

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1.- Presentación

A lo largo de los últimos 100 años, la utilización de los métodos de prospección geofísica, especialmente métodos gravimétricos y magnéticos en la búsqueda de yacimientos minerales, artefactos arqueológicos y en la industria petrolera mundial, han tenido gran éxito debido a los avances tecnológicos desarrollados sobre todo en el área de la Ingeniería Geofísica. Si bien es cierto que estos aportes han contribuido a la resolución de problemas y desafíos de la industria minera, también es cierto que los yacimientos minerales pueden presentar inconvenientes como el cuidado del ambiente y el sistema ecológico que aún deben ser atendidos por soluciones tecnológicas.

Ahora bien, la exploración y la explotación de yacimientos minerales están prohibidas por el Estado venezolano en ciertas zonas, tal es el caso del estado Amazonas debido a su riqueza selvática considerada como reserva natural del mundo, que goza de una rica fauna con numerosos especímenes mamíferos, reptiles, aves en extinción y con grandes yacimientos de minerales como zona de reserva minera. Los recursos minerales, clasificados como no renovables, son muy abundantes en esta vasta región y posiblemente susceptibles de futura explotación. Se conoce la existencia de manganeso, oro, titanio, niobio, estaño, diamantes, molibdeno, circonio, bauxita, cuarzo, caolín y láminas de mica. También están presentes minerales radioactivos como uranio y torio (Mendoza, 1972). La extracción de estos minerales requiere una industria verdaderamente responsable para el desarrollo futuro de la región la explotación racional de dichos recursos. Actualmente se percibe una gran preocupación socioeconómica por el uso y manejo de estos ambientes acuáticos y selváticos que se encuentran en creciente degradación, principalmente por la influencia de la actividad humana en la explotación de mineral de forma ilegal y la falta de controles en estas áreas de enorme importancia ecológica, económica y ambiental.

1.2 Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Realizar una interpretación geológico-geofísica mediante datos gravimétricos y magnéticos satelitales en la zona sur-sureste del estado Amazonas.

1.2.2 Objetivos específicos

- ✓ Elaborar una base de datos gravimétricos y magnéticos satelitales.
- ✓ Analizar desde el punto de vista geoestadístico los datos gravimétricos y magnéticos satelitales de la zona en estudio.
- ✓ Interpretar los diferentes mapas gravimétricos y magnéticos, regionales y residuales, con relación a las estructuras geológicas de la zona en estudio.
- ✓ Proponer un modelo de la estructura del subsuelo en la región objeto de estudio a través de dos perfiles gravimétrico-magnéticos.

1.3 Justificación

Esta investigación se origina dada la necesidad de conocer con más claridad la estructura geológica y los posibles yacimientos minerales que posee del estado Amazonas, especialmente en el municipio Rio Negro, parte sur-sureste del estado, debido a que pocos estudios han sido realizados en esta zona. El estado Amazonas es un recurso de gran importancia económica y ambiental para la región y para todo el mundo.

El estado Amazonas constituye un ecosistema de humedales de gran importancia por los procesos hidrológicos y ecológicos que en ellos ocurren y la diversidad biológica que sustentan. El difícil acceso a esta zona hace necesario el estudio mediante datos satelitales que ofrecen cobertura de amplias áreas geográficas, lo que permite analizar procesos y patrones anómalos en gran escala y en forma directa. Se requiere realizar modelos del subsuelo que ayuden a conocer mejor su estructura tectónica y posibles recursos minerales

1.4 Ubicación del área de Estudio.

El estado Amazonas está situado al sur de Venezuela, su capital es Puerto Ayacucho, posee una superficie de 178.095 km². Sus coordenadas geográficas son: 00°40'00"; 06°10'00" de latitud norte y 63°20'00"; 67°50'00" de longitud oeste. El estado Amazonas limita por el norte con el estado Bolívar, por el sur y el este con la República Federativa del Brasil, y por el oeste con la República de Colombia. Este trabajo de investigación se realizó específicamente al sur y sureste del estado incluyendo una parte de la República Federativa del Brasil con coordenadas geográficas 00°00'00"; 02°00'00" de latitud norte y 64°00'00"; 66°00'00" de longitud oeste.



Figura 1. Mapa de Ubicación del área de estudio.
Fuente: <http://www.viajeros.com/diarios/caracas>

1.5 Antecedentes

1.5.1 Antecedentes geológicos

Según Mendoza (1972) quien realizó números estudios de reconocimiento geológico en el país, en especial en cuanto a los aspectos geológico-mineros en el Escudo de Guayana, debido principalmente a su localización geográfica, éste ha sido dividido en cuatro grandes provincias; Provincia de Imataca, Provincia de Pastora, Provincia de Cuchivero y Provincia de Roraima en particular las Provincias de Cuchivero y de Roraima, son las dos provincias con menos trabajos realizados anteriormente para un conocimiento amplio de los diferentes cuerpos geológicos y la estructura geológica subyacente del Escudo guayanés. Su investigación tuvo por objetivo la elaboración de mapa geológico del Escudo, como paso previo para orientar y facilitar la búsqueda de cuerpos mineralizados de importancia económica y además esclarecer la geología precámbrica de la región.

En este trabajo se debe recalcar que la Provincia de Cuchivero es la más extensa y menos conocida de estas cuatro provincias de Guayana. Ocupa el extremo oeste del Escudo se extiende hacia el sur en el estado Amazonas y hacia el sureste el área de Santa Elena y que continua hasta Brasil. Se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas félsicas. En la parte sur-sureste del estado Amazonas se encuentra parte de la Provincia de Roraima; según Rogers et al.(1995) la depositación de los sedimentos de Roraima ocurrió dentro un periodo de millones de años después de la estabilización del cratón. Esta sedimentación no es la única responsable de la subsidencia en la región sino que contribuyen procesos geotectónicos y de levantamiento del cratón, al crecimiento de la corteza por procesos pasivos millones de años después. La sedimentación fue también acompañada por la intrusión de importantes volúmenes de piroclásticos félsicos y luego seguida por la intrusión anorogénica de diabasas proterozoicas.

1.5.2 Antecedentes geofísicos

Comienzo por decir que no existen trabajo geofísico previos en el área de estudio, solo como referencia cabe destacar el estudio realizado por Chalbaud

(2000) que presenta un modelo cortical del Escudo Guayana, Edo Bolívar, “Estructura de la Corteza del Escudo de Guayana de Venezuela, a partir de Refracción Sísmica y datos Gravimétricos” a partir del levantamiento de 9 perfiles para la adquisición de datos sísmicas de refracción al norte del Escudo de Guayana y adquisición de 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; la zona prospectada de 320 km de longitud con fuente de voladuras en el Cerro Bolívar y se cree que en la parte superior está compuesta por dos capas debido a los valores de velocidad de las ondas P. En la capa más alta de la corteza se encuentran velocidades entre 6,0-6,3 km/s. en los primeros 20 km de la corteza, y en las más profundas las velocidades están entre 6.5-7.2 km/s. (Fig. 3).



Figura 2: Ubicación de los 9 perfiles durante la adquisición sísmica de refracción del proyecto ECOGUAY, en la zona norte del Escudo de Guayana. Chalbaud (2000)

Se puede evidenciar en la figura 3 que no hay indicadores de alguna anomalía en la ubicación de Moho, pero es evidente la diferencia en los extremos del modelo, debido a que las velocidades se encuentran entre 8,1-8.2 km/s, se podría considerar como una leve inclinación de las capas del subsuelo o debido a la anisotropía del subsuelo. (Chalbaud, 2000).

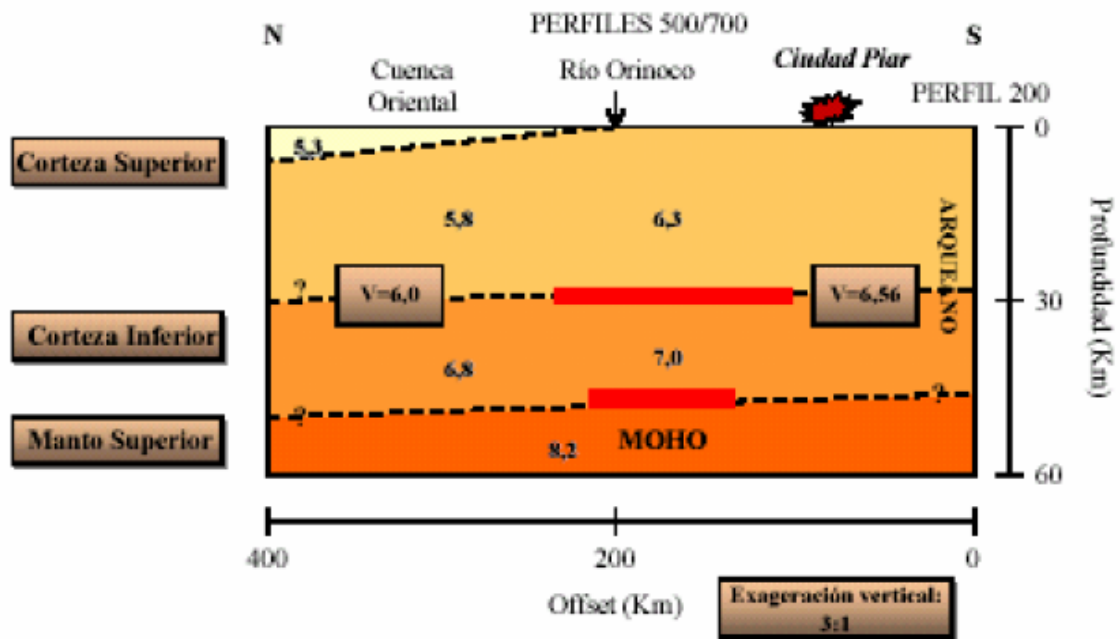


Figura 3. Modelo geológico propuesto basado en los perfiles 200,500 y 700, en dirección N-S, Chalbaud (2000).

En este modelo, las líneas rojas representan las fases identificadas y muestran una variación de velocidades a diferentes capas y a medida que se acercan al sur, la velocidad de la onda P aumenta debido a que el medio puede ser de rocas con mayor compactación.

Según Gibbs y Barron (1993) la corteza continental al oeste del Edo Bolívar es más densa, como se observa en la Provincia Imataca del Arqueano y la Provincia Pastora al este del Proterozoico, la cual puede haber sufrido un proceso termal más reciente que los procesos termal debilitados en la corteza arqueana occidental. Se puede entender que las variaciones de densidad que existen entre la corteza arqueana y la proterozoica fueron producto de la subducción de antigua corteza oceánica.

Otra investigación de mucha relevancia, pero con mayor connotación de carácter minero es “Geología y Asentamientos de Recursos Minerales del Escudo de Guayana Venezolano”, trabajo realizado durante cinco años en el Escudo de Guayana y sus adyacencias por Wynn y Bond.(1993). Ellos determinaron que las rocas del Escudo de Guayana pueden ser divididas en dos secuencias de rocas más antiguas que se encuentran en el Complejo Imataca y el Supergrupo Pastora. En el Complejo de Imataca se ubica una secuencia de rocas metamórficas arqueanas en la facies de la granulita y la anfibolita, y la secuencia siguiente de Pastora, de edad Proterozoico Temprano, está compuesta por una asociación de cinturones de rocas verdes y rocas metagraníticas. También se logró situar otras dos secuencias de rocas más jóvenes compuestas de rocas sedimentarias e ígneas. Del Grupo Cuchivero, la unidad más importante está compuesta por flujos de lavas y tobas asociados a rocas graníticas plutónicas, y se distingue una secuencia sedimentaria suprayacente, más joven, del Proterozoico Temprano a Medio, la cual comprende las rocas continentales sedimentarias clásticas de la Provincia de Roraima que cubren gran parte del Escudo.

Para la realización de este trabajo se utilizaron datos geofísicos provenientes de los sistemas de radar aéreo, aeromagnéticos y trabajo de campo in-situ, lo que permitió la elaboración de una cartografía geológica para la exploración minera y la distribución de los cuerpos mineralizados con importancia económica. Este trabajo fue de gran importancia para la compilación de información para la elaboración (Figura 4) y mejoramiento de los mapas geológicos y tectónicos del Escudo, así también como para delinear los contactos geológicos y las discontinuidades tectónicas a profundidad.

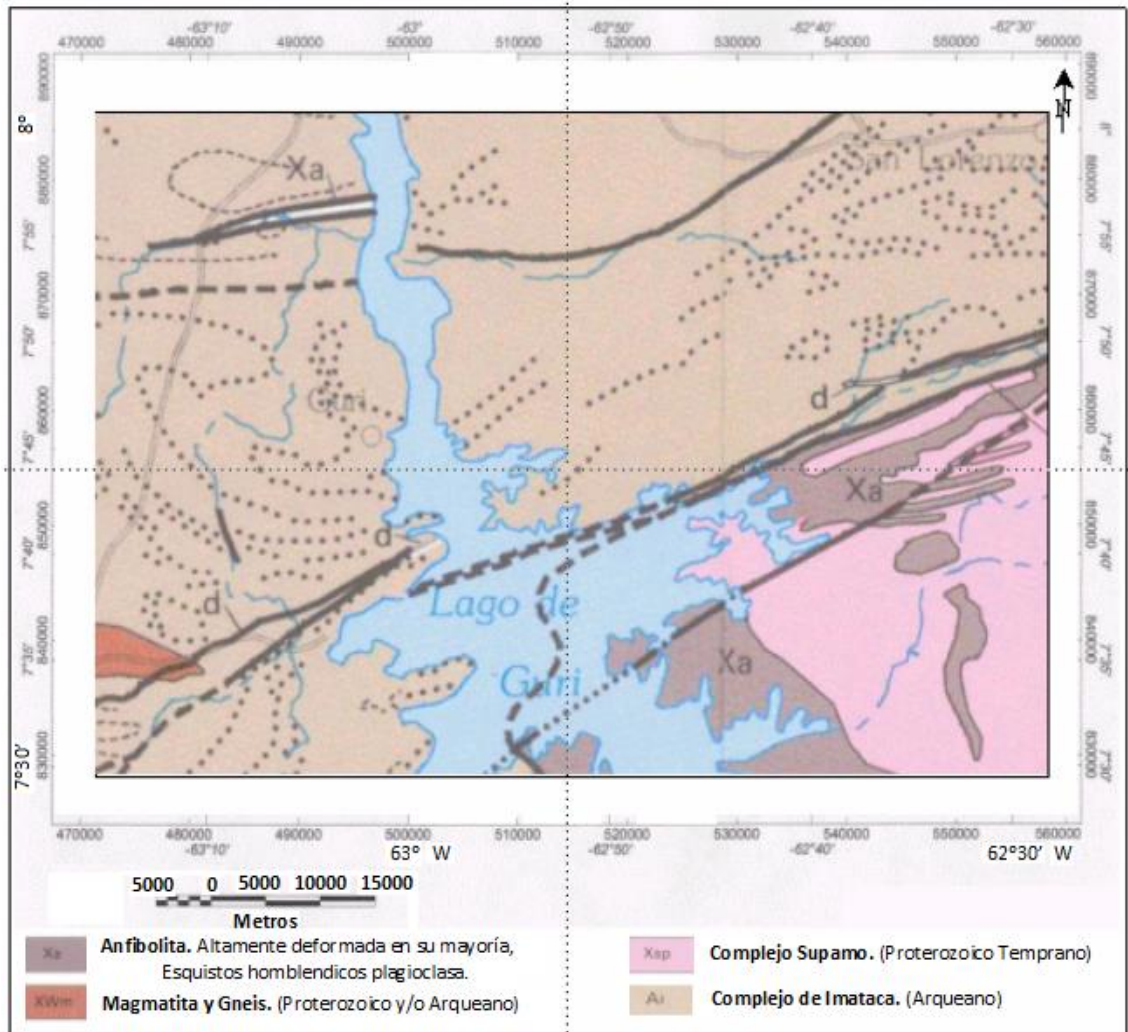


Figura. 4. Mapageológico del norte del Escudo Guayana. Tomado de Wynn y Bond (1993)

Adicionalmente se usaron modelos descriptivos de los depósitos de minerales para determinar la distribución de los recursos minerales y como ayuda a la exploración minera. De este modo se elaboraron listas de caracterizaciones que pueden ser útiles para clasificar los depósitos minerales y su abundancia, y en otros casos para predecir los ambientes geológicos donde pueden estar presentes depósitos minerales aún no descubiertos.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

A partir de los trabajos geológicos efectuados sobre el territorio venezolano, las rocas pertenecientes al escudo precámbrico se encuentran primordialmente concentradas en el Escudo de Guayana, con extensión al Escudo Brasileiro. El Escudo de Guayana formó parte del gran bloque cratónico de Pangea. Sus bordes septentrionales y orientales se originaron por la disrupción del supercontinente en el Mesozoico y su borde meridional por la subsidencia en la cuenca del río Amazonas. La cuenca del Amazonas es la expresión de una gran geofractura profunda que se proyecta a más de 700 km en la corteza (Berrocal *et al.*, 1996), aún que existen discrepancias en la suposición de que esta geofractura pueda ser de edad precámbrica. El Escudo de Guayana tiene forma ovalada y su expresión septentrional se encuentra en Venezuela, mientras que su parte meridional encuentra en Colombia, Brasil, Guyana, Surinam y Guayana Francesa. Según González de Juana *et al.* (1980) la parte venezolana del Escudo comprende rocas arqueanas y proterozoicas de muy diversas litologías, alteradas en mayor o menor escala durante una serie de eventos geotectónicos mayores. Con base a caracteres petrológicos y tectónicos, el Escudo ha sido subdividido en cuatro provincias geológicas debido a las diferentes facies genéticas y litológicas. Estas provincias son conocidas como: Imataca, Pastora, Cuchivero y Roraima. La estructura geológica del área se basa en formaciones rocosas metamórficas y graníticas. Estas provincias se diferencian en sus planos direccionales y estructurales, estilos de deformación tectónica, grado metamórfico, asociaciones litológicas y metalogénicas y edades. A continuación se describen brevemente las provincias geológicas que conforman el Escudo de Guayana.

2.1 Provincia geológica de Imataca.

Esta provincia está situada en el extremo más norte del Escudo de Guayana en el estado Bolívar y está compuesta por un conjunto de rocas metasedimentarias y gneises graníticos plegados complejamente con

intrusiones graníticas posteriores. Se considera como la provincia más antigua del Escudo de Guayana, debido a que tiene rocas precámbricas datadas entre 3400-3200 Ma (Meso a Neoarqueano). Está formada por gneises graníticos y granulitas félsicas (60%-75%), anfibolitas, granulitas máficas y ultramáficas (15%-20%). También contiene cantidades menores complementarias de formaciones bandeadas de hierro (BIF), mármoles dolomíticos, charnockitas, anortositas y granitos intrusivos más jóvenes (Mendoza, 2000). La Provincia de Imataca es considerada como una de las provincias más exploradas debido a sus importantes depósitos de hierro. En la región del cerro Bolívar, en concordancia estructural, se logra ver capas con espesores de cientos de metros de granulitas félsicas verdes y rojas dispuestas alternadamente, así como también la intercalación con capas de granulitas máficas o anfibolíticas de unos 15 metros de espesor.

2.2 Provincia geológica de Pastora

Esta provincia está formada por cinturones de rocas verdes de edad Paleoproterozoico, intrusionados por cuerpos dómicos de granitos sódicos. Está en contacto de falla con la Provincia de Imataca (falla de Gurí, principalmente) y se extiende hacia el este y SE en el Escudo, fuera de Venezuela, hasta Surinam. Menéndez (1968) caracteriza litológicamente a la Provincia de Pastora en su paralelo 6°N como una secuencia de rocas volcánicas félsicas y máficas, y rocas sedimentarias asociadas afectadas por metamorfismo de grado bajo, alcanzando en algunas localidades puntuales la facies de la anfibolita. En el caso de la estratigrafía de esta Provincia aún están en discusión los rasgos generales de una secuencia supracortical de rocas verdes ubicadas en forma preferencial en zonas sinclinoideas entre domos graníticos. En cuanto al posible basamento que pudo tener esta unidad, Mendoza (1973) considera que fue oceánico, de composición máfica, con extremos continentales actualmente aflorantes: Complejos de Imataca, al norte y Kanukú, en Guyana, y granitos sódicos de los Complejos Supamo y Bártica en Venezuela y Guyana respectivamente. La edad que se ha estimado para la Provincia de Pastora o Esequibo comprende el período entre 2200-2000 Ma.

