

Fundamentos teóricos  
y su aplicación en los  
métodos de potencial  
geomagnético  
y gravimétrico



# Fundamentos teóricos y su aplicación en los métodos de potencial geomagnético y gravimétrico

*Editor: Andrés Cárdenas Contreras*



COLECCIÓN  
**TIERRA  
Y VIDA**



UNIVERSIDAD DISTRITAL  
FRANCISCO JOSÉ DE CALDAS

**UD**  
Editorial



COLECCIÓN  
**TIERRA  
Y VIDA**

© Universidad Distrital Francisco José de Caldas  
© Facultad de Ingeniería  
© Andrés Cárdenas Contreras, Héctor Javier Fuentes, Luis Antonio Castillo López, Juan Carlos Acosta Chadý

Primera edición: Bogotá D.C., noviembre de 2014.  
ISBN: 978-958-8897-03-5

**Dirección Sección de Publicaciones**

Rubén Eliécer Carvajalino C.

**Coordinación editorial**

Edwin Pardo Salazar

**Corrección de estilo**

Oscar Torres

**Diagramación**

Claudia Rodríguez Ávila

**Imagen de caratula**

Realizada a partir de información disponible en Topex Poseidón

(descarga libre en internet)

Procesada en Oasis Montaj<sup>®</sup>

Editorial UD

Universidad Distrital Francisco José de Caldas

Carrera 24 No. 34-37

Teléfono 3239300 ext. 6203

Correo electrónico: publicaciones@udistrital.edu.co

Fundamentos teóricos y su aplicación en los métodos de potencial Geomagnético y gravimétrico / Andrés Cárdenas Contreras y otros. -- Bogotá : Editorial Universidad Distrital Francisco José de Caldas, 2014.

184 páginas : fotos, mapas ; 24 cm. -- (Colección tierra y vida)

ISBN 978-958-8897-03-5

1. Magnetismo terrestre 2. Geología 3. Gravedad 4. Oceanografía I. Cárdenas Contreras, Andrés II. Fuentes, Héctor Javier III. Castillo López, Luis Antonio IV. Acosta Chadý, Juan Carlos V. Serie.

538.7 cd 21 ed.

A1467320

CEP-Banco de la República-Biblioteca Luis Ángel Arango

Todos los derechos reservados.

Esta obra no puede ser reproducida sin el permiso previo escrito de la Sección de Publicaciones de la Universidad Distrital.

Hecho en Colombia

# Contenido

Prólogo.....	11
1. Geomagnetismo.....	15
<i>Andrés Cárdenas Contreras</i>	
1.1. Campo magnético de la Tierra.....	15
1.1.1. Origen del campo magnético terrestre.....	16
1.1.2. Conceptos generales del campo magnético .....	17
1.1.3. Componentes del campo geomagnético .....	20
1.2. Comportamiento del campo magnético .....	22
1.2.1. Variaciones del campo magnético .....	23
1.2.2. Campo magnético interno y externo.....	24
1.3. Ecuaciones matemáticas del campo geomagnético .....	25
1.4. International Geomagnetic Reference Field (IGRF) .....	27
1.5. World Magnetic Model (WMM) .....	29
1.6. Anomalías magnéticas .....	30
Referencias .....	33
2. Gravimetría .....	35
<i>Andrés Cárdenas Contreras</i>	
2.1. Figura de la Tierra .....	35
2.2.1. Elipsoide .....	36
2.2. Gravedad.....	38
2.2.1. Ley de gravitación universal de Newton .....	38

2.2.2. Aceleración gravitacional .....	39
2.2.3. Potencial gravitacional.....	40
2.3. Geoide.....	44
2.3.1. Alturas .....	45
2.4. WGS84 y GRS80.....	47
2.5. Gravimetría.....	48
2.5.1. Fórmula internacional de gravedad.....	48
2.5.2. Reducciones de gravedad.....	49
2.5.3. Anomalías gravimétricas .....	52
Referencias .....	56
3. Diseño, geometría e interpolación .....	59
<i>Andrés Cárdenas Contreras y Héctor Javier Fuentes López</i>	
3.1. Teorema de muestreo.....	59
3.1.1. Frecuencia de Nyquist.....	61
3.2. Diseño y geometría del levantamiento magnético.....	63
3.3. Diseño y geometría del levantamiento gravimétrico .....	67
3.4. Interpolación .....	69
3.4.1. Kriging.....	71
3.4.2. Método de mínima curvatura .....	74
3.4.3. Mapas de datos interpolados.....	76
Referencias .....	83
4. Aplicación de los campos de potencial en Colombia.....	85
<i>Andrés Cárdenas Contreras, Héctor Javier Fuentes</i> <i>y Luis Antonio Castillo López</i>	
4.1. Topografía y relieve de Colombia .....	85
4.1.1. Relieve colombiano .....	88
4.2. Configuración geológica.....	89
4.3. Modelos de geomagnetismo y su aplicación en Colombia.....	90
4.3.1. Anomalía magnética obtenida del modelo magnético mundial (WMM) ...	91
4.3.2. Observatorios geomagnéticos de la Tierra (Intermagnet).....	92
4.4. Gravimetría y su aplicación en Colombia.....	96

