erasmo (2002) y Escorihuela (2004) representado en la Tabla 11. El análisis espectral de los mapas de Intensidad Magnética Total y anomalía magnética determinó que las fuentes anómalas más profundas se ubica entre 17.5 km asociada a la interfase entre la corteza superior y la corteza inferior y las intermedias se ubica a 12 Km, asociada al Complejo de Basamento y corteza superior. La profundidad intermedia en el análisis espectral del mapa de anomalía Bouguer es de 4.5 Km, la cual se puede asociar al cambio de contacto entre la Provincia Cuchivero y la Provincia Roraima. Moho se pone de 42 a 45 km tomando como referencia de Chalbaud (2000). El perfil gravimétrico marcó un alto que concuerda con el máximo magnético, siendo indicativo de la presencia de litología de alta magnetización y alta densidad. El mayor valor de anomalía de Bouguer se observa hacia la zona S-E principalmente en una zona de la Serranía La Neblina con valores de 10 a 20 mGals incrementándose hacia el este, de igual manera esta zona tiene las principales fuentes anómalas con un valor máximo de 90 nT.

5.14. Análisis del modelo geológico gravimétrico-magnético Perfil L2: BB'

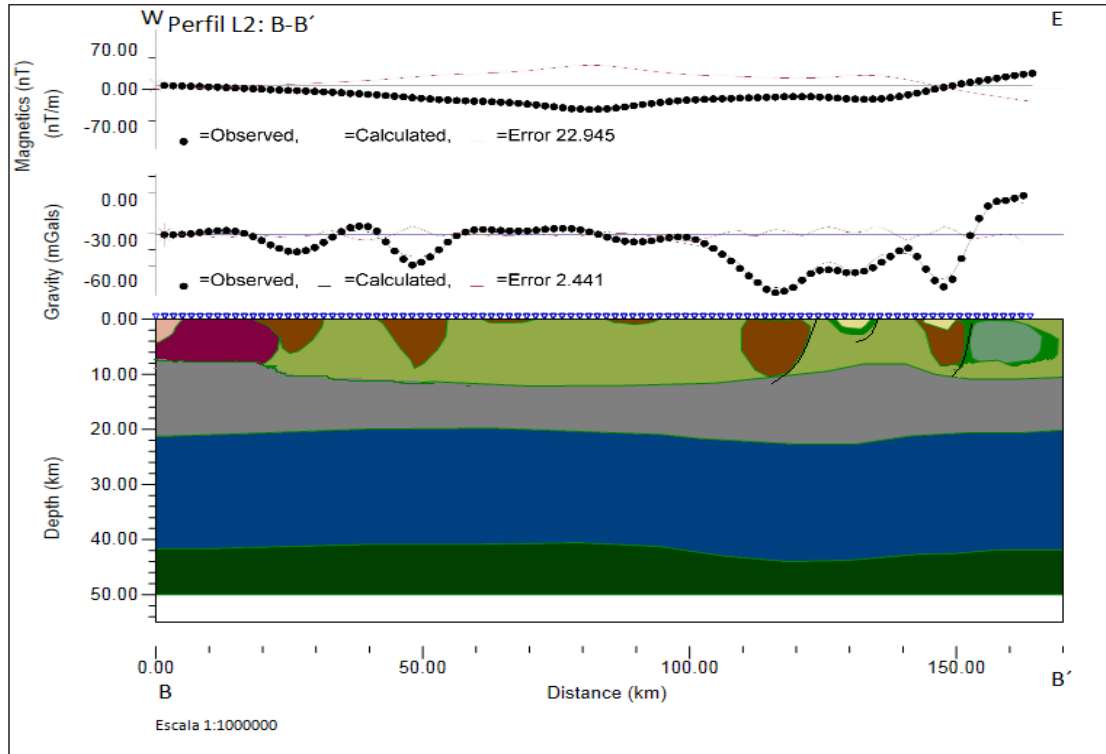












Figura 44. Modelo gravimétrico- magnético del Perfil L2.