Bellizzia (1974) considera que esta provincia en la región de Caroní – Aro – Paragua pertenece a lo que él denomina Cinturón Anfibolítico, es decir la sección correspondiente a Carichapo, Pastora y Botanamo. En forma intrusiva y en varios niveles, dentro de la Provincia de Pastora, se pueden encontrar diques de gabro o diabasa.

2.3 Provincia geológica de Cuchivero

Esta provincia está compuesta de rocas intrusivas a volcánicas félsicas calcoalcalinas, pertenecientes a un arco magmático y rocas sedimentarias, que se emplazaron en un basamento con granitos sódicos asociados, en las partes sur, centro y occidente del Escudo Guayana, desde el Paleoproterozoico Tardío a Mesoproterozoico y después de la Orogénesis Transamazónica (Mendoza, 1972). La Provincia Cuchivero parece extenderse hacia el sur-SE hacia el estado Amazonas, formando gran parte del Cinturón Ventuari-Tapajós (Cordani *et al.*, 2005). Es la más extensa y menos conocida de estas provincias. Ocupa el extremo oeste del Escudo, se extiende hacia el sur en el estado Amazonas, hacia el sureste al área de Santa Elena y continúa hasta Brasil. Se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas félsicas, ocupando sinformes entre grandes masas graníticas y siguiendo un patrón estructural norte-NE. La edad determinada en las rocas más antiguas de esta Provincia varía entre 1875-1595 Ma. (Mendoza, 1973). Contiene el gran batolito de Granito *rapakivi* de Parguaza (Mendoza, 1972), donde se desarrolló el yacimiento de bauxita de Los Pijiguaos. Su potencial aurífero es bajo excepto en el extremo sur donde posiblemente contenga un cinturón de rocas verdes (USGS y CVG TECMIN C.A, 1973). En la región de Guaniamo se encuentran yacimientos aluvionales de diamante en producción y se han ubicado cuerpos de kimberlita asociados (Nixon *et al.*, 1989). Contiene un buen potencial de mineralización de Ti, Nb-Ta, Zr y Sn en aluviones y suelos residuales.

2.4 Provincia geológica de Roraima

En el territorio Amazonas, en las áreas estudiadas (Mendoza, 1972), el Grupo Roraima se caracteriza por el predominio de meta-arenita cuarzosa de grano fino a medio, con inclusión de conglomerado, rocas tobáceas y arcosas potentes. La naturaleza y distribución de las meta-arenitas (cuarcitas) de Roraima sugieren un origen cratónico de los sedimentos.

Esta Provincia también está intrusionada por diabasas y rocas gabronórficas cuarcíferas a dioríticas cuarcíferas (Mendoza, 1972). 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 Kakurí, Alto Ventuari, en el estado Amazonas. Las rocas de Roraima fueron depositadas en ambientes mayormente fluvio-deltaicos, localmente marino-costeros o lacustrinos, en canales de ríos de baja sinuosidad y llanuras aluviales, canales distributivos deltaicos por encima de lagos interdelticos, lagunas costeras a bahías interdelticas, playas sin barras y llanuras intramareas, que comprende una cubierta plataformal constituida esencialmente de conglomerados, areniscas y lutitas (Grupo Roraima) intrusionados por extensos cuerpos tabulares de diabasa y sus diques alimentadores. Las diabasas han arrojado edades Rb-Sr de 1675 ± 100 Ma en Guayana y de 1599 ± 18 Ma en Surinam (McCandless (1965). La mineralización aurífera es local y de tipo secundario. El volumen principal de sedimentos de Roraima aflora junto con las rocas intrusivas básicas.

Dos de estas provincias desaparecen al sur del paralelo 6°N , persistiendo las más jóvenes, Cuchivero y Roraima, con sus características distintivas litoestratigráficas y estructurales esenciales, pero con distribución geográfica no exclusiva, a diferencia de sus afloramientos al norte del citado paralelo.

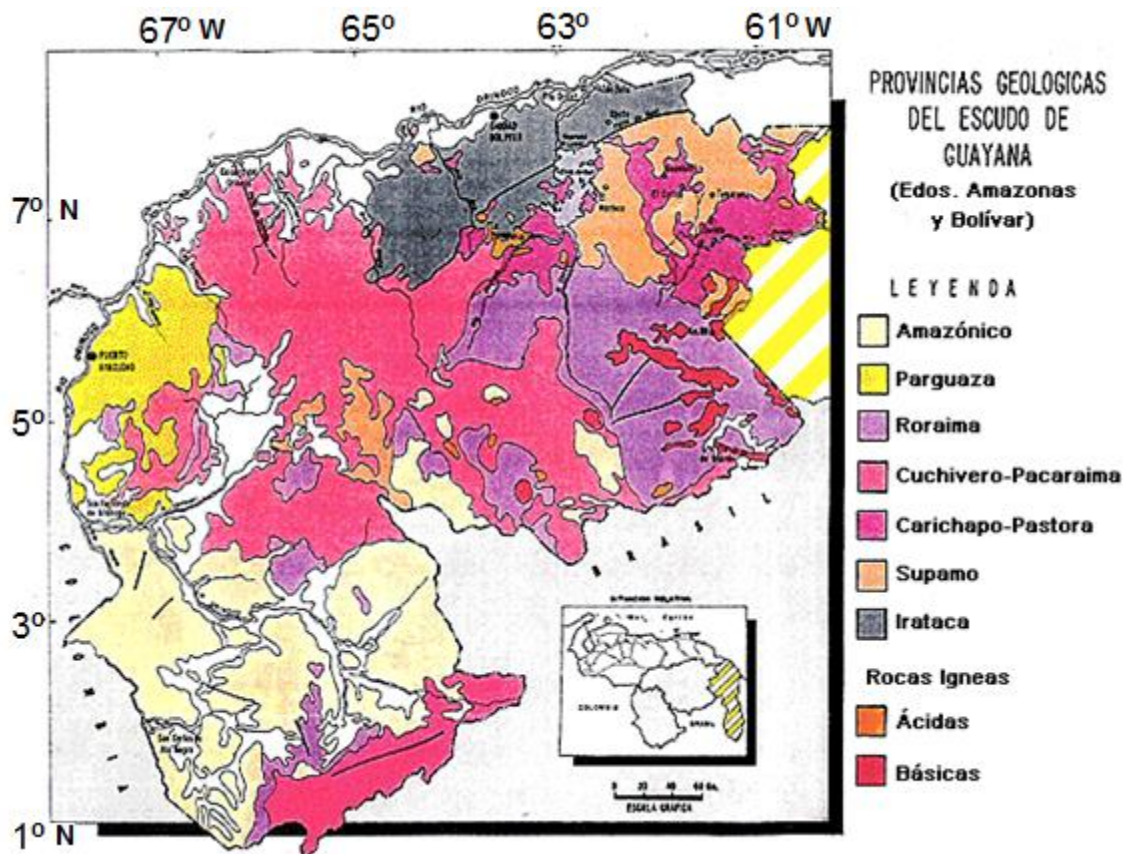


Figura 5: Las Provincias geológicas del Escudo de Guayana, Venezuela
 Fuente: Mapa metalogénico de Venezuela, 1980. M.E.M

2.5 Provincia Río Negro y Juruena

Esta Provincia se encuentra en la parte occidental del Cratón Amazónico, involucrando parte de Venezuela, Colombia y Brasil, y fue definida como Provincia Geocronológica Río Negro-Juruena (1,8-1,55 Ga, según Tassinari&Macambira 1999) o Río Negro (1,82-1,52) Ga, según Santos *et al.* (2000). Está compuesta casi totalmente por gneis granítico y granitoides con todas las composiciones granodioríticas y tonalíticas, relacionadas a unidades discordantes aflorantes en Venezuela como la Formación Roraima y en Brasil la Formación Tunuí (Toussaint, 1993). Hacia el norte predominan monzogranitos de biotita-titanita, en cambio al sur predominan terrenos de gneis granítico-migmatita con composiciones tonalíticas, además de granitoides asociados con el evento Parguazensis (1560-1450 Ma.,Priemet *al.*, 1982). Dataciones de U/Pb en circones indican episodios magmáticos

anorogénicos más jóvenes de 1343 ± 8 Ma en un granito *rapakivi* que afloran cerca de Matraca, río Inírida (Bonilla *et al.*, 2012). Asociados a estas rocas se pueden distinguir como producto secundario depósitos aluviales, coluviales y eluviales con minerales pesados portadores de Ta, Nb, W, Ti, REE y Au, y adicionalmente en afloramientos de rocas cristalinas, minerales no metálicos como turmalina y cuarzo variedad cristal de roca. La mayoría de estas ocurrencias han sido descubiertas de manera informal, algunas actualmente son explotadas principalmente por colonos locales o de otras regiones de Colombia, Brasil y Venezuela con ayuda de algunos indígenas de la región, a menudo creando problemas medioambientales, legales y socio-políticos.

2.6 Geología estructural y tectónica

Geológicamente, el estado Amazonas forma parte del escudo Guayano-Brasileño, cuyo basamento de edad precámbrica está conformado mayormente por antiguas rocas metamórficas y graníticas. Sobre dicho sustrato y de forma discontinua, se encuentra en inconformidad el Supergrupo Roraima, constituido principalmente por meta-areniscas. Forma parte de la provincia fisiográfica de Guayana; esta fisiografía del estado se debe a procesos de fracturación, levantamiento, desnivelación y denudación producidos por corrientes superficiales y subterráneas de agua que han afectado a toda la provincia. Es muy compleja como resultado de los eventos geológicos que han afectado al basamento del Escudo (González de Juana *et al.*, 1980) y a las nuevas estructuras conformadas, pero también por la acción de agentes exógenos a lo largo del tiempo. De manera general, puede decirse que el Amazonas venezolano consta de un conjunto de penillanuras situadas a diferentes niveles, sin continuidad horizontal general, sobre las cuales se puede observar relieves tabulares y macizos graníticos fuertemente disecados. Las zonas de mayor relieve y complejidad se encuentran ubicadas al norte, al este y al sur de la región. Se observan formas fisiográficas que indican la antigüedad de este territorio; entre otras, se tienen cerros del tipo monadnocks y valles amplios y pocos profundos, en los cuales corren ríos con numerosos y grandes meandros y pocos rápidos. En el área existe una gran cantidad de domos alargados que

corresponden a intrusiones graníticas. Al oeste y al sur-oeste una sucesión de cambios en el nivel de base de los ríos, en combinación con vuelcos regionales, han producido extensas áreas sin relieve apreciable (González de Juana *et al.*, 1980).

2.7 Geología Local.

La Geología local del área de estudio está compuesta por tres grandes grupos de rocas. Primero, rocas metasedimentarias y metavolcánicas de la Formación Caicara, de la Provincia de Cuchivero, de edad Proterozoico Temprano, de las formaciones Moriche, Cinaruco, Esmeralda, s.d. de edad Proterozoico Temprano y del Supergrupo Roraima, sedimentos pre-Roraima, s.d Proterozoico Temprano a Medio. Segundo, por las rocas metamórficas y plutónicas del sur de Guayana y de San Carlos, terreno metamórfico-plutónico de edad Proterozoico Temprano, y el complejo de basamento, s.d Proterozoico Temprano. Tercero, por las rocas intrusivas de diabasa de edad Proterozoico Medio a Mesozoico y rocas intrusivas silíceas de edad Proterozoico Medio y terreno de gneis granítico y granitoides con todas las composiciones granodioríticas y tonalítica relacionadas a unidades aflorantes como la Suite Intrusiva Marié-Mirim (mm): sienogranitobiotítico, monzogranitoortoclásico granito con riebeckita-arfvedsonita y raras alaskitas, y la Suite Intrusiva Maraiúá (mar): leuco-monzogranitobiotítico y leuco-sienogranito con riebeckita-arfvedsonita 1746 ± 6 Ma Pb-Pb, facies de Santa Izabel de Río Negro, Brasil.

Este mapa geológico estructural integrado del área de estudio, es una representación de las diferentes unidades geológicas aflorantes, fue realizado basado en el Mapa Geológico de Venezuela (Urbani, 2000) y el Mapa Geológico de Amazonas del Servicio Geológico de Brasil (CPRM, 2006)

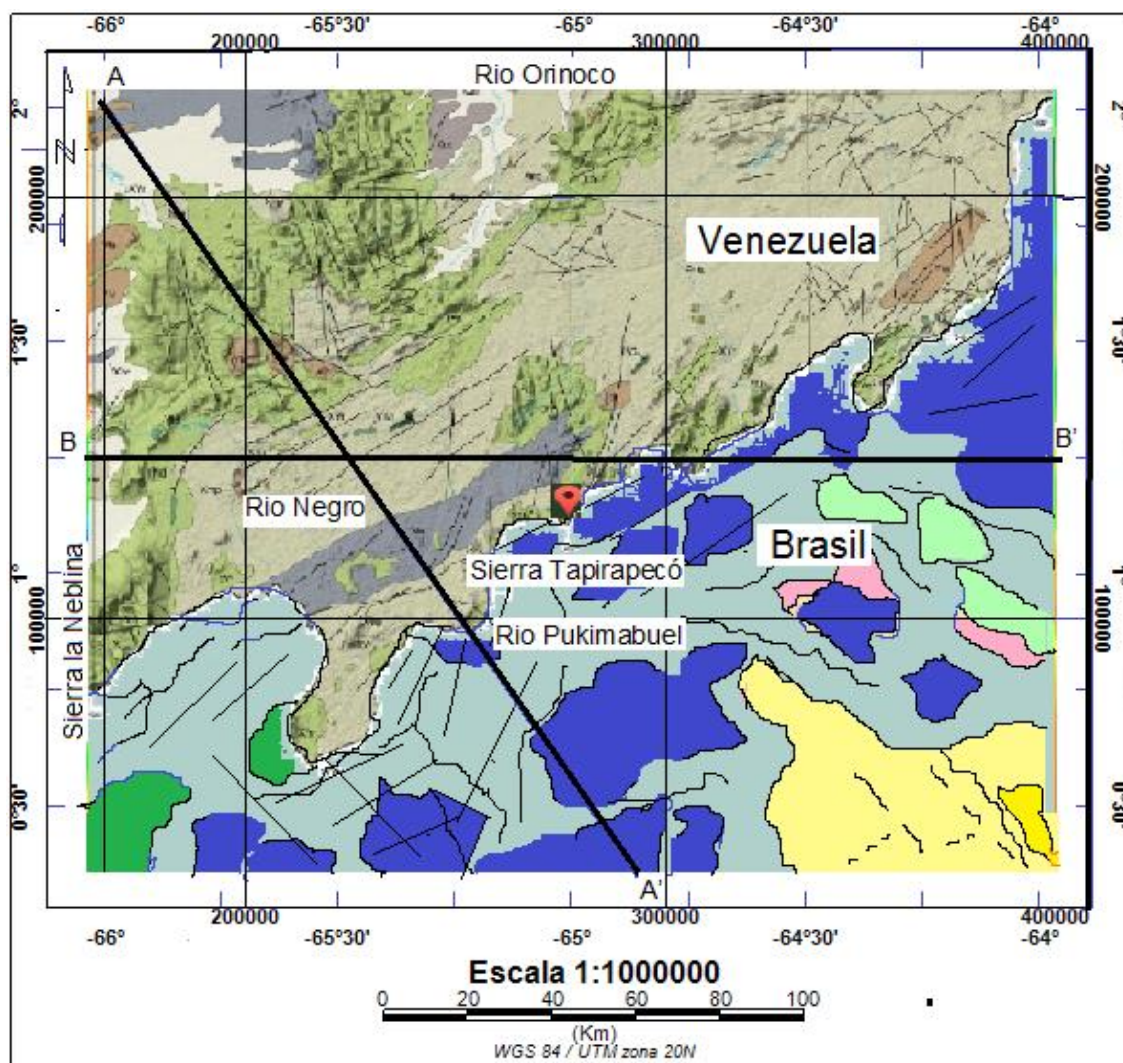


Figura. 6: Mapa Geológico Estructural Integrado del área de estudio.
 Fuentes de datos: 1) Venezuela: Mapa geológico de Venezuela, Urbani, 2004
 2) Brasil: Mapa geológico de Amazonas, CRPM, Servicio Geológico de Brasil, 2006

- Roraima Grp., sedimentos pre-Roraima (Proterozoico Temprano a Medio)
- San Carlos, Terreno metamórfico-plutónica (Proterozoico Temprano)
- Rocas intrusivas silíceas (Proterozoico Medio)
- Complejo de basamento s.d (Proterozoico Temprano)
- Granito de Rio Negro. Facies de Santa Izabel (Proterozoico Temprano, Brasil).
- Formación Içá (Cenozoico Tardía, Brasil).
- Depósitos arenosos en el basamento (Cenozoico tardío, Brasil).
- Suite Intrusiva Marié-Mirim (Proterozoico Temprano, Brasil).
- Suite Intrusiva Maraiú (Proterozoico Temprano, Brasil).
- Suite intrusiva Igarapé Reilau (Proterozoico Medio, Brasil)

Formación Caicara

De acuerdo a Ríos (1969) la Formación Caicara está constituida por lavas tobáceas y brechas ácidas de color gris oscuro y grano fino, micro y macroporfídicas, moderada a extremadamente foliadas, plegadas y falladas. A pesar de tal deformación las estructuras de flujo y la estratificación ígnea originales se reconocen fácilmente.

Petrográficamente se han identificado tres variedades texturales de rocas:

a) Lavas tobáceas de composición cuarzo-latítica con estructura de flujo; microporfiríticas con hasta 20-30% de fenocristales en una matriz holomicrocristalina.

b) "*Weldedbreccias*" o "ignimbritas" recristalizadas de composición cuarzo-latítica con hasta 50% de fenocristales y/o fragmentos recristalizados de cuarzo-latita.

c) Micro y macrobrechas masivas con escaso flujo. Las cuarzo-latitas de la Formación Caicara han sido intrusionadas por los Granitos de Santa Rosalía, San Pedro y Parguaza, aunque localmente su contacto con los mismos es de falla. Se desconoce el basamento de las cuarzo-latitas. Por estas relaciones intrusivas, las volcánicas de Caicara deben ser más antiguas que los granitos de Santa Rosalía y Parguaza. Pese a la ausencia de edades absolutas las cuarzo-latitas de la Formación Caicara se correlacionan con:

- 1) Las rocas volcánicas félsicas del río Ventuari, Amazonas (Ríos, 1969);
- 2) La Formación Samurú, al NE de Brasil;
- 3) La Formación Bajo Hondo, del Grupo La Vergareña (Bellizzia, 1972) en la región de La Paragua;
- 4) Las dacitas de la Gran Sabana (Sifontes, 1972)
- 5) Formación Iwokrama, en el NE de Guyana;
- 6) Parte del Grupo Kuyuwini, al SE de Guyana y la Formación Dalbana (McConnell & Williams, 1969 al oeste de Surinam).

Formación Cinaruco

Rod (1960) señaló las Cuarcitas de Cinaruco como suprayacentes a las rocas del Complejo de Imataca y equivalentes a las areniscas de Roraima. McCandells (1965) no encontró tales rocas en Imataca y designó a las cuarcitas con el nombre de Formación Cinaruco.

De acuerdo al Léxico Estratigráfico de Venezuela (1970), la Formación Cinaruco está constituida por cuarcitas, filitas, micaesquistos y conglomerados líticos. En el área de los ríos Parguaza y Villacoa no se observó contacto intrusivo alguno del Granito del Parguaza con la Formación Cinaruco. La ausencia de xenolitos de la Formación Cinaruco en el Granito del Parguaza y de hornfels o rocas de metamorfismo de contacto y la presencia de un conglomerado lítico hacia la base de la Formación Cinaruco conducen a concluir que ésta debe ser discordante por encima del Granito del Parguaza y de edad posterior a 1500 Ma. Martin (1972) correlaciona parte del Grupo La Vergareña con la Formación Cinaruco, en acuerdo con McCandless (1965), quien considera a ésta equivalente a la base (o más antigua) de las Volcánicas de Caicara. Mendoza (1972), en contraste, sugiere la correlación provisional entre la Formación Cinaruco (norte de 6°30'N) y la Formación Roraima (sur de 6°30'N) pese a las diferencias (recristalización y metamorfismo) que podrían ser consecuencia meramente de condiciones tectónicas diferentes.