4.5. Interpretación gravimétrica y magnetométrica correlacionada con la geología y topografía de Colombia.....	100
Referencias .....	108
5. Aplicación del método magnético en Islas del Rosario .....	111
<i>Andrés Cárdenas Contreras, Juan Carlos Acosta Chady</i> <i>y Héctor Javier Fuentes López</i>	
5.1. Adquisiciones de campo.....	111
5.2. Recurso humano.....	113
5.3. Materiales .....	113
5.3.1. Plataforma ARC Providencia .....	113
5.3.2. Magnetómetro marino G -882 .....	115
5.4. Procesamiento de datos geomagnéticos, Pedro de Heredia general.....	117
5.4.1. Análisis estadístico de datos .....	117
5.4.2. Anomalía magnética y continuación analítica .....	118
5.4.3. Primera y segunda derivadas verticales .....	121
5.4.4. Señal analítica 3D .....	125
5.4.5. Reducción al polo .....	128
5.4.6. Susceptibilidad magnética .....	131
5.5. Pedro de Heredia detallado .....	132
5.6. Falla Rocha general .....	143
5.6.1. Parámetros de fuente imagen.....	155
Referencias .....	159
6. Aplicación del método gravimétrico en Facatativá .....	161
<i>Andrés Cárdenas Contreras, Luis Antonio Castillo López</i> <i>y Héctor Javier Fuentes López</i>	
6.1. Área de estudio .....	161
6.2. Geología del área .....	163
6.3. Adquisición gravimétrica.....	163
6.3.1. Amarre de bases.....	165
6.4. Procesamiento de datos.....	167
6.4.1. Mapas.....	167

6.4.2. Modelo digital de elevación.....	168
6.4.3. Anomalías aire libre y Bouguer total.....	169
6.4.4. Derivadas verticales .....	178
6.4.5. Mapas de señal analítica 3D .....	180
Referencias .....	185

## Prólogo

La Universidad Distrital Francisco José de Caldas, a través de su pregrado en Ingeniería Catastral y Geodesia, que durante casi cinco décadas ha formado profesionales en las áreas propias de las Ciencias de la Tierra y con valiosos aportes en el ámbito nacional en diversos temas, entre los que se destacan las disciplinas de geodesia y geofísica, presenta el libro *Fundamentos teóricos y su aplicación en los métodos de potencial geomagnético y gravimétrico*, cuyo propósito es realizar un desarrollo riguroso, didáctico y de ágil lectura en cada uno de los temas tratados, orientado a los estudiantes y profesionales de pregrado y posgrado en Ciencias de la Tierra: geología, geofísica, geodesia, oceanografía, meteorología, entre otras, que requieran de un libro especializado en el tema.

Nuestro interés es mostrar una visión teórica y aplicada de los métodos de potencial, también conocidos como métodos de fuente natural; mientras que en magnetometría el objetivo fundamental es el estudio de la distribución de cuerpos litológicos en profundidad, teniendo en cuenta las anomalías causadas por los cambios en las propiedades magnéticas de las rocas en el subsuelo a través de la susceptibilidad magnética. Las variaciones del campo magnético generalmente muestran estructuras minerales, así como las estructuras regionales; aunque su adquisición es versátil, su interpretación es muy compleja, lo que hace indispensable el procesamiento riguroso de los datos.

Por otra parte, en gravimetría se estudian los contrastes de densidad presentes en la litosfera, indispensables en geodesia para el estudio de la forma de la Tierra a través del geoide, y en geofísica este método se utiliza como una herramienta de soporte a la sísmica, para el reconocimiento en la exploración petrolera; en la exploración de minerales generalmente se ha empleado como método secundario, y también se utiliza en estudios de ingeniería y arqueología.