El Perfil L2: BB' posee una orientación E-O de 170 km de longitud constituido por unidades litológicas con características diferentes y muy complejas de Colombia, Brasil y Venezuela. El perfil empieza en los terrenos del Complejo Cauaburi (cb). Facies Tarsira: (meta) granitoide y gneiss monzogranítico de Brasil con densidades de $2.72\text{-}2.74\text{ g/cm}^3$, seguidamente atraviesa las rocas metamórficas con metamorfismo regional de Facies Anfibolita-Granulita del Proterozoico. Paleoproterozoico de Colombia, con densidades $2.7\text{-}2.72\text{ g/cm}^3$, al entrar en Venezuela corta un mínimo gravimétrico de -45 mGals , representado por la intrusión ígnea de la Piedra del Cocuy. Hacia la zona del centro se observa un ligero incremento de gravedad, esto se debe al afloramiento de basamento recubierto por capas de sedimento. Hacia la parte final al este, se presenta una falla de considerable tamaño que afecta a las rocas sedimentarias pre-Roraima, representadas por el pico La Neblina, también se observan mínimos gravimétricos, los cuales pudieran ser asociados a intrusiones graníticas en la zona. De igual

forma que en L1, L2 tiene sus máximos y mínimos gravimétricos y magnéticos hacia la zona de la Serranía La Neblina, con valores de 20 mGals y 70 nT.

Tabla 11. Características, densidad y susceptibilidad magnética de cada uno de los cuerpos presentes en los modelos propuestos. Estos valores de densidad y susceptibilidad magnética fueron tomados de Erasmo (2002) y Escorihuela (2004).

Símbolo	Litología	Densidad (g/cm³)	Susceptibilidad (c.g.s)
	Sedimento no consolidado. Aluvi3n (Pleistoceno a Holoceno)	2.45	0.00002
	Rocas sedimentarias, Meta-sedimentarias Grupo Roraima, sedimentos pre-Roraima, s.d. (Proterozoico Temprano a medio)	2.76	0.0002
	Rocas Metam3rficas y Plut3nicas Complejo de basamento, s.d.(Proterozoico Temprano)	2.7	0.008
	Rocas Metam3rficas y Plut3nicas San Carlos, Terreno metam3rfico-plut3nico.(Proterozoico Temprano)	2.72-2.74	0.009
	Rocas metam3rficas, tipo peridotiticas	3	0.0012
	Rocas Intrusivas Rocas Intrusivas Silíceas.(Proterozoico Medio)	2.61-2.62	0.0002
	Corteza inferior	2.9	0.011
	Manto Superior Conformado principalmente por rocas Ultram3ficas (peridotitas)	3.2	0.013
	Metam3rficas. Metamorfismo regional. Facies Anfibolita-Granulita.	2.71	0.006
	Complejo Cauaburi (cb). Facies Tarsira: (meta) granit3ide e augen gnaisse monzogranítico	2.72-2.73	0.008

CONCLUSIONES

El análisis estadístico permitió tener un control de calidad sobre los datos gravimétricos y magnéticos. En la tabla 6, se muestran las medidas de tendencia central, dispersión de los datos gravimétricos, que presentan una desviación estándar de 20.148, reflejando una población de datos un poco alejado del valor medio de los datos. Del histograma de frecuencias de los datos de Anomalía de Bouguer, se observa una distribución unimodal en los datos cuyos valores están comprendidos entre un mínimo de -160.398 mGal y un máximo de 39.977 mGal. En la Tabla 7, se muestran las medidas de tendencial central, dispersión de los datos magnetométricos, que presentan una desviación estándar de 66.225, reflejando una población de datos un poco alejado al valor medio de los datos. Del histograma de frecuencias se observa una distribución normal con tendencia a la bimodalidad alrededor entre -58 nT y 100 nT. Los valores están comprendidos entre un mínimo de -113.723 nT, y un máximo de 164.999 nT (Figura 21).