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO Y PROCESAMIENTO DE DATOS

En este capítulo se verán reflejadas las bases teóricas que sostienen esta investigación desde el punto de vista geofísico y estadístico. Según Muzón et al.(2008) las misiones satelitales gravimétricas introducen un nuevo concepto en el modelado del campo gravitacional, ya que proveen valiosa información acerca del comportamiento geodinámico de nuestro planeta. En particular la campaña satelital GRACE (GravityRecovery And Climate Experiment) es una misión conjunta de las agencias espaciales de Estados Unidos (NASA) y Alemania, y permite obtener variaciones mensuales del campo de gravedad para una determinada región o país.

Mediante la información adquirida por sensores ubicados en órbitas estables y repetitivas, a través de las imágenes satelitales, es posible estudiar las variaciones que se producen en la superficie de la Tierra y en el subsuelo, ya sea debido a cambios estacionales, catástrofes naturales esporádicas (erupciones, incendios), continuas (deforestación) y naturales (inundaciones) .La resolución espacial de las imágenes NOAAAS (Nacional Oceanic and AtmosphericAdministrationSatellite) permite, entre otras aplicaciones, un análisis y evaluación de los recursos minerales en la región.

3.1 Métodos gravimétricos.

Con estos métodos se miden variaciones del campo gravitacional que reflejan cambios en la densidad de las rocas. Estas variaciones de gravedad son utilizadas en geofísica para interpretar el comportamiento de las estructuras que conforman el subsuelo y los contrastes de densidades de cuerpo. Es importante saber que los diferentes tipos de rocas tienen densidades diferentes y las rocas más densas ejercen mayor atracción gravitacional (Dobrin y Sanit, 1988). Los datos de gravedad medidos desde satélite poseen algunas ventajas sobre las mediciones locales, debido a que estos datos se puede obtener con mayor facilidad y cubren amplias áreas geográficas, lo que permite analizar

procesos geológicos en gran escala y en forma directa, además se suman la homogeneidad de captura de datos medidos por sensor, amplia cobertura, disponibilidad y fácil acceso.

3.2 Métodos Magnéticos.

Los levantamientos magnéticos se realizan con la premisa de identificar las anomalías en el campo magnético producido por variaciones laterales en la magnetización de la corteza terrestre (Dobrin y Savit, 1988). La magnetometría como tal permite determinar límites de cuencas, profundidad o lineaciones del basamento. Existen diferentes formas de adquirir datos magnéticos: desde tierra, aire, satelitales, etc.; cubriendo un amplio rango de escalas y propósitos. En la actualidad existen muchos estudios orientados a conocer el campo magnético terrestre y sus anomalías, y gracias al uso de la magnetometría satelital se puede tener información a gran escala con innumerables aplicaciones para la comunidad científica en diversos campos, como por ejemplo correlaciones entre el campo geomagnético y sus variaciones, estudio de las propiedades físicas del núcleo terrestre, de la conductividad eléctrica del manto, estructura litosférica, del basamento, su estructura y su evolución.

3.3 Estadísticos y Geoestadísticos

En los últimos 30 años, la utilización de análisis estadísticos y geoestadísticos de datos goza de una amplia relevancia en el área de Geofísica, debido a que permiten evaluar la calidad de los datos adquiridos en campo o datos satelitales bajo ciertas técnicas de evaluación como histogramas de frecuencia, la distribución estándar, diagramas de caja y bigotes, y variograma (Meyer, 1988).

Para realizar los estudios estadísticos, se debe primero que todo, visualizar los parámetros a determinar con la población total o una muestra de ella (Meyer 1988). En Geofísica la población representa la medición de los datos a una distancia mínima, que permite obtener una respuesta de cada uno de los cuerpos que se encuentran en subsuelo, en cambio la muestra representa los valores que se obtienen por medio del levantamiento de ciertos números de estaciones sin que la distribución sea homogénea.

La geoestadísticaa diferencia de la estadística en el tratamiento de las muestras, toma en cuenta la ubicación de los datos, en el espacio. Lo que resulta de gran interés en los estudios geológicos, geofísicos y mineros (Apéndice B).

3.4.- Metodología de Trabajo

Esta investigación se realiza a partir de recopilación de información geológico-geofísicadel estado Amazonas, especialmente del municipio Río Negro al sur del Estado. La metodología desarrollada comprende los siguientes pasos, tal como se ilustra en la figura 8:

- 1.- Descarga de datos satelitales gravimétricos y magnéticos.
- 2.- Construcción dela base de datos gravimétricos y magnéticos.
- 3.- Análisis estadístico para la evaluación de calidad y validación de datos.
- 4.- Procesamiento de datos para elaboración de mapas gravimétricos y magnéticos por medio del software “OasisMontaj”.(Geosoft, 2007).
- 5.- Análisis espectral de los datos gravimétricos y magnéticos.
- 6.- Análisis geoestadístico por medio del uso del programa SPSS Statistics 20.0.0 (IBM SPSS 2012)
- 7.- Integración gravimétrico-magnética y geológica.
- 8.- Interpretación de perfiles gravimétricos y magnéticos

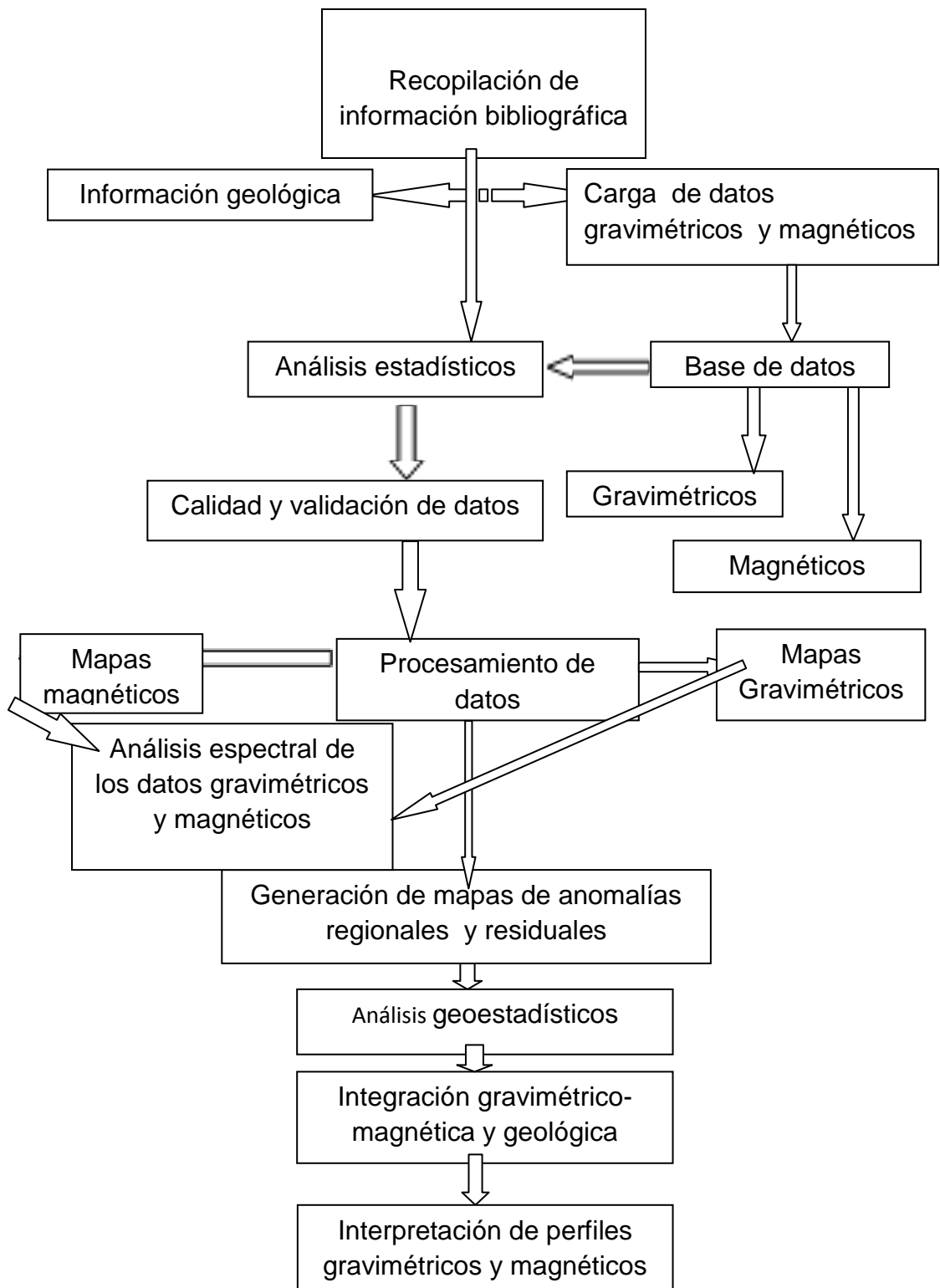


Figura 7: Esquema de trabajo seguido en la ejecución de esta investigación.

3.5 Fuentes de datos

Estos datos gravimétricos y magnéticos se obtuvieron de la base de datos de la Unidad de Mediciones de Propiedades Físicas de la Agencia Bolivariana para Actividades Espaciales (ABAE), las Coordenadas Geográficas medidas con referencia al datum WGS84, con resolución 0.03, entre coordenadas.

Latitud norte: 2.0 grados

Latitud sur: 0.00 grados

Longitud oeste: -66.0 grados

Longitud este: -64.0 grados

El modelo utilizado es el *EarthGravitationalModel2008* (EGM2008)

La gravedad observada derive del modelo EGM 2008 (Nikolaos K. Pavlis <http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/index.html>). La

Anomalía de Bouguer fue calculada en este estudio para $\rho_b = 2.7 \text{ gr/cm}^3$

3.5.1 Carga y validación de datos

Los datos gravimétricos y magnéticos fueron obtenidos a partir de las bases de datos de la (ABAE), y contienen sus respectivos valores de latitud, longitud, cota (m), gravedad observada (mGal), gravedad teórica (mGal), anomalía magnética (nT), los cuales fueron utilizados para la generación de la base de datos del área de estudio. Esta información utilizada para el cálculo de la corrección topográfica, las Anomalías de Bouguer y de Intensidad Magnética Total, y sus correspondientes anomalías regionales y residuales mediante del sistema Oasis montaj.

3.6 Procesamiento de los datos gravimétricos

El cálculo de la Anomalía de Bouguer de cada estación se realizó mediante la siguiente fórmula; con aplicaciones de las respectivas correcciones para su referencia al nivel del mar como datum:

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

AB : Anomalía de Bouguer en mGal

G_{obs} : Gravedad observada en cada una de las estaciones en mGal.

G_{teo} : Gravedad teórica de cada estación medida en mGal

C_{al} : Corrección por altura, la cual se calcula debido a que cada estación posee un efecto de altura bajo la consideración de la medida tomada por el gravímetro. Eso se calcula de la siguiente forma:

$$C_{al} = 0.3086 * h \text{ (mGal)}$$

h- representa el valor de la altura de cada estación en metros

C_B : Corrección de Bouguer, se realiza bajo el criterio de eliminar el efecto de la masa gravimétrica situada entre el nivel de referencia y la estación; dicho valor se obtiene mediante de la siguiente fórmula:

$$C_B = 0.04191 * \rho_b * h \text{ (mGal)}$$

ρ_b = Densidad de Bouguer en gr/cm^3

h- la altura de la altura de cada estación en metros

La densidad de Bouguer utilizada para obtener la Anomalía de Bouguer es 2.7 g/cm^3 . Cabe mencionar que la corrección de Bouguer se obtiene de sentido contrario a la corrección del Aire Libre. Hay que recalcar que no hubo necesidad de calcular la gravedad teórica, ya que fue dada como dato para cada estación (ABAE), siendo la fórmula de cálculo la siguiente:

$$GT = 978031.846 * (1 + 0.005278895 * \text{sen}^2\theta + 0.000023462 * \text{sen}^4\theta)$$

Donde θ es la latitud de la estación.

Por último, se aplicó la corrección topográfica; mediante los algoritmos del sistema OASIS montaje módulo "Gravity and Terrain Corrections" (Geosoft, 2007) que se describe en el Apéndice A.

3.7 Procesamiento de los datos magnéticos

La base de datos magnéticos comprende los datos de latitud, longitud, anomalía magnética (nT), cota(m) y campo geomagnético internacional de referencia mejor conocido como IGRF International Geomagnetic Reference

Field que es una descripción matemática estándar del campo magnético principal de la Tierra y su variación secular. Se consideraría también las anomalías magnéticas que representan interferencias en la señal medida con relación al valor normal de la tierra. Su causa es la variación de composición de las rocas de la corteza terrestre. Si se acepta la idea de un gradiente térmico de 33 °C/km, hay que admitir que las rocas en estado magnético alcanzan tan solo las primeras decenas de kilómetros. (Ruiz e Introcaso, 2004)

El IGRF permite determinar el campo magnético normal (intensidad y dirección), representando lo que en gravimetría es la gravedad teórica o normal. (Ruiz e Introcaso, 2004). Es decir que el campo magnético total es un vector, si se toma la componente total T, una anomalía observada ΔT_o (AM) en cualquier punto de la superficie terrestre será:

$$\Delta T_o = T_o + C_{a,m} - T_t$$

donde T_o : componente total observada (IMT), $T_o = T + \Delta T$

T_t : componente total teórica (IGRF),

T: componente total medida,

ΔT : variación de la componente total o, principalmente, variación diurna $C_{a,m}$: corrección por altura y masa (éstas suelen desprejarse). $C_a \leq 0.03$ nT/m en altas latitudes. La C_m solo se realiza cuando las capas muy superficiales poseen alta susceptibilidad magnética.

Desde estas reducciones cualquiera sea la forma del campo ΔT_o , éste reflejará ahora las características magnéticas de las rocas de la corteza terrestre. Las variaciones espaciales del campo o anomalías pueden ser cartografiadas para identificar y describir las fuentes que las ocasionan.

Las variaciones del campo magnético total con la altura o con la latitud no son muy importantes cuando se hacen medidas sobre extensiones pequeñas, como es el caso de la prospección que nos ocupa. Respecto a la altura, la intensidad

del campo terrestre sólo varía en 0.03 nT/m en los polos y la mitad de este valor en el ecuador(Ruiz elIntercaso, 2004).

Características del mallado de los mapas gravimétricos y magnéticos

- a) Sistema de proyección utilizado es: WGS84
- b) El tamaño de la celda de 0.033°
- c) El método de interpolación utilizado para la malla es de mínima curvatura para la elaboración de los diferentes mapas.

3.8 Análisis estadísticos y geoestadísticos de los datos

3.8.1 Análisis estadísticos de los datos gravimétricos y magnéticos

La aplicación de la estadística a los datos gravimétricos y magnéticos se basó principalmente en el estudio de las medidas de tendencia central (media, mediana y desviación de las medidas de dispersión que posibilitan retratar la distancia de los valores de los variables a un cierto valor central, o que permiten identificar la concentración de los datos en un cierto sector del recorrido de la variable. Este estudio arrojó los siguientes resultados: los histogramas de frecuencias de anomalías de Bouguer, y de IMT con sus respectivos valores estadísticos (figuras 8 y 9).

Estudio estadístico de los datos gravimétricos

En la figura 8 se presenta un histograma de frecuencias generado a partir de la base los datos gravimétricos, que muestra en el eje horizontal los valores de Anomalía de Bouguer, los cuales se encuentran entre un rango de -150 a 100 mGal, a intervalos de 5 mGal. Se puede observar que la mayor la frecuencia de anomalía se encuentra entre -50 a -30mGal. En la tabla 1 se observa el valor máximo que es 73 mGal y el valor mínimo de -138 mGal que son los límites de la anomalía de Bouguer; en lo que respecta a la desviación típica presenta un valor de 40, la moda de -88, la media y mediana poseen valores muy parecidos. Se puede concluir diciendo que la distribución; sin embargo, apunta a una población normal principalmente unimodal.

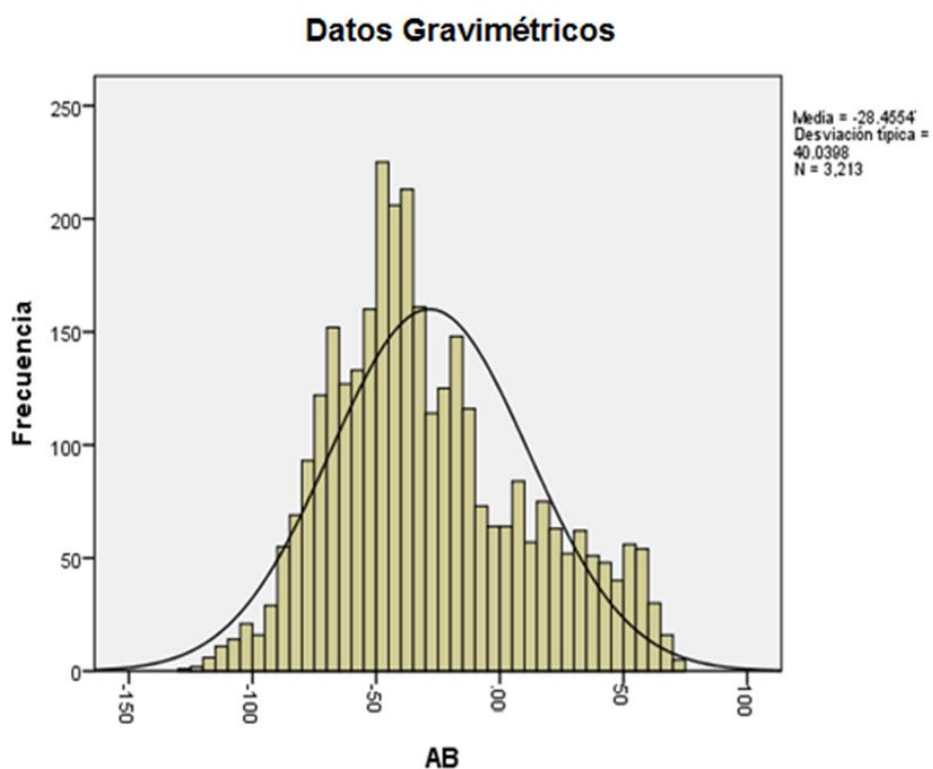


Figura 8: Histograma de frecuencias de los datos gravimétricos

Tabla 1: Valores estadísticos obtenidos para la base de datos gravimétricos

Números de muestras	3213
Valor mínimo	-138.10
Valor máximo	73.71
Desviación típica	40.03
Moda	-.88
Mediana	-36.50
Media	-28.45
Error típico	0.70

Estudio estadístico de los datos magnéticos

En la figura 9 se presenta un histograma de frecuencias generado a partir de la base de los datos magnéticos, que muestra en el eje horizontal los valores de Intensidad Magnética Total, los cuales se encuentran entre un rango de 28200 a 29200 nT, a intervalos de 25 nT. Se puede observar que la mayor intensidad magnética se encuentra entre 28650 a 28825 nT (Tabla 2), se observa el valor máximo es 29126.15 nT y el valor mínimo es 28219.52 nT; en lo que respecta a la desviación típica presenta un valor de 209.67. La moda, mediana, media, 28670.33, 28705.22 y 28706.14 respectivamente con un comportamiento normal.