Los métodos magnético y gravimétrico tienen mucho en común, pero el magnetismo es generalmente más complejo porque presenta variaciones espacio-temporales asociadas con la localización. Esto en parte se debe a la diferencia entre el

campo dipolar magnético y el campo monopolar de gravedad, lo que genera que el primero sea inestable y el segundo sea invariable en el tiempo. Mientras que un mapa de la gravedad por lo general está dominado por los efectos regionales, un mapa magnético muestra una multitud de anomalías locales, lo cual convierte estos métodos en herramientas complementarias en la búsqueda de minerales, tal como se describe detalladamente en el libro.

A partir de estas consideraciones se muestran seis capítulos que contienen los siguientes temas:

*Capítulo 1. Geomagnetismo:* campo magnético de la Tierra, origen, conceptos generales, comportamiento, variaciones del campo magnético, campo magnético interno y externo, ecuaciones matemáticas y anomalías magnéticas.

*Capítulo 2. Gravimetría:* figura de la Tierra, gravedad, Ley de gravitación universal de Newton, aceleración gravitacional, potencial gravitacional, geoide, fórmula internacional de gravedad, reducciones de gravedad y anomalías gravimétricas.

*Capítulo 3. Diseño, geometría e interpolación:* teorema de muestreo, diseño y geometría de los levantamientos magnético y gravimétrico, interpolación, métodos Kriging y mínima curvatura, mapas de datos interpolados.

*Capítulo 4. Aplicación de los campos de potencial en Colombia:* topografía y relieve de Colombia, configuración geológica, modelos de geomagnetismo, anomalía magnética obtenida del modelo magnético mundial (WMM), observatorios geomagnéticos de la Tierra-Intermagnet, gravimetría, interpretación gravimétrica y magnetométrica correlacionada con la geología y topografía de Colombia.

*Capítulo 5. Aplicación método magnético en Islas del Rosario:* adquisiciones de campo, recurso humano, materiales, plataforma ARC Providencia, magnetómetro marino, procesamiento de datos geomagnéticos, análisis estadístico de datos, anomalía magnética y continuación analítica, primera y segunda derivadas verticales, señal analítica 3D, reducción al polo y susceptibilidad magnética.

*Capítulo 6. Aplicación método gravimétrico en Facatativá:* área de estudio, geología del área, adquisición gravimétrica, procesamiento de datos, mapas, modelo digital de elevación, anomalías aire libre y Bouguer total, derivadas verticales y mapas de señal analítica 3D.

La Universidad Distrital en sus objetivos misionales ha fomentado la investigación interdisciplinaria; por eso en el 2009 se realizó un convenio con la Dirección General Marítima de la Armada Nacional de Colombia (Dimar) y el Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH) para desarrollar

un proyecto de magnetismo marino que ya finalizó en dos zonas del Caribe colombiano, cercanas a Islas del Rosario. En el libro también se presentan los resultados de un estudio gravimétrico de un área de interés en la sabana de Bogotá, en Facatativá, Colombia, proyecto realizado por la Universidad Nacional de Colombia con la participación del proyecto curricular de Ingeniería Catastral y Geodesia en el tema de gravimetría.

Es para nosotros un motivo de satisfacción presentar este libro con los resultados de investigación en geofísica aplicada, en el cual se logró aunar esfuerzos humanos e institucionales de muchos profesionales. Por tal motivo es indispensable agradecer el apoyo incondicional de las siguientes instituciones y profesionales: Centro de Investigaciones Oceanográficas e Hidrográficas del Caribe (CIOH), Centro de Investigaciones y Desarrollo Científico (CIDC) de la Universidad Distrital Francisco José de Caldas, Centro de Relaciones Interinstitucionales de la Universidad Distrital Francisco José de Caldas, capitán de navío Esteban Uribe, director CIOH en 2009; capitán de fragata Álex Ferrero, director de trabajo de campo; comandante del buque ARC Providencia en 2009; suboficial jefe de la Armada Nacional José Arturo Arias Cardozo; hidrógrafo categoría B FIG-OHI, jefe de levantamientos en 2009. También a los ingenieros catastrales y geodestas que desarrollaron sus tesis en los proyectos de investigación en 2009 y 2010, y realizaron un trabajo extraordinario en campo y teórico en cada tesis y nos brindaron su valiosa amistad: Sary Aived Téllez, Lina Marcela Fabra, Alejandra Vásquez y Yerson Pardo. Al ingeniero electrónico Darling Lizcano por su valiosa colaboración en el trabajo de campo de Cartagena, por su capacitación y asesoría en el manejo del magnetómetro marino. A la División General Marítima (Dimar) y la colaboración del capitán de fragata Herman León y el suboficial jefe de la Armada Fabián Molina. A la geofísica Diana Marcela Rodríguez, colega, por su valioso aporte en el tema de procesamiento de los datos. Al geofísico Ernesto Gómez por su colaboración en la geología de Facatativá y el geofísico Martín Pacheco por su colaboración en la adquisición gravimétrica.



