



Academia Nacional
de la Ingeniería y el Hábitat

Principios y Aplicaciones de los Métodos de Exploración GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO

VÍCTOR GRATEROL

CARACAS, 2022

ACADEMIA NACIONAL DE LA INGENIERÍA Y EL HABITAT DE VENEZUELA, ANIH

INDIVIDUOS DE NÚMERO:

Sillón I Roberto Úcar Navarro, Sillón II Oscar Grauer, Sillón III Manuel Torres Parra, Sillón IV Nagib Callaos, Sillón V José C. Ferrer González, Sillón VI Asdrúbal A. Romero Mújica, Sillón VII Eduardo Roche Lander, Sillón VIII José Grases Galofre, Sillón IX Vacante, Sillón X Gonzalo J. Morales Monasterios, Sillón XI Oladis Troconis de Rincón, Sillón XII Griselda Ferrara de Giner, Sillón XIII Luís Giusti, Sillón XIV Alfredo F. Cilento Sarli, Sillón XV Werner Corrales Leal, Sillón XVI Víctor R. Graterol Graterol, Sillón XVII Eduardo Buroz Castillo, Sillón XVIII Arnoldo José Gabaldón Berti, Sillón XIX César Quintini Rosales, Sillón XX Luís Enrique Oberto González, Sillón XXI Vladimir Yackovlev, Sillón XXII Vacante, Sillón XXIII Darío Alfredo Viloria, Sillón XXIV Simón Lamar, Sillón XXV Marianela Lafuente, Sillón XXVI Franco Urbani Patat, Sillón XXVII José Ochoa Iturbe, Sillón XXVIII Vacante, Sillón XXIX Eli Saúl Puchi Cabrera, Sillón XXX Carlos Genatios Sequera, Sillón XXXI Mario Paparoni Micale, Sillón XXXII Roberto César Callarotti Fracchia, Sillón XXXIII José Luis López Sánchez, Sillón XXXIV Walter James Alcock, Sillón XXXV Oscar Andrés López Sánchez.

MIEMBROS CORRESPONDIENTES NACIONALES:

Jesús Arnaldo Viloria Rendón, Nelson Hernández, Alfredo Avella Guevara, Rafael Isidro Quevedo Camacho, Noel Santiago Mariño Pardo, Diego José González Cruz, Arturo José Almandoz Marte, Julián Aguirre, Alejandro J. Müller Sánchez, Martín Essenfeld Yahr, Jesús Augusto Gómez Medina, Carlos Francisco Espinosa Jiménez, Laszlo Sajó Bohus, Eduardo Páez-Pumar Hernández y Rafael Lairet Centeno.

MIEMBROS CORRESPONDIENTES EXTRANJEROS:

William A. Wulf (Estados Unidos), Jacky Lesage (Francia), Edilberto Guevara (Perú) y Paolo Maragno (Italia)

MIEMBROS HONORARIOS:

Ignacio Rodríguez Iturbe, José Ignacio Moreno León, Roberto Centeno, Mariana Henriette Staia, Mireya Rincón de Goldwasser, Marco Negrón, Genoveva Sequera de Genatios, María Julia Gilabert de Brito, Juan Antonio Comerma Gutiérrez, Joaquín Lira-Olivares, Alfonso José Linares Angulo, Carlos Machado-Allison, Julio César Ohep Cardier, Miguel Asdrúbal Arcia Montezuma, Román Mayorga, Germán Uzcátegui Briceño, Herbert Lynch Blackman, Oscar Olinto Camacho, Rafael Eduardo Dávila Cárdenas, Ramón Germán Monzón Salas, Daniel Quintini y Jose Raúl Alegrett Ruiz.

COMITÉ DIRECTIVO:

Eduardo Buroz Castillo: Presidente, Marianela Lafuente: Vicepresidente, Griselda Ferrara de Giner: Secretario, José Ochoa Iturbe: Tesorero, Franco Urbani Patat: Bibliotecario.

COMISIÓN EDITORA:

Rafael I. Quevedo C.: Presidente, José Luis López: Vicepresidente, Juan Fernando Marrero: Secretario, Franco Urbani: Editor Boletín, Alfonso Linares, Carlos Landa, Griselda Ferrara, Teresa Borges, Yuri Medina y Wagdi Naime.

CONSEJO ASESOR:

Eduardo Buroz Castillo, Manuel Torres Parra, José Ochoa, Rafael Dávila Cárdenas, Patricia Ramos Cárquez, Joaquín Benítez Maal, Belkis Echenique, Gerardo Fernández, Gonzalo Morales, Vivían Floríndez, Nelson Hernández, Cesar Quintini Rosales, Gilberto Castreje, Alfredo Cilento Sarli, Arturo Almandoz, Orlando Marín Castañeda, Marco Negrón, Werner Corrales Leal, Alfredo Avella Guevara, Félix Arroyo, Noel Santiago Mariño y Julio César Ohep.

LA ACADEMIA NACIONAL DE LA INGENIERÍA Y EL HÁBITAT DE LA REPÚBLICA BOLIVARIANA DE VENEZUELA, HACE CONSTAR QUE LAS PUBLICACIONES QUE PROPICIA ESTA CORPORACIÓN SE REALIZAN RESPETANDO EL DERECHO CONSTITUCIONAL A LA LIBRE EXPRESIÓN DEL PENSAMIENTO Y MANIFIESTA EXPRESAMENTE QUE NO SE HACE SOLIDARIA DEL CONTENIDO GENERAL DE LAS OBRAS O TRABAJOS PUBLICADOS, NI DE LAS IDEAS Y OPINIONES QUE EN ELLOS SE EMITAN.

Palacio de las Academias, Bolsa a San Francisco, Caracas, 1010, Venezuela. Oficina Administrativa: Edif. Araure, Piso 1, Ofic. 104, Sabana Grande, Caracas, 1050 - Venezuela. Teléfonos: (+58-212) 761.03.10 / 761.20.70 Correo-e: acadingven@gmail.com/ url: www.acading.org.ve



**Principios y Aplicaciones de los Métodos de Exploración
GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO**

VÍCTOR R. GRATEROL G.

Autor

Reservados todos los derechos. Prohibida la reproducción total o parcial de esta obra en cualquier medio de impresión electrónico o tipográfico, sin la autorización por escrito del autor.

©2022. Víctor R. Graterol G.

DEPÓSITO LEGAL: NE2022000003

ISBN: 978-980-18-2559-3

Diagramación: Jeenmely López

Diseño de Portada: Jeenmely López

Ediciones de la Academia Nacional de la Ingeniería y el Hábitat

Caracas, Venezuela, 2022

ISBN: 978-980-18-2559-3



El autor manifiesta su compromiso con los derechos establecidos en el marco legal vigente y las normativas internacionales sobre propiedad intelectual, por lo cual, para cualquier solicitud o sugerencia, pone a disposición su dirección de email: vgraterol55@gmail.com

PROLOGO

Las notas y apuntes que se encuentran a continuación constituyen un RESUMEN de mis actividades docentes en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Simón Bolívar. Caracas. Venezuela. Trato de exponer en forma práctica los Principios Fundamentales de los Métodos de Exploración Gravimétrico y Magnético. Incluyo un capítulo donde se exponen las formas principales de INTERPRETAR estos Datos Potenciales. En este capítulo se muestran ejemplos de interpretaciones que ayudarán a comprender la utilidad de estos métodos de exploración, tanto en áreas de detalle como en aspectos regionales.

Tengo que agradecerle a mi esposa Magaly Campos de Graterol y a mi amigo y casi hijo Álvaro Vargas Gómez, que siempre estuvieron presionándome para que hiciera este resumen. Ellos consideran que será de utilidad como referencia a los profesionales de Ciencias de la Tierra que le interesen estos temas. También incluyo al Dr. Mario Caicedo, quien me ayudó a completar la instalación de las fórmulas y ecuaciones que acompañan este trabajo. El Profesor Douglas Bravo, Jefe del Departamento de Ingeniería Geodésica de la UCV fue de gran ayuda en la definición de parámetros geodésicos que acompañan este resumen. La profesora Milagrosa Aldana del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad Simón Bolívar, me ayudó muchísimo no solo en la parte conceptual, sino en aspectos de edición.

TABLA DE CONTENIDO

<u>CAPÍTULO 1. Introducción a la Geofísica – Generalidades</u>	10
1. GENERALIDADES	11
1.1. Introducción	11
1.2. Clasificación de la Geofísica	13
<u>CAPÍTULO 2. El Método de Exploración Gravimétrico</u>	14
<u>2.1. Introducción</u>	15
<u>2.2. Principios del Método de Exploración Gravimétrico</u>	17
• El Campo Gravitacional (g)	17
• Flujo Gravitacional – Teorema de Gauss	20
• Ecuaciones de Campo	23
• Anomalía Gravimétrica	24
• Estrato Equivalente	24
• Cálculo del Exceso de Masa	26
<u>2.3. La Rotación y Forma de la Tierra</u>	31
• El Geoide	31
• El Geopotencial	32
<u>2.4. Medición de la Gravedad</u>	40
• Mediciones Absolutas	40
• Mediciones Relativas	43
<u>2.5. Procesamiento de los Datos Gravimétricos</u>	46
• Corrección de AIRE LIBRE	46
• Corrección de BOUGUER	47
• Corrección de LATITUD o Gravedad Teórica	49
• Corrección de TERRENO o Topografía	49

<u>2.6. Anomalías Gravimétricas</u>	52
• Anomalía de AIRE LIBRE (AAL)	52
• Anomalía de BOUGUER (AB)	52
<u>2.7. Variación de las Anomalías de Aire Libre y Bouguer sobre la Superficie de la Tierra</u>	53
• Teoría de Pratt	55
• Teoría de Airy	55
• Anomalía Isostáticas	58
• Densidad media de la TIERRA	60
• Variación de la Densidad y otras Propiedades Físicas con la profundidad	60
<u>CAPÍTULO 3. El Método de Exploración Magnético</u>	64
<u>3.1. Introducción</u>	65
<u>3.2. Principios básicos del Método de Exploración Magnético</u>	66
• El Campo Magnético de un DIPOLO	67
• Campo Magnético de una distribución de un material magnéticamente permeable, que encierra un volumen (V)	71
• Ecuaciones de Campo	72
• El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF)	74
• El Potencial y Campo Magnético de la TIERRA	74
• Variaciones del Campo Magnético de la TIERRA	78
• Variaciones No Temporales	78
• Variaciones Temporales	79
• Variaciones Diurnas o de Día a Día	79
• Variación Solar Diurna	79
• Variación Lunar Diurna	80
• Tormentas Magnéticas	80
• Variaciones Seculares	80

<u>3.3. Magnetización de las Rocas</u>	82
<u>3.4. Paleomagnetismo</u>	92
• Toma y Procesamiento de las Muestras	94
• Análisis Estadístico	96
• Cálculo del Polo Paleomagnético	97
• Pruebas de Campo	100
• Pruebas de Laboratorios	102
• Aplicaciones del Paleomagnetismo	102
• Curvas de Deriva Polar - Rotaciones Tectónicas	102
• Las Inversiones de Polaridad del Campo Geomagnético y la Estratigrafía Magnética	106
• Estratigrafía Magnética	109
<u>CAPÍTULO 4. Interpretación de los Datos Gravimétricos y Magnéticos</u>	113
4. Interpretación de los Datos Potenciales	114
<u>4.1. Introducción</u>	114
<u>4.2. Interpretación Cualitativa</u>	115
• Bases de Datos y generación de grillas de mediciones regular e irregularmente espaciados, Imágenes de Relieve a Color	115
• Las Bases de Datos Gravimétricos y Anomalía de Bouguer de las Américas	116
• Levantamientos de las Operadoras	121
• La Base de Datos Gravimétricos Aéreos	123
• La Base de Datos Gravimétricos Marinos	128
• LA BASE DE DATOS TOTAL y El MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER TOTAL de Sur y Centro AMÉRICA y ÁREAS CIRCUNDANTES	130
<u>4.3. Interpretación Cuantitativa</u>	145
• Determinación de Profundidad del Basamento Magnético por Análisis Espectral	146
• Determinación, mediante Análisis Espectral, el Tope del Basamento Magnético en la Cuenca del Valle Superior del Magdalena	147

• Determinación de la profundidad al Basamento Magnético por la Deconvolución de Euler	151
• El Basamento Magnético en el Valle Superior del Magdalena mediante la Deconvolución de EULER 3D	159
• El Tope del Basamento mediante Inversión Gravimétrica 3D de la parte sur del Valle Medio del Magdalena - Colombia	162
<u>4.4. Modelaje Gravimétrico – Magnético</u>	165
• Modelaje Gravimétrico – Magnético de una Transecta en la parte Sur del Valle Medio del Magdalena – Colombia	166
<u>CAPÍTULO 5. Ejemplos de Interpretaciones Cualitativa y Cuantitativa de la Anomalía de Bouguer (AB) y la Intensidad Magnética total</u>	167
<u>5.1. Región Noroccidental de Sur América y el Caribe. Interpretación</u>	168
Cualitativa (Mapa de Interpretación Estructural). Interpretación Cuantitativa (El Basamento mediante Inversión 3D del Residuo Controlado). El Tope del MOHO a partir de Modelos Directos contra la ANOMALÍA DE BOUGUER	
<u>El Basamento en los Grabens de Arauca y Espino – Posibilidades Paleozoicas</u>	185
<u>Resumen y Consideraciones</u>	195
<u>Referencias Bibliográficas</u>	198

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN A LA GEOFÍSICA GENERALIDADES Y DEFINICIONES

1. GENERALIDADES

1.1 Introducción. Tal vez la manera más sencilla de definir la **GEOFÍSICA** es el *ESTUDIO DE NUESTRO PLANETA MEDIANTE LOS MÉTODOS CUANTITATIVOS DE LA FÍSICA*.

Hoy en día conocemos que la TIERRA es aproximadamente un cuerpo esférico en el espacio, que posee una trayectoria elíptica alrededor del SOL y que posee un movimiento de rotación alrededor de su propio eje. También conocemos que la TIERRA es solo uno de los billones de astros que conforman la VÍA LÁCTEA. El conocimiento del interior de la TIERRA siempre ha sido objeto de investigación científica por siglos. Actualmente conocemos que el interior de nuestro planeta está formado por capas concéntricas tal como se muestra en la **Figura 1.1.1**.

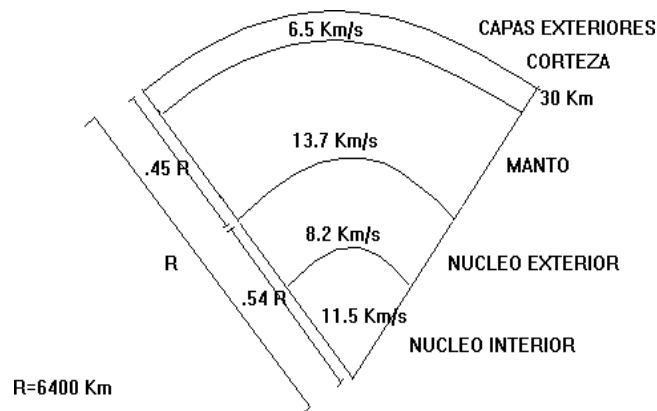


Figura 1.1.1. Constitución del interior de la Tierra.

También conocemos que dentro de cada una de estas capas constantemente están ocurriendo movimientos. En las capas externas, donde vivimos (Atmósfera y Litósfera), los movimientos son bien conocidos. Si hacemos una revisión rápida de las capas interiores, encontramos que estudios de GEOLOGÍA DE SUPERFICIE confirman que las rocas de la CORTEZA TERRESTRE han sido plegadas y falladas. Estudios PALEOMAGNÉTICOS confirman que tanto los continentes como las Cortezas

Oceánicas han rotado en relación a los Polos Magnéticos. El mejor modelo para explicar el campo geomagnético es la Teoría del Dinamo, que requiere que existan movimientos muy fuertes en el núcleo líquido externo de la Tierra, movimientos que se asocian a la fuerza de Coriolis relacionada con el movimiento de rotación del planeta. La distribución actual de continentes y océanos sugiere que existen movimientos circulares en la parte superior del MANTO terrestre. La energía necesaria para producir estos movimientos se piensa que es producida por el calor que se genera de descomposición de elementos radioactivos en la parte superior del MANTO. Todas estas teorías se basan en los resultados de ESTUDIOS GEOFÍSICOS. Los principios básicos de la GEOLOGÍA se basan principalmente en OBSERVACIÓN DIRECTA, sin embargo, con el aporte reciente de la FÍSICA y la QUÍMICA el conocimiento del interior de la TIERRA es mucho más cuantitativo. En una manera muy general la QUÍMICA puede definirse como la ciencia que estudia las propiedades de los materiales y la FÍSICA es la ciencia que estudia las fuerzas que actúan sobre estos materiales. Cuando la GEOLOGÍA estaba buscando nuevas herramientas para estudiar la TIERRA CUANTITATIVAMENTE, los geólogos comenzaron a emplear los principios de estas ciencias y así nacieron la GEOFÍSICA y la GEOQUÍMICA. Hoy en día estas dos especialidades son las nuevas herramientas de la geología para tratar de resolver las innumerables incógnitas que existen en el interior de nuestro planeta.

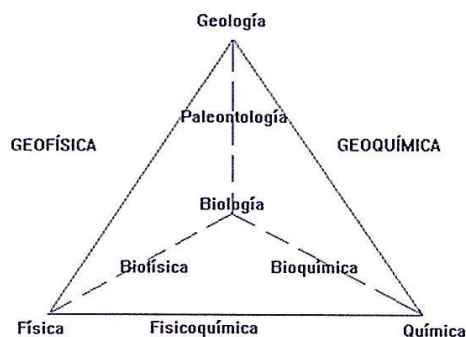


Figura 1.1.2. Relación entre Geofísica y Geoquímica con las Ciencias Naturales.

En resumen: **“La TIERRA es un sistema químico donde procesos físicos ocurren constantemente, es un cuerpo dinámico donde permanentemente ocurren transformaciones y procesos que son confirmados por la GEOLOGÍA, GEOFÍSICA y la GEOQUÍMICA”.**

1.2 Clasificación de la GEOFÍSICA

De varias formas se ha tratado de definir las distintas ramas de la FÍSICA que se usan hoy en día para resolver los problemas de la Tierra. Sin embargo, tal vez la mejor clasificación es la que propone la “AMERICAN GEOPHYSICAL UNION”:

GEOFÍSICA

- Meteorología** - Estudio de la Atmósfera Terrestre.
- Hidrología** - Estudio de las Aguas Superficiales, incluye **Glaciología**.
- Oceanografía** - Estudio de los Océanos Terrestres.
- Sismología** - Estudio de los Terremotos y Ondas Elásticas.
- Volcanología** - Estudio de los Volcanes.
- Magnetometría** - Estudio del Campo Magnético de la Tierra.
- Gravimetría** - Estudio del Campo Gravimétrico de la Tierra.
- Tectonofísica** - Estudio de los Procesos Geológicos de la Tierra.

En adición a estas especialidades muchos métodos de la FÍSICA se han desarrollado para la búsqueda de HIDROCARBUROS, MINERALES, AGUAS SUBTERRÁNEAS y ENERGÍA GEOTÉRMICA, esta rama se le conoce con el término de GEOFÍSICA APLICADA.

CAPÍTULO 2

EL MÉTODO DE EXPLORACIÓN GRAVIMÉTRICO

2. EL MÉTODO DE EXPLORACIÓN GRAVIMÉTRICO

2.1. Introducción

La DENSIDAD es una propiedad física que cambia significativamente de un tipo de roca a otro. El conocimiento de la distribución de esta propiedad en la superficie de la Tierra nos puede dar mucha información acerca de la geología del subsuelo. La densidad de las rocas es la fuente de un CAMPO POTENCIAL intrínseco del cuerpo que la posee y que actúa a una distancia del mismo. La INTENSIDAD del CAMPO GRAVITACIONAL de un cuerpo es proporcional a su densidad. Por consiguiente, el estudio de la distribución de la ACELERACIÓN DE GRAVEDAD sobre la superficie de la Tierra puede aportar mucha información acerca de la distribución de la densidad en el subsuelo. El objetivo de una interpretación gravimétrica es encontrar una distribución de masas que en tamaño y forma represente el campo gravimétrico potencial medido en la superficie terrestre. En otras palabras, tenemos que resolver el problema INVERSO de la Teoría Matemática del Campo Potencial DEFINIR LA FUENTE A PARTIR DE LAS MEDICIONES DEL CAMPO POTENCIAL

Densidad de las Rocas Sedimentarias. Gravimétricamente se clasifican en cuatro grupos

- Suelos y Aluviones
- Areniscas y Conglomerados
- Lutitas y Arcillas
- Rocas Calcáreas (Calizas y Dolomitas)

La porosidad, contenido de fluido, temperatura y fuerzas tectónicas son responsables de la variación de la densidad de las rocas sedimentarias. **Las Figuras 2-1.1 y 2-1.2** muestran estas variaciones.

Rocas Ígneas. La Densidad de las Rocas Ígneas volcánicas o plutónicas generalmente aumenta a medida que su porcentaje de sílice decrece. Gabros y basaltos poseen mayor densidad que granitos riolitas. Puede haber variaciones en la densidad dependiendo de la textura, porosidad y fracturamiento.

Rocas Metamórficas. Son las más heterogéneas y difícil de predecir alguna regla para definir su densidad, sin embargo, su densidad tiende a aumentar con el grado de metamorfismo. Esto se debe a la disminución de la porosidad debido a la recristalización del material que rellena los poros. Las cuarcitas son más densas que areniscas y el mármol más denso que las calizas y dolomitas.

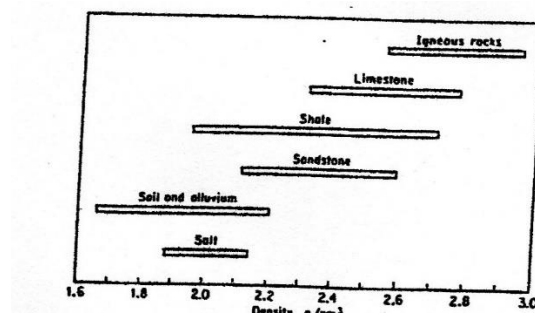


Figura 2.1.1. Densidad de Rocas y su variación, Birch (1985)

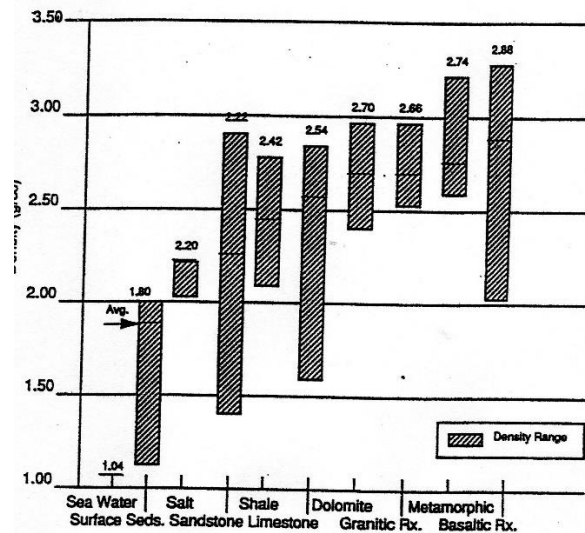


Figura 2.1.2. Densidad de Rocas y su variación, Carimachel(1984).

2.2. Principios básicos del Método de Exploración Gravimétrico

El Potencial y Campo Gravitacional. Toda la teoría del método gravitacional se basa en la Ley Gravitacional de Newton. Para partículas de masas (m_1) y (m_2) matemáticamente se expresa:

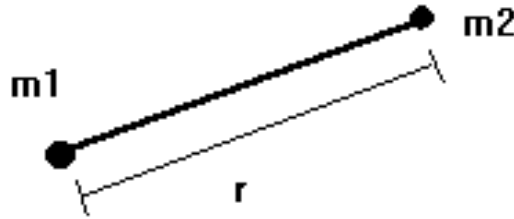


Figura 2.2.1. Representación esquemática para la Ley de Gravitación Universal

$$\mathbf{F}_{12} = -G \frac{m_1 m_2}{r_{12}^2} \hat{\mathbf{e}}_{12}, \quad (2.1)$$

donde:

- G , denominada constante de **gravitación universal**, tiene el valor

$$G = 6,66430 \times 10^{-11} \text{ N } \frac{\text{m}^2}{\text{Kg}^2}$$
- r_{12} es la distancia entre las partículas, y
- $\hat{\mathbf{e}}_{12}$ es el vector unitario en la dirección del segmento que une ambas partículas y en sentido de la partícula 1 a la 2

El Campo Gravitacional ($\mathcal{G}$) es la Fuerza Gravitacional por unidad de masa. Por lo tanto, para el caso particular de una masa ($\mathbf{M}$), el Campo Gravitacional a un punto ($\mathbf{P}$) localizado a una distancia ($\mathbf{r}$) de esta masa, puede ser representado por:

$$\mathbf{f} = -G \frac{m M}{r^2} \hat{\mathbf{e}}_r \quad (2.2)$$

Por consiguiente ($\mathcal{G}$) se expresa como

$$\mathcal{G} = \frac{\mathbf{f}}{m} = -G \frac{M}{r^2} \hat{\mathbf{e}}_r, \quad (2.3)$$

La magnitud del Campo Gravitacional depende principalmente de la distancia ($\mathbf{r}$) entre las dos masas ($\mathbf{M}$) y ($\mathbf{m}$). El Campo Gravitacional de una particular de masa ($\mathbf{M}$) puede representarse gráficamente por líneas de fuerza y equipotenciales.

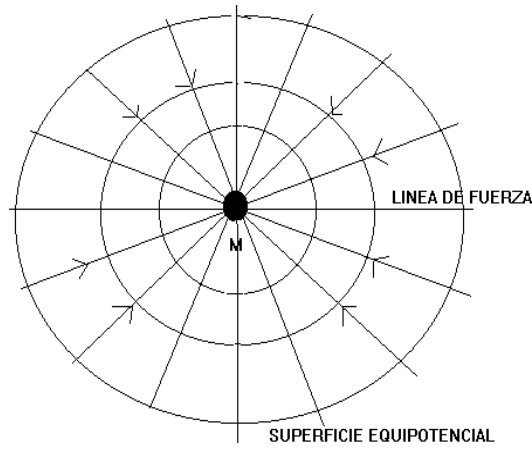


Figura 2.2.2. Representación del Campo Gravitacional de un Centro de Masa ($\mathbf{M}$)

Examinando la ecuación del campo gravitacional ($\mathcal{G}$), fácilmente se puede demostrar que el Campo Gravitacional (2.3) se deriva a partir del GRADIENTE de una función escalar ($\mathbf{U}$). Este escalar se denomina el POTENCIAL GRAVITACIONAL.

$$\mathcal{G} = -G \frac{M}{r^2} \hat{\mathbf{e}}_r = \nabla U, \quad (2.4)$$

con
$$U = -G \frac{M}{r}, \quad (2.5)$$

en efecto
$$-\nabla U = -\frac{\partial U}{\partial r} \hat{\mathbf{e}}_r = -G \frac{M}{r^2} \hat{\mathbf{e}}_r, \quad (2.6)$$

Experimentalmente se determina que la fuerza gravitacional de Newton satisface el principio de superposición, la fuerza gravitacional ($\mathbf{F}$) que N partícula de masas $m_1, m_2, \dots, m_N$, ejercen sobre una partícula de prueba de masa m localizada en la posición $\mathbf{r}$ es la suma de las atracciones gravitacionales individuales, en consecuencia, el campo gravitacional que crean el conjunto de las N partículas es,

$$\mathcal{G}(r) = -G \sum_{k=i}^N \frac{m_i}{r_i^2} \hat{r}_i \quad (2.7)$$

Y el potencial correspondiente,

$$U(r) = -G \sum_{k=i}^N \frac{m_i}{r_i} \quad (2.8)$$

En las aplicaciones, no pensamos en partículas sino en *distribuciones continuas de masa* encerradas en un volumen V , en ese caso, el principio de superposición permite expresar el potencial en un punto cuya posición está definida por un vector $\mathbf{r}$ como una suma de los potenciales creados por cada elemento de masa del volumen, es decir

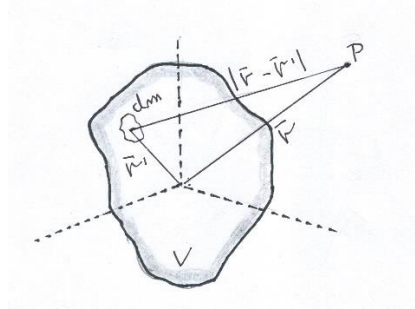


Figura 2.2.3. Representación de una distribución de materiales que encierran un volumen (V), para derivar el cálculo del Potencial Gravitacional

$$U(r) = -G \int_V \frac{dm}{|r - r'|} = -G \int_V \frac{\rho(r') dv'}{|r - r'|} \quad (2.9)$$

y el campo se obtiene como

$$\mathcal{G} = -\nabla U. \quad (2.10)$$

En el caso y solo en ese caso, que la masa M esté caracterizada por una densidad uniforme ρ_0 el potencial adopta la forma

$$U(r) = G \rho_0 \int_v \frac{dv'}{|r - r'|} \quad (2.11)$$

Aplicando estas definiciones a nuestro planeta tendríamos la siguiente representación para el campo gravitacional de la Tierra

$$U(r) = -G \int_v \frac{\rho(r') dv'}{|r - r'|} \quad (2.12)$$

$$\mathcal{G}((r)) = -\nabla U(r) = -G \int_v \frac{\rho(r') (r - r') dv'}{|r - r'|^3}$$

donde el volumen de integración de V , es el volumen de la Tierra.

Un pequeño ejercicio de análisis dimensional nos permite deducir que, el campo gravitacional $\mathcal{G}$ no es otra cosa que la aceleración de gravedad $\mathbf{g}$. La unidad c.g.s de $(\mathbf{g})$ es $1 \text{ cm/s}^2 = 1 \text{ Gal}$, en exploración gravimétrica se utiliza el Miligal, $1 \text{ mgal} = 1 \text{ Gal} / 1000$.

Como puede apreciarse la aceleración de Gravedad $(\mathbf{g})$ es función de la distribución de densidad $\rho(\mathbf{r})$ y en consecuencia, también de la forma de la Tierra

Flujo Gravitacional y Teorema de Gauss. Cualquier Campo Gravitacional puede ser representado gráficamente por sus Líneas de Fuerza y Equipotenciales. El número de Líneas de Fuerza que atraviesa una superficie

(S) se conoce como el FLUJO GRAVITACIONAL, de acuerdo a esta definición la expresión matemática sería:

$$\Phi_G(S) = \int_S \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, ds. \quad (2.13)$$

De particular interés es el caso de una superficie cerrada ∂V que bordea un volumen V , en este caso, si ∂V es la superficie que determina el borde de V y $\hat{\mathbf{n}}$ la normal unitaria exterior al volumen, el flujo gravitacional se calcula como:

$$\Phi_G(\partial V) = \oint_{\partial V} \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, ds \quad (2.14)$$

El Teorema de Gauss

$$\oint_{\partial V} \mathbf{A} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, ds = \int_V \text{div}(\mathbf{A}) \, dv, \quad (2.15)$$

Aplicando a la fórmula 2.14, es decir, a una superficie cerrada que rodea un volumen en que existe un campo gravitacional da como resultado una relación sencilla entre Φ_G y la *masa neta* cerrada por la superficie. En efecto, al calcular $\Phi_G(\partial V)$ e invocar el teorema de Gauss (fórmula 2.15), se obtiene:

$$\oint_{\partial V} \mathbf{g} \cdot \hat{\mathbf{n}} \, ds = \int_V \text{div}(\mathbf{g}) \, dv \quad (2.16)$$

Examinemos el integrando del miembro derecho de la fórmula 2.16

$$\text{div}(\mathbf{g}) = -\text{div}(\nabla U) \quad (2.17)$$

Explícitamente,

$$\begin{aligned}
div &= -G \nabla \cdot \nabla \left[\int_V \frac{\rho(r') dv'}{|r - r'|} \right] = \\
&= -G \nabla^2 \left[\int_V \frac{\rho(r') dv'}{|r - r'|} \right] = \\
&= -G \int_V \rho(r') \nabla^2 \left[\frac{1}{|r - r'|} \right] dv' = \\
&= G \int_V \rho(r') 4\pi \delta(r - r') dv',
\end{aligned} \tag{2.18}$$

donde se ha utilizado el siguiente resultado fundamental

$$\nabla^2 \left[\frac{1}{|r - r'|} \right] = -4\pi \delta^3(r - r') \tag{2.19}$$

Como es bien conocido, para cualquier función $\phi(r)$ la delta de Dirac satisface la identidad

$$\int_V \phi(\mathbf{r}') \delta^3(\mathbf{r} - \mathbf{r}') dv' = \phi(\mathbf{r}) \tag{2.20}$$

lo que muestra que, en definitiva,

$$\boxed{div(\mathcal{G}) = 4\pi G\rho(\mathbf{r})}, \tag{2.21}$$

fórmula a la que se denomina *ley de Gauss diferencial para el campo gravitacional*.

Al sustituir 2.21, de regreso en el teorema de Gauss aplicado al campo gravitacional (fórmula 2.16) se obtiene, finalmente,

$$\int_{\partial V} \mathcal{G} \cdot \hat{n} \, ds = \int_V div(\mathcal{G}) dv = \int_V (4\pi \rho(r)) \, dv = 4\pi M \tag{2.22}$$

Es decir,

$$\oint_G (\partial V) = 4\pi M \quad (2.23)$$

Cabe destacar que la ley de Gauss integral 2.23, constituye una excelente herramienta para resolver problemas de atracciones gravitacionales en las que hay simetría. Sin embargo, hay que tener en cuenta las siguientes consideraciones:

1. Solo puede ser aplicado en superficies cerradas.
2. $\mathcal{G}$ varía de punto a punto, por lo tanto, la selección de la superficie Gaussiana es crítica porque hay que demostrar que el Campo es constante para poder sacarlo de la integral de superficie.
3. M es la masa neta dentro de la superficie Gaussiana

Ecuaciones de Campo. La forma diferencial de la ley de Gauss para el campo gravitacional (fórmula 2.21) permite construir una ecuación diferencial en derivadas parciales para el potencial. En efecto, reescribamos la ley de Gauss,

$$\text{div}(\mathbf{G}) = 4\pi G\rho(\mathbf{r}) \quad (2.24)$$

recordando que $\mathbf{G} = -\nabla U$ la ley de Gauss se transforma en

$$\text{div}(\text{grad}(U)) = 4\pi G\rho(\mathbf{r}) \quad (2.25)$$

$$\nabla^2 U = 4\pi G\rho(\mathbf{r}) \quad (2.26)$$

que es la Ecuación de Poisson

Si la masa neta (M) dentro de la superficie gaussiana es cero (0), el Potencial Gravitacional satisface:

$$\nabla^2 U = 0 \quad \text{Ecuación de Laplace} \quad (2.27)$$

Anomalía Gravimétrica. Anteriormente definimos la Aceleración de Gravedad (g) como la Intensidad del Campo Gravitacional. En EXPLORACIÓN GRAVIMÉTRICA la dirección positiva de (g) es positiva y hacia abajo, cuando una MASA ANÓMALA existe en el subsuelo la dirección del Campo Gravitacional cambia como se muestra en la Figura 2.2.4.

Estas pequeñas variaciones deben ser medidas dentro del Campo Gravitacional de la Tierra. Todos los instrumentos que se emplean para medir la gravedad se nivelan dentro del Campo Gravitacional de la Tierra, por lo tanto, los instrumentos detectan estas distorsiones en la dirección de (g). Estas distorsiones son solo a lo largo de la dirección vertical, por consiguiente, el resultado de todas estas distorsiones se representa matemáticamente por:

$$\Delta g = \frac{\partial U_p}{\partial Z} \quad (2.28)$$

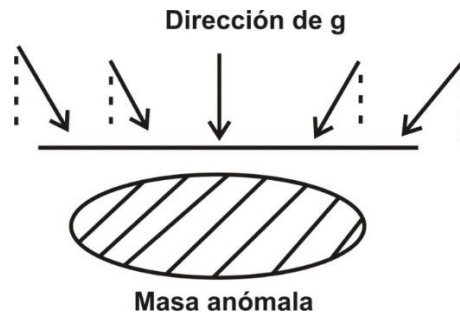


Figura 2.2.4 Desviación de la dirección de (g) debido a una masa anómala

Estrato Equivalente. El concepto de estrato equivalente muestra la relación que existe entre una distribución de masas debajo de la superficie y su campo gravitacional representado en una superficie plana. Consideremos un material de densidad de superficie en gr/cm^2 , sobre un plano horizontal ($Z=0$), nuestro problema es calcular el potencial gravitacional de esta distribución de masas, respecto a un punto (P) de coordenadas ($0,0, Z$). La **figura 2.2.5** muestra el problema a resolver:

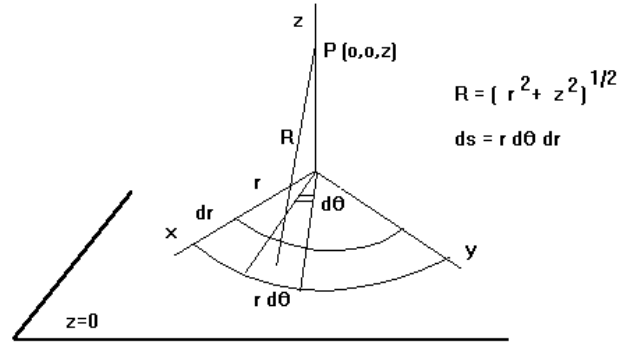


Figura 2.2.5 Diagrama para estructurar la ecuación del Potencial Gravitacional del estrato equivalente

$$U_p = -G \int_s \frac{\sigma ds}{R} = -G \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{\sigma r dr d\theta}{\sqrt{r^2 + z^2}} \quad (2.29)$$

$$\Delta g = \frac{\partial U_p}{\partial z} = -G \int_0^\infty \int_0^{2\pi} \frac{z \sigma r dr d\theta}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (2.30)$$

Para Sigma uniforme podemos resolver la integral:

$$\Delta g = -2\pi\sigma G z \int_0^\infty \frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} \quad (2.31)$$

$$\Delta g = -2\pi\sigma G z \int_0^\infty (r^2 + z^2)^{-1/2} \Big|_p^\infty = 2\pi\sigma G \quad (2.32)$$

Resolviendo esta integral obtenemos:

$$\Delta g = 2\pi G \sigma \quad (2.33)$$

La conclusión más importante es que si suponemos que el efecto gravimétrico **delta g** en **(x, y)** en **Z=0**, es producido por una distribución desconocida de densidades debajo de este plano. Cualquiera que sea esta

distribución su efecto a cualquier punto $\mathbf{Z} \leq \mathbf{0}$ sería el mismo, si se reemplaza por una distribución de masas en $\mathbf{Z} = \mathbf{0}$ dada por:

$$\sigma(x, y) = \frac{\Delta g(x, y)}{2\pi G} \quad (2.34)$$

Esta densidad se denomina **ESTRATO EQUIVALENTE** y constituye el fundamento de la continuidad del campo, procedimiento que permite determinar la forma del efecto gravimétrico a profundidades diferentes de la medida.

Cálculo del Exceso de Masa. Una aplicación directa del método gravimétrico consiste en la estimación de la masa asociada a una anomalía gravimétrica. Antes de comenzar la discusión consideremos una masa anómala, es decir, una roca de densidad ρ_0 inmersa en una matriz de densidad ρ_1 . La diferencia entre el campo gravitacional generado por la intrusión y la matriz, se conoce como anomalía gravimétrica. $\Delta G = G_0 - G_1$

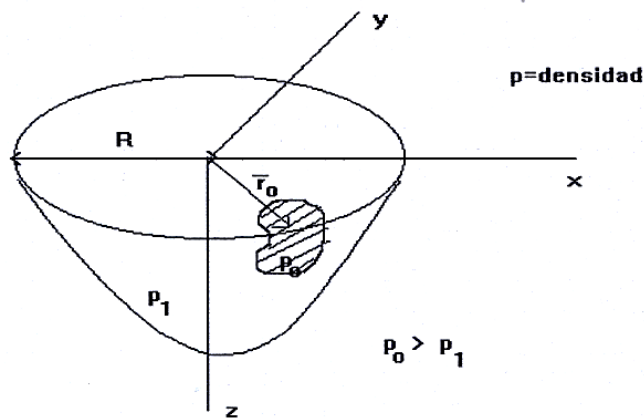


Figura 2.2.6 Exceso de masa dentro de un cuerpo semi esférico. Este diagrama permite elaborar la ecuación original para este calculo

Es sumamente importante notar que el teorema de Gauss permite calcular el exceso de masa responsable de una anomalía gravimétrica, en efecto, la ley de Gauss para la masa implica que:

$$\phi_{\Delta G}(S) = 4\pi G \Delta M \quad (2.35)$$

donde S es cualquier superficie cerrada que contenga totalmente ambas masas y

$$\Delta M = [\rho_0 - \rho_1] dv = \Delta \rho dv, \quad (2.36)$$

ΔM es el *exceso de masa*.

Llevemos adelante el cálculo que nos ocupa, con este fin, escogemos la denominada superficie Gaussiana(S) como un hemisferio cerrado de radio (R). El Flujo de la anomalía gravitacional a través de S ($\phi_{\Delta G}(S)$) se expresa convenientemente en la forma:

$$\int_S \Delta G \cdot \hat{n} ds = - \int_S \nabla \Delta U \cdot \hat{n} ds \quad (2.37)$$

Donde obviamente, $\Delta U = U_0 - U_1$ es la diferencia entre los potenciales asociados a ρ_0 y ρ_1 . Ahora bien:

$$\Delta U(r) = -G \int dv' \frac{\Delta \rho(r')}{|r - r'|} \quad (2.38)$$

Y de acuerdo a esto:

$$\nabla \Delta U(r) = -G \nabla \int dv' \frac{\Delta \rho(r')}{|r - r'|} = -G \int dv' \Delta \rho(r') \nabla \frac{1}{|r - r'|} \quad (2.39)$$

La fórmula 3.12 nos permite expresar el lado derecho de la identidad 3.10 en la forma:

$$\int_S \nabla \Delta U \cdot \hat{n} ds = -G \int_S \left[\int dv' \Delta \rho(r') \nabla \frac{1}{|r - r'|} \right] \cdot \hat{n} ds = I_1 + I_2 \quad (2.40)$$

$$\begin{aligned}
I_1 &= -G \int_{S_1} \left[\int dv' \Delta \rho(r') \nabla \frac{1}{|r - r'|} \right] \cdot \hat{n} ds, \\
I_2 &= -G \int_{S_2} \left[\int dv' \Delta \rho(r') \nabla \frac{1}{|r - r'|} \right] \cdot \hat{n} ds.
\end{aligned}
\tag{2.41}$$

Esta descomposición proviene del hemisferio cerrado de la **Figura 2.2.6** que forma una superficie semi esférica de radio (R), localizada en el semiespacio $z > 0$ (S_1) y un disco de radio (R) localizado en el plano $z = 0$ (S_2). En S_1 $\hat{n} = +\hat{e}_r$ mientras que en S_2 $\hat{n} = -\hat{e}_z$, por lo tanto:

$$I_1 = -G \int_{S_1} \int dv' \Delta \rho(r') \frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{1}{|r - r'|} \right) ds \tag{2.42}$$

$$I_2 = -G \int_{S_2} \int dv' \Delta \rho(r') \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{|r - r'|} \right) ds \tag{2.43}$$

Para calcular I_1 utilizamos una aproximación consistente en hacer $R \gg |r'|$

$$\frac{\partial}{\partial r} \frac{1}{|r - r'|} \Big|_{S_1} = - \frac{1}{|r\hat{e}_r - r'|^2} \Big|_{S_1} \approx - \frac{1}{R^2}, \tag{2.44}$$

En consecuencia:

$$I_1 = G \lim_{R \rightarrow \infty} \int_{S_1} \int dv' \Delta \rho(r') \left(\frac{1}{R^2} \right) R^2 d\Omega = 2\pi G \int dv' \Delta \rho(r') = 2\pi G \Delta M \tag{2.45}$$

El factor 2π se debe a que la integración es sólo en medio ángulo sólido. Por otra parte:

$$\begin{aligned}
I_2 &= G \int_{S_2} \int dv' \Delta \rho(r') \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{|r - r'|} \right) ds = \\
&= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dx dy \left[\frac{\partial}{\partial z} G \int dv' \Delta \rho(r') \left(\frac{1}{|r - r'|} \right) \right] = \\
&= - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dx dy \frac{\partial}{\partial z} U(x, y, z) |_{z=0} - \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dx dy \Delta g(x, y)
\end{aligned} \tag{2.46}$$

Recopilando lo que hemos calculado tenemos:

$$- \int_S \nabla \Delta U \cdot \hat{n} ds = - I_1 - I_2 = 2\pi \Delta M + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dx dy \Delta g(x, y) \tag{2.47}$$

Así que:

$$\int_S \nabla G \cdot \hat{n} ds = 2\pi \Delta M + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} dx dy \Delta g(x, y) \tag{2.48}$$

Y en base a la identidad 3.8 podemos expresar la fórmula anterior como:

$$4\pi \Delta M = 2\pi \Delta M + \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) \tag{2.49}$$

De donde inmediatamente podemos decir que:

$$\Delta M = \frac{1}{2\pi G} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Delta g(x, y) dx dy \tag{2.50}$$

Esta fórmula permite calcular el exceso de masa a partir de un mapa de Anomalía de Bouguer que muestre una Anomalía Gravimétrica. Por consiguiente, constituye el resultado que queríamos obtener.

En la práctica, la integración de la fórmula 2.50 no se lleva a cabo sobre el rectángulo infinito, sino limitando la integración a la región en la

que aparece el exceso de masa. Para esto, se establecen coordenadas cartesianas adecuadas en el mapa y se definen los límites $2X$ y $2Y$ tal como se muestra en la **Figura 2.2.7**.

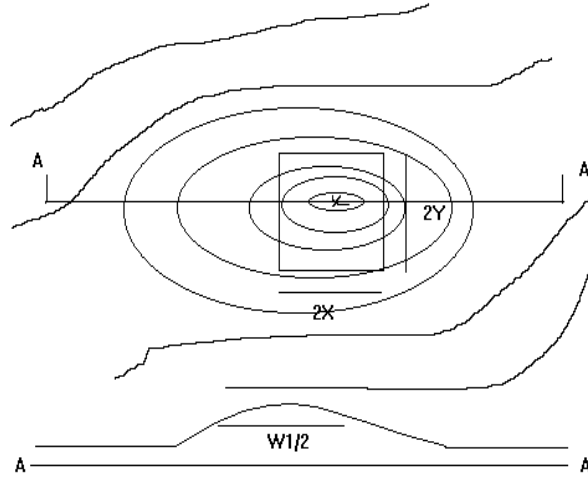


Figura 2.2.7 Selección dentro de un Mapa de Bouguer, la Anomalía Gravimétrica producida por un Centro de Masa (M)

Con esta escogencia, la fórmula del exceso de masa se reescribe en la forma

$$2\pi G\bar{M} = I + \Re(X, Y)$$

$$\text{donde } I = \int_{-X}^X \int_{-Y}^Y \Delta g(X, Y) dXdY \quad (2.51)$$

Para estimar el conjunto que contiene $(\mathbf{x}, \mathbf{y})$ denominamos que el exceso de masa ($\mathbf{M}$) se puede concentrar en su centro de masa y si éste posee coordenadas $\mathbf{P1}(\mathbf{x1}, \mathbf{y1}, \mathbf{z1})$.

$$\Re = 2\pi G\bar{M} - G\bar{M}Z_1 \iint_{-x}^x \int_{-y}^y \left[(x - x_1)^2 + (y - y_1)^2 + (z - z_1)^2 \right]^{3/2} dx dy$$

$$\Re = 2\pi G\bar{M} - 4G\bar{M} \operatorname{tg}^{-1} \left[\frac{XY}{\bar{Z} \sqrt{X^2 + Y^2}} \right] \quad (2.52)$$

Donde $\bar{Z} = 0.65W_{1/2}$

Haciendo $Q = \sqrt{X^2 + Y^2}$ y substituyendo se arriva a la expresión:

$$4G\bar{M} = \left\{ tg^{-1} \left[\frac{XY}{\bar{Z}Q} \right] \right\}^{-1} I$$

Y despejando $\bar{M}$

$$\bar{M} = \frac{1}{4G} \left[tg^{-1} \left(\frac{XY}{\bar{Z}Q} \right) \right]^{-1} I \quad (2.53)$$

$$\text{Donde } I = \iint_{-x \ -y} \Delta g(x, y) dx dy$$

La integral **(I)** se calcula gráficamente del mapa de anomalías gravimétricas utilizando la regla de Simpson en forma bidimensional.

2.3. La Rotación y Forma de la Tierra

Todos los conceptos y definiciones anteriores han servido para sustentar los Principios del Método Gravimétrico. A continuación, trataremos de aplicar dichos fundamentos a la TIERRA. Es bien conocido que nuestro planeta posee un movimiento de rotación el cual causa un achatamiento en los polos y un engrandecimiento en el Ecuador (según Newton), razón por la cual hay una desviación respecto a una ESFERA (aproximadamente a un elipsoide de revolución). Se ha tratado de definir a la Tierra de varias formas, pero hoy en día se dice que la Tierra es o posee una forma (física) de **GEOIDE**. Si la Tierra estuviera cubierta por aguas poco profundas, la forma que adquiriría solo sujeta a gravitación y rotación sería una superficie equipotencial del nivel del mar, la cual se define como el geoide (Gauss y Listing).

Existen otros factores influyentes en la forma del geoide tales como las atracciones gravitacionales del sol o la luna (efecto de mareas) y la presencia de continentes y sistemas montañosos, pero el primero es despreciable respecto al producido por la elipticidad y el segundo, debido a la compensación de masas en profundidad (Principio de la Isostasia) se consideran insignificantes para la forma del geoide.

La forma del geoide ha sido determinada de investigaciones astrogeodésicas, donde la vertical o dirección de la gravedad local se determina en cada punto de observación con referencia a astros seleccionados. Los valores de la elipticidad encontrados varían entre 1/297 (Elipsoide Internacional, 1929) y 1/298.3. Los valores más exactos provenientes de los satélites, arrojan el valor de 1/298.25. (Elipsoide WGS84, 1984).

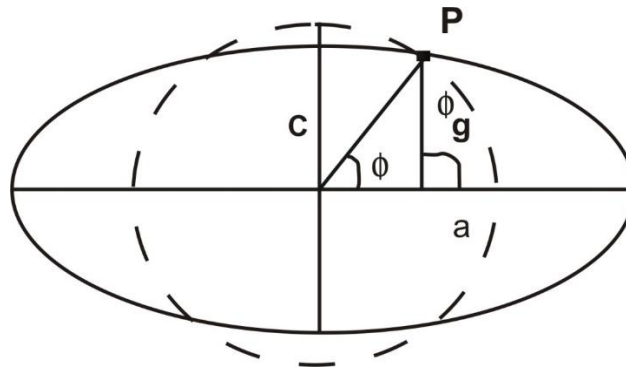


Figura 2.3.1 Forma matemática de la tierra (Geoide), para demostrar la diferencia entre los radios ecuatorial y polar debido a su movimiento de rotación.

$$\varepsilon = \frac{a - c}{a} = \frac{1}{298.25}$$

$$R = (a^2 c)^{1/2}$$

ϕ = latitud geocéntrica

ϕ_g = latitud geográfica (ángulo entre la normal
en el punto (P) al geoide y al plano ecuatorial)

ε = elipticidad

El Geopotencial. El geopotencial o simplemente el **potencial del geoide** respecto a un punto (**P**) situado en el exterior viene dado por:

$$U = V + \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \vartheta = V + \frac{1}{2} \omega^2 (x^2 + y^2)$$

Donde:

V = Potencial gravitacional

ω = Velocidad angular de rotación de la tierra

$(x, y), (r, \vartheta)$ = Coordenadas de un punto (P) en la superficie del geoide.

(2.55)

La aceleración de gravedad (g) viene dada por la expresión: $g = |-\nabla U|$

El problema se reduce a obtener una expresión para **(V)**. Si la distribución de masas dentro de la Tierra fuera conocida, **(V)** se obtendría por integración directa, pero en nuestro caso debemos resolver el problema inverso, o sea encontrar la distribución de masas partiendo de la forma del geoide. Como se demostró anteriormente para puntos situados en el exterior del globo terráqueo, el potencial **(V)** satisface la ECUACIÓN DE LAPLACE, que en coordenadas esféricas polares posee la forma:

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \lambda^2} = 0$$

r = distancia de (P) al centro de la Tierra

θ = colatitud = $\pi/2 - \phi$

λ = longitud

(2.56)

La solución general de esta ecuación y en el caso particular donde existe simetría axial es:

$$V = \frac{1}{a} \sum_{n=0}^{\infty} \left[A_n \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} + B_n \left(\frac{r}{a} \right)^n \right] P_n(\cos \theta) \quad (2.57)$$

$B_n = 0$ coeficientes debidos a fuentes externas

$$V = -\frac{GM}{r} (A_0 P_0(\cos \theta) - A_1 \left(\frac{a}{r} \right) P_1(\cos \theta) - A_2 \left(\frac{a}{r} \right)^2 P_2(\cos \theta) + \dots) \quad (2.58)$$

G = Constante de gravitación universal.

$A_0, A_1,$ = Coeficientes que representan la distribución de masas dentro de la Tierra

a = Radio Ecuatorial de la Tierra

$A_0 = 1$ Ya que para distancias grandes, todos los demás términos son insignificantes y estamos en presencia del potencial de un punto de masa.

$$V = -\frac{GM}{R}$$

$$P_0(\cos\theta) = 1$$

$$P_1(\cos\theta) = \cos\theta$$

$$P_2(\cos\theta) = \frac{3}{2} \cos^2 \theta - \frac{1}{2} = \frac{3}{2} \sin^2 \theta - \frac{1}{2}$$

Tomando como origen del sistema de coordenadas el centro de masa de la Tierra (**A₁=0**), por consiguiente, nuestro interés está en el término (**A₂**), el cual es el principal para obtener la forma elipsoidal del geoide. En vista a todas estas consideraciones podemos escribir el potencial gravitacional (**V**) de la siguiente manera:

$$V = -\frac{GM}{r} + \frac{GMa^2A_2}{2r^3}(3\sin^2\theta - 1) \quad (2.59)$$

Para obtener el coeficiente **A₂**, éste puede expresarse en función de los Momentos de Inercia de la Tierra usando el siguiente desarrollo. Consideremos la siguiente distribución de masas y sea (**Q**) un punto de elemento de masa (**dM**) dentro de esta distribución:

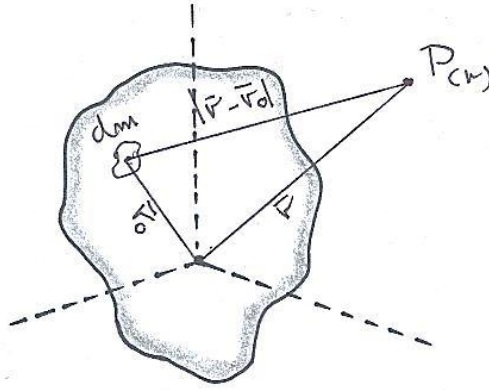


Figura 2.3.1 Representación de una distribución de materiales que encierran un volumen (V), para el cálculo del Potencial Gravitacional

El potencial gravitacional respecto a un punto (**P**) situado en el exterior de esta distribución de masas, debido a un elemento de masas (**dm**) puede expresarse por:

$$dV = -\frac{G dm}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} = -\frac{G dm}{r \left[1 + \left(\frac{r_o}{r} \right)^2 - 2 \left(\frac{r_o}{r} \right) \cos \theta \right]^{1/2}}$$

$$\left[1 + \left(\frac{r_o}{r} \right)^2 - 2 \left(\frac{r_o}{r} \right) \cos \theta \right]^{-1/2} = 1 + \left(\frac{r_o}{r} \right) \cos \theta + \left(\frac{r_o}{r} \right)^2 - \frac{3}{2} \left(\frac{r_o}{r} \right)^2 \cos^2 \theta + \dots \quad (2.60)$$

$$V = -\frac{G}{r} \int_V dM - \frac{G}{r^2} \int_V r_o \cos \theta dM - \frac{G}{r^3} \int_V r_o^2 dM + \frac{3}{2} \frac{G}{r^3} \int_V r_o^2 \sin^2 \theta dM$$

La primera integral es el potencial debido al centro de masa (**- GM/r**), la segunda es cero al tomar el centro de masa como origen de coordenadas, la tercera integral posee el valor:

$$-\frac{G}{r^3} \int_V r_o^2 dM = -\frac{G}{2r^3} (A + B + C) \quad (2.61)$$

donde **A**, **B** y **C**, son los momentos de inercia respecto a los ejes **x**, **y**, **z**. La cuarta integral es el momento de inercia (**I**) de la masa (**M**) respecto al eje **OP**. En vista de estas consideraciones:

$$V = -\frac{GM}{r} - \frac{G}{2r^3}(A + B + C - 3I) \quad (2.62)$$

Esta expresión se conoce con el nombre de **FÓRMULA DE MAC CULLAGH**. El momento de inercia (**I**) puede expresarse en función de los momentos de inercia (**A**, **B**, **C**.) por medio de la ecuación:

$$I = A l^2 + B m^2 + C n^2 \quad (2.63)$$

donde (**l**, **m**, **n**.) son los cosenos direccionales de **OP** respecto **x**, **y**, **z**. Si consideramos también simetría rotacional respecto al eje (**z**).

$$A = B \text{ y } n^2 = \sin^2 \theta = 1 - l^2 - m^2$$

Por lo tanto podemos expresar (V) como:

$$V = -\frac{GM}{r} + \frac{G}{2r^3}(C - A)(3\sin^2 \theta - 1)$$

y por consiguiente:

$$A_2 \frac{C - A}{Ma^2} \quad (2.64)$$

Y el **GEOPOTENCIAL TOTAL** vendrá dado por la ecuación:

$$U = -\frac{GM}{r} + \frac{G}{2r^3}(C - A)(3\sin^2 \phi - 1) - \frac{1}{2}\omega^2 r^2 \cos^2 \phi$$

El geoide se ha definido como una superficie de potencial constante (**U₀**). Por lo tanto, en el Ecuador ($r = a, \phi = 0$) y en los polos ($r = c, \phi = \pi / 2$)

Y obtendremos:

$$U_o = -\frac{GM}{a} - \frac{G}{2a^3}(C - A) - \frac{1}{2}\omega^2 a^2$$

$$U_o = -\frac{GM}{c} + \frac{G}{c^3}(C - A)$$

Trabajando con estas dos ecuaciones arribamos a:

$$a - c = \frac{C - A}{M} \left(\frac{a}{c^2} + \frac{c}{2a^2} \right) + \frac{1}{2} \frac{ca^3 \omega^2}{GM} \quad (2.65)$$

$$\varepsilon = \frac{a - c}{a} = \frac{3}{2} \frac{C - A}{Ma^2} + \frac{1}{2} \frac{\omega^2 a^3}{GM} \quad A_2 \frac{C - A}{Ma^2}$$

$$\varepsilon = \frac{3}{2} A_2 + \frac{1}{2} m \quad m = \frac{\omega^2 a^3}{GM} \quad (2.66)$$

La ecuación de la superficie podemos expresarla de la siguiente manera:

$$r = a(1 - \varepsilon \sin^2 \phi)$$

Ahora que hemos definido físico-matemáticamente todos estos conceptos estamos en capacidad de derivar una expresión para obtener la ACELERACIÓN DE GRAVEDAD a partir del GRADIENTE DEL GEOPOTENCIAL. La ecuación del geopotencial tal como se definió anteriormente viene dada por:

$$U = -\frac{GM}{r} + \frac{GMa^2}{2r^3} A_2 (3\sin^2 \theta - 1) - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \cos^2 \phi \quad (2.67)$$

y como la aceleración de gravedad es la intensidad del campo gravitacional:

$$g = |\nabla U| = |\vec{F}| = - \left[\left(\frac{\partial U}{\partial r} \right)^2 + \left(\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \phi} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (2.68)$$

Por otra parte, hemos visto que la normal al GEOIDE se separa de la dirección radial de la Tierra por un ángulo muy pequeño $\phi_g - \phi$, que es del orden de la Elipticidad ε . Por consiguiente, el segundo miembro $\frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial \phi}$ es prácticamente despreciable, por lo que podemos escribir:

$$-g = \frac{\partial U}{\partial r} = \frac{GM}{r^2} - \frac{3}{2} \frac{GMa^2}{r^4} A_2 (3\sin^2 \theta - 1) - \omega^2 r (1 - \sin^2 \phi) \quad (2.69)$$

En esta expresión al sustituir el valor de $\mathbf{r}$ por la expresión correspondiente a una latitud cualquiera: $r = a (1 - \varepsilon \sin^2 \phi)$ y recordando que $(1 - \varepsilon \sin^2 \phi)^{-n} = 1 + n\varepsilon \sin^2 \phi + \dots$ pero despreciando términos que posean orden superior a ε^2 ; arribamos finalmente a la ecuación

$$-g = \frac{GM}{a^2} (1 + 2\varepsilon \sin^2 \phi) - \frac{3}{2} \frac{GM}{a^2} A_2 (3\sin^2 \phi - 1) - \omega^2 a (1 - \sin^2 \phi) \quad (2.70)$$

La gravedad en el Ecuador $g_e(r=a, \phi=0)$ vendría dada por:

$$-g_e = \frac{GM}{a^2} \left(1 + \frac{3}{2} A_2 - m \right) \quad (2.71)$$

dónde:

$$m = \frac{\omega^2 a^3}{GM} \quad \text{y} \quad A_2 = \frac{C - A}{Ma^2}$$

Tal como se puede apreciar en este punto del desarrollo podemos ahora expresar la gravedad a una latitud ϕ en términos de la gravedad Ecuatorial:

$$g = g_e \left[1 - \left(\frac{9}{2} A_2 - 2\varepsilon - m \right) \sin^2 \phi \right] \quad (2.72)$$

y recordando que: $\varepsilon = \frac{3}{2} A_2 + \frac{1}{2} m$ arribamos a:

$$g = g_e \left[1 + \left(2m - \frac{3}{2} A_2 \right) \text{sen}^2 \phi \right] \quad (2.73)$$

expresión que se conoce mundialmente como TEOREMA DE CLAIRAUT. El resultado que se obtiene si no se desprecian términos de orden superior a ε^2 es:

$$g = g_e \left[1 + \left(\frac{5}{2} m - \varepsilon - \frac{17}{14} m \varepsilon \right) \text{sen}^2 \phi + \left(\frac{\varepsilon^2}{8} - \frac{5}{8} m \varepsilon \right) \text{sen}^2 2\phi + \dots \right] \quad (2.74)$$

ecuación en la que todos sus términos y constantes se encuentran bien definidos hoy en día y que se conoce popularmente como la FÓRMULA INTERNACIONAL DE LA GRAVEDAD TEÓRICA:

$$g = 978.03090 + 5.18552 \text{sen}^2 \phi - 0.00570 \text{sen}^2 2\phi \quad (2.75)$$

La Unión Internacional de Geodesia y Geofísica adoptó en 1930 la ecuación:

$$g = 978049(1 + 0.005284 \text{sen}^2 \phi - 0.0000059 \text{sen}^2 2\phi) \quad (2.76)$$

y más recientemente la ecuación ISGN de 1971 es la más aceptada y de uso común en prospecciones gravimétricas:

$$g = 978033.27 (1 + 0.005278994 \text{sen}^2 \phi + 0.000023461 \text{sen}^4 2\phi) \quad (2.77)$$

También el DMA (Agosto 1991), utiliza la ecuación WGS 84

$$g = (978032.67714) \times \frac{(1 + 0.00193185138639 \text{sen}^2 \phi)}{(1 - 0.00669437999013 \text{sen}^2 \phi)^{\frac{1}{2}}} \quad (2.78)$$

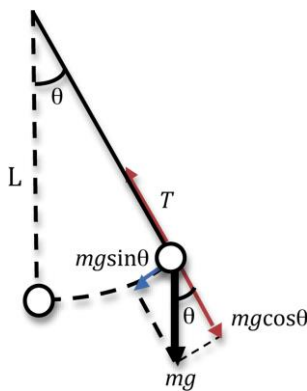
Tal como puede notarse la variación de la gravedad en función de la latitud geográfica es relativamente pequeña, estando comprendida entre 978 y 983 Gales del ecuador a los polos.