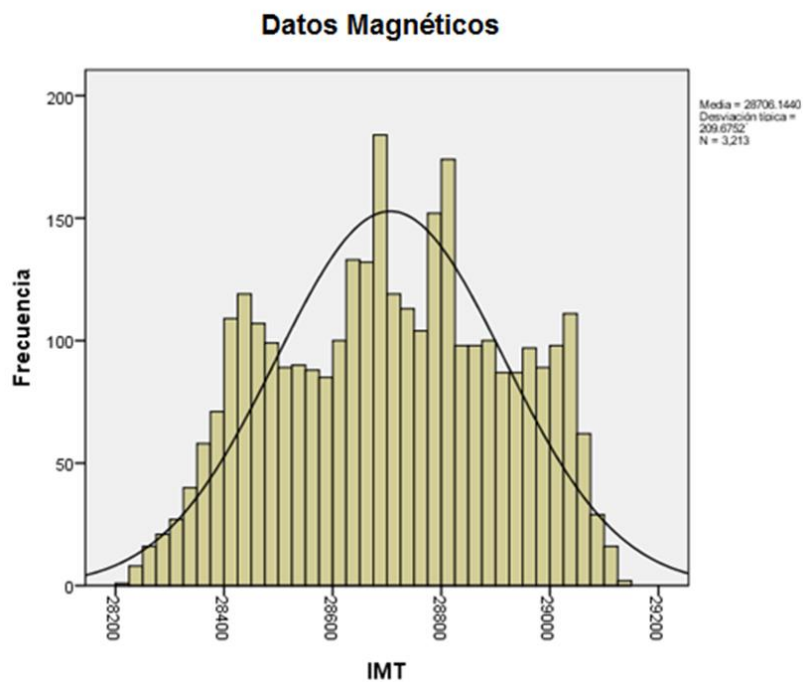


Figura 9: Histograma de frecuencias de los datos magnéticos

Tabla 2: Valores estadísticos obtenidos de la base de datos magnéticos

Números de muestra	3213
Valor mínimo	28219.52
Valor máximo	29126.15
Desviación típica	209.67
Moda	28670.33
Mediana	28705.22
Media	28706.14
Error típico	3.6

3.8.2 Estudio geoestadístico de los datos gravimétricos y magnéticos.

Seguidamente se realizó un estudio geoestadístico de los datos gravimétricos y magnéticos por así determinar la distribución espacial en que se encuentran dichos datos y determinar las direcciones de tendencia de los diferentes variables o anomalías de altas frecuencias. Para tal fin se utilizó el programa “SPSS” (SPSS Statistics 20.0.0, 2012), que permitió obtener los variogramas de anomalía de Bouguer y de Intensidad Magnética Total que se indican en el Apéndice B.

3.9 Análisis espectral.

Por medio de la transformada directa de Fourier se logró obtener los resultados del espectro de potencia de los datos gravimétricos y magnéticos con el propósito de determinar las profundidades aproximadas de las fuentes anómalas en el subsuelo. 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 unavista del espectro

promediado radialmente y una curva de profundidad estimada de fuente anómala. Obtenida la curva se abre el archivo de espectro en "Microsoft Excel" con las respectivas coordenadas de X y Y, se determinan las líneas de tendencia que permiten obtener la ecuación de la recta para calcular la pendiente de cada punto que conforma la curva del espectro de energía.

Bhattacharya (1966) expone que cuando se grafica en una escala lineal la frecuencia contra el algoritmo de la energía, se distinguen intervalos de frecuencia donde la variación logarítmica de la energía con la frecuencia puede ser representada por una función lineal, con amplitudes decrecientes cuando se incrementa la frecuencia. Por lo que la pendiente de la función lineal es proporcional a la profundidad del tope del cuerpo que origina la anomalía; la cual puede ser estimada mediante la siguiente fórmula:

$$h = m/4\pi$$

La pendiente de la recta se obtiene a través de $m = \arctg(\Theta)$

Donde Θ es el ángulo que forma la recta con el eje x.

3.9.1 Analisis espectral de los datos gravimétricos.

Se puede observar en el espectro de anomalía de Bouguer, que la fuente causante de la anomalía más profunda, para la ventana geográfica en estudio, se ubica a unos 21 km considerada como regional, posiblemente representa el contacto entre la corteza inferior y la corteza superior. A 5 km aproximadamente, una fuente de profundidad intermedia que puede ser atribuida al contacto en gran parte de la Provincia de Cuchivero con la Provincia Roraima o equivalente. La capa más superficial se ubica a unos 1.7 km de profundidad, se supone que puede representar el ruido en la señal.

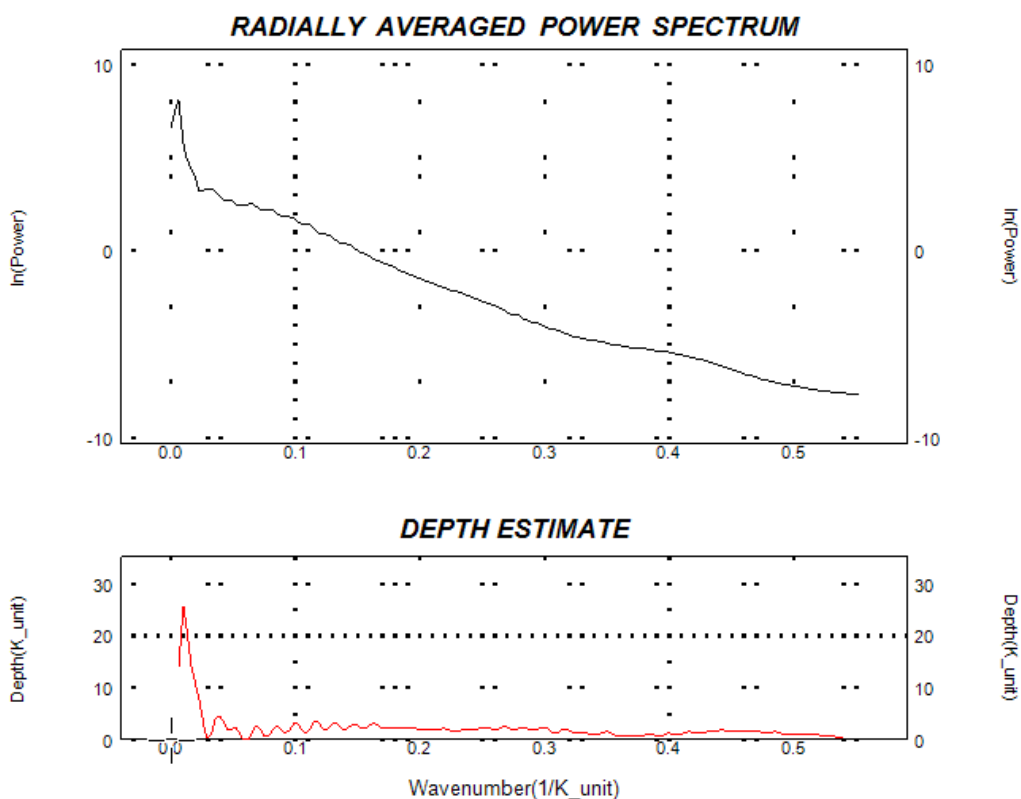


Figura 10: Resultado del Análisis espectral de los datos gravimétricos.

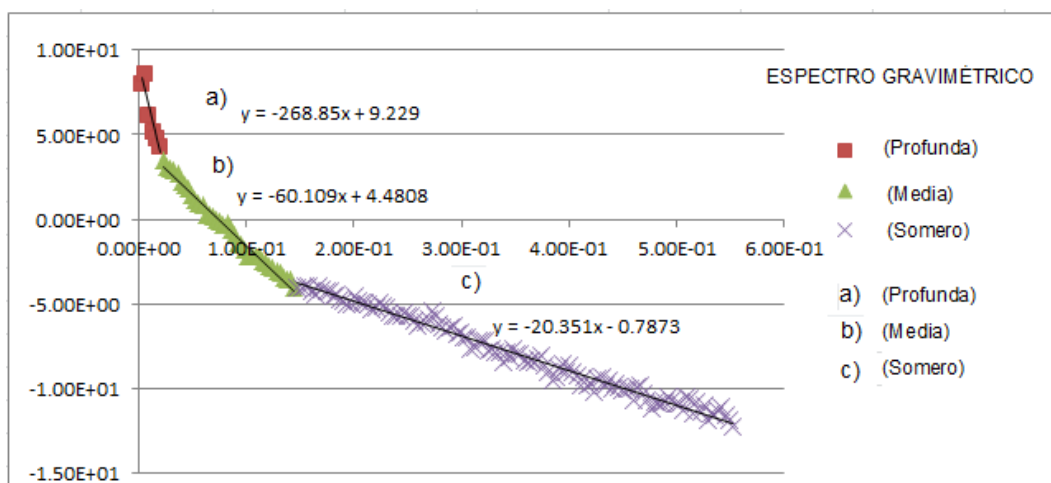


Figura 11: Ecuaciones del espectro de anomalías gravimétricas.

3.9.2 Análisis espectral de los datos magnéticos

Se puede observar en el espectro de frecuencia de los datos magnéticos, para la misma ventana geográfica, que la fuente causante de la anomalía más

profunda se ubica a unos 24 km que representa el contacto entre la corteza inferior y la corteza superior. A la profundidad intermedia, 10km, puede ser atribuida el contacto en gran parte de la Provincia de Cuchivero con la Provincia Roraima o equivalente. No se calculó la profundidad somera debido a la existencia el alto ruido en la señal o por posible inversión de señal.

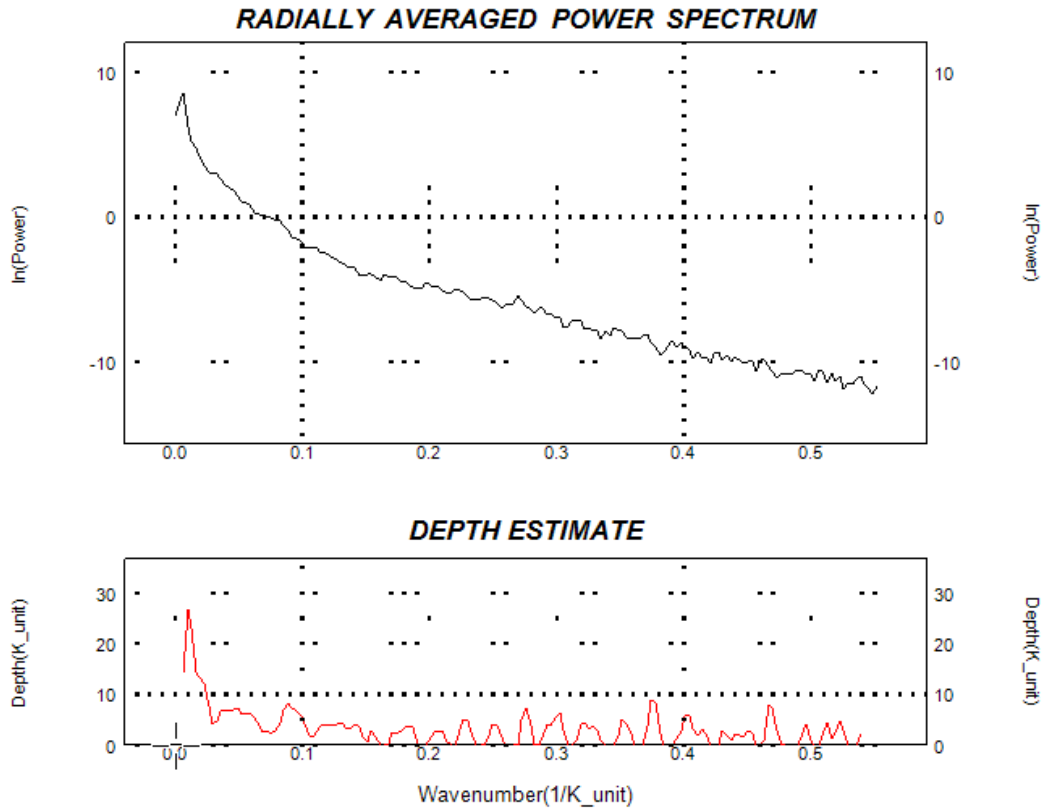


Figura 12: Resultados del Análisis espectral de los datos magnéticos

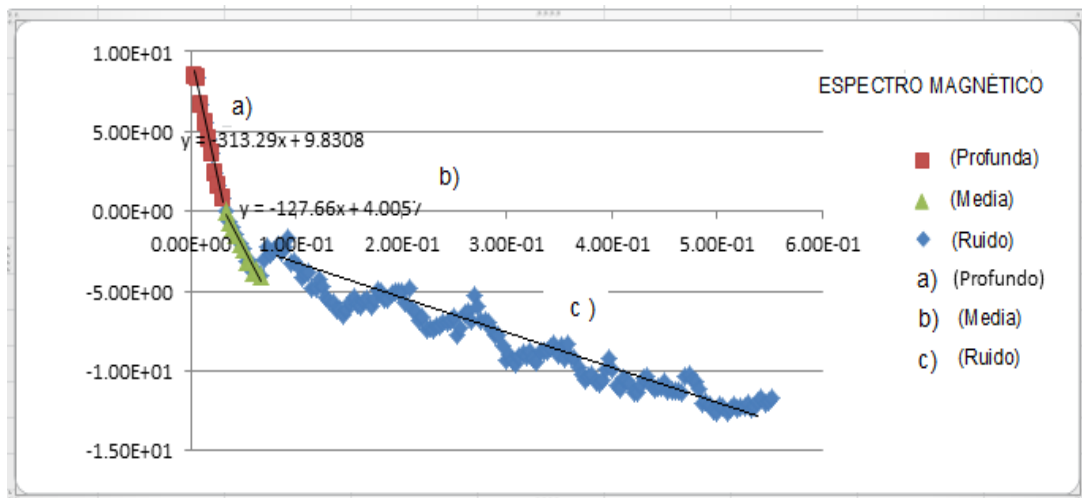


Figura 13: Ecuaciones del Espectro de anomalías magnéticas

Tabla 3. Profundidades determinadas a partir de los espectros de frecuencia de datos gravimétricos y magnéticos para la ventana 0-2° N y 64°-66° W

INTERFASE	PROFUNDIDAD(KM) ESPECTRO GRAVIMÉTRICO	PROFUNDIDAD(KM) ESPECTRO MAGNÉTICO	REPRESENTA
PROFUNDA	21.39	24.93	Contacto entre corteza inferior y la corteza superior
INTERMEDIA	4.78	10.15	Contacto entre Provincia Cuchivero y Provincia Roraima
SOMERA	1.61	—	Posible ruido en la señal

CAPÍTULO 4

INTERPRETACIÓN INTEGRADA

4.1 Mapa Topográfico del Área de Estudio

De acuerdo a las variaciones topográficas en este mapa (Fig. 14) se distinguen tres zonas: En primer lugar, los valores máximos se concentran al oeste con una dirección preferencial norte-sur (mayor de 700 metros), representa la extensión de la Serranía de Neblina. En segundo lugar se puede observar, en la parte central una serie de valores máximos alineados con una orientación de SW-NE que representa la Sierra de Tapirapecó.

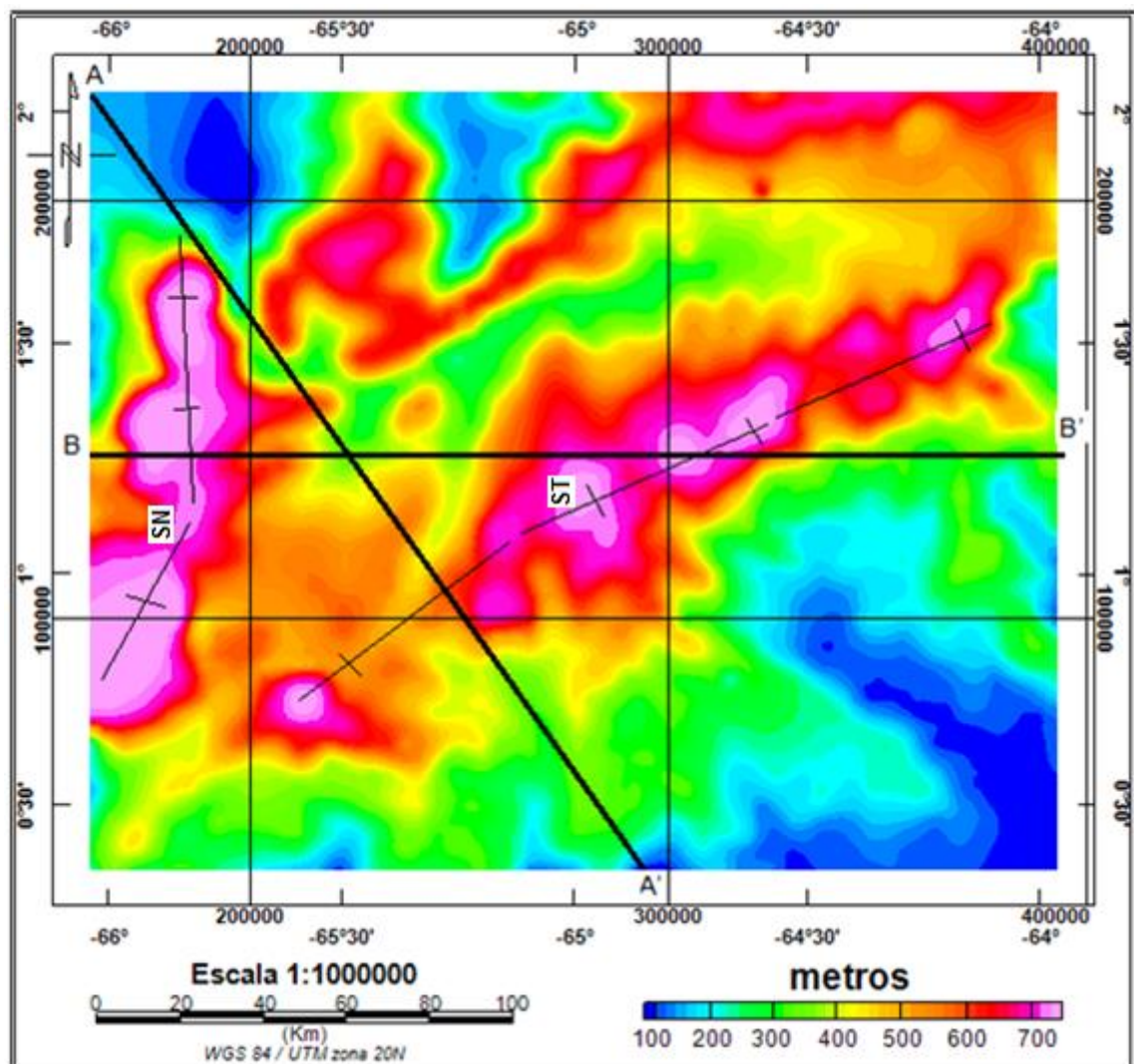


Figura 14: Mapa topográfico del área de estudio. SN: Extensión Serranía de Neblina
ST: Sierra de Tapirapecó. AA', BB': Perfiles Interpretados

Por último, valores mínimos por debajo de 100 metros en la parte sur y sureste, coincidente con la Formación Içá y los depósitos arenosos del Cenozoico tardío en Brasil, como también en la parte superior noroeste donde se observan sedimentos sobre el Complejo de Basamento s.d del Proterozoico temprano.

4.2 Mapa de Anomalía de Aire Libre

En el mapa de anomalías del Aire Libre, que se ilustra en la Fig. 15, se distingue claramente una extensa área de anomalías positivas concentradas al oeste de la región, con máximos de 110 mGal; coincidente con la orientación aproximada N-S como se evidencia también en el mapa topográfico (Fig. 14) e identificada como la extensión de la Serranía de Neblina.