# 1. Geomagnetismo

*Andrés Cárdenas Contreras*

## ***1.1. Campo magnético de la Tierra***

Como la brújula siempre apunta al polo norte magnético, los navegantes pudieron realizar las cartas náuticas, con las cuales obtuvieron la ubicación precisa de sus embarcaciones. Es así como a través de las observaciones directas realizadas durante siglos en la navegación marítima se logró obtener el comportamiento temporal del campo magnético. Según los reportes históricos, el primer tratado sobre el campo magnético terrestre fue publicado en 1600 por W. Gilbert, quien describe la Tierra como un imán natural con los polos magnéticos próximos a los polos geográficos norte y sur, lo que hoy se conoce como el comportamiento dipolar del campo magnético. En los siglos XV y XVI los navegantes españoles y portugueses ya habían observado la existencia de la declinación magnética, que es el ángulo formado entre los polos norte geográfico y magnético. De hecho, el polo norte magnético se sitúa al noreste de Canadá, cerca de la bahía de Hudson, mientras que el polo sur se encuentra cerca de la Antártida, en el océano Índico al sur de Australia (Campbell, 2003).

Desde la época de los navegantes, se encontró que la localización de los polos magnéticos no es estática, sino que tiene una variación aproximada de 15 kilómetros cada año sobre la superficie de la Tierra; además, no presentan el mismo eje axial, es decir, no están en posiciones opuestas en el globo. En la actualidad, el polo sur magnético está más lejos del polo sur geográfico que el polo norte magnético del polo norte geográfico; esto se evidencia en las posiciones geográficas<sup>1</sup>, las cuales son: 82,7° de latitud N y 114,4° de longitud W, para el polo norte magnético, y 63,1° de latitud S y 137,5° de longitud W, para el polo sur magnético (Lowrie, 2007).

---

<sup>1</sup> Información obtenida del sitio web [http://gsc.nrcan.gc.ca/geomag/nmp/northpole\\_e.php](http://gsc.nrcan.gc.ca/geomag/nmp/northpole_e.php), para el año 2005.

La variación temporal de la intensidad del campo magnético se asocia con el campo magnético interno de la Tierra, desde el núcleo interno sólido representado por una esfera y rodeado de una capa móvil líquida llamada núcleo externo, pasando por el manto inferior conocido como mesosfera y el superior o astenosfera, hasta la corteza terrestre (oceánica y continental). Es decir, hay una estrecha relación con la existencia del campo magnético terrestre, los materiales y la dinámica de los mismos en el interior de la Tierra.

### 1.1.1. Origen del campo magnético terrestre

Los geofísicos y los geodestas han estudiado el campo magnético de la Tierra desde hace varios siglos, sin embargo los avances más significativos en las últimas décadas han sido en su medición (a través de su campo escalar). En particular, su origen ha sido de interés y la teoría de la dinamo autoinducida es la que responde a las preguntas sobre el comportamiento del campo en lo que respecta a su carácter eminentemente dipolar, su lenta disminución de intensidad deriva hacia el oeste e inversión polar (Campbell, 2003).

La teoría muestra cómo un fluido conductor en movimiento (presente en el núcleo y el magma) puede generar y mantener un campo magnético como el de la Tierra. Las fuerzas conductoras de este sistema son la rotación de la Tierra y la distribución desigual de calor en el interior, que impulsa el hierro fundido u otro material altamente conductor del núcleo interno al externo, el cual también llega hasta el magma. Esta interacción en el interior del planeta genera una corriente eléctrica, de la misma manera que al mover un cable cerca de un imán se crea una corriente en el cable. Una vez establecida una corriente se crea un campo magnético que refuerza el campo magnético terrestre. Este flujo de hierro fundido en el interior del núcleo externo es continuo, lo que permite producir corrientes eléctricas y mantener el campo magnético de la Tierra (Tarbuck, Lutgens & Tasa, 2005).

En esta teoría la hipótesis supone que el núcleo se comporta como una *dinamo* que se autoalimenta, es decir, que convierte energía mecánica en energía magnética; por tanto, el núcleo se puede considerar como una gigantesca esfera metálica de un tamaño aproximadamente igual a Marte y se ha encontrado que en la generación del campo magnético intervienen la conductividad y la velocidad del material del núcleo. Para la primera se proponen valores del orden de  $3 \times 10^5$  *siemens*-metro<sup>2</sup> y para la segunda es de  $10^{-4}$  metros por segundo, es decir, 30 cm por hora (Udias & Mezcua, 1998).