Analizado los mapas de anomalía de Bouguer, anomalía magnética, aire libre, topografía, los regionales y residuales junto al mapa geológico integrado de la zona de estudio, se describen los valores máximos de anomalías de Bouguer y de anomalía magnética. Las variaciones geológicas profundas (basamento y Moho), alteran la superficie de la zona (deformaciones estructurales) muy suavemente, observándose respuestas notables en los mapas de anomalías de Bouguer. Los máximos de anomalía de Bouguer se concentran hacia la zona S-E, originadas por la presencia del Complejo del Basamento y las rocas metamórficas plutónicas de San Carlos de Río Negro y son del orden de 30 a 40 mGals, los mínimos gravimétricos se concentran hacia la zona baja específicamente hacia el S-E con anomalías del orden de -80 mGals, también se observan 2 mínimos locales hacia el S-O del orden de -40 mGals producidos por cuerpos ígneos intrusivos. La anomalía magnética refleja los valores máximos de 90 nT y las líneas magnéticas siguen la tendencia del campo magnético total E-O teniendo la dirección del Complejo del Basamento que aflora en la zona de estudio.

El análisis espectral de los mapas de Intensidad Magnética Total y anomalía magnética determinó que las fuentes anómalas más profundas se ubican entre 17,5 km asociada a la interfase entre la corteza superior y la corteza inferior y las intermedias se ubica a 12 Km, asociada al Complejo de Basamento y corteza superior. La profundidad intermedia en los mapas de anomalía de Bouguer es de 4,5 Km, la cual se puede asociar al cambio de contacto entre la Provincia Cuchivero y la Provincia Roraima. Como la ventana de estudio era pequeña, menor a 2°, el análisis espectral no arrojaría el valor de Moho, por lo tanto se tomo de referencia a Chalbaud (2000), quien propuso modelos geológicos y estableció que la interface Moho se encuentra a una profundidad de 42 km, a partir de la sísmica de refracción, realizada en el Edo. Bolívar.

En el ámbito de nuevas fuentes o yacimientos minerales es muy difícil decir con certeza las zonas exactas, sin embargo las curvas de anomalías magnéticas arrojan altos valores en la parte W-E hacia el sur de la zona de estudio. Potencialmente los granitos tipo San Carlos de Rio Negro pueden considerarse como fuentes probables de columbita-tantalita, ilmenita; las rocas graníticas del Complejo Casiquiare y las asociaciones al granito Santa Rosalía ubicadas al sur del río Yatúa y al este del río Baría destacan una clara correlación de acuerdo a los resultados radimétricos realizados por Herrero (1985).

RECOMENDACIONES PARA DELIMITAR POSIBLES YACIMIENTOS MINERALES

En el Amazonas las exploraciones y posterior estudio de posibles yacimientos minerales ha disminuido casi en su totalidad desde que en 1978 sus principales zonas potenciales fueron declarados parques naturales, entre ellos se encuentran la Serranía la Neblina, el parque Sierra Tapirapécó, el Cerro Yapacana , el Duida-Marahuaca, además del Cerro Delgado Chalbaud donde nace el Rio Orinoco. Sin embargo, la incrementada presencia de grandes grupos de artesanos buscadores de recursos minerales comúnmente llamados garimpeiros hace poner una señal de alerta y hace pensar que en estas zonas se está llevando la minería ilegal, ya sea de mineral aurífero (Au) o estratégico (Columbita - Tantalita).

Con la finalidad de delimitar la prospección de posibles yacimientos de minerales en la zona de estudio se recomienda realizar un estudio geológico – minero-geofísico detallado de gran envergadura, y así obtener muestras geológicas del área y lograr una clara interpretación litológica de la zona estudio. Obtener muestras de rocas de las áreas más potenciales y así conocer las susceptibilidades de las rocas y realizar un mapa de pseudo susceptibilidades magnéticas para correlacionarlo con el Mapa de Anomalía Magnética.