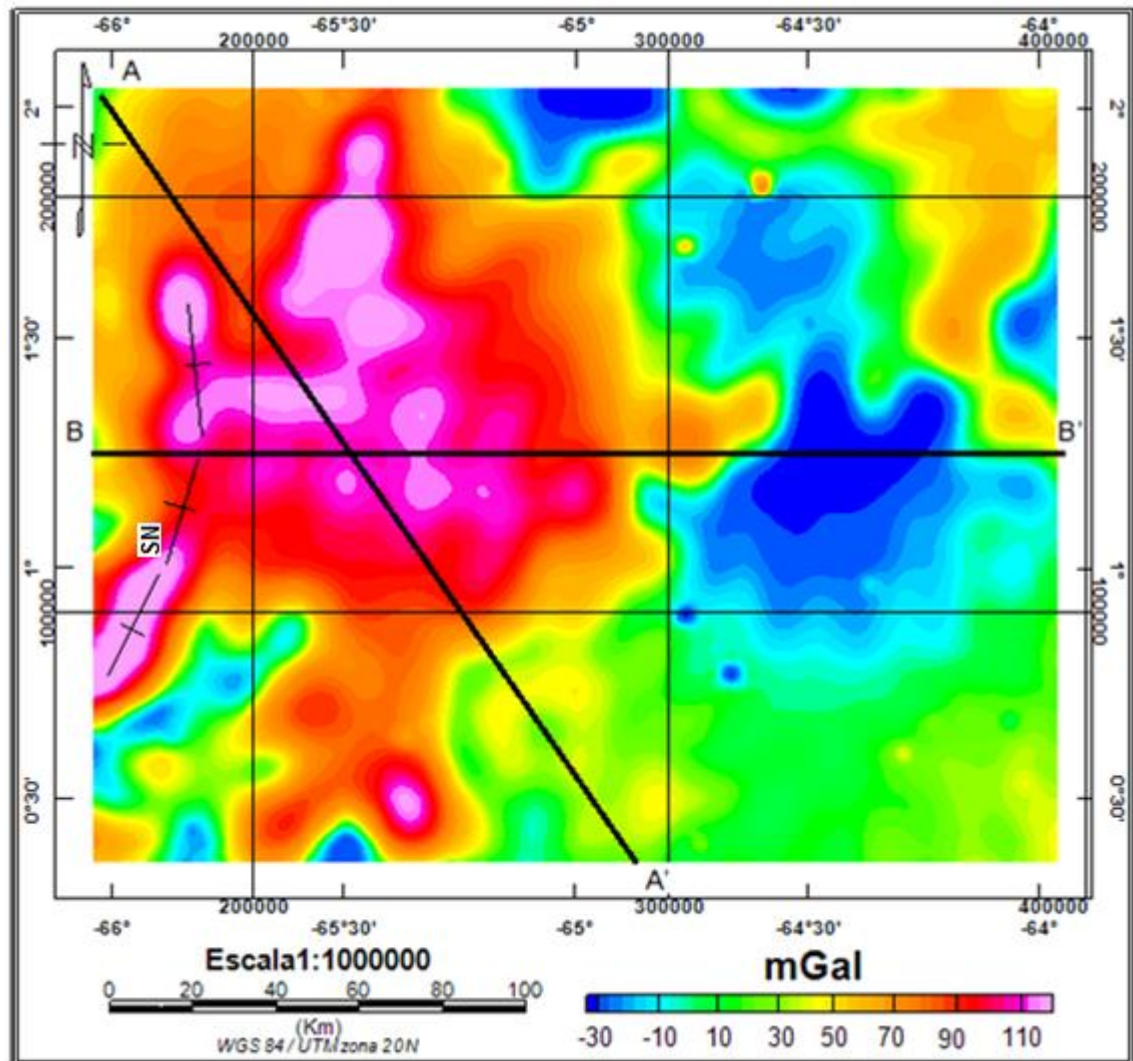


Figura 15: Mapa de Anomalía de Aire Libre del área de estudio. Leyenda como Figura 14.

Esa es la región donde mejor se expresa la relación de anomalías de Aire libre y topografía.

4.3 Mapa de Anomalía de Bouguer

En la Fig. 16 se ilustra el mapa de anomalías de Bouguer, en el cual se puede apreciar el fuerte contraste entre la anomalías positivas con orientación NS al Oeste y negativas con orientación NE al Este del área posiblemente controladas por el basamento.

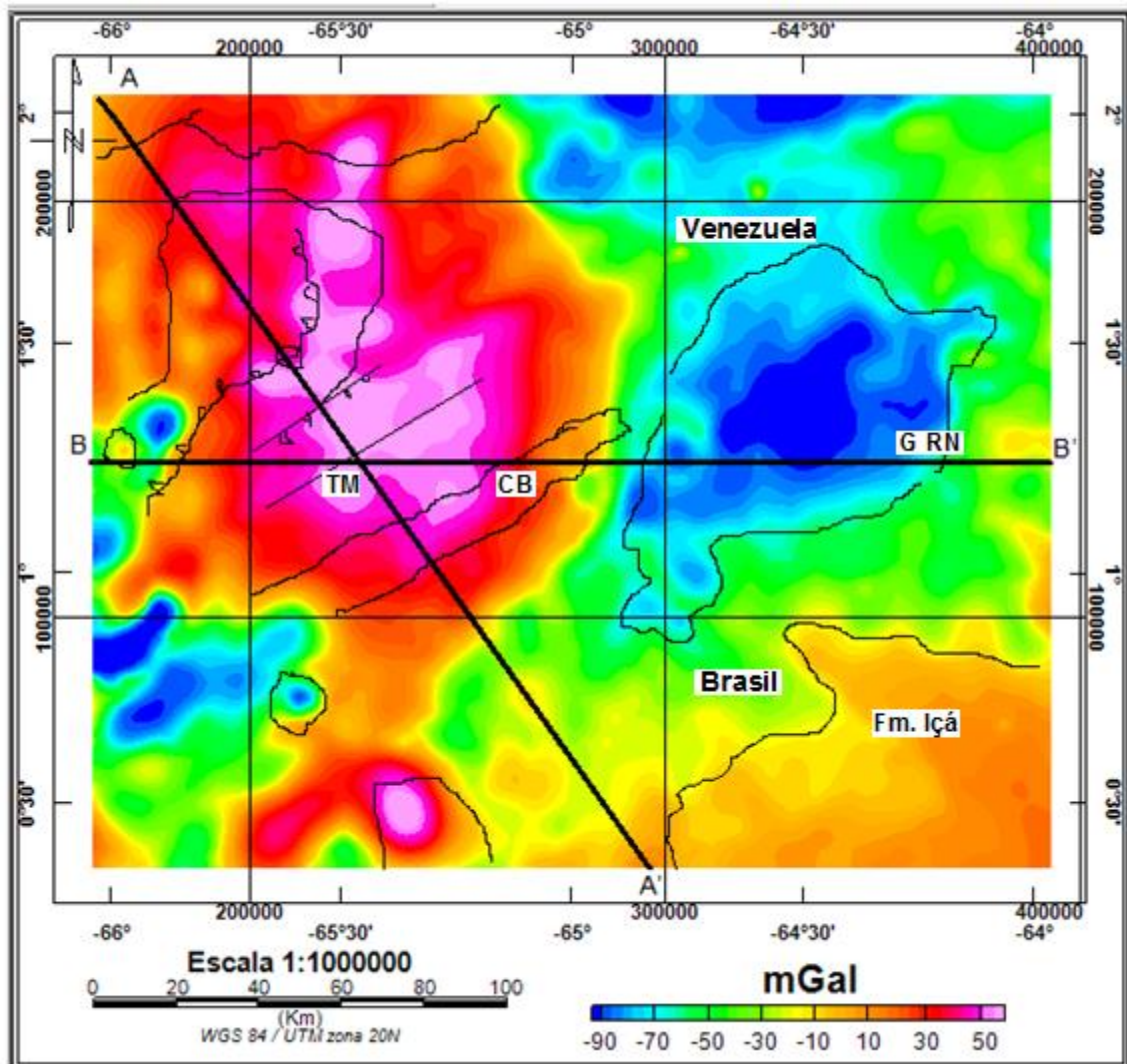


Figura 16: Mapa de Anomalía de Bouguer para ρ_b igual 2.7 gr/cm^3

CB: Complejo de Basamento (área de afloramiento). TM: Terreno metamórfico-plutónico de San Carlos de Río Negro- G RN: Granito de Río Negro. Fm. Içá: Formación Içá

Es notoria la asociación entre la Anomalía de Bouguer con la Anomalia de Aire Libre (Fig. 15) en la región oeste con máximos de 60 mGal y hacia el este

donde alcanza valores mínimos del orden de -90 mGal. Los gradientes máximos son del orden de 0.9 mGal/km en la parte centro-norte y los mínimos del orden de 0.7 mGal/km hacia el este del mapa.

En el extremo suroeste del mapa se ubica un máximo local de aproximadamente 60 mGal, el cual pudiera ser asociado a la Suite Intrusiva Maraiúá identificadas en el mapa geológico (Fig. 6). También se aprecian máximos de aproximadamente 50 mGal al NO y en la parte centro-oeste de la zona, posiblemente asociados al Complejo de Basamento. Correlacionando el mapa de anomalías de Bouguer (Fig 16) con el mapa geológico integrado (Fig. 6) se advierte que la región oeste representa zona de unidades con mayor densidad, estas unidades geológicas están asociadas al Terreno metamórfico-plutónico de San Carlos de Río Negro y el Complejo de Basamento s. edad Proterozoico Temprano respectivamente. En tanto la parte este presenta las unidades esencialmente graníticas como el granito de Río Negro, facies de Santa Isabel y la suite intrusiva Maraiúá del Brasil de edad Proterozoico Temprano. Hacia el sureste se aprecian mínimos que representan a la Formación Içá y los depósitos arenosos del Cenozoico Tardío respectivamente. En el mapa de Anomalía se ve indicado la localización aproximada de las unidades geológicas más importantes.

4.3.1 Mapa Regional de Anomalía de Bouguer

Con el propósito de conocer en mayor detalle los efectos regionales propios de las estructuras más profundas, se generó el mapa regional de anomalías de Bouguer, a través del método de continuación analítica del campo hacia arriba. Se obtuvieron mapas a diferentes alturas (1000 m, 5000 m, 10000 m, 15000 m) y se seleccionó el de 5000 metros por considerar que no había variación significativa a partir de esa altura. Este mapa que se ilustra en la Fig. 17, proporciona información sobre la estructura profunda del subsuelo. Ahora bien este mapa, podría ser dividido en dos partes, de -65°W a -66°W, se encuentra los máximos del orden de 40 a 42 mGal con una orientación preferencial de dirección norte –sur, que pueden ser asociados al Complejo de Basamento de

edad Proterozoico Temprano. En la zona -64°W a -65°W se puede observar mínimos que se encuentran entre -80 a -60 mGal, relacionados con los granitos de las suites intrusivas del Brasil donde además Moho profundiza hasta unos 46 km.

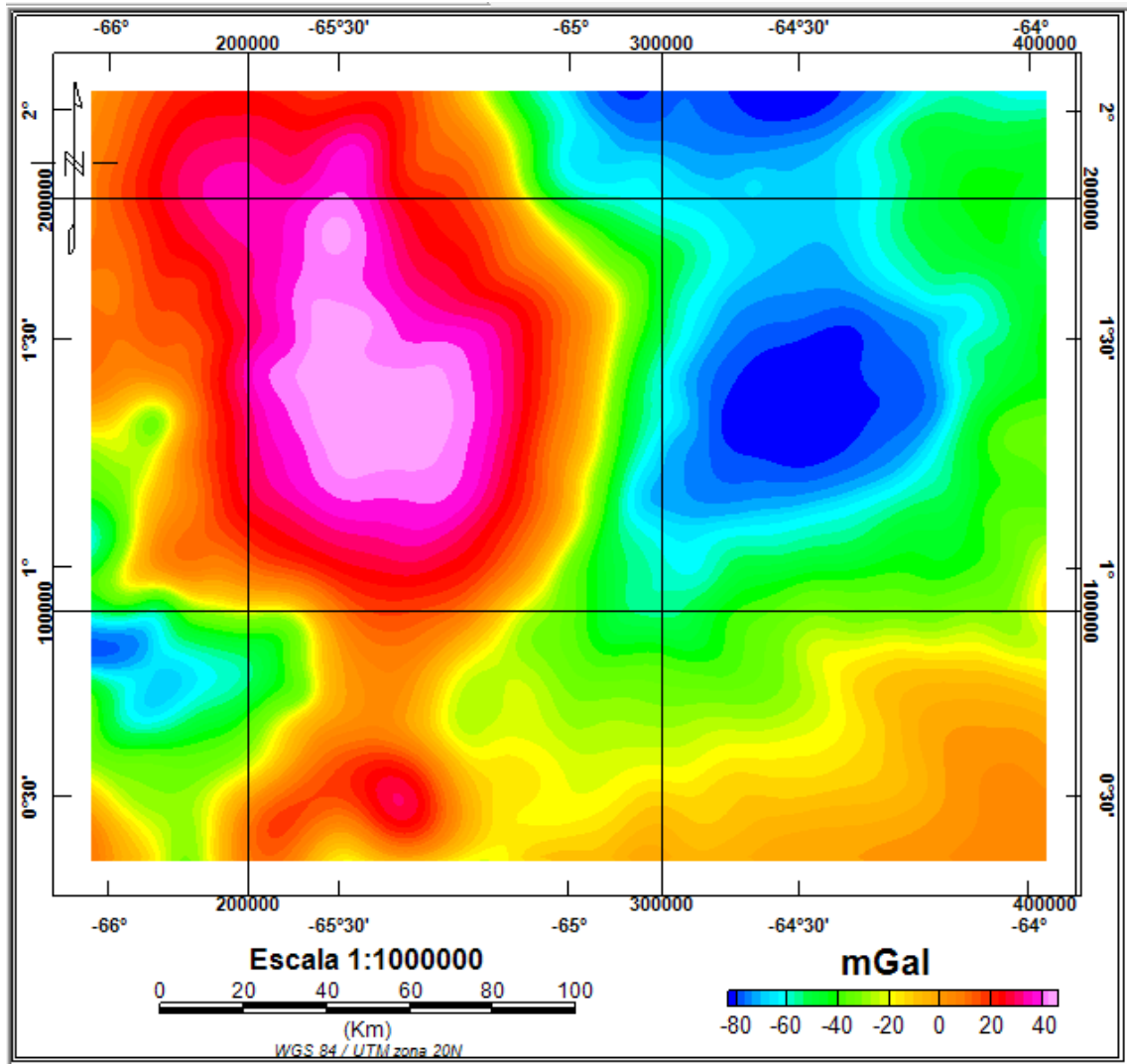


Figura N°17: Mapa Regional de Anomalía de Bouguercontinuación analítica 5000 metros

4.3.2 Mapa Residual de Anomalía de Bouguer

En la Figura 18 se ilustra en el mapa de las anomalías de Bouguerresidual obtenido a partir del mapa regional de anomalía de Bouguer de continuación analítica hacia arriba (5000 metros). Proporciona información que nos permite visualizar las anomalías de alta frecuencia o de pequeña longitud de onda debida a fuentes someras. Se identifican las alineaciones SO y NE en la región

de la Sierra de Tapirapecó. El rasgo más notable del mapa residual de Anomalías de Bouguer es la orientación preferencial de los valores mínimos de rango -20 a -15 mGal, aproximadamente de dirección N45°E que pueden ser asociados a los granitos en la frontera Venezuela- Brasil.

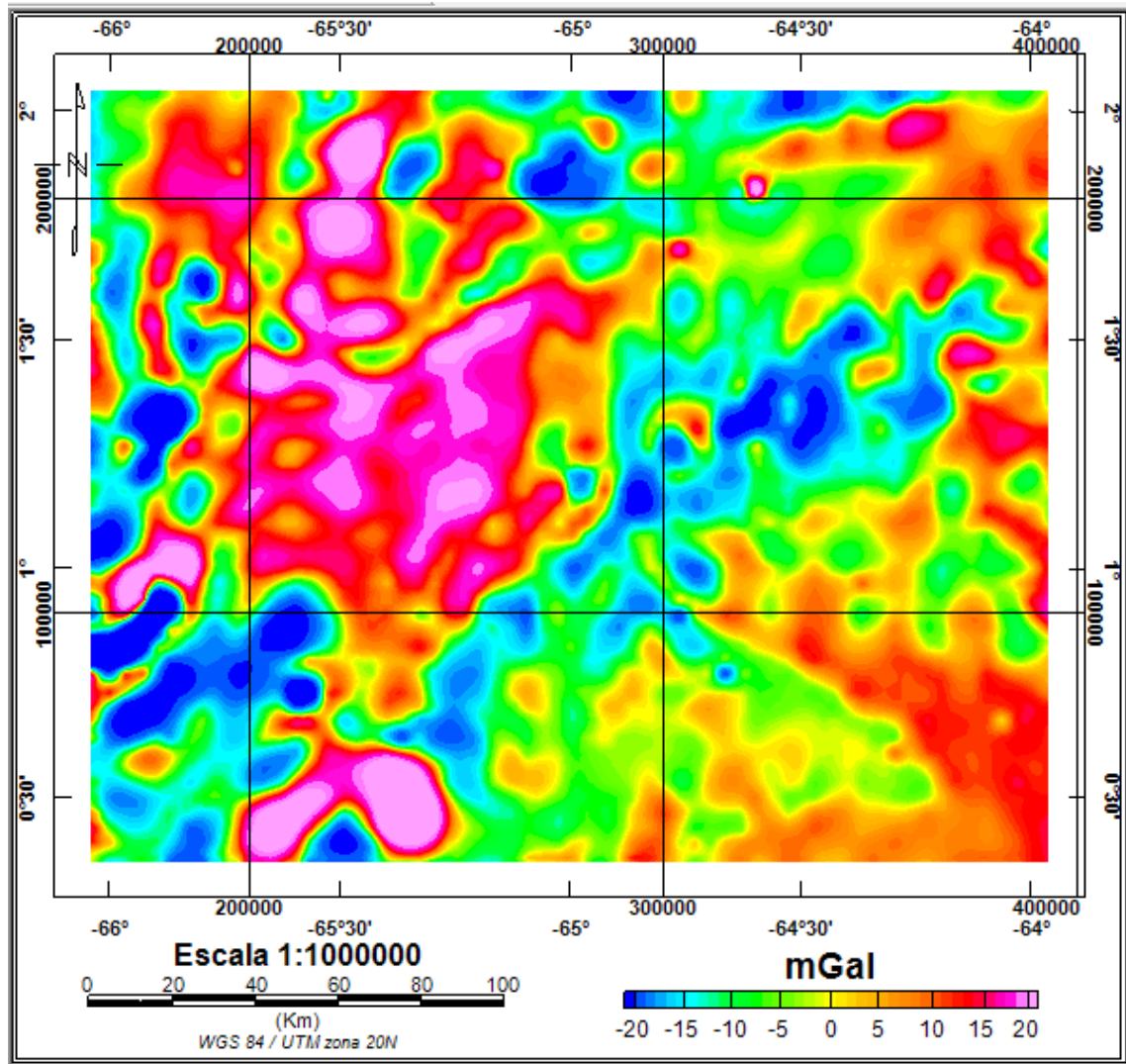


Figura 18: Mapa Residual de Anomalía de Bouguer continuación analítica 5000 metros

En la parte oeste se puede observar anomalías máximos locales de orden de 20 mGal sobre un fondo de unas 10 mGal, que representan irregularidades en la topografía del Complejo de Basamento.

4.4 Mapa de Intensidad Magnética Total

En la Fig. 19 se muestra el mapa de intensidad magnética total (IMT) realizado con la base de datos magnéticos. En dicho mapa las líneas magnéticas mantienen un rumbo E-W (al norte) y NE (al sur), con un máximo de más de 29100 nT en la zona norte del mapa y un mínimo de 28300 nT hacia el sur reflejando la tendencia normal del Campo Magnético en esta zona cercana al Ecuador. El máximo está asociado a la Provincia de Cuchivero (Fig 6), mientras que el mínimo se ubica en la zona en la que aflora la Provincia de Río Negro y Juruena de Brasil según los textos consultados.