2.4. Medición de la Gravedad

La medición de la aceleración de gravedad es un ejemplo de las dificultades que se encuentran cuando se miden magnitudes físicas de relativa simplicidad. La aceleración desde el punto de vista físico envuelve solo mediciones de longitud y tiempo, pero éstas tienen que efectuarse lo suficientemente precisas como para mostrar variaciones de g del orden de 10 Gales. La medición de g con esta precisión en un punto P de la superficie de la Tierra, en unidades absolutas, sin tener referencia respecto a algún otro punto, es una operación que requiere cuidado y precisión. En cambio, es relativamente más fácil medir diferencias de gravedad (g) en un punto respecto a otro (Medición Relativa).

Mediciones Absolutas

Péndulos. Casi todas las mediciones absolutas se efectúan en base a mediciones de longitud, tiempo y distancia. Todas las determinaciones en el siglo XIX se efectuaron con péndulos. Un ejercicio de física elemental demuestra que, para oscilaciones pequeñas, el período de un péndulo simple viene dado por la relación (**Figura 2.4.1**):



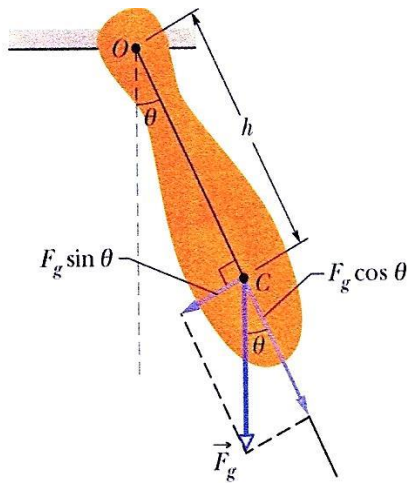
$$T = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}}$$

Figura 2.4.1 Representación de un Péndulo Simple

(2.79)

donde L = **longitud** de una cuerda inextensible, rígida y sin peso. Si un péndulo simple puede ser construido (g) puede determinarse al efectuarse mediciones de **T y L** .

Aunque tal péndulo no existe, cualquier cuerpo de forma irregular que pueda oscilar sobre un pivote, constituye un **péndulo físico**, y su período viene dado por:



$$T = 2\pi \sqrt{\frac{I}{mgh}}$$

(2.80)

Figura 2.4.2 Representación de un Pendulo Compuesto o Físico

donde:

I = Momento de Inercia del péndulo acerca de un eje a través del pivote C

m = Masa

h = Distancia desde el pivote al centro de masa del péndulo.

También es conocido de la física elemental, que por cada PÉNDULO FÍSICO existe un PÉNDULO SIMPLE EQUIVALENTE, que posee el mismo período y cuya longitud equivalente sería: $l = \frac{I_C}{mh}$

En términos del Momento de Inercia acerca de un eje que pase a través del centro de masa o del péndulo:

$$l = \frac{I_o}{mh} + h \therefore l - h = h' = \frac{I_o}{mh} \quad (2.81)$$

o sea que: $l > h$

El punto C' a la distancia l de C, se conoce con el nombre de CENTRO DE OSCILACIÓN y si el péndulo oscila acerca de un eje a través de C', se observará el MISMO PERÍODO T . En otras palabras, si dos puntos C y C' de un péndulo físico arrojan el mismo período, la distancia CC' será la LONGITUD DE UN PÉNDULO SIMPLE EQUIVALENTE y por consiguiente g puede determinarse por la ecuación:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}} \quad (2.82)$$

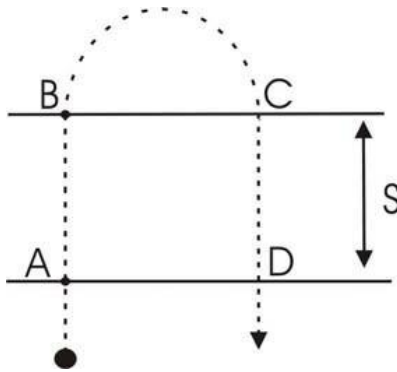
dónde $l = CC'$

Este principio fue empleado en 1818 por Kater obteniendo un valor de $g = 981.274$ Gales en la ciudad de Londres.

Medición por CAÍDA LIBRE DE CUERPOS. Los primeros experimentos de caída libre de cuerpos se remontan a la época de Galileo, pero solo desde finales del Siglo XX se han obtenido mediciones precisas de g empleando este procedimiento. De la cinemática elemental sabemos que si mediciones de espacio y tiempo recorrido por un cuerpo que se deja caer de una posición de reposo son conocidas; g puede ser calculada por:

$$g = \frac{2s}{t^2} \quad (2.83)$$

El problema de este método es que siempre existen pequeñas aceleraciones que son adquiridas por el cuerpo al momento de soltarlo. Este inconveniente se pudo resolver al efectuar mediciones entre puntos de la trayectoria del móvil. Las dos formas utilizadas por observatorios gravimétricos hoy en día se esquematizan a continuación:

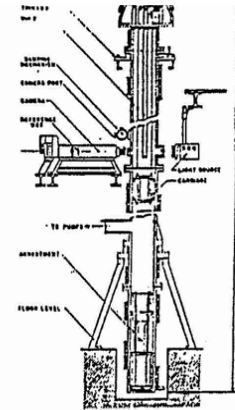
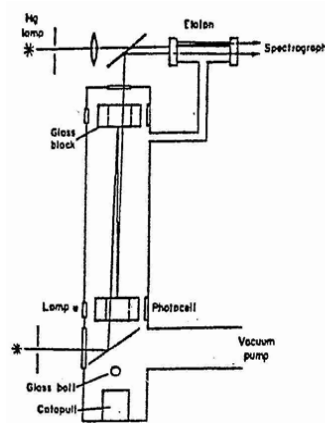


$$g = \frac{8s}{t_1^2 - t_2^2}$$

en donde t_1 = tiempo A $\rightarrow$ D
 t_2 = tiempo B $\rightarrow$ C

$$g = \frac{2(s_1 t_2 - s_2 t_1)}{t_1 t_2 (t_1 + t_2)}$$
(2.84)

Figura 2.4.3 Trayectoria de una partícula que atraviesa dos ventanas. Permite el cálculo absoluto de (g)



Absolute gravity apparatus used at the National Research Council, Ottawa. (After Preston-Thomas *et al.* Illustration courtesy of National Research Council.)

Figura 2.4.4 Instrumentos de medición absoluta de (g) en el observatorio del "National Research Council" en Ottawa, Canadá.

Mediciones Relativas

Péndulos. Ya señalamos que es más sencillo obtener la gravedad en un punto desconocido a partir de un punto conocido; en otras palabras, determinar la diferencia de gravedad entre dos puntos. Los primeros instrumentos para las mediciones relativas también fueron los péndulos. Bouguer (1749), comparó el período de un péndulo en París con el período del mismo péndulo en varios lugares de Sur América. El procedimiento matemático es sencillo y se detalla a continuación:

$$T = 2\pi \sqrt{\frac{I_c}{mgh}} \quad \text{Período de un péndulo físico}$$

$$T_1 = 2\pi \sqrt{\frac{I_c}{mg_1 h}} \quad \text{Período en punto (1).}$$

$$T_2 = 2\pi \sqrt{\frac{I_c}{mg_2 h}} \quad \text{Período en punto (2).}$$

Esta última ecuación muestra claramente que si la gravedad en el Punto 1 es conocida puede fácilmente ser determinada en el Punto 2.

$$g_2 = g_1 [T_1^2 / T_2^2] \quad (2.87)$$

Gravímetros Estáticos. Sir John Herschel en 1849, fue el primer científico que intentó medir la gravedad con una masa colocada en el extremo de un resorte. Su conclusión más importante fue que la tensión en el resorte producida por el peso de una masa **m** era **mg** y que si el dispositivo era colocado en sitios donde la gravedad era diferente, debían producirse elongaciones distintas en el resorte. Aunque este experimento tuvo poco éxito, en las décadas de 1930 a 1950 con la aparición de los **gravímetros worden**, sí se arribó a resultados satisfactorios. Un gravímetro puede representarse por:

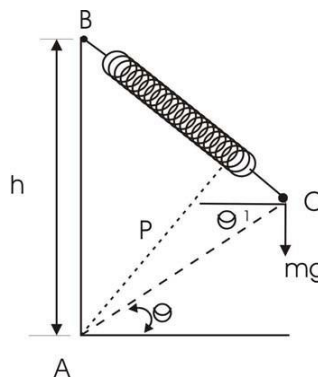


Figura 2.4.5 Representación de un gravímetro con resorte de longitud cero

dónde:

b = longitud del elemento rígido

T = Tensión en el resorte $k(l - l_0)$

k = Constante del resorte

l = Tensión extendida

l_0 = Tensión original

En el triángulo ABC

$$l^2 = h^2 + b^2 - 2hb\cos\theta \quad (2.88)$$

Y su área es:

$$A = \frac{p1}{2} = \frac{hb\cos\theta}{2} \quad (2.89)$$

Considerando el sistema el equilibrio y tomando momento respecto al punto O

$$pT = mgd \cos\theta$$

$$T = \frac{mgb \cos\theta}{p} = \frac{mgb \cos\theta}{\frac{hb}{l} \cos\theta} = \frac{mgl}{h} \quad (2.90)$$

como $T = k(l - l_0)$

$$\frac{mgl}{h} = k(l - l_0) = kl - kl_0$$

$$\frac{mgl}{hl_0} = \frac{kl}{l_0} - k$$

$$\frac{kl}{l_0} - \frac{mg}{h} \frac{l}{l_0} = k \quad (2.91)$$

$$\left(\frac{l}{l_0}\right) \left[k - \frac{mg}{h}\right] = k$$

$$\left(\frac{l}{l_0}\right) = \frac{kh}{kh - mg}$$

como anteriormente teníamos: $l = (h^2 + b^2 - 2hb\cos\theta)^{\frac{1}{2}}$

y el ángulo θ es muy pequeño:

$$\frac{d\theta}{dg} = \frac{ml_0^2 k^2 h}{b(kh - mg)^3} \quad (2.92)$$

$$g \frac{d\theta}{dg} = \frac{(l - l_0)}{l_0} \left(\frac{h}{b} + \frac{b}{h} \right)$$

y como por definición, la sensibilidad del instrumento es la rata de cambio del ángulo θ . Para una pequeña variación de la gravedad la sensibilidad aumenta a medida que l_0 se hace muy pequeño, que es lo que ocurre en los llamados resortes de longitud cero, que es el caso de los famosos gravímetros La Coste & Romberg.

2.5. Procesamiento de los Datos Gravimétricos

Los fundamentos y principios señalados constituyen las bases del método gravimétrico de exploración. Cuando se realiza una exploración gravimétrica se mide la aceleración de gravedad en innumerables puntos o estaciones en el área de trabajo. Sin embargo, existen varios factores que hay que tomar en cuenta para que el producto final sea debido únicamente a la distribución de masas que exista en el subsuelo. Estos factores tienen que ser bien conocidos para aplicar las correcciones necesarias. Por ser los levantamientos gravimétricos terrestres los más comunes presentamos continuación su reducción. Sin embargo, también se presentan las ecuaciones para otros tipos de adquisición gravimétrica.

Corrección de Aire Libre. Es bien conocido que la gravedad varía con la altura. Estas variaciones son fáciles de entender porque a medida que nos elevamos para hacer una medición gravimétrica nos estamos alejando del Centro de Masa de la Tierra. Como las mediciones gravimétricas en un

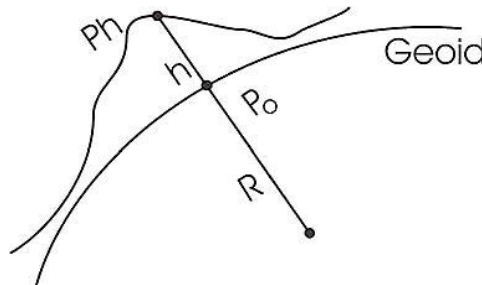


Figura 2.5.1 Esquema para el cálculo de la Corrección de Altura

levantamiento se hacen a distintas elevaciones, es necesario establecer un NIVEL DE REFERENCIA. Generalmente se toma el NIVEL MEDIO DEL MAR (NMM) el Geoide. **Figura 2.5.1**

La gravedad en los puntos P_0 y P_h vendrá dada por las siguientes expresiones:

$$g_0 = \frac{GM}{R^2} \qquad g_h = \frac{GM}{(R+h)^2} \qquad (2.93)$$

$$g_0 - g_h = \frac{GM}{R^2} - \frac{GM}{(R+h)^2} = \frac{GMR^2 + GMh^2 + 2GMRh - GMR^2}{R^2(R+h)^2}$$

considerando $h < R$, $Gh^2 = 0$ y $R+h = R$. Obtenemos finalmente:

$$g_0 - g_h = \frac{2GMRh}{R^4} = \frac{2GMh}{R^3} = 2 \frac{g_0}{R} h = 0.3086h \qquad (2.94)$$

Como podemos apreciar, la Corrección de Aire Libre (**0.3086h**) será siempre positiva si el sitio de observación está por encima del NIVEL DE REFERENCIA. También hay que señalar que la Corrección de Aire Libre no toma en cuenta la MASA existente entre el sitio de observación y el nivel de referencia.

Corrección de Bouguer. Como se señaló anteriormente, la Corrección de Aire Libre no toma en cuenta la masa que existe entre el sitio de observación y el nivel de referencia. Esta masa puede ser asociada con un “SLAB” horizontalmente infinito, cuyo espesor es la altura del sitio de observación referido al Geoide (h). El cálculo de este efecto gravimétrico se hace en coordenadas cilíndricas:

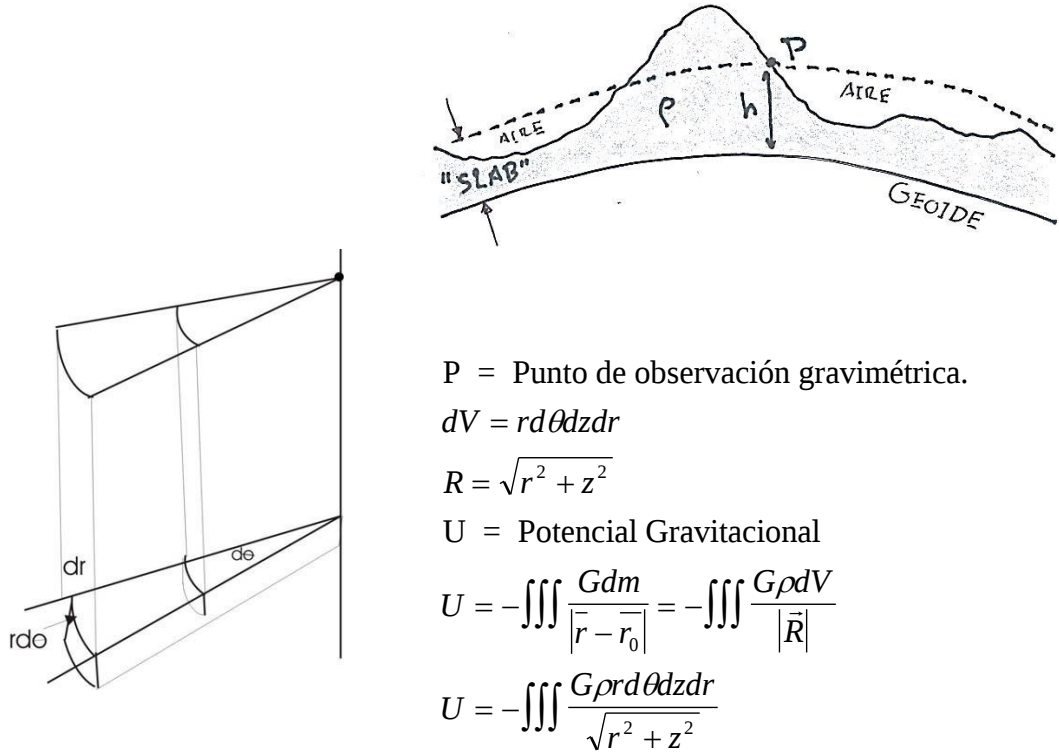


Figura 2.5.2 Esquema para el cálculo de la Corrección de Bouguer

$$\Delta g = \text{Anomalía Gravimétrica} = \frac{\partial U}{\partial z}$$

$$\Delta g = \iiint \frac{\rho G z r d\theta dr dz}{(r^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} = \int_{\theta=0}^{2\pi} \int_{r=0}^{\infty} \int_{z=0}^h \frac{\rho G z r d\theta dr dz}{(r^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} \quad (2.96)$$

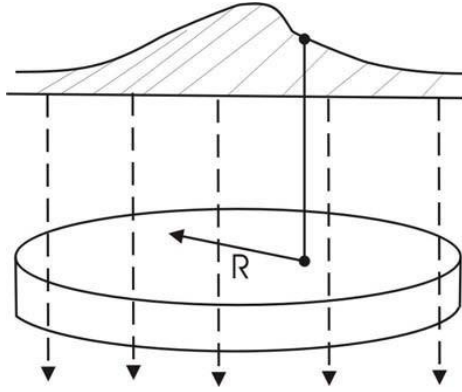
$$\Delta g = 2\pi\rho G \int_{r=0}^{\infty} \int_{z=0}^h \frac{z r dr dz}{(r^2 + z^2)^{\frac{3}{2}}} = 2\pi\rho G \int_{z=0}^h z dz \left[\frac{-1}{(r^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} \right]_0^{\infty}$$

$$\Delta g = 2\pi\rho G \int_{z=0}^h dz = 2\pi G \rho h \quad (2.97)$$

$$\Delta g = 2\pi G \rho h = 0.0419 \rho_b h$$

La Corrección de Bouguer ($0.0419 \rho_b h$), es restada o añadida si el sitio de observación yace por encima o por debajo del nivel de referencia.

La Corrección de Bouguer También es fácilmente derivada aplicando la Ley de Gauss.



ϕ = Flujo Gravitacional

$$\phi = \oiint \vec{F} \cdot d\vec{S} = -4\pi G \bar{M}$$

$$\bar{M} = \pi R^2 h \rho$$

$$\oiint \vec{F} \cdot d\vec{S} = -F \iint dS = -F \pi R^2 2 = -4\pi G \bar{M} \quad (2.98)$$

Sustituyendo

$$-F \pi R^2 2 = -4\pi G \pi R^2 h \rho$$

$$F = 2\pi G \rho h$$

$$F = \frac{\partial U}{\partial r} = \frac{\partial U}{\partial h} \quad (2.99)$$

$$U = \int F dh = \int 2\pi G \rho h dh = 2\pi G \rho \frac{h^2}{2} \quad (2.100)$$

$$\text{y como } \Delta g = \frac{\partial U}{\partial h} \Rightarrow \Delta g = 2\pi G \rho h$$

Figura 2.5.3 Superficie Gaussiana que permite derivar la ecuación de la Corrección de Bouguer

Corrección de Latitud o Gravedad Teórica. Como se ha señalado, el movimiento de rotación de la Tierra hace que su forma sea elíptica (El radio Ecuatorial es mayor que el Radio Polar). Como consecuencia de esta elipticidad es fácil deducir que la gravedad varía con la LATITUD. Anteriormente se derivó la Ecuación Internacional que relaciona la gravedad con la Latitud Geodésica.

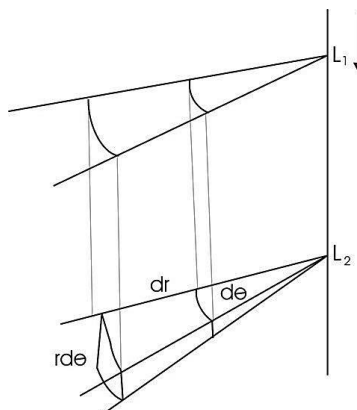
La ecuación del ISGN (WGS 1984) es:

$$G_t = (978032.67714) \times \frac{(1 + 0.00193185138639 \sin^2 \phi)}{(1 - 0.00669437999013 \sin^2 \phi)^{\frac{1}{2}}} \quad (2.101)$$

La Gravedad Teórica que se obtiene aplicando esta ecuación en cada sitio de observación debe ser restada a la medida de gravedad (GRAVEDAD OBSERVADA Gob) en cada uno de los sitios de observación.

Corrección de Terreno o Topográfica. Analizando la **Figura 2.5.2** se observa que la Corrección de Bouguer no toma en cuenta la masa de las colinas que rodean una observación gravimétrica y tampoco las depresiones que existen alrededor del sitio de observación. El efecto gravimétrico de las masas de las colinas hace disminuir la gravedad en el sitio de observación.

Cuando se aplica la Corrección de Bouguer, las depresiones del terreno fueron rellenadas con material de Densidad de Bouguer, por consiguiente, de alguna manera el efecto gravimétrico de ambos hay que determinarlo y añadirlo al valor gravimétrico en el sitio de observación. Tal como puede ser apreciado la Corrección de Terreno o Topográfica siempre va a ser positiva siempre y cuando el sitio de observación esté por encima del nivel de referencia. Hayford & Bowie (1912) idearon el concepto de Segmentos Cilíndricos para la determinación de los efectos gravimétricos del terreno.



$$\begin{aligned}
 dV &= r dr d\theta dz \\
 R &= \sqrt{r^2 + z^2} \\
 U &= -\iiint \frac{G dM}{|\vec{R}|} \\
 U &= -\int_{\theta=\theta_1}^{\theta_2} \int_{r=r_1}^{r_2} \int_{z=z_1}^{z_2} \frac{\Delta \rho G dV}{(r^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} \\
 \Delta g &= \frac{\partial U}{\partial z} = \Delta \rho G \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_{l_1}^{l_2} z dz \int_{r_1}^{r_2} \frac{r dr}{(z^2 + r^2)^{\frac{3}{2}}}
 \end{aligned} \tag{2.102}$$

Figura 2.5.4 Esquema para desarrollar la ecuación de la atracción gravitacional de un segmento cilíndrico

$$\begin{aligned}
 \Delta g &= \Delta \rho G (\theta_2 - \theta_1) \int_{l_1}^{l_2} z dz \left[\frac{1}{\sqrt{z^2 + r_1^2}} - \frac{1}{\sqrt{z^2 + r_2^2}} \right] \\
 \Delta g &= \Delta \rho G \Delta \theta \left[(r_1^2 + l_2^2)^{\frac{1}{2}} - (r_1^2 + l_1^2)^{\frac{1}{2}} - (r_2^2 + l_2^2)^{\frac{1}{2}} + (r_2^2 + l_1^2)^{\frac{1}{2}} \right]
 \end{aligned} \tag{2.103}$$

En la práctica $l_1 \ll r_2$, la ecuación anterior cambia a:

$$\Delta g = \Delta \rho G \Delta \theta \left[(r_1^2 + l_2^2)^{\frac{1}{2}} - (r_2^2 + l_2^2)^{\frac{1}{2}} - r_1 + r_2 \right] \tag{2.104}$$

Hammer S. (1939) desarrolló una forma práctica para determinar la Corrección de Terreno (**Figura 2.5.5**). El procedimiento consiste en construir una plantilla que muestra el tope de los segmentos cilíndricos. Esta plantilla tiene que ser transparente y a la misma escala del mapa de contornos topográficos que se posea del área del levantamiento.

TABLA 11-1. TABLAS PARA LA CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA PARA SER EMPLEADAS CON LA CARTA DE LA FIGURA 11-2*

Zona B 4 compartimientos 129-14,617		Zona C 6 compartimientos 16,64-33,34		Zona D 6 compartimientos 33,34-170,00		Zona E 6 compartimientos 170,00-390,00		Zona F 6 compartimientos 390,00-691,00		Zona G 12 compartimientos 691,00-1529,50	
$\pm h, m$	T	$\pm h, m$	T	$\pm h, m$	T	$\pm h, m$	T	$\pm h, m$	T	$\pm h, m$	T
0-0,37	0	0-1,31	0	0-2,34	0	0-3,48	0	0-4,52	0	0-17,41	0
0,37-0,58	0,1	1,31-2,28	0,1	2,34-4,06	0,1	4,48-6,14	0,1	6,14-7,82	0,1	17,41-30,41	0,1
0,58-0,76	0,2	2,28-3,25	0,2	4,06-5,77	0,2	6,14-7,82	0,2	7,82-9,50	0,2	30,41-46,81	0,2
0,76-0,88	0,3	3,25-4,22	0,3	5,77-7,07	0,3	7,82-9,50	0,3	9,50-11,18	0,3	46,81-67,21	0,3
0,88-1,04	0,4	4,22-5,19	0,4	7,07-8,37	0,4	9,50-11,18	0,4	11,18-12,86	0,4	67,21-97,61	0,4
1,04-1,17	0,5	5,19-6,16	0,5	8,37-9,67	0,5	11,18-12,86	0,5	12,86-14,54	0,5	97,61-144,01	0,5
1,17-2,13	1	6,16-7,13	1	9,67-11,38	1	12,86-14,54	1	14,54-16,22	1	144,01-212,41	1
2,13-2,74	2	7,13-8,10	2	11,38-13,09	2	14,54-16,22	2	16,22-17,90	2	212,41-304,81	2
2,74-3,65	3	8,10-9,07	3	13,09-14,80	3	16,22-17,90	3	17,90-19,58	3	304,81-432,21	3
3,65-4,26	4	9,07-10,04	4	14,80-16,51	4	17,90-19,58	4	19,58-21,26	4	432,21-596,61	4
4,26-4,88	5	10,04-11,01	5	16,51-18,22	5	19,58-21,26	5	21,26-22,94	5	596,61-812,01	5
4,88-5,79	6	11,01-12,01	6	18,22-20,00	6	21,26-22,94	6	22,94-24,62	6	812,01-1072,41	6
5,79-6,40	7	12,01-13,01	7	20,00-21,79	7	22,94-24,62	7	24,62-26,30	7	1072,41-1380,81	7
6,40-7,21	8	13,01-14,01	8	21,79-23,58	8	24,62-26,30	8	26,30-27,98	8	1380,81-1740,21	8
7,21-8,23	9	14,01-15,01	9	23,58-25,37	9	26,30-27,98	9	27,98-29,66	9	1740,21-2160,61	9
8,23-9,14	10	15,01-16,01	10	25,37-27,16	10	27,98-29,66	10	29,66-31,34	10	2160,61-2640,01	10
9,14-10,04	11	16,01-17,01	11	27,16-28,95	11	29,66-31,34	11	31,34-33,02	11	2640,01-3168,41	11
10,04-10,88	12	17,01-18,01	12	28,95-30,74	12	31,34-33,02	12	33,02-34,70	12	3168,41-3744,81	12
10,88-11,71	13	18,01-19,01	13	30,74-32,53	13	33,02-34,70	13	34,70-36,38	13	3744,81-4368,21	13
11,71-12,54	14	19,01-20,01	14	32,53-34,32	14	34,70-36,38	14	36,38-38,06	14	4368,21-5040,61	14
12,54-13,37	15	20,01-21,01	15	34,32-36,11	15	36,38-38,06	15	38,06-39,74	15	5040,61-5760,01	15

Nota: Preparada por Hammer y reproducida con autorización de la Society of Exploration Geophysicists. De *Geophysics*, vol. 4, págs. 120-121, 1939.

* Cada zona es un anillo circular de radio dado (en metros) dividido en 4, 6, 8, 12 o 16 compartimientos de ancho arbitrario, a es la altura topográfica media en metros (de tener en cuenta el signo) de cada compartimiento con respecto a la altura de la estación. Los tablos dan la corrección T para cada compartimiento debido a las anomalías del terreno en unidades de 1/100 miligals para una densidad $\rho=2$. Esta corrección, cuando es aplicada a los valores de Bouguer para la anomalía, que han sido corregidos con la simple corrección de Bouguer, es siempre positiva.

† Radios de las zonas en metros.

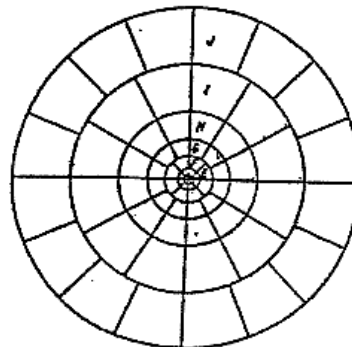


Fig. 11-2. Carta de zonas para la corrección topográfica, debida a Hammer, empleada con la tabla 11-1. Escala: 1/32.500. (Geophysical Research and Development Co., publicada en *Geophysics*, 1939.)

Figura 2.5.5 Tabla y Plantilla de Hammer para determinación de Corrección de Terreno de las estaciones de gravedad terrestre.

2.6. Anomalías Gravimétricas

Dependiendo del área de exploración existen distintos tipos de LEVANTAMIENTOS GRAVIMÉTRICOS. Se presentan a continuación las ecuaciones que hay que aplicar a las observaciones gravimétricas:

LEVANTAMIENTOS TERRESTRES

Anomalía de AIRE LIBRE (AAL)

$$AAL = G_{OB} \pm C_A - G_T \quad (2.105)$$

Anomalía de BOUGUER (AB)

$$BG = G_{OB} \pm C_A \mp C_B + C_T - G_T \quad (2.106)$$

Gob = Gravedad Observada

Ca = Corrección de AIRE LIBRE = 0.3086 h

Cb = Corrección de BOUGUER = 0.0419 ρ_b h

Ct = Corrección de Terreno

Gt = Gravedad Teórica

En ambas ecuaciones la ALTURA de las estaciones tiene que estar en metros, la DENSIDAD en g/cc y el Nivel de Referencia es el Geoide.

Levantamientos MARINOS

$$\begin{aligned} AAL &= G_{OB} - G_T \quad (h = 0) \\ AB &= AAL - 2\pi G \rho_w d + 2\pi G \rho_C d + C_T \end{aligned} \quad (2.107)$$

Levantamientos MARINOS, pero las observaciones se hacen en el fondo del mar

$$\begin{aligned} AAL &= G_{OB} + 4\pi G \rho_w d - 0.3086d - G_T \\ AB &= AAL - 2\pi G \rho_w d + 2\pi G \rho_C d + C_T \end{aligned} \quad (2.108)$$

Levantamientos en LAGOS

$$\begin{aligned}
 AAL &= G_{OB} + 0.3086h - G_T \\
 AB &= AAL - 2\pi G\rho_C h - 2\pi G\rho_w d + 2\pi G\rho_C d + C_T
 \end{aligned}
 \tag{2.109}$$

Levantamientos en LAGOS, pero las observaciones se hacen en el fondo del Lago

$$\begin{aligned}
 AAL &= G_{OB} + 0.3086h + 4\pi G\rho_w d - 0.3086d - G_T \\
 AB &= AAL - 2\pi G\rho_C h - 2\pi G\rho_w d + 2\pi G\rho_C d + C_T
 \end{aligned}
 \tag{2.110}$$

dónde:

h = Altura del sitio de observación

d = Profundidad del agua

ρ_C = Densidad promedio de las rocas de la Corteza Terrestre

ρ_w = Densidad del Agua (Marina o Dulce)

2.7. Variación de las Anomalías de Aire Libre y Bouguer sobre la Superficie de la Tierra

Durante los primeros veinticinco años del siglo XX y con el desarrollo de la instrumentación para la medición de la aceleración de gravedad, se comenzaron a elaborar los mapas de Anomalías de Aire Libre y Bouguer del planeta. El Cuadro 1, anexo publicada por Bowie (1917), muestra los valores obtenidos para la época en los Estados Unidos. Obsérvese la correlación que existe entre las Anomalías de Aire Libre y las alturas topográficas, correlación lógica ya que en la Anomalía de Aire Libre no se toma en cuenta la masa que existe entre las estaciones y el geoide.

Cuadro 1

Ubicación	AB	AAL
Estaciones costaneras	17	17
Áreas continentales	-28	9
Áreas montañosas hasta 1000m	-107	-8
Áreas montañosas más 1000m	-110	58

El Cuadro 1 muestra también la tendencia de la Anomalía de Bouguer a poseer una relación inversa con el relieve topográfico.

Posterior a 1917, más observaciones se hicieron presentes publicándose PERFILES, SECCIONES o CALICATAS GRAVIMÉTRICAS. Anexo se puede observar el Perfil de AB a través de Los Alpes en Europa, observándose claramente que los valores más negativos de la AB coinciden con las mayores alturas Alpinas.

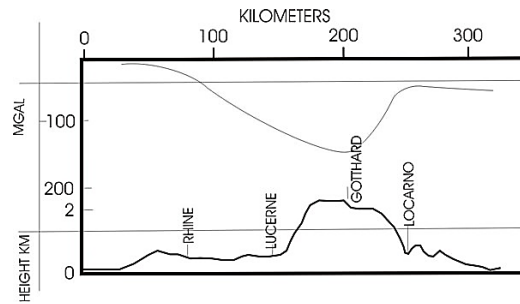


Figura 2.7.1 Perfil Gravimétrico a través de los Alpes

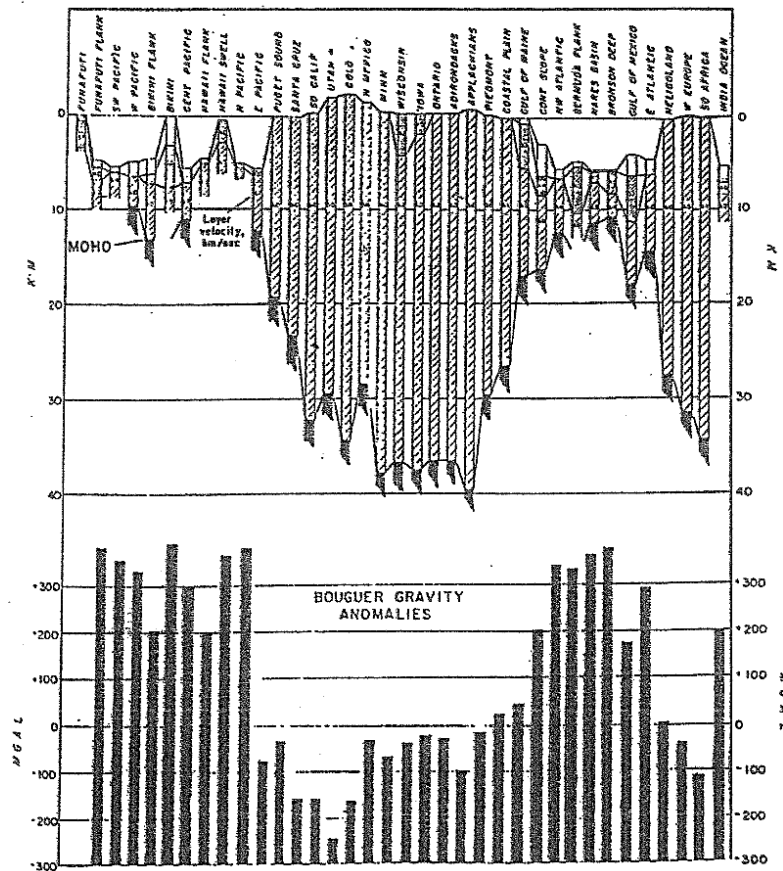


Figura 2.7.2. Relación de espesores de Corteza Terrestre provenientes de mediciones sísmicas contra valores de Anomalía de Bouguer (Tomado de Woollard, 1959, p. 1526).

Esta variación tan peculiar de la **AB**, unida al conocimiento de las propiedades físicas de los principales materiales que constituyen la corteza terrestre, que demuestran que éstos no son lo suficientemente fuertes como para soportar el peso de una cadena montañosa, dieron lugar u origen a la idea de que debería existir un mecanismo u otras propiedades en el interior de la corteza, para poder sostener el tremendo peso de las cadenas o cordilleras. Dos modelos han sido propuestos para explicar este fenómeno:

Teoría de Pratt. La teoría de Pratt asume que la densidad de los materiales de la corteza terrestre debajo de los océanos es mayor que debajo de las cadenas montañosas, extendiéndose esta configuración hasta una profundidad de compensación. Pratt sostuvo la hipótesis de que las montañas eran formadas por expansión vertical de columnas de la corteza, pero sin cambio de masa. La figura anexa ilustra la teoría de Pratt:

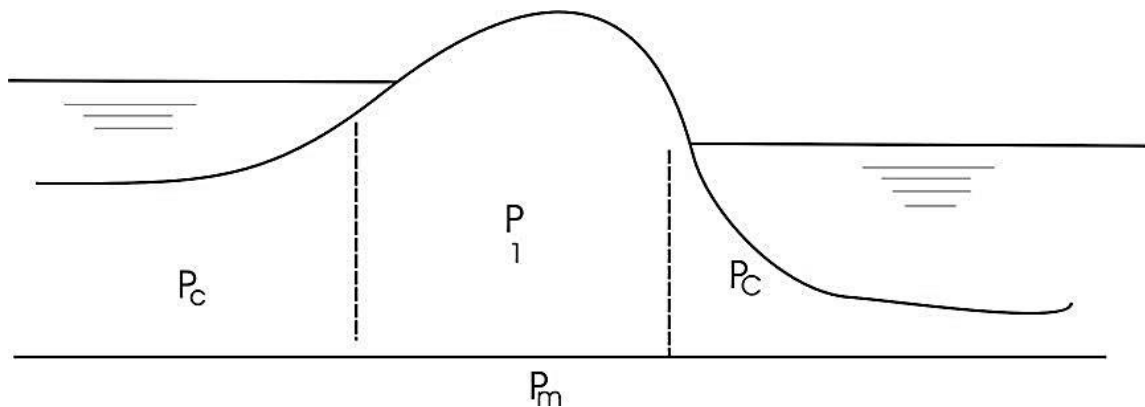


Figura 2.7.3 Representación esquemática del Modelo de Pratt para la Corteza Terrestre

Teoría de Airy. La teoría de Airy asume que existe una discontinuidad a cierta profundidad en la corteza (Moho), y que la misma posee espesores variables, estando presente los mayores espesores debajo de las cadenas de montañas. Considerando que la teoría de Airy asume una densidad constante para los materiales de la corteza, las cadenas de montañas tendrían que tener raíces, es por esto que esta teoría se le conoce también como hipótesis de la compensación del tipo de raíces de montañas. La Figura 2.7.4, ilustra la idea de Airy:

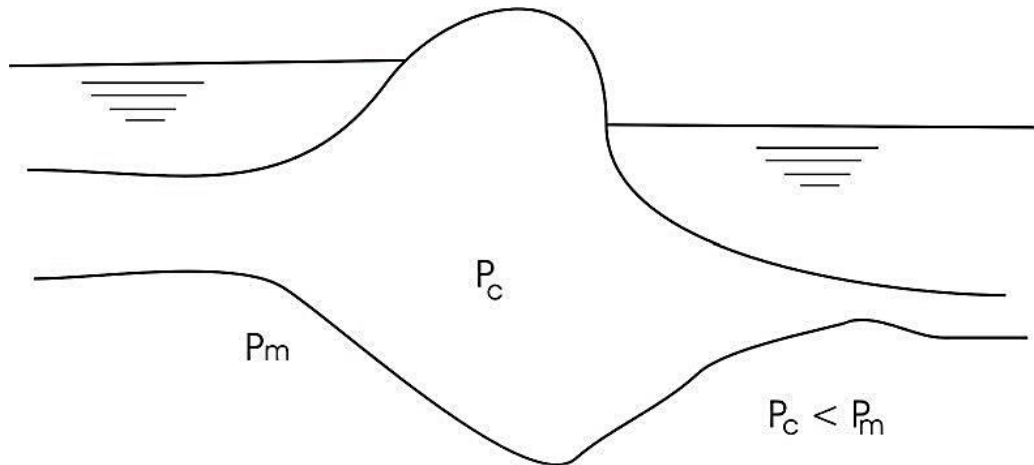


Figura 2.7.4 Representación esquemática del Modelo de Airy para la Corteza Terrestre

Las teorías señaladas constituyen el principio fundamental de la isostasia. Los estudios gravimétricos de mediados de siglo, conjuntamente con las evidencias sismológicas constituyen el fundamento empleado por W.A. Heiskanen (1958), para concluir que el balance isostático es una combinación de los dos modelos anteriores, correspondiendo 63% a la idea de Airy y 37% a la de Pratt.

Se presenta a continuación un modelo hipotético de la corteza terrestre para derivar ecuaciones sencillas que permiten calcular parámetros de la misma. **Figura 2.7.5.**

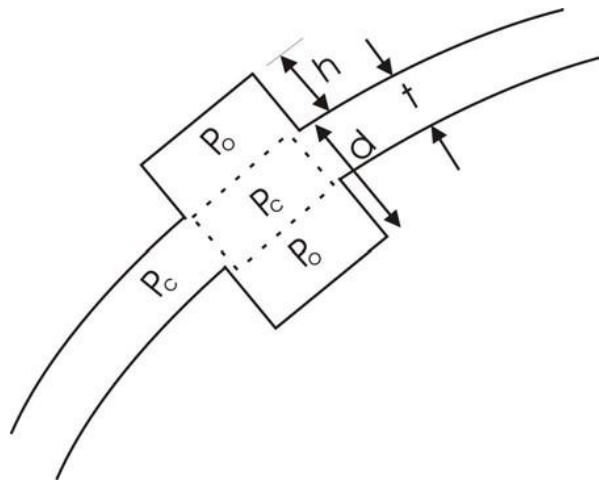


Figura 2.7.5 Modelo esquemático de la Corteza Terrestre

dónde

ρ_c = densidad promedio de la corteza terrestre.

ρ_o = densidad promedio de la masa continental

ρ_m = densidad promedio de los materiales del Manto

$d-t$ = Raíz de la masa continental

h = altura de la masa continental

Como asumimos compensación, la masa tanto en los continentes como en la corteza debe mantenerse constante

Masa = constante = volumen x densidad = área x altura x densidad

Sí asumimos áreas unitarias, podríamos calcular la masa total en columnas verticales en distintos lugares del modelo. Así tendríamos:

$$\rho_o (d + h) = \rho_m (d - t) + \rho_c t \quad (2.111)$$

Según el modelo de Pratt: $d = t = H$ (profundidad de compensación) y sustituyendo arribamos a:

$$\rho_o (H + h) = \rho_c H \quad (2.112)$$

donde podemos despejar:

$$\rho_o = \rho_c \frac{H}{H + h} \quad (2.113)$$

El modelo de Airy asume que $\rho_c = \rho_o$ y sustituyendo

$$\begin{aligned} \rho_c (d + h) &= \rho_m (d - t) + \rho_c t \\ \rho_c (d + h - t) &= \rho_m (d - t) \\ \rho_c (d - t) - \rho_m (d - t) &= \rho_c h \\ (d - t)(\rho_c - \rho_m) &= \rho_c h \\ d - t &= - \frac{\rho_c h}{\rho_c - \rho_m} \end{aligned} \quad (2.115)$$

$$d-t = h' = \text{RAÍZ DE LOS CONTINENTES} = h \frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \quad (2.116)$$

Anomalías Isostáticas. Las anomalías Isostáticas pueden definirse como la anomalía de Bouguer más un término de compensación que recibe el nombre de corrección isostática

$$AI = AB + C_i \quad (2.117)$$

Donde C_i = Corrección isostática

Hayford y Bowie (1920) idearon un procedimiento para el cálculo de C_i , que consiste en la aplicación de las gráficas de la corrección topográfica, pero con segmentos cilíndricos de mayores radios interiores y exteriores.

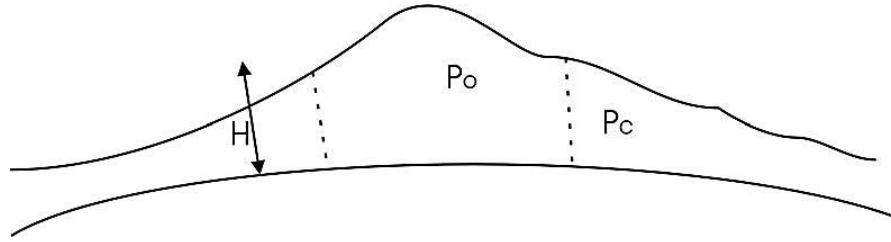


Figura 2.7.6 Modelo para derivar la Corrección Isostática empleando los Segmentos Cilíndricos.

El efecto gravitacional de un segmento cilíndrico se derivó anteriormente y viene dado por:

$$\Delta g = \Delta \rho G \Delta \theta \left[\left(r_1^2 + l_2^2 \right)^{\frac{1}{2}} - \left(r_2^2 + l_2^2 \right)^{\frac{1}{2}} - r_1 + r_2 \right] \quad (2.118)$$

Como según el modelo de Pratt:

$$\Delta \rho = \rho - \rho_c = \rho_c \frac{H}{H + h} - \rho_c = -\frac{h \rho_c}{H} \quad (2.119)$$

$$C_i = -\Delta\theta G\rho_c \left(\frac{h}{H}\right) \left[\left(r_1^2 + H^2\right)^{\frac{1}{2}} - \left(r_2^2 + H^2\right)^{\frac{1}{2}} - r_1 + r_2 \right] \quad (2.120)$$

El procedimiento consiste en construir grátulas transparentes en la misma escala de los mapas topográficos que se posean. En este caso hay que tener cuidado en determinar la altura **h** de cada segmento cilíndrico; sobre todo en los océanos donde **h** es negativo y hay que emplear factores de densidad distintos debido a la masa del agua. Hayford y Bowie emplearon:

$$\Delta\rho = -\frac{h}{H} 2.67 \quad \text{y} \quad \Delta\rho = -\frac{h}{H} 1.64 \quad (2.121)$$

para compartimientos en tierra y agua respectivamente. Una vez que se asume un **H** inicial, la contribución de cada segmento puede tabularse en términos de **h**. La suma de los efectos de todos los compartimientos se añade a la Anomalía de Bouguer y en esta forma se obtiene la ANOMALÍA ISOSTÁTICA DE PRATT. Hayford y Bowie encontraron utilizando este procedimiento que el valor de $H = 113.7$ Km. es el que ofrece mejor compensación para estaciones en los Estados Unidos de América.

Para calcular la Anomalía Isostática de Airy, Heiskanen (1924) demostró que el mismo sistema de compartimientos podía usarse para comprobar la teoría de Airy. Si suponemos que **t** es el espesor de la corteza de Airy para un segmento al nivel del mar, ρ_c la densidad promedio de la corteza y ρ_m la densidad promedio del manto. Para un segmento a una altura **h** respecto al nivel del mar, la proyección hacia abajo de la raíz **h'** se obtiene por la relación:

$$h' = \frac{h\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \quad (2.122)$$

Introduciendo este término en C_i , se obtiene el efecto de compensación de la raíz para cada compartimiento. l_1 es aproximadamente igual a **t** y l_2 a **t+h'**, por consiguiente, si **t**, ρ_c y ρ_m se asumen, la contribución de cada segmento puede ser tabulada en términos de **h**, que es la elevación promedio

de cada segmento cilíndrico. Heiskanen demostró empleando este método que valores entre 20 km a 40 km arrojaban las Anomalías Isostáticas más pequeñas.

Densidad media de la Tierra. Ya se demostró anteriormente que una masa m en la superficie de la Tierra es atraída por el campo gravitacional según:

$$|\vec{F}| = \frac{GMm}{R^2} \quad (2.123)$$

dónde:

G = Constante de Gravitación Universal = 6.67×10^{-8} cgs

R = Radio de la Tierra

Vimos también que la relación F/m se define como el Campo Gravitacional y que g era la intensidad de dicho campo.

$$g = \frac{GM}{R^2} \quad (2.124)$$

Si asumimos la Tierra como una esfera; su masa sería: $M = \frac{4}{3} \pi R^3 \rho_T$

por lo tanto:

$$g = \frac{G \rho_T}{R^2} \frac{4}{3} \pi R^3 \quad (2.125)$$

$$\rho_T = \frac{3g}{G4\pi R} \quad (2.126)$$

El valor ρ_T calculado por esta ecuación arroja la cifra: 5.2 grs/cc y recordando que la densidad promedio de las rocas de la corteza es de: 2.67 grs/cc podemos concluir que la densidad en el interior de la Tierra aumenta con la profundidad.

Variación de la Densidad y otras Propiedades Físicas con la profundidad. La variación de la densidad no puede expresarse solo en función del radio de la Tierra. Sin embargo, los datos sismológicos permiten efectuar estimaciones de la densidad en función de la profundidad.

Conocemos de la Sismología las relaciones entre las Velocidades de Propagación de las Ondas Longitudinales y Transversales con los parámetros Elásticos:

$$\begin{aligned} V_p &= \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \\ V_s &= \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \end{aligned} \quad (2.127)$$

de donde se obtiene:

$$V_p^2 + \frac{4}{3} V_s^2 = \frac{k}{\rho} \quad (2.128)$$

donde:

V_p = velocidad de ondas longitudinales

V_s = velocidad de ondas transversales

ρ = densidad

μ = Módulo de Rigidez

k = Módulo de Incomprensibilidad

Si asumimos que el interior de la Tierra se encuentra en estado hidrostático (isostático), el gradiente de presión a un radio r , se puede expresar por:

$$\frac{dP}{dr} = -g_r \rho_r \quad (2.129)$$

dónde:

$$g_r = \frac{GM_r}{r^2} \quad (2.130)$$

M_r = masa de una esfera de radio r

Aunque la suposición de estado hidrostático no es del todo cierta, se sabe que la presión aumenta con la profundidad, por consiguiente, a medida que la presión aumenta nos aproximamos a este estado. Si la Tierra es una esfera

homogénea donde la variación de temperatura es adiabática:

$$\frac{d\rho}{dr} = \frac{d\rho}{dp} \frac{dp}{dr} = \frac{\rho_r}{k} (-\rho_r g) = -g \frac{\rho_r^2}{k} \quad (2.131)$$

dónde k es la Incompresibilidad Adiabática y combinando las ecuaciones anteriores obtenemos:

$$\frac{d\rho}{dr} = -\frac{GM_r \rho_r^2}{kr^2} \quad (2.132)$$

$$\text{y como } \frac{k}{\rho} = V_p^2 + \frac{4}{3} V_s^2 \text{ y } M_r = \int_0^r 4\pi r^2 \rho_r dr = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_r \quad (2.133)$$

arribamos a la expresión :

$$\frac{d\rho}{dr} = -\frac{GM_r \rho_r}{r^2 (V_p^2 + V_s^2)} \quad (2.134)$$

Como podemos apreciar tanto ρ_r como g_r pueden evaluarse numéricamente, comenzando en el tope del Manto donde M_r sería la masa total de la Tierra menos la masa de la Corteza.

Al asumirse la densidad en el tope del Manto el gradiente de densidad puede ser calculado.

Una vez calculado ρ_r y g_r también puede calcularse la presión:

$$\frac{dp}{dr} = -\frac{GM_r \rho_r}{r^2} \quad (2.135)$$

La Tabla y **Figura 2.7.7** anexas muestran las variaciones de la DENSIDAD, GRAVEDAD y PRESIÓN en función de la profundidad calculadas por Bullen en 1954:

Depth, km	Density, g/cm ³	Gravity, cm/sec ²	Pressure $\times 10^{11}$ dynes/cm ²
2898	9.43	1037	1.37
3000	9.57	1019	1.47
3200	9.85	979	1.67
3400	10.11	936	1.85
3600	10.35	892	2.04
3800	10.56	848	2.22
4000	10.76	803	2.40
4200	10.94	758	2.57
4400	11.11	716	2.73
4600	11.27	677	2.88
4800	11.41	646	3.03
4982	11.54	626	3.17
5121	(11.2)	585	3.27
5121	(11.8)	—	—
5400	—	460	3.41
5700	—	320	3.53
6000	—	177	3.60

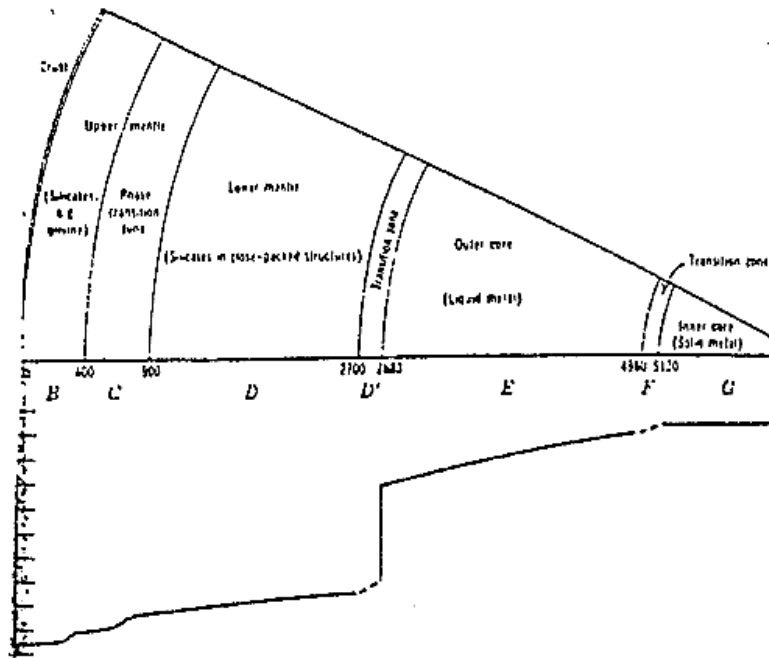


Figura 2.7.7 Variación de propiedades físicas en el interior de la Tierra

CAPÍTULO 3

EL MÉTODO DE EXPLORACIÓN MAGNÉTICO

3. EL MÉTODO DE EXPLORACIÓN MAGNÉTICO

3.1. Introducción

La susceptibilidad ferromagnética y la magnetización natural son propiedades físicas que cambian significativamente de un tipo de roca a otro. Conociendo la distribución de estas propiedades sobre la superficie de la Tierra podemos inferir como sería su distribución en el interior de la misma, inclusive sin conocer el tipo de roca. Cada una de estas propiedades es la fuente de un Potencial de Campo intrínseco a la distribución de los materiales con estas propiedades y que actúa a una distancia del mismo. La intensidad del campo magnético de un cuerpo es proporcional a su MAGNETIZACIÓN. Por consiguiente, estudiando la distribución de la magnetización sobre la superficie de la Tierra podríamos inferir la distribución de la misma en su interior. La meta de una interpretación magnética es encontrar una distribución de material magnéticamente permeable cuyo tamaño y forma represente las medidas del potencial magnético sobre la superficie de la Tierra. En otras palabras, en Geofísica tenemos que resolver el problema inverso de la teoría potencial, definir la FUENTE a partir de las mediciones de su CAMPO POTENCIAL.

Actualmente el Campo Magnético de la Tierra es aproximadamente representado por un DIPOLO MAGNÉTICO DÉBIL. El campo de un dipolo es más complicado que el Campo Gravimétrico y no va a ser posible representarlo por una ecuación sencilla como la fórmula de la Gravedad Teórica. Sin embargo, a escala de levantamiento, puede ser considerado suave y regular, y bajo ciertas consideraciones puede ser expresado por relaciones matemáticas sencillas. El Método Magnético puede ser considerado la primera herramienta geofísica usada para resolver problemas geológicos y actualmente posee las siguientes aplicaciones:

- Exploración para HIERRO y minerales magnéticos asociados.
- Mapeo GEOLÓGICO en áreas cubiertas por unidades Precámbricas.
- Determinación del Basamento Magnético en exploración de hidrocarburos.

3.2. Principios Básicos del Método de Exploración Magnético

El Campo Geomagnético de la Tierra ha sido objeto de estudio por siglos, en el año 1600 Sir W. Gilbert publicó la obra “**DE MAGNETE**”. En esta antigua obra analizando agujas imantadas y su orientación en el Campo Magnético de la Tierra, Gilbert propone y define las tres componentes del Campo Geomagnético. **Figura 3.2.1.**

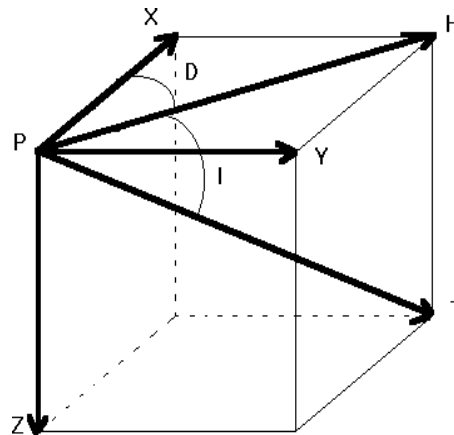


Figura 3.2.1 Representación del Campo Geomagnético en sus tres componentes

T = Componente Total del Campo Geomagnético

Z = Componente Vertical.

H = Componente Horizontal

I = Inclinación Magnética.

D = Declinación Magnética.

P = Sitio de observación en la superficie de la Tierra

X = Componente en dirección al Norte Geográfico

Y = Componente en dirección al Este Geográfico.

Estas componentes están relacionadas por simple ecuaciones trigonométricas:

$$\begin{aligned} H &= T \cos(I) & Z &= T \sin(I) & \tan(I) &= Z/H \\ X &= H \cos(D) & Y &= H \sin(D) & \tan(D) &= Y/X \end{aligned}$$

$$T^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \quad (3.1)$$

Distintos tipos de instrumentos se usan comúnmente para medir las componentes del campo geomagnético. Estas innumerables observaciones han permitido elaborar las CARTAS DEL CAMPO MAGNÉTICO TOTAL, LÍNEAS ISOCLIÍNICAS y LÍNEAS ISOGÓNICAS. Gilbert realizó muchísimas mediciones de estas componentes en varias ciudades de Europa y concluye en su trabajo proponiendo que el Campo Geomagnético es equivalente al campo de una esfera uniformemente magnetizada.

Gauss en 1839, también muestra que el campo de una esfera uniformemente magnetizada es una excelente aproximación del Campo Magnético de la Tierra, pero también propone que es similar al de un DIPOLO GEOCÉNTRICO AXIAL.

El Campo Magnético de un DIPOLO. Un dipolo está constituido por dos POLOS de Intensidad (+p) and (-p), separados por una distancia (s).

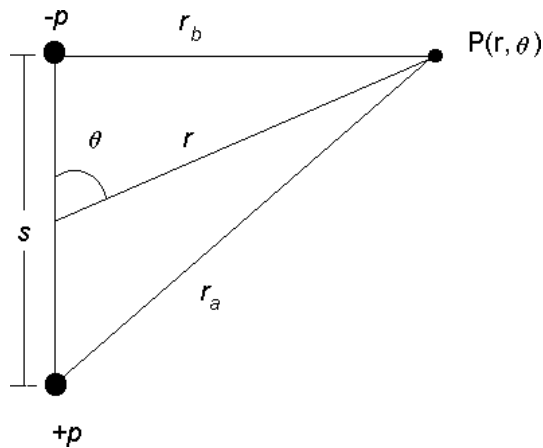


Figura 3.2.2 Representación del Dipolo Magnético

El Potencial Magnético en un Punto (P) de coordenadas (r, θ) puede derivarse a partir de la Ley de Coulomb:

$$\vec{F} = \frac{cp_1p_2}{s^2} \hat{s} \quad (3.2)$$

dónde:

F= Fuerza entre los Polos de Intensidad p_1 and p_2

S= Distancia entre los Polos.

C= Constante de Proporcionalidad.