Continuar y expandir la zona del Proyecto Inventario de los Recursos Naturales de la Región Guayana (P.I.R.N.R.G.), que realizó C.V.G. TECNICAMINERA C.A. (a una escala de 1:250.000), empezado en 1986 y finalizado en 1992, concretamente en los sectores “Ríos Pasimoni, Yatùà y Baría” ubicados en el área que comprende la hoja de radar NA19-1 2y limitado por las coordenadas 1°00’ – 2°00’ de la latitud norte y 66°00’ – 66°40’ de longitud oeste, del Estado Amazonas y así obtener nuevas muestras de rocas, realizar nuevos estudios con técnicas avanzadas con las que no se contaba hace casi 3 décadas.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Barrios, F., U. Cordani, y K. Kawashita (1985) "Caracterización geocronológica del Territorio Federal Amazonas, Venezuela. "VI Congreso Geológico de Venezuela". Ministerio de Energía y Minas. Dir. de Geología. Public. Esp. 10: 22-31

Bonilla, A., J.C. Frantz, T. Marqués, Cramer, J.A. Franco y Z. Amaya. (2012): U-Pb age of the Matraca Rapakivi Granite, Department of Guainía, Colombia. Abstracts VIII South American Symposium on Isotope Geology (SSAGI), Medellin, Colombia, 1

Chalbaud, D. (2000). Determinación del espesor cortical del Escudo de Guayana a partir de análisis de información de sísmica de refracción. Trabajo Especial de Grado. Universidad Simón Bolívar. Inédito. 117p.

Cordani, U. G., A. Cardona, D. Jiménez, D. Liu y A.P. Nutman (2005). Geochronology of Proterozoic basement inliers from the Colombian Andes: Tectonic history of remnants from a fragmented Grenville belt. In: Vaughan, A. P. M., Leat P. T., Pankhurst, R. J. (eds), *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication, 246, pp. 329-346.

Cordani, U., C.Teixeira, C.G. Tassinari, y M.A Basei (2000).Crustal Evolution of the South America Platform. En: *Tectonic Evolution of South America*, Pub. Esp. 31 Int Geol C.: 40p.

Dobrin, M. y C. Sanit (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. 4^{ta} ed. P 38-102p.

Erasmus, A. (2002). Análisis geoestadístico y espectral de datos Aeromagnéticos de la zona centro-occidental del Edo. Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. 79p.

Escorihuela, H.N. (2004). Interpretación de datos aeromagnéticos con fines de exploración minera en la zona San Rafael- El Callao, Escudo de Guayana, Estado Bolívar. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. 78p.

Gaudette, H., V. Mendoza, P.M., Hurley, y N.W. Fairbarin, (1978). Geology and age of the Parguaza Rapakivi Granite, Venezuela. En: Geol. Soc. América, Bull V 89 p. 1.335-1.340

Gibbs, A.K y C. Barron (1993). The geology of the Guyana Shield. New York. Oxford university press.

Joseph, W. (2013). Interpretación Geológico-Geofísica mediante datos gravimétricos y magnéticos satelitales en la zona Sur-Sureste del Estado Amazonas. Trabajo Especial de Grado. Universidad Central de Venezuela. 82p.

Martín, B (1974). Paleotectónica del Escudo de Guayana. Conf. Geol. Inter – Guayana IX, Ciudad Guayana, Venezuela, Mayo 1972, Memoria, Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 6: 251 – 305.

Martínez y Martínez, R.O. (1992) “Reconocimiento geológico y geomorfológico del área del rio Cunucunuma-Duida, Territorio Federal Amazonas, Venezuela”. En: Soc. Venezolana de Geol. Bol. 44: 47-61

Mendoza, S.V. (1973).Evolución tectónica del Escudo de Guayana (Resumen). Cong. Latinoamericano de Geología II, Caracas, Noviembre 1973, resúmenes: 75p.