---

2      *Siemens* es la unidad de conductividad eléctrica y equivale al inverso de un ohmio.

A principios de los años sesenta del siglo XX, geocientíficos descubrieron que la polaridad del campo magnético de la Tierra cambia periódicamente, cada millón de años más o menos. Estos estudios han encontrado que el planeta posee un campo magnético significativo hace cerca de 2.700 millones de años, que es un valor significativo con respecto a los 4.600 millones de años de la Tierra (Udias & Mezcuca, 1998), es decir, el polo norte magnético se convierte en polo sur magnético. Esto se encontró gracias a los resultados de los estudios paleomagnéticos de muestras de rocas del fondo marino, especialmente cerca a las dorsales oceánicas. La causa de estos cambios se encuentra relacionada con el hecho de que el campo magnético de la Tierra experimenta fluctuaciones en su intensidad a largo plazo. Los cálculos recientes realizados por instituciones que estudian el campo magnético indican que este se debilitó aproximadamente en un 5% durante el siglo pasado. Si sigue esta tendencia continua durante otros 1.500 años, el campo magnético se debilitará e incluso dejará de existir (Tarbuck *et al.*, 2005).

### 1.1.2. Conceptos generales del campo magnético

De acuerdo con la Ley de Coulomb, la fuerza magnética  $\vec{F}$  debida a dos polos magnéticos que son análogos a las cargas eléctricas o masas puntuales, se define por la siguiente relación (Telford, Geldart & Sheriff, 1990):

$$\vec{F} = \left( \frac{p_1 p_2}{\mu r^2} \right) \hat{r} \quad (1.1)$$

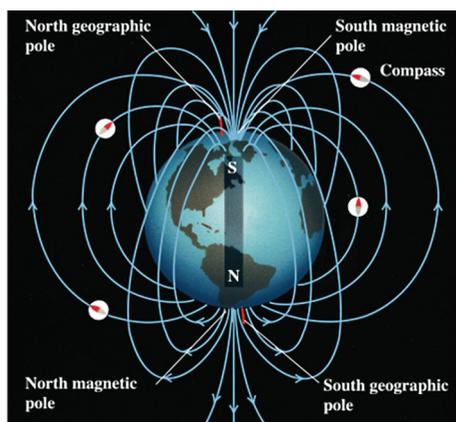
$\vec{F}$  = fuerza magnética en  $p_2$  (en unidades CGS-emu es *dinas* = Nm/Amp).

$r$  = distancia entre los dos polos  $p_1$  y  $p_2$  (*unidades centímetros*).

$\mu$  = permeabilidad magnética unidades (Nm/Amp<sup>2</sup>).

$\hat{r}$  = vector unitario en la dirección de  $p_1$  a  $p_2$ .

Figura 1.1. Fuerza del campo magnético.



Fuente: [www.physics.sjsu.edu/becker/physics51/mag\\_field.htm](http://www.physics.sjsu.edu/becker/physics51/mag_field.htm).

El vector de intensidad de campo magnético  $\vec{H}$  es también llamado fuerza de campo magnético por unidad de polo, de acuerdo con la siguiente relación:

$$\vec{H} = \left( \frac{\vec{F}}{p_2} \right) = \left( \frac{p_1}{\mu r^2} \right) \hat{r} \quad (1.2)$$

Esta fuerza magnetoestática es atractiva para los polos opuestos y repulsiva para los polos iguales. Cuando las cargas eléctricas están en reposo respecto a un observador, se manifiesta únicamente la interacción eléctrica. Sin embargo, en las cargas en movimiento aparece la llamada interacción magnética. La materia está formada por cargas eléctricas (núcleos atómicos de carga positiva, electrones con carga negativa), estas cargas están en continuo movimiento.

Este movimiento de cargas presente en la materia origina la interacción magnética que puede observarse en los imanes. Las cargas eléctricas en movimiento generan un nuevo campo, independiente del eléctrico, que se llama campo magnético.

#### *Unidades de la intensidad magnética*

En la magnetometría se emplean varias unidades:

$$1\text{Oersted} = 1\text{Gauss} = 10^5\text{gamma} = 10^5\text{nT} \quad (T = \text{Tesla}). \quad 1\text{gamma} = 10^{-9}\text{T} = 1\text{nT}.$$

Las unidades Gauss y gamma son las unidades del sistema CGS-emu, la unidad nT es la unidad del sistema internacional SI.