El Campo Magnético del Diplo (p_1) se define como la fuerza por unidad de intensidad del Polo Magnético:

$$\vec{f} = -\frac{p_1}{s^2} \frac{\vec{s}}{s} \quad (3.3)$$

También el Campo Magnético de un Polo es matemáticamente conservativo, ya que puede derivarse del gradiente de una función escalar (a):

$$\vec{f} = -\nabla a \quad \text{dónde} \quad a = -\frac{p_1}{s} \quad (3.4)$$

Para un Dipolo el Potencial Magnético (A) respecto a un punto externo (P) se expresa matemáticamente:

$$A = p \left[\frac{1}{r_a} - \frac{1}{r_b} \right] \quad (3.5)$$

En la figura que representa al dipolo:

$$r_a^2 = r^2 + \left(\frac{s}{2} \right)^2 + rs \cos \theta \quad (3.6)$$

$$\left(\frac{r_a}{r}\right)^2 = 1 + \left(\frac{s}{2r}\right)^2 + \left(\frac{s}{r}\right)\cos\theta \quad (3.7)$$

$$\frac{r}{r_a} = \left[1 + \left(\frac{s}{2r}\right)^2 + \left(\frac{s}{r}\right)\cos\theta\right]^{-1/2} \quad (3.8)$$

En la práctica $s \ll r$ podemos despreciar términos de orden mayor que $\left(\frac{s}{r}\right)^2$ y podemos escribir $\left(\frac{1}{r_a}\right)$ como: $\frac{1}{r_a} = \frac{1}{r} - \frac{s}{2r^2}\cos\theta$ (3.9)

Similarmente
$$\frac{1}{r_b} = \frac{1}{r} + \frac{s}{2r^2}\cos\theta \quad (3.10)$$

Introduciendo estas expresiones en la ecuación que representa al Potencial Magnético (A) en el punto (P):

$$A = p \frac{1}{r} - \frac{s}{2r^2}\cos\theta - \frac{1}{r} - \frac{s}{2r^2}\cos\theta \quad (3.11)$$

$$A = - \left[\frac{ps\cos\theta}{r^2} \right] \quad (3.12)$$

El producto (ps) es llamado el Momento Magnético del dipolo (m):

$$A = - \frac{m\cos\theta}{r^2} = -\vec{m}\nabla \frac{1}{|\vec{r}|} \quad (3.13)$$

Como el Campo Magnético es conservativo y trabajando en coordenadas cilíndricas

$$\vec{T} = -\nabla A = -\frac{\partial A}{\partial r}\hat{r} - \frac{1}{r}\frac{\partial A}{\partial \theta}\hat{\theta} \quad (3.14)$$

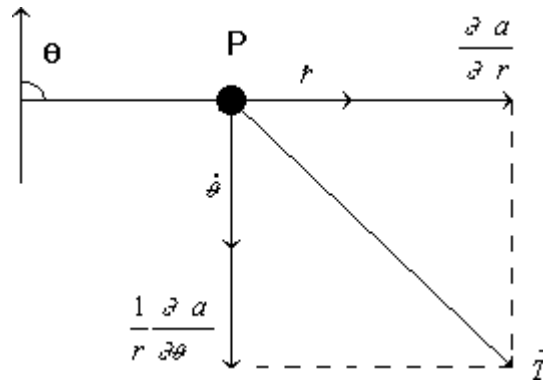


Figura 3.2.3 Campo Magnético en un punto (P) localizado al exterior de un dipolo magnético

$$\vec{T} = -\nabla A = \frac{2m \cos \theta}{r^3} \hat{r} + \frac{m \sin \theta}{r^3} \hat{\theta} \quad (3.15)$$

Como puede apreciarse $\left(\frac{\partial A}{\partial \theta}\right)$ corresponde a la magnitud de la componente vertical de Gilbert y $\left(\frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial \theta}\right)$ es la magnitud de la componente horizontal de Gilbert, donde $(\hat{r})$ y $(\hat{\theta})$ son respectivamente vectores unitarios en las direcciones de (r) y (θ) . Si aceptamos que el Campo Magnético de un Dipolo es una excelente aproximación del Campo Magnético de la Tierra, como lo definió Gilbert, podemos escribir:

$$\vec{T} = Z\hat{r} + H\hat{\theta} \quad (3.16)$$

Donde:

$$Z = \frac{2m \cos \theta}{r^3} \quad \text{y} \quad H = \frac{m \sin \theta}{r^3}$$

Por lo tanto

$$\frac{Z}{H} = \tan(I) = 2 \cot \theta \quad (3.17)$$

(θ) se conoce como la Colatitud Magnética:

$$\tan(I) = 2 \cot \theta \quad (3.18)$$

Y esta ecuación se conoce como la ECUACIÓN FUNDAMENTAL DEL PALEOMAGNETISMO

Campo Magnético de una distribución de un material magnéticamente permeable, que encierra un volumen (V). Hasta ahora hemos considerado el campo magnético empleando conceptos de polos y partículas, pero en el mundo real, estamos en presencia de materiales magnéticamente permeables que encierran un volumen (V), localizados en un Campo Magnético débil como el de la Tierra. Cuando esto pasa el material adquiere una MAGNETIZACIÓN INDUCIDA que depende de la SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA del material. Consideremos un material magnéticamente permeable que forma un volumen (V) y que posee un Momento Magnético dipolar por unidad de volumen ($\vec{M}$). El Potencial Escalar Magnético de la distribución de este material en un punto exterior (P) es:

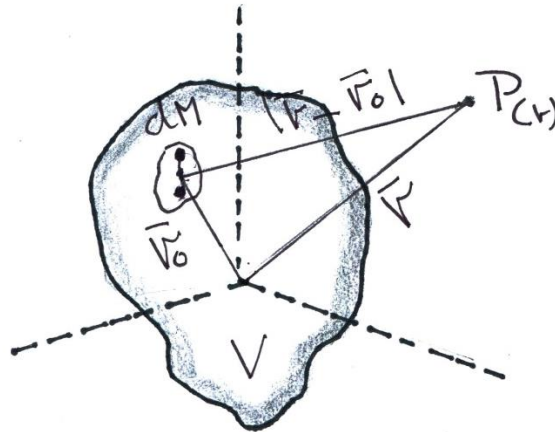


Figura 3.2.4 Representación de una distribución de materiales magnéticamente permeables que encierran un volumen (V), para derivar el cálculo del Potencial Magnético.

$$\bar{A} = -\iiint \vec{M} \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV \quad (3.19)$$

Y El Campo Magnético:

$$\vec{T} = -\nabla A = -\nabla \iiint_V \vec{M} \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV \quad (3.20)$$

Si asumimos que la dirección de la magnetización es la misma a través de todo el volumen (V) y definiendo esta dirección como (α).

$$\vec{M} \cdot \nabla = M \frac{\partial}{\partial \alpha} \quad (3.21)$$

$$\vec{T} = -\frac{\partial}{\partial \alpha} \iiint_V M \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV \quad (3.22)$$

Si comparamos esta ecuación con la derivada para el Campo Gravitacional ($\vec{F}$), encontramos la relación que existe entre ambos campos:

$$\vec{F} = -\rho G \nabla \iiint_V \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV \quad (3.23)$$

$$\vec{T} = \frac{M}{\rho G} \frac{\partial}{\partial \alpha} (\vec{F}) \quad (3.24)$$

Ecuaciones de Campo. Considerando de nuevo una distribución de materiales magnéticamente permeables que encierra un volumen (V) y que posee una distribución continua de un momento dipolar (M).

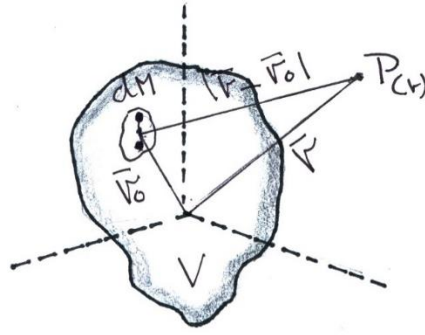


Figura 3.2.5 Representación de una distribución de materiales magnéticamente permeables que encierran un volumen (V), para derivar el cálculo del Potencial Magnético y las ecuaciones de campo.

El Potencial Magnético respecto a un punto situado en el exterior de esta fuente es:

$$\vec{A} = -\iiint \vec{M} \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV \quad (3.25)$$

Como $|\vec{r}| > |\vec{r}_o|$ esta integral satisface la Ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 A = 0 \quad (3.26)$$

Dentro de volumen (V), esta integral se transforma en singular cuando $|\vec{r}| = |\vec{r}_o|$, para resolver esta singularidad colocamos el punto (P) a $|\vec{r}| = |\vec{r}_o|$, dentro de una esfera de radio (ε) y volumen (v), en esta forma el Potencial Magnético puede ser representado por:

$$A = -\iiint_{V-g} \vec{M} \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV - \iiint_g \vec{M} \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV \quad (3.27)$$

El primer término es armónico en cualquier posición del punto (P) y con respecto al Segundo si (ε) tiende a cero ($\varepsilon \rightarrow 0$), podemos decir que $(\vec{M})$ es constante, por lo tanto:

$$\nabla^2 A = -\iiint_g \nabla \cdot \vec{M} \cdot \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV \quad (3.28)$$

Y empleando la Ley de Gauss

$$\nabla^2 A = -\nabla \cdot \vec{M} \iiint_s \hat{n} \nabla \frac{1}{|\vec{r} - \vec{r}_o|} dV \quad (3.29)$$

(S) Es la superficie de una esfera de radio (r)

$$|\vec{r} - \vec{r}_o| \rightarrow \varepsilon, \quad \hat{n} \nabla \rightarrow \frac{\partial}{\partial \varepsilon}$$

$$\begin{aligned}\nabla^2 A &= -4\pi\varepsilon^2 \nabla \cdot \vec{M} \frac{\partial}{\partial \varepsilon} \left[\frac{1}{\varepsilon} \right] \\ \nabla^2 A &= 4\pi \nabla \cdot \vec{M}\end{aligned}\tag{3.30}$$

Esta es la Ecuación de Poisson para el caso magnético. En resumen, para las localizaciones del punto (P) afuera de la distribución de materiales magnéticamente permeables que encierra un volumen (V), el Potencial magnético satisface la Ecuación de Laplace. En el interior de esta distribución satisface la Ecuación de Poisson.

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF)

El IGRF es la representación matemática a gran escala, incluyendo su Variación Secular del Campo Magnético de la Tierra. La forma como se construye es correlacionando los parámetros del modelo matemático del Campo Geomagnético con mediciones de campo de las Estaciones Magnéticas Mundiales y Observaciones Satelitales. El IGRF lo construye y actualiza y es responsabilidad desde 1965 de la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (AGA). El IGRF se actualiza cada cinco años e incluye todas las mediciones nuevas que se posean en esos periodos. El IGRF actual, liberado en diciembre del 1919, es la decimotercera edición y se conoce como IGRF-13. Esta versión es válida entre 1900 al 2025.

El Potencial y Campo Magnético de la TIERRA. Si consideramos nuestro planeta como una distribución de materiales magnéticos permeables, para puntos situados en la superficie de la Tierra, el POTENCIAL MAGNÉTICO DE LA TIERRA satisface la Ecuación de Laplace.

$$A = \frac{1}{a} \sum_{l=1}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left\{ \begin{aligned} &\left[C_l^m \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} + C_l^{1m} \left(\frac{r}{a} \right)^l \cos m\lambda \right] \\ &\left[S_l^m \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} + S_l^{1m} \left(\frac{r}{a} \right)^l \sin m\lambda \right] \end{aligned} \right\} P_l^m \cos \theta \tag{3.31}$$

donde (θ y λ) son la Colatitud Magnética y la Longitud. (a) es el Radio Ecuatorial de la Tierra. El Potencial Magnético de la Tierra no puede ser

medido, pero si sus componentes que son el gradiente de esta función escalar:

$$X = \left(\frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial \sigma} \right)_{r=a} \quad Y = \left(\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial A}{\partial \lambda} \right)_{r=a} \quad Z = \left(\frac{\partial A}{\partial r} \right)_{r=a} \quad (3.32)$$

El problema es obtener valores de los coeficientes C_l^m , C_l^{1m} y S_l^m , S_l^{1m} . Gauss analizando el Campo Geomagnético concluyó que los Coeficientes C_l^m y S_l^m describen las componentes internas del Campo Geomagnético y que C_l^{1m} y S_l^{1m} , representan el campo externo, considerado cero (0) en su época. Actualmente conocemos que el Campo Externo en condiciones normales contribuye con 3×10^{-4} Oe (30 g) en la superficie de la Tierra y que puede aumentar cuando ocurren Tormentas Magnéticas. Si asumimos que el Campo Magnético es 100% de origen interno, tenemos que determinar los valores de los coeficientes C_l^m y S_l^m . En Geomagnetismo los Coeficientes de Gauss se expresan como:

$$g_l^m = \frac{C_l^m}{a^2} \quad h_l^m = \frac{S_l^m}{a^2}$$

Con estos términos y limitaciones el Potencial Geomagnético se expresa como:

$$A = a \sum_{l=1}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{l+1} \sum_{m=0}^l \left(g_l^m \cos m \lambda + h_l^m \sin m \lambda \right) p_l^m(\cos \theta) \quad (3.33)$$

Los Coeficientes de Gauss se obtienen de las mediciones magnéticas que se realizan en la superficie de la Tierra. Una simple observación permite visualizar que la contribución más importante es del término g_1^0 , el cual es proporcional a $P_1(\cos \theta) / r^2$ o $\cos \theta / r^2$. Este término corresponde al Campo de un Dipolo Geocéntrico Axial y/o al de una esfera uniformemente magnetizada. Para resumir, podremos concluir que el DIPOLLO GEOCÉNTRICO AXIAL (esfera uniformemente magnetizada) es una excelente aproximación para el Campo Magnético de la Tierra. En general el Campo Magnético de la Tierra puede ser representado por la función escalar:

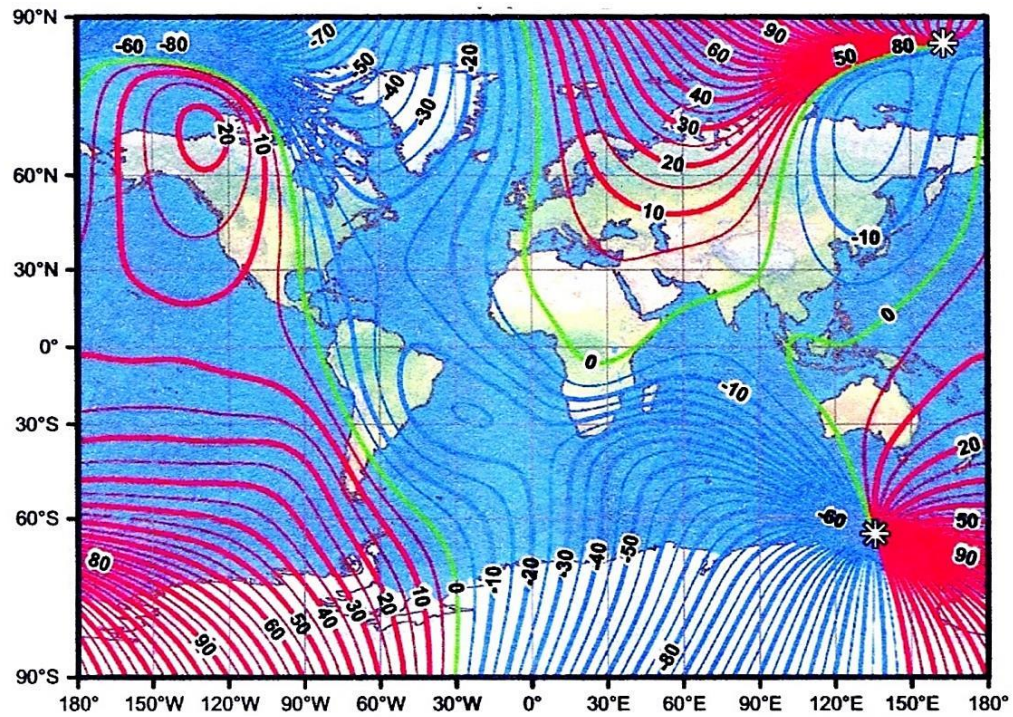
$$A = -\frac{m \cos \theta}{r^2} \quad (3.34)$$

Dónde: m = momento magnético del dipolo. $m = 7.94 \times 10^{22}$ A. m. (Sistema S. I.). En unidades c.g.s. $m = 7.94 \times 10^{25}$ G.cm³.

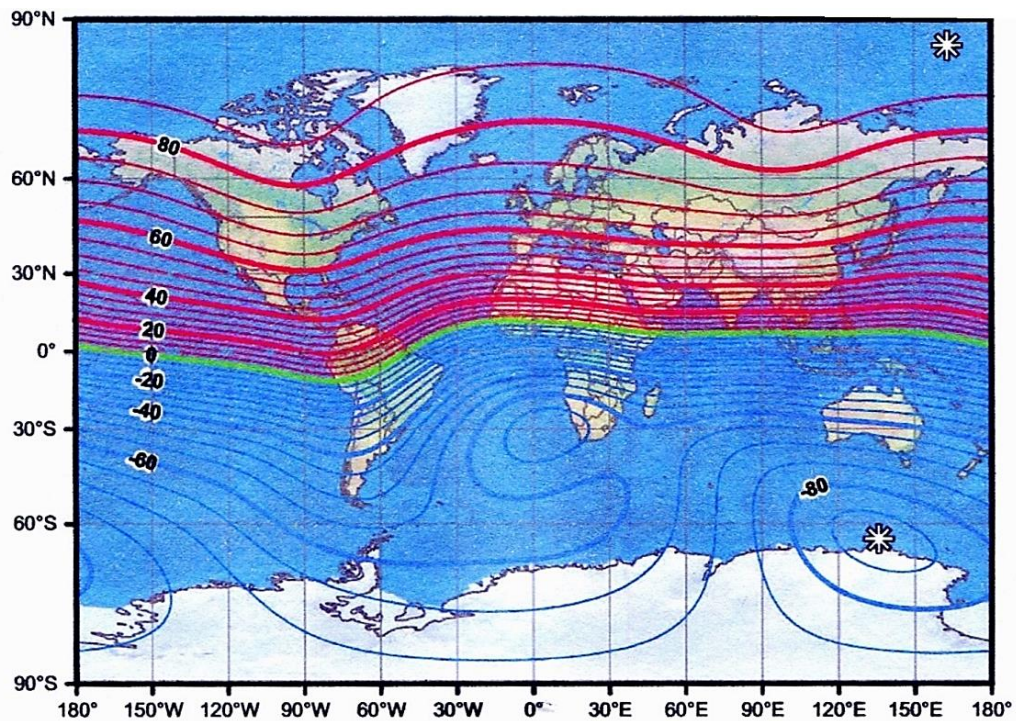
Estudiando la distribución de las mediciones de las componentes del Campo Geomagnético sobre la superficie de la Tierra se concluye que el mejor DIPOLO que representa el campo actual, está localizado en el centro de la Tierra, pero inclinado 11.5 grados respecto a su eje de rotación. Ésta es la razón por la cual la localización de los POLOS GEOGRÁFICOS y MAGNÉTICOS es diferente.

El Grupo de Trabajo de IAGA V-MOD reunido en Cape Town en Sur África organizó los responsables para el IGRF-13. En Marzo del 2019, quince equipos que representaron más de 30 Instituciones Internacionales se dieron a la tarea de realizar su ejecución. Los equipos líderes fueron: “British Geological Survey”, Inglaterra. Instituto de “Crustal Dynamics” de China. Universidad Complutense de Madrid, España. Universidad de Colorado Boulder, USA. “Technical University of Denmark”, Dinamarca. “German Research Center for Geosciences”, Alemania. “Institut de Physique du Globe De Paris”, Francia. “Institut des Sciences de la Terre”, Francia. “Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave”, Rusia. “Kyoto University”, Japon. “University of Leeds”, Inglaterra. “Max Planck Institute for Solar System Research”, Alemania. “NASA Goddard Space Flight Center”, USA. “University of Postdam”, Alemania y “Universite de Strasbourg”, Francia.

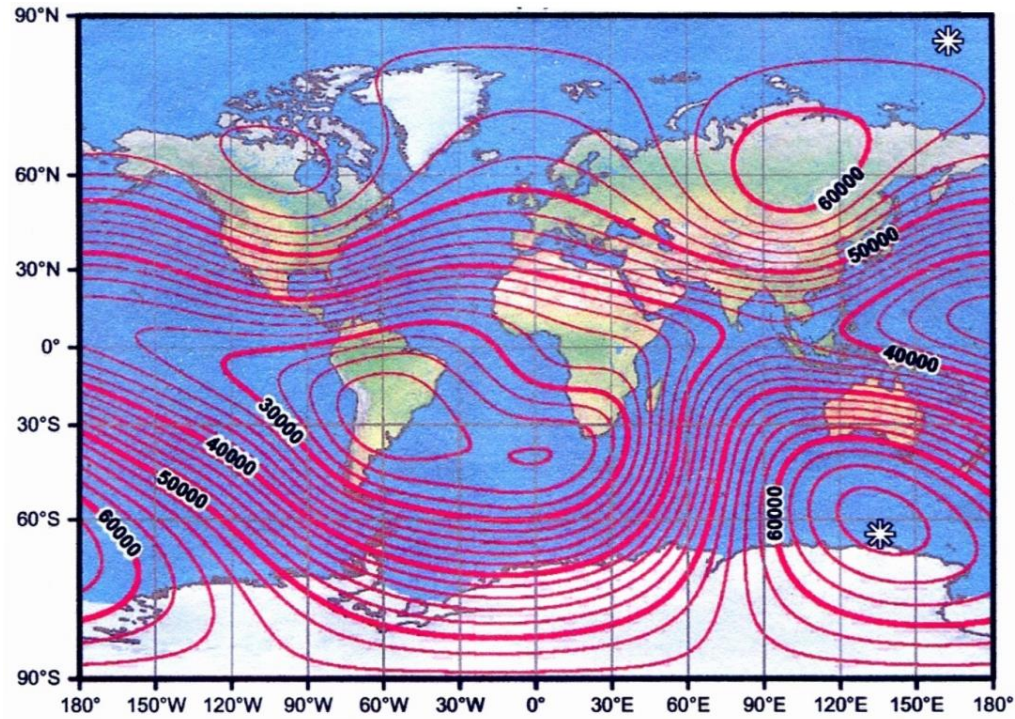
La **Figura 3.2.6** muestra, para la época 2020, los Mapas Isogónico, Isoclinico y de la Intensidad Magnética Total del IGRF-13. El contorno de cero (0) se muestra en color verde y los valores positivos y negativos en rojo y azul respectivamente.



IGRF-13 Mapa Isogónico



IGRF-13 Mapa Isoclinico



IGRF-13 Intensidad Magnética Total

Figura 3.2.6 Mapas del IGRF para emplearse como componente Regional del Campo Geomagnético.

VARIACIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

Variaciones No-Temporales. Debido a que los disturbios en el campo geomagnético, causados por la presencia de masas de rocas magnetizadas, son frecuentes y apreciables, muchos mapas magnéticos, especialmente los aero magnéticos que cubren grandes áreas, muestran preferentemente anomalías residuales. En una escala local, el gradiente horizontal de T es más o menos de 0 a 10 gammas/km, y por lo tanto se puede considerar despreciable en gran número de prospecciones. Anomalías de gran escala o regionales se encuentran raras veces, posiblemente, debido a que las fuertes diferencias en las propiedades magnéticas difícilmente se mantienen en áreas muy extensas. En consecuencia, los detalles prominentes en los mapas magnéticos tienden a ser de extensión local y originada en el subsuelo inmediato, donde los contrastes magnéticos son mayores.

El gradiente vertical de **T** es alrededor de -0.03 gamma/m en los polos magnéticos y alrededor de la mitad de esa cantidad en el Ecuador magnético, por lo tanto, el efecto de los cambios de elevación es generalmente despreciable. Una expresión para calcular esta variación sería -0.047 T gamma/m , donde **T** es el valor local de la intensidad del campo geomagnético en Oersted. Esta corrección es positiva al norte del Ecuador magnético y negativa al sur de él.

Variaciones Temporales. Desde tiempos remotos se ha podido observar que la intensidad del campo magnético terrestre cambia su dirección y magnitud en una forma lenta e irregular. La medición de esta intensidad, en los laboratorios, da cambios de pequeños períodos en el vector del campo; dichos cambios pueden responder a varias causas, y pueden clasificarse en ***seculares, diurnas solares, diurnas lunares y tormentas magnéticas***.

Variaciones Diurnas o de Día a Día. Las variaciones diurnas son las más importantes desde el punto de vista de la prospección magnética, pues son las que producen efectos notables inmediatos y que exigen correcciones para compensar su influencia en los registros de una prospección. Estas variaciones poseen una periodicidad de día a día y una amplitud promedio de más o menos 80 Gammas. Los registros magnéticos muestran dos tipos de variaciones: a) las suaves, regulares y de poca amplitud; éstas pueden ser descompuestas en componentes, las cuales son predecibles y tienen periodicidades solares y lunares y b) las variaciones menos regulares y de mayor amplitud que están asociadas a tormentas magnéticas.

Variación Solar Diurna. Al analizar los registros de variación en los días magnéticamente tranquilos se nota una periodicidad definida de 24 horas, la cual depende con bastante aproximación del tiempo local y de la latitud geográfica. Por correlación de la variación con el período de rotación terrestre, es atribuida al Sol y por tal motivo se denomina variación diurna solar. El término medio de la variación de intensidad magnética es del orden de más o menos 30 Gammas. La variación solar diurna probablemente sea debida al efecto del Sol sobre las corrientes eléctricas de la atmósfera terrestre externa; los cambios en estas corrientes producen a su vez variaciones en el campo magnético que ellas inducen en la superficie terrestre.

Variación Lunar Diurna. Se conoce otra componente en la variación periódica de los elementos magnéticos terrestres que tienen una periodicidad de unas 25 horas y una amplitud 15 veces menores que la anterior, como ésta es la duración del día lunar, estas variaciones se relacionan con la rotación terrestre alrededor de la luna y por tal motivo se les denominan variaciones lunares diurnas. La variación lunar diurna es explicada por la teoría de Stewart - Schuster, según la cual existen mareas en las zonas superiores de la atmósfera debidas a los cambios periódicos de atracción de la luna. Según esta teoría, el movimiento de cargas eléctricas en la atmósfera a consecuencia de las mareas se refleja en el campo magnético terrestre.

Tormentas Magnéticas. Las variaciones violentas, en el campo magnético terrestre se denominan tormentas magnéticas (por analogía meteorológica). Las variaciones de estas tormentas, entre el Ecuador geográfico y los 60° de latitud, pueden alcanzar valores de las 1.500 gammas. Estas tormentas no se pueden predecir, aunque como tienden a producirse cada 27 días, se les relaciona con la actividad de las manchas solares. Las tormentas más intensas afectan a todo el mundo simultáneamente, comienzan bruscamente y en el mismo instante en cualquier parte del globo terrestre, generalmente duran varios días. Cuando ocurren tormentas magnéticas deben suspenderse las medidas en las operaciones de prospección magnética, pues no hay manera de corregir los datos magnéticos por los efectos no previsibles de las tormentas.

Variaciones Seculares. Son aquellas que van progresando lentamente durante décadas y siglos. Son observadas por desviaciones en la declinación, inclinación y en las distintas componentes del vector intensidad; pues la intensidad del campo varía con el tiempo. Las líneas de igual cambio anual se denominan **isóporas**, luego las variaciones seculares se observan en los mapas **isopóricos**. Se supone que el origen de las variaciones seculares es interno y está asociado a las corrientes de convección, a la distribución interna de tensiones mecánicas y al gradiente térmico. Las variaciones seculares no tienen influencia en trabajos de campo hechos en períodos de uno o dos meses, pues alcanzan sólo 100 gammas por año. Se asume hoy en día que las variaciones seculares reflejan cambios en el componente no dipolar del campo geomagnético. La variación más importante consiste en la deriva del Campo Geomagnético hacia el Oeste.

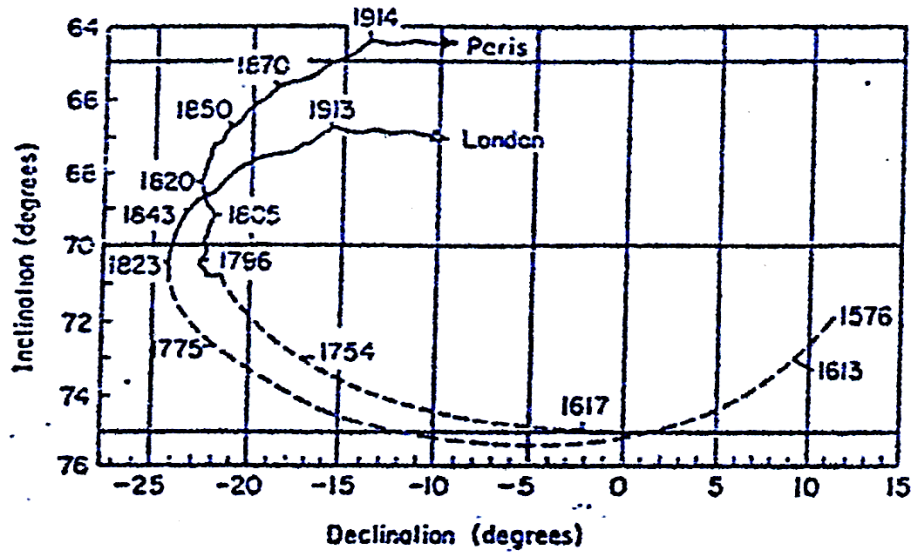


Figura 3.2.7. Variación de la Inclinación Magnética en función de la Declinación Magnética.

En general las observaciones y conclusiones de la investigación del campo geomagnético, arroja los siguientes resultados:

- ❖ El campo geomagnético es esencialmente dipolar.
- ❖ El eje de rotación de la Tierra y el eje del dipolo coinciden con cierta aproximación.
- ❖ La intensidad del campo del dipolo ha disminuido considerablemente en los últimos 130 años.
- ❖ En los últimos cientos de años han ocurrido cambios seculares importantes en el campo geomagnético. Estos cambios se asocian a variaciones en el componente no dipolar y se traduce en observar que las agujas de los compases o brújulas se desvían del norte magnético hasta de 20° hacia el este u oeste. En la actualidad las variaciones temporales del campo geomagnético hacen que éste se desplace entre 0.1° a 0.6° /año hacia el oeste. Si esta rata de desplazamiento continúa con la regularidad observada en los últimos 200 años, al tomar el promedio en miles de años el modelo del **dipolo geocéntrico axial** es una excelente aproximación del campo geomagnético. Igual reconocimiento se aplica hacia el pasado geológico y el modelo mencionado es el que se utiliza en el método **paleomagnético**.

3.3. Magnetización de Las Rocas

Seguidamente se presenta un resumen de los principios y leyes que rigen o explican, como los materiales que constituyen la corteza terrestre son susceptibles de adquirir magnetización. Primeramente, se expondrán los conceptos, definiciones y clasificación magnética de los minerales y posteriormente se detallarán las distintas formas como éstos adquieren su magnetización.

Definiciones Generales. Si bajo la acción de campos magnéticos externos los minerales adquieren una magnetización apreciable, se dice que son **ferromagnéticos**. Los minerales ferromagnéticos, cuando bajo la acción de un campo externo adquieren momentos magnéticos opuestos a la dirección del campo aplicado, se dice que son **diamagnéticos** caso contrario son **paramagnéticos**. Diamagnetismo y paramagnetismo son tipos de magnetismo que existen sólo con la presencia de campos magnéticos y se pierden cuando dichos campos son suprimidos. Sin embargo, existen minerales que exhiben magnetizaciones cuando el campo aplicado es cero, por haberse descubierto esta propiedad en minerales de hierro se le conoce con el nombre de **ferromagnetismo**. En estos materiales la susceptibilidad magnética es a menudo superior a la unidad y positiva. El ferromagnetismo se produce por orientación de los momentos magnéticos de los átomos que forman los minerales que exhiben esta propiedad. Se conocen varias formas de orientación de estos momentos las cuales se indican a continuación.

- ✓ Si todos los momentos magnéticos de los iones en la estructura atómica del mineral tienden a orientarse en la misma dirección, se dice que el mineral es **verdaderamente ferromagnético**.
- ✓ Si alguno de los momentos magnéticos yace en dirección opuesta, se dice que el material es **ferromagnético**.
- ✓ El caso especial en que los iones en la estructura atómica se dividan en dos grupos equivalentes pero magnetizados en direcciones opuestas se dice que el material es **antiferromagnético**.

La Figura anexa esquematiza la dirección de las magnetizaciones de los distintos tipos de materiales magnéticos:

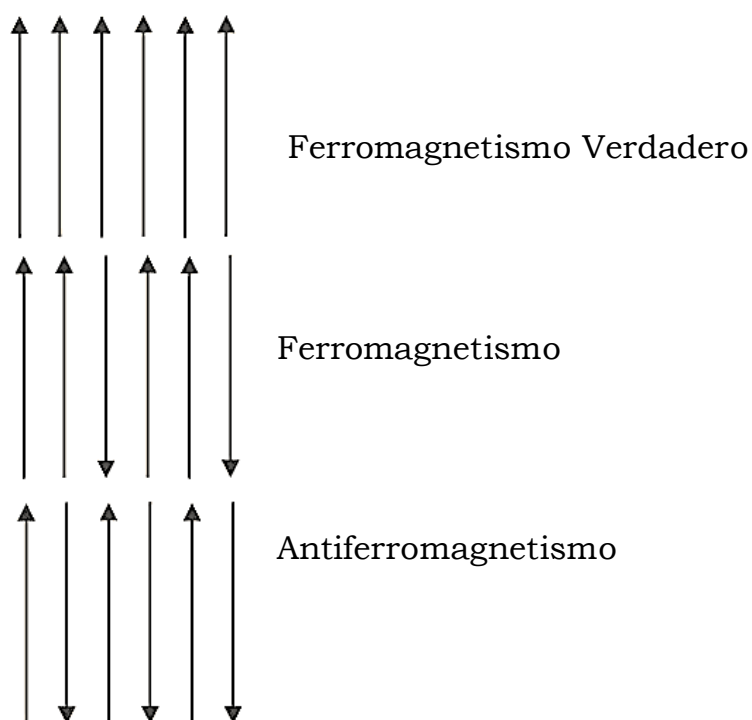


Figura 3.3.1. Tipos de magnetización de los materiales magnéticamente permeables.

- *Hierro, Cobalto y Níquel* metálicos son verdaderamente ferromagnéticos.
- *Magnetita* (Fe_3O_4), *Pirrotita* (Fe_7S_8), *Espinela* ($\text{Fe}_2\text{T}_1\text{O}_2$) y *Magnetita* (Fe_2O_3), son ferromagnéticos.
- *Ilmenita* (FeT_1O_3) y *Hematita* (Fe_2O_3) son antiferromagnéticos.

Sobre la base de estas definiciones podríamos asegurar que los materiales ferromagnéticos deberían exhibir magnetización espontánea muy fuertes, sin embargo, esto no ocurre en la naturaleza, la razón es que los cristales que forman los materiales ferromagnéticos se dividen en pequeñas partes cuyos momentos magnéticos no se encuentran en la misma dirección, estas pequeñas partes o regiones se definen como **dominios magnéticos**. Los dominios magnéticos son variables en forma y tamaño. Se esquematiza este concepto a continuación:

Las sustancias ferromagnéticas cuando se calientan progresivamente alcanzan un punto donde toda la magnetización espontánea que exhibían se pierde y a partir de esta temperatura se comportan como sustancias paramagnéticas ordinarias; esta temperatura se llama *temperatura de Curie* (T_C).

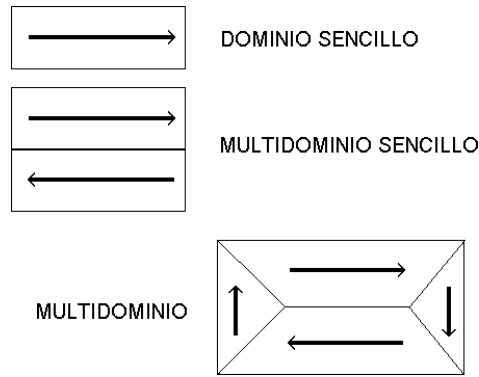


Figura 3.3.2. Dominios Magnéticos

Las sustancias ferromagnéticas cuando se calientan progresivamente alcanzan un punto donde toda la magnetización espontánea que exhibían se pierde y a partir de esta temperatura se comportan como sustancias paramagnéticas ordinarias; esta temperatura se llama **temperatura de Curie (T_C)**.

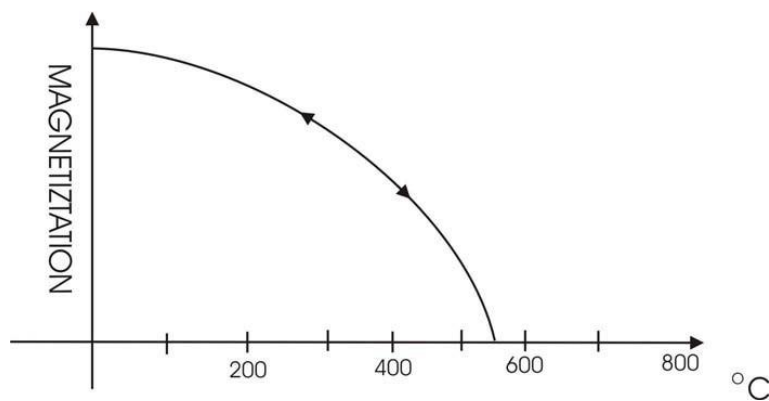


Figura 3.3.3 Diagrama que explica la magnetización termorremanente.

Viceversa si sustancias paramagnéticas a temperaturas superiores a su temperatura de Curie (**T_C**), se enfrían en presencia de un campo magnético externo, al pasar a temperaturas por debajo de (**T_C**), adquieren una

magnetización espontánea natural la cual sería proporcional y en la misma dirección del campo aplicado, esta magnetización se conoce con el nombre de **termorremanente** y tiene un papel importante en la determinación de la historia del campo geomagnético y se discutirá en detalle posteriormente. Las sustancias ferromagnéticas por otra parte cuando se someten a la acción de campos magnéticos externos adquieren una magnetización, la cual es proporcional al campo aplicado. A medida que la intensidad del campo aumenta, los materiales exhiben una magnetización máxima que se conoce con el nombre de **magnetización de saturación**, cuando el campo es suprimido permanece una magnetización que se conoce con el nombre de **magnetización remanente isotermal**. La Figura 3.3.4, ilustra este proceso.

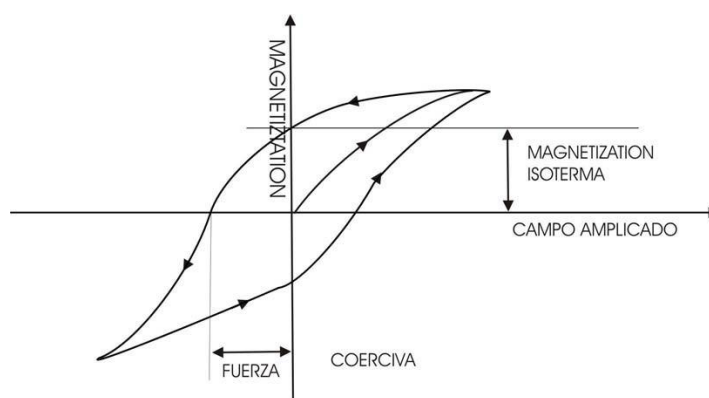
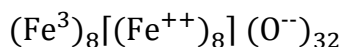


Figura 3.3.4 Ciclo de histéresis de un material magnéticamente permeable

Como el campo geomagnético es muy débil, las rocas no exhiben este tipo de magnetización, sin embargo, cuando tormentas eléctricas (rayos) chocan con la superficie de la Tierra, las rocas pueden adquirir este tipo de magnetización ya que las tormentas producen campos magnéticos cientos de veces el valor del campo geomagnético. Los minerales que poseen propiedades magnéticas y que son de interés en las ciencias geológicas pueden agruparse químicamente en dos grupos que se resumen a continuación:

Grupo Hierro-Titanio-Oxígeno. Aunque las propiedades geoquímicas y magnéticas de los minerales de este grupo han sido estudiadas extensivamente, todavía las mismas no se conocen plenamente. Seguidamente se detallan las propiedades más importantes de dichos minerales.

Magnetita (Fe_3O_4). Es el mineral ferromagnético por excelencia, cristaliza en el sistema cúbico con una estructura inversa a la de la espinela, su fórmula puede ser escrita de la siguiente forma:



Posee una temperatura de Curie (**T_c**) de 580°C y su magnetización más común es a lo largo del eje (**111**); a bajas temperaturas es soluble con la ulvoespinela, pero muy difícilmente soluble con ilmenita y hematita.

Ulvoespinela. (Fe_2TiO_4). Es también un mineral ferromagnético, posee la misma estructura que la magnetita, en la que $\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}$ reemplaza 2Fe^{3+} . A temperatura ambiente es paramagnético, lo cual indica que la temperatura de Curie (**T_c**) decae rápidamente a medida que su composición pasa de magnetita pura hacia ulvoespinela.

Ilmenita. (FeTiO_3). Posee una estructura romboedral. Es un mineral antiferromagnético con una temperatura de Neel (**T_n**) comprendida entre 100°C y 150°C y una magnetización de saturación de 0.2 e.m.u. por gramo.

Hematita. (Fe_2O_3). Existen dos formas de (Fe_2O_3), la hematita (a Fe_2O_3) la cual posee una estructura romboedral y es fundamentalmente antiferromagnética y la Maghematita (g Fe_2O_3) la cual posee una estructura inversa a la de la espinela, similar a la de la magnetita, pero donde un noveno de los sitios ocupados por el hierro está vacío. La hematita al igual que la ilmenita posee cierta ferromagnetización cerca de 0.5 e.m.u. y una (**T_c**) de 675°C, Maghematita es ferromagnético con una magnetización de 83 e.m.u. por gramo y no se le ha podido conocer con exactitud (**T_c**) debido a que es inestable a temperaturas mayores de 300°C donde se convierte espontáneamente a hematita. Cuando contienen impurezas es un compuesto estable con (**T_c**) bien establecida a 500°C. Los otros minerales que pertenecen a este grupo son raros en la naturaleza y se conoce muy poco de sus propiedades.

Grupo Hierro-Azufre. Las propiedades magnéticas de los minerales de este grupo se conocen muy poco. Su composición química puede escribirse mediante la fórmula FeS_{1+x} ; cuando $x=1$ tendremos el mineral Pirita el cual

como bien se conoce pertenece o cristaliza en el sistema cúbico y es paramagnético; para $x=0$ corresponde el mineral Troilita el cual es antiferromagnético; posee una $T_c = 600^\circ\text{C}$ y cristaliza en el sistema hexagonal. El rango $0 < x < 1.0$ y 0.94 corresponde a las pirrotitas; siendo Fe S la Pirrotita pura. El rango entre $x=0.1$ a 0.94 el mineral es ferromagnético teniendo una magnetización de saturación cerca de 60 e.m.u. por gramo y una temperatura de Curie (**T_c**) de 300°C a 325°C .

La magnetización de las rocas o minerales “*in situ*” consta de dos componentes. La magnetización remanente o remanencia, la cual es la magnetización que permanece en los minerales cuando el campo aplicado es nulo y la magnetización inducida la cual es producida por la aplicación de un campo magnético externo.

$$\bar{M} = I + R \quad (3.35)$$

$\bar{M}$ = magnetización total

I = magnetización inducida

R = magnetización remanente

Si el campo magnético aplicado es T la relación (**I/T**) se define como la susceptibilidad magnética (**K**) del material.

$$K = I/T \quad (3.36)$$

y por consiguiente la ecuación puede escribirse de la forma:

$$\bar{M} = K T + R \quad (3.37)$$

Magnetización Inducida. Las ecuaciones anteriores indican que, si una roca o formación posee en su constitución minerales ferromagnéticos, adquirirá una magnetización la cual es proporcional y en la misma dirección del campo geomagnético, esto es lo que ocurren en general en nuestro planeta. Las rocas adquieren magnetización inducida que va a depender del porcentaje de minerales magnéticos que las mismas tengan en constitución.

$$I = K T \quad (3.38)$$

Tal como hemos definido la constante de proporcionalidad (**K**) se conoce con el nombre de **susceptibilidad magnética** y constituye el factor de importancia en las rocas para determinar el mayor o menor grado del valor de la magnetización inducida. Se han intentado establecer leyes empíricas que relacionen la susceptibilidad magnética con parámetros petrológicos para de esta forma poseer herramientas que permitan asociar intensidad de magnetización con tipo de roca o material. El siguiente cuadro muestra esta relación.

TIPOS DE ROCAS	Nº DE MUESTRAS	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA K (e.m.u.)
Basalto	37	2.95×10^{-3}
Diabasas	19	2.59×10^{-3}
Riolitas	5	1.12×10^{-3}
Gabros	37	0.99×10^{-3}
Granitos	31	0.47×10^{-3}
Otros intrusivos	17	0.35×10^{-3}
Pizarras	26	0.05×10^{-3}

Obsérvese el aumento de la susceptibilidad magnética en las rocas ígneas ultra básicas. Si (**V**) es el porcentaje en volumen de magnetita, se han encontrado expresiones matemáticas empíricas para el cálculo de la susceptibilidad magnética, las cuales se indican a continuación:

$$K = 2.89 \times 10^{-3} V$$

Mooney and Blefiuss

$$K = 2.60 \times 10^{-3} V$$

Balsey and Buddington

$$K = 1.16 \times 10^{-3} V$$

Bath

Magnetización Permanente. Hemos definido anteriormente que la magnetización de las rocas “*in situ*” era la suma de dos componentes

llamados **remanencia y magnetización inducida**; se discuten continuación las distintas formas como las rocas adquieren magnetización permanente.

A. Magnetización Termorremanente (TRM):

Este es el mecanismo más importante mediante el cual las rocas ígneas adquieren su magnetización remanente. Muchos son los experimentos hechos a muestras de rocas ígneas para demostrar la adquisición de magnetización por debajo de la temperatura de Curie (**T_c**). La magnetización (**TRM**) es paralela al campo aplicado y para campos de baja intensidad como el de la Tierra es directamente proporcional y por supuesto en la misma dirección. Todas las rocas ígneas la cual se forman a partir del enfriamiento de una magna adquieren pues a partir de una temperatura (**T_c**) una magnetización termorremanente (**TRM**) y si está subsiguientemente no se modifica, dichas rocas llevarán consigo grabado el campo que causó dicha (**TRM**). Aunque la (**TRM**) ha sido probada, los detalles de su adquisición no son muy claros todavía, así tenemos, que el tamaño de los granos de los minerales magnéticos es influyente en la adquisición termorremanente (**TRM**), a medida que los granos son más pequeños la (**TRM**) es más estable y de mayor intensidad, otros factores influyentes son la presencia de imperfecciones en los cristales de los minerales magnéticos.

De fundamental interés en Paleomagnetismo es **La Ley de la Termorremanencia Parcial (PTRM)**, descubierta por Thellier y Nagata, quienes encontraron que no toda la (**TRM**) se fija a la temperatura de Curie (**T_c**). Si una sustancia se enfría por debajo de la temperatura (**T_c**) un número definido de grados, en presencia de un campo externo y dicho campo se suprime después de este enfriamiento, dicha sustancia adquirirá una magnetización termorremanente que es menor que la que adquiriría si no se hubiese suprimido el campo durante el resto del enfriamiento. Esto trae como corolario que, si una muestra es enfriada a varios intervalos de temperatura en presencia de un campo magnético externo, dicha muestra adquirirá una **TRM** para cada intervalo y el total **PTRM** se suman para obtener la **TRM** de dicha muestra. Esta ley de adición es uno de los resultados más interesantes que se han obtenido del estudio de la magnetización de las rocas. La figura anexa ilustra esta ley.

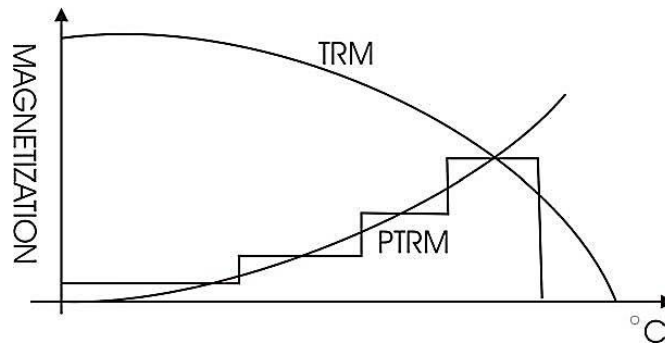
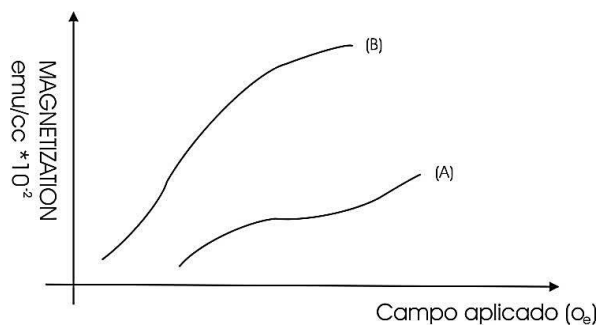


Figura 3.3 5 Explicación de la Termorremanencia Parcial (PTRM)

B. Magnetización Remanente Isotermal (IRM):

Los materiales magnéticos como hemos descrito anteriormente son capaces de adquirir magnetización remanente sin necesidad de ser calentados. Muchos materiales son capaces de adquirir magnetización de este tipo, la cual depende de la intensidad del campo aplicado a la muestra de roca. La formación de IRM puede ser demostrada muy fácilmente en el laboratorio al aplicar sucesivamente campos magnéticos de mayor intensidad e ir midiendo la magnetización en cada etapa. El valor de la remanencia como hemos visto aumenta hasta alcanzar la magnetización de saturación.

La **Figura 3.3.6** muestra la **IRM** de la magnetita y hematita como función del campo aplicado.



B. Hematita de Grano Grueso

A. Magnetita

Figura 3.3.6 Conductas de adquisición de **IRM**

Cuando descargas eléctricas chocan contra la corteza, las rocas pueden adquirir IRM muy fuertes. Aunque en estudios Paleomagnéticos es preferible eliminar las muestras que posean IRM o sea no se toman muestras en los lugares que han estado bajo la acción de descargas eléctricas., también es cierto que el IRM es en general muy inestable y fácilmente eliminable en procesos de limpieza magnética de laboratorio.

B. Magnetización Permanente Viscosa (VRM)

Tal como ocurre con la mayoría de los fenómenos geológicos hay que considerar el problema del tiempo. La exposición de las rocas al campo geomagnético por tan prolongados períodos de tiempo puede causar efectos muy serios en la magnetización remanente de las mismas. La magnetización remanente viscosa (**VRM**) es por lo tanto la **IRM**, pero en función del tiempo. Afortunadamente el efecto de la (**VRM**) se reduce aplicando “limpieza termal o de corriente alterna” procedimiento que se detallará posteriormente. También la única forma de comprobar si los efectos de la VRM son de importancia es aplicando las clásicas “Pruebas de Campo” que también se detallarán posteriormente.

C. Magnetización Remanente Depositional (DRM)

Aunque las rocas sedimentarias no son enfriadas durante su formación para poseer **TRM** adquieren sin embargo una magnetización remanente muy útil para estudios paleomagnéticos. Los sedimentos que hay que considerar pueden clasificarse en dos categorías, aquellas que poseen partículas de materiales magnéticos los cuales se alinearon y orientaron en el campo magnético que existía cuando se efectuó la sedimentación y los sedimentos en que se producen cambios químicos de los minerales de hierro después de la sedimentación. Ha sido demostrado que pequeñas partículas de materiales magnéticos tienden a tener un alto grado de estabilidad, por consiguiente, los sedimentos que poseen en su constitución pequeños fragmentos de minerales magnéticos adquieren una magnetización estable y orientada por el campo magnético que existía al efectuarse la sedimentación de los mismos.

Muchos son los experimentos de laboratorio que se han efectuado para demostrar la formación de la **DRM**, han encontrado que la dirección de la misma es paralela a la del campo geomagnético pero la inclinación magnética tiende a ser menor, este efecto se conoce con el nombre de “error de inclinación”. Dicho efecto parece tener relación con el proceso mecánico de la sedimentación ya que la magnetización de las partículas tiende a orientarse a lo largo del eje mayor de las mismas y éstas tienden a orientarse bajo la acción de la gravedad probablemente en otra dirección.

D. Magnetización Remanente Química (CRM)

Muchos investigadores han sugerido la posibilidad de que puede adquirirse magnetismo remanente por transformaciones químicas que ocurren a temperaturas menores de la temperatura de Curie (T_c). Los cambios químicos que cumplen con esta condición son los que ocurren principalmente en rocas sedimentarias y está relacionados con la meteorización así por ejemplo magnetita tiende a convertirse en hematita. Como los cambios magnéticos que acompañan esta transición no se han estudiado en el laboratorio, no se ha establecido si la hematita adquiere una magnetización remanente o si la dirección de dicha magnetización está controlada por la de la magnetita original o la del campo que existía al momento de efectuarse la transición química. El procedimiento inverso, o sea la reducción de hematita magnéticamente débil hacia magnetita magnética ha sido estudiada experimentalmente por los japoneses, encontrándose que la magnetita adquiere una magnetización estable y controlada por el campo existente al momento de efectuarse la transición. Esta magnetización química se define como (**CRM**).

3.4. Paleomagnetismo

Hemos visto anteriormente que todas las rocas poseen propiedades magnéticas, una de las cuales es la tendencia de una muestra de roca a comportarse como un imán débil permanente. Esta magnetización permanente es una propiedad natural que se le llama **Magnetismo Fósil o**

Magnetización Remanente Natural (MRN). En algunos casos, cuando esta MRN es adquirida por la roca al mismo tiempo de su origen y si la formación geológica en que se encuentra no ha sido rotada tectónicamente, los ejes de esta magnetización deben estar orientados en la dirección del campo magnético de la Tierra que existía cuando la roca tuvo su origen. Por lo tanto, muestras de rocas que cumplan con estas condiciones pueden ser usadas para determinar la dirección del campo geomagnético en el pasado. La investigación de la intensidad y dirección del campo geomagnético del pasado es el principal objetivo del paleomagnetismo. No obstante, en la actualidad esta nueva rama de la Geofísica abarca tres aspectos que son:

1. Aspecto geofísico, el cual abarca el estudio de la variación del campo geomagnético a través de las eras geológicas.
2. Aspecto físico y mineralógico, el cual concierne al origen y retención por parte de las rocas, del magnetismo fósil o MRN.
3. Aspecto geológico, el cual abarca la correlación de las observaciones geológicas y paleomagnéticas, con el objeto de obtener conocimientos acerca de la historia de la Tierra.

Se ha expuesto en estas mismas notas un resumen del campo geomagnético actual, así mismo, se ha resumido el aspecto físico y mineralógico que concierne al origen y retención por parte de las rocas del magnetismo fósil o MRN.

Se exponen a continuación las pruebas a que son sometidas las rocas para comprobar si su magnetización remanente natural (NRM) es primaria y la forma como se obtiene la posición de los polos magnéticos a partir de los datos que arrojan la determinación de la magnetización remanente natural (MRN). De igual forma se resume el procedimiento normal de toma de muestra y el tratamiento estadístico que se aplica a las medidas paleomagnéticas. Los estudios paleomagnéticos a muestras de rocas arrojan dos fuentes principales de información, la dirección promedio del campo y la edad geológica cuando dicho campo tenía esa dirección. Se asume en los estudios paleomagnéticos que la magnetización que se mide en las muestras de roca que se toman en el campo, tienen la dirección del campo

geomagnético que existía cuando la roca se formó. Hemos visto anteriormente que las rocas son susceptibles de adquirir su magnetización remanente de varias maneras, alguna de las cuales no satisfacen la condición expuesta anteriormente, por este motivo las rocas son sometidas a pruebas, cuyo objetivo es demostrar o comprobar que su **remanencia es primaria**. Ya hemos visto que las magnetizaciones remanentes viscosas y químicas pueden contribuir de manera muy apreciable a la remanencia de una roca, si éstas son adquiridas mucho tiempo después de que las mismas se hayan formado. Las pruebas a que son sometidas las rocas en estudios paleomagnéticos pueden clasificarse en dos grupos; aquellas que tratan de determinar la naturaleza y estabilidad de la magnetización remanente que existe en la roca, las cuales reciben el nombre de Pruebas de Laboratorio y aquellas que tratan de demostrar que dicha magnetización remanente es secundaria, las cuales reciben el nombre de Pruebas de Campo. Antes de entrar de lleno a detallar las pruebas a los datos paleomagnéticos, se especificará a continuación el procedimiento normal de toma de muestras y tratamiento estadístico que se aplican a las mediciones paleomagnéticas.

Toma y Procesamiento de las Muestras:

El problema de determinar la historia del campo geomagnético del pasado, mediante el estudio de muestras de rocas no es sencillo, la forma usual de trabajo es tomar muestras orientadas que correspondan a una secuencia de rocas y obtener valores promedios de las variaciones seculares. Cuando se estudian rocas volcánicas se toman muestras de varios flujos. En secuencias sedimentarias se toman muestras que correspondan a varios miles de años. Como el proceso de la recolección de muestras incluye errores de varios grados, el procedimiento normal que se usa es tomar varias muestras de cada sitio y/o muestra de mano, sobre las cuales se han colocado previamente las marcas de orientación. Usualmente se toman de cinco a seis muestras que representen una secuencia sedimentaria o un flujo volcánico y de cada una de ellas se preparan 4 a 5 muestras para las mediciones. Modernamente la toma de muestras se realiza mediante el uso de perforadoras portátiles, que permiten la obtención de núcleos entre 3 cm a 50 cm de largo. Una vez que se tienen las muestras se procede a la medición

de la magnetización, ya sea en “magnetómetros astáticos”, “magnetómetros “spiner” o “magnetómetros criogénicos”. Estos instrumentos miden básicamente la dirección de la magnetización en la muestra referida a los ejes del magnetómetro. La figura anexa muestra específicamente una muestra de un núcleo donde se indican las marcas de orientación de campo. La Declinación, Inclinación e Intensidad del Magnetismo Remanente vendrían dadas por las siguientes ecuaciones.

$$DEC = tg^{-1} \left[\frac{E}{N} \right]$$

$$INC = tg^{-1} \left[\frac{V}{H} \right]$$

$$INT = \sqrt{N^2 + E^2 + V^2}$$

(3.39)

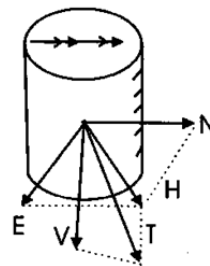
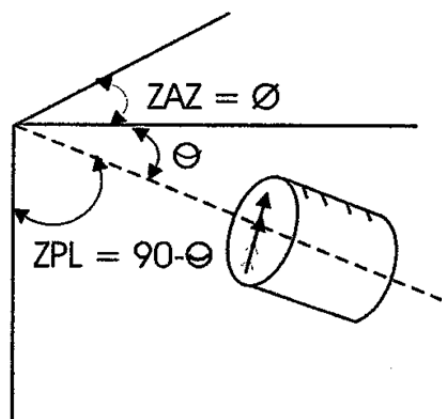


Figura 3.4.1 Componentes del magnetismo fósil de una muestra referido a los ejes del equipo de medición del laboratorio.

Las ecuaciones anteriores nos dan estas magnitudes referidas a los ejes del magnetómetro. Estos valores hay que corregirlos por orientación y tectonismo si la muestra proviene de un estrato donde se ha podido medir rumbo y buzamiento.



Corrección por Orientación

$$ZAZ = \emptyset$$

$$ZPL = 90 - \theta$$

$$N' = N \sin \theta \cos \emptyset - E \sin \emptyset + V \cos \theta \cos \emptyset$$

$$E' = N \sin \theta \sin \emptyset + E \cos \emptyset + V \cos \theta \sin \emptyset$$

$$V' = N \sin \theta - N \cos \theta$$

$$DEC = tg^{-1} \left[\frac{E'}{N'} \right]$$

$$INC = tg^{-1} \left[\frac{V'}{H'} \right]$$

(3.40)

Figura 3.4.2 Componentes del Magnetismo fósil al corregir con los datos de orientación de campo

Corrección por Estratificación y/o Tectónica: Si se determinan en campo el Rumbo y Buzamiento del horizonte geológico donde se tomó la muestra orientada. Las componentes son:

α = buzamiento

β = rumbo

$$N'' = N' [\cos^2 \beta (\cos \alpha - 1) + 1] + E' \sin \beta \cos \beta (\cos \alpha - 1) + V' \sin \alpha \cos \beta$$

$$E'' = N' \sin \beta \cos \beta (\cos \alpha - 1) + E' [\sin^2 \beta (\cos \alpha - 1) + 1] + V' \sin \alpha \sin \beta$$

$$V'' = -N' \sin \alpha \cos \beta - E' \sin \alpha \sin \beta + V' \cos \alpha$$

(3.41)

Análisis Estadístico. Al analizar los resultados se asume que los vectores que se miden en las muestras se encuentran distribuidos alrededor de un valor promedio. Con esta suposición presente se hace necesario llevar a cabo un análisis estadístico a dos niveles; la determinación de la dirección promedia a las muestras de una muestra de mano y después el valor promedio de la dirección de la magnetización remanente de todas las muestras de mano, las cuales representan la unidad geológica a la que se le está determinando la observación paleomagnética.

En paleomagnetismo se usa el sistema estadístico propuesto por Fisher, en el cual cada medición posee un peso unitario y al asumir que los puntos alejados del valor promedio tienen una distribución Gaussiana, se determina la posición promedio sobre una esfera. Utilizando este procedimiento se determina la declinación e inclinación promedio de cada muestra de mano. En general los investigadores utilizan un nivel de confianza en el campo de 95% y calculan dos parámetros estadísticos. Uno de éstos es el radio del cono de confiabilidad, el cual denota o mide la inexactitud en la determinación de la dirección de la magnetización. El otro parámetro conocido como el “parámetro de precisión” (K), nos da una idea del grado de esparcimiento de los puntos o determinaciones. Este parámetro tiene el valor cero (o) para puntos distribuidos en todas direcciones y valores muy altos cuando las direcciones de la magnetización se agrupan. Comúnmente se acepta que el

radio del círculo de confiabilidad sea menor de 20° y que el parámetro de precisión sea mayor de 20. El parámetro de precisión viene dado por la ecuación:

$$K = (N-1)/(N-R) \quad (3.42)$$

dónde:

N = número de muestras

R = suma de los vectores individuales en la dirección promedio. Cuando (N) es muy grande:

$$K = (N)/(N-R) \quad (3.43)$$

Si los puntos se agrupan cerradamente (R) se aproxima a (N) y por consiguiente el valor es (K) es muy grande. La dirección de la magnetización remanente se representa normalmente en proyección estereográfica, la cual no es más que la representación de una esfera en el plano horizontal.