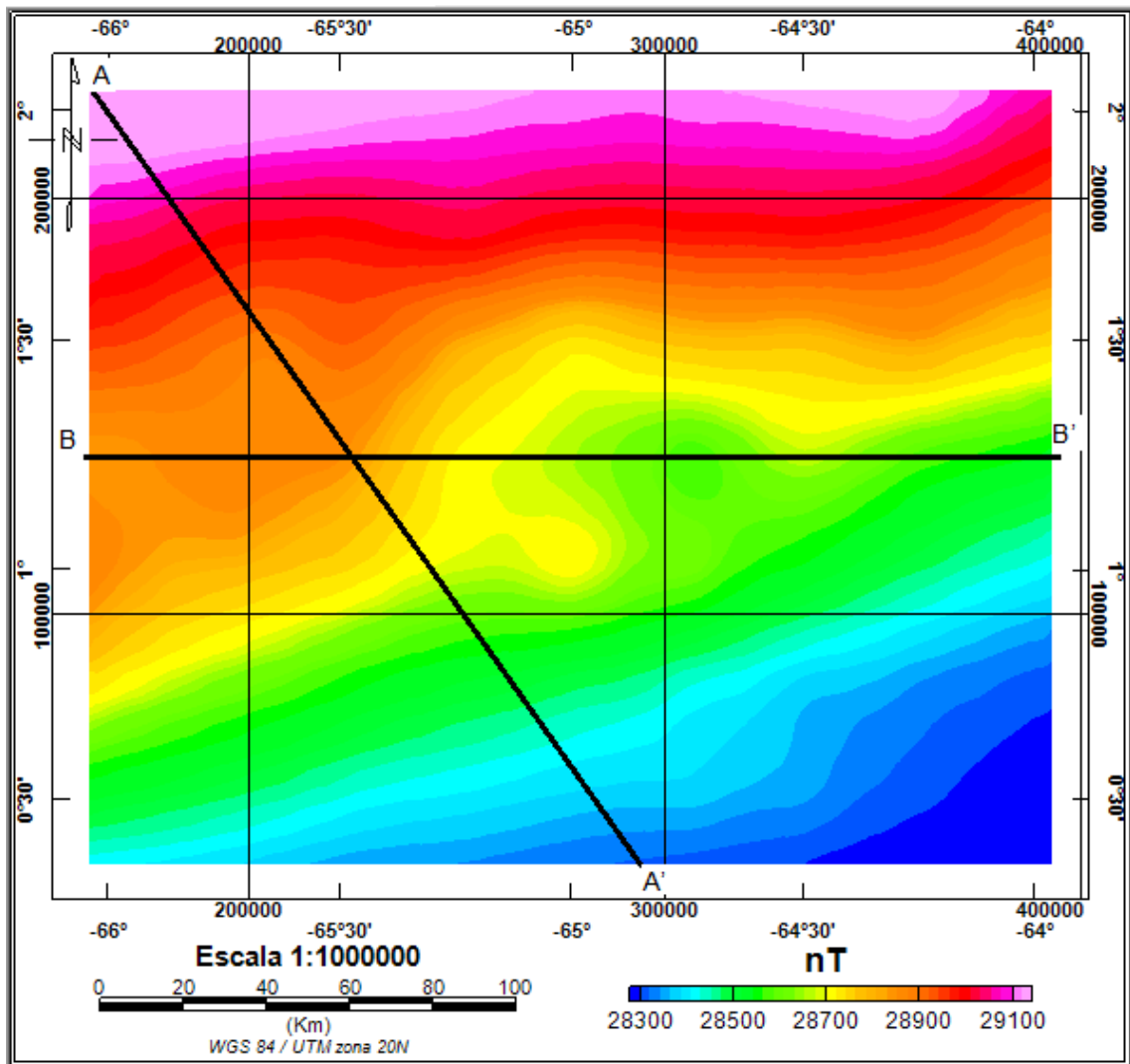


Figura 19: Mapa de Intensidad Magnética Total

Es importante señalar que la tendencia del mapa de IMT coincide con la dirección del basamento. Más hacia la zona central aproximadamente a 65°W se

encuentra una importante distorsión magnética que debería reflejarse como una cupla de anomalía magnética.

4.4.1 Mapa Regional de Intensidad Magnética Total

Se realiza este mapa con objeto visualizar mejor aún las anomalías de baja frecuencia a alta profundidad. Al igual que en caso gravimétrico, se procesaron mapas de continuación analítica de IMT hacia arriba a 1000 m, 5000 m, 10000 m y 15000 m y se seleccionó el de 5000 m, en el que se visualiza aún la distorsión central. El regional presenta orientación E-W a SW-NE de norte a sur. Al norte del mapa las anomalías altas poseen valores del orden de 29110 nT y al sur se encuentran los valores mininos de 28310 nT.

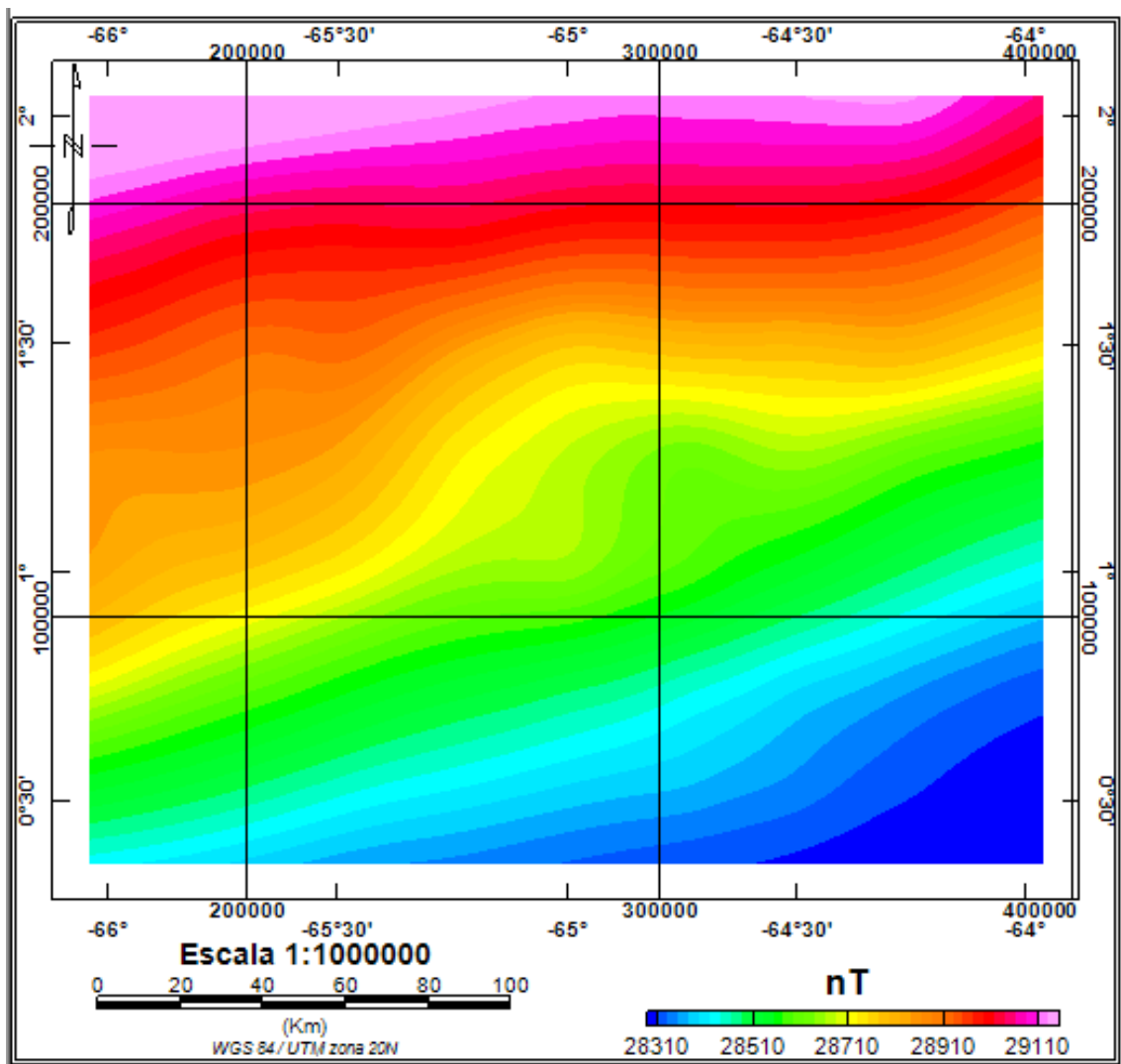


Figura 20: Mapa Regional de Intensidad Magnética Total continuación analítica 5000 metros hacia arriba.

4.4.2 Mapa residual de Intensidad Magnética Total

Este mapa representa las fuentes de anomalías superficiales por las variaciones en la composición mineralógica de las rocas que constituyen los primeros kilómetros de la superficie del área de estudio. Fue obtenido a partir del mapa regional de continuación analítica de IMT hacia arriba 5000 m (Fig. 21). En este mapa se puede evidenciar que se aísla claramente la cupla magnética del área central, cuyo máximo (15 nT) se localiza cercano a 1° N de latitud y mínimo de aproximación - 15 nT al norte (1°30' N). Es posible inferir que los cuerpos con mayor susceptibilidad se encuentran al norte considerándolos parte del basamento de Caicara de Cuchivero.

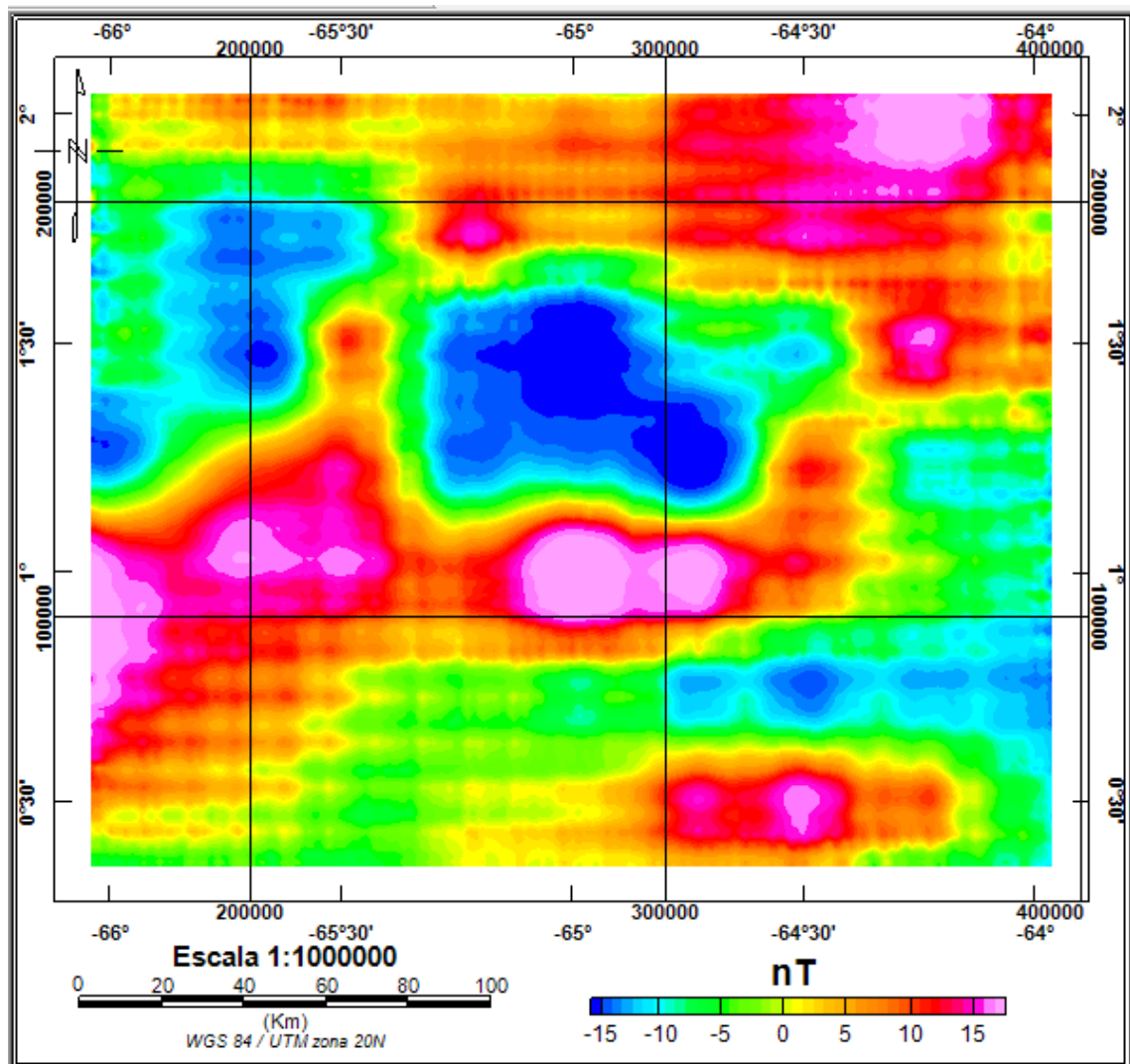


Figura 21. Mapa de Intensidad Magnética Total Residual continuación analítica 5000 metros

4.5 Mapa de Anomalías Magnéticas.

Este mapa, al igual que el de Anomalía Residual (Fig. 21), ilustra la presencia de una cupla magnética muy bien aislada en el centro, y otra al oeste, poco más extensa que dan indicación de la inclinación del campo magnético en la región. Representa,asimismo, anomalías magnéticas del área de estudio (Fig. 22) en el cual se puede evidenciar que los valores máximos poseen una dirección preferencial de E-W, coincidente en gran medida con la zona de afloramiento del Complejo de basamento,los valores mínimos tienen orientación variable y pueden estar relacionados con losgranitos tectonizados.

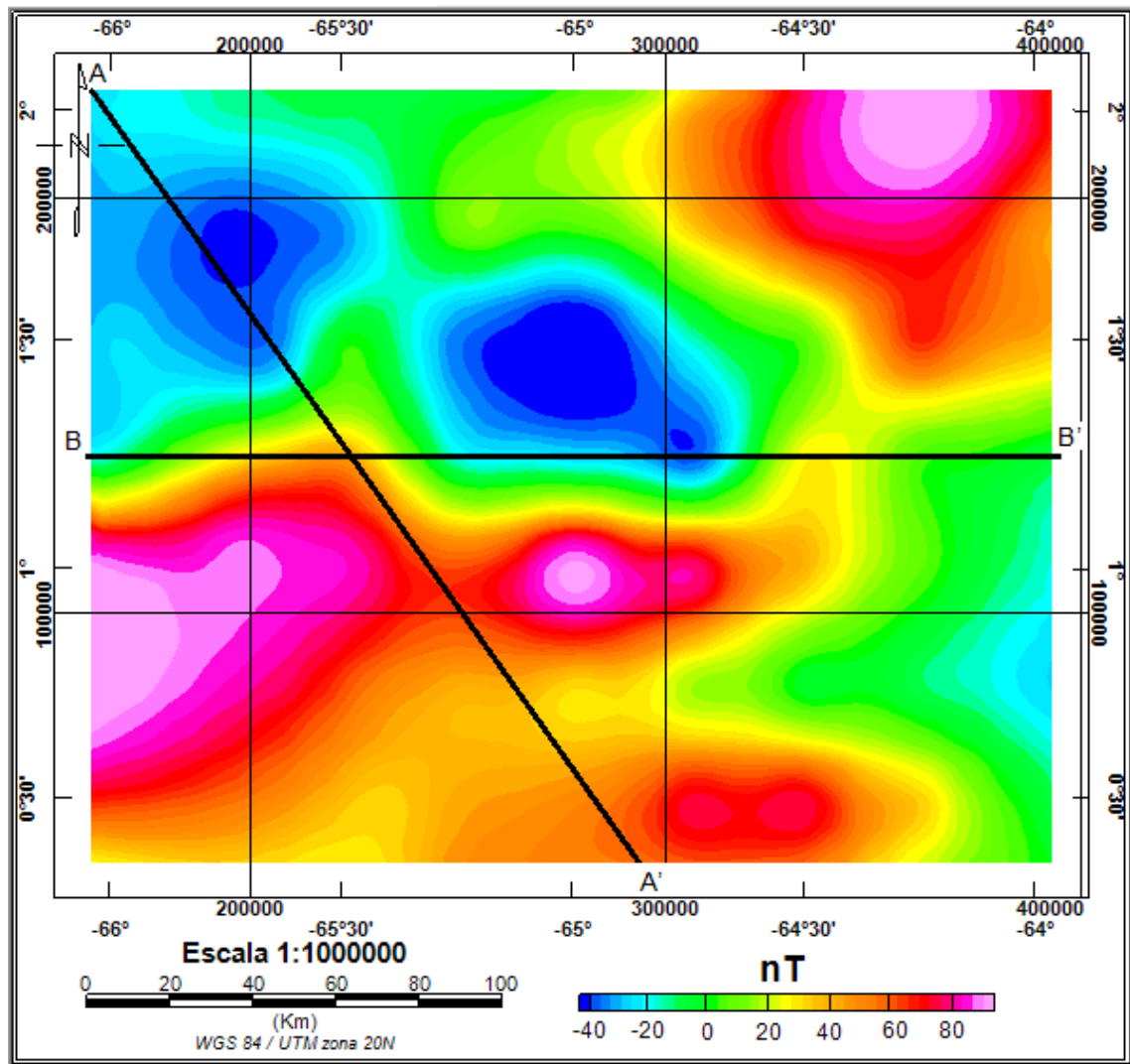


Figura 22: Mapa de Anomalías Magnéticas del área de estudio

4.6 Análisis de Modelos Geológicos Propuestos

Para realizar los modelos geológicos, se utilizó el programa GM-SYS de OASIS montaj que permite cargar los mapas Anomalía de Bouguere Intensidad Magnética Total, topografía del área de estudio y luego seleccionar las direcciones de los perfiles sobre los mismos. Cabe recalcar que se extrajo de la base de datos magnéticos EMG, el valor promedio de inclinación magnética (19°) y declinación magnética (-12°), estos valores fueron utilizados para la realización de los modelos. Los valores de densidad y susceptibilidad magnética que presentan las unidades geológicas para los dos modelos (Tabla N° 4), varían en un rango de 2.6 a 3.2 gr/cm³ y 0.013 a 0.00002 respectivamente. La mayor repuesta de intensidad magnética se encontró en el modelo N° 1, con un valor de 29030 nT. En el caso de la respuesta gravimétrica, la mayor anomalía es de 60 mGal y se presenta tanto en el modelo geológico del Perfil A-A' como en el B-B'. A lo largo de los dos perfiles, se presenta la interfase Moho que muestra una variación en profundidad de unos 41 a 45 Km, controlado según el modelo sísmico de Chalbaud (2000). Mientras que la Provincia Cuchivero se encuentra en ciertas partes aflorando y representa el basamento del área de estudio; se expande a unos 21 km de profundidad según estimaciones de profundidad de fuentes anómalas (fig. 23 y 24) realizada con la totalidad de los datos

4.6.1 Modelo geológico Perfil AA'

Este modelo representa la estructura geológica del subsuelo de las diferentes unidades geológicas de Venezuela y del Brasil en el área de estudio. A lo largo del perfil AA' de orientación N33°W. El análisis espectral gravimétrico ubica aproximadamente a 5 Km de profundidad el contacto del basamento, éste se mantiene con un espesor entre unos 15 a 19 km, dentro del cual se ubican intrusiones graníticas transamazónicas, el terreno metamórfico-plutónico de San Carlos, los sedimentos pre-Roraima; el basamento podría ser el mismo Complejo removilizado o equivalente. Se aprecian unidades independientes de rocas silíceas y granitos, las cuales se encuentran intrusionando todas las

unidades geológicas infrayacentes. Estas rocas intrusivas pueden ser las responsables de las anomalías magnéticas locales, las cuales presentan magnitudes de Intensidad importante del punto vista local. En este modelo geológico se puede observar una gran extensión de los sedimentos pre-Roraima al centro oeste y al sur una zona de baja susceptibilidad magnética, lo que hace pensar que las altas anomalías magnéticas al noroeste están asociadas a procesos de fracturación, levantamiento, desnivelación y denudación producidos por corrientes superficiales y subterráneas de agua que han afectado a toda la provincia. Es muy compleja como resultado de los eventos geológicos que han afectado al basamento del Escudo (González de Juana *et al.*, 1980). Los corrimientos buzan hacia el norte y además están presentes las unidades geológicas de mayor densidad, que constituyen las principales fuentes anómalas de la región. Al sureste, Moho profundiza a unos 45 km de profundidad.

La zona centro norte del perfil A-A' abarca un amplio sector donde la anomalía de Bouguer posee valores de máxima gravedad y el campo magnético mínimo.. Estas circunstancias hacen suponer que estamos en presencia de una cuenca rellena de sedimentos sinorogénicos o rocas sedimentarias, que pueden ser relacionadas con los sedimentos del grupo Roraima en concordancia con el mapa geológico del área de estudio. Mientras que al sur, los valores de máxima gravedad local coinciden con los valores de máximo magnético; esto hace suponer la existencia de un cuerpo ultrafélsico (Wynn y Bond, 1993) bajo un espesor relativamente grande de sedimentos sinorogénicos y postorogénicos.

4.6.2 Modelo geológico Perfil BB'

Se puede observar en la Figura 24, que la máxima anomalía de carácter regional, está controlada por los corrimientos del terreno metamórfico-plutónico de San Carlos y en la parte central del perfil, con una amplia extensión regional de afloramiento y se puede evidenciar que la tendencia de la susceptibilidad magnética de la zona es baja. Hacia el sur y sureste, se aprecian granitos transamazónicos de la Provincia de Río Negro y Juruena, Facies de Santa

Izabel de Rio Negro (Brasil) intrusionados a su vez por granitos jóvenes de Parguaza, a la manera de un manto delgado supracortical; estas intrusiones graníticas se pueden asociar al post-Supamo- pre-Roraima, las cuales afloran en el área y ocupan una gran parte del Complejo. Las respuestas gravimétricas reflejan marcados sistemas de fallas y corrimientos con buzamiento Norte, eso implicaría el levantamiento del basamento, orientado aproximadamente E-W.