Mendoza, S. V. (2000) Evolución geotectónica y recursos minerales del Escudo de Guayana en Venezuela (y su Relación con el Escudo Sudamericano). Geos (UCV) 2:184

Meyer, P. (1988). Probabilidad y Aplicaciones Estadísticas. Addison Wesley Longman de México S.A de C.V. Primera Reimpresión, Edición Revisada. 480p.

Niu, F., T. Bravo, G. Pavlis, F. Vernon, H. Rendon, M. Bezada, A. Levander (2007), Receiver function study of the crustal structure of the southeastern Caribbean plate boundary and Venezuela: Journal of Geophysical Research (JGR), 112, B11308, doi:10.1029/2006JB004802.

Rincón, H., W.Zerpa, y L Esis. (1992) Estudio geológico-geomorfológico del sector ríos Pasimoni, Yatù y Baria del Territorio Federal Amazonas, Venezuela. Soc. Venezolana de Geol. Bol., V. 44: 22-31

Ríos, 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 (3):1759-1782

Rocabado. V.(2005). The major features of the crustal structure in northeastern Venezuela from deep wide angle seismic observations and gravity modelling. Tectonophysics. 399:109-124.

Rodríguez. S.E., 1985. Recursos Minerales de Venezuela. En: MEM Bol. Geol. 1(27): 228

Schmitz, M., D. Chalbaud, J. Castillo, C. Izarra. (2002).The Crustal Structure of the Guayana Shield, Venezuela from seismic refraction and gravity data. Tectonophysics. 345: 103-118

Sidder, G. B. y S. V. Mendoza (1995).Geology of the Venezuelan Guyana Shield and its relation to the geology of the entire Guyana Shield: U.S. Geological Survey Bulletin 2124: B1-B41.

Tassinari, C.C.G. y M.J.B. Macambira (1999). Geochronological provinces of the Amazonian Craton.Episodes, 22:174- 182.

Teixeira, W. y C.C.G Tassinari. (1984) Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e sua simplificações geotectônicas. 2 Symposium Amazônico, Actas, pp. 87-102

Telford, W., M. Geldart, R. Sheriff y D. A. Keys (1976). "Applied Geophysics". London. Syndics of the Cambridge University Press, 860p.

Toussaint, J.F. (1993) Evolución geológica de Colombia, Precámbrico y Paleozoico. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 229p.

Wynn, J. C., y K. Bond. (1993). Simple Bouguer Gravity Anomaly Map of the Venezuelan, Guiana Shield. Boletín 2062. Caracas. Escala 1:100.000. Mapa Gravimétrico

Yáñez, P. G., (1992) Aspectos geológico-geomorfológicos de la frontera con Brasil, Territorio Federal Amazonas, Venezuela. Sociedad Venezolana de Geología. Bol. 44: 3-14.

PAGINAS WEB CONSULTADAS

http://abae.gob.ve/paginas/propiedades_fisicas_t.html.

http://topex.ucsd.cdu/cgi-bin/get_data.cgi.

<http://Bing.Mapa Geográfico de Venezuela.Com>

<http://pdv.com/lexico/p191.html>

<http://miespacioubv.blogspot.com/2010/01/provincias-geologicas-de-venezuela.html>

APENDICES

A. ESTADISTICA

Datos Gravimétricos

- **A-1. Prueba de K-S**

Se realizó la prueba de K-S a los datos gravimétricos usando como contraste una distribución normal ya que los datos se acercan más a ésta.