Cálculo del Polo Paleomagnético. Una vez que se poseen los valores promedios de D e I para una formación geológica, se puede calcular la posición del Polo Paleomagnético Virtual (VGP), asumiendo que el campo geomagnético es similar a un dipolo geocéntrico axial. La latitud λ_p y longitud Φ_p del Polo VGP correspondiente a la **dirección media de magnetización** con declinación D , e inclinación I en un sitio de latitud λ_s y longitud Φ_s , viene dada por:

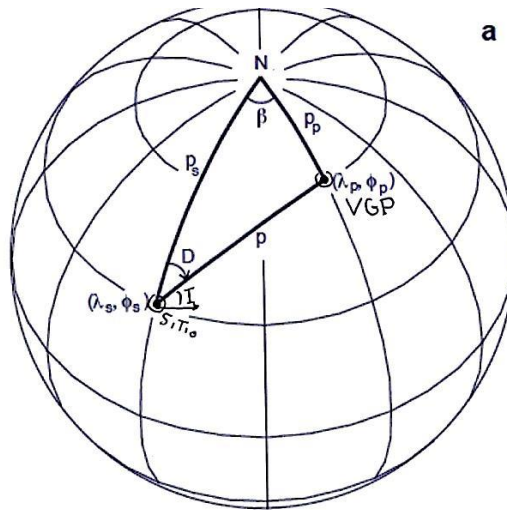


Figura 3.4.3. Localización del Polo Paleomagnético Virtual (VGP), a partir de la Declinación (D) e Inclinación (I) medida en el sitio de observación

La Colatitud Magnética (p) es la distancia angular del gran círculo del sitio a la posición del polo. Ésta es la distancia que se determina aplicando la Ecuación del Dipolo o la Ecuación Fundamental del Paleomagnetismo. Fue derivada asumiendo un Campo Geomagnético producido por un Dipolo Geocéntrico Axial.

$$p = \cot^{-1} \left(\frac{\tan I}{2} \right) = \tan^{-1} \left(\frac{2}{\tan I} \right) \quad (3.44)$$

El problema se reduce a determinar p_p que lo podemos obtener aplicando la Ley del Coseno en un triángulo esférico:

$$\cos p_p = \cos p_s \cos p + \sin p_s \sin p \cos D \quad (3.45)$$

Empleando la definición de Colatitud tenemos que:

$$p_p = \frac{\pi}{2} - \lambda_p \quad \text{and} \quad p_s = \frac{\pi}{2} - \lambda_s$$

Sustituyendo estas expresiones en la ecuación anterior:

$$\cos \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_p \right) = \cos \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_s \right) \cos p + \sin \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_s \right) \sin p \cos D$$

$$\cos \left(\frac{\pi}{2} - x \right) = \sin x \quad \text{and} \quad \sin \left(\frac{\pi}{2} - x \right) = \cos x$$

Al sustituir en la ecuación de la Ley del Coseno obtenemos:

$$\sin \lambda_p = \sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D$$

$$\lambda_p = \sin^{-1}(\sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D) \quad (3.46)$$

El próximo paso es determinar el ángulo β que es la diferencia, la longitud entre el sitio de observación y el polo. Nuevamente en el triángulo esférico tenemos:

$$\sin \beta = \frac{\sin D}{\sin \left(\frac{\pi}{2} - \lambda_p \right)} \sin \rho$$

$$\frac{\sin \rho}{\sin \beta} = \frac{\sin \rho_p}{\sin D}$$

$$\sin \beta = \frac{\sin D}{\cos \lambda_p} \sin \rho$$

$$\sin \beta = \frac{\sin D}{\sin \rho_p} \sin \rho$$

$$\beta = \sin^{-1} \left(\frac{\sin \rho \sin D}{\cos \lambda_p} \right)$$
(3.47)

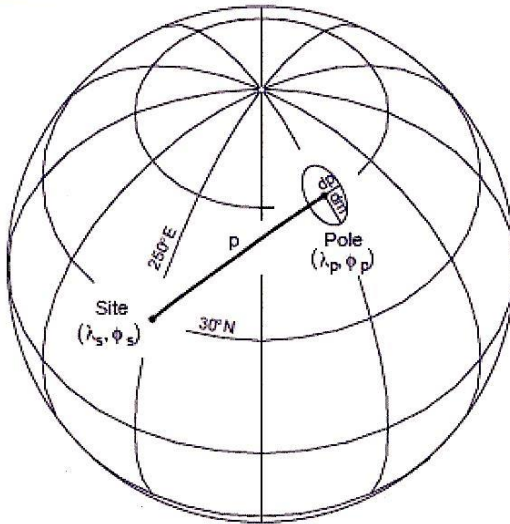
Existen dos posibilidades, Si: $\cos \rho \geq \sin \lambda_p \sin \lambda_s$

$$\phi_p = \phi_s + \beta$$

$$\cos \rho < \sin \lambda_p \sin \lambda_s$$

$$\phi_p = \phi_s + \pi - \beta$$

Las ecuaciones para determinar los ejes de la elipse de confiabilidad son:



$$dm = \alpha_{95} \frac{\sin p}{\cos I}$$

$$dp = 2\alpha_{95} \left(\frac{1}{1 + 3 \cos^2 I} \right)$$

(3.48)

Figura 3.4.4 Ecuaciones para determinar los ejes de la elipse de confiabilidad de un Polo Paleomagnético.

Pruebas de Campo

Las pruebas de campo para comprobar si la magnetización remanente de las rocas es primaria, se basan en evidencia de las rocas en sí mismas. Casi todas las pruebas de campo fueron propuestas o desarrolladas por John Graham y constituyen hoy en día fuertes indicadores de estabilidad. Seguidamente se describen las principales pruebas de campo.

A. Prueba del Pliegue

Tal como se conoce hoy en día en muchas ocurrencias las rocas o estratos han sido plegados lo cual trae como consecuencia que partes diferentes de la misma unidad geológica estén en orientaciones distintas. Si la dirección de magnetización se adquiere antes del plegamiento y si la misma por supuesto permanece estable durante el tiempo geológico la magnetización presente en ambos flancos del pliegue será completamente divergente y cuando ambos flancos se rotan a su posición original, como se muestra en la **Figura 3.4.5**, la dirección de la magnetización será la misma.

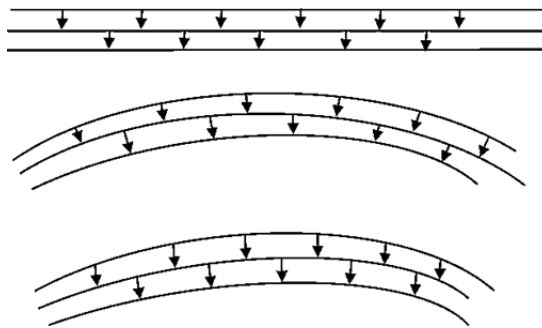


Figura 3.4.5 Manera de representar resultados de la Prueba de Campo de resultados paleomagnéticos.

- a = Antes del plegamiento
- b = Después del plegamiento con sólo la magnetización primaria presente
- c = Después del plegamiento con magnetización remanente adquirida después del mismo.

Esta prueba no demuestra que alguna magnetización secundaria no se adquirió antes del plegamiento, pero si demuestra si ha ocurrido o no alguna otra magnetización secundaria en o después del plegamiento.

B. Prueba del Conglomerado

Otra prueba de naturaleza similar a la anterior consiste en determinar la magnetización remanente de cantos y granos de una misma unidad geológica dentro de un conglomerado. Si la dirección de la magnetización es la misma, significa que la magnetización fue adquirida después que el conglomerado se formó y por lo tanto es secundaria.

C. Prueba del Contacto Caliente

Tal como se conoce de innumerables estudios geológicos en todos los períodos han ocurrido intrusiones de rocas ígneas, las cuales durante el proceso intrusivo calientan en algún grado la roca caja o roca intrusionada. Si este calentamiento es lo suficientemente fuerte y sobrepasa la temperatura de Curie de los minerales magnéticos que ocurran en la roca intrusionada; la dirección de magnetización una vez que ocurra el enfriamiento será la misma en ambas rocas y por supuesto diferente de la dirección de la magnetización de muestras de la roca caja alejadas de la intrusión.

D. La Prueba de los Cambios de Polaridad

Tal vez uno de los descubrimientos más positivos e interesantes que se han derivado del estudio de la magnetización de las rocas, ha sido la determinación de los cambios de polaridad del campo geomagnético en el pasado geológico. Este tema será tratado en detalle posteriormente, la prueba en sí consiste en que si un grupo de muestras de una misma unidad geológica muestra un cambio de polaridad de 180° aproximadamente, podemos concluir que ningún tipo de magnetización secundaria ha podido ocurrir dentro de dicha unidad, por lo menos, desde el tiempo de adquisición de su magnetización, hasta el cambio de polaridad.

Pruebas de Laboratorio

Las pruebas de laboratorio constituyen experimentos que se hacen con las muestras de rocas para comprobar la estabilidad de su magnetización y sobre todo para eliminar las componentes debidas a algún tipo de magnetización secundaria. Seguidamente se describen estas pruebas.

- a) **Desmagnetización por corriente alterna:** Esta es la prueba más universalmente empleada para comprobar el grado de estabilidad de la magnetización de las rocas y para eliminar componentes de magnetización secundaria. Comúnmente la remanencia de una muestra es la suma de varias componentes, cada una de las cuales, con una determinada fuerza coercitiva, al colocar la muestra bajo la acción de campos magnéticos alternos que superen dichas fuerzas, las mismas irán desapareciendo.
- b) **Desmagnetización por temperatura.** El proceso de limpieza por temperatura consiste en someter a las muestras a calentamientos sucesivos, que en general son intervalos de 20 c a 50 c, medir el MRN en los magnetómetros de laboratorio y observar la magnitud y dirección del MRN a medida que aumentamos la temperatura. En general desaparecen magnetizaciones inestables hasta aparecer el MRN primario.

Aplicaciones del Paleomagnetismo

Curvas de Derivas Polares – Rotaciones Tectónicas

Wenegere A. (1880-1930), con base a evidencias Paleoclimáticas, Paleontológicas Paleográficas (Eliminando los fondos oceánicos), propuso la Teoría de la Deriva Continental. Básicamente propone que los continentes actuales habían estado unidos formando un supercontinente que llamó PANGEA. Los tiempos geológicos y mecanismo que propuso no fueron convincentes y su teoría fue olvidada. **Figura 3.4.6.**

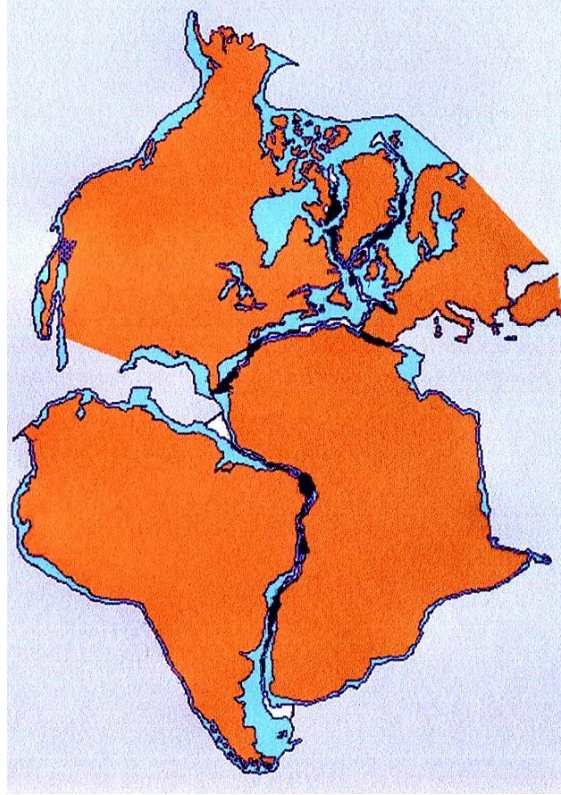


Figura 3.4.6. (PANGEA) Distribución original de continentes

Entre 1950 a 1960, las investigaciones de la batimetría oceánica y del Magnetismo Remanente Natural (MRM), hicieron renacer la Teoría de Wegener. S. Runcorn (1922 – 1995) y L Neel (1904-2000), investigaron y sentaron las bases y fundamentos para entender la adquisición de la MRN de ciertos minerales (Óxidos y Sulfuros de Hierro como la Magnetita, Hematita y Pirrotita). Demostraron que estos minerales podían registrar la dirección e intensidad del campo magnético ambiente en el cual los enfriaban (REMANENCIA TÉRMICA), o precipitaban (REMANENCIA QUÍMICA).

H. Hess (1906 – 1969), entre 1960 a 1962, propone la Hipótesis de la Propagación de los Fondos Oceánicos. Cox et al (1963), Mc Dougall y Tarling (1963) presentan las primeras escalas de inversiones de polaridad. Vine y Mathews ofrecen una explicación correcta del origen de las extensas y regulares anomalías magnéticas a ambos lados de las dorsales oceánicas. A partir de 1970, innumerable cantidad de investigadores se han dedicado al estudio del MRN. Ya existen extensas bases de datos de POLOS

PALEOMAGNÉTICOS VIRTUALES (VGP) y representaciones adecuadas de los mismos han permitido construir las CURVAS DE DERIVA POLAR APARENTES. (APW).

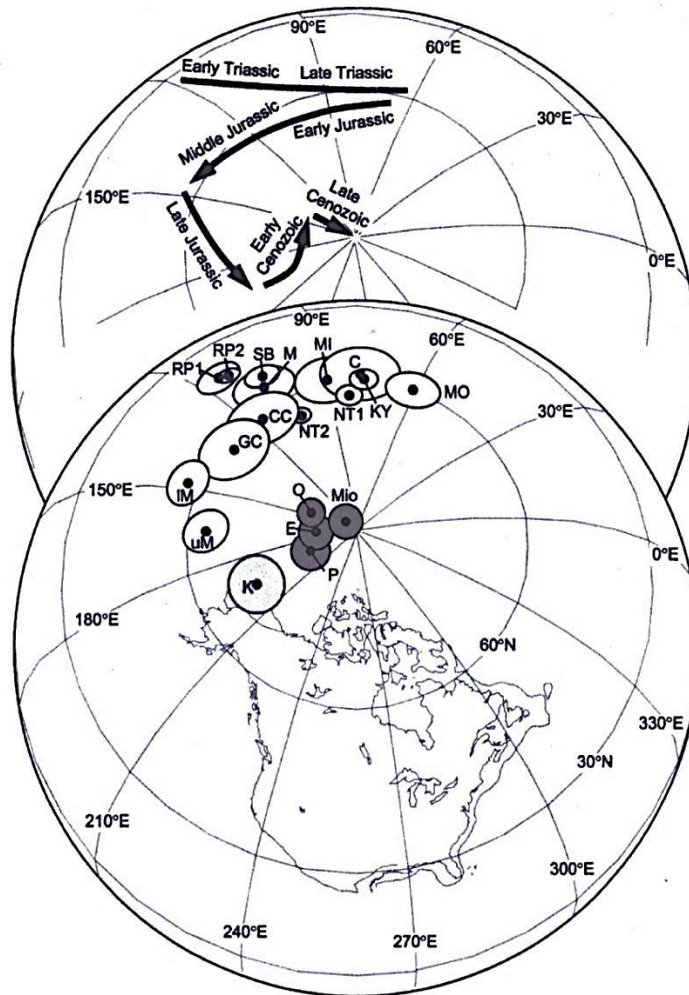
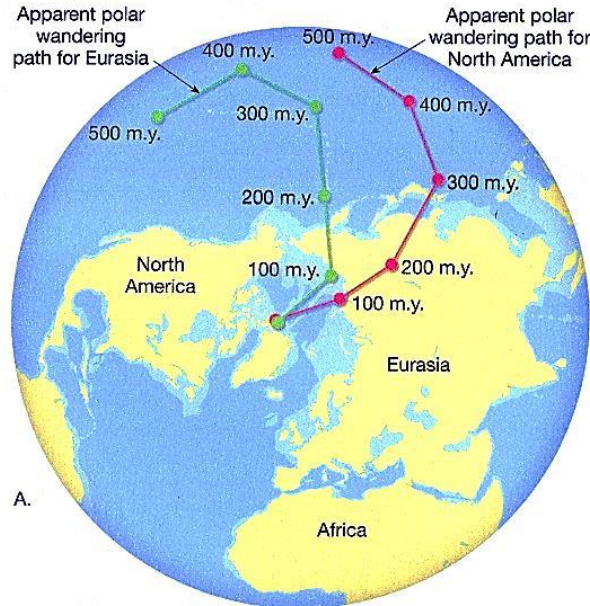


Figura 3.4.7. Curva de Deriva Polar Aparente (APW) de América del Norte. Cada región de Polos posee 95% de confiabilidad. Los Polos del Triásico poseen menor precisión que los Jurásicos, Cretácicos y Cenozoicos. Mio= Mioceno (Hagstrun *et al.*, 1987); O=Oligoceno (Diehe *et al.*, 1988); E= Eoceno y p= Paleoceno (Diehe *et al.*, 1983); K= Mid-Cretácico (Globerman and Irving, 1988); uM e IM= F. Morrison Superior e Inferior; GC= Conglomerado Glance; CC= Canon Corral; NT2 y NT1= Grupo2 y 1 del Intrusivo de Newark; KY= F. Cayenta; MO= F. Moeneve; C= F. Chinle; MI= Estructura de Impacto Manicoagan; M= F. Moencopi; SB= F. State Bridge; RP1 y RP2= F. Red Peak; Los Polos Triásicos y Jurásicos Ekstrand y Butier (1989).



La Figura 3.4.8. Muestra las Curvas de Deriva Polar Aparente en Rojo para América del Norte y en Verde para Eurasia.

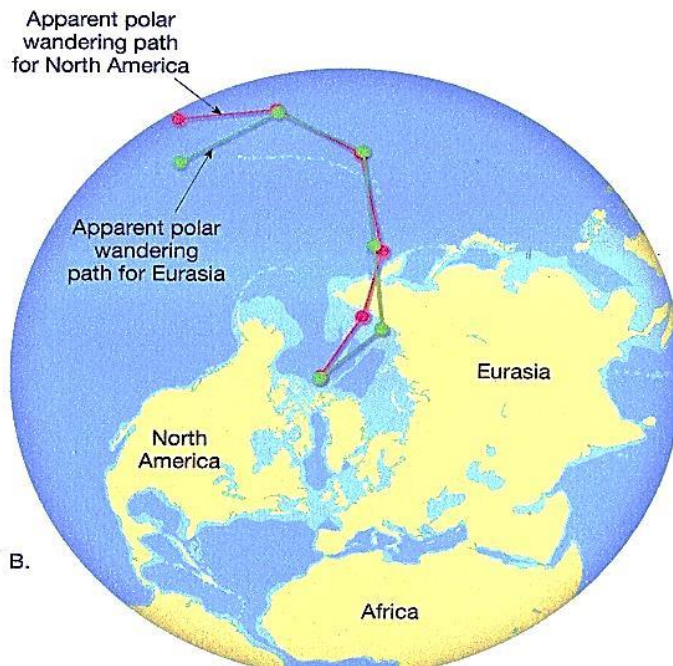


Figura 3.4.9. Muestra como las curvas de Derivas Polares se unen al efectuar la rotación continental de 24 grados.

Se aplicó una rotación longitudinal de 24 grados y se observa como ambas APW coinciden. Esta propiedad demuestra que las dos masas continentales estaban unidas. Por consiguiente, constituye una prueba cuantitativa de la Deriva Continental.

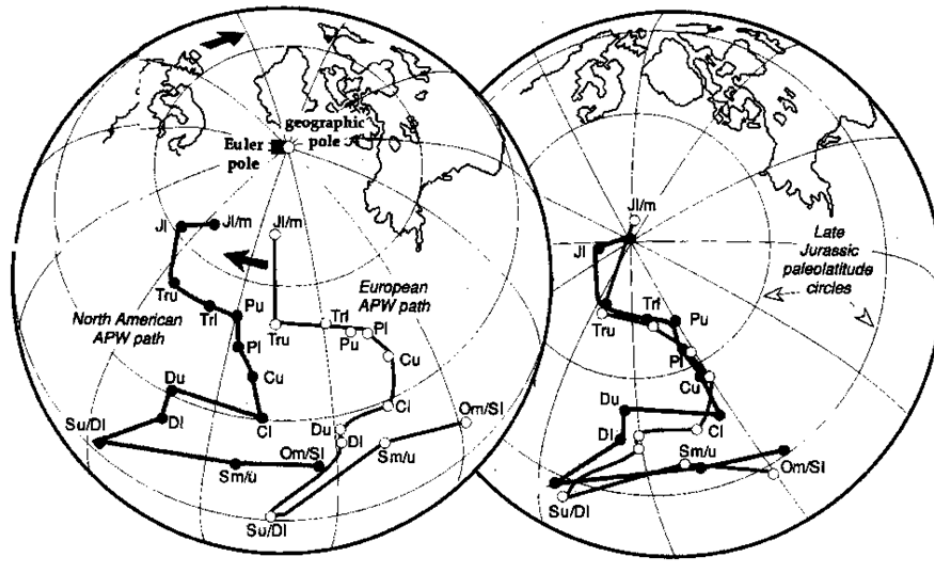


Figura 3.4.10. Curvas de Deriva Polar Aparente de América del Norte y Europa para el intervalo Ordovícico – Silúrico. Se muestra como antes y después de una rotación de 38 grados en sentido de las agujas del reloj, respecto a un eje de rotación de Euler localizado a 88.5 N y 27.7 E. También se aprecia como al efectuar la rotación las dos curvas coinciden demostrándose que durante ese período de tiempo geológico las dos masas continentales estaban unidas.

Las Inversiones de Polaridad del Campo Geomagnético y la Estratigrafía Magnética

Las inversiones de polaridad

Los estudios paleomagnéticos han puesto de manifiesto la propiedad más llamativa del Campo Magnético Terrestre: que es la ocurrencia de **inversiones de polaridad**. Existen dos configuraciones estables del Campo Magnético de la Tierra (CMT), la que tiene en la actualidad (polo sur del dipolo en el norte geográfico) que llamamos “polaridad normal”, y la configuración opuesta (polaridad inversa), es decir generada por un dipolo de signo contrario y que presenta direcciones del campo con inclinación de signo opuesto y declinación hacia el sur. Estas dos configuraciones se han ido alternando a lo largo de la historia del Campo Magnético Terrestre de modo que la probabilidad de encontrar polaridades normales e inversas es muy posible. Los intervalos de

polaridad constante, normal o inversa, se denominan **crones**. Su duración es muy variable, pero, en general, oscilan entre 50.000 y 5 millones de años. Los primeros crones descubiertos son los más recientes y se les atribuyeron nombres de investigadores pioneros en el estudio del campo magnético y de las inversiones de polaridad (Brunhes, Matuyama, Gauss y Gilbert). Dentro de los crones se producen eventos más breves con una duración de hasta 20.000-50.000 años que se denominan **subcrones**. En la **Figura 3.4.11**, se observan algunos subcrones dentro de los crones de polaridad más recientes. A lo largo de la historia de la Tierra se han alternado periodos en los que el CMT ha cambiado de polaridad con mucha frecuencia (ejemplo durante los últimos 40 Ma) en contraste con otros, donde el campo se ha mantenido muy estable mostrando una polaridad constante durante 30-40 Ma. Estos últimos se denominan **supercrones**. Los más conocidos son el Supercrón Normal del Cretácico entre 120 y 83 Ma de antigüedad, y el de polaridad inversa entre el Carbonífero y Pérmico denominado Kiaman.

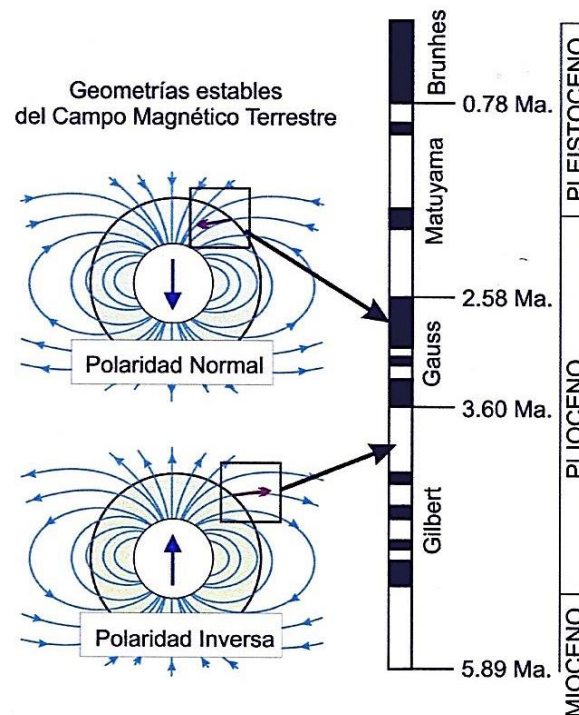


Figura 3.4.11. Izquierda: Configuraciones geométricas estables del campo magnético terrestre: polaridades normal e inversa. **Derecha:** Secuencia de inversiones de polaridad para los últimos millones de años (bandas negras polaridad normal y bandas blancas polaridad inversa). Se indican los nombres tradicionales de los primeros crones de polaridad reconocidos, así como la edad de las transiciones.

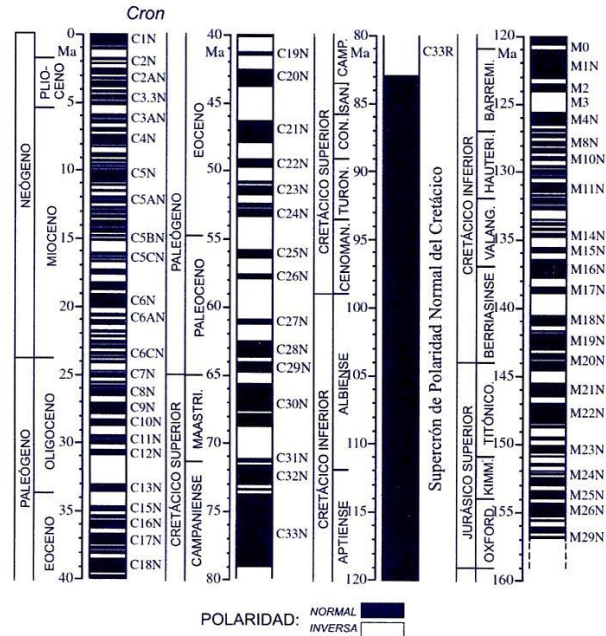


Figura 3.4.12. Escala de tiempos de polaridad geomagnética desde el Jurásico superior hasta la actualidad según Cande y Kent (1995) y Channel *et al.*, (1995). (Modificado de Lowrie, 2007).

La **Figura 3.4.12.** Muestra la secuencia de polaridad geomagnética para los últimos 160 Ma, en la que se puede apreciar claramente la gran variabilidad de las duraciones de los crones y el carácter irregular y caótico de las variaciones del CMT. Toda esta secuencia de cambios de polaridad a lo largo del tiempo geológico se denomina **Escala de Tiempo de Polaridad Geomagnética (GPTS).**

Esta escala se ha ido desarrollando con la progresiva incorporación de datos paleomagnéticos obtenidos tanto en rocas volcánicas como en rocas sedimentarias bien datadas. Sin embargo, la principal fuente de información para la construcción de la GPTS ha sido la interpretación y datación de las anomalías magnéticas del suelo oceánico. Los basaltos que forman la corteza oceánica presentan una magnetización muy intensa y estable que fue adquirida durante su enfriamiento en las dorsales oceánicas. La expansión del suelo oceánico ha generado una distribución de bandas de suelo oceánico con magnetizaciones opuestas que representan polaridades normales e inversas. Esta alternancia de las magnetizaciones en el suelo oceánico se observa en las anomalías magnéticas registradas en superficie y fueron la

principal evidencia geofísica a favor de la teoría de la tectónica de placas. Los patrones de anomalías magnéticas oceánicas pueden ser interpretados dando como resultado una secuencia continua de inversiones de polaridad bien datada, que ha sido completada con estudios en tierra para construir la GPTS. Los cambios de polaridad se denominan transiciones de polaridad. La última de ellas corresponde a la transición Matuyama / Brunhes y sucedió hace 780.000 años. Las transiciones de polaridad se han registrado en rocas volcánicas y en secuencias de sedimentos y parecen tener una corta duración (pocos miles de años) en relación con la duración de los crones de polaridad.

El período de tiempo, y sobre todo el comportamiento del CMT durante una transición de polaridad es un tema bastante controvertido. Lo que sí sabemos es que el campo magnético se desestabiliza reduciendo de forma importante su intensidad, fundamentalmente del campo dipolar. En ocasiones, el polo magnético migra hacia posiciones más alejadas de lo esperable atravesando latitudes ecuatoriales, pero regresa a las regiones polares habituales sin culminar una inversión de polaridad. Este tipo de eventos se denominan excursiones.

Cuando el mecanismo que genera el campo magnético de origen interno se desestabiliza, el campo pierde su carácter dipolar (simétrico) durante unos pocos miles de años y cuando se vuelve a estabilizar, puede hacerlo con la misma polaridad que tenía (excursión) o con la contraria (transición de polaridad). El fenómeno de las inversiones de polaridad tiene carácter global y se registra simultáneamente en todo el planeta. Por ello puede utilizarse como criterio de correlación y datación estratigráfica a nivel global.

Estratigrafía Magnética

Anteriormente se expuso la propiedad que tiene el campo geomagnético de experimentar multitud de inversiones de polaridad magnética no periódicas a lo largo de la historia de la Tierra. La magnetoestratigrafía se basa en la capacidad de las rocas de adquirir una magnetización remanente paralela a la dirección del campo magnético terrestre presente cuando éstas

se forman, lo que permite establecer una zonación de las secuencias sedimentarias en función de la polaridad magnética. Una zonación magnetoestratigráfica permite dividir el registro estratigráfico en porciones de tiempo que se pueden correlacionar a lo largo y ancho del planeta. La datación magnetoestratigráfica hace referencia a la identificación en el registro sedimentario de “**magnetozonas**”, que pueden correlacionarse con crones geomagnéticos de edad equivalente.

La integración de datos bioestratigráficos y magnetoestratigráficos procedentes de sondeos marinos profundos permitió extender la correlación de registros, y la extensión de la escala de tiempo a edades más antiguas. Pero fue el descubrimiento de las anomalías magnéticas del fondo oceánico lo que proporcionó un registro sin precedentes de inversiones geomagnéticas que podían datarse hasta el Jurásico Superior.

Durante la expansión oceánica, el material del manto asciende por la dorsal oceánica y se solidifica formando nueva litosfera oceánica a ambos lados del límite de placas. La corteza oceánica que forma la parte superior de esta litosfera está compuesta por rocas ígneas, mayoritariamente basálticas, que contienen titanomagnetita y adquieren una TRM durante su enfriamiento en presencia del campo magnético terrestre. Por lo tanto, esta corteza oceánica va registrando los cambios de polaridad magnética de manera simétrica a ambos lados de la dorsal. Las anomalías magnéticas del fondo oceánico proporcionan un registro casi continuo de las inversiones geomagnéticas.

La transformación a edades absolutas de los perfiles de anomalías magnéticas del fondo oceánico se realiza mediante interpolación a partir de un número seleccionado de edades radiométricas.

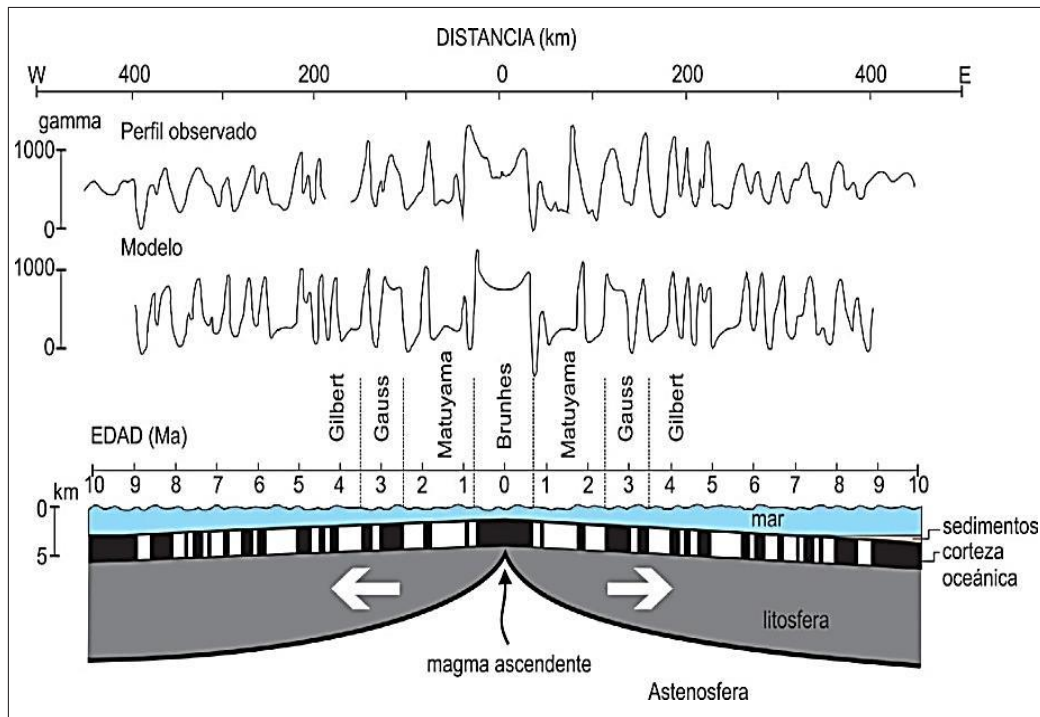


Figura 3.4.13. Formación de las anomalías magnéticas del fondo oceánico. Las porciones negras de la corteza oceánica representan polaridades normales y las blancas, polaridades inversas, adquiridas durante el enfriamiento de la corteza oceánica.

La Escala de Tiempo basada en la Polaridad Geomagnética (GPTS) que se muestra en la **Figura 3.4.12** se divide en dos secuencias: la secuencia de inversiones del Cretácico Superior al Neógeno, y la secuencia de inversiones del Jurásico Medio al Cretácico Inferior. Las dos secuencias de inversiones de polaridad están separadas en el registro oceánico por la Zona Estable Cretácica en la que no hay inversiones de anomalías magnéticas y que tiene su expresión en la escala de tiempo como el Supercrón Normal muestras de periodicidad, lo que indica que la inversión geomagnética es esencialmente un proceso sin memoria. Y es precisamente esa aleatoriedad y carácter global de las inversiones lo que hace que las zonaciones magnetoestratigráficas sean útiles para correlaciones a larga distancia. La resolución de las edades magnetoestratigráficas depende de la frecuencia media de las inversiones geomagnéticas, la cual no ha permanecido estable a lo largo del tiempo

geológico. La mejor resolución se obtiene para los últimos 30 Ma, en los que la duración media de los crones geomagnéticos fue de 0.25 Ma, aumentando a 0.75 Ma para edades entre 30 y 80 Ma. Por otro lado, la magnetoestratigrafía no es adecuada para algunos periodos largos en los que no tuvieron lugar inversiones, o estuvieron dominados por una polaridad, como el Supercrón Normal Cretácico (121-83 Ma) y el Supercrón Inverso Carbonífero-Pérmico (310-265 Ma).

La **Figura 3.4.13** muestra como se ha podido unificar estratigráficamente las inversiones del campo geomagnético, y la **Figura 3.4.14** es la magnetoestratigrafía a escala mundial.

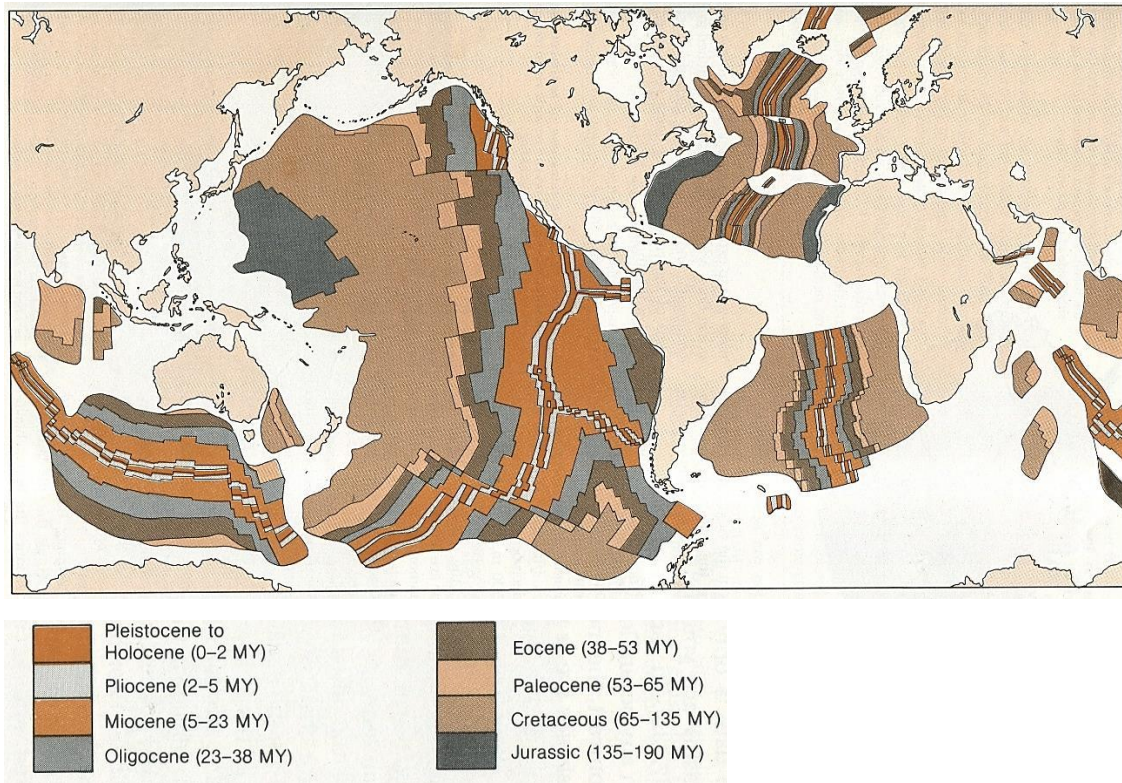


Figura 3.4.14 Magnetoestratigrafía del Fondo Oceánico. Al alejarnos de la Cresta o Dorsal Oceánica, la Corteza Terrestre se va haciendo más antigua. Tomado de Hamblin W.K. (1982).

CAPÍTULO 4

INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS

4. INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS POTENCIALES

4.1. Introducción

Una vez que en un área de exploración las observaciones potenciales han sido procesadas y corregidas, los mapas de Anomalía de Bouguer (AB) e Intensidad Magnética Total (IMT) van a permitir en una forma indirecta obtener información de la distribución de densidad y susceptibilidad magnética en el subsuelo. Este proceso se define como la INTERPRETACIÓN DE LOS MAPAS POTENCIALES. Los métodos de exploración potenciales (Gravimétrico y Magnético) normalmente se usan en las etapas iniciales de exploración. Sin embargo, dado el avance de la adquisición aerotransportada de alta resolución, áreas maduras desde el punto de vista exploratorio están siendo sujetas a estudios super detallados empleando estos métodos potenciales de exploración. Los principales objetivos cuando se realiza una investigación empleando estos métodos potenciales son:

1. Definir los principales altos y bajos estructurales, delimitar los principales elementos geológicos y estructurales que existan en el área objeto de exploración
2. Identificar y delimitar las áreas donde ocurren las anomalías residuales gravimétricas y magnéticas, determinar los límites y fuentes donde ocurren los contrastes de densidad y susceptibilidad magnética, para tratar de definir la forma y extensión de los materiales que causan estas anomalías.
3. Determinar el espesor de sedimentos y el tope del basamento magnético en las cuencas sedimentarias.
4. Comprobar si el basamento magnético influye en la formación de estructuras en las secuencias sedimentarias que lo suprayacen.
5. Detectar y definir fallas locales y regionales.
6. Proponer y definir el programa de exploración subsiguiente en la zona de investigación.

4.2. Interpretación Cualitativa

Anomalías y/o cambios en la aceleración de gravedad e intensidad magnética total (después que a las observaciones de campo se le aplican las correcciones respectivas por cambios de elevación, efectos topográficos y variaciones temporales), reflejan cambios en la densidad y susceptibilidad magnética de las rocas en el subsuelo. Estas propiedades de las rocas se pueden emplear para obtener un modelo geológico del subsuelo. Las anomalías gravimétricas y magnéticas son funciones de la distancia entre el detector y la fuente (cuerpo geológico que las produce). En exploración petrolera, las anomalías gravimétricas son por lo general producidas por las estructuras de las secuencias sedimentarias supra basamento y/o discontinuidades laterales de densidad, producidas por contactos de mega secuencias en profundidad. Las anomalías magnéticas se asocian al basamento de las cuencas, formado generalmente por unidades ígneo-metamórficas. La gravimetría y magnetometría proveen un amplio espectro de fuentes y es mediante una manipulación adecuada, donde se incluyen los conocimientos geológicos existentes, que estos datos potenciales pueden emplearse en forma exitosa en la búsqueda de hidrocarburos, minerales o energía geotérmica. La interpretación de las anomalías gravimétricas y magnéticas se basa principalmente en el reconocimiento de su (i) distribución y (ii) forma. La distribución o carácter de un mapa potencial es un indicador poderoso de como las rocas y formaciones se distribuyen en el área ocupada por el levantamiento; puede proveer indicaciones de lineamientos, texturas y discontinuidades estructurales. Este tipo de interpretación se define como la interpretación **cualitativa**.

La Interpretación Cualitativa incluye los siguientes procesos:

Bases de Datos y generación de grillas de mediciones regular e irregularmente espaciados, Imágenes de Relieve a Color

Levantamientos modernos de campos potenciales se adquieren normalmente aerotransportados de alta resolución, sin embargo, en el pasado mediciones gravimétricas y magnéticas se hacían irregularmente

espaciados a través de carreteras, ríos y accesos disponibles. Toda la información analógica de campo hay que digitalizarla para obtener Archivos Principales. En gravimetría y magnetometría los datos originales de campo en forma analógica se transforman con editores convencionales para obtener las PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS de los sitios donde se realizaron las observaciones. Hoy en día los contratistas que realizan las adquisiciones entregan esta información en archivos digitales fácilmente manejados por programas convencionales como SURFER y OASIS MONTAJ. Empleando rutinas de estos programas se generan grillas representativas para la Anomalía de Bouguer y la Intensidad Magnética Total.

Las imágenes de relieve a color, cuando las mediciones potenciales cubren adecuadamente el área de investigación, constituyen el inicio de la interpretación. Estas imágenes resaltan las componentes de Alta Frecuencia que normalmente están asociadas a anomalías producidas por distribuciones de densidad o susceptibilidad magnética cerca de la superficie de la Tierra. Estas imágenes también son muy útiles para definir lineamientos producidos por el hombre (Oleoductos, Líneas de Transmisión Eléctrica, límites de alambres metálicos de propiedades, etc.).

Las Bases de Datos Gravimétricos y la Anomalía de Bouguer de las Américas

Durante los últimos 70 a 80 años se han realizado en Sur y Centro América innumerables relevamientos gravimétricos y magnéticos tanto aéreos como terrestres. El Instituto Geofísico del Perú, la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) de Colombia, el Instituto Geográfico Simón Bolívar de Venezuela, Petroecuador, el Instituto Geográfico Militar (IGM) de Argentina, el Observatorio Nacional en Brazil y el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática de México (INDESI), son algunas de las instituciones responsables de las REDES GRAVIMÉTRICAS NACIONALES y de las Redes de Segundo Orden a lo largo de los Puntos de Nivelación y Triangulación Geodésica en cada país. Adicionalmente estos organismos son depositarios de toda la información potencial que se adquiera en sus territorios.

Con base en las REDES GRAVIMÉTRICAS NACIONALES las compañías petroleras y mineras que realizan actividades exploratorias en las distintas cuencas sedimentarias y zonas de potencial minero de estos países han llevado a cabo relevamientos gravimétricos y magnéticos tanto aéreos como terrestres. Similarmente y especialmente en Venezuela, la Universidad Simón Bolívar, a través del Departamento de Ciencias de la Tierra y la Sección de Geofísica del Laboratorio “D”, ha organizado una recopilación y evaluación de todos los levantamientos gravimétricos terrestres realizados en Venezuela y parte de Colombia. También hay que señalar que actualmente se tiene acceso a la información SATELITAL.

En la Base de Datos de Geosoft se puede bajar, mediante aplicación del “SEEAKEER”, las mallas correspondientes, no solo del (SRTM World Elevation 3 arc-secons.GRD), sino de la BATIMETRIA (SRTM 30 Plus V7.GRD) y de la Anomalía de Aire Libre (AAL) (Free Air Gravity (mgal) Sandwell v23.1.GRD). Empleando adecuadamente esta información se pueden determinar los valores de Anomalía de Bouguer de las áreas marinas correspondientes al Mar Caribe y los Océanos Pacífico y Atlántico. Por último, en la zona continental donde no hay relevamiento terrestre o aéreo existe la cobertura del “South América Gravity Project de Leeds University, SAPG” y/o El Bouguer Satelital descrito. Adicionalmente el “National Center for Enviromental Infrastructure (NOAA)” ha publicado y liberado sus datos gravimétricos, así como también los datos gravimétricos que por muchos años levantó y recolectó el “Defense Mapping Agency (DMA), a través del “Inter América Geodetic Survey (IAGS)”. Se incluyen también en este trabajo, datos gravimétricos de Guatemala, Uruguay y parte de Brazil aportados por el “International Gravimetric Bureau (BGI)”.

Aunque toda la información potencial (gravimétrica y magnética) se encuentra disponible, tanto en forma analógica como digital, la búsqueda de la información para obtener mapas regionales o locales de ANOMALÍA DE BOUGUER y/o INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL es actualmente muy lenta y difícil. Por otra parte, los levantamientos individuales ameritan ser integrados, evaluados y recalculados sus parámetros para poder ir construyendo y

retroalimentando las Bases de Datos Gravimétricos: (i) TERRESTRES y (ii) AÉREOS, (iii) TERRESTRES-AÉREOS y (iv) TERRESTRE-AÉREO-SATELITAL de Sur y Centro América. Estas permitirán a las empresas, instituciones e investigadores interesadas acelerar muchos de sus objetivos:

- A. En una forma rápida y económica añadir valor a todas aquellas zonas que dispongan de datos gravimétricos, que tanto PERUPETRO, la ANH, PETROECUADOR, PETROBRAS y PDVSA como empresas petroleras asociadas estén interesadas.
- B. Detectar rápidamente zonas y/o áreas que presenten importantes posibilidades para la industria y que hasta el momento hayan pasado desapercibidas.
- C. En zonas donde se posean datos adicionales de geología, sísmica y otros estudios de ciencias de la tierra, realizar la integración con la gravimetría y magnetometría para mejorar el conocimiento geológico-estructural.
- D. Generar el Mapa de Anomalía de Bouguer de Sur y Centro América, países individuales y/o áreas específicas de interés exploratorio.

Todos los trabajos que permitieron elaborar las BASES DE DATOS GRAVIMÉTRICOS TERRESTRE, AÉREO, TERRESTRE-AÉREO, TERRESTRE-AÉREO-SATELITAL, se ejecutaron con la ayuda del Sistema Grafico OASIS MONTAJ de GEOSOFT y programas de computación desarrollados por el Ing. Víctor R. Graterol G. Las **Figuras 4.2.1 y 4.2.2**, muestran los datos Potenciales Gravimétricos Terrestres y Aéreos que se pudieron evaluar y procesar en esta parte de Sur y Centro América. Se observan claramente las áreas marinas donde se conocen la Batimetría y Anomalía de Aire Libre.

Las zonas terrestres donde no hay cubrimiento existe la información del SAPG y/o el Bouguer que puede obtenerse del terreno digital y la Anomalía de Aire Libre Satelital. En esta forma, se pudo completar la totalidad del área propuesta en este trabajo.

Digitalización de los datos gravimétricos del “South América Gravity Project de Leeds University”, aeromagnetogravimétricos de Perupetro, Petroecuador y la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), los datos gravimétricos terrestres de la Base de Datos de la Universidad Simón Bolívar y los datos de Anomalía de Aire Libre y Batimetría Satelitales, permiten obtener:

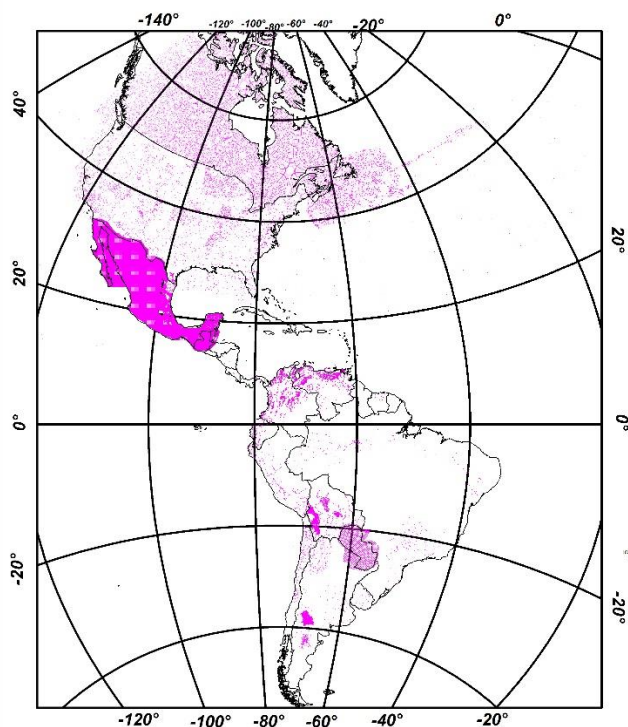
las Bases de DATOS GRAVIMÉTRICOS TERRESTRES, Base DE DATOS GRAVIMÉTRICOS AÉREOS, la Base de DATOS GRAVIMÉTRICOS TERRESTRE-AÉREO y finalmente la Base de DATOS GRAVIMÉTRICOS TOTALES (Terrestre, Aéreo, Satelital) de Sur y Centro América.

Las Bases de Datos Gravimétricos. Inicialmente dado el origen en la adquisición gravimétrica, se crearon DOS BASES DE DATOS diferentes; una para los Levantamientos Terrestres y otra para los Levantamientos Aéreos. Posteriormente se unieron los datos terrestres y aéreos y finalmente la unión terrestre-aéreo-satelital

La Base de datos Gravimétricos Terrestres, estaría formada por información proveniente de las siguientes fuentes: Instituto Geofísico del Perú (IGP) – INGEMET. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Instituto Geográfico Simón Bolívar, Universidad Simón Bolívar (USB), NOAA, BGI), Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), Observatorio Nacional de Brazil, Instituto Geográfico Militar de Argentina (IGM), Petroecuador y PDVSA.

Algunos de estos organismos con la asesoría del IAGS, no solo llevaron a cabo la medición de la primera observación absoluta de gravedad en cada uno de sus países, sino con ayuda de gravímetros, le dio valores de Gravedad Absoluta a la Red Gravimétrica Nacional y las Redes Secundarias a lo largo de los puntos de Nivelación y Triangulación Geodésica. Afortunadamente estos organismos tienen las “Principales Características” de estas estaciones gravimétricas en forma digital, por consiguiente, esta información fue el inicio de la Base de Datos Gravimétricos TERRESTRES.

Cubrimiento Gravimetrico TERRESTRE



Scale 1:7500000

WGS 84 / UTM zone 18S

Figura 4.2.1

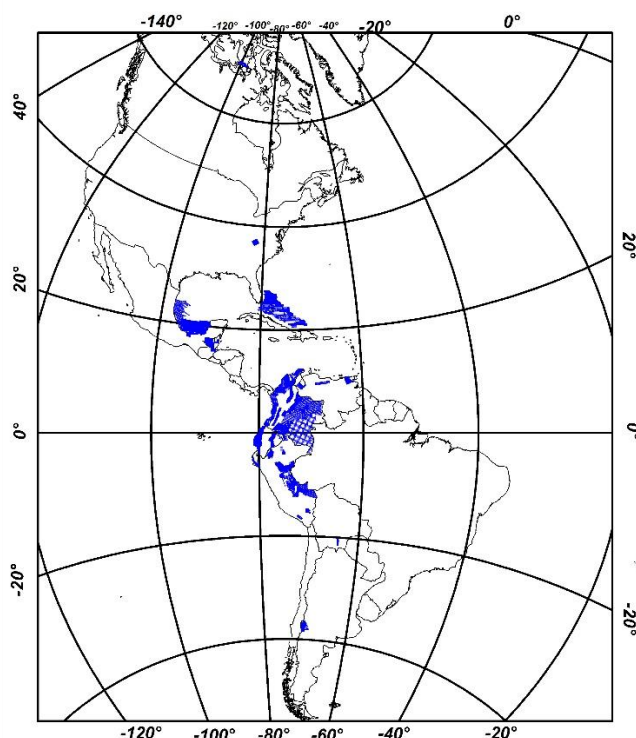
AMERICAS

Cubrimiento Gravimetrico
TERRESTRE

Autor: V. Graterol y A. Vargas Mayo 2022

LithoSphera

Cubrimiento Gravimetrico AEREO



Scale 1:7500000

WGS 84 / UTM zone 18S

Figura 4.2.2

AMERICAS

Cubrimiento Gravimetrico
AEREO

Autor: V. Graterol y A. Vargas Mayo 2022

LithoSphera

Levantamientos de las Operadoras. Las empresas petroleras que han realizado exploración gravimétrica terrestre en esta parte de Sur y Centro América han depositado esta información en las instituciones señaladas. Solo se incorporó a la Base de datos Terrestres información de esta fuente que se encuentra en forma digital. El Departamento de Ciencias de La Tierra y la Sección de Geofísica del Laboratorio “D” de la Universidad Simón Bolívar realizaron la evaluación y certificación de esta información y pudo determinar la Corrección Topográfica de cada observación gravimétrica empleando el relieve topográfico que se muestra en la **Figura 4.2.3**. La corrección Topográfica se realizó con el Módulo “Gravity Terrain Correction” de Oasis Montaj. Para cada observación que se muestra en la **Figura 4.2.1**, la corrección topográfica cercana se realizó hasta un radio de 2 km y el lejano 125 km.

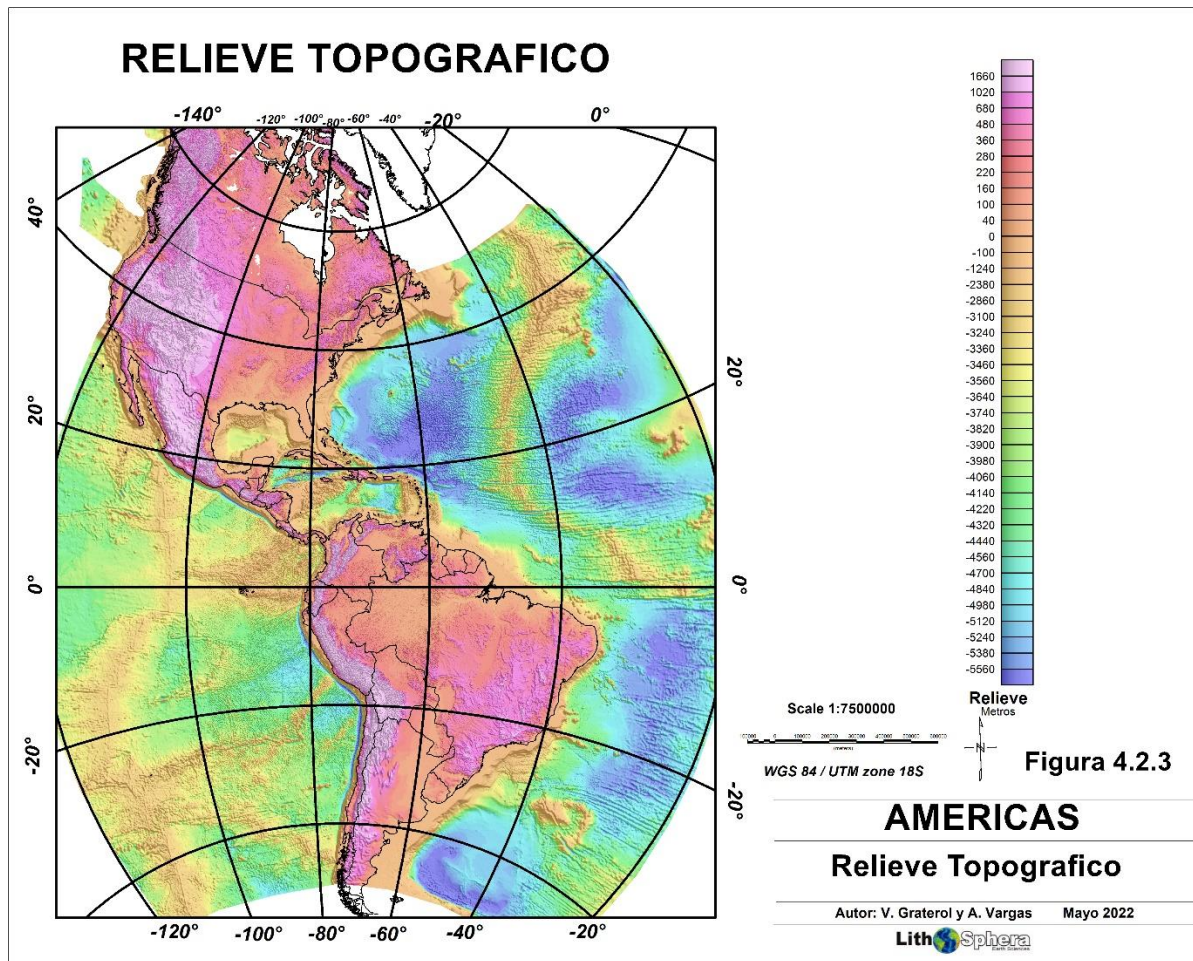
La BASE GRAVIMÉTRICA DE DATOS TERRESTRES consiste de un listado ASCII ordenado por LONGITUD que además de la LONGITUD, LATITUD, ALTURA, GRAVEDAD OBSERVADA, y la CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA, incluye una BANDERA que permite clasificar a las ESTACIONES.

<i>Bandera</i>	<i>Tipo de Estación</i>
1	Estación terrestre con altura por encima del NMM
2	Estación terrestre con altura por debajo del NMM
3	Estación Marina
4	Estación Submarina

Cada estación es una LINEA de este archivo ASCII que incluye LONGITUD, LATITUD, ESTACIÓN, ALTURA, GRAVEDAD OBSERVADA, BANDERA y CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA. Para manipular este archivo ASCII se implementó el programa **SECBOUGTierra.FOR** que permite no solo extraer las observaciones gravimétricas por VENTANAS de LONGITUD y LATITUD, sino que calcula para cada estación terrestre, marina y submarina

las Anomalías de Aire Libre y Bouguer para una densidad de Bouguer y arroja para la ventana seleccionada un archivo ASCII con la siguiente información para cada observación gravimétrica:

LONGITUD, LATITUD, ESTACIÓN, ALTURA, GRAVEDAD OBSERVADA, BANDERA, ANOMALÍA DE AIRE LIBRE, ANOMALÍA DE BOUGUER SIMPLE, CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA y ANOMALÍA DE BOUGUER TOTAL



Este archivo ASCII una vez introducido en OASIS MONTAJ permitirá la creación de la base para determinar las coordenadas planas UTM y posteriormente diseñar dentro de Geosoft: el mapa base de la ventana y los mapas en colores de las Anomalías de Aire Libre y Bouguer Total. El ANEXO al final de este informe incluye un listado de la fuente del programa SECBOUGTierra.FOR.

La **Figura 4.2.1**, muestra el cubrimiento gravimétrico terrestre que se ha podido evaluar y certificar de esta parte de Sur y Centro América. Adicionalmente a las REDES GRAVIMÉTRICAS PRIMARIAS y SECUNDARIAS de cada país, se evaluaron un total de 116 levantamientos terrestres levantados entre 1952 al 2004. Cada uno de esos levantamientos se unió a algún punto de las redes señaladas, se analizaron individualmente para elaborar la mejor malla posible que no mostrase ruido de alta frecuencia y se eliminaron estaciones individuales que muy posiblemente su ruido se debió a algún error de edición al copiar sus Características Principales de su registro analógico. Los archivos “GRAVITY STATION DATA de la NOAA”, correspondientes a Colombia, Bolivia, “South América” 1997 y 1993, US NGS de 1999, Alaska y México, se analizaron individualmente, Se encontraron innumerables estaciones repetidas y se eliminaron anomalías de ruido de alta frecuencia producidas por estaciones individuales.

La **Figura 4.2.4**, muestra la **ANOMALÍA DE BOUGUER TERRESTRE**, empleando una Densidad de Bouguer de 2.67g/cc. La BASE GRAVIMÉTRICA DE DATOS TERRESTRES consta actualmente de 789539 observaciones.

La Base de datos Gravimétricos Aéreos. Estaría formada por información proveniente de las siguientes fuentes: Durante los últimos 35 años las empresas petroleras que realizan actividades exploratorias en esta parte de Sur América han realizado relevamientos aerotransportados AEROGRAVIMÉTRICOS, AEROMAGNÉTICOS y GRADIOMÉTRICOS. Afortunadamente toda esta información se encuentra en las instituciones señaladas en forma digital. Las empresas que han trabajado son CARSON Aerogravity, FUGRO Airborne System y SANDER Geophysics. En años anteriores hay que señalar las adquisiciones solo Aero magnéticas de AERO SERVICE Corporation y GEOTERREX Ltd. y Aero gravimétricas de LCT y EDCON Aerosurveys.