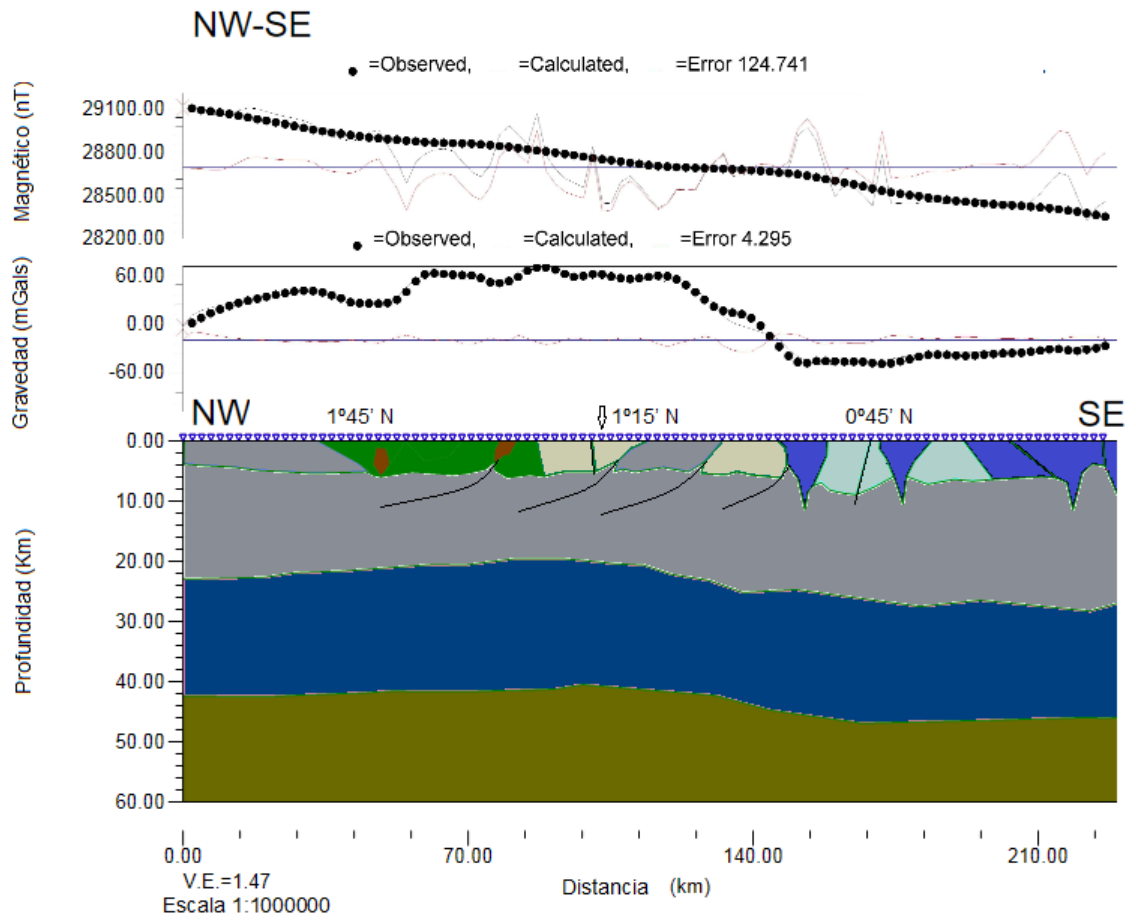
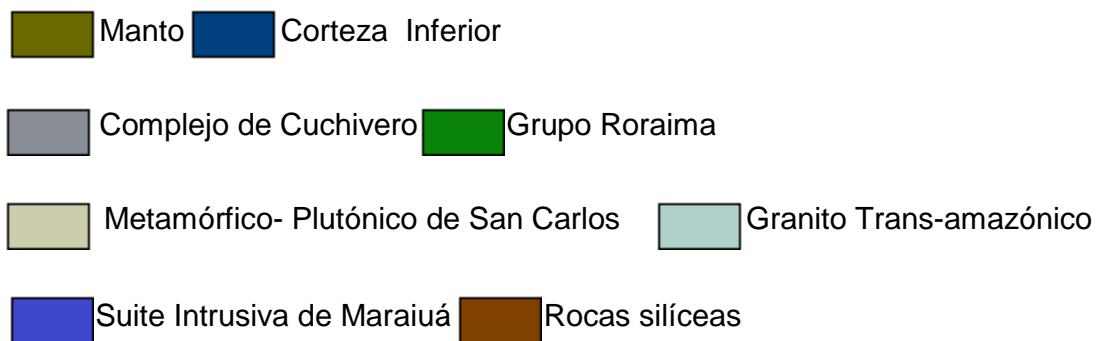


Figura 23. Modelado geológico propuesto del perfil AA'. Con punto de corte con el perfil BB'

LEYENDA



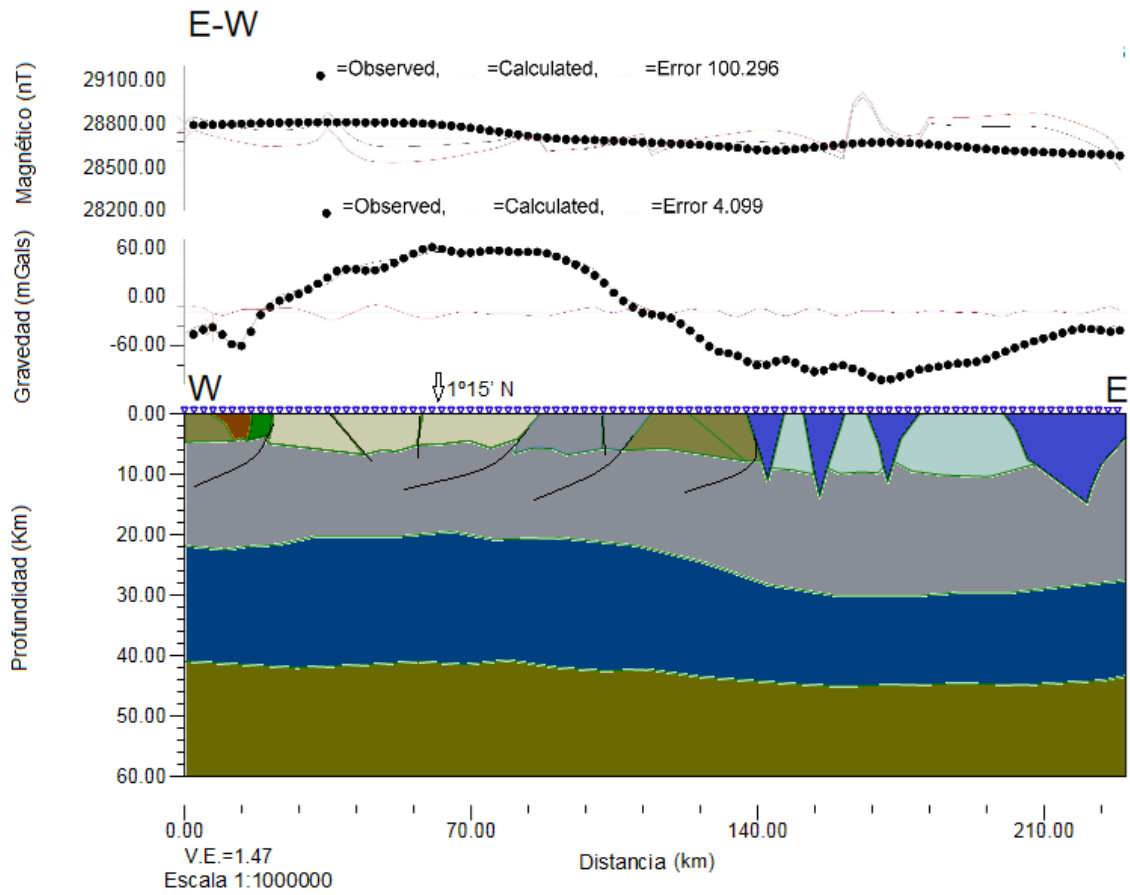


Figura. 24. Modelado geológico propuesto del perfil BB'. Con punto de corte con el perfil AA'

LEYENDA

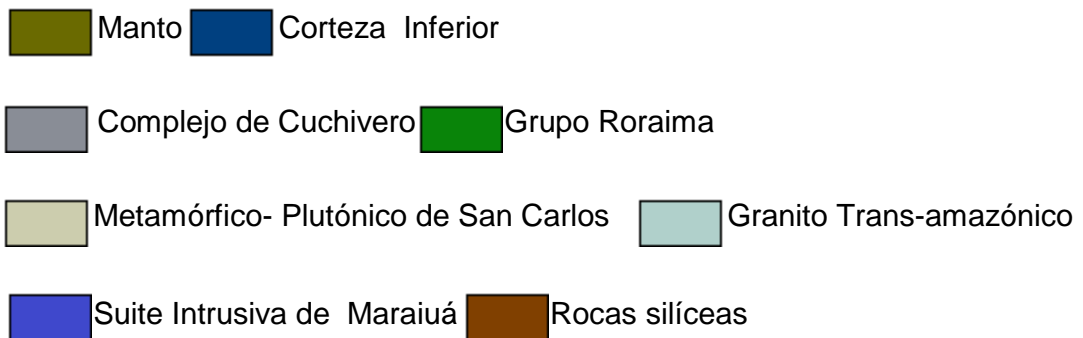


Tabla 4: Unidades geológicas, densidad y susceptibilidad magnética utilizada para la realización de los modelos geológicos. Estos valores de densidad y susceptibilidad magnética fueron Tomados de Erasmo, (2002).

Unidad Geológica	Densidad (gr/cm ³)	Susceptibilidad Magnética (emú)
Manto	3.2	0.013
Corteza Inferior	2.9	0.002
Complejo Cuchivero	2.7	0.003
Granito Transamazónico	2.64	0.0005
Complejo Metamórfico-plutónico de San Carlos	2.72	0.003
Grupo Roraima	2.68	0.0002
Granito de Maraiuí	2.61	0.0006
Rocas silíceas intrusivas	2.67	0.00002

SÍNTESIS, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

SÍNTESIS

Las dos bases de datos tanto gravimétricos y magnéticos satelitales fueron extraídas de los datos gravimétricos y magnéticos disponibles en ABAE, para luego ser organizados mediante del programa “Microsoft Excel 2010”. Fueron utilizados para la generación de los distintos mapas topográfico, Anomalía de Aire Libre, gravimétricos y magnéticos del área de estudio, permitiendo obtener resultados efectivos para la interpretación de las anomalías presentes en el subsuelo tanto a nivel regional como a nivel local y en concordancia con la geología estudiada de las diferencias Provincias del Escudo de Guayana.

El estudio estadístico de los datos muestrales de comportamientos normales tanto de los datos gravimétricos como magnéticos.

El análisis geoestadístico ilustra el alto grado de continuidad en las diferentes direcciones de las curvas de intensidad magnética total, las variogramas en estas direcciones poseen un mejor ajuste.

CONCLUSIONES

Analizados los mapas gravimétricos y magnéticos con la geología del área de estudio, se concluye que los máximos de anomalías de Bouguer se concentran en la región centro oeste donde aflora el Complejo de Basamento y Terreno metamórfico-plutónico de San Carlos de Río Negro, como consecuencia de su alta densidad y su edad Proterozoico. En esta zona también se aprecia la tendencia a una disminución en la profundidad del manto. La zona de menor anomalía está asociada a los granitos de la Provincia de Río Negro y Juruena de Brasil. El Mapa regional de Anomalía de Bouguer ilustra la estructura profunda del subsuelo con una orientación preferencial norte-sur y el mapa residual de anomalía Bouguer permite conocer los dominios estructurales de la corteza superior definiendo los contactos entre las unidades de alto contraste

de densidad en este caso, las provincias geológicas de Venezuela y de Brasil en correlación con el mapa geológico estructural integrado.

La tendencia E-W a NE del mapa de Intensidad Magnética Total describe la dirección del campo en esta región cercana al ecuador, y coincide igualmente con la orientación del basamento.

El análisis espectral de los mapas Anomalía de Bouguer y la Intensidad Magnética Total determinó que la fuente anómala más profunda se ubica entre 21 y 25 de km respectivamente, la cual se le atribuye a la interfase entre la corteza inferior y la corteza superior. La profundidad intermedia es 5 a 10 km respectivamente, la cual se le asocia al cambio de contacto entre la Provincia Cuchivero, la Provincia Roraima y la Provincia Rio Negro-Juruena de Brasil. Se advierten, también, anomalías asociadas a las intrusiones graníticas que se ubican entre la Provincia Roraima y la Provincia Rio Negro y Juruena.

En los dos modelos geológicos propuestos se estableció la interfase Moho a una profundidad aproximada de 42 km en referencia a la sísmica de refracción realizada en el Edo Bolívar (Chalbaud, 2000). Mediante el análisis espectral, se determinó que el contacto entre el basamento y las unidades geológicas se ubica a unos 5 Km, mientras que en zonas más someras se observan una serie de intrusiones graníticas Pre- Roraima y Post-Supamo.

Las anomalías magnéticas locales observadas al NE del mapa parecieran estar relacionadas con la presencia de rocas intrusivas de diabasa, que podrían pertenecer a un cinturón de rocas verdes que aflora en las cercanías de la zona de estudio. Aun cuando no se encuentre estrictamente dentro de la zona puede estar causando un efecto a profundidad y su respuesta magnética podría opacar cualquier otro evento que pudiese estar ocurriendo a un nivel más superficial.

RECOMENDACIONES

Sería muy interesante realizar un estudio geológico de campo a pesar de lo difícil del acceso al área, para de esta manera conocer con mayor precisión los diferentes contactos de las unidades litológicas que afloran y realizar recolecciones de muestras de las diferentes unidades que permitirán determinar los valores de susceptibilidad magnética y densidad de las rocas presentes en la zona de estudio y tener un mayor control de las anomalías de la región. Así como estudiar la posibilidad de reproducir un estudio sísmico como el realizado por Chalbaud (2000) que determine la profundidad del Moho.

BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS CITADAS

Berrocal, J., C. Fernández, A. Basstny I.R. Barbosa, 1996. Earthquake hazard assessment in southeastern Brazil. *Geofísica Internacional*, 35, 257-272.

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

Chalbaud, D. (2000). Determinación del espesor cortical del Escudo de Guayana a partir de Análisis de información de sísmica de refracción. Tesis de grado. Inédito Universidad Simón Bolívar. pp 117

Chambers, D.P., J. Wahry R.S. Nerem (2004). Preliminary observations of global ocean mass variations with GRACE. *Geophysical Research Letters*, 31:L13310.

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.

Dobrin, M. y C. Sanit (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. 4 editions. p 38-102

Erasmus, A.A. (2002) Análisis Geoestadístico y Espectral de datos Aeromagnéticos de la zona, centro-occidental del Edo. Amazonas. Tesis de grado. Universidad Central de Venezuela. P49

Gibbs, A.K y C. Barron (1993) *the geology of the Guyana shield*. New York Oxford University Press

González de Juana, C., J. M. Iturralde de Arozena y X. PicardCadillat (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. 2 tomos, Ed. Foninves, Caracas, 1031 p.

MacCandless, G.C (1965).Reconocimiento Geológico de la Región Noroccidental del Estado Bolívar. En: MEM, Bol.Geol. 7(13):19-28.

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

Menéndez (1968). Revisión de la estratigrafía de la Provincia de Pastora según el estudio de la región de Guasipati, Guayana Venezolana .Bol, Geol., Caracas,9 (19): 309-338

Mendoza, S.V. (1972) Geología del Área del Río Suapure, parte Noroccidental del Escudo de Guayana. En: MEM Bol.Geol.Pub.Esp.N 6: 306-336.

Mendoza, S. V. (2000) Evolución Geotectónica y Recursos Minerales del Escudo de Guayana en Venezuela (y su Relación con el EscudoSudamericano). Geos (UCV) vol.2 p.184

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

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

Muzón, J., N. Von Ellenrieder, P. Pessacq, F. Lozano, A. Garré, J. Lambruschini, L. Ramos y M.S. Weigel(2008). OdonatafromlberáWetlands (Corrientes, Argentina). Rev. Soc.Entomol. Argent., 67(1-2):59-67.

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. (2005) The major features of the crustal structure in northeastern Venezuela from deep wideangle seismic observations and gravity modelling. *Tectonophysics*. 399:109-124 pp.

Rogers, J., R. Urungy M. Sultan (1995) `` Tectonic Assembly of Gondwana ``
En : *Journal of Geodinamics*, 19(1):1-34 Gran Bretaña

Ruiz, F. y A. Introcaso (2001). Profundidades al Punto de Curie en la Precordillera Cuyana obtenidas por análisis espectral de anomalías magnéticas. Aportes al modelado y al análisis del flujo térmico cortical. Serie periódica: "Temas de Geociencia" N° 8 (ISSN 1514-4149), UNR Editora, 36 pp.

Ruiz, F.yA. Introcaso (2004). Curie point depths beneath PrecordilleraGuyana and Sierras Pampeanas obtained from spectral analysis of magnetic anomalies. *Gondwana Research*. Volumen especial "Cuyania, an exotic block to Gondwana" 8(4):1133-1142..

Santos, J.O.S.,L.A. Hartman,H.E Gaudette,D.I. Groves,N.J McNaughton y I.R. Fletcher.(2000): A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton based on field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana* 3(4):453- 488.

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. P.B1-B41.

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

Teixeira, W.(1978), Significação tectônica do magmatismo básico e alcalino na região Amazônica. Cong. Bras. de Geologia, v.1, pp.477-490

Teixeira, W. y C.C.G Tassinari, 1984, Caracterização geocronológica da Província Rondoniana e suas implicações 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, 229

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

APÉNDICE A

Corrección Topográfica

Se tomó en consideración de referencia del Geoide de ($h=0$), conocido como referencia sobre nivel mar. Dónde las correcciones topográficas por cada estación se hicieron de forma radial de una distancia externa de 222 km, intermedia de 22 km y la interna de 0,5 km realizando por medio del algoritmo de módulo de Gravity y TerrainCorrections de Geosoft (2007), tiene como aplicación la sumatoria de los efectos de cuatro secciones triangulares así describir la superficie de la estación de la gravedad y la elevación de cada extremo de la diagonal, aplicando la siguiente fórmula.

$$Ct = GD\phi\left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}}\right)$$

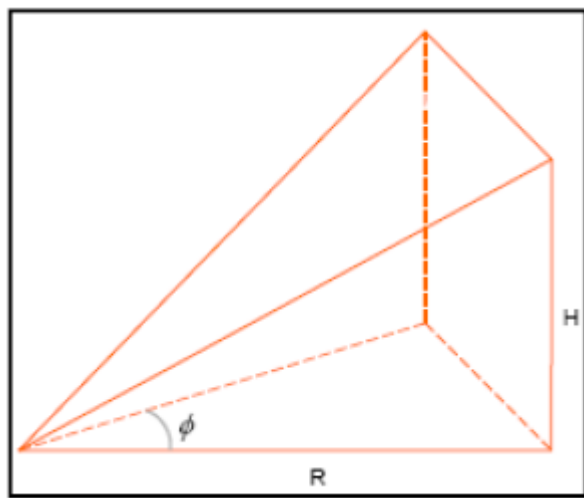


Figura A-1: Diagrama cuadrícula triangular

Se utiliza este diagrama para calcular la corrección topográfica interna (0 a 1 celda) a partir de los parámetros R, H, ϕ . (Geosoft 2007)

R: el radio

H= altura

ϕ = la latitud

Según Kane (1962), en la zona externa (superior a 8 celdas), el efecto del terreno se deriva con base en el segmento de anillo anular de aproximación a un prisma cuadrado. Para ello se aplica la siguiente formula:

$$C_t = 2GDA^2(R_2 - R_1\sqrt{R_1^2 + H^2} - \sqrt{R_2^2 + H^2})/\sqrt{R_2^2 + R_1^2}$$

C_t = Corrección topográfica

G = constante gravitacional

D = densidad de reducción

A = longitud del lado del prisma

R_1 = Radio del círculo interno del anillo anular

R_2 = Radio del círculo externo del anillo anular

H = la altura del anillo anular o el llamado Prisma.