A partir del año 1930 la unidad CGS-emu del campo magnético  $\vec{H}$  se debería denominar Oersted ( $1 \text{ Oersted} = 79,5774 \text{ Amp/m}$ ), pero los geofísicos siguen empleando la unidad Gauss para la intensidad magnética. La unidad comúnmente empleada es gamma.

### *Susceptibilidad magnética*

El objetivo fundamental de la prospección magnética es la distribución de cuerpos litológicos en profundidad, teniendo en cuenta las anomalías causadas por los cambios en las propiedades magnéticas de las rocas en el subsuelo; cuando una roca se somete a un campo magnético  $\vec{H}$  adquiere una intensidad de magnetización  $\vec{M}$ , también llamada momento del dipolo por unidad de volumen, que es proporcional al campo aplicado; entonces se obtiene la siguiente relación (la unidad de la intensidad de magnetización en el sistema internacional es  $\text{Amp/m}$ ) (Campbell, 2003):

$$\vec{M} = \chi \vec{H} \quad (1.3)$$

$\chi$  = constante de proporcionalidad magnética conocida como susceptibilidad magnética, cuyo valor es cero en el vacío. Las unidades de la susceptibilidad magnética en CGS-emu difieren del sistema internacional SI en un factor  $4\pi$  de acuerdo con la siguiente relación (Telford *et al.*, 1990):

$$k_{SI} = 4\pi k'_{CSG} \quad (1.4)$$

Dado que los minerales ferromagnéticos, en particular la magnetita, son la principal fuente de anomalías magnéticas locales, se han realizado estudios para establecer la relación entre la concentración de magnetita en las rocas y su susceptibilidad. Se encontró una amplia dependencia lineal para el SI, en el rango de  $10^{-3}$  a 1, con un aumento de magnetita de 0,05% a 35%. Aunque existe una gran variación de la magnitud de la susceptibilidad, incluso para una roca en particular (tabla 1.1), en general las rocas sedimentarias tienen el promedio más bajo de susceptibilidad, mientras que las ígneas presentan el más alto. En todo caso, la susceptibilidad depende de los minerales ferromagnéticos presentes, principalmente magnetita, a veces titano-magnetita o pirrotita.

Los valores de calcopirita y piritita son típicos de muchos materiales sulfuro, básicamente no magnéticos. Es posible localizar los minerales de la susceptibilidad negativa por medio de detallados estudios magnéticos. También es importante mencionar que muchos minerales de hierro son solo ligeramente magnéticos (Telford *et al.*, 1990).

Tabla 1.1. Valores de susceptibilidad magnética de algunas rocas y minerales.

<i>Material</i>	<i>Susceptibilidad magnética <math>\times 10^{-3}</math> (SI) *</i>
Aire	~ 0
Cuarzo	-0,01
Rock Salt	-0,01
Calcita	-0,001 a 0,01
Esfalerita	0,4
Pirita	0,05 a 5
Hematites	0,5 a 35
Ilmenita	300 - 3.500
Magnetita	1.200 - 19.200
Calizas	0 a 3
Areniscas	0 a 20
Arcillas	0,01 a 15
Pizarra	0,3 a 3
Gneis	0,1 a 25
Pizarra	0 a 35
Granito	0 a 50
Gabro	1 a 90
Basalto	0,2 a 175
Peridotita	90-200

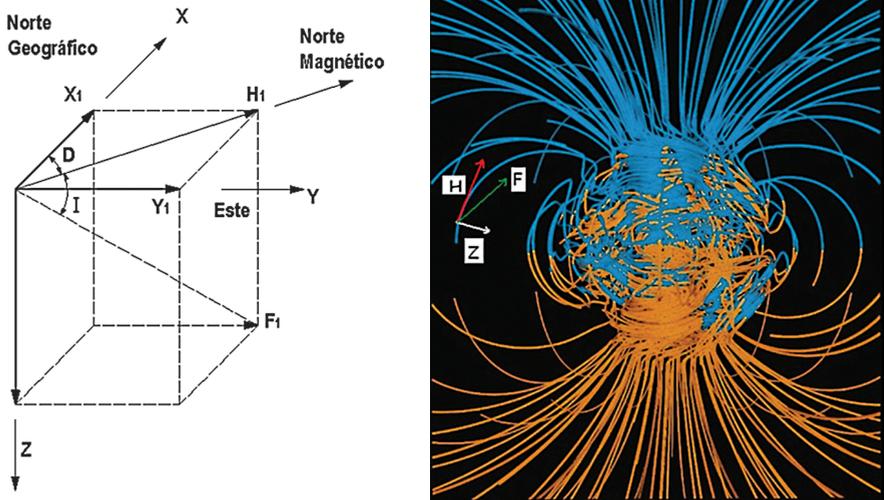
Fuente: [www.earthsci.unimelb.edu.au/ES304/MODULES/MAG/NOTES/rocksus.html](http://www.earthsci.unimelb.edu.au/ES304/MODULES/MAG/NOTES/rocksus.html)

### 1.1.3. Componentes del campo geomagnético

El campo magnético de la Tierra corresponde en su mayor parte a un dipolo alineado a lo largo del eje de giro (también llamado dipolo axial geocéntrico, GAD) y centrado en la Tierra (figura 1.2b). El signo del dipolo magnético de la Tierra es negativo, apunta hacia el polo sur y sus líneas de campo magnético hacia el polo norte.