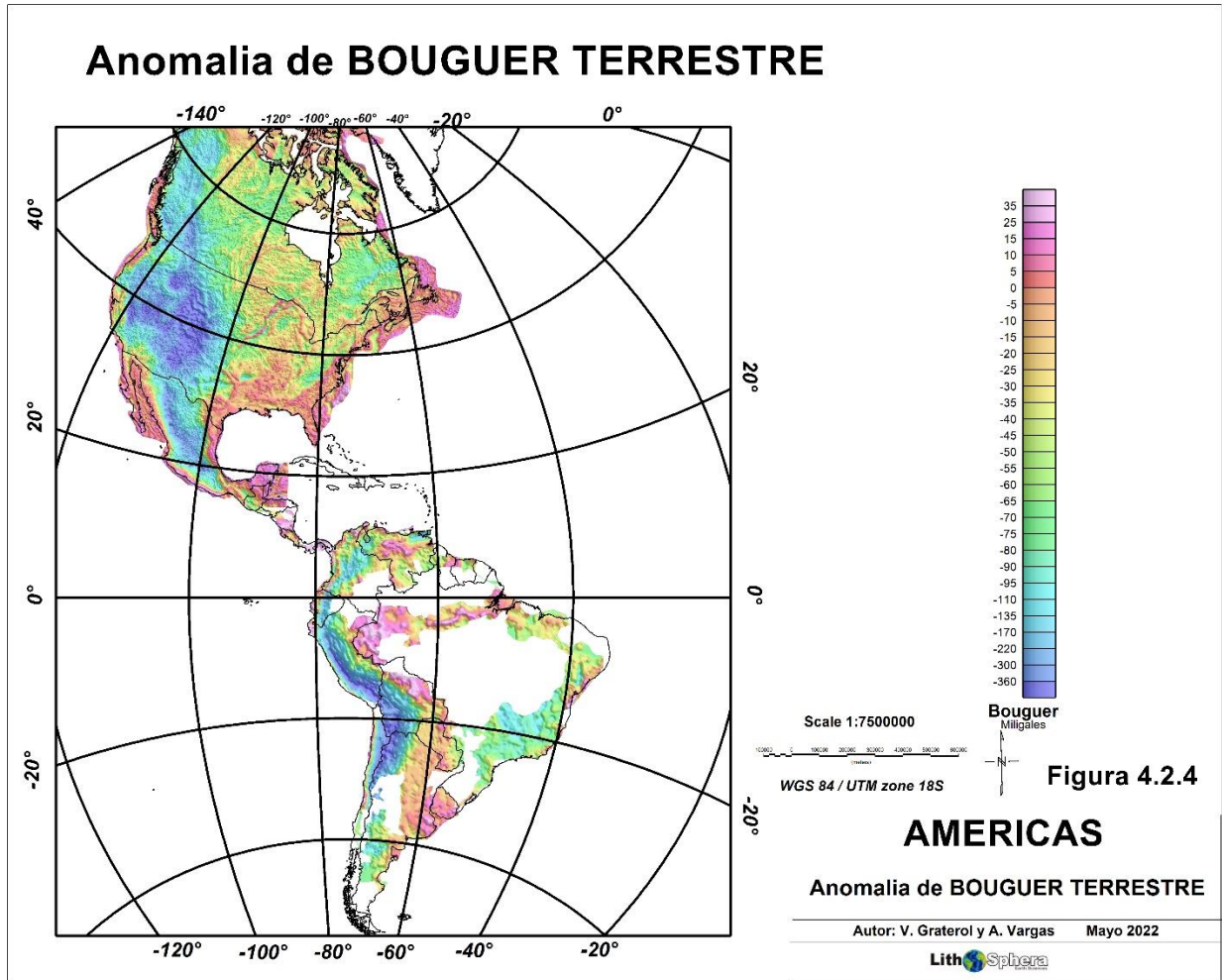
En el caso de la Aero gravimetría la Anomalía de Bouguer de cada una de las observaciones aéreas varía de una empresa a otra. CARSON entrega digitalmente “LAT, LONG, X, Y, Anomalía de Bouguer”, FUGRO entrega “LAT, LONG, X, Y, Todas las Componentes del Tensor Gravedad y parámetros de vuelo”, sin embargo, para cada uno de los levantamientos de FUGRO, a partir de la Componente **Gdd** hay que obtener **gd** que es la componente vertical de la

Aceleración de Gravedad ya convertida en la componente de alta frecuencia del Bouguer y finalmente hay que sumarle el Bouguer existente para añadir la componente de baja frecuencia. SANDER entrega “LAT, LONG, X, Y, parámetros de vuelo y Anomalías de Aire Libre y Bouguer”. Aunque los formatos de salida de las Principales Características de los levantamientos aéreos de cada compañía son diferentes, por simple manipulación digital es fácil leerlos y convertirlos a un formato único para la elaboración definitiva de la base de datos gravimétricos aéreos. Para cada una de las observaciones de CARSON, FUGRO, SANDER y LCT se elaboró una línea que incluyó: LONGITUD, LATITUD, ANOMALÍA DE BOUGUER. El programa **SECBOUGAire.FOR** permite extraer las observaciones gravimétricas por VENTANAS de LONGITUD y LATITUD, y arroja para la ventana seleccionada un archivo ASCII con la siguiente información para cada observación gravimétrica aérea:

LONGITUD, LATITUD, ANOMALÍA DE BOUGUER TOTAL

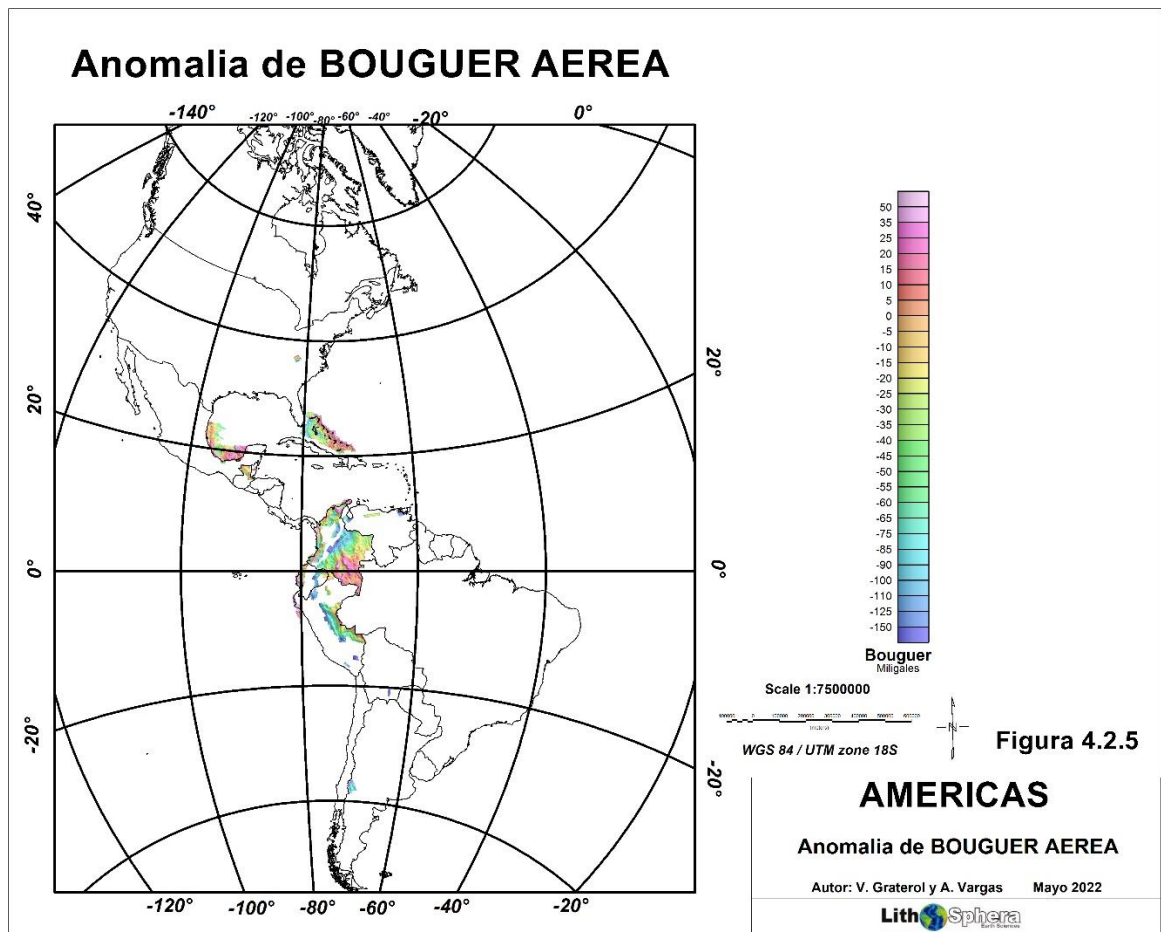
Este archivo ASCII una vez introducido en OASIS MONTAJ permite la creación de la base para determinar las coordenadas planas UTM y posteriormente diseñar dentro de Geosoft: el mapa base de la ventana y los mapas en colores de la Anomalía de Bouguer Total. El ANEXO al final de este informe incluye un listado de la fuente del programa SECBOUGAire. FOR.

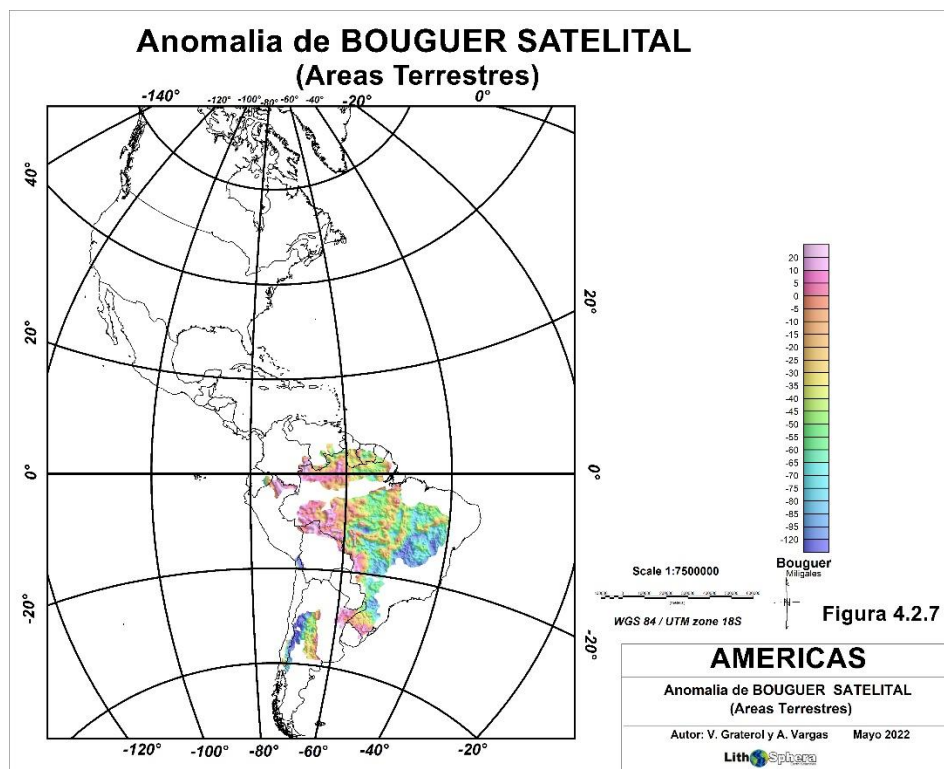
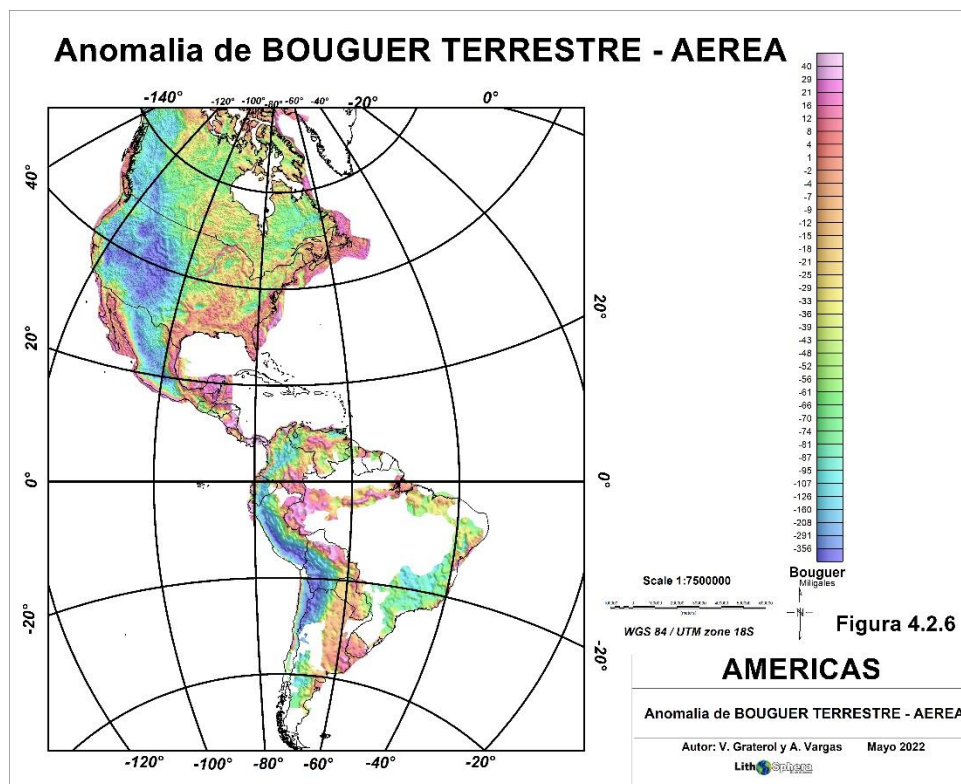
La **Figura 4.2.2**, muestra el cubrimiento gravimétrico aéreo que se ha podido evaluar y certificar de esta parte de Sur y Centro América. Se pudo tener acceso a 92 Levantamientos que fueron referidos a las redes gravimétricas en sus respectivos países. Individualmente a cada uno de esos levantamientos se procedió a construir mallas de Bouguer desde 500mX500m y se fue aumentando la distancia entre puntos de la malla, hasta que no se observaron ruidos de alta frecuencia asociados a las líneas de vuelo.

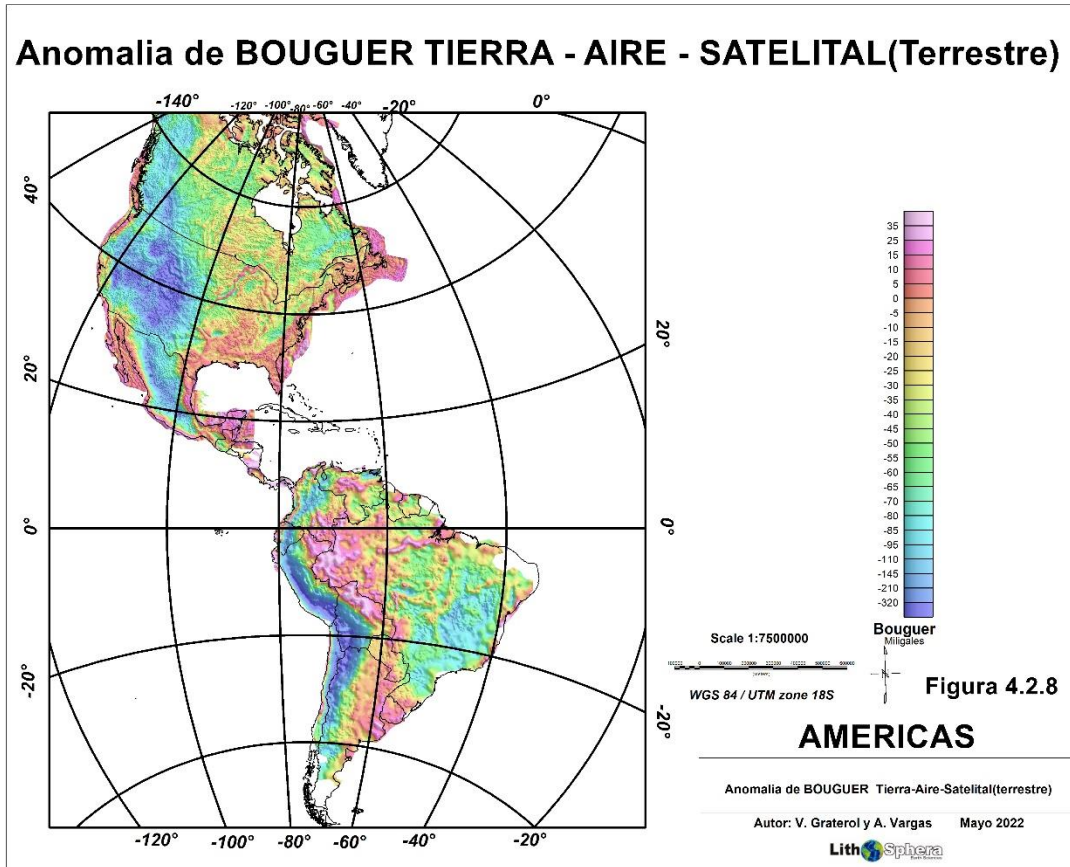


La **Figura 4.2.5**, muestra el Mapa Final de Anomalia de Bouguer que se obtiene al extraer mediante aplicación del Programa SECBouGAIRE.FOR todas las estaciones gravimétricas AÉREAS existentes en el área del cubrimiento que se muestra en la **Figura 4.2.2**. Una vez obtenidas las grillas finales de Anomalia de Bouguer, tanto de los datos terrestres como de los aéreos, mediante el módulo “gridkint” de Oasis Montaj, se obtuvo una grilla final para el Bouguer Total TIERRAAIRE que se muestra en la **Figura 4.2.6**. Puede observarse en esta figura, que existen áreas terrestres donde no hay cubrimiento terrestre o aéreo.

Para completar el cubrimiento terrestre total del área seleccionada, se empleó la información tanto del “South América Gravity Project”, Digital SRTM y la Anomalia de Aire Libre de Sandwell. La **Figura 4.2.7**, muestra el Bouguer que se obtuvo en las áreas terrestres donde no existe ni cubrimiento terrestre ni aéreo de las áreas Terrestres en Sur y Centro América. La **Figura 4.2.8** es la unión Terrestre-Aero-Satelital de las áreas terrestres de Sur-Centro América.



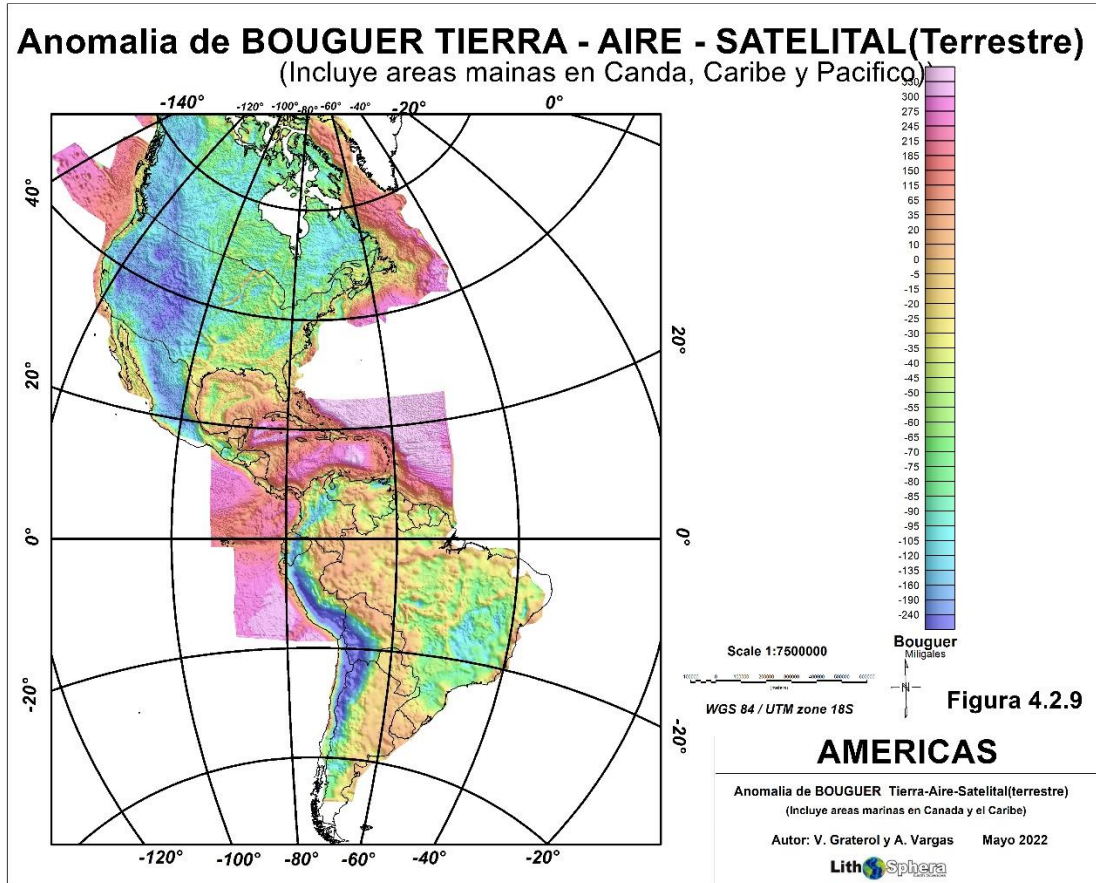




Los datos gravimétricos de los Estados Unidos (USA), Canadá y México están disponibles en La Base de “Gravity Stations” del “National Center for Enviromental Infrastructure (NOAA)” y en el Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática de México (INDESI). La Anomalia de Bouguer del área correspondiente al Mar Caribe, se obtuvo empleando el terreno digital SRTM y la Anomalia de Aire Libre de Sandwell. **La Figura 4.2.9** muestra la unión de estos levantamientos con el Bouguer Terrestre Aéreo Satelital de la **Figura 4.2.8**.

La Base de datos Gravimétricos Marinos. El área que muestra la **Figura 4.2.9**, incluye una gran porción de los Océanos Pacífico y Atlántico y la totalidad del Mar Caribe. Para determinar el Bouguer correspondiente a las zonas marinas, se extrajo de la Base de Datos de Geosoft, las mallas correspondientes, no solo del (SRTM World Elevation 3 arc-secons.GRD), sino de la BATIMETRÍA (SRTM 30 Plus V7.GRD) y de la Anomalia de Aire Libre (AAL) (Free Air Gravity (mgal) Sandwell v23.1.GRD). Para obtener el Bouguer Satelital se creó una base de datos que incluye para cada punto de una malla

de 1 kmX1km, LONGITUD, LATITUD, BATIMETRÍA y AAL. Empleando el algoritmo que se muestra a continuación, el programa ESCSandwell.for para cada punto de esta base de datos calcula la Anomalia de Bouguer (AB).



```

90      read(1,*,end=1000) este,norte,AAL,ALT

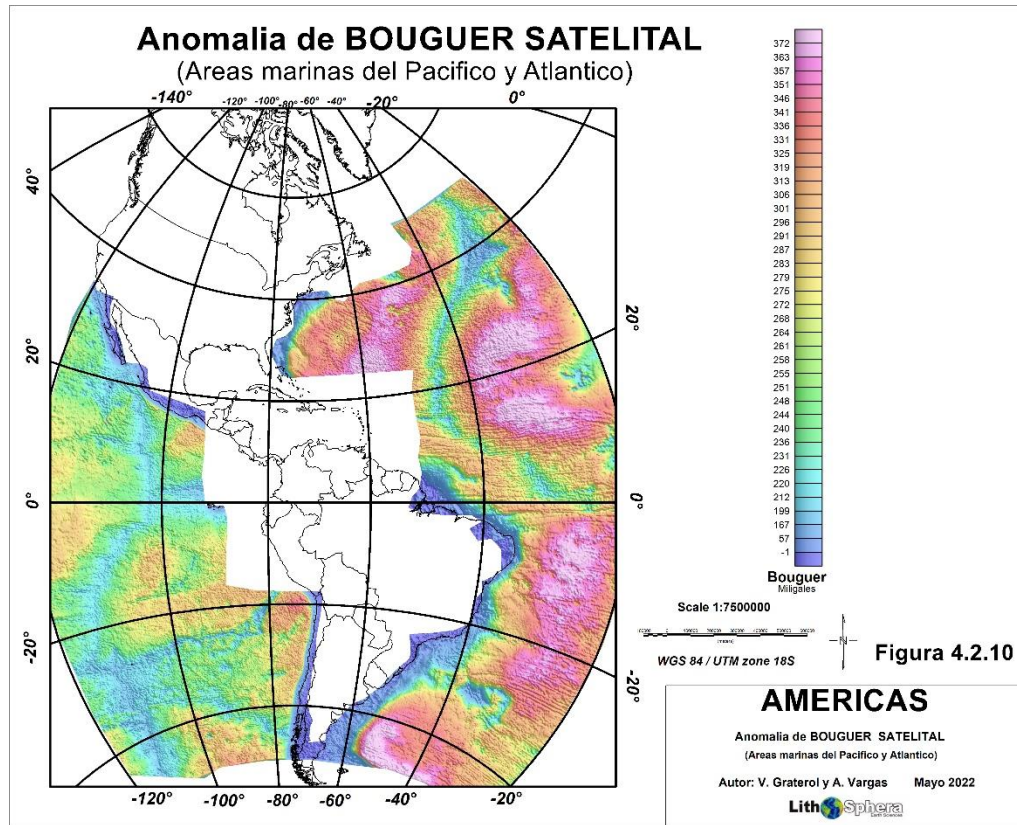
      if(alt.lt.0.00.and.alt.eq.0.0) go to 885
      if(alt.gt.0.0) go to 886
885      F2=2*3.1415*6.67E-3*(2.67-1.03)
          AB=AAL+F2*ABS(alt)
          go to 887
886      F2=2*3.1415*6.67E-3*2.67
          AB=AAL-F2*alt

887      WRITE(2,12) este,norte,AB

      GO TO 90

```

El archivo de salida de este programa para cada punto de la malla se obtiene LONGITUD, LATITUD, BATIMETRÍA, AAL y ANOMALÍA DE BOUGUER SATELITAL (AB). La **Figura 4.2.10**, muestra el Bouguer Satelital de las áreas marinas señaladas.



LA BASE DE DATOS TOTAL y EL MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER TOTAL de Sur y Centro AMÉRICA y ÁREAS CIRCUNDANTES. La MALLA FINAL DE UNIÓN DE TODAS LAS ANOMALÍAS DE BOUGUER constituye la BASE DE DATOS GRAVIMÉTRICOS TOTALES. El archivo final correspondiente a una malla de 1KmX1Km posee para cada nodo de la grilla LONGITUD, LATITUD, ANOMALÍA DE BOUGUER TOTAL. El programa **SECBougUSB.FOR** extrae en ventanas de LONGITUD – LATITUD los valores correspondientes de la AB Total. Al extraer mediante el uso de SECBougUSB.FOR todos los valores que existen en **Final500BougAbril2021.DAT**, la **Figura 4.2.11**, muestra el MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER DE SUR y CENTRO AMÉRICA.

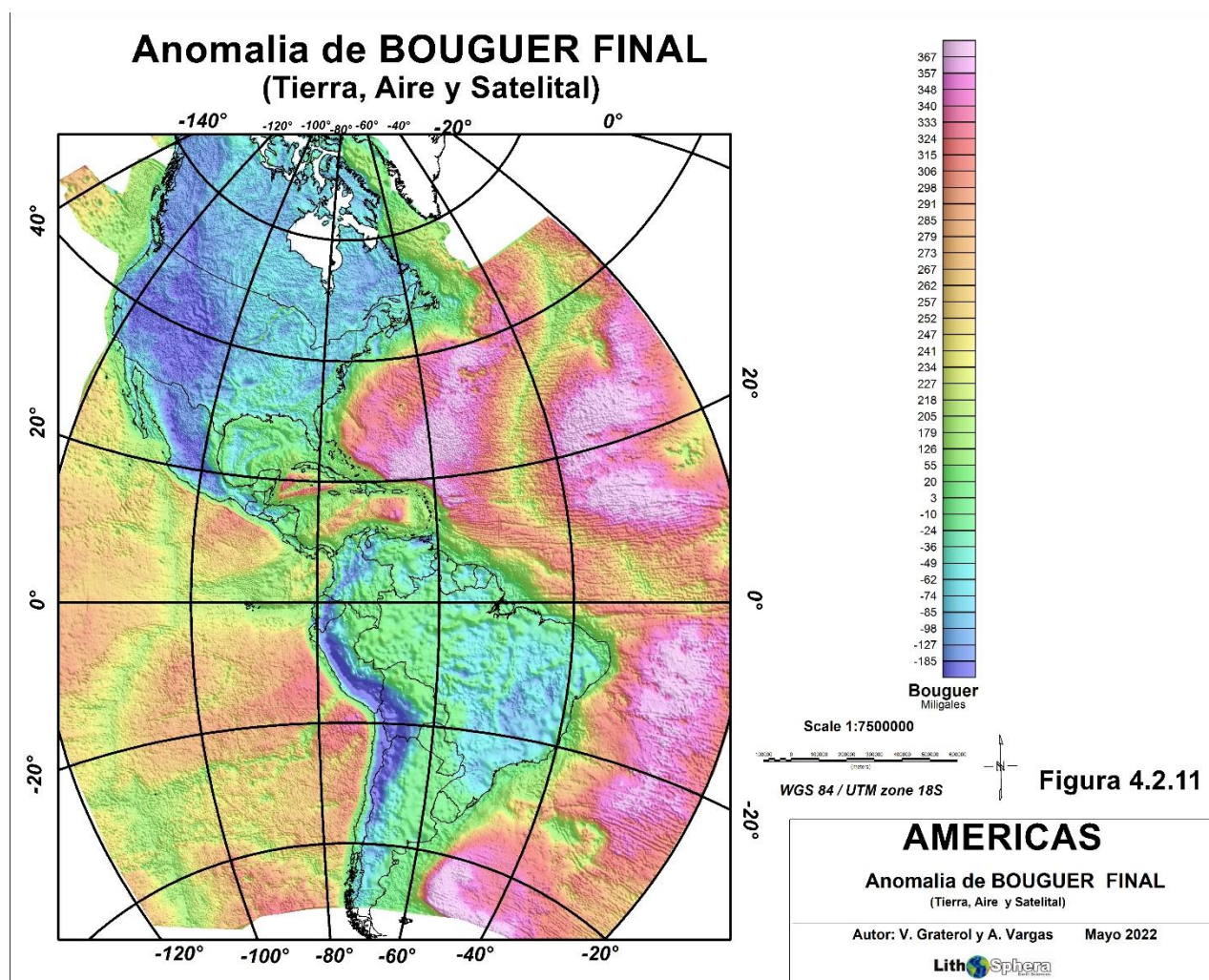
La Tabla 2, resume las bases de datos que se crearon y el respectivo programa que permite la extracción de la información.

<i>BASE DE DATOS</i>	<i>Tabla 2</i>	<i>PROGRAMA DE EXTRACCION</i>
DATOS TERRESTRES		
<i>BougLANDTodoABRIL2021.DAT</i> (Longitud, Latitud, Estacion, Altura, Gob, Bandera, Ct)		<i>SECBougTIERRA.FOR</i>
DATOS AEREOS		
<i>BougAIRETodoABRIL2021.DAT</i> (Longitud, Latitud, ANOMALIA DE BOUGUER)		<i>SECBougAIRE.FOR</i>
DATOS TERRESTRES-AEREOS		
<i>BougTIERRAAIRETodoABRIL2021.DAT</i> (Longitud, Latitud, ANOMALIA DE BOUGUER)		<i>SECBougTierraAire.FOR</i>
DATOS TOTALES (Terrestres, Aéreos y Satelitales)		
<i>BougFINALAMERICASABRIL2021.DAT</i> (Longitud, Latitud, ANOMALIA DE BOUGUER TOTAL)		<i>SECBougUSB.FOR</i>

Resumen y Recomendaciones. Este trabajo resume y permite manipular digitalmente toda la información GRAVIMÉTRICA que se ha podido recopilar de los trabajos de adquisición terrestre y aerotransportada realizados principalmente para la Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH), PDVSA, PetroPERU. PetroECUADOR y empresas petroleras que han realizado actividades exploratorias en Venezuela, Colombia, Ecuador y Perú.

Adicionalmente los levantamientos de SANDER Geophysics y Fugro Airborne System para empresas operadoras en Colombia constituyeron fuente de información para las BASES DE DATOS que se presentan. También los datos gravimétricos terrestres que la Sección de Geofísica del Laboratorio “D” de la Universidad Simón Bolívar y el Instituto Geográfico de El Perú (IGP-INGEMET) y algunos del IGM, que se pudieron evaluar y certificar también se emplearon para poder integrar y producir un Mapa de Anomalía de Bouguer de Sur y Centro América. TODAS LAS UNIONES DE GRILLAS terrestres, aéreas y satelitales se hicieron con el Módulo “GRIDKNIT” de Oasis Montaj. Tal como se muestra en la **Tabla 2**, se presentan cuatro (4) BASES DE DATOS GRAVIMÉTRICOS. (Terrestres, Aéreos, Terrestre-Aéreo-Satelital y TOTAL). La **Base de Datos Gravimétricos TOTAL** es una malla de 1KmX1Km, que se

construyó tomando en cuenta que en aquellas áreas donde el cubrimiento terrestre es mejor que el aéreo, se usaron los DATOS TERRESTRES DE BOUGUER; y viceversa donde los datos aéreos poseen mejor cubrimiento que los terrestres se emplearon éstos. La Extracción de todos los valores de Bouguer permitió la elaboración del MAPA DE ANOMALÍA DE BOUGUER de Sur y Centro América que se presenta en la **Figura 4.2.11**.



A finales del 2019 Perupetro abrió una licitación para estandarizar su información GRAV/MAG. Al presentar el volumen de información a ser

procesada, se pudo comprobar que en los últimos cinco años SANDER Geophysics y FUGRO Airborne System han realizado levantamientos aerotransportados principalmente en la Cuenca de Marañón.

Similarmente SANDER Geophysics realizó un extenso levantamiento en la Costa Ecuatoriana y gran parte de la Cuenca de Oriente. Similarmente en Colombia Fugro Airborne System, realizó un levantamiento Falcon-Gradiometrico para Ecopetrol en la zona de El Caguán y otro para BHP en los Llanos Orientales de Colombia. También en Argentina el IGM posee una base de datos de más de 16 mil estaciones gravimétricas en Puntos de Nivelación Geodésica, al igual que los levantamientos en México de más de 12 mil estaciones del INGESI. Una vez que esta información sea disponible, las bases de datos tienen que ser retroalimentadas para incluir estos nuevos datos existentes.

Separación Regional - Residual

Todo intento de interpretar un mapa de campo potencial comienza con la determinación de que parte del campo observado puede ser ignorada para el objetivo de un estudio en particular ("**Regional**") y cuál parte es significativa para el objetivo principal de la interpretación ("**Residual**"). Es perfectamente aceptado en interpretación gravimétrica y/o magnética que el regional es "**is what you take out of the data to make what is left look like structure**", ("lo que usted saca de los datos para permitir ver mejor la estructura") Nettleton (1971). La **separación regional-residual** nunca podrá ser totalmente objetiva, depende en alto grado de la experiencia del intérprete, conocimiento de la geología del área, calidad de los datos potenciales y finalmente del objetivo de la interpretación. Las anomalías residuales (gravimétricas y magnéticas) se obtienen de los Mapas de Anomalía de Bouguer (AB) e Intensidad Magnética Total Reducida al Polo (IMTRP), por sustracción de las tendencias regionales. El proceso de separación regional-residual consiste en filtrar de la señal inicial (AB e IMTRP), las señales de pequeña longitud de onda y eliminar los gradientes o valores de fondo de amplitud y longitud de onda mayor.

Este proceso se efectúa de varias formas:

Suavizado a Mano

Ajuste por Polinomios

Ajuste por Polinomios.

Análisis en Dominio del Espacio.

- * Derivadas

- * Continuación de campo

Análisis Espectral - FFT

- * Continuación de Campo

- * Filtros de Pasa Banda

- * Derivadas

- * Filtros Direccionales

Antes de describir los principales métodos de Separación – Residual, es conveniente analizar la relación que tienen las anomalías magnéticas en función de la Latitud Geomagnética. La posición y forma de las anomalías magnéticas no solo depende de las características físicas del material magnéticamente permeable que las produce, sino también de su localización y orientación dentro del Campo Geomagnético de la Tierra (Asumiendo solo magnetización inducida).

El Campo Internacional Geomagnético de Referencia (I.G.R.F.) es la información que necesitamos para saber dónde estamos respecto al levantamiento. Anomalías magnéticas máximas se ubican sobre el cuerpo que las produce cuando estamos a altas latitudes, en cambio a latitudes intermedias, las anomalías magnéticas muestran lóbulos positivos y negativos. En las cercanías del Ecuador Magnético las anomalías se ubican sobre el cuerpo que las produce, pero mostrando signo contrario de los polos. Para obtener simetría con los resultados gravimétricos, los mapas con los contornos magnéticos se transforman analíticamente como si los datos fueron adquiridos al Polo Norte Geomagnético (Reducción al Polo o “pseudo” gravimétrica). Al aplicar esta transformación a las anomalías magnéticas para que coincidan con las gravimétricas, se facilita mucho poder comprobar si

ambas son producidas por el mismo cuerpo o estructura. Esta transformación es muy efectiva siempre y cuando la magnetización es solo inducida y se considera despreciable el magnetismo remanente.

Principios de la Separación Regional-Residual por el Método de las Superficies de Tendencias

Si valores exactos ω de una función $\mathbf{F}(\mathbf{x}, \mathbf{y})$, se conocen en un conjunto de puntos $(\mathbf{X}_i, \mathbf{Y}_i)$. Los puntos también pueden venir de mallas interpoladas de datos irregularmente espaciados, podemos escribir $\mathbf{F}$ como:

$$F(x, y) = \sum_{k=1}^K a_k \theta_k(x, y) \quad (4.1)$$

donde: $\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k$ son funciones de x, y
 $a_1, a_2, \dots, a_k$ son constantes

Si $\mathbf{R}(\mathbf{X}_i, \mathbf{Y}_i)$ es el ERROR RESIDUAL en un punto donde la variable se conoce, aplicando la ecuación anterior podemos escribir:

$$R(x_i, y_i) = \omega_i - \sum_{k=1}^k a_k \cdot \theta_k(x_i, y_i) \quad (4.2)$$

y mediante aplicación del Método de Mínimos Cuadrados, los coeficientes a_k deben satisfacer la condición:

$$M = \sum_{i=1}^I [R(x_i, y_i)]^2 = \sum_{i=1}^I \left[\omega_i - \sum_{k=1}^k a_k \cdot \theta_k(x_i, y_i) \right]^2 = \text{Mínimo} \quad (4.3)$$

Si asumimos que a_r es una de estas soluciones a_k . Para cada a_r tendremos la siguiente condición:

$$\frac{\partial M}{\partial a_r} = \sum_{i=1}^I \left[2\omega_i - \sum_{k=1}^k a_k \cdot \theta_k(x_i, y_i) \right] \cdot \theta_r(x_i, y_i) \quad (4.4)$$

y multiplicando esta última ecuación por $\theta_r(x_i, y_i)$ y reorganizando términos, arribamos a la expresión:

$$\sum_{i=1}^I \omega_i \cdot \theta_r(x_i, y_i) = \sum_{k=1}^I \theta_k(x_i, y_i) \cdot \theta_r(x_i, y_i) \quad (4.5)$$

Sí r toma los valores de 1 hasta k ; podemos entonces establecer k ecuaciones con k valores de a_k desconocidos. Estas ecuaciones se conocen como ECUACIONES NORMALES del Método de los Mínimos Cuadrados. Resolviendo estas ecuaciones para las constantes a_k ; la función $F(x, y)$ puede definirse perfectamente. El único problema es la selección de las funciones, ya que como hemos señalado los datos originales provienen de mediciones irregularmente espaciadas y/o mallas interpoladas de los mismos. Sí se utilizan los datos originales el procedimiento es el siguiente:

$$\theta_1 = 1, \theta_2 = x, \theta_3 = y, \theta_4 = x^2, \theta_5 = xy, \theta_6 = y^2, \dots$$

La superficie sería:

$$F(x, y) = a_1 + a_2x + a_3y + a_4x^2 + a_5xy + a_6y^2 + \dots$$

y trabajando con nuestras ecuaciones en forma matricial, obtendríamos:

$$\begin{pmatrix} \omega_1 & \dots & \omega_k \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & x_1 & \dots & x_1^p y_1^q \\ 1 & x_2 & \dots & x_2^p y_2^q \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & x_I & \dots & x_I^p y_I^q \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a_1 & \dots & a_k \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & 1 & \dots & 1 \\ x_1 & x_2 & \dots & x_I \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_1^p y_1^q & x_2^p y_2^q & \dots & x_I^p y_I^q \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & x_1 & \dots & x_1^p y_1^q \\ 1 & x_2 & \dots & x_2^p y_2^q \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & x_I & \dots & x_I^p y_I^q \end{pmatrix} \quad (4.6)$$

que en forma abreviada la podemos escribir como:

$$\omega_{li} \mathbf{P}_{kl}^T = \mathbf{a}_{lk} \mathbf{P}_{kl} \mathbf{P}_{ki}^T \quad (4.7)$$

De donde por simple manipulación matemática se llega a:

$$\mathbf{P}_{kl} \mathbf{P}_{ki}^T = \mathbf{A}_{kk}, \omega_{li} \mathbf{P}_{ki}^T = \omega \mathbf{P}_{lk}, \omega \mathbf{P}_{lk} = \mathbf{a}_{lk} \mathbf{A}_{kk} \quad (4.8)$$

Al multiplicar ambos miembros de esta última identidad por $\mathbf{A}_{kk}^{-1}$ se obtiene:

$$\mathbf{a}_{lk} = \omega \mathbf{P}_{lk} \mathbf{A}_{kk}^{-1} \quad (4.9)$$

expresión que permite calcular los valores $\mathbf{a}_k$, que no son otros que los coeficientes de la Superficie Polinómica $F(x, y)$.

Separación Regional – Residual Polinómica en la parte sur de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena – Colombia

La cuenca del Valle Medio del río Magdalena ha sido objeto de exploración y producción petroleras por décadas. En su parte central, en las cercanías de Barranca Bermeja, se hicieron los descubrimientos del Campo La Cira Infanta. Aquí vamos a emplear los datos gravimétricos existentes en la parte central y sur de la cuenca, para mostrar la utilidad de la separación regional - residual polinómica. La **Figura 4.2.12**, muestra la localización del área seleccionada y la **Figura 4.2.13** la Anomalía de Bouguer. Se han incluido los pozos exploratorios y de desarrollo que se han perforado en esta parte de Colombia.

La Anomalía de Bouguer en el sur del VMM muestra dos ejes de anomalías longitudinales. El eje negativo corresponde a la parte más profunda de la cuenca y el eje positivo presente a lo largo del borde occidental del área seleccionada, corresponde prácticamente a afloramientos ígneo - metamórficos del basamento de la cuenca que aflora en la Cordillera Central de Colombia.

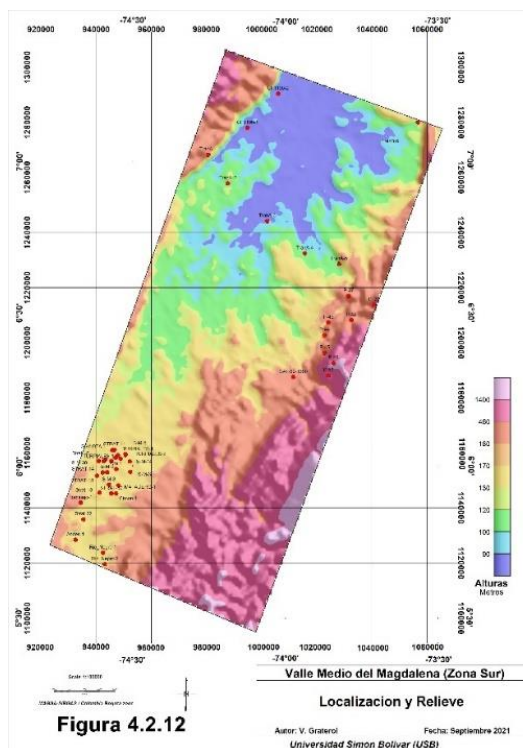


Figura 4.2.12

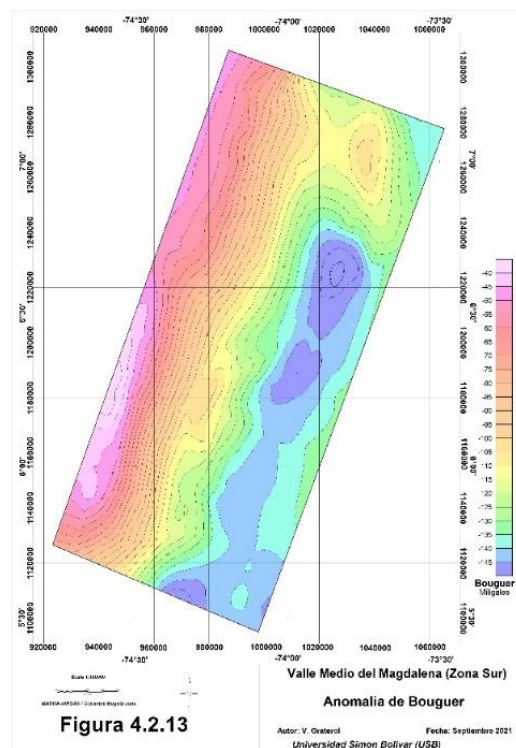


Figura 4.2.13

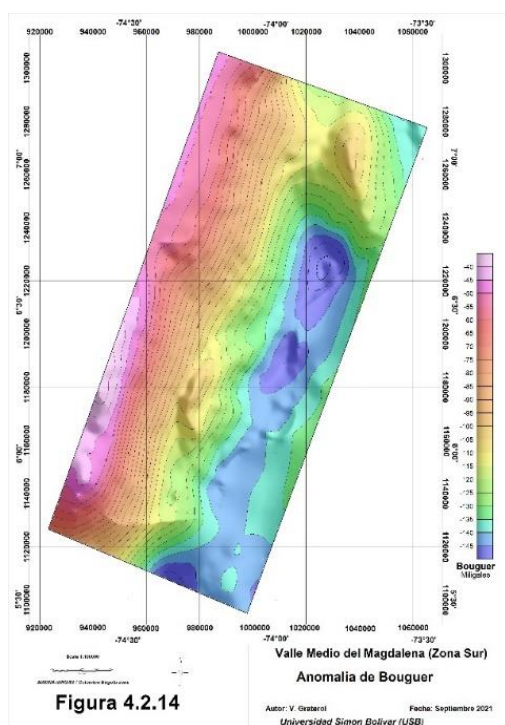


Figura 4.2.14

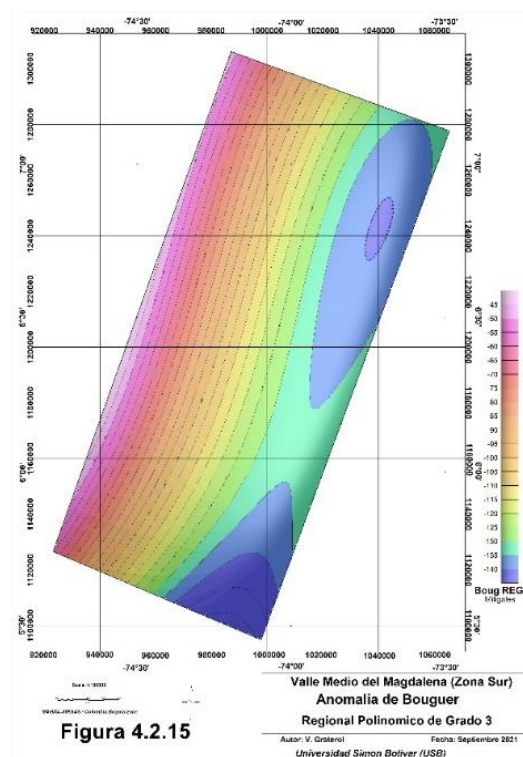
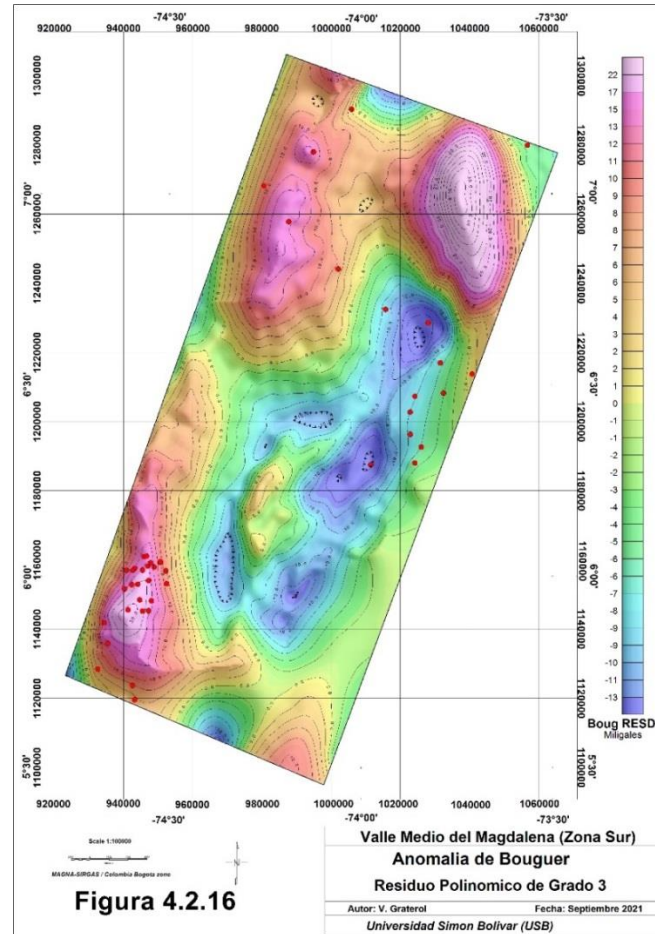


Figura 4.2.15



El gradiente gravimétrico que separa los ejes es producido por el contraste de densidad que existe entre las secuencias sedimentarias presentes en la cuenca contra su basamento ígneo metamórfico. El basamento va acercándose a la superficie a medida que nos movemos desde el eje negativo hacia el occidente, por consiguiente, también los espesores de los sedimentos disminuyen en esa dirección. El alto gravimétrico de Bouguer en la esquina nor oriental del área, corresponde al alto estructural donde existen los descubrimientos de hidrocarburos de La Cira Infante. En la zona central del área, donde comienza el gradiente gravimétrico, se observa una protuberancia que forma un alto gravimétrico de interés exploratorio. La **Figura 4.2.14** es la imagen de relieve a color de la Anomalia de Bouguer, nótese como las anomalías de alta frecuencia muestran que el tope del basamento no es un monoclinal, sino que en su superficie existen altos y bajos estructurales de sumo interés. Donde existe la protuberancia, ahora el alto gravimétrico está perfectamente delimitado.

Con el objeto de resaltar las anomalías de alta frecuencia del Bouguer, se realizó la separación regional residual polinómica. La **Figura 4.2.15** muestra la Superficie Regional de Tercer Grado, y la **Figura 4.2.16** muestra el Residuo gravimétrico que se obtiene al restar este Regional del Bouguer original. Se puede observar como en el extremo sur occidental todos los pozos exploratorios coinciden con un complejo alto residual de Bouguer. Por estar situado este alto muy próximo al extremo occidental todos los objetivos estuvieron diseñados a prospectos relativamente someros, donde el tope del basamento se encontró entre los 500 m al 2200 m de profundidad relativo al NMM. En la parte norte del área los altos residuales, especialmente el ubicado en el extremo nororiental, es donde se han descubierto los principales campos petroleros en el VMM. Pero lo más importante en esta interpretación preliminar en el sur del VMM, es la protuberancia señalada. Ahora el residuo muestra un claro alto de basamento con un cierre bien definido, rodeado de los depocentros más profundos de la cuenca, donde se generaron los hidrocarburos.

Principios de la Separación Regional-Residual por el Método del Dominio de la Frecuencia. (Transformada Rápida de Fourier 2D, FFT)

La separación de las componentes regional y residual de cualquier mapa potencial, se puede realizar en el dominio del Número de Onda, donde los Coeficientes de Fourier de los datos de entrada se multiplican por la respuesta de filtros específicos. La transformada de la integral de Fourier **G(u,v)** de una función **g(x,y)** se define como:

$$G(u,v) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(x,y) e^{-2\pi i(ux+vy)} dx dy \quad (4.10)$$

dónde **u** y **v** son las frecuencias unitarias asociadas con x (dirección norte) e y (dirección sur), respectivamente. En la práctica la función del potencial de campo **g(m,n)** se conoce solo discretamente (malla interpolada de datos irregularmente espaciados) y por supuesto la transformación hay que obtenerla empleando la Transformada de Fourier Discreta:

$$G(u, v) \sum_{m=0}^{M-1} \sum_{n=0}^{N-1} g(m, n) e^{-2\pi i \left(\frac{km}{M} - \frac{ln}{N} \right)} \quad (4.11)$$

dónde: **m** y **n** son enteros que representan los puntos de la malla en el dominio del espacio o real **k** y **l** son enteros que representan los puntos de la malla en el dominio de la frecuencia o imaginario. **M** y **N** son el número de filas y columnas respectivamente.

El filtrado bidimensional es simplemente la convolución:

$$f(x, y) = h(x, y) * g(x, y) \quad (4.12)$$

que en notación integral es:

$$f(x, y) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} h(x, y) \cdot g(x - u, y - v) du dv \quad (4.13)$$

donde:

$g(x, y)$ son los datos de entrada

$f(x, y)$ es la salida filtrada

$h(x, y)$ el filtro o función del filtro.

Escribiendo la Transformada de Fourier en mayúscula y aplicando esta transformada a la ecuación anterior, conjuntamente con el teorema de la Deconvolución, arribamos a:

$$F(u, v) = H(u, v) \cdot G(u, v) \quad (4.14)$$

donde **u** y **v** son los números de onda asociados con los ejes **x** e **y** respectivamente. Es conveniente hacer notar que la convolución en el dominio del espacio es equivalente a una multiplicación en el dominio de la frecuencia. En la aplicación de análisis de frecuencia bidimensional, los datos de entrada son transformados al dominio de la frecuencia. Los

coeficientes de Fourier que resultan $G(k,l)$ se multiplican por el número de onda de la respuesta del filtro $H(k,l)$, para cada punto de la malla en el dominio de Fourier. En esta forma obtenemos los filtrados coeficientes de Fourier $F(u,v)$. La malla de salida ya filtrada se obtiene aplicando la Transformada de Fourier Inversa:

$$f(m,n) = \sum_{k=0}^{M-1} \sum_{l=0}^{N-1} F(k,l) e^{-2\pi i \left(\frac{km}{M} + \frac{ln}{N} \right)} \quad (4.15)$$

La deducción de las respuestas de frecuencia de los filtros de uso más común puede encontrarse en la literatura geofísica, sin embargo, se tabulan a continuación las respuestas de los operadores más convencionales. (Se asume que las distancias están en kilómetros y que el sistema de referencia x, y, z corresponde al este, norte y hacia abajo respectivamente).

Filtro	Respuesta
Continuación de campo $z < 0$ hacia abajo $z > 0$ hacia arriba	$e^{-2\pi z} (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}$
Primera derivada al vertical	$2\pi (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}$
Segunda derivada al vertical	$4\pi^2 (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}$
Transformación pseudo gravimétrica [mgals]	$\frac{\omega \gamma \rho / 2\pi I}{(inl' + ivm' + \omega n')(inl + ivm + \omega n)}$

dónde:

l', m', n' son los cosenos direccionales del campo geomagnético relativos a x, y y z

l, m, n son los cosenos direccionales del vector magnetización ω es la frecuencia

radial γ es la constante de gravitación universal [cgs] I es la Intensidad de Magnetización. ρ es la densidad [grs/cc]

Transformación pseudo magnética [gammas] ecuación anterior invertida

Reducción al polo:

$$\frac{u^2 + v^2}{(inl' + imv' + \omega n')(inl + ivm + \omega n)}$$

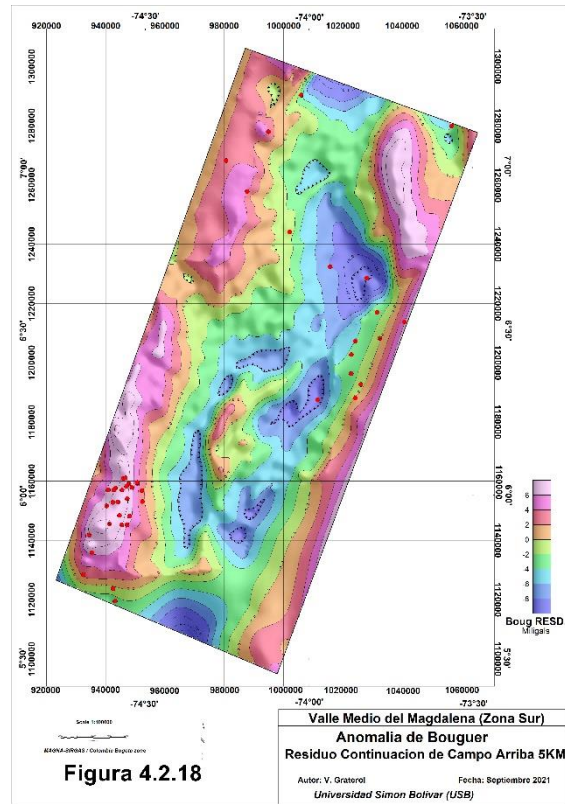
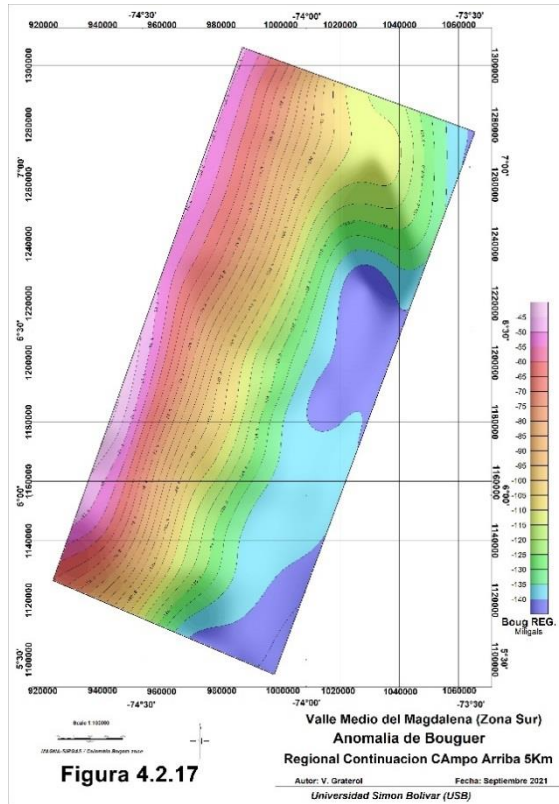
Reducción al Ecuador:

$$\frac{-u^2}{(inl' + ivm' + \omega n')(inl + ivm + \omega n)}$$

Separación Regional – Residual en el Dominio de la Frecuencia en la parte sur de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena – Colombia

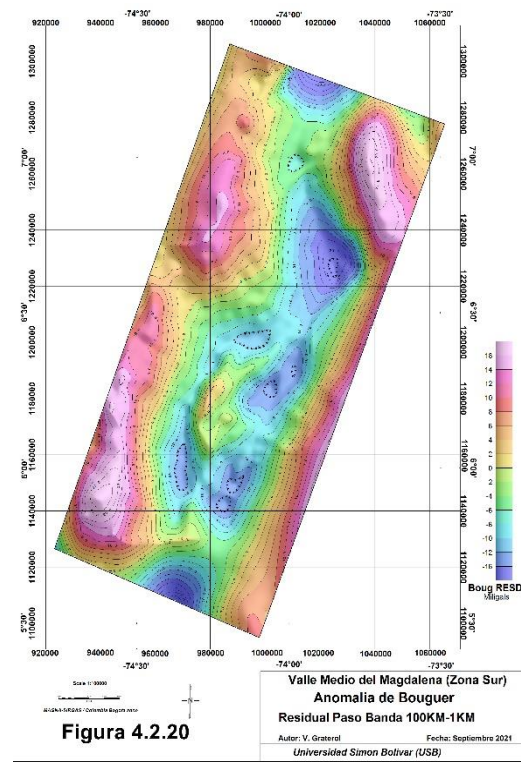
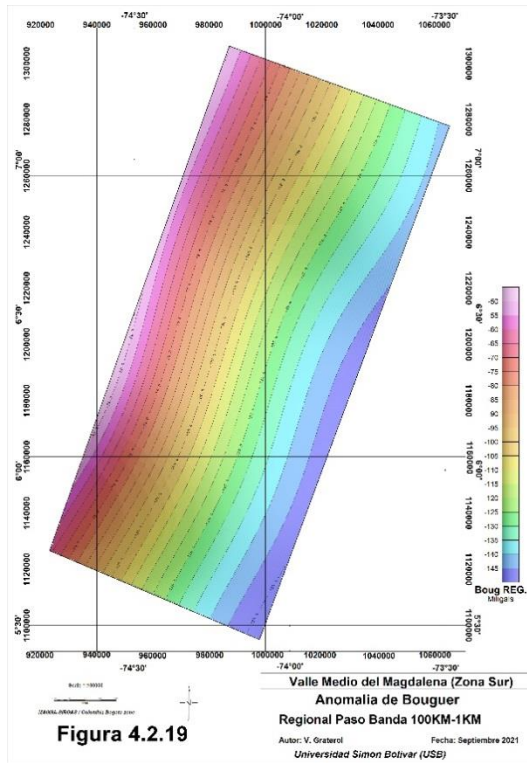
Considerando lo interesante de los resultados que se obtuvieron en esta localidad al usar separación regional – residual polinómica, mostraremos aquí, los resultados al aplicar Continuación de Campo Hacia Arriba y un Filtro Paso-Banda. Estos procesos se realizaron con el módulo “Magmap” de Oasis Montaj.

La **Figura 4.2.13** es la Anomalía de Bouguer del sur del Valle Medio del Magdalena en Colombia. La **Figura 4.2.17** es la Anomalía de Bouguer Continuada Hacia Arriba 5 km. y la **Figura 4.2.18** es la diferencia entre la Anomalía de Bouguer menos ella misma continuada hacia arriba; por consiguiente, esta última figura representa el Residuo de la Anomalía de Bouguer Continuada Hacia Arriba 5 km.



Similarmente las **Figuras 4.2.19 y 4.2.20** representan respectivamente la Anomalia de Bouguer al aplicársele un filtro Paso Banda de 100 km-1km y el Residuo Paso Banda al restar esta superficie de la Anomalia de Bouguer original.

Tal como puede apreciarse, en este caso particular, los residuos en el dominio de la frecuencia muestran resultados similares a los que se obtuvieron al realizar la separación regional – residual polinómica.