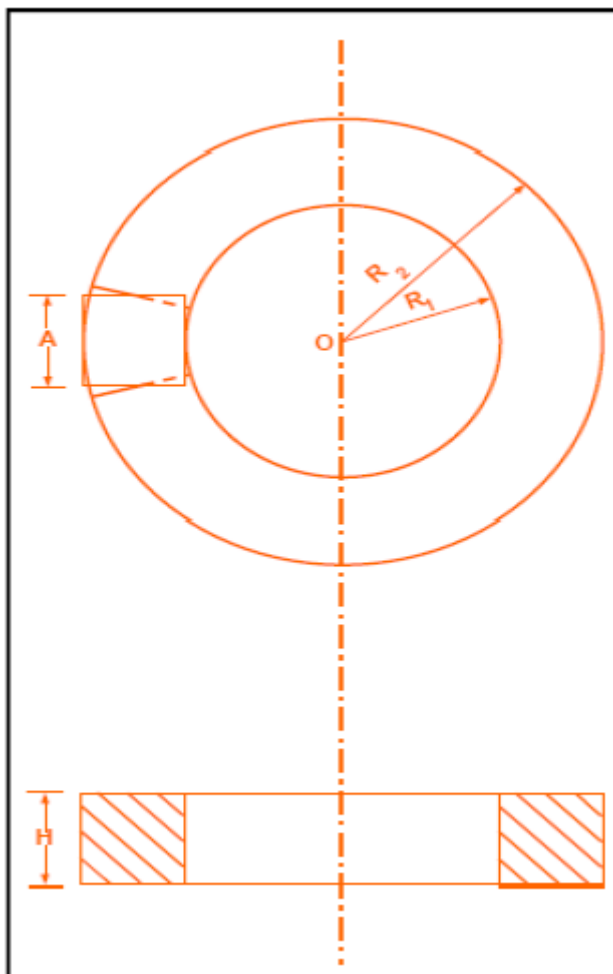


Figura A-2: Diagrama de los parámetros para el cálculo de C_t externa (Geosoft 2007)

Según Nagy (1966). En la zona intermedia (1 a 8 celdas), el efecto del terreno se calcula para cada punto utilizando el cuadrado superior del plano de prisma enfocado, utilizando la siguiente fórmula:

$$C_t = -GD \int_{z_1}^{z_2} \int_{y_1}^{y_2} \int_{x_1}^{x_2} x * \ln(y + R) + y * \ln(x + R) + Z * \arctan((Z * R) / (x * y))$$

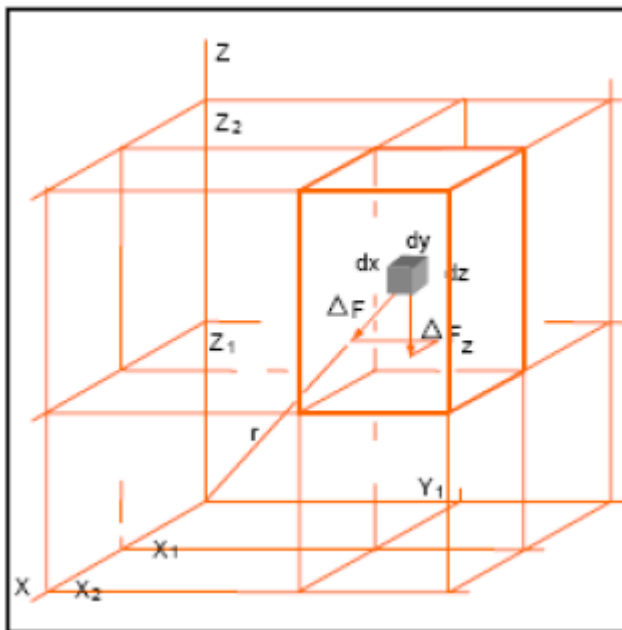


Figura A-3: Diagrama de los parámetros para el cálculo de Ct intermedia (Geosoft 2007)

Apéndice B

Geoestadística

La continuidad espacial juega un papel fundamental en el estudio geoestadístico, las herramientas para medir la correlación espacial son:

- Gráficas
- Diagrama de dispersión
- Numéricas
- Función de Correlación(ρ_h): $(1/N(h)) (\sum Z_{(x)} \cdot Z_{(x+h)} - m_{(-h)} \cdot m_{(+h)}) / (\sigma_{-h} \cdot \sigma_{+h})$
- Función de Covarianza(C_h): $(1/N(C)) \sum Z_{(x)} \cdot Z_{(x+h)} - m_{(-h)} \cdot m_{(+h)}$

El variogramas es la herramienta geoestadística básica. Permite la cuantificación de los parámetros geológicos y expresa la correlación espacial entre los valores muestreados.

En términos muy simples podemos definir el variogramas como la media de los cuadrados de las diferencias entre pares de muestras separados por una distancia h y se calcula mediante esta fórmula:

$$Y = \frac{1}{2} N \cdot \sum [(Z(x) - Z(x+h))]^2 \quad (\text{Ec.5})$$

La continuidad espacial queda reflejada en la tasa de crecimiento de la varianza (Y) de acuerdo a los aumentos de la distancia de muestreo (h).

El variogramas puede tener distintos alcances y mesetas, según la dirección con que se aparean los datos, para así determinar la anisotropía presente en la muestra.

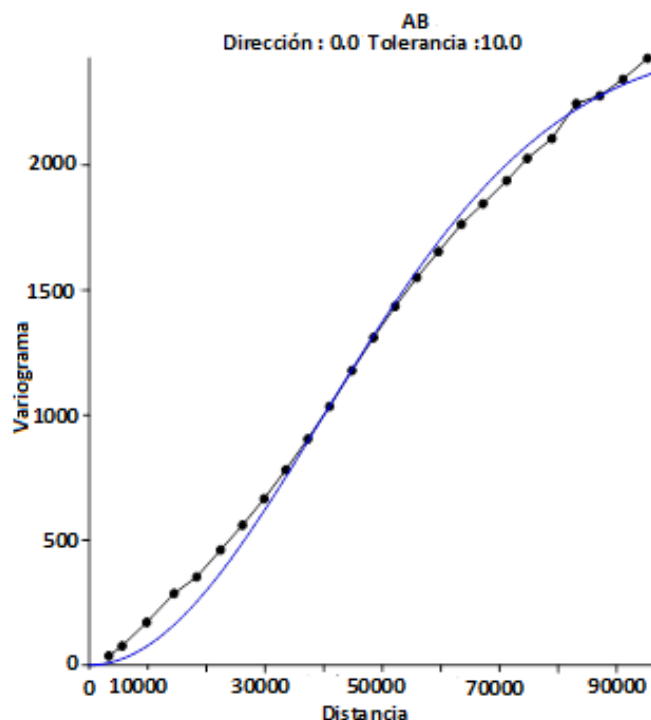
Mediante el uso de variogramas experimental-obtención, que permite dar los siguientes pasos por medio de la fórmula:

- Se escoge una dirección
- Se escoge una distancia h , en correlación del área de estudio

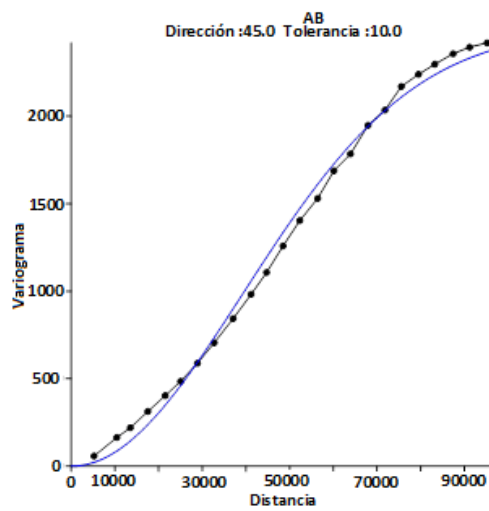
- Se calcula γ^* para valor de h,
- Se grafica γ^* versus el valor de h,

La distancia no se superpone, por eso no existe valores fuera de la distancia.

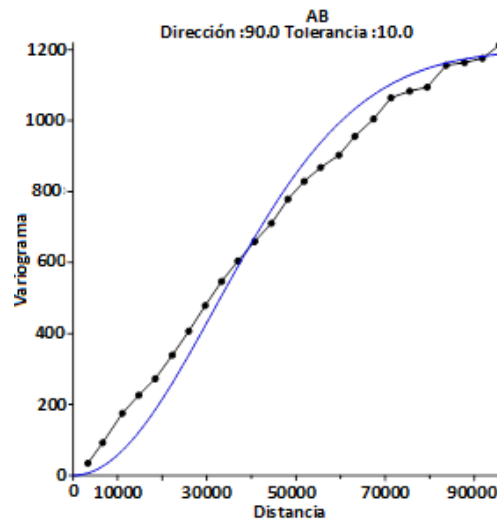
Como se puede evidenciar en los variogramas de anomalía Bouguer en distintas direcciones, los variogramas presentan menores pendientes y marcan una misma tendencia a diferente escala. Cabe recalcar también que dividen el área en dos bloques, eso permite decir, que el contraste de densidad entre los dos bloques de las diferentes unidades geológicas es bajo. No hay grandes variaciones de densidad, y más bien representan variables sumamente continuas. Posiblemente hayan sido rocas formadas en el mismo tiempo geológico y sufrido luego los efectos de varios geotectónicos que permiten ligeras modificaciones en sus densidades..



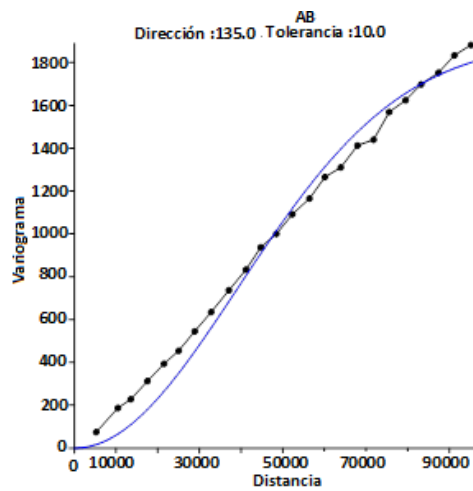
B-1: Dirección: E-W Escala: 2500 Distancia:56000



B-2: Dirección: NE-SW Escala: 2500 Distancia: 40000

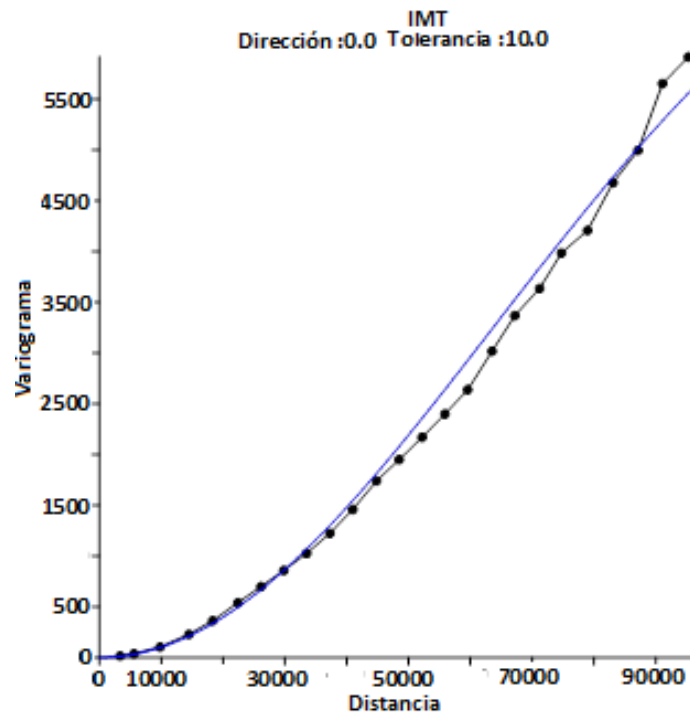


B-3: Dirección: N-S Escala: 1200 Distancia: 9000

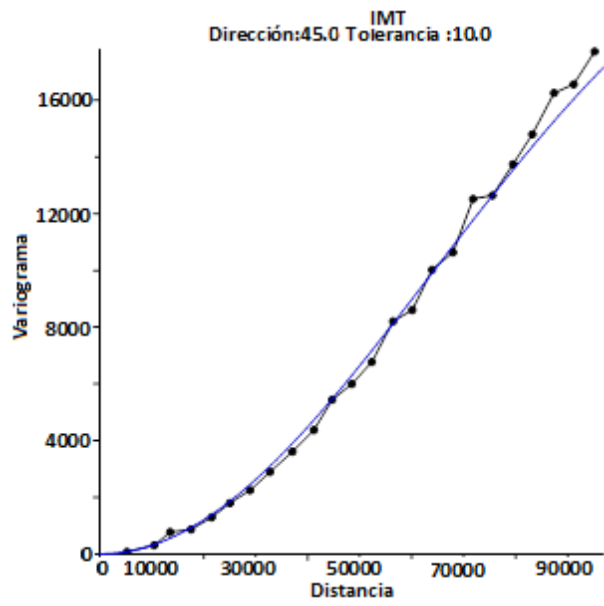


B-4: Dirección: NW-SE Escala: 1900 Distancia: 40000

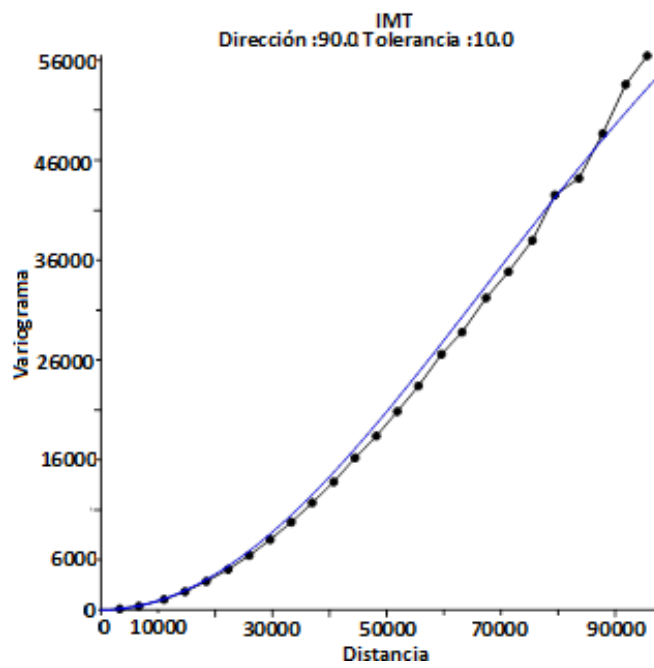
A través de los variogramas IMT, a diferentes escalas y distancias, no se puede observar una mayor variación espacial ya que se encuentran estrictamente orientadas a la misma dirección de los valores máximos de IMT, no se ha detectado las anisotropías del área de estudio ya que la variación de susceptibilidad magnética entre las unidades geológicas es baja.



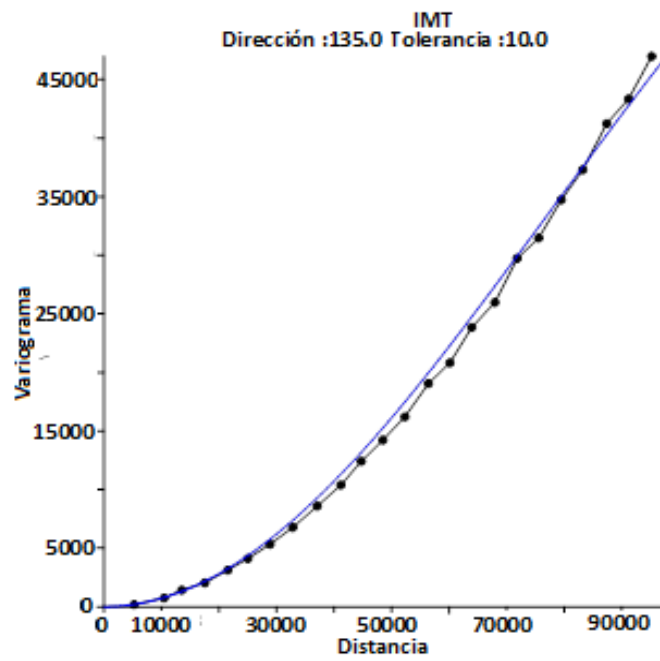
B-5: Dirección: E-W Escala: 8250 Distancia: 9000



B-6: Dirección: NE-SW Escala: 8250 Distancia: 90000



B-7: Dirección: N-S Escala: 82000 Distancia: 95000

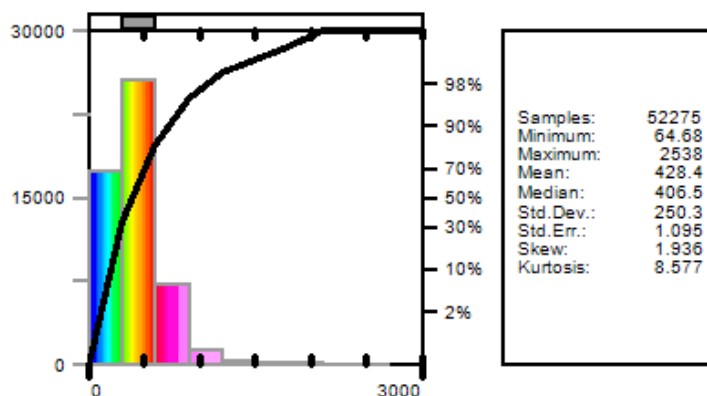


B-8: Dirección: NW-SE Escala: 85000 Distancia: 109000

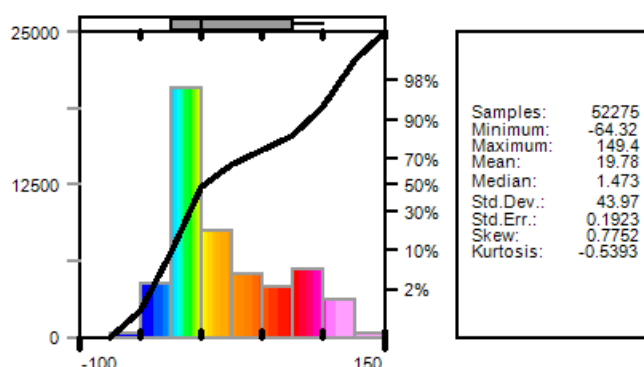
APÉNDICE C

Histogramas de mapas

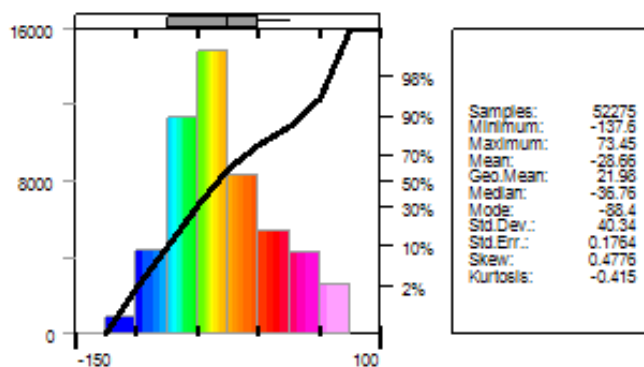
Los histogramas de topografía, AAL, AB, IMT se realizaron con la intención de poseer un mayor dominio estadísticos de los mapas.



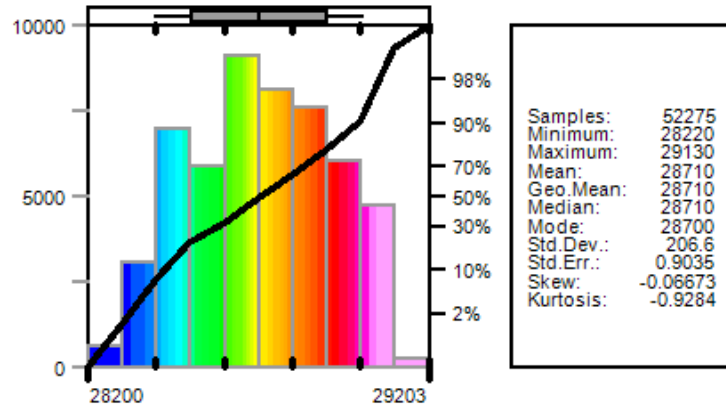
C-1: Histograma del mapa Topográfico



C-2: Histograma de mapa de Anomalía Aire Libre



C-3: Histograma del mapa de Anomalía de Bouguer



C-4: Histograma del mapa de Intensidad Magnética Total