Prueba de Kolmogorov-Smirnov

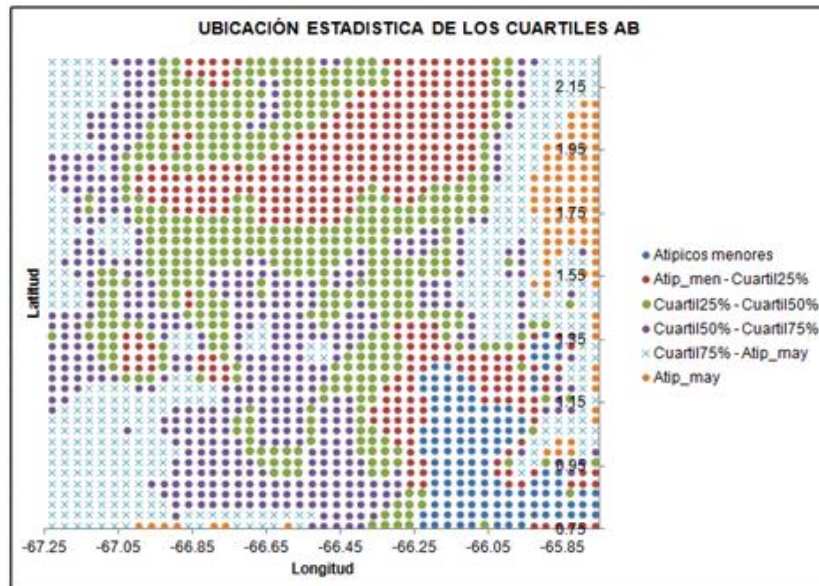
		ABt_2_7
N		1936
Parámetros normales ^{a,b}	Media	-28.354820
	Desviación típica	20.2655082
	Absoluta	.136
Diferencias más extremas	Positiva	.122
	Negativa	-.136
	Z de Kolmogorov-Smirnov	5.998
Sig. asintót. (bilateral)		.000

a. La distribución de contraste es la Normal.

b. Se han calculado a partir de los datos.

Prueba de Kolmogorov-Smirnov para variable de Anomalía de Bouguer, distribución de contraste normal.

- **A-2. Ubicación Estadística de los cuartiles de AB**



Datos Magnéticos

- **A-3. Prueba de K-S**

Se realizó la prueba de K-S a los datos magnéticos usando como contraste una distribución normal ya que los datos se acercan más a ésta.

Prueba de Kolmogorov- Smirnov

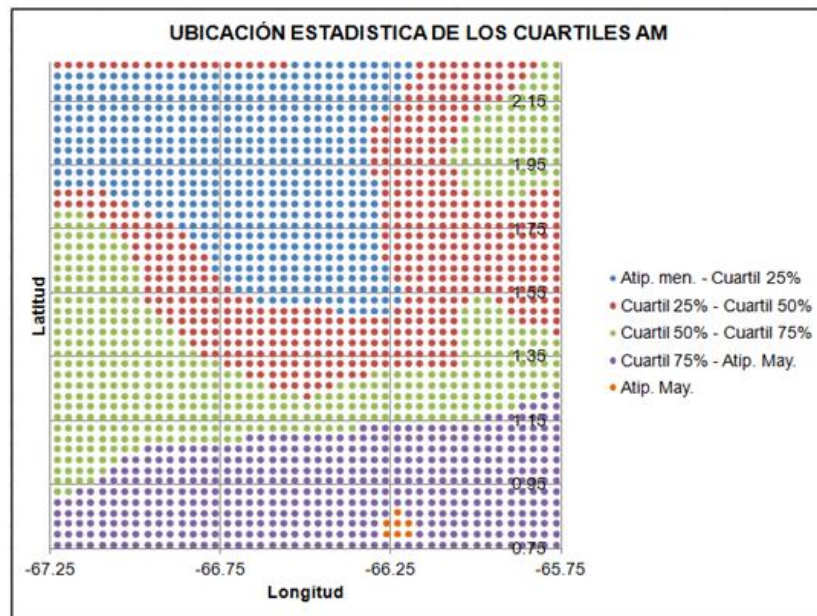
		AM
N		3481
Parámetros normales ^{a,b}	Media	-12.126
	Desviación típica	65.1545
Diferencias más extremas	Absoluta	.129
	Positiva	.129
	Negativa	-.064
Z de Kolmogorov-Smirnov		7.599
Sig. asintót. (bilateral)		.000

a. La distribución de contraste es la Normal.

b. Se han calculado a partir de los datos.