4.3. Interpretación Cuantitativa

Cuando la forma de las anomalías representadas tanto en planta como en perfiles se emplea para determinar o definir la forma, posición y la magnitud de las distribuciones de densidad y/o susceptibilidad magnética, este tipo de interpretación se denomina **cuantitativa**. En general el proceso cuantitativo abarca las siguientes secciones:

- ❖ Profundidad al Basamento Magnético
- ❖ Profundidad al Basamento Gravimétrico
- ❖ Modelaje Gravimétrico – Magnético

Determinación de Profundidad del Basamento Magnético por Análisis Espectral

La profundidad de las fuentes que forman la geometría del TOPE y la BASE de la corteza magnetizada se puede determinar mediante ANÁLISIS ESPECTRAL 2D de relevamientos magnéticos. En este trabajo vamos a emplear el desarrollo de Bhattacharyya, Leu (1975, 1977) y Okubo (1985) quienes siguiendo con el análisis del espectro de potencia en base a lo planteado por A. Spector y F. Grant (1970), proponen que la primera pendiente del espectro de potencia al graficar el logaritmo de la raíz del espectro radial de potencia representa la profundidad del centroide **Z₀** de nuestra fuente. La relación que plantean incluyendo a Githiri, JG (2012) se expresa matemáticamente como:

$$\ln \left[\frac{P(s)^{1/2}}{|s|} \right] = \ln A - 2\pi |s| Z_0 \quad (4.16)$$

Donde **P(s)** es el espectro radial de potencia de la anomalía, **s** es el número de onda, **A** es la suma de constantes independientes del número de onda y **Z₀** es la profundidad del centroide de nuestra fuente. El procedimiento propone que para calcular **Z_b** que es la profundidad de la base de nuestra fuente magnética, se tiene que calcular en primer lugar **Z₀** que es la primera pendiente que se encuentra en la gráfica del espectro de potencia radial, después se calcula **Z_t** con la segunda pendiente que se encuentra en la gráfica y obteniendo esas dos profundidades se puede calcular **Z_b** como:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (4.17)$$

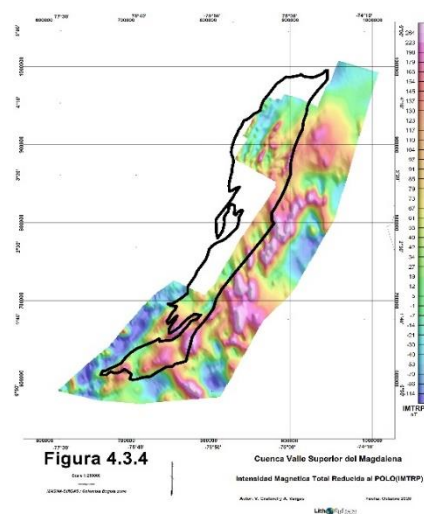
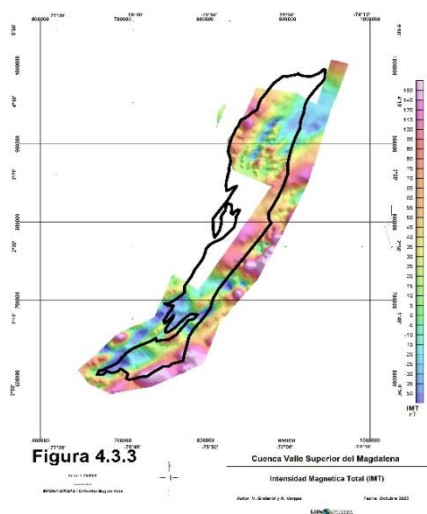
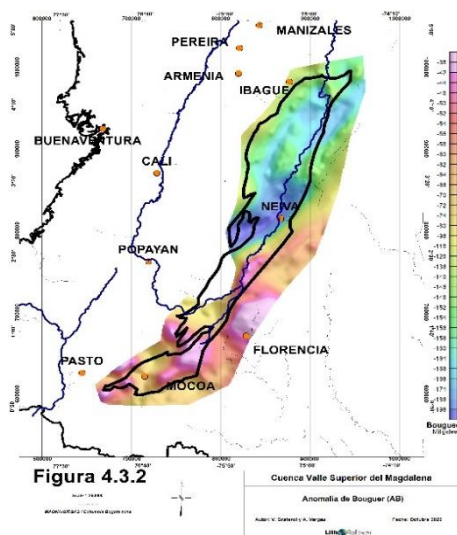
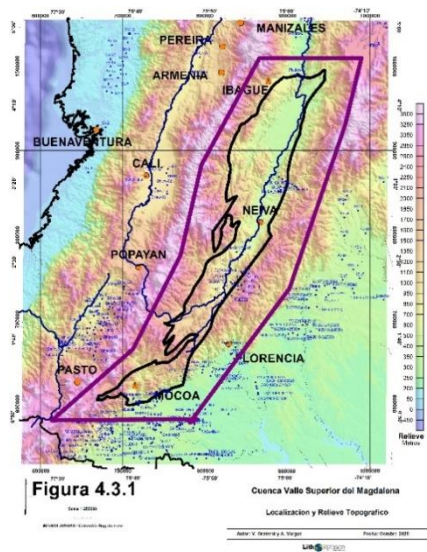
Donde **Z_b** es la profundidad de la base de la fuente magnética, **Z₀** que es la profundidad del centroide de la fuente y **Z_t** que es la profundidad del tope de nuestra fuente magnética. La profundidad promedio del tope y el centroide de la fuente es calculada a partir de la pendiente de sus respectivas gráficas, las cuales se calculan con la siguiente expresión:

$$Z = - \frac{m}{4\pi} \quad (4.18)$$

Donde Z es la profundidad ya sea del centroide o del tope de la fuente y m es la pendiente que se mide en el espectro de potencia radial.

Determinación, mediante Análisis Espectral, el Tope del Basamento Magnético en la Cuenca del Valle Superior del Magdalena

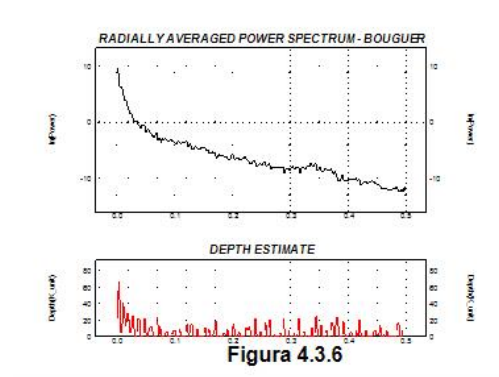
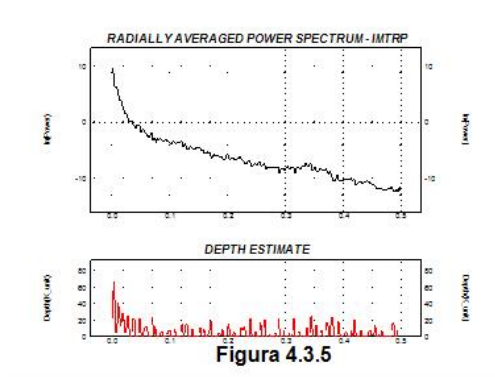
Las **Figuras 4.3.1 y 4.3.2** muestran la localización de la cuenca y la Anomalia de Bouguer. Las **Figuras 4.3.3 y 4.3.4** son la Intensidad Magnética Total (IMT) y la Intensidad Magnética Total Reducida al Polo (IMTRP).



Una vez que los datos gravimétricos y magnéticos han sido convertidos en grillas, sus respectivos mapas de contornos representan un conjunto combinado de longitudes de onda. Los datos REGIONALES generalmente son de baja frecuencia y longitud de onda larga, en cambio los RESIDUOS son de alta frecuencia y longitud de onda corta. La mejor solución para que esta separación sea óptima se basa en analizar el contenido de frecuencia de los datos. El procedimiento denominado “Radial Average Spectrum, RAS “, fue introducido por Spector A. and Grant F. (1970), donde asumiendo una distribución aleatoria de fuentes como prismas verticales, que pudiesen predecir el espectro de potencia que generarían, lograron con la ayuda del espectro radial de potencia llegar a la relación de que la mitad de la pendiente del logaritmo del espectro de potencia representa la profundidad donde se encuentra el tope **Zt** de la fuente magnética.

$$\ln[P_s^{1/2}] = \ln B - 2\pi|s|Z_t \quad (4.19)$$

Donde **P(s)** es el espectro radial de potencia de la anomalía magnética, **s** es el número de onda, **B** es la suma de constantes independientes del número de onda y **Zt** es la profundidad del tope de nuestra fuente. Todos los resultados que se muestran del análisis espectral se realizaron con el módulo “magmap” de Oasis Montaj.



La salida que ofrece Oasis Montaj (MAGMAP), (**Figuras 4.3.5 y 4.3.6**), no permite estimar las pendientes para calcular las profundidades de las fuentes que producen la IMTRP y el Bouguer. Pero el programa POWER.FOR que se anexa al final de este informe, a partir de los archivos con extensión SPC, calcula las columnas correspondientes a **Ln_p^(1/2)**, **Ln((p^(1/2))/abs(s))** y **abs(s)**.

Tabla 1
2D RADIALLY AVERAGE POWER SPECTRUN
IMTRP Cuenca Valle Superior del Magdalena

Average CYC/kunit	Spectrun #SAMP	Density Ln_p	3Depth	5Depth	p	abs(s)	Ln_p ^{1/2}	Ln((p ^{1/2})/abs(s))
.002	12.455	9.749	14.8101	23.1122	17140.16303	.00238	4.87459	10.91485
.004	19.060	9.124	68.8309	56.9369	9171.89983	.00357	4.56195	10.19674
.005	24.410	7.690	87.1696	67.8683	2185.84938	.00476	3.84488	9.19199
.006	32.584	6.516	47.6043	46.7929	675.72744	.00595	3.25790	8.38186
.007	36.999	6.265	5.6050	17.2854	526.07817	.00714	3.13273	8.07437
.008	43.959	6.348	.0000	5.3645	571.40018	.00833	3.17405	7.96154
.010	50.559	6.306	11.8415	14.2219	547.81071	.00952	3.15297	7.80693
.011	55.921	5.994	32.1773	30.4780	400.93119	.01071	2.99689	7.53307
.012	64.103	5.343	47.4151	42.8178	209.17889	.01190	2.67159	7.10241
.013	67.744	4.575	48.8609	38.8964	97.04161	.01310	2.28757	6.62308
.014	75.809	3.881	20.4133	23.1405	48.48575	.01429	1.94064	6.18913
.015	82.334	3.964	.1472	14.1178	52.68706	.01548	1.98219	6.15064

Para encontrar valores individuales de **Zt, ZO y Zb** la Intensidad Magnética Reducida al Polo (IMTRP) se dividió en 16 centroides (**Figura 4.3.7**). En cada centroeide se extrajo la IMTRP y con ayuda del módulo “MAGMAP” de “Oasis Montaj” se realizó el análisis espectral de cada uno de ellos. Cada uno de los SPC se procesó con el programa POWER.FOR para obtener las columnas correspondientes a **Ln((p^{1/2})/abs(s)) y abs(s)**. Estas columnas se graficaron con “GRAPHER”. Como muestra se presenta el gráfico de uno de los centroides (**Figura 4.3.8**).

En cada uno de los gráficos correspondientes a cada centroeide se dibujaron las primeras dos rectas y de cada una de éstas se obtuvieron dos puntos de **Ln((p^{1/2})/abs(s))y abs(s)** para determinar sus pendientes y el posterior cálculo de **Zt, ZO y Zb**. Con la información de salida de este programa se elaboró la **Tabla 3** que muestra para cada centroeide sus coordenadas de ubicación, **Zt y Zb**.

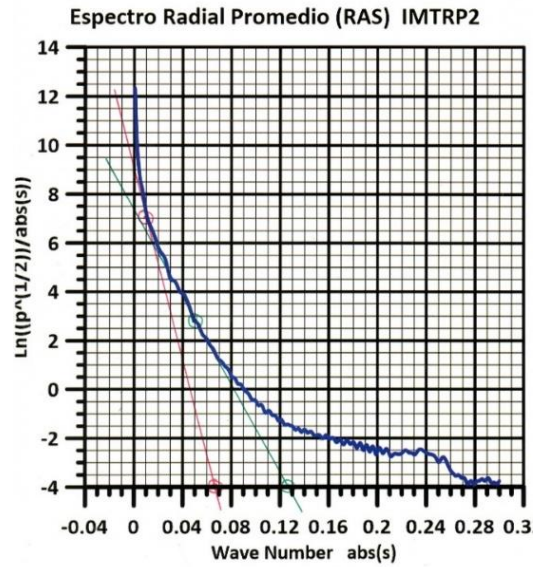
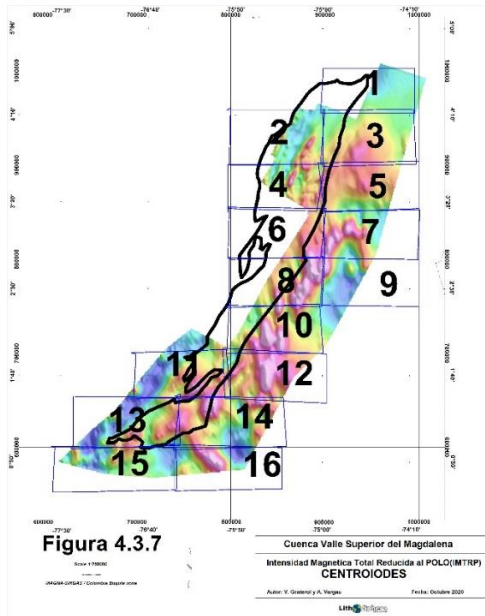


Figura 4.3.8

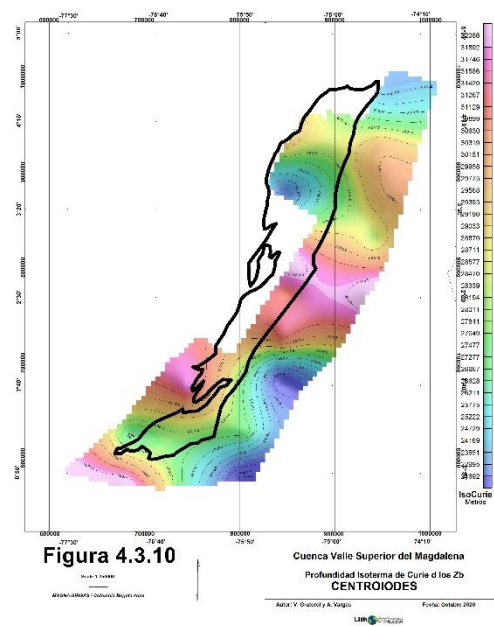
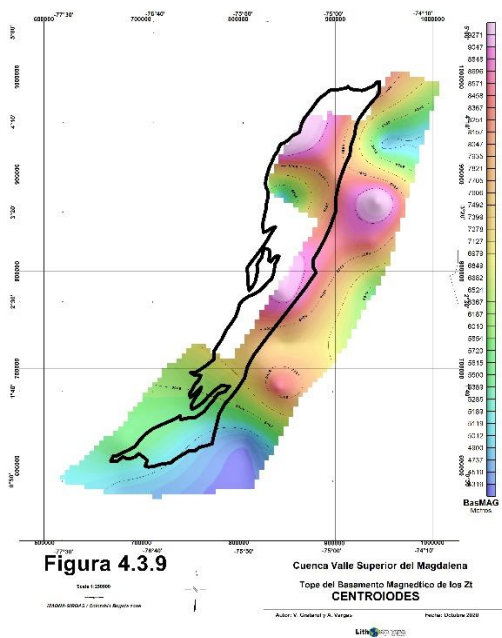
TABLA 2

XBogMagna	YBogMagna	Centroide	Zt	Zb
950056.94	981686.11	Centroide-1	8000.0	23900.0
841229.17	927272.22	Centroide-2	9900.0	29800.0
951488.89	928704.17	Centroide-3	4700.0	29800.0
845525.00	875722.22	Centroide-4	4900.0	22200.0
945761.11	875722.22	Centroide-5	9900.0	29800.0
849820.83	822740.28	Centroide-6	9100.0	32000.0
940033.33	827036.11	Centroide-7	8400.0	28200.0
846956.94	772622.22	Centroide-8	9200.0	31000.0
942897.22	775486.11	Centroide-9	5300.0	32900.0
844093.06	725368.06	Centroide-10	7300.0	31300.0
745288.89	673818.06	Centroide-11	5900.0	31900.0
841229.17	679545.83	Centroide-12	8600.0	19800.0
683715.28	622268.06	Centroide-13	5600.0	26800.0
808294.44	627995.83	Centroide-14	4500.0	27300.0
679419.44	577877.78	Centroide-15	4900.0	32600.0
799702.78	577877.78	Centroide-16	4200.0	18600.0

Zt y Zb representan respectivamente el Tope del Basamento Magnético y la profundidad a la que las unidades litológicas por sobrepasar aproximadamente los 550 grados centígrados pierden su magnetización. **Zb**

representa la ISOTERMA DE CURIE. Las **Figuras 4.3.9 y 4.3.10** muestran su distribución en planta.

Aunque el tope del Basamento que muestra la **Figura 4.3.9** es muy preliminar y se basa solo en interpretación magnética, hay que resaltar como la profundidad al Tope del basamento disminuye a medida que nos trasladamos al sur de la cuenca. Se observa como la mayor profundidad del basamento ocurre en la parte centro occidental de la cuenca y asociado al Complejo de Garzón.



Determinación de la profundidad al Basamento Magnético por la Deconvolución de Euler

Las profundidades de las fuentes que generan las anomalías magnéticas y gravimétricas para toda el área de una interpretación, se pueden definir con la DECONVOLUCIÓN DE EULER 3D. La aplicación más universal de los datos magnéticos ha sido determinar la profundidad hasta la parte superior de la fuente geológica que produce las anomalías observadas.

Para la exploración de hidrocarburos esto suele ser equivalente a determinar el espesor máximo de la sección sedimentaria o la ubicación de intrusivos ígneos dentro de la sección. Los datos de un levantamiento magnético en forma de grilla pueden interpretarse rápidamente para las posiciones y profundidades de origen mediante la Deconvolución y uso de la relación de homogeneidad de **Euler**.

Los datos, en el caso magnético, no necesitan ser reducidos al Polo, por lo que la remanencia magnética no es un factor que interfiere. Las restricciones geológicas se imponen mediante el uso de un **Índice Estructural (I.E.)**. El método localiza o delinea fuentes confinadas, cilindros verticales, diques y contactos con una precisión notable. Las profundidades calculadas pueden verse afectadas por los siguientes factores.

- a. Las anomalías magnéticas se deben a cuerpos ígneo - metamórficos dentro de la columna sedimentaria.
- b. La ubicación de la fuente magnética éste por debajo del Tope del Basamento.
- c. La geometría de los cuerpos que causan las anomalías y también que su geometría difiera de la perpendicularidad respecto a la línea de vuelo de adquisición de los datos potenciales.

La validez de la salida de profundidades del programa Euler variará como se indicó anteriormente y debe evaluarse más a fondo para determinar los valores de profundidad finales. La ecuación de homogeneidad de Euler relaciona el campo y sus componentes de gradiente con la ubicación de la fuente con el grado de homogeneidad **N**, que puede interpretarse como un **Índice Estructural (I.E.)** (Thompson, 1982). El **I.E.** es una medida de la tasa de cambio con la distancia del campo observado desde su fuente causal. Por ejemplo, en un campo magnético un dique 2D estrecho tiene un $N=1$, mientras que un cilindro vertical tiene $N=2$. La ecuación de Euler se resuelve simultáneamente para cada posición de cuadrícula dentro de una ventana de subcuadrícula por el método de mínimos cuadrados. Una ventana cuadrada, digamos 10×10 , se mueve a lo largo de cada fila de la grilla. En cada punto de la grilla habrá 100 ecuaciones (para una ventana de 10×10), de las cuales se

obtienen las cuatro incógnitas (ubicación X, Y, Z y un valor de fondo B), y sus incertidumbres (desviaciones estándar) para un índice estructural especificado. Se registra una solución si la incertidumbre de profundidad de la profundidad calculada es menor que una tolerancia especificada y la solución está dentro de una distancia límite del centro de la ventana de datos. Una vez finalizado el proceso, se obtiene y traza un archivo que contiene las soluciones de profundidad. El objetivo del proceso de Deconvolución de Euler es producir un mapa que muestre las localizaciones y las estimaciones de profundidades correspondientes a las anomalías gravimétricas y magnéticas asociadas a elementos geológicos en un mallado bidimensional (Reid, 1990).

El método estándar de Euler está basado en la ecuación de homogeneidad de Euler la cual relaciona el potencial (gravimétrico o magnético) y los gradientes de las componentes con la localización de las fuentes con un grado de homogeneidad **N** el cual puede ser interpretado como un índice estructural (Thompson, 1982). El método usa las derivadas del campo potencial para generar imágenes en profundidad de una fuente gravimétrica o magnética. Thompson (1982) consideró una función **f(x, y, z)**, donde **(x, y)** son las coordenadas planas (norte, este) y **z** es la coordenada vertical. Para una función *homogénea* se puede demostrar que:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = Nf \quad (4.20)$$

Esta relación se llama "ecuación de Euler", donde "**N**" es el grado de homogeneidad. Anomalías magnéticas debidas a diversos tipos de fuentes se pueden expresar de esta manera. Por ejemplo, una fuente puntual puede tener la forma:

$$f(r) = GNr \quad (4.21)$$

donde **r = (x² + y² + z²)^{1/2}** y **N** es un número entero que determina la rapidez del deterioro del campo en función de la distancia a la fuente. El cálculo de derivadas parciales resulta en:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = -NGrN \quad (4.22)$$

Esta ecuación se considera homogénea de orden $-N$. Cualquier función homogénea cumplirá la ecuación de Euler. Para una fuente magnética, la intensidad varía en el espacio relativamente a la ubicación de la fuente (x_0, y_0, z_0) tal que:

$$\Delta T(x, y, z) = f[(x - x_0), (y - y_0), (z - z_0)] \quad (4.23)$$

Por lo tanto, la ecuación de Euler puede ser escrita como:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y, z) \quad (4.24)$$

El valor observado T del campo se puede escribir como una superposición del campo de la anomalía más una constante regional B :

$$T = \Delta T + B \quad (4.25)$$

Así que, para T , la ecuación de Euler se puede representar como

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = N(B - T) \quad (4.26)$$

Esta ecuación se debe resolver para encontrar (x_0, y_0, z_0) , un proceso llamado "Deconvolución de Euler". Al reorganizar la ecuación se obtiene:

$$x_0 \frac{\partial T}{\partial x} + y_0 \frac{\partial T}{\partial y} + z_0 \frac{\partial T}{\partial z} = x \frac{\partial T}{\partial x} + y \frac{\partial T}{\partial y} + z \frac{\partial T}{\partial z} + NT \quad (4.27)$$

Para resolver esta ecuación, se define una ventana cuadrada dentro de la cuadrícula en la que asumimos B a ser constante, y encontramos los valores de los gradientes en cuatro o más lugares de x, y, z . Por lo tanto, para un valor dado de N , los valores de las cuatro incógnitas $(x_0, y_0, z_0 \text{ y } B)$ pueden ser determinados. Cada celda de la cuadrícula en una ventana proporciona un conjunto de valores, entonces si el número de celdas es mayor que cuatro (como normalmente es el caso), la solución es múltiple y puede ser resuelta por un procedimiento de mínimos cuadrados o equivalente. En la ecuación anterior se asume un valor para N . Este valor se conoce como el **Índice**

Estructural (I.E.), ya que refleja la rapidez del deterioro del campo al alejarse de la fuente (un valor más alto de **N** correspondería a un deterioro más rápido), que está directamente relacionada con la naturaleza de la fuente. El deterioro asumido es por la ley de potencia (**1/rⁿ**), lo que implica que la anomalía es generada por un cuerpo con geometría simple.

Para observaciones del campo total, el **I.E.** se puede determinar para ecuaciones de diferentes tipos de fuente que a su vez reflejan diferentes estructuras geológicas. El siguiente es un ejemplo dado por Reidet al. 1990. La anomalía magnética vertical **TZ** debida a un dique infinito está descrita por:

$$\Delta T = AS \quad (4.28)$$

de esta ecuación se puede demostrar que:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -ASr \quad (4.29)$$

Y sustituyendo

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta F}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta F}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta F}{\partial z} = -\Delta Fz \quad (4.30)$$

Por lo tanto, **N = 1**.

Diferentes modelos simples corresponden a valores **I.E.** enteros. Los índices estructurales para la Deconvolución de Euler de conjuntos de datos magnéticos son los mismos que aquellos para el método del ángulo de inclinación.

- 0 - contacto, falla
- 1 - dique, fino
- 2 - cilindro vertical
- 3 - esfera

Para datos de gravedad, las mismas estructuras generarán anomalías descritas por un índice estructural de un grado menor que para los datos

magnéticos. Sin embargo, esto implica que contactos y fallas largas tendrían un **I.E.** de -1, indicando un aumento en el campo de gravedad del cuerpo con la distancia, que no es válido. Para otras fuentes de anomalías de gravedad, se puede derivar el **I.E.** de la ecuación de la anomalía de la misma manera como para los datos magnéticos. Los índices estructurales del campo de la gravedad para la Deconvolución de Euler son:

- 1 – cilindro vertical, kimberlitas
- 0 – dique fino
- 2 – esfera

Todos los modelos teóricos producen un valor entero de **I.E.** La elección del **I.E.** proporciona una cierta flexibilidad del método, lo cual permite que cualquier anomalía dada pueda ser analizada de diferentes maneras. El uso del **I.E.** correcto resulta en soluciones más enfocadas, que ayuda a hacer la elección correcta para cualquier estructura dada. Si el **I.E.** elegido es demasiado grande, la solución será demasiado profunda, si el **I.E.** es demasiado pequeño la solución será demasiado superficial. Dado que los cuerpos geológicos reales solamente pueden ser aproximados por las estructuras teóricas simples, el uso de índices tales como 0,5 o 1,5 es una práctica común, a pesar de que no corresponden a un modelo específico. Un **I.E.** de cero significa que el campo de fondo **B** no está determinado.

Para el campo magnético, Reid et al. (1990) y Mushayandebvu et al. (2001) muestran que la ecuación para la anomalía total del campo de un contacto es cero, pero también que la ecuación de Euler es igual a una constante “**A**” relacionada con la susceptibilidad, la inclinación del contacto, la magnitud del campo de la Tierra y el ángulo entre el contacto y el campo de la Tierra. Así, para un **I.E.** de cero, la Deconvolución de Euler proporciona **A** en lugar de **B**.

Metodología general para el cálculo de soluciones de Euler. Al preparar los datos para el proceso de la Deconvolución se recomiendan las siguientes medidas.

Las celdas deben estar respaldadas por datos reales. Se recomienda usar una cuadrícula con un máximo de 5 celdas entre líneas de vuelo.

La Deconvolución de Euler es un método de inversión utilizado ampliamente para estimación de la ubicación y de la profundidad a la fuente de una anomalía magnética o gravimétrica. La Deconvolución de Euler aplicada a grillas de datos incorpora transformaciones Hilbert y determina automáticamente el índice estructural.

La aplicación del método Deconvolución Euler consiste en seleccionar una ventana de datos e inversión de los mismos para ubicar el origen de las anomalías. Diferentes fuentes son identificadas utilizando un parámetro de origen, el **Índice Estructural I.E.**), que describe la tasa de desintegración de campo para diferentes modelos de origen, por ejemplo, contactos, diques, columnas cilíndricas cuyos campos son conocidos por ser homogéneos. La estrategia convencional es inversión para una sola fuente y por una ventana de datos, es decir para la fuente más dominante, con las otras fuentes contribuyendo al ruido en la inversión. El proceso de inversión en cada ventana de datos se repite hasta que todo el mapa queda cubierto, usualmente con un traslape significativo entre las ventanas lo que permite realizar estimaciones múltiples de la ubicación de origen. Aplicación de límites de las ventanas de datos y aplicación de un filtro Laplaciano XY descarta las soluciones erróneas y las soluciones que no están asociadas con curvatura positiva significativa en la grilla del gradiente horizontal total.

La forma más común de la presentación de los resultados de la Deconvolución de Euler es visualizar en un mapa la ubicación de origen en forma de puntos. Para indicar las profundidades al origen las soluciones son marcadas en colores o a escala correspondiente a sus tamaños. Agrupación lineal de las soluciones suele tomarse como una indicación de que se ha seleccionado el índice estructural apropiado. El tamaño de la ventana de datos se puede utilizar para enfocar la inversión a las fuentes a diferentes profundidades. Las ventanas pequeñas tienden a enfocarse hacia las fuentes más pequeñas y menos profundas mientras que las ventanas grandes se centran en las fuentes grandes que pueden ser profundas o superficiales.

Criterios de selección de soluciones. El algoritmo de la Deconvolución de Euler genera un gran número de soluciones. Soluciones fiables tienden a ser agrupadas. También se generan muchas soluciones falsas, las cuales frecuentemente aparecen rociando desde unos puntos focales. Muchas de las soluciones pueden ser rechazadas como "menos fiables". El enfoque tradicional (Thompson, 1982) es utilizar la desviación estándar de la estimación vertical (**σ_z**) a partir de todas las soluciones de una ventana dada.

El valor se acepta si: **$Tolerancia \leq z_0/N \sigma_z$**

N es el índice estructural. En la práctica el valor se deriva empíricamente. Diferentes valores de tolerancia ("Tolerance") pueden resultar ser adecuados para diferentes valores del I.E. Además de la aplicación de la tolerancia, Fairhead *et al.* (1994) sugieren el uso de un "filtro Laplaciano x, y". Las soluciones se limitan a partes de los datos donde hay curvatura positiva significativa en la cuadrícula del gradiente horizontal ("THG") de la intensidad magnética total reducida al polo y la gravedad de Bouguer, para los datos magnéticos y de gravedad, respectivamente. Esta técnica sirve para resaltar los bordes de los cuerpos, los cuales son responsables de la mayor parte de la anomalía registrada.

$$THG = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (4.31)$$

Un filtro Laplaciano cuadrado bidimensional (2-D) tiene los siguientes coeficientes:

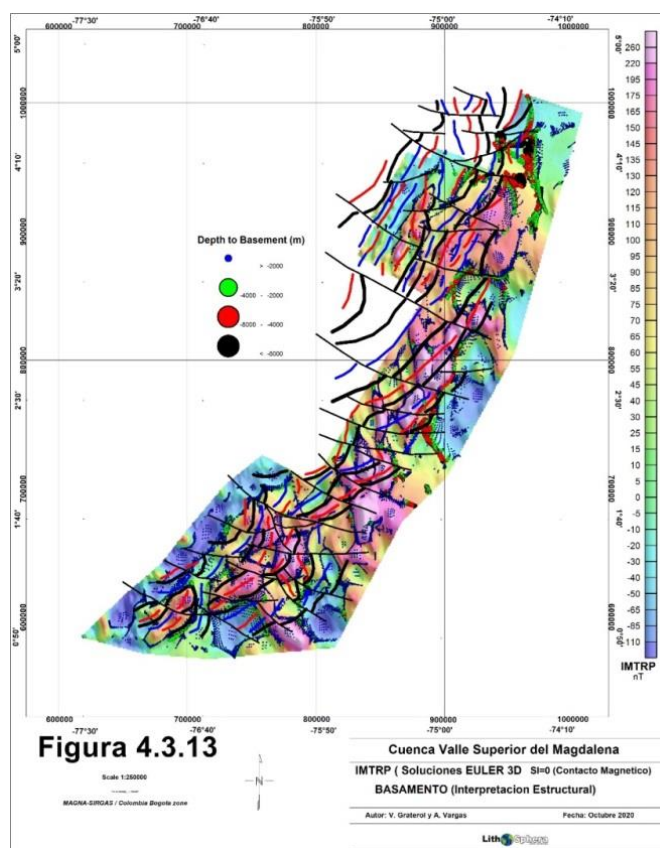
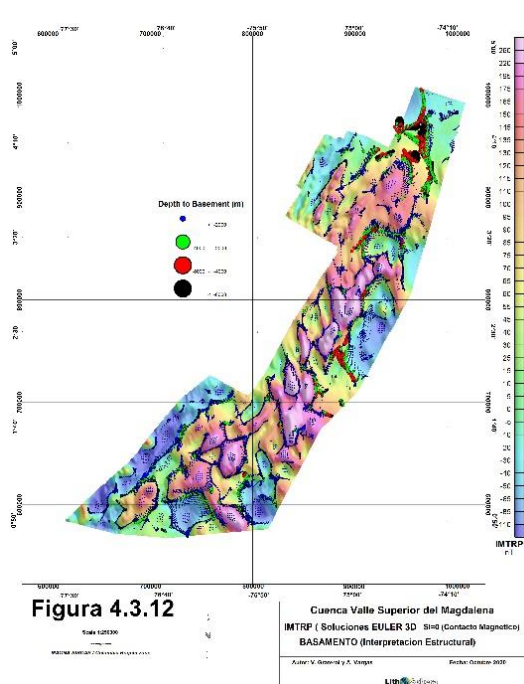
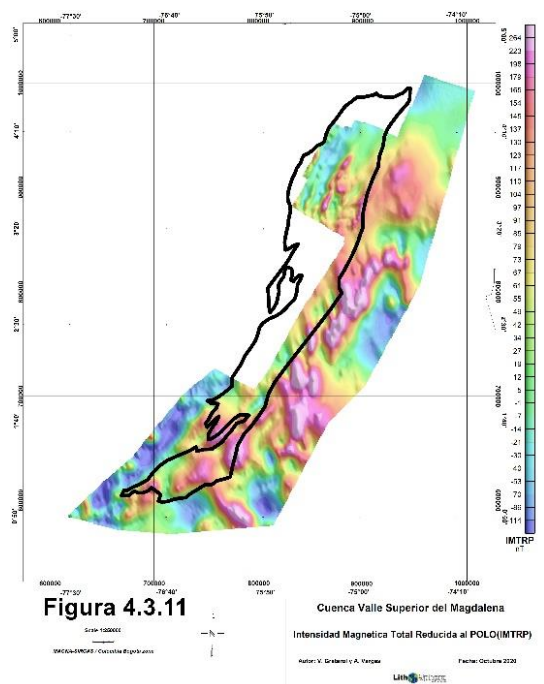
$$\begin{array}{ccc} 0,00 & -0,25 & 0,00 \\ -0,25 & +1,00 & -0,25 \\ 0,00 & -0,25 & 0,00 \end{array}$$

El filtro se pasa sobre la cuadrícula del gradiente horizontal total. Solo ventanas centradas en valores por encima de cero, o por encima de un valor positivo definido por el usuario, se utilizan para la Deconvolución. De esta manera se elimina muchas soluciones espurias. Las soluciones situadas a

una distancia fuera de la ventana de los datos utilizados para calcular la solución normalmente no son fiables, lo que puede ser utilizado como criterio adicional para el rechazo de soluciones. Dependiendo de la ventana y el tamaño de la anomalía, las soluciones pueden ser rechazadas si están más lejos del centro de la ventana que un factor de dos a diez veces el tamaño de la ventana (Mikhailov *et al.*, 2003). Por último, soluciones obviamente incoherentes o geológicamente poco viables pueden ser eliminadas basado en experiencia y juicio.

El Basamento Magnético en el Valle Superior del Magdalena mediante la Deconvolución de EULER 3D

Mediante la utilización del Módulo EULER3D de Oasis Montaj se presentan los resultados que se obtienen al aplicar la Deconvolución de Euler 3D a la Intensidad Magnética Reducida al Polo (IMTRP), (**Figura 4.3.11**). Los resultados que se presentan fueron con el Índice Estructural (0) correspondiente al Contacto Magnético, (**Figura 4.3.12**). Las soluciones de las profundidades al Basamento Magnético se concentran en los bordes entre las anomalías positivas y negativas de la IMTRP. Las mayores profundidades, superiores a los 7000 m se concentran en la esquina nororiental y la parte central de la cuenca. La **Figura 4.3.13** se muestra solapando la interpretación estructural que se obtiene del residuo gravimétrico de continuación de campo hacia arriba de 5 km. Puede notarse la excelente correlación entre los altos gravimétricos y magnéticos.



Determinación del Basamento mediante Inversión Gravimétrica 3D de la Anomalía de Bouguer

El principal objetivo de la interpretación potencial en una cuenca sedimentaria es determinar la profundidad, espesor, extensión lateral y composición estratigráfica y estructural de los sedimentos que rellenan las cuencas. Para cumplir con esta meta debemos obtener o aislar solamente la respuesta gravimétrica de las rocas que estén ubicadas encima del basamento Ígneo Metamórfico (RESIDUO GRAVIMÉTRICO CONTROLADO). La Superficie REGIONAL CONTROLADA se construye a partir de PUNTOS DE CONTROL donde la profundidad a esta interfase se conoce de otras fuentes, tales como, pozos, interpretación sísmica, interpretación magnética, profundidades magnetotelúricas y mapas de geología de superficie. En cada PUNTO DE CONTROL al asumirse un CONTRASTE DE DENSIDAD, el “slab” de Bouguer permite estimar el RESIDUO para que cuando se aplique la inversión se obtenga esa profundidad. Pero en esos puntos también se conoce el BOUGUER TOTAL observado, por consiguiente, por simple resta, del Bouguer Total menos este Residuo inicial, se obtiene el valor individual del REGIONAL CONTROLADO en cada Punto de Control. Con estos valores individuales de REGIONAL se construye la SUPERFICIE REGIONAL CONTROLADA que al restársele al Bouguer Total arribamos a la SUPERFICIE RESIDUAL CONTROLADA. Este Residuo Controlado representa la contribución gravimétrica de los sedimentos y unidades litológicas que se encuentran por encima del basamento.

El TOPE DEL BASAMENTO se obtiene al efectuar la INVERSIÓN GRAVIMÉTRICA 3D del RESIDUO CONTROLADO. Este residuo solo contiene los Miligales de las Distribuciones de Masa existentes por encima de la discontinuidad de Densidad que se obtiene al restar la densidad de los sedimentos menos la densidad del basamento. La INVERSIÓN debe cumplir con los siguientes conceptos:

- a) La estratigrafía consiste de dos capas y el contacto entre ambas es el que produce principalmente las anomalías residuales.
- b) Las dos capas se consideran homogéneas. Solo puede existir cambios de densidad con la profundidad en el horizonte superior.

La forma de la masa que causa las anomalías residuales es aproximada por prismas verticales cuyo origen se encuentra a una profundidad constante referencia para la inversión. El proceso es iterativo calculando el efecto de cada prisma y la contribución de los adyacentes. El efecto gravimétrico en cada celda es comparado con la gravedad residual y la diferencia se emplea para ajustar la profundidad de cada prisma, hasta que la desviación standard sea menor que un valor especificado. La inversión gravimétrica se efectúa con el programa INVERG3, implementado en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la USB, pero cuya fuente original es de Bhaskara Rao D.& Ramesh Babu M. (1991). El programa trabaja con un contraste de densidad constante o con una función de variación de densidad con profundidad del horizonte superior. El decrecimiento del Contraste de Densidad con la profundidad, aproximadamente es dado por la siguiente ecuación cuadrática:

$$\text{density contrast} = -A -BZ -CZ^2 \quad (4.32)$$

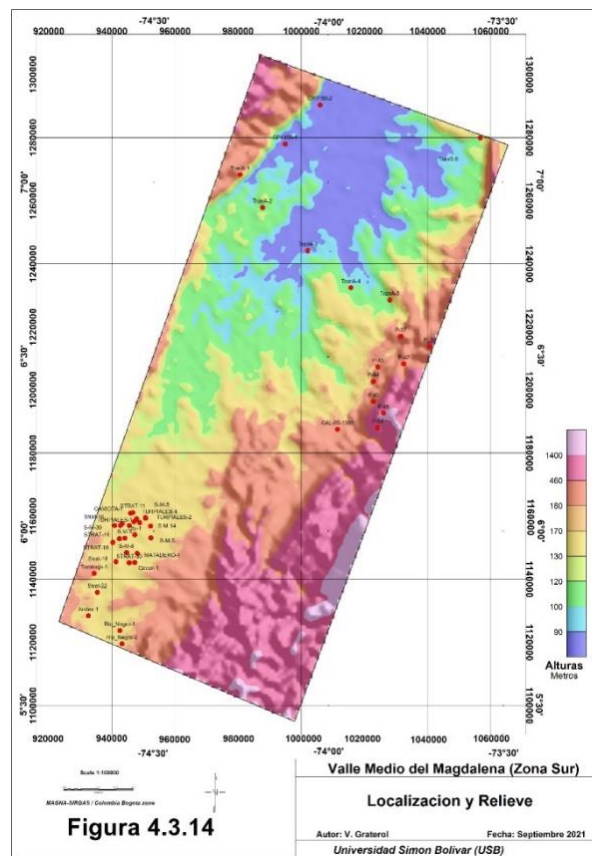
donde Z es la profundidad en kilómetros debajo del plano de observación y considerada positiva hacia abajo.

El Tope del Basamento mediante Inversión Gravimétrica 3D de la parte sur del Valle Medio del Magdalena - Colombia

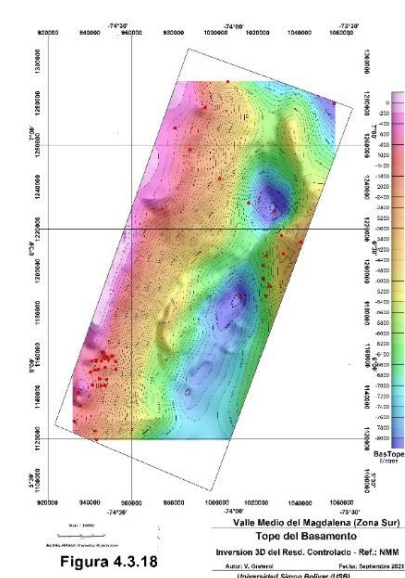
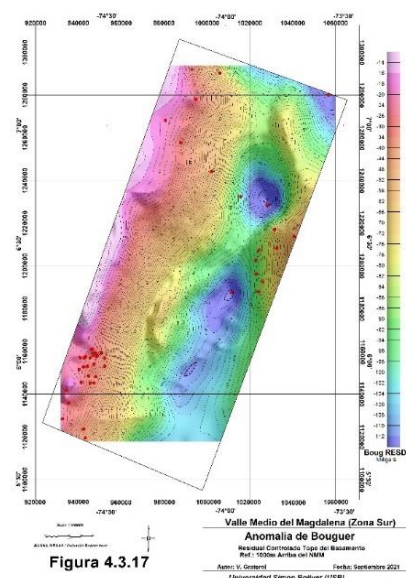
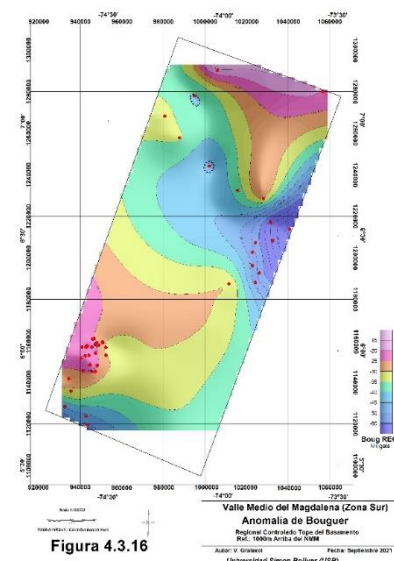
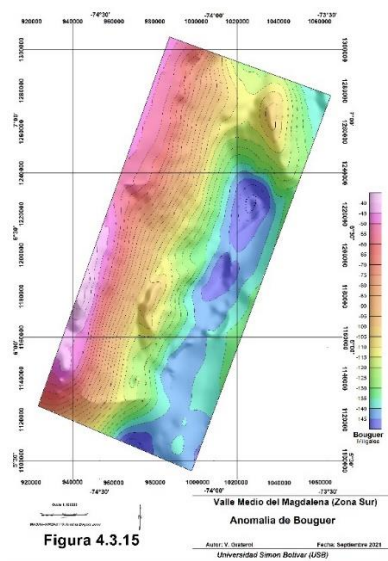
Al presentar anteriormente los resultados de la separación regional residual, se pudo definir en la parte central del sur del VMM, la presencia de un alto de basamento de sumo interés exploratorio. La **Figura 4.3.14** muestra el relieve topográfico del sur del VMM, también se incluye los Puntos de Control, donde la profundidad al tope del basamento es conocida. Estos controles provienen principalmente de pozos exploratorios y algunos de interpretación sísmica. La **Figura 4.3.15** es la Anomalía de Bouguer Total de la parte sur del VMM. Aquí puede apreciarse como solo aplicando relieve a color, el Bouguer muestra irregularidades asociadas a altos y bajos estructurales al Tope del Basamento.

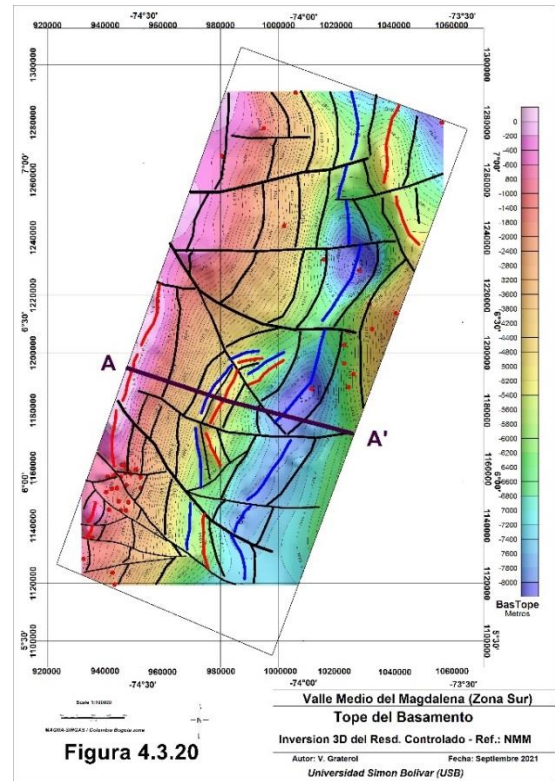
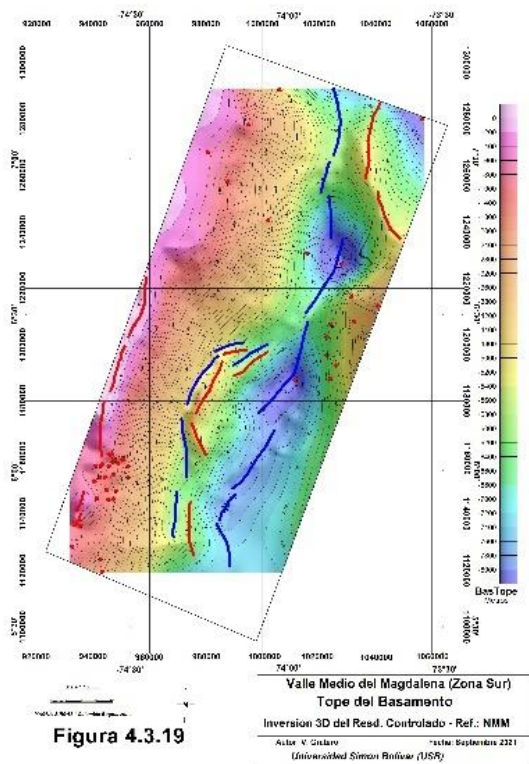
La **Figura 4.3.16**, muestra el Regional Controlado que se obtiene empleando los Puntos de Control que se muestran en la **Figura 4.3.14**. Los valores individuales del Regional Controlado en cada Punto de Control se obtuvieron empleando el programa ESCREG.FOR que se incluye al final de estas notas. En este caso particular se seleccionó una altura de referencia de 1000m. y un contraste de densidad de -0.30g/cc entre las unidades sedimentarias del VMM y las rocas basamentales.

La **Figura 4.3.17**, corresponde a la diferencia entre el Bouguer Total menos el Regional Controlado, por consiguiente, representa el Residual Controlado. La **Figura 4.3.18** muestra, mediante aplicación del programa INVERG3.FOR, la inversión gravimétrica 3D del Residuo Controlado. Esta última figura representa en metros referida al NMM, el Tope del Basamento de la parte sur del VMM.



Al tope del basamento se le colocaron los principales altos y bajos estructurales y la correlación de éstos permitió su Interpretación Estructural. Tal como puede ser apreciado casi todos los objetivos exploratorios en el sur-occidente del VMM fueron someros. El prospecto en la parte central amerita un pozo exploratorio de por lo menos 13500 m a 14500 m para investigar el alto de basamento que se muestra en las **Figuras 4.3.19 y 4.3.20**.





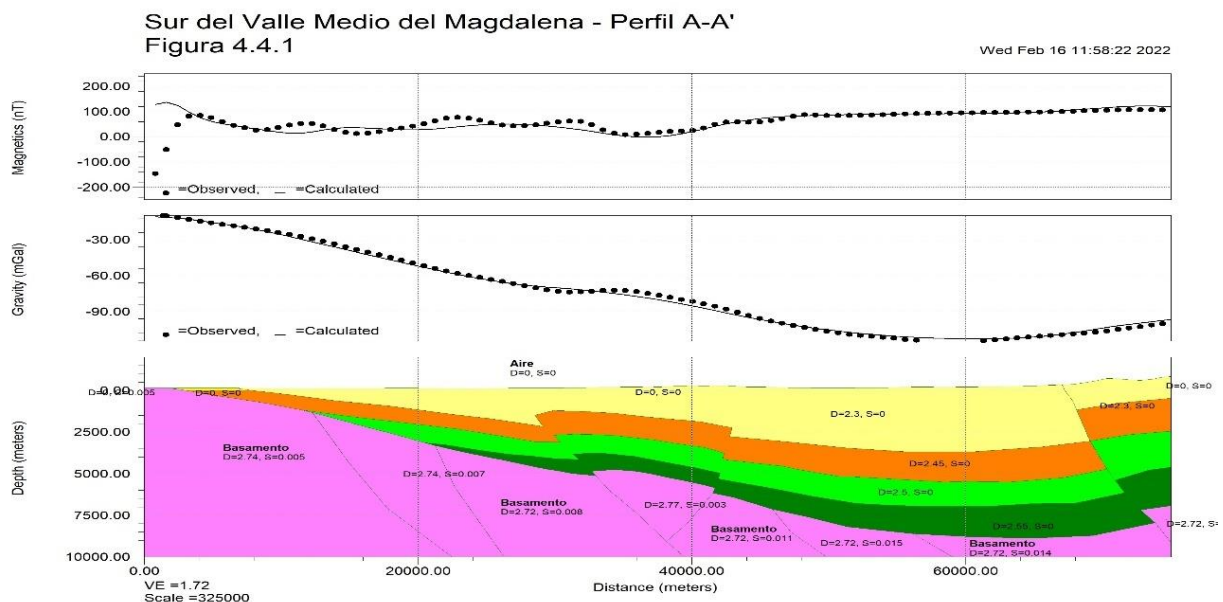
4.4. Modelaje Gravimétrico – Magnético

Para realizar el modelaje directo cuantitativo, se extraen a lo largo de transectas seleccionadas, perfiles del Residuo Controlado de la Anomalia de Bouguer, del tope del Basamento y de la Intensidad Magnética Total Reducida al Polo. También se elabora un modelo geológico inicial, que incluye los resultados de la inversión gravimétrica. Todos estos archivos constituyen la entrada de datos para el programa GM-SYS de Oasis Montaj. El GM-SYS utiliza básicamente el método desarrollado por M. Talwani (1964). El procedimiento consiste en comparar la atracción gravitacional y/o magnética de un grupo de láminas poligonales que simulan la sección geológica inicial con sus respectivas anomalías residuales. El programa posee rutinas de modelaje directo e inverso que permiten una interpretación en tiempo real, visible en monitor a color de alta resolución.

Una vez que se introducen las densidades y susceptibilidades magnéticas a cada capa u horizonte, el modelo es mejorado sucesivamente, añadiendo o modificando los elementos estructurales (fallas, contactos, etc.), y ajustando los contrastes de densidad y susceptibilidad; así como, los espesores de las capas, hasta que las anomalías observada y calculada se asemejen adecuadamente.

Modelaje Gravimétrico – Magnético de una Transecta en la parte Sur del Valle Medio del Magdalena – Colombia

La Figura 5 muestra en la parte sur del VMM, el Tope del Basamento y su Interpretación Estructural. También se muestra la ubicación de la **Transecta A-A'** donde se realizó el Modelaje Directo Grav/Mag. El modelaje se ejecutó contra el Residuo Controlado del Bouguer y la Intensidad Magnética Reducida al Polo. (IMTRP). El modelo sustenta que en la parte central del sur del VMM, el alto estructural del tope del basamento, detectado tanto por los residuos matemáticos como por el residuo controlado de Bouguer, puede haber formado una estructura anticlinal que constituye un excelente prospecto exploratorio.



CAPÍTULO 5

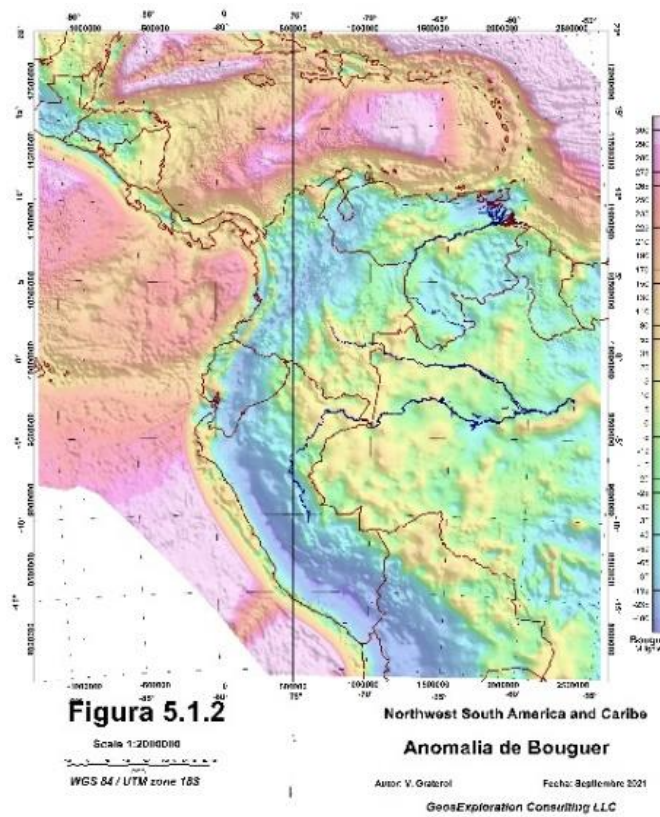
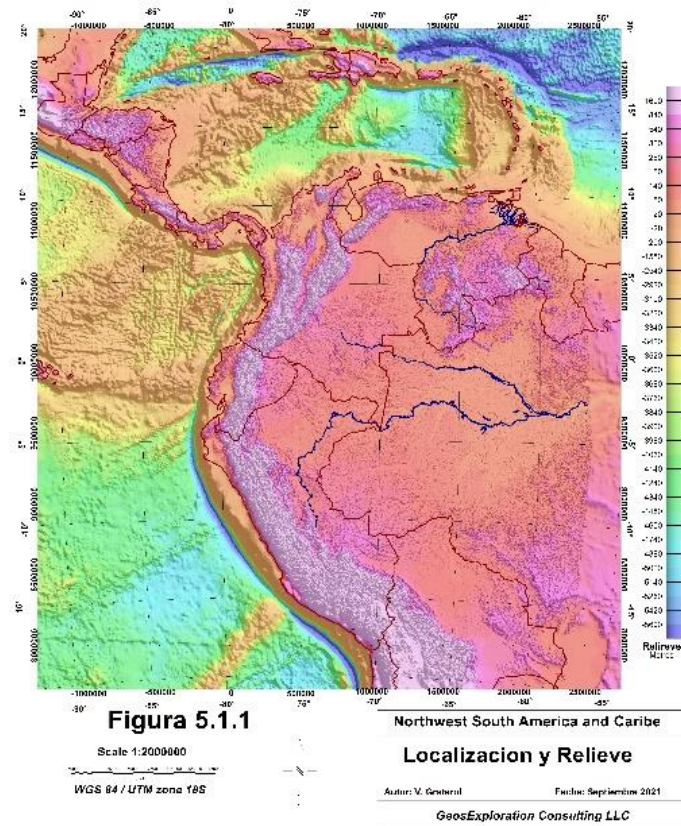
**EJEMPLOS DE INTERPRETACIONES CUALITATIVA
Y CUANTITATIVA DE LA ANOMALÍA DE BOUGUER (AB) Y
LA INTENSIDAD MAGNÉTICA TOTAL**

5.1. Región Noroccidental de Sur América y el Caribe. Interpretación Cualitativa (Mapa de Interpretación Estructural). Interpretación Cuantitativa (El Basamento mediante Inversión 3D del Residuo Controlado). El Tope del MOHO a partir de Modelos Directos contra la ANOMALÍA DE BOUGUER

Durante muchas de las interpretaciones GRAV/MAG que tuve oportunidad de realizar en bloques exploratorios en Perú, Ecuador, Colombia y Venezuela, pude obtener, de pozos exploratorios, interpretación sísmica 2D y 3D y mapas geológicos de superficie, profundidades, no solo al TOPE DEL BASAMENTO, sino a horizontes en las secuencias sedimentarias donde existen contrastes de DENSIDAD. La **Figura 5.1.1** muestra para la esquina noroccidental de Sur América el Relieve Topográfico. Se incluye en ésta los Puntos de Control donde la profundidad al Tope del Basamento es conocida. Los Puntos ROJOS corresponden a profundidades de Pozos Exploratorios y de Interpretación Sísmica, los Puntos AZULES a los afloramientos de basamento obtenidos de los mapas de geología de superficie. La **Figura 5.1.2** es la Anomalía de Bouguer Total extraída de la Base de Datos de Sur Centro América y Áreas Circundantes. Cuando coloco una al lado de la otra, la Anomalía de Bouguer y el Relieve topográfico, siempre les pregunto:

Qué es lo que me quieren mostrar relacionado con caracteres geológicos regionales

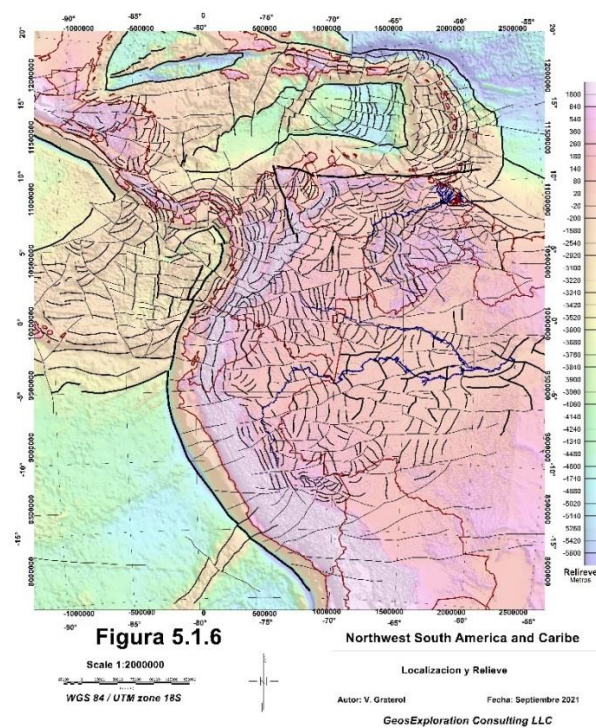
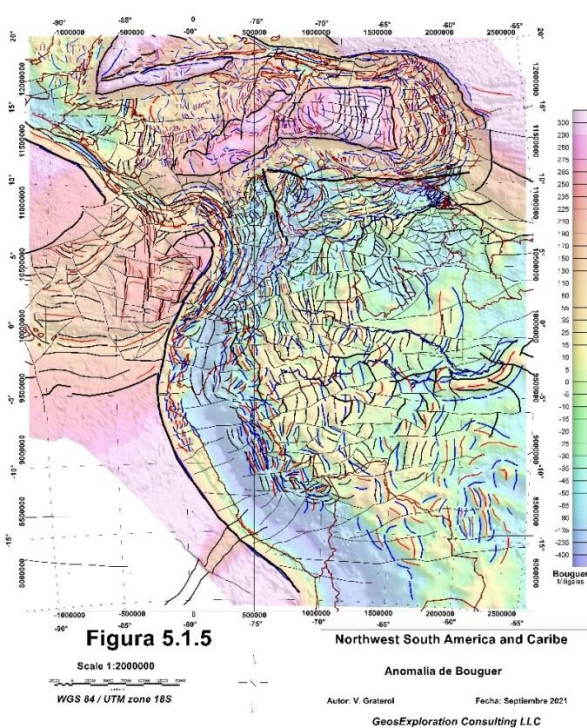
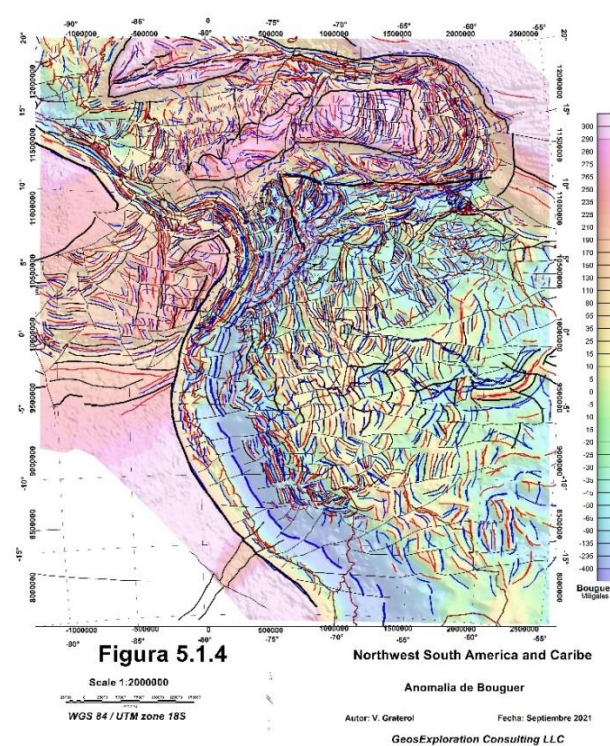
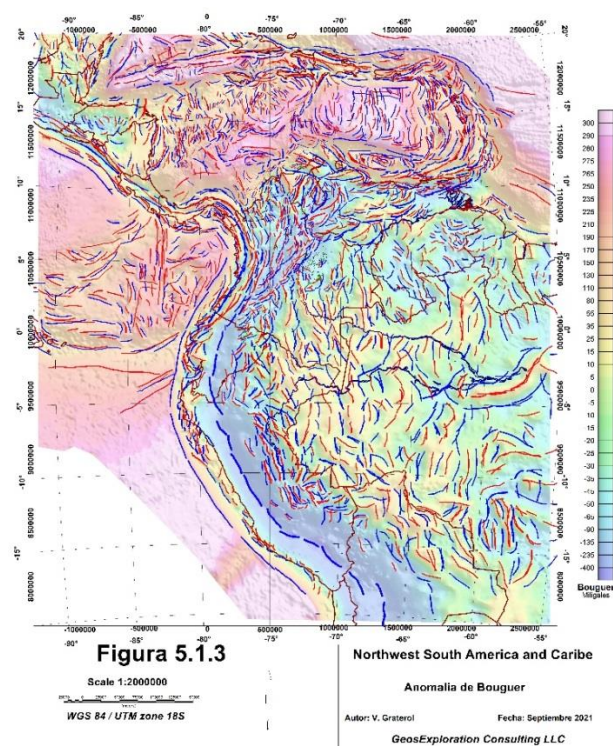
Me muestra como hay una relación impresionante entre la Anomalía de Bouguer negativa a lo largo de la Cordillera de Los Andes coincidiendo con las mayores alturas del relieve topográfico. Esta relación demuestra la profunda raíz de la cordillera; estando los mayores espesores de la Corteza Terrestre en el Altiplano Boliviano-Peruano-Chileno, disminuyendo este espesor a medida que nos trasladamos en dirección norte dentro de Ecuador y Colombia. Puedo observar como en las áreas marinas ocupadas por los Océanos Pacífico y Atlántico y el Mar Caribe, el Bouguer muestra los mayores valores positivos. En cambio, el relieve muestra los mayores valores negativos, esta inversa correlación nos indica que la Corteza Oceánica tiene que ser de muy alta densidad y que se encuentra relativamente mucho más somera que a lo largo de la Cordillera Andina.