El campo magnético es un campo vectorial, al menos tres componentes son necesarios para representarlo (figura 1.2a), aunque existe un campo magnético externo. Los elementos que describen la dirección del campo son la declinación ( $D$ ) y la inclinación ( $I$ ).  $D$  e  $I$  son valores angulares, medidos en unidades de grados.  $D$  es el ángulo entre el norte magnético y el norte geográfico, su signo es positivo si el ángulo medido está al Este y negativo si está al Oeste.  $I$  es el ángulo entre el plano horizontal y el vector total del campo. La intensidad del campo magnético total, conocida como  $F$ , se define a través de la componente horizontal ( $H$ ) y la vertical ( $Z$ ). A su vez, la componente horizontal ( $H$ ) se obtiene con el Norte geográfico ( $X$ ) y la componente Este, conocida como ( $Y$ ) (Lowrie, 2007).

**Figura 1.2.** Componentes del campo magnético total. **Figura 1.2b.** Campo magnético dipolar de la Tierra; se notan las líneas de flujo producidas por un dipolo geocéntrico axial; la componente horizontal del campo  $H$  se dirige hacia el norte magnético, la componente vertical  $Z$  se dirige hacia abajo y la suma vectorial forma la componente total del campo magnético  $F$ .



Fuente: <http://paleomag.uqar.ca/IMG/jpg/ChampMagneto.jpg>.

Las ecuaciones que se muestran a continuación relacionan las diferentes componentes del campo magnético; a partir de estas se obtienen datos fundamentales para la navegación marítima y terrestre, como la declinación e inclinación, a través de los mapas de isógonas (igual declinación) e isóclinas (igual inclinación); también se utilizan el mapa de intensidad de campo magnético total y sus diferentes componentes con fines de investigación teórica y aplicada en Geofísica.

$$B = F = (X^2 + Y^2 + Z^2)^{1/2} \quad (1.5)$$

$$F = (H^2 + Z^2)^{1/2} \quad (1.6)$$

$$Z = F \cos(I) \quad (1.7)$$

$$X = H \cos(D) \quad (1.8)$$

$$Y = H \sin(D) \quad (1.9)$$

$$X = F \cos(I) \cos(D) \quad (1.10)$$

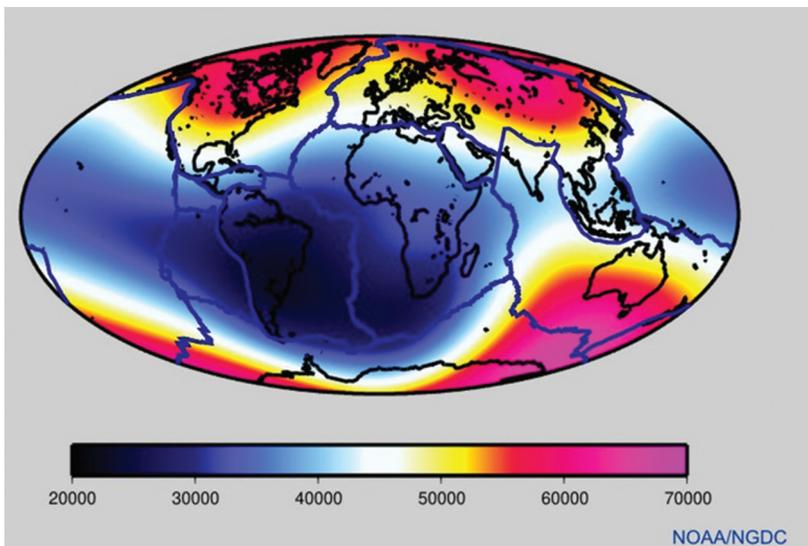
$$Y = F \cos(I) \sin(D) \quad (1.11)$$

$$D = \tan^{-1} \left[ \frac{Y}{X} \right] \quad (1.12)$$

$$I = \text{sen}^{-1} \left[ \frac{Z}{F} \right] \quad (1.13)$$

El campo magnético se cuantifica por medio del vector intensidad de campo magnético  $\vec{B}$  que está representado por la letra  $\vec{F}$ . La unidad de campo magnético en el sistema internacional es el Tesla ( $T$ ). La intensidad del campo magnético terrestre es del orden de  $10^{-5} T$ , de forma que la magnitud de la intensidad del campo magnético terrestre varía en función de la latitud entre  $20.000 nT$  y  $70.000 nT$  aproximadamente (figura 1.3).