Prueba de Kolmogorov-Smirnov para variable de anomalía magnética, distribución de contraste normal.

- **A-4. Ubicación Estadística de los cuartiles de AM**



B. GEOESTADISTICA.

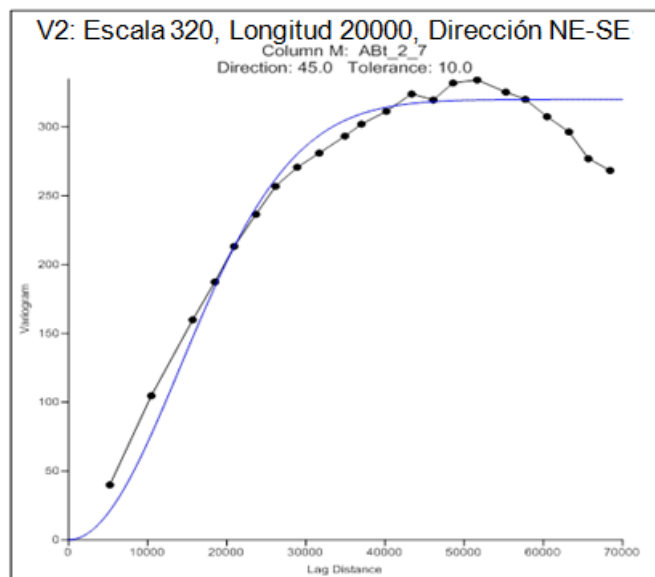
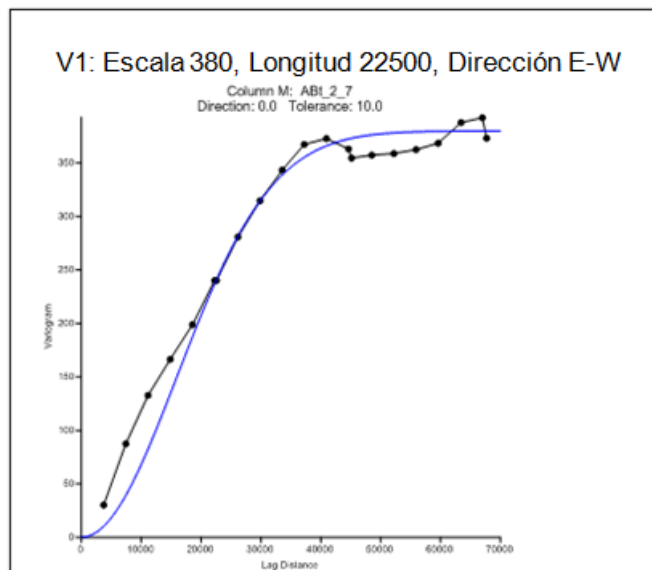
Mediante el uso de la geoestadística se determinó la tendencia de las variables de ajustes y las funciones que mejor simulan el comportamiento espacial de éstas.