Los valores de Bouguer intermedios, presentes en el centro de Venezuela y que se extienden desde el sur del Río Orinoco hacia todo el territorio Brasileiro; coincidiendo con valores moderados del relieve topográfico, son la respuesta de las unidades Precámbricas de los Escudos de Guayana y Brazil.

Las relativamente pequeñas zonas de INFLEXIÓN, a ambos lados de la Cordillera Andina, localizadas entre los valores extremos negativos y los positivos de Bouguer, es donde se encuentran las CUENCAS SEDIMENTARIAS con posibilidades de ocurrencia de hidrocarburos. A lo largo de sur a norte, del lado oriental de Los Andes, ocurren las Cuencas de Madre de Dios, Ucayali, Maraón, Oriente, Putumayo, Yari-Caguán, Llanos de Colombia, Barinas Apure y Maracaib0. Podríamos incluir aquí también la Cuenca Oriental de Venezuela. Por el lado occidental de Los Andes tenemos las Cuencas de Salaverry, Trujillo y Talara en Perú, las Subcuencas litorales de Guayaquil y Santa Elena en Ecuador, Tumaco, Choco, Sinú-San Jacinto (Terrestre y Marino), San Jorge, Plato, Baja y Alta Guajira (Terrestre y Marino), Urumaco, La Vela, Cubagua y Carúpano.

También se puede comprobar que el Bouguer se caracteriza por innumerables anomalías positivas y negativas cuyos ejes muestran diversidad en sus orientaciones. Para comprobar si estas distribuciones de anomalías y sus ejes poseen algún significado con los elementos estructurales presentes en esta parte de Sur América y el Caribe, he colocado líneas rojas y azules a lo largo respectivamente de las anomalías de Bouguer positivas y negativas. La **Figura 5.1.3** muestra la ubicación de estos ejes. Correlaciones laterales de estos ejes permiten interpretar los lineamientos estructurales que se presentan en la **Figura 5.1.4**. La **Figura 5.1.5** muestra solamente sobre el Bouguer los elementos estructurales interpretados que se muestran en la **Figura 5.1.4**. La **Figura 5.1.6** muestra tanto los ejes de las anomalías positivas y negativas del Bouguer, como los lineamientos estructurales sobre el Relieve Topográfico.



Este tratamiento cualitativo al Bouguer permite en una forma rápida y preliminar observar y correlacionar elementos estructurales y como éstos confirman estructuras de fallas y provincias geológicas conocidas. Pero tratemos de realizar o complementar esta interpretación preliminar con algo más CUANTITATIVO.

Ya señalamos que la **Figura 5.1.1** muestra los CONTROLES que he podido recabar en esta parte de Sur América y el Caribe. En cada una de las cuencas existentes se realizó la Separación Regional - Residual con Control Geológico.

El programa ESCREG.FOR permite estimar el REGIONAL CONTROLADO en cada punto de control. Los datos en cada Control son: ESTE, NORTE, ALTURA, BASTOP, BOUGUER, donde:

ESTE, NORTE son las coordenadas de posición de cada control en metros

ALTURA es la Altura del Punto de Control en metros

BASTOP es la profundidad conocida al horizonte donde ocurre el contraste de densidad en metros

BASTOP positivo si la profundidad es “subsea”

BASTOP negativo si la profundidad está por encima del Nivel Medio del Mar

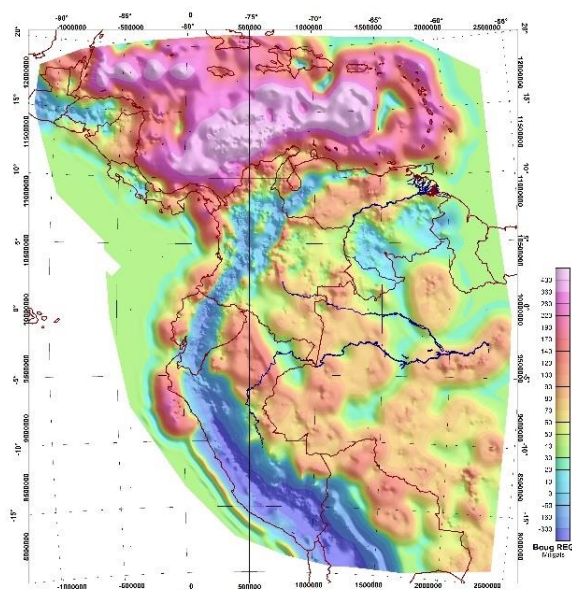
BOUGUER es el valor del Bouguer en la localización del Punto de Control

El programa pide por pantalla la Altura de referencia **REF**. Esto es necesario para que la profundidad donde ocurre el contraste de densidad esté referida a una superficie horizontal. Si es un levantamiento Aero gravimétrico se toma la altura promedio del vuelo. Si es gravimetría terrestre se escoge una altura de referencia que sea mayor a la mayor altura de los controles. **REF** siempre tiene que ser positivo. Como el programa usa el “slab” de Bouguer para estimar inicialmente el residuo en cada control, el programa pide por pantalla **RO** que es el contraste de densidad entre el horizonte superior menos la densidad del horizonte inferior. **RO** tiene que ser siempre negativo. La **Tabla A** muestra los contrastes de densidad empleados en cada una o grupos de cuencas

Empleando ESCREG.FOR en cada cuenca o grupo de ellas y con un solape adecuado, se obtuvo el REGIONAL CONTROLADO que se expone en la **Figura 5.1.7**. Al restar la Anomalía de Bouguer Total menos este Regional Controlado se obtuvo el RESIDUAL CONTROLADO (**Figura 5.1.8**).

Tabla A

Cuenca	RO en grs.cc
Madre de Dios, Ucayali, Maraón Oriente Perú y Ecuador	-0.45
Putumayo Colombia	-0.40
Yari, Caguán Colombia	-0.35
Llanos de Colombia	-0.30
Barinas Apure Venezuela	-0.25
Cuenca Oriental Venezuela	-0.40
Maracaibo Venezuela	-0.40
Trujillo, Salaverry y Talara Perú	-0.25
Guayaquil, Santa Elena Ecuador	-0.25
Tumaco Choco Colombia	-0.25
Sinú San Jacinto, San Jorge y Plato Colombia	-0.30
Alta y Baja Guajira, Urumaco y La Vela Colombia y Venezuela	-0.25
Caribe Colombia y Venezuela	-0.45

**Figura 5.1.7**

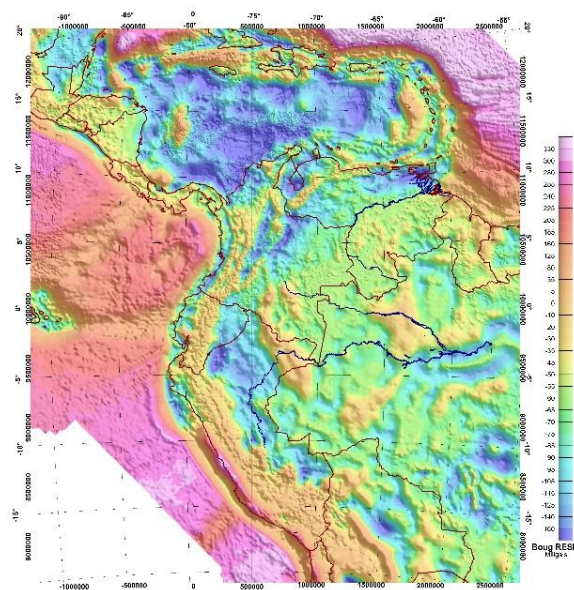
Scale 1:2000000
WGS 84 / UTM zone 18S

Northwest South America and Caribe

BOUGUER Regional Controlado

Referencia: 4000m Arriba del NMM

Autor: V. Graterol Fecha: Septiembre 2021
GeosExploration Consulting LLC

**Figura 5.1.8**

Scale 1:2000000
WGS 84 / UTM zone 18S

Northwest South America and Caribe

BOUGUER Residual Controlado

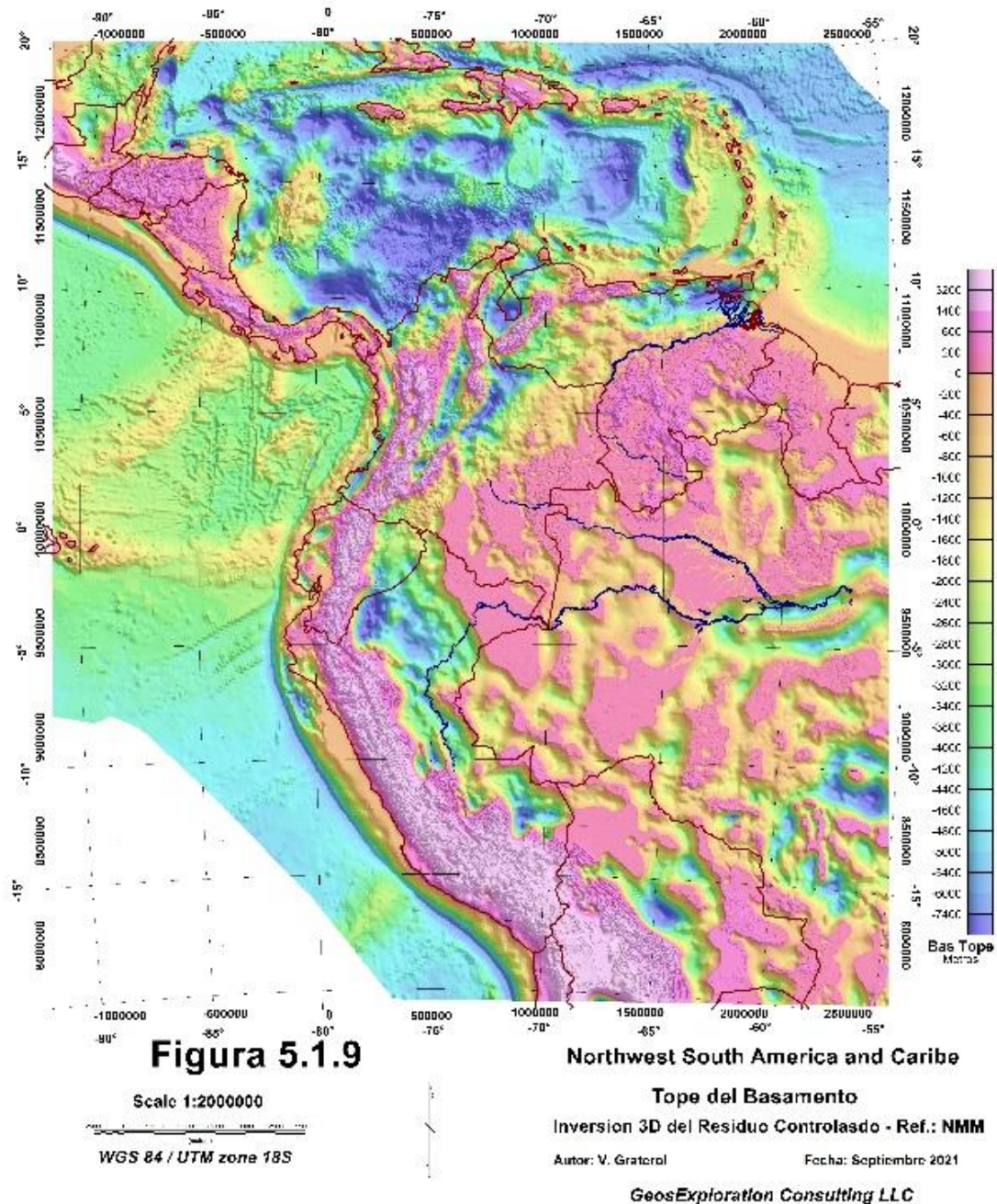
Referencia: 4000m Arriba del NMM

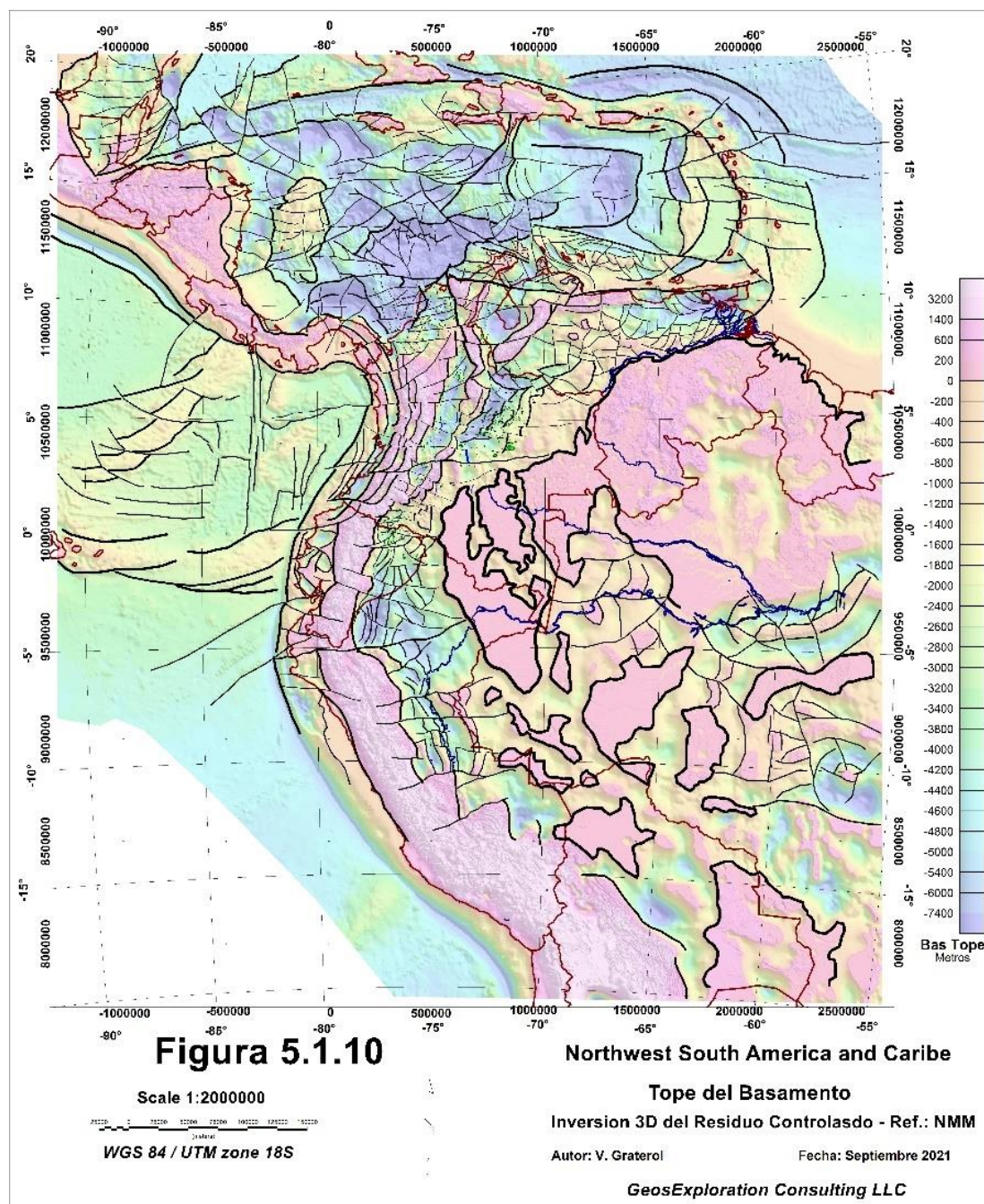
Autor: V. Graterol Fecha: Septiembre 2021
GeosExploration Consulting LLC

Mediante la utilización del programa INVERG3, se realizó la Inversión Gravimétrica 3D del Residuo Controlado. El Tope del Basamento se muestra en la **Figura 5.1.9**. Tal como se observa, tanto en el Residuo Controlado como en su inversión, la Separación Regional – Residual con Control Geológico, ha permitido interpretar adecuadamente dos grandes áreas donde existe INVERSIÓN DE LAS ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS. En el Caribe Colombo – Venezolano, a pesar de que conocemos los espesores de sedimentos existentes y de las aguas marinas, la densidad de las rocas del basamento (Corteza Oceánica) es tan alta ($>3.0\text{g/cc}$), que hace que el Bouguer muestre sus valores más positivos. Nótese también como la anomalía de Bouguer negativa a lo largo de la Cordillera de Los Andes, se atenúa completamente. Los ejes estructurales de los topes y bajos del basamento se le colocaron líneas de color rojo y azul y su correlación lateral permitió la interpretación estructural del Tope del Basamento, que se muestra en la **Figura 5.1.10**. Se confirma que las cuencas sedimentarias en esta parte de Sur América, se ubican a ambos lados de la Cordillera de Los Andes, a lo largo de las zonas de inflexión de la Anomalía de Bouguer. A lo largo del borde oriental se observan los depocentros de las Cuencas de Madre de Dios, Ucayali, Marañón, Oriente, Putumayo, Yari -Caguán, Llanos de Colombia, Barinas Apure, Maracaibo y Oriental de Venezuela.

El Tope del basamento muestra como el Alto de Camisea separa Madre de Dios de Ucayali, el Arco de Contaya separa Ucayali de Marañón, el Alto de Aguas Caliente separa Ucayali de Huallaga, el Alto de Florencia- La Macarena separa el Putumayo y Yari-Caguán de los Llanos de Colombia, el Arco de Arauca separa Barinas- Apure del Graben de Arauca, los Andes de Mérida separan Barinas- Apure de Maracaibo y el Arco de El Baúl, separa Barinas- Apure de la Cuenca Oriental de Venezuela. Es interesante notar que el basamento de todas estas cuencas está formado principalmente por las unidades ígneo - metamórficas del Escudo Precámbrico Guayana -Brasilero. Son cuencas que recibieron sedimentos del margen pasivo del Escudo hasta que se emplazó la Cordillera Andina, donde a partir de su formación se

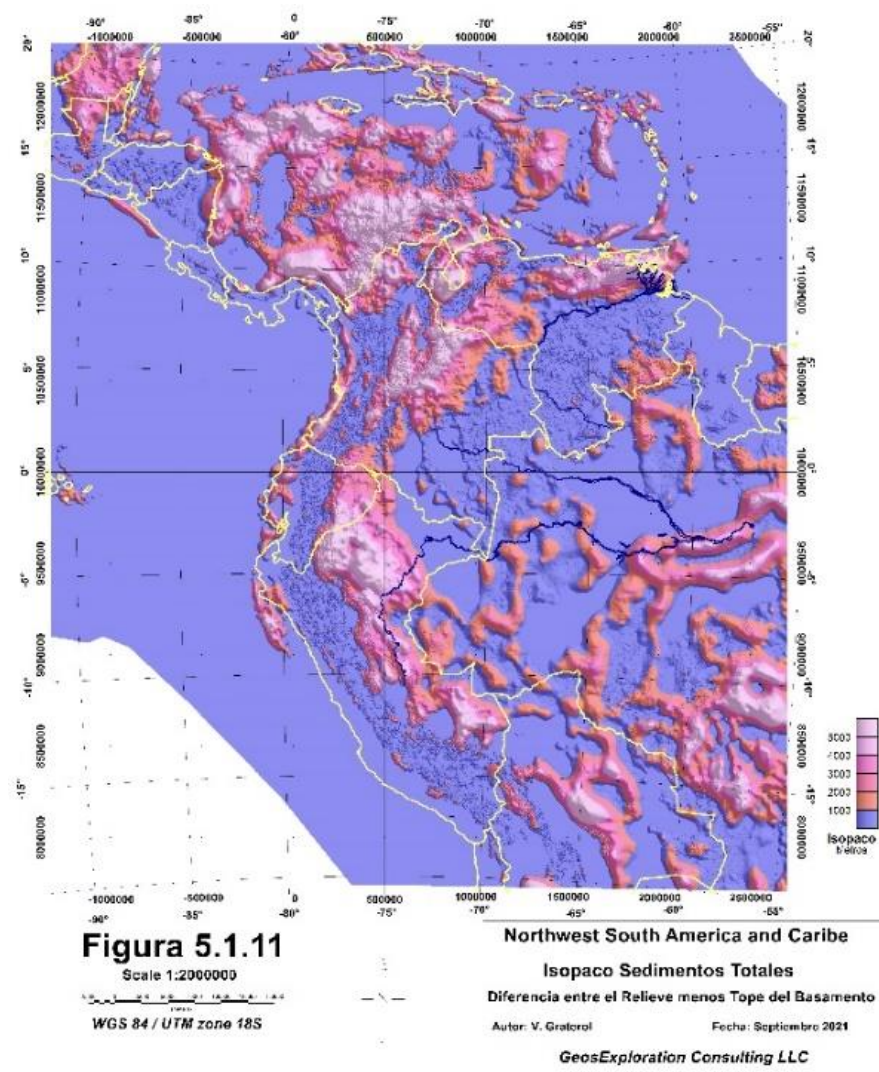
depositaron las molasas que constituyen los verdaderos sedimentos sub-andinos. Por esta razón si las condiciones fueron favorables, las cuencas al oriente de Los Andes pueden poseer toda la secuencia sedimentaria desde el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.



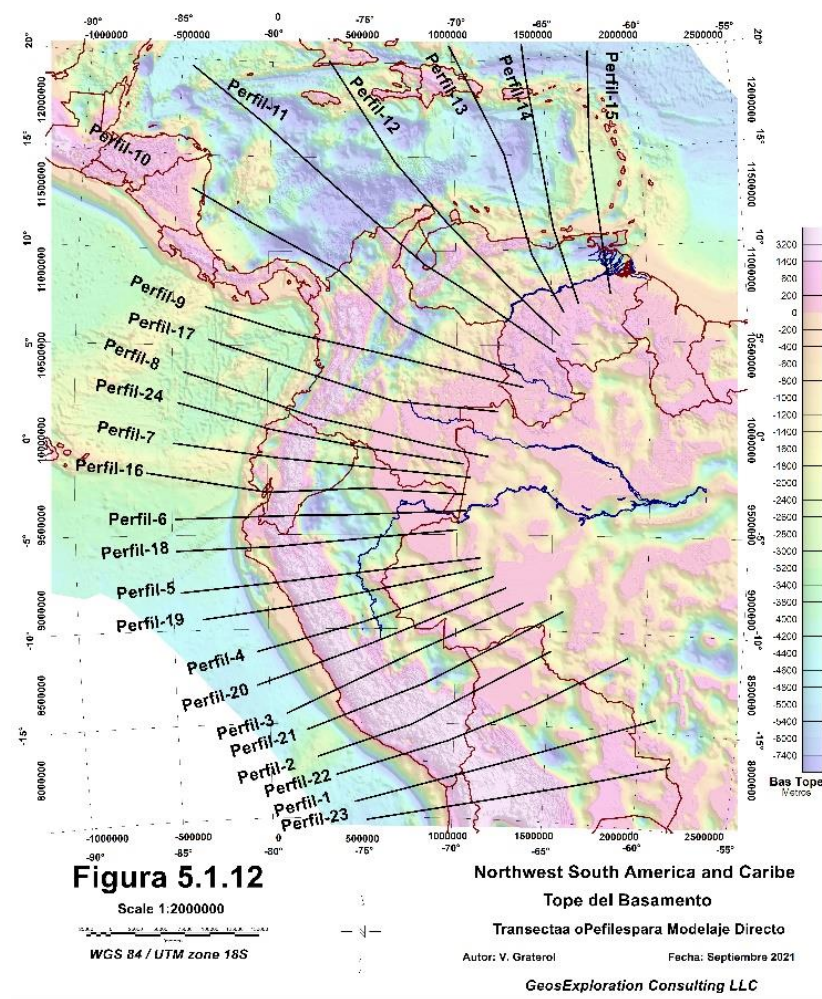


Las cuencas litorales al occidente de los Andes en el norte del Perú y sur de Ecuador, son alargadas y estrechas longitudinalmente y su formación está muy relacionada con los procesos tectónicos que interactúan entre las Placas de Nazca y Sur Americana. Trujillo, Salaverry, Talara y Santa Elena muestran sedimentos Cretácicos-Terciarios depositados sobre un basamento jurásico. Las cuencas litorales desde el norte de Ecuador, Colombia (Tumaco, Choco, Urabá, Sinú-San Jacinto, San Jorge, Plato, Alta y Baja Guajira, Sinú Marino y Guajira Marino) y Venezuela (Urumaco, La Vela, Cubagua y Carúpano) son cuencas tipo “back Arc” formadas por los procesos tectónicos entre las Placas de Cocos y El Caribe con la Placa Sur Americana. Son cuencas relativamente jóvenes donde el basamento son unidades ígneo - metamórficas, pero de edad Jurásica - Cretácica. Por este motivo los sedimentos son predominantes Terciarios a Recientes. Las Cuencas Colombia, Venezuela y Los Cayos en el área norte – central de El Caribe son de un origen más complicado relacionado con la Placa de El Caribe, pudiendo ser su formación inclusive anterior a su ubicación actual. Son cuencas donde pueden existir secuencias sedimentarias desde el Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

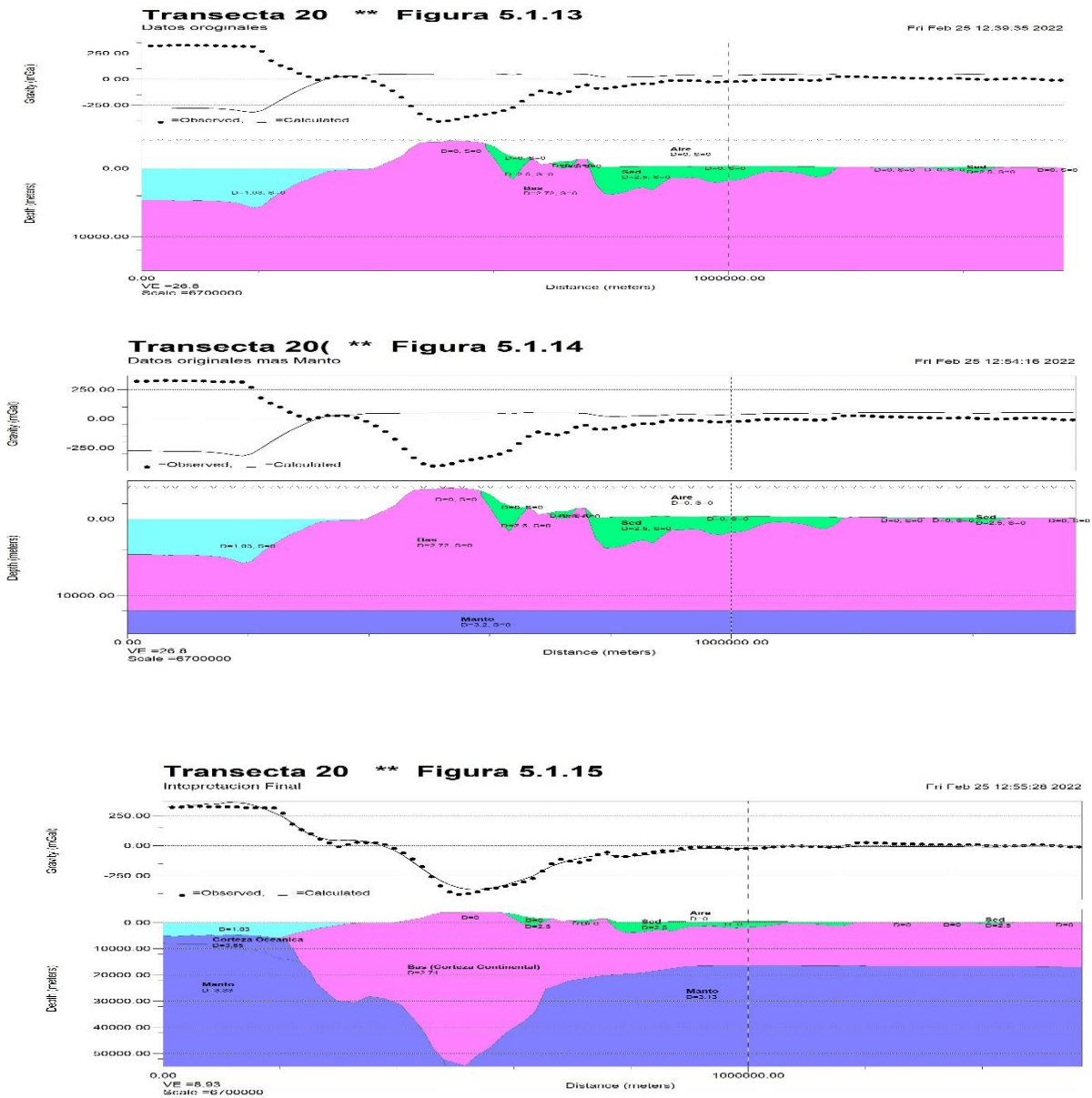
Las **Figuras 5.1.1 y 5.1.10** muestran el relieve topográfico y el tope del basamento. La diferencia entre estas dos matrices es equivalente al espesor total de sedimentos. La **Figura 5.1.11** muestra el isópaco de Sedimentos Totales. Se aprecian claramente los principales depocentros existentes: Madre de Dios entre Bolivia y Perú, Sur de Ecuador y noroeste de Perú en la Cuenca de Maraón, en los Llanos de Colombia próximo al piedemonte de la Cordillera Oriental y su extensión en el Graben de Arauca, en la Cuenca de Maracaibo y en el Oriente de Venezuela asociado a la Cuenca Oriental y el Graben de Espino.



Para completar esta interpretación regional se efectuó modelaje gravimétrico de transectas. La **Figura 5.1.12** que se muestra a continuación muestra la ubicación de las mismas. El modelaje se efectuó contra la ANOMALÍA DE BOUGUER TOTAL y en cada Transecta se introdujo los resultados de la inversión gravimétrica 3D del residuo controlado. El objetivo principal de este modelaje fue introducir un horizonte de densidad entre 2.8g/cc a 3.2g/cc que representase el Tope del MOHO en el área continental, la Corteza Oceánica y en las áreas marinas, hasta que la gravedad observada y calculada encontrara una solución.



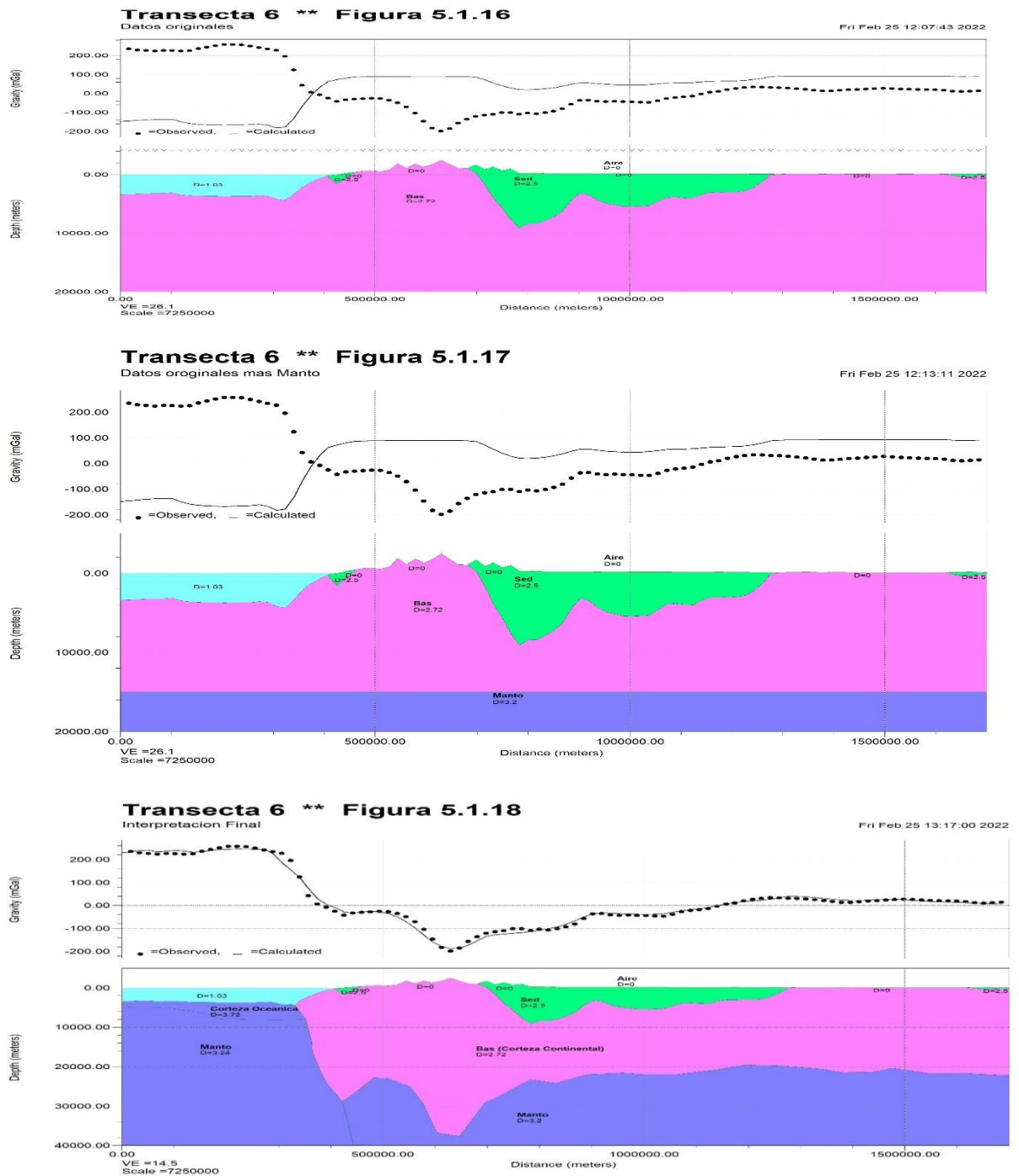
Transecta 20 o Perfil 20. Esta Transecta se ubicó con una orientación SW-NE, Comienza en el Océano Pacífico, intersecta la Cordillera de Los Andes, la Cuenca de Ucayali y termina en el Escudo de Brasil. La **Figura 5.1.13** muestra el perfil original donde solo se han incluido los resultados de la inversión gravimétrica 3D del Residuo Controlado del Tope del Basamento. Nótese como al estar modelando contra el Bouguer Total, las anomalías calculada y observada difieren grandemente. En la **Figura 5.1.14**, al modelo anterior se le introdujo un horizonte HORIZONTAL de densidad mayor de 3.0g/cc que representa el Tope del MOHO en la parte continental y la Corteza Oceánica en el Pacífico. Al no existir contrastes de densidad lateral la respuesta del modelo sigue siendo la misma. En la **Figura 5.1.15** el tope de este horizonte de alta densidad se ha movido hasta obtener una solución adecuada entre las anomalías calculada y observada.



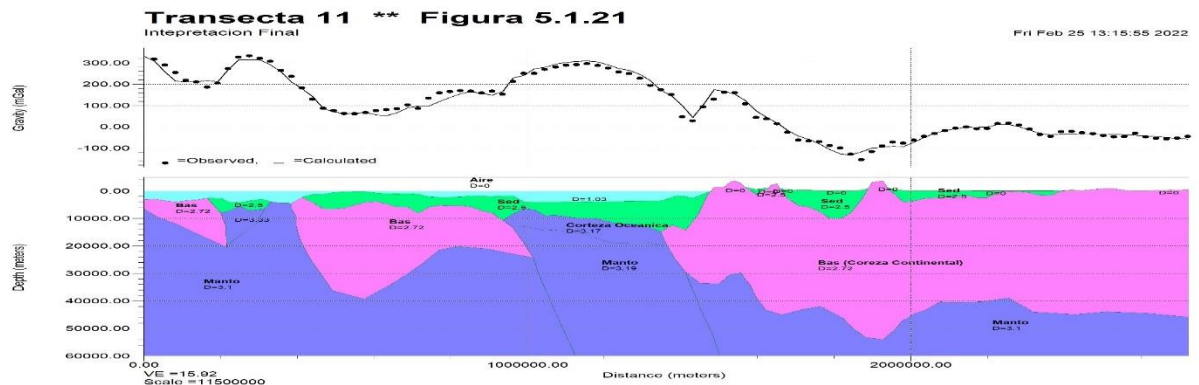
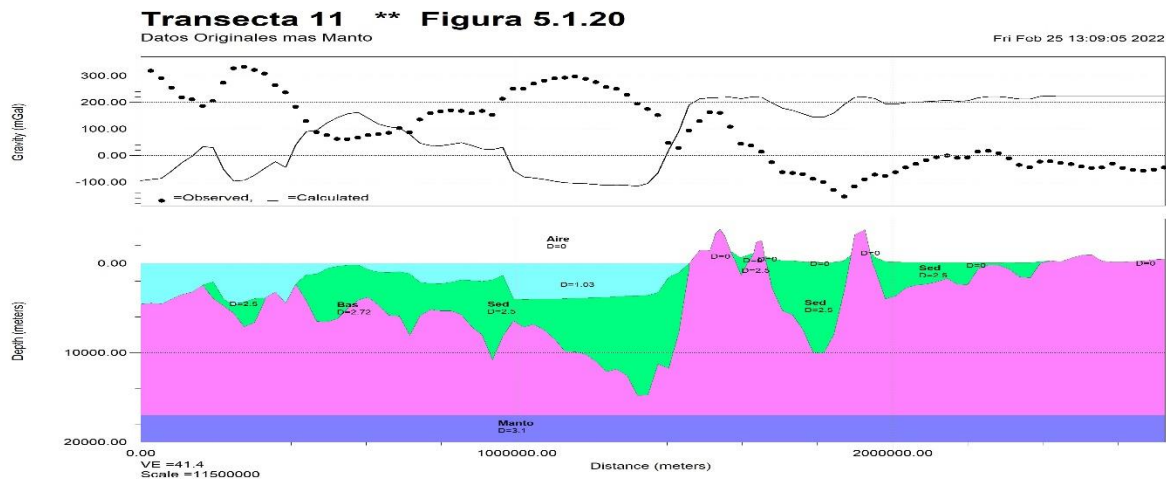
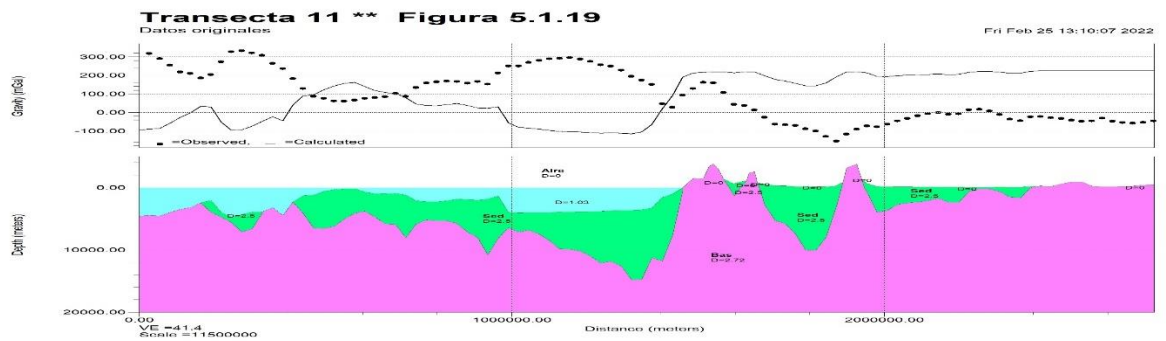
El modelaje final sustenta que el tope de la Corteza Oceánica en el Pacífico se ubica entre los 5 km a 8 km; el Espesor de la Corteza Terrestre y el Tope del Manto en la Cordillera Andina entre los 48 km a 52 km y al este kde Los Andes, en el Escudo Precámbrico de Brasil entre los 16 km a 22 km.

Transecta 6 o Perfil 6. Esta Transecta se proyectó desde el Océano Pacífico, intersecta la Cordillera Andina, el principal Depocentro en la Cuenca de Marañón y termina en el Escudo Precámbrico de Brasil. Las

Figuras 5.1.16, 5.1.17 y 5.1.18 muestran los resultados del modelaje. La solución final muestra el Tope de la Corteza Oceánica en el Pacífico entre los 6Km a 8Km de profundidad, el espesor de la Corteza Terrestre y el Tope del Moho en la Cordillera Andina entre los 32Km a 35Km y entre los 20Km a 25Km en el Escudo Precámbrico.

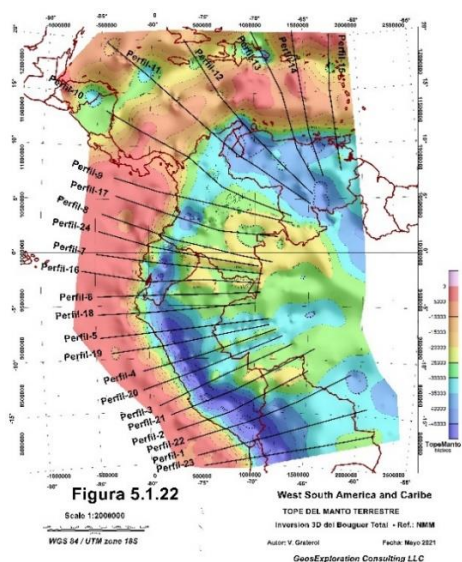


Transecta 11 o Perfil 11. Esta Transecta se proyectó con un rumbo NW-SE comienza en su extremo norte en la Fosa de Caimán, pasa por el norte de la Cuenca Los Cayos y en su trayectoria interseca el Escarpe de Hess, las Cuencas Colombia, Sinú – San Jacinto, Plato, La Sierra Nevada de Santa Marta, la Cuenca de Cesar-Ranchería, Sierra de Perijá, Cuenca de Maracaibo, los Andes de Mérida, la Cuenca de Barinas – Apure y finaliza en el Escudo Precámbrico de Guayana.



Las **Figuras 5.1.19, 5.1.20 y 5.1.21** muestran los resultados. Se observan raíces cordilleranas en la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida, pero no en la Sierra Nevada de Santa Marta. En la parte continental el espesor de la corteza es del orden entre 42 km a 45 km. En el Caribe al noroccidente de la Sierra de Santa Marta, la configuración corteza oceánica – Manto es sumamente compleja. El modelo muestra que el contacto entre las cortezas continental y oceánica ocurre próximo a la línea de costa entre el Sinú Marino y la Cuenca Colombia. A pesar de los grandes espesores de sedimentos que muestra el modelo en casi la totalidad de El Caribe, el Bouguer muestra inversión gravimétrica en la Cuenca Colombia y en su extremo norte. Esta inversión es producida por una corteza oceánica de muy alta densidad ($>3.0\text{g/cc}$) y por una ubicación del tope del Moho a una profundidad moderada. Al norte de la Cuenca Colombia, la corteza oceánica posee densidades similares a la corteza continental y se observa la ubicación del Moho a profundidades entre los 20 km a 32 km.

El modulo GMSYS2D de Oasis Montaj permite extraer valores X,Y,Z de horizontes de interés. Las **Figuras 5.1.22 y 5.1.23**, muestran en planta y volumen el Tope del MOHO que se obtiene de todos los perfiles o transectas modeladas.



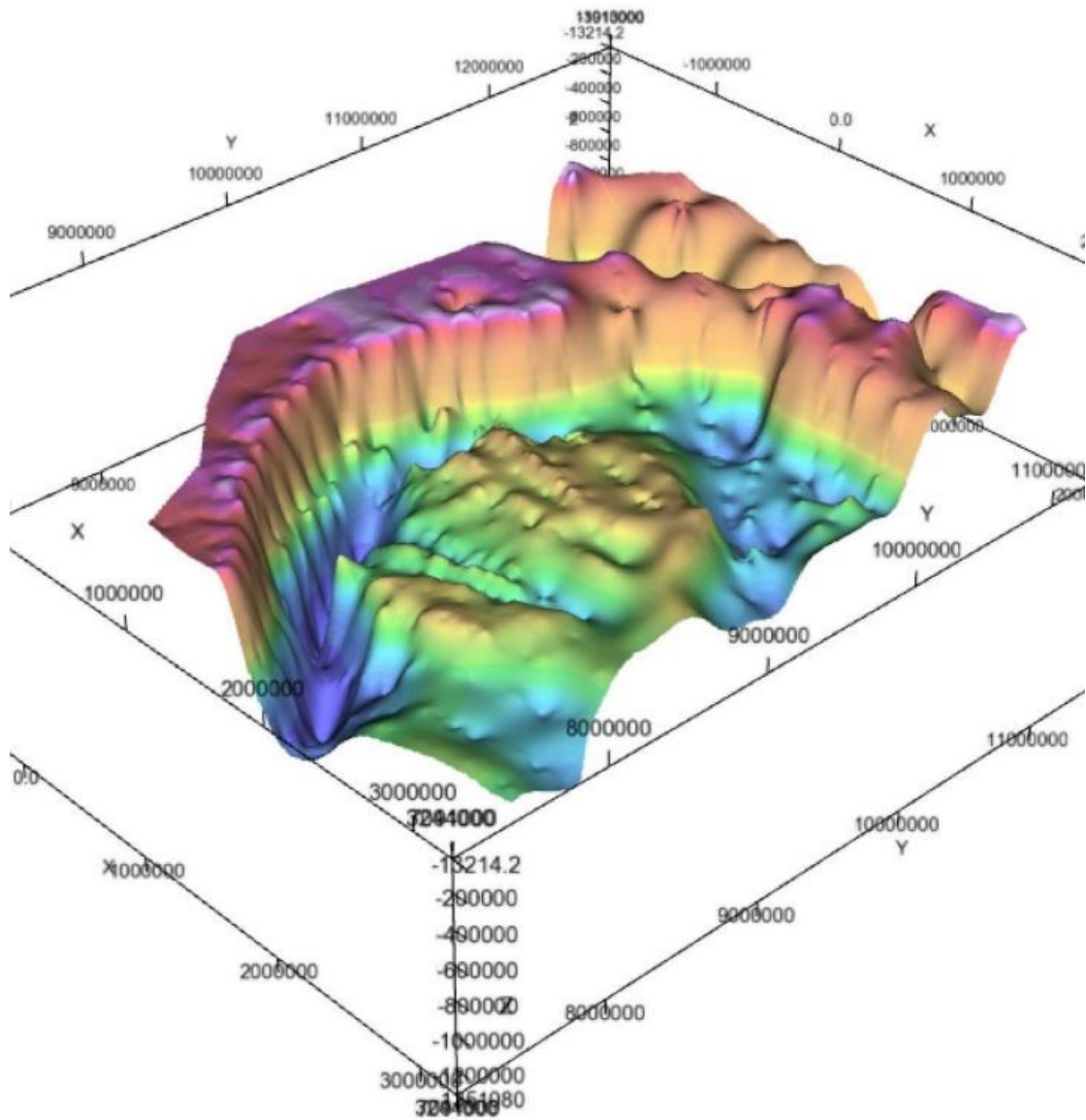


Figura 5.1.23 Tope del MOHO (A partir del Modelaje de las Transectas o Perfiles)

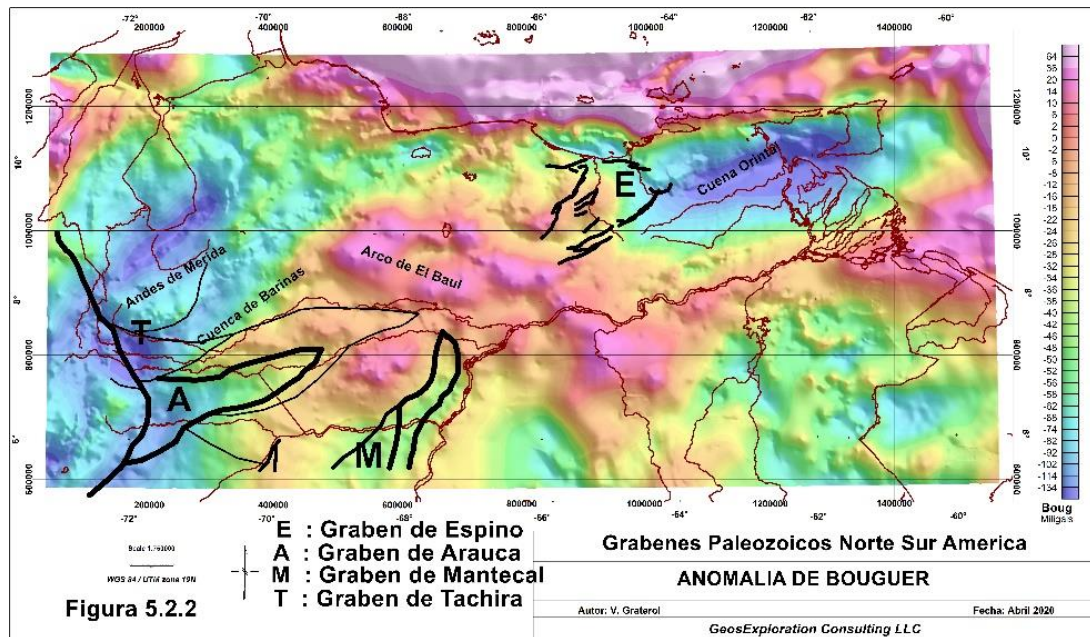
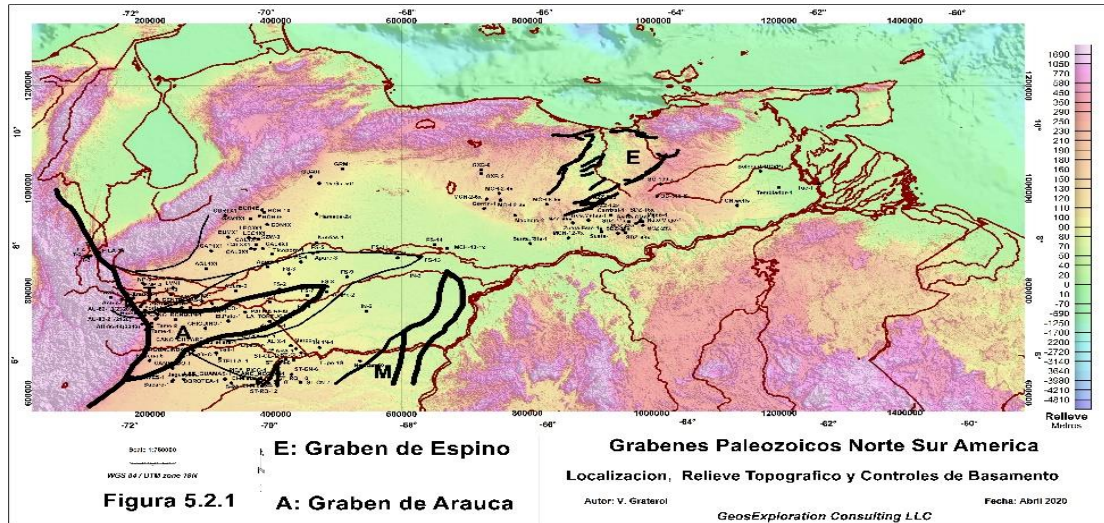
El Basamento en los Grabens de Arauca y Espino – Posibilidades Paleozoicas

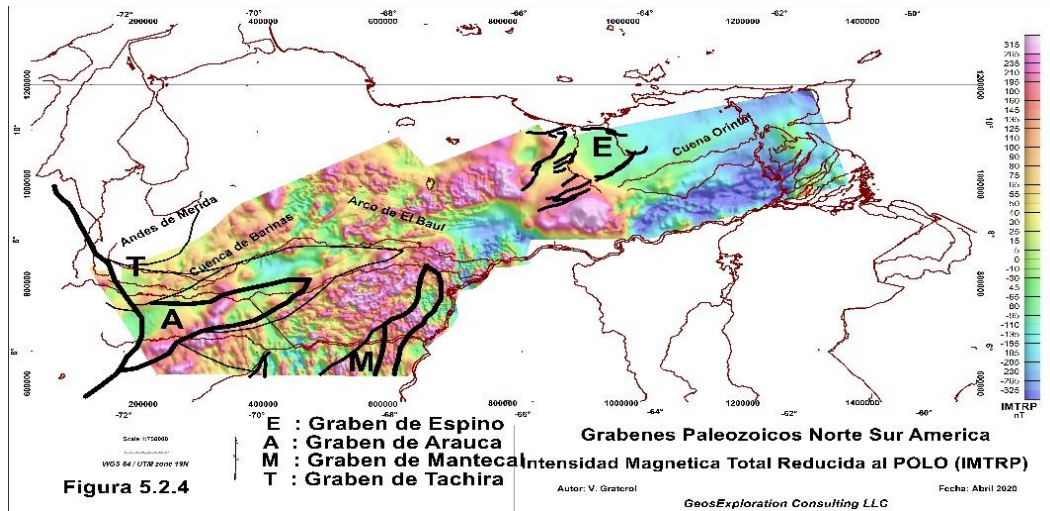
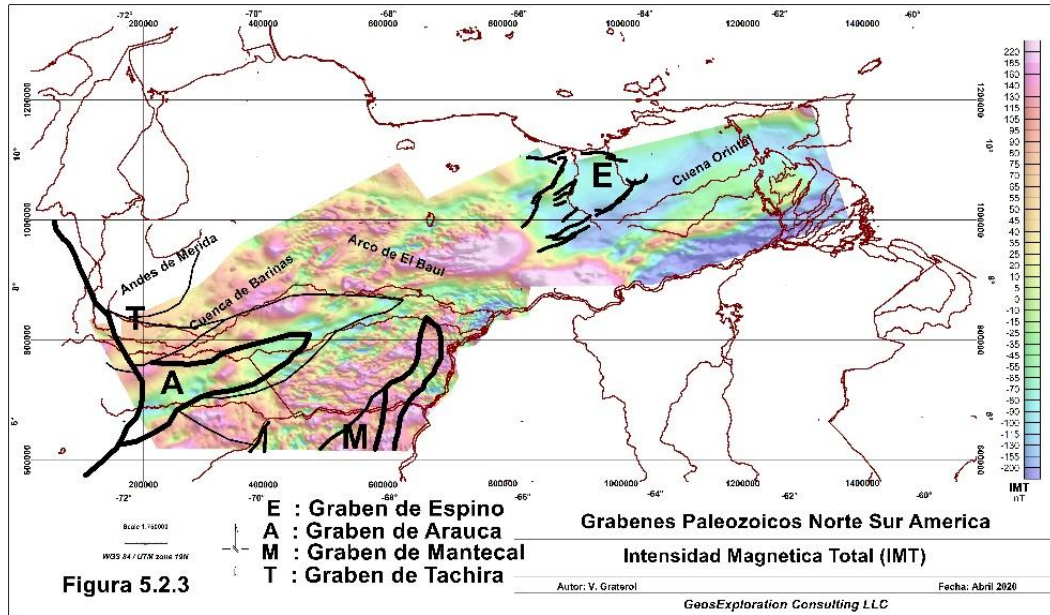
Los grabens de Arauca y Espino en Colombia y Venezuela representan buenas oportunidades exploratorias, son estructuras de aproximadamente 120Km de ancho y entre 125 km a 250 km de largo en dirección predominante N50-60E. El espesor de sedimentos puede ser superior a los 5000 m a 9000 m, principalmente de secuencias desde el Paleozoico al Paleógeno. Entre sus secuencias hay depósitos lacustrinos y marinos que pueden ser no solo fuente sino sello de hidrocarburos.

Estos grábenes posiblemente se desarrollaron por la separación extensional de las placas de Norte y Sur América. Tanto las Cuencas de los Llanos Orientales de Colombia, como la Cuenca Oriental de Venezuela, han sido afectadas por lo menos por cuatro periodos geodinámicos: Pre-RIFT Paleozoico durante la apertura inicial de Gondwana, procesos de RIFT desde el Jurásico y el Cretáceo Inferior (Apertura Continental), Sedimentación Cretácica al Paleógeno de Margen Pasivo y finalmente un proceso de choque oblicuo en el Neógeno – Cuaternario, relacionado con el emplazamiento de la Placa de El Caribe (Espino) y la Cordillera Oriental de Colombia (Arauca). Debido a estos cuatro procesos, tanto la estratigrafía como las estructuras reflejan cambios de un margen pasivo a cuencas “foreland”. Las fallas normales de apertura y desarrollo de estos grábenes pueden estar invertidas.

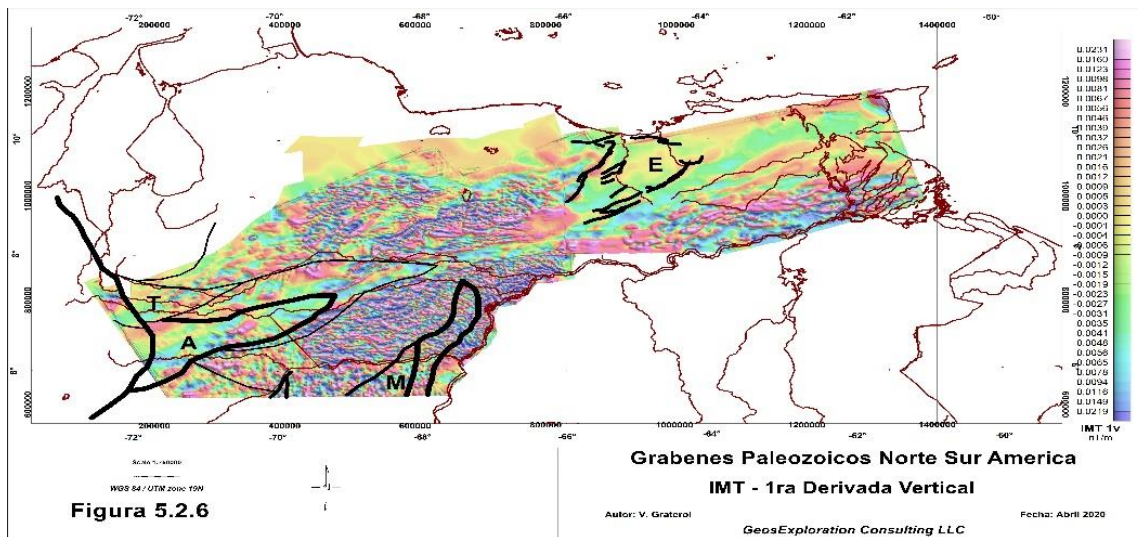
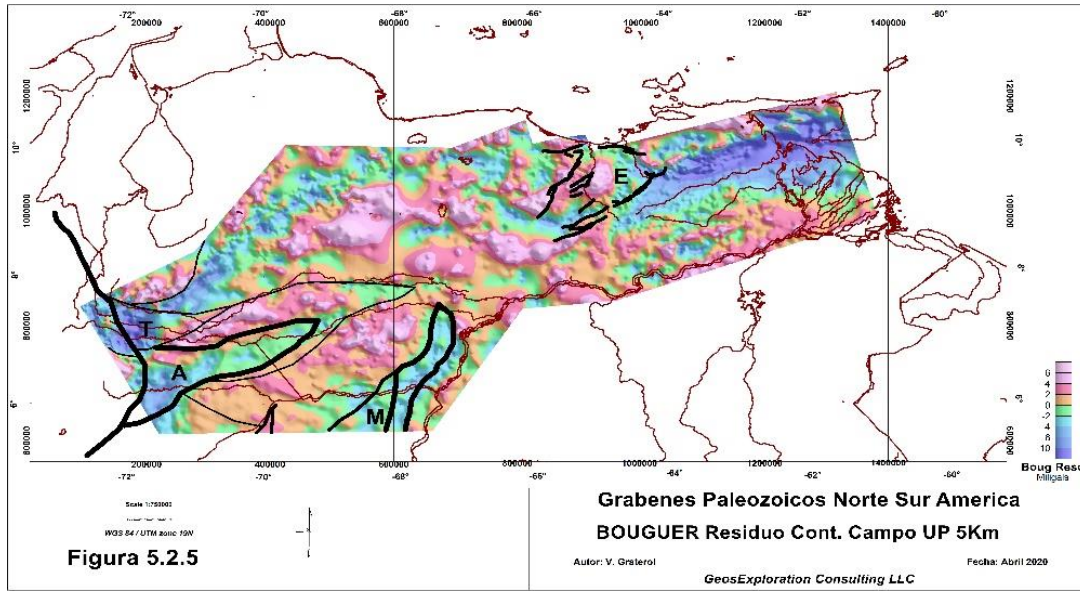
La **Figura 5.2.1** muestra la localización de los grábenes de Espino y Arauca, adicionalmente se incluye los puntos de control donde se conoce la profundidad al tope del Basamento Precámbrico. Las fallas que definen estos grabens provienen de interpretación sísmica y de levantamientos magnetogravimétricos. **Arminio et al. (2013)** y **Salazar (2006) y Barrios et al. (2011)**. Las **Figuras 5.2.2, 5.2.3 y 5.2.4** son la Anomalía de Bouguer (AB) y la Intensidad Magnética Total (IMT) y la Intensidad Magnética Total Reducida al POLO (IMTRP). Dado el tamaño y extensión de estas estructuras y los excelentes contrastes de densidad y susceptibilidad magnética entre las

secuencias sedimentarias que rellenan estos grabens contra el basamento Precámbrico, estos métodos potenciales delimitan no solo estas estructuras, sino los grabens adyacentes de Mantecal y Táchira.