Figura 1.3. Intensidad del campo magnético total. Año 2006. Unidades  $nT$ .



Fuente: <http://geomag.org/index.html>.

## 1.2. Comportamiento del campo magnético

El campo magnético terrestre debe su existencia a causas internas y externas. Las causas internas determinan una parte del campo magnético que varía muy lentamente con el tiempo y que suele llamarse campo interno. Por el contrario, el campo magnético externo es debido a la influencia del Sol y, en menor medida, de la Luna. Este campo externo varía más rápidamente que el interno, y además lo hace de forma periódica. Como se mencionará en las ecuaciones del siguiente ítem, cada uno de los potenciales correspondientes al campo interno y externo puede expresarse como un desarrollo en serie, de forma similar al campo gravitatorio terrestre.

### 1.2.1. Variaciones del campo magnético

A diferencia del campo gravitatorio de la Tierra, el campo magnético es menos estable y varía con el tiempo (tabla 1.2). Sus variaciones más importantes son las variaciones periódicas, no periódicas y tormentas magnéticas.

- *Variaciones periódicas*, con periodos de doce horas, un día, seis meses, un año y veintidós años, están originadas por el campo externo, y pueden llegar a tener valores de hasta 150 nT, y hasta 10 minutos de arco al año para la declinación y la inclinación. La variación secular de las componentes es un tipo de variación periódica y también se conoce como International Geomagnetic Reference Field (IGRF). Esta variación se considera relacionada con los procesos que dan lugar al campo interno (Lowrie, 2007).
- *Variaciones no periódicas*, llamadas tormentas magnéticas, con intensidades de hasta 500 nT, también producidas por efectos externos y tienen un tiempo de duración desde 24 hasta 48 horas y podrían prolongarse por unos pocos días.
- *Pulsaciones magnéticas* o variaciones de periodo muy corto y pequeña amplitud; cuando se mencionan las pulsaciones geomagnéticas, es decir, de ultrabaja frecuencia (ULF) corresponden a ondas que cubren aproximadamente el rango de frecuencia de 1 MHz a 1 Hz. Es decir, una frecuencia de pulsación se considera “ultrabaja” cuando es inferior a las frecuencias naturales del plasma, se observaron por primera vez en las mediciones basadas en el campo magnético de la Tierra en 1859 (Bianchi & Meloni, 2007).

Tabla 1.2. Variaciones del campo geomagnético.

<i>Tipo de variación</i>	<i>Origen</i>	<i>Variación en función del tiempo</i>	<i>Forma espacial</i>	<i>Amplitud típica</i>
Dipolar	Interior de la Tierra	Desciende lentamente 0,0040° por año	Aproximadamente dipolar	25.000 - 70.000nT
Secular	Núcleo de la Tierra	1-100 años	Irregular, migrando hacia el W	+/- 10-100 nT/a
Diurna	Exterior, relacionado con manchas solares	24 horas, 27 días, 12 meses, 11 años	Depende de la latitud magnética y de la actividad de manchas solares	10 - 100 nT
Micropulsaciones	Exterior	Frecuencia: 0,002 -0,1 Hz	Depende de la latitud magnética y de la actividad de manchas solares y de tormentas magnéticas	Normal: 1 - 10 nT, máximo: 500 nT

<i>Tipo de variación</i>	<i>Origen</i>	<i>Variación en función del tiempo</i>	<i>Forma espacial</i>	<i>Amplitud típica</i>
Audiofrecuencias magnéticas	Exterior	Frecuencia: 1 - 1.000 Hz	Depende de la latitud magnética y de la actividad de manchas solares y de tornados	0,01 nT/s
Efectos de corrientes telúricas	Interior, en baja profundidad	Frecuencia: 0,002 - 1.000 Hz	Geología	Hasta 0,01 nT/s
Imantación inducida de las rocas	Interior, en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie	Secular	Geología; varía y depende en primer lugar del contenido en magnetita en las rocas	Hasta 0,05 emu/cm <sup>3</sup>
Imantación remanente de las rocas	Interior, en baja profundidad hasta la geoterma del punto de Curie