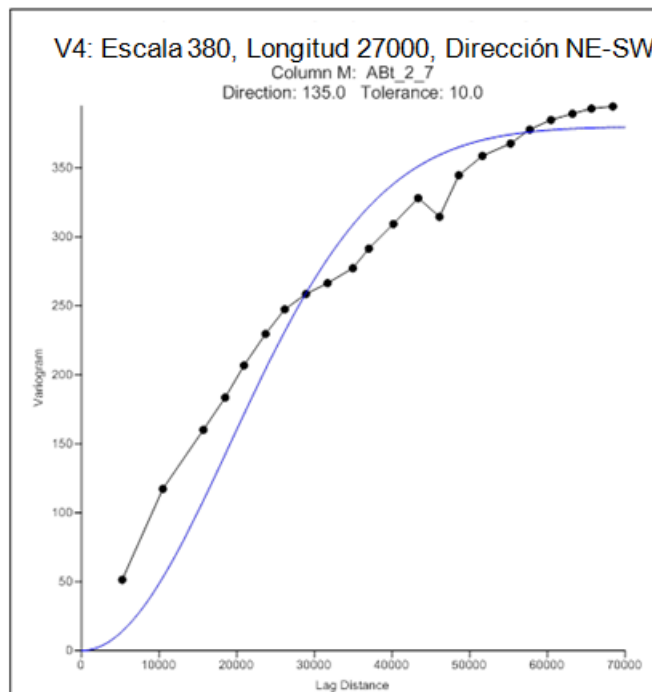
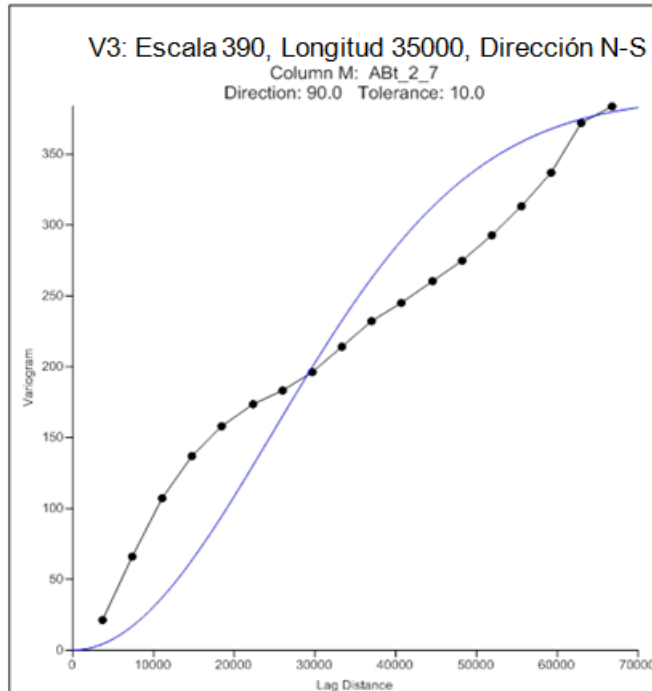
Para el análisis geoestadístico, se utilizó el programa SPSS con el cual se generaron los Variogramas, los cuales son una medida del grado de correlación espacial o continuidad de una variable geológica para una distancia de separación h y direcciones de anisotropía de algún fenómeno en estudio.

A través de la función Gamma $\gamma(h)$ se efectúa esta medida de correlación, la cual se construye graficando los valores de distancia h en el eje X, y sobre el eje Y los valores de la correlación espacial $\gamma(h)$. Este tipo de variograma obtenido a partir de datos observados se denomina variograma experimental, el cual puede ser definido tanto vertical como horizontal, dependiendo de la dirección en que se tomen los datos. Los variogramas experimentales deben ajustarse a Variogramas teóricos, los cuales provienen de diferentes expresiones analíticas teóricas.

En los datos gravimétricos se realizaron 4 Variogramas (V1, V2, V3 y V4) en distintas direcciones. Estos presentan una anisotropía geométrica y el variograma de menor error fue el geométrico. No hay grandes variaciones de densidad, y además se representan variables sumamente continuas, esto debido a que las unidades litológicas en la zona pertenecen al Cratón de Guayana y se formaron casi en el mismo tiempo geológico ((Proterozoico Medio a Temprano, Proterozoico. Mesoproterozoico.)

B-1. Variogramas de Anomalía de Bouguer.





B-2. Variogramas Anomalía Magnética.

Se realizaron 4 variogramas para los datos magnéticos (V5, V6, V7 y V8) en distintas direcciones. Éstos presentan una anisotropía geométrica y el variograma de menor error fue el geométrico. La tendencia de menor variación NW-SE está

asociada con la dirección en que se encuentran los máximos valores en el Mapa de Anomalía Magnética.