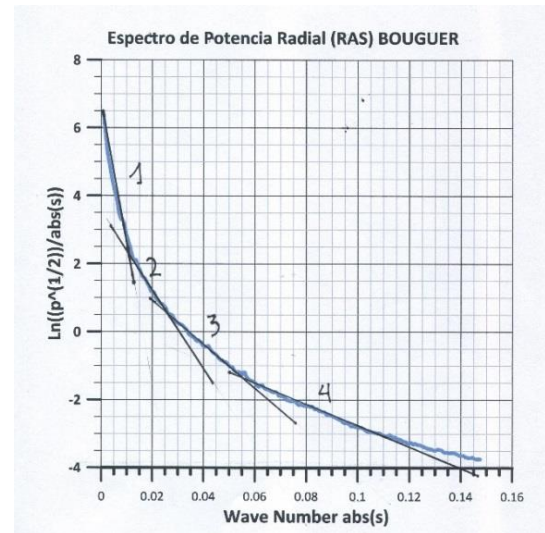
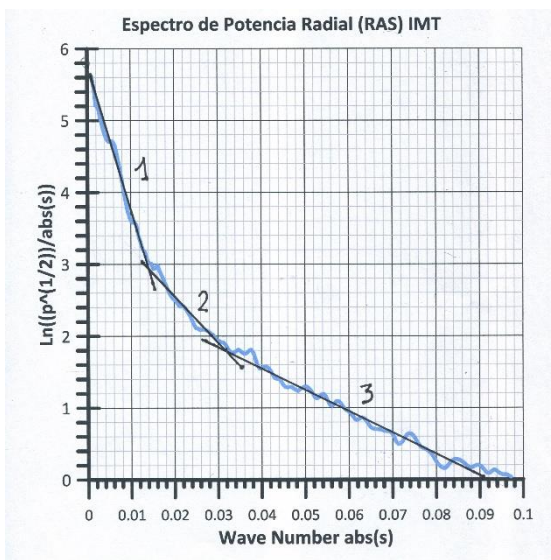
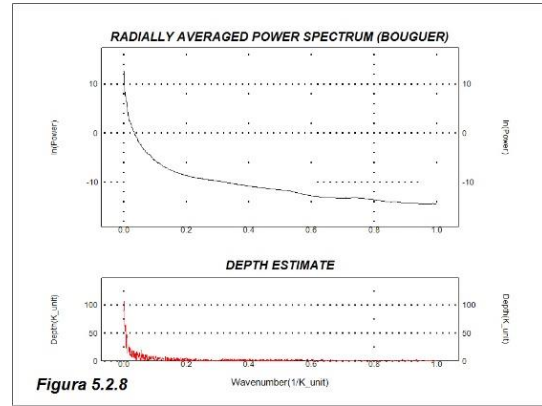
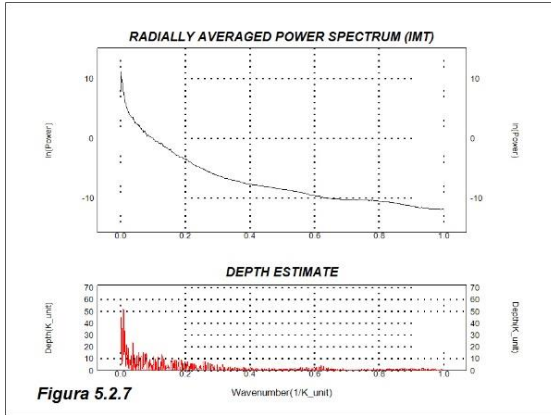




Las **Figuras 5.2.5 y 5.2.6** son los residuos de Continuación de Campo Arriba 5 km de la AB y la Primera Derivada Vertical de la IMT. Los residuos matemáticos al eliminar efectos regionales muestran una mejor definición de estos grabens.



El objetivo principal de esta interpretación es determinar la profundidad de las principales interfaces presentes. Como primera aproximación se usó el “Radial Average Spectrum, (RAS)”, Spector and Grant, (1970), tanto de la IMT como de la AB.

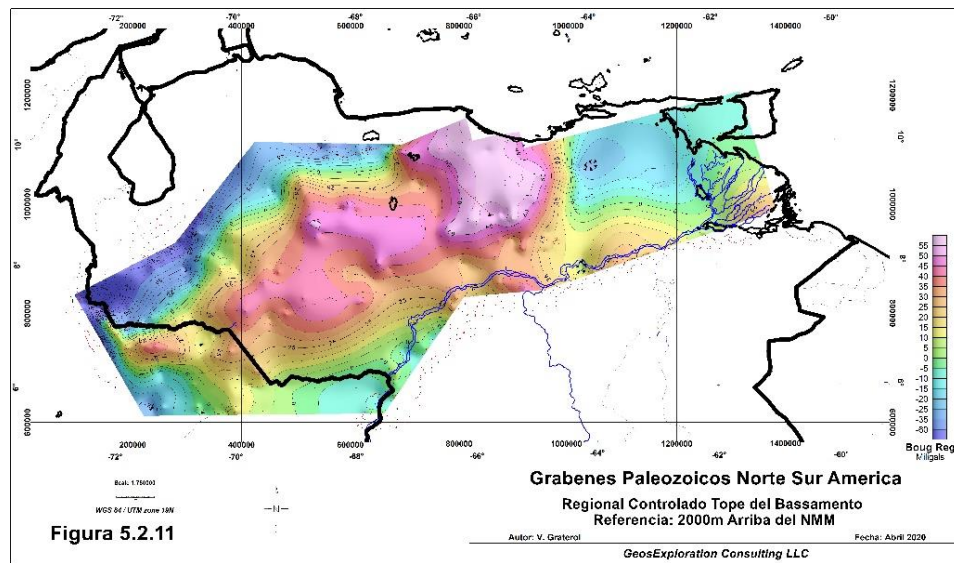


Figuras 5.2.7 y 5.2.9. Análisis RAS de la IMT, profundidad de las fuentes: (1) Profunda a 31.8 km, (2) Intermedia a 10.4 km u (3) Somera a 4.8Km.

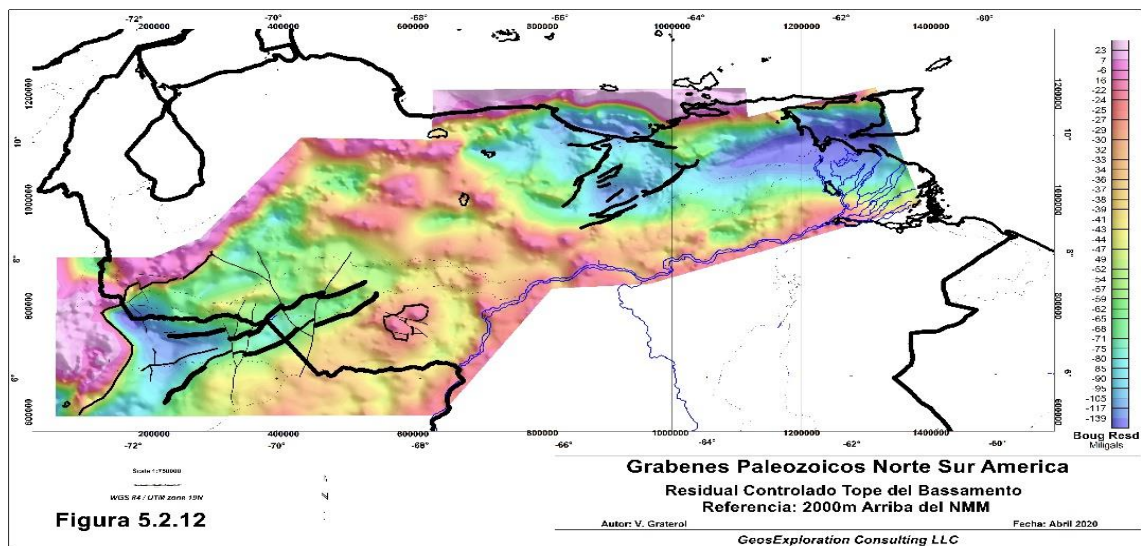
Figura s 5.2.8 y 5.2.10. Análisis RAS del Bouguer, profundidad de las fuentes: (1) Profunda a 41.4 km, Intermedia a 7.8 km y Someras < 2 km.

Las **Figuras 5.2.7 a 5.2.10** muestran estos resultados. Se observa que con ambos métodos se detecta una fuente profunda comprendida entre los 32 km a 40 km que se asocia al tope del Manto terrestre o MOHO. Las profundidades intermedias y someras corresponden al tope del basamento, discontinuidades en éste o valores provenientes de ruido de alta frecuencia.

Para determinar con mayor precisión y forma el Tope del Basamento en toda esta parte de Colombia y Venezuela, se realizó la Separación Regional-Residual con Control Geológico y posteriormente, mediante el programa INVERG3, la Inversión Gravimétrica 3D del Residuo Controlado. El Regional Controlado (**Figura 5.2.11**) se elaboró con el programa ESCREG.FOR y empleando los CONTROLES al tope del basamento que se muestran en la **Figura 5.2.1**.



La diferencia entre la Anomalia de Bouguer menos el Regional Controlado permitió obtener el Residuo Controlado que se muestra en la **Figura 5.2.12**



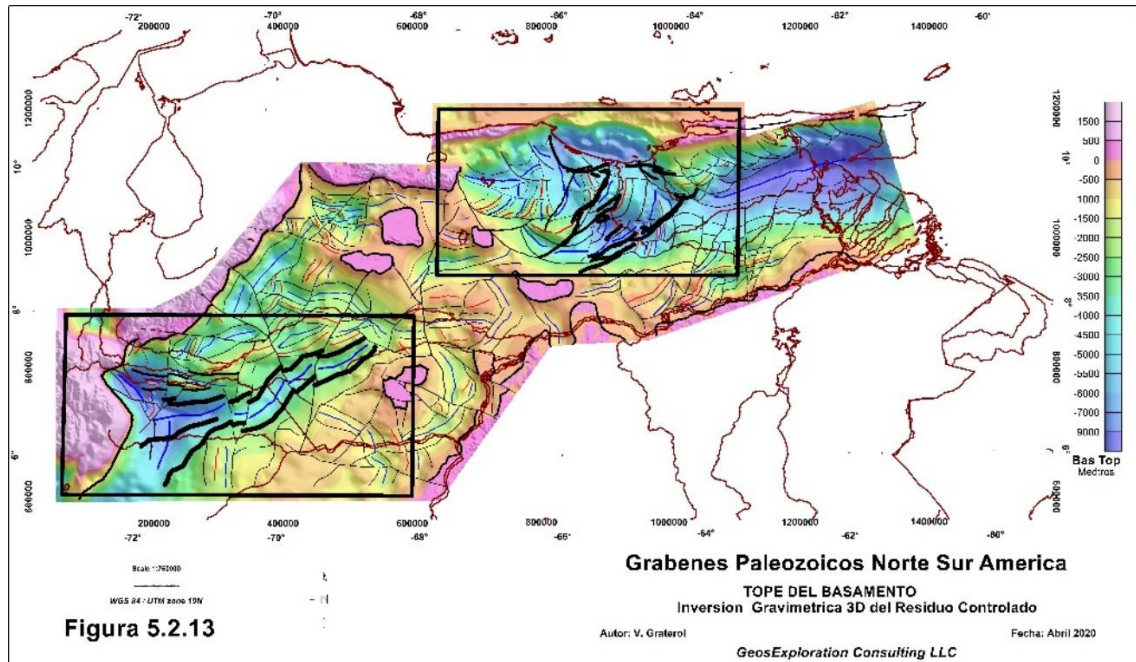


Figura 5.2.13

El tope del Basamento se presenta con su interpretación estructural, en el Graben de Arauca las mayores profundidades se encuentran en territorio Colombiano, observándose espesores de sedimentos del orden de los 8000 m. Al norte del graben se encuentra el Graben de Táchira, donde el tope del basamento alcanza profundidades superiores a los 10500 m. Tanto el ancho del graben como su eje mantienen una dirección N55-60E, muestra desplazamientos laterales producidos por fallas de orientación noroeste-sureste y a medida que entra en Venezuela los espesores de sedimentos van disminuyendo considerablemente. Al este del Graben de Arauca se observa el Graben de Mantecal de orientación nor noroeste, notándose un basamento somero localizado entre los 2000 m a 2800 m. Paralelo y al norte del Graben de Arauca, se observa el Arco de Arauca que separa el graben de la Cuenca de Barinas. El alto de basamento (Arco de El Baúl) de dirección noroeste-sureste en la parte central, separa el Graben de Arauca y la Cuenca de Barinas de la Cuenca Oriental de Venezuela y el Graben de Espino.

La inversión gravimétrica muestra la complejidad estructural en el Graben de Espino. En el área del graben existen varias fallas de orientación N40-60E que forman pilares y fosas locales. Las Fallas de Altamira y el

Corrimiento de Anaco, separan al graben de la Cuenca Oriental. En la parte central del graben, se observa un alto estructural limitado por fallas normales denominado en esta interpretación el Alto de Aragua de Barcelona. Al norte de este alto, se notan pilares y fosas limitados por fallas, cuya orientación tiende a ser norte-sur. La **Figura 5.2.14**, muestra el Isopaco de Sedimentos Totales, se observan espesores de sedimentos entre 3500m a 4000m entre las Fallas de Altamira y el Alto de Aragua de Barcelona. Entre este alto y el frente de montañas de la Cordillera de la Costa se detectaron los mayores espesores de sedimentos en el Graben de Espino, observándose valores superiores a los 7000 m.

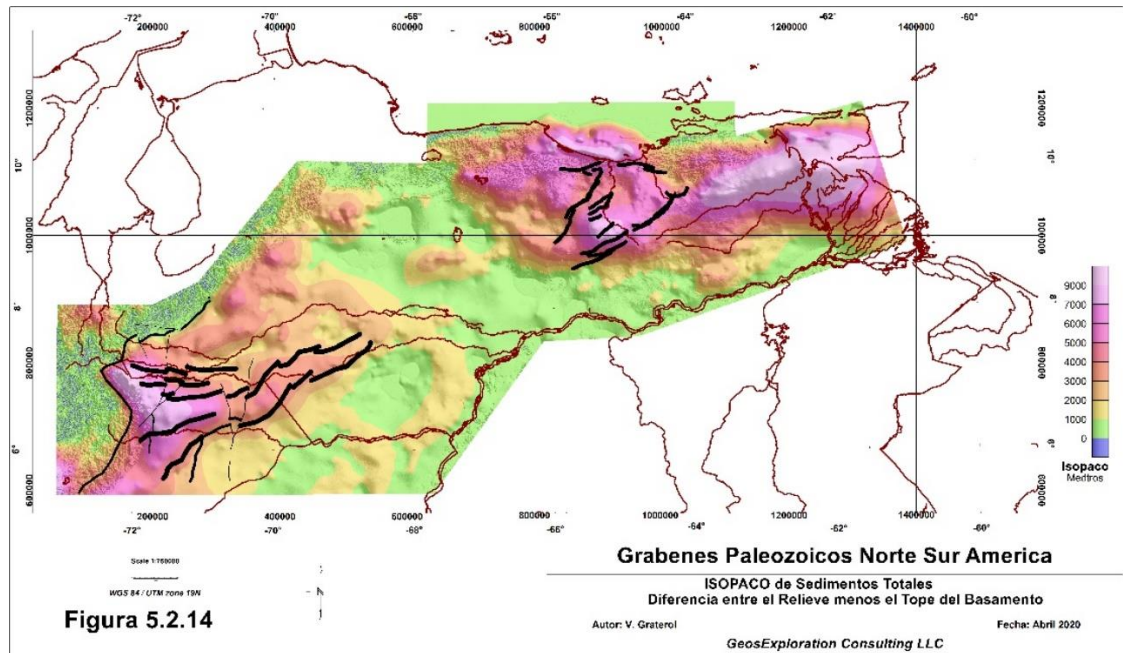


Figura 5.2.14

La **Figura 5.2.15** es un detalle del Graben de Arauca; se realizó modelaje gravimétrico – magnético, contra el Residuo Controlado del Tope del Basamento y la Intensidad Magnética Total Reducida al Polo (IMTRP), a lo largo de los perfiles que se muestran (Figuras **5.2.16 y 5.2.17**). La estratigrafía en los perfiles se introdujo solo para visualizar mejor tanto el tope del basamento como las secuencias sedimentarias y fallas interpretadas. Las fallas al sur del perfil son normales de ángulo alto, pero al aproximarnos a la Cordillera Oriental de Colombia son ligeramente inversas.

La **Figura 5.2.18** es un detalle en el Graben de Espino. Los perfiles, (**Figuras 5.2.19 y 5.2.20**), interpretados se proyectaron para mostrar como a ambos lados del Alto de Aragua de Barcelona existen depocentros de interés exploratorio. Las fallas que limitan los pilares y fosas al sur del Alto son normales, pero al aproximarnos al frente de montañas de la Cordillera de la Costa son ligeramente invertidas.

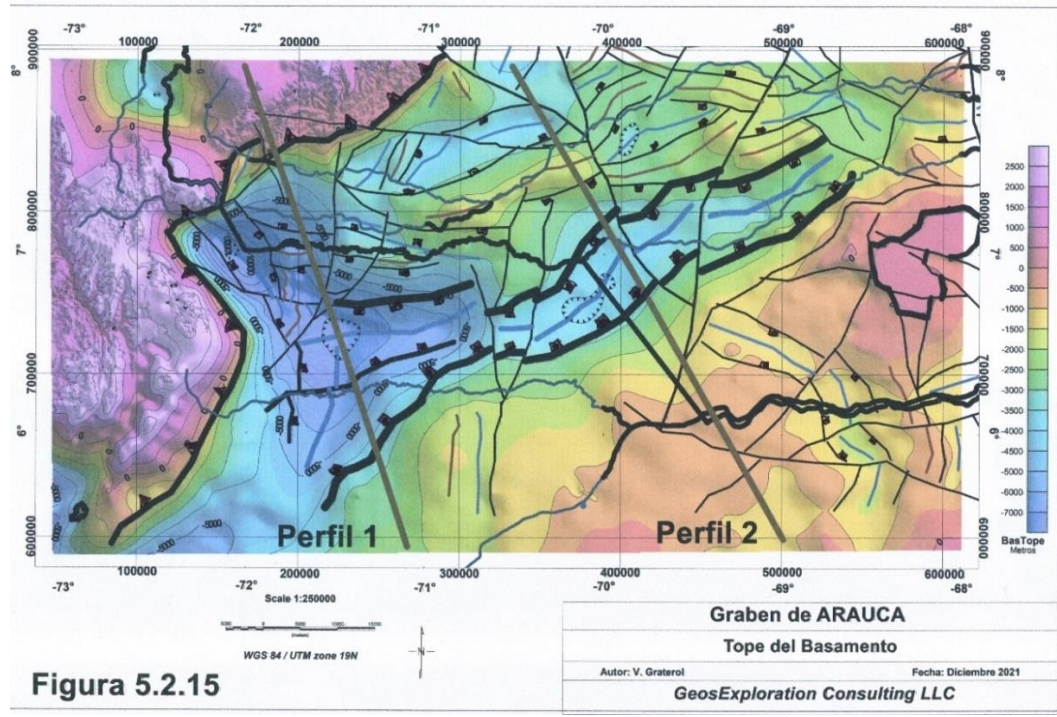
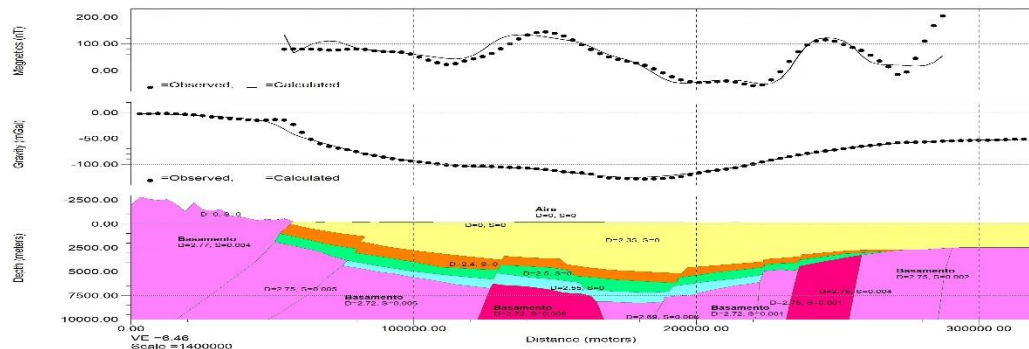
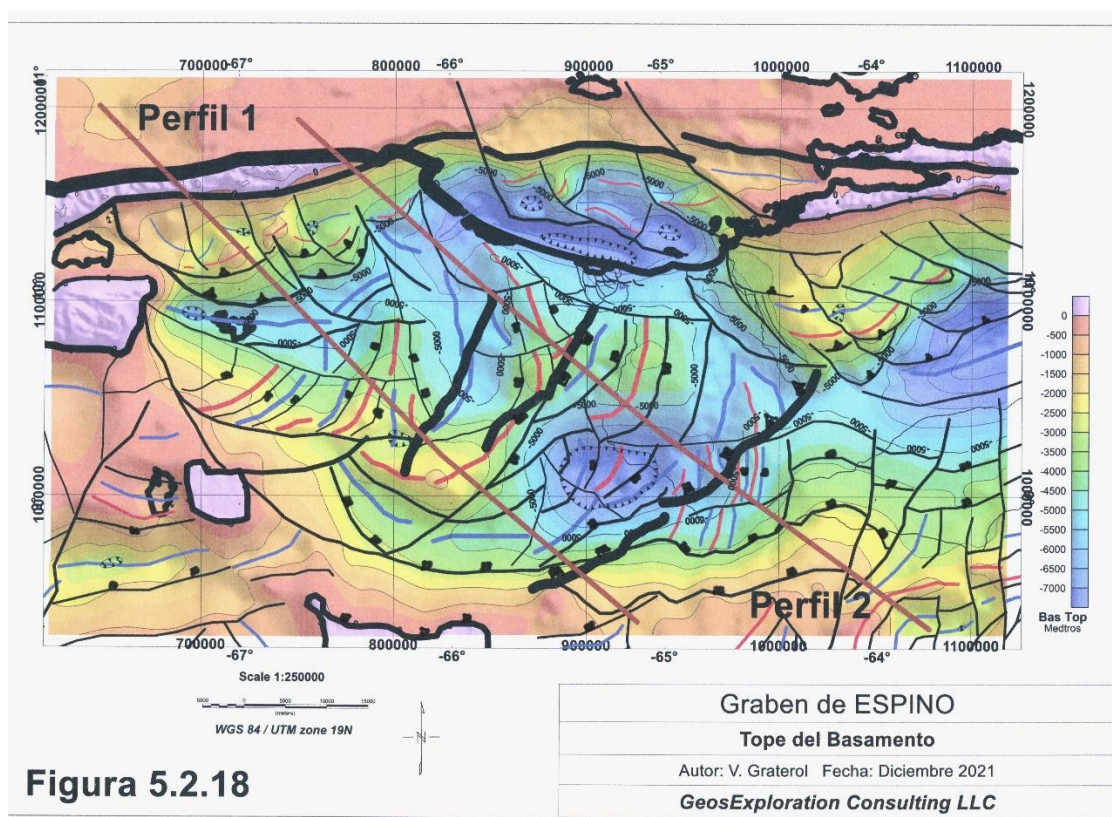
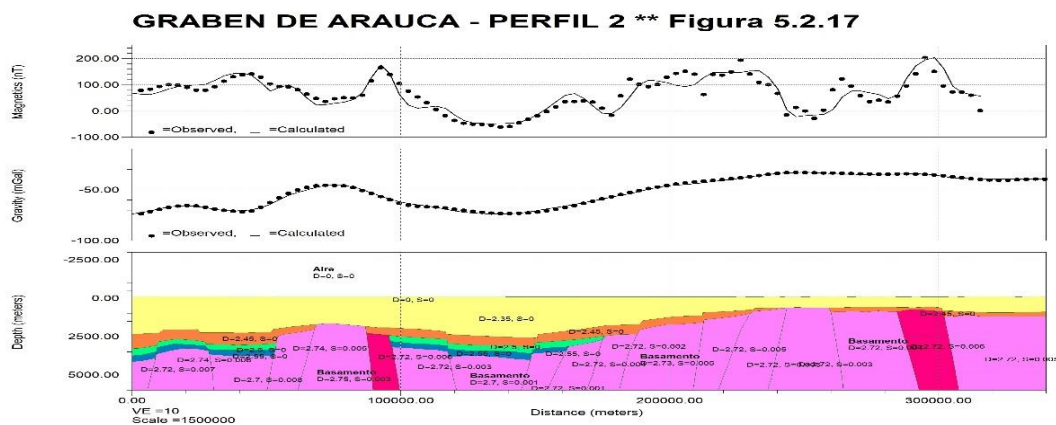
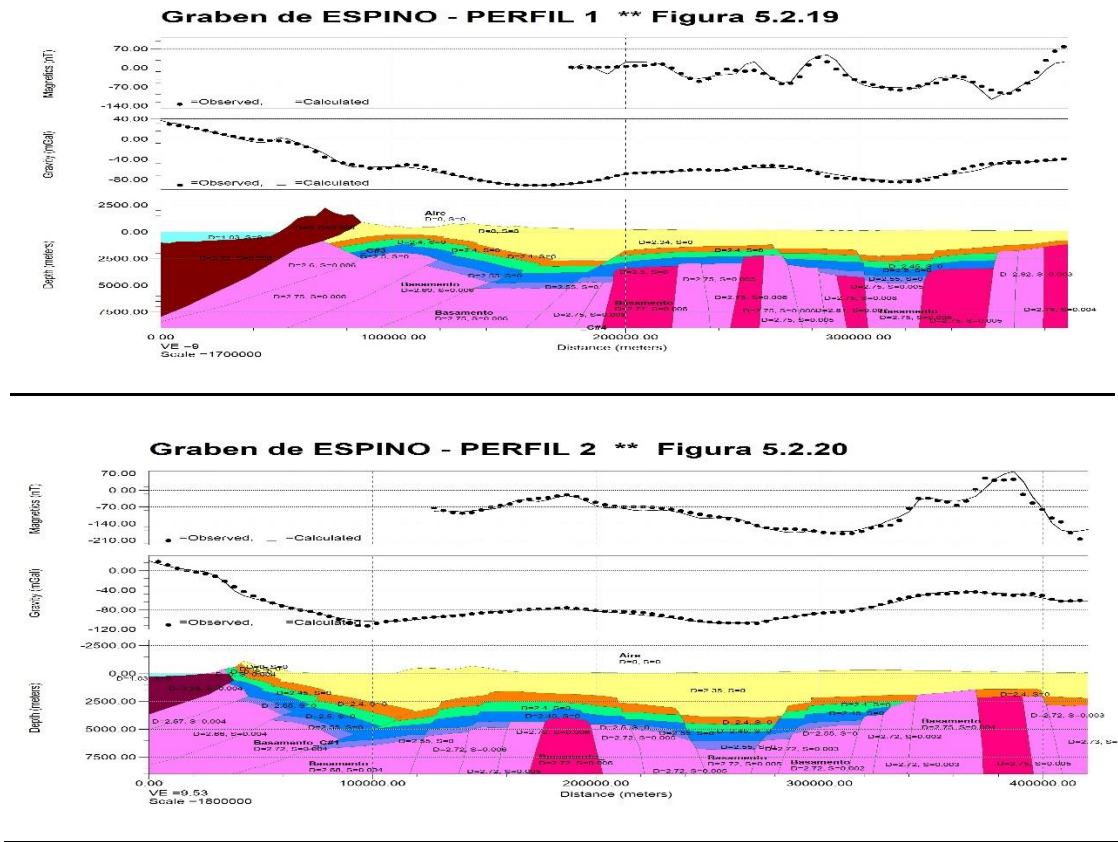


Figura 5.2.15

GRABEN DE ARAUCA - PERFIL 1 ** Figura 5.2.16







Resumen y Consideraciones, Arauca y Espino son grabens de gran extensión presentes respectivamente en las cuencas “foreland” de los Llanos Orientales de Colombia y la Cuenca Oriental de Venezuela. Pozos exploratorios y programas sísmicos han demostrado la evidencia de espesas secuencias sedimentarias (Neoproterozoicas), hasta Cámbricas y Paleozoico medio - superior no metamorfizadas, que han rellenado estos grabens pre-Paleozoicos. Muy posible haya habido reactivaciones de estas secuencias, pero la no existencia de pozos profundos limita mucho sus posibilidades.

Empleando profundidades al tope del basamento Precámbrico de pozos y de interpretación sísmica, la separación Regional-Residual Controlada de la Anomalía de Bouguer y la posterior inversión gravimétrica 3D del Residuo Controlado, permitió elaborar los mapas del tope de basamento de estos grabens.

En el Graben de Arauca los mayores espesores de sedimentos se encuentran en territorio Colombiano, donde la inversión gravimétrica muestra valores superiores a los 8000m. En la parte central del graben, aproximadamente entre 3500m a 4200m de estos sedimentos son Jurásico - Paleozoicos debajo de la espesa secuencia Cenozoica -Cretácica.

Los pozos perforados dentro del Graben de Arauca, Chiguiro-1, La Coral-1 y Pato-1 registraron sedimentitas del Cámbrico y Neoproterozoicas (Criogeniano-Ediacariano) depositadas en latitudes bajas y en un ambiente marino somero, Arminio *et al.* (2013). Posteriormente el análisis de muestras de los pozos Chilacoa-1S, Coralito-1S, Torondoy-1X y Vaco-1X también confirman esta presencia.

Las secuencias Terciarias y Cretácicas, (Formaciones Guayabo, León, Carbonera, Mirador y Guadalupe), se acunan hacia el este. Bajo la discordancia basal del Cretácico, todas las unidades estratigráficas han sufrido deformación tectónica que divide el Graben de Arauca en bloques estrechos. En los bloques de la parte central del graben es donde hay una secuencia estratigráfica de varios miles de metros aún no perforada que podría involucrar sedimentitas Ediacariano.

En el oriente de Venezuela, en esta interpretación no solo se incluye el Graben de Espino, sino el área hacia el norte y noroeste, hasta el frente de montañas de la Cordillera de La Costa, Cuenca de Guárico, donde se descubrió el Campo Yucal – Placer. En el Graben de Espino se detectaron los mayores espesores de sedimentos al noroeste de la Falla de Aníbal, depocentros de Aníbal y Camoruco. El modelaje gravimétrico-magnético define el Alto de Aragua de Barcelona, que separa el Graben de Espino de la Cuenca de Guárico.

Los Pozos profundos NZZ-88 y TM-45 en el graben de Espino confirman sedimentos clásticos del Paleozoico, (desde el Cámbrico al Triásico, Formaciones Carrizal y Hato Viejo), deformados y dislocados durante el proceso de *rifting* del Jurásico que inició la apertura del Océano Atlántico y separación de las Américas. Durante el Jurásico se produjo una sedimentación “rift”, en la cual se acumularon espesas secuencias de capas

rojas y sedimentos lacustres, que unidas a la configuración estructural del Graben es considerado como un área de interés exploratorio. El final está marcado por una discordancia de extensión regional sobre la cual yacen rocas sedimentarias clásticas cretácicas tardías a neógenas. Éstas incluyen al Grupo Temblador, caracterizado por arenisca con intercalaciones delgadas de lutita, marga y caliza, la Formación Merecure del Oligoceno y a la Formación Oficina del Mioceno. Estas dos últimas caracterizadas por una alternancia de lutita, arenisca y limolita.

Al noroeste del Alto de Aragua de Barcelona, en la Cuenca de Guárico se detectaron una serie de altos y bajos estructurales del basamento, que pueden haber producido entrampamiento en las unidades Cretácicas y Terciarias. Yacimientos como Yucal-Placer no pueden ser descartados relacionados con esta estructuración.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alken, E. Thébault; C.D. Beggan; H. Amit; J. Aubert; J. Baerenzung; T.N. Bondar; W.J. Brown; S. Calif; A. Chambodut; A. Chulliat; G.A. Cox; C.C. Finlay; A. Fournier; N. Gillet; A. Grayver; M.D. Hammer; M. Holschneider; L. Huder; G. Hulot; T. Jager; C. Kloss; M. Korte; W. Kuang; A. Kuvshinov; B. Langlais; J.M. Léger; V. Lesur; P.W. Livermore; F.J. Lowes; S. Macmillan; W. Magnes; M. Manda; S. Marsal; J. Matzka; M.C. Metman; T. Minami; A. Morschhauser; J.E. Mound; M. Nair; S. Nakano; N. Olsen; F.J. Pavón-Carrasco; V.G. Petrov; G. Ropp; M. Rother; T.J. Sabaka; S. Sanchez; D. Saturnino; N.R. Schnepf; X. Shen; C. Stolle; A. Tangborn; L. Tøfner-Clausen; H. Toh; J.M. Torta; J. Varner; F. Vervelidou; P. Vigneron; I. Wardinski; J. Wicht; A. Woods; Y. Yang; Z. Zeren and B. Zhou.
- International Geomagnetic Reference Field: the thirteenth generation. (2021) Earth, Planets and Space <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
- Arminio, J.F. 2013. Evidence for Precambrian Stratigraphy in Graben Basin bellow the Eastern Llanos Foreland, Colombia. Search and Discovery Article #50874 Posted October 29, 2013
- Ardila, Torres Myriam. 1997. Gravity Data For Colombia Instituto Geográfico Agustín Codazzi Santa fe de Bogotá, D.C.
- Aiken, Carlos. 1993. Gravity Data for South America. Center for Lithospheric Studies University of Texas at Dallas 2601 N. Floyd Rd Richardson, TX 75080.
- Blakely, R.J. and R.W. Simpson, 1986, Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies: Geophysics, 51, 1494–1498.
- <http://dx.doi.org/10.1190/1.1442197>.

- Barrios, Yoasmali A.; Noelia Baptista; Grover Gonzales, 2011. New Exploration Traps in the Espino Graben, Eastern Venezuela Basin. AAPG Annual Convention and Exhibition, Houston, Texas, USA, April 10-13, 2011.
- Bhattacharyya, B.K. and L.K. Leu, 1975, Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to two-dimensional structures: *Geophysics*, 40, 993–1013, <https://doi.org/10.1190/1.1440593>.
- Bhattacharyya, B.K. and L.K. Leu. 1975. Analysis of Magnetic Anomalies Over Yellowstone National Park: Mapping of Curie Point Isothermal Surface for Geothermal Reconnaissance, *Journal of Geophysical Research*.
- Bhattacharyya, B.K. and L.K. Leu. 1977, Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies Due to Rectangular Prismatic Bodies, *Geophysics*, Vol. 42, No. 1, P. 41-50.
- Bhaskara Rao; D. 1991. A Fortran77 computer program for three-dimensional analysis of gravity anomalies with variable density contrast. *Comp. And Geosciences* Vol. 17 No. 5. También *Computers and GeoSciences* Vol. 17, No. 5 pp. 655 – 667.
- Baranov, V. and H. Naudy. 1964. Numerical Calculation of the Formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics* v.29, no. 1, p67-79doi:10.1190/1.1439334.
- Becker, J.J.; D.T. Sandwell; W.H.F. Smith; J. Braud; B. Binder; J. Depner; D. Fabre *et al.*, 2009, Global bathymetry and Elevation data at 30 arc seconds resolution SRTM30_PLUS: *Marine Geodesy* V. 32, p355-371doi:10.1080/014900410903297766
- Barker, R.D. 1975. Elementary approximations in aeromagnetic interpretation for application in low latitudes; *Geophysics*, vol. 40, p. 686.
- Broome, J. 1986. MAGRAV2: An interactive magnetic and gravity modeling program for IBM-compatible microcomputers. CGS -open file No.1534.
- Broome, J. 1987. Geophysical imaging software for IBM compatible microcomputers. Canadian Geological Survey -Open file No. 1581.

- Butler, R.F. 1992. Paleomagnetism. Blackwell Scientific Publications. 238 pp.
(Version on line: <http://ButlerPaleomagnetismBook.pdf>).
- Cande, S.C. and D.V. Kent. 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophysics. Res.*, 100, 6093–6095.
- Channell, J.E.; T. Erba; E.; M. Nakanishi and K. Tamaki. 1995. Late Jurassic–Early Cretaceous time scales and oceanic magnetic anomaly block models. *En: Geochronology, Timescales, and Stratigraphic Correlation*, Special Publication no. 54, ed. W.A. Berggren, D. V. Kent, M. Aubry and J. Hardenbol, Tulsa, OK: Society for Sedimentary Geology (SEPM), pp. 51–64.
- Cady John W. 1997. Bolivia Altiplano and Cordillera Occidental Data, U.S. Geological Survey Denver Federal Center, MS 964 Denver, Colorado 80225
- Drewes H.; W. Torge; C. Badell; D. Bravo; O. Chourio. 1989. Precise Absolute and Relative Gravity Observations in Venezuela. Informe Interno Dirección de Cartografía Nacional de Venezuela (DCN)
- Escalona, A.; P. Mann. M. Jaimes. 2011. Miocene to recent Cariaco basin, offshore Venezuela: structure, tectonosequences, and basin-forming mechanisms. *Mar. Pet. Geol.* 28 (1), 177–199.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.04.001>.
- Feo-Codecido, G.; F. Smith; N. Aboud, and E. Di Giacomo, 1984, Basement and Paleozoic rocks of the Venezuelan Llanos basins: *Geological Society of America*, 162, 175–187, <http://dx.doi.org/10.1130/MEM162-p175>.
- Fernández F. 2003. Edición de Levantamientos Gravimétricos Antiguos de Compañías Petroleras Transnacionales. INTEVEP.
- Gotze H.J. 1997. Andes 1997 Gravity Data Freie Universitat Berlin Institut für Geologie Geophysik und Geoinformatik Haus N. Malteserstrasse 74-100 Berlin D-12249 Germany
- Grant F. and G. West. 1962. Interpretation Theory in Applied Geophysics. McGraw Hill.

- Fairhead, D. 1995. The South America Gravity Project (SAPG) University of Leeds England.
- Garcés, M. and E. Beamud. 2016. La Magnetoestratigrafía y la Escala del Tiempo Geológico basada en las inversiones del campo magnético terrestre. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 24.3, 282-293
- González, W. 2009, Interpretación del basamento pre-cretácico en las cuencas Barinas- Apure y Oriental de Venezuela: MSc. tesis, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar.
- Gradstein, F.M.; J.G. Ogg; A.G. Smith (Eds.). 2004. Geologic Time Scale. Cambridge University Press, Cambridge, 2004.
- Graterol V. Fonseca A. 1978. Gravimetría en Venezuela. Bol. MEM VolXIII No. 24.
- Graterol, V. 1988. Venezuela - Gravimetría 87 - Mapa de Anomalía de Bouguer. Lab. Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Venezuela.
- Graterol, V. y A. Fonseca. 1987. Interpretación de datos Gravimétricos en la Región Oriental Venezolana. INDENE - Lab. Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Venezuela.
- Graterol V. 1993. Base de Datos Gravimétricos de Venezuela. Mem. Taller de Redes Geofísicas IPGH. San José Costa Rica.
- Graterol, V. 1988. The horizontal directional derivative in frequency domain. Lab. Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Venezuela.
- Graterol V. 1998. 3D Gravity Inversion with Variable Datum. Leading Edge Society of Exploration Geophysicists. Dec.
- Graterol, V. 1996. Constrained Gravity-Magnetic Interpretation. A new way of REGIONAL-RESIDUAL separation of Potential Field Data. Venezuelan examples. AAPG San Diego
- Graterol V., A. Vargas; M. Briceño; C. Rey. 2010. Los Mapas de Anomalía de Bouguer e Intensidad Magnética Total de Colombia y Occidente de Venezuela. Bases de Datos Grav/MAG de Colombia. Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH)- Carson Services – Aerogravity División para la Agencia Nacional de Hidrocarburos.

- Graterol V. y A. Vargas. 2021. La Base de Datos Gravimétricos y la Anomalía de Bouguer de las Américas. Informe Interno Lithosphera. Bogotá Colombia.
- GEOSOFT (Oasis Montaj). 2009. El Sistema Gráfico de Mapas. Toronto Ontario Canadá. Versión 8.5.3
- Hartman, R. 1971. A system of rapid digital aeromagnetic interpretation: Geophysics, vol. 31, no. 4.
- Hildenbrand, T. 1983. FFTFIL: a filtering program based on two-dimensional Fourier analysis: U.S.G.S. - open file no. 83-237.
- INGEMET. 2000. Listado de Estaciones Gravimétricas del Perú. Red Gravimétrica Nacional y Levantamientos en Líneas de Nivelación Geodésica. Instituto Geophysics del Peru.
- Irving, E. 1957. Rock magnetism: a new approach to some paleogeographic problems. Philos. Mag. Suppl. Adv. Phys., 6, 194–218.
- Kratochwill, J. 1990. An inversion gravity method for computing the depth to the main density contrast in a sedimentary basin: Internal report, Carson Services, Inc./Aerogravity Division.
- Lowrie, W. 2007. Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, Cambridge.
- Merrill, R.T.; M.W. McElhinny and P.L. McFadden. 1996. The Magnetic Field of the Earth: Paleomagnetism, the Core, and the Deep Mantle. Academic Press.
- Motiscka, P., 1985, Mesozoic volcanism in the basement of the Orinoco Oil Belt, the State of Guarico, Venezuela (Vulcanismo Cenozoico en el subsuelo de la Faja Petrolífera del Orinoco, Estado Guarico, Venezuela), in VI Congreso Geológico Venezolano Boletín de Geología, Publicación Especial, Ministerio de Minas de Energía y Minas, v. 6, p. 1929–1943
- Néel, L. 1955. Some theoretical aspects of rock magnetism. Adv. Phys., 4, 191-243.

- Nabighian, M.N. 1972. The analytical signal of two-dimensional bodies with polygonal cross section: its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, vol. 37, p. 507.
- Nettleton, L.L. 1971. Elementary gravity and magnetics for the geologist and seismologists: Society of Exploration Geophysicists, monograph 1.
- NGS Gravity Station Data for the U.S. 1999. National Geodetic Survey 11400 Rockville pyke Room 107.
- Oliva Urcia, B. y Pueyo, E.L. (2016). Bailes y giros en la corteza superior: de la Tectónica de Placas a la rotación de un pliegue. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 24.3, 335-348.
- Peters, L.J. 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical applications: *Geophysics*, vol. 14, p. 290.
- Radian Corporation. 1990. CPS-3 User's manual, version 1.6, Austin, Texas.
- Reid A. 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using the Euler Deconvolution. *Geophy.* Vol 55.
- Rao. B.S.R. and I.V.R. Murthy. 1978. Gravity and Magnetic Methods of Prospecting. Arnold-Heinemann (India) Publishers, New Delhi, 390pp.
- Ríos, K., I. Rodríguez, y J. Arminio. 2002. Modelaje gravimétrico – magnético para estimar espesores sedimentarios del pre- Cretácico en el Graben de Espino, Cuenca Oriental Venezuela: Presentado en el XI Congreso Venezolano Geofísico.
- Roest, W.R., J. Verhoef, and M. Pilkington, 1992, Magnetic interpretation using 3-D analytic signal: *Geophysics*, 57, 116–125, <https://doi.org/10.1190/1.1443174>.
- Salazar, M. 2006. Evolución estructural e implicaciones tectónicas del Graben de Espino: MSc. tesis, Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.

- Solórzano E., I. Paredes; M. González.; O. Gallango, and B. Aguado, 2001, Sedimentological data, geochemical and biostratigraphic hole in the NZZ-88X-14 712 interval 6559', in Studies of possible bedrock and pre-Cretaceous deposits, project 4020, (Datos Sedimentológicos, Geoquímicos y Bioestratigráficos del pozo NZZ-88X en el interval 6559'-14712: Estudios de posible roca madre y yacimientos pre-cretácicos, proyecto 4020), International Conference Petróleos de Venezuela, S.A. (PDVSA-INTEVEP S.A., INT- 8767, 2001)
- Sagnotti L. 2014. ¿Cuánto dura una inversión del campo magnético terrestre?: Nuevos datos de la última inversión del campo magnético terrestre. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 22.2, 188-190.
- Sandwell D.T.R.D. Muller; W.H. Smith; E. García y R. Francis. 2014. New Global Marine Gravity Anomaly Model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure Science, v. 346, no 6205, p65-67, doi: 10.1126/science 1258213
- Spector A. and F. Grant. 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data: Geophysics, 35, 293-302, <https://doi.org/10.1190/1.1440092>.
- Smith Dru A. 1997. Mexico Gravity Data per 2 min Cell (97) NOAA, National Geodetic Survey, N/NGS5 1315 East-West Highway, Room 9316 Silver Spring, MD 20910 dru@ngs.noaa.gov
- Sisgimondi M. 2017. Non-seismic methods: RAS, SPI and AS magnetic basement depth estimation. Society of Petroleum Geophysicists (SPG) India 12th Biennial International Conference and Exposition
- Singh, B., Sarma; D.G. 2001. New method for fast computation of gravity and magnetic anomalies from arbitrary polyhedra. Geophysics 66 (2), 521-526.
- Stanley, J.M. 1977. (a) Simplified gravity interpretation by gradients- the geologic contact: Geophysics, vol. 51, p. 369.

- Stanley, J.M. 1977. (b) Simplified magnetic interpretation of the geologic contact and thin dike: Geophysics, vol. 42, p. 1236.
- Tauxe, L. 2010. Essentials of Paleomagnetism. University of California Press, Berkeley, Estados Unidos, 489 pp.(Versión online: <https://earthref.org/MagIC/books/Tauxe/Essentials/>)
- Thompson D.T. 1982. EULDPH. A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. Geophy. Vol.47
- Talwani, M. and M. Ewing. 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. Geophysics 25 203-225.
- Talwani, M. J. Heirtzler. 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two- dimensional structures of arbitrary shape: Computers in Mineral Industries, Stanford University Press.
- Villalaín, J.J. 2016. Técnicas en Paleomagnetismo. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 24.3, 275-281
- Werner, S. 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet like bodies: Sveriges Geologiska Undersokning, ser. c, no. 508.

```

      program SECBOUGTIERRA
C=====
C
c Programa para extraer ESTACONS GRAVIMETRICAS TERRESTRES
c de la BASE DE DATOS de Sur y Centro America
c y CACULAR las ANOMALIAS de AIRE LIBRE y BOUGUER.
C
c El Programa pide por PANTALLA la VENTANA de LONG. y LAT.
c y tambien la DENSIDAD DE BOUGUER
C
C=====
      real*8 lat,long,latmin,latmax,longmin,longmax,latitu,TG,tc
      CHARACTER*80 FILEIN,FILEAU
      character*1 bandera
      data CON/57.2957795/

      WRITE(0,1002)
      WRITE(0,1003)
      WRITE(0,1004)
1002  FORMAT(///,20X,'Programa : SECBOUGTIERRA.FOR',/,19X,29('-',)/)
1003  FORMAT(4X,'Programado por: Prof. V. Graterol',/)
1004  FORMAT(20X,' Universidad Simon Bolivar (USB)',/,
      *20X,' Caracas ** VENEZUELA ',/,
      *20X,' Departamento de Ciencias de La Tierra.',/,
      *10X,' E-Mail : vgraterol@aol.com Phone.: +584143326208',///,
      *20X,' Base de Datos Sur y Centro America:'
      *' BougLandTODOABRIL2021.DAT',/)

      WRITE(*,25)
25    FORMAT(/,2X,'NOMBRE DE LA BASE DE DATOS GRAVIMETRICOS :',$,)
      READ(*,26) FILEIN
      OPEN(1,FILE=FILEIN,STATUS='OLD')
      WRITE(*,27)
27    FORMAT(/,2X,' NOMBRE DEL ARCHIVO DE SALIDA :',$,)
      READ(*,26) FILEAU
      OPEN(2,FILE=FILEAU,STATUS='NEW')
26    FORMAT(A)

      WRITE(*,10)
10    FORMAT(/,2X,'Introduzca la VENTANA de LONG. y LAT.',/,
      *2X,37('-',),/,2X,' longMIN, longMAX, latMIN, latMAX : ',$,)
      READ(*,*) longMIN,longMAX,latMIN,latMAX

      WRITE(*,11)
11    FORMAT(/,2X,' Introduzca la DENSIDAD DE BOUGUER.',/,
      *2X,37('-',),/,34X,'D : ',$,)
      READ(*,*) D

      WRITE(*,12)
12    FORMAT(//)

      write(2,666)D
666  format(1x,130('-',)/,
      *3x,'LONGITUD',9x,'LATITUD',10x,
      *'ALTURA',10x,'GOB',2x,'BANDERA',8x,'AAL',3x,'BougSIMPLE',
      *7x,'Ct',7x,'BougTOTAL',/,106x,'D:=',f4.2,'g/cc',/,
      *1x,130('-',)/)

1    READ(1,*,END=22) long,lat,Alt,Gob,bandera,TC

      IF((lat.LT.latMIN).OR.(lat.GT.latMAX))GOTO 1
      IF((long.LT.longMIN).OR.(long.GT.longMAX))GOTO 1

      latitu=LAT/con
C.
C... Ecuacion de la gravedad Teorica 1971
C.

```

```

        TG=978031.846*(1.0+0.0053024*sin(latitu)**2 -
1 0.00000581*sin(2*latitu)**2)

C
C...  ESTACIONES MARINAS
C
      IF (BANDERA.EQ.'3') THEN
        AAL=GOB-TG
        FACTOR2=2*3.14159*6.67E-3*(D-1.03)
        AB1=AAL+FACTOR2*ABS (ALT)
        AB2=AB1+TC
C
C...  ESTACIONES SUBMARINAS
C
      ELSE IF (BANDERA.EQ.'5') THEN
        FACTOR1=4*3.14159*6.67E-3*1.03-0.3086
        AAL=GOB-TG+FACTOR1*ABS (ALT)
        FACTOR2=2*3.14159*6.67E-3*(D-1.03)
        AB1=AAL+FACTOR2*ABS (ALT)
        AB2=AB1+TC
C
C...  ESTACIONES TERRESTRES
C
      ELSE IF (BANDERA.EQ.'1') THEN
        IF (TC.lt.0.0) TC=-TC
        FACTOR1=0.3086
        AAL=GOB+FACTOR1*ALT-TG
        FACTOR2=2*3.14159*6.67E-3*D
        AB1=AAL-FACTOR2*ALT
        AB2=AB1+TC

      ENDIF

      WRITE (2,101) long,lat,ALT,GOB,bandera,AAL,
1  AB1,TC,AB2

      GOTO 1

c100      format(f13.8,1x,f13.8,1x,f12.2,1x,f12.2,12x,a,1x,f12.2)
101      format(2(1x,f13.8),6x,f12.2,1x,f12.2,2x,a,
      *1x,f12.2,1x,f12.2,1x,f12.2,1x,f12.2)

22      write(*,9985)
      read(*,99851)temp
9985      format(1x,'Presione ENTER para continuar.',\ )
99851     format(a30)
      stop
      end

```

```

program SECBOUGUSB
C=====
C
c Programa para extraer de la BASEde DATOS TIERRAAIRE DE LA Universidad
C Simon Bolivar, valores de LONGITUD, LATITUD, EXWGS8418S, YWGS8418S que
C permitiran (Grilla de 500mX500m) Valores de la ANOMALIA DE BOUGUER
C
c El Programa pide por PANTALLA la VENTANA de LONG. y LAT.
C
C=====
      real*8 lat,long,latmin,latmax,longmin,longmax,Boug
      CHARACTER*80 FILEIN,FILEAU

      WRITE(0,1002)
      WRITE(0,1003)
      WRITE(0,1004)
1002  FORMAT(///,20X,'Programa : SECBOUUSB.FOR',/,
*19x,32('-'),/)
1003  FORMAT(4x,'Programado por: Prof. V. Graterol',/)
1004  FORMAT(20x,' Universidad Simon Bolivar (USB)',/,
*20x,' Caracas ** VENEZUELA',/,
*20x,' Deptos. de CIENCIAS DE LA TIERRA',/,
*10x,' E-Mail : vgraterol@aol.com ',///,
*20X,' Base Gravimetrica: BougTierraAireTODOABRIL2021.DAT',/)

      WRITE(*,25)
25    FORMAT(/,2X,' NOMBRE BASE de DATOS Bouguer :',$,)
      READ(*,26)FILEIN
      OPEN(1,FILE=FILEIN,STATUS='OLD')
      WRITE(*,27)
27    FORMAT(/,2X,' NOMBRE DEL ARCHIVO DE SALIDA :',$,)
      READ(*,26)FILEAU
      OPEN(2,FILE=FILEAU,STATUS='NEW')
26    FORMAT(A)

      WRITE(*,10)
10    FORMAT(/,2x'Introduzca la VENTANA de LONG. y LAT.',/,
*2x,37('-'),/,2x,' longMIN, longMAX, latMIN, latMAX : ',$,)

      READ(*,*)longMIN,longMAX,latMIN,latMAX

100    format(f12.8,1x,f12.8,1x,3(f12.2,1x))

      write(2,666)
C666  format(1x,85('-'),/,
C      *3x,'LONGITUD',9x,'LATITUD',8x,'X',12x,'Y',15x,'Bouguer',
C      */,12x,'WGS84',12x,'WGS84 Zona 18S - CM=-75 Grados WEST',/,
C      *1x,85('-'),/)
666   format(3x,'LONGITUD',5x,'LATITUD',5x,'XWGS8418S',5x,
*'YWGS8418S',5x,'Bouguer')

1     READ(1,*,END=22)long,lat,x,y,Boug

      IF((lat.LT.latMIN).OR.(lat.GT.latMAX))GOTO 1
      IF((long.LT.longMIN).OR.(long.GT.longMAX))GOTO 1

      WRITE(2,100)long,lat,x,y,Boug

      GOTO 1

22    write(*,9985)
      read(*,99851)temp
9985  format(1x,'Presione ENTER para continuar.',\ )
99851 format(a30)
      Stop
      End

```

```

      PROGRAM      POWER
C=====
C
C      PROGRAMA POWER.FOR
C      =====
C
C      PROGRAMA PARA LEER LOS ARCHIVOS SPC que salen
C      al usar MAGMAP (Interactive filter) Power spectrun
C      Datos de entrada que son las columnas de los SPC
C
C      CYC/k_unit, #SAM_p, Ln_p, 3DEPTH, 5DEPTH
C      La salida del programa:
C      p, abs(s), Ln_p^1/2, Ln_p^1/2/abs(s)
C
C      Al entrar en GRAPHER abs(s) y Ln_p^1/2
C      podemos encontrar Z (pendiente de la recta)
C
C      Al entrar en GRAPHER Ln((p^(1/2))/abs(s)) y abs(s)
C      podemos encontrar Zt y Z0 (pendiente de las
C      primeras dos rectas)
C
C=====
      REAL*8 A,B,C,D,E,F,G,H,I,J,K
      CHARACTER*40 FILEIN,FILEAU
      DATA CONE/2.71828182845904/

      WRITE(*,25)
25      FORMAT(/,2X,'ARCHIVO DE ENTRADA      :', $)
      READ(*,26) FILEIN
      OPEN(1,FILE=FILEIN,STATUS='OLD')
      WRITE(*,27)
27      FORMAT(/,2X,'ARCHIVO DE SALIDA      :', $)
      READ(*,26) FILEAU
      OPEN(2,FILE=FILEAU,STATUS='NEW')
26      FORMAT(A)

      Write(2,800)
800      Format(27x,' 2D RADially AVERAGE POWER SPECTRUN',/,
      *4x,'Average',2x,'Spectrun',3x,'Density',
      */,2x,'CYC/k_unit',2x,'#SAMP',6x,'Ln_p',5x,'3DEPTH',4x,
      *'5Depth',8x,'p',9x,'abs(s)',3x,'Ln_p^1/2',
      *2x,'Ln((p^(1/2))/abs(s))')

90      read(1,*,end=1000) A,B,C,D,E

      F=CONE**C
      G=A
      H=C/2
      J=F**0.5
      K=J/G
      I=LOG(K)

      WRITE(2,12)A,B,C,D,E,F,G,H,I
      GO TO 90

12      format(1x,2x,f8.3,2x,f8.3,2x,f8.3,2(2x,f8.4),1x,f12.5,
      *2x,f8.5,1x,f9.5,2x,f12.5)
1000 STOP
      END

```

```

      PROGRAM      CENTROIDES
C=====
C
C      PROGRAMA CENTROIDES.FOR
C      =====
C
C      CUANDO SE POSEE un GRAFICO de  $\ln(p^{(1/2)})/abs(s)$ 
C      contra  $abs(s)$  que es el Wave Number.
C      se obtienen DOS RECTAS para estimar las
C      pendientes.
C      De la pendiente de la primera recta se obtiene Z0
C      De la pendiente de la segunda recta se obtiene Zt
C      Zb=2*Z0-Zt
C
C=====
      REAL*8 X1,Y1,X2,Y2,X3,Y3,X4,Y4,a1,b1,Z0,Zt,
      *PI,Zb
      CHARACTER*40 FILEAU, FILEIN
      character*10 Centroide
      integer c1,c2

      WRITE(*,25)
25      FORMAT(/,2X,'ARCHIVO DE ENTRSADA      :', $)
      READ(*,26) FILEIN
      OPEN(1,FILE=FILEIN,STATUS='OLD')
26      FORMAT(A)

      WRITE(*,27)
27      FORMAT(/,2X,'ARCHIVO DE SALIDA      :', $)
      READ(*,26) FILEAU
      OPEN(2,FILE=FILEAU,STATUS='NEW')

      PI=3.1416

90      READ(1,*,end=1000)Centroide,X1,Y1,X2,Y2,X3,Y3,X4,Y4

          a1= (Y2-Y1)/(X2-X1)
          b1=Y1-a1*X1
          Z0=a1/(4*PI)
          c1=abs(a1)

          a2=(Y4-Y3)/(X4-X3)
          b2=Y4-a2*X4
          Zt=a2/(4*PI)
          c2=abs(a2)
          Zb=2*Z0-Zt

          write(2,30)Centroide
          write(2,12)c1,b1,Z0
          write(2,14)c2,b2,Zt,Zb

      GO TO 90

30      format(10x,A10)
12      format(2x,'y=',i4,'x',1x,f4.1,6x,'Z0=',f5.1)
14      format(2x,'y=',i4,'x',1x,f4.1,6x,'Zt=',f5.1,
      *6x,'Zb=',f5.1)

1000      STOP
      END

```

```

      PROGRAM      ESCREG
C=====
C
C      PROGRAMA ESCREG.FOR
C      =====
C
C      PROGRAMA PARA LEER LOS ARCHIVOS QUE CONTIENEN LOS
C      DATOS INICIALES PARA CALCULAR EL REGIONAL CONTROLADO
C
C      EN CADA PUNTO DE CONTROL se CONOCE sus Coordenadas de
C      Posicion (ESTE,NORTE), la Altura del Punto de Control
C      (altura), la profundidad al tope del horizonte que se
C      quiere invertir (bastop) (este valor del bastop tiene
C      que ser POSITIVO si la profundidad es "subsea" y NEGATIVO
C      si el Tope esta por encima del N.M.M.) y el valor del
C      BOUGUER (boug) .
C
C      IMPORTANTE: Como la Inversion tiene que ser a partir
C      de una Superficie Horizontal, el programa pide por
C      pantalla la ALTURA DE REFERENCIA. Si los datos son
C      AEROGRAVIMETRICOS se toma la altura de vuelo promedio,
C      por lo general se usa una altura de referencia que sea
C      mayor que la mayor altura de los Puntos de Control.
C
C      Como posteriormente aplica el "slab" de Bouguer para
C      estimar el residuo en cada Punto de Control, Tambien
C      pide por pantalla el CONTRASTE DE DENSIDAD (ro). Este
C      siempre tiene que ser NEGATIVO.
C
C      La SALIDA del programa es ESTE,NORTE y el REGIONAL
C      CONTROLADO EN CADA PUNTO DE CONTROL
C
C=====
      REAL*8 NORTE,ESTE,altnasa,bastop,boug,resd,reg
      CHARACTER*40 FILEIN,FILEAU

      WRITE(*,25)
25      FORMAT(/,2X,'ARCHIVO DE ENTRADA      :', $)
      READ(*,26) FILEIN
      OPEN(1,FILE=FILEIN,STATUS='OLD')
      WRITE(*,27)
27      FORMAT(/,2X,'ARCHIVO DE SALIDA      :', $)
      READ(*,26) FILEAU
      OPEN(2,FILE=FILEAU,STATUS='NEW')
26      FORMAT(A)

C
C... Referencia=ref

```

```

c  El programa refiere todos los topes de los Controles
c  a esta Altura de Referencia o  NIVEL DE REFERENCIA.
c
c... Contraste de Densidad-ro (Siempre NEGATIVO)

      WRITE(*,28)
28    FORMAT(/,2x,'Altura de Referencia (Siempre Positivo) ref= ', $)
      READ(*,*) ref

      WRITE(*,15)
15    FORMAT(/,2x,'Contraste de Densidad (Siempre NEGATIVO)  ro=  '$)
      READ(*,*) ro

90    READ(1,*,END=1000)este,norte,altnasa,bastop,boug

      bastop=-bastop

      if(bastop.lt.0.0) go to 30
      if(bastop.eq.0.0) go to 31
      if(bastop.gt.0.0) go to 32

30    bastop=-bastop
      tope=bastop+ref
      go to 34

31    tope=ref
      go to 34

32    tope=ref-bastop

34    resd= 0.0419*ro*tope

c
c... El valor boug debe ser BOUGUER calculado al nivel ref
c  o BOUGUER continuado hacia arriba ref.
c

      reg=boug-resd

      write(2,12)este,norte,reg

      GO TO 90

12    format(f12.2,1x,f12.2,1x,f10.2)

1000  STOP
      END

```

ISBN: 978-980-18-2559-3



9 789801 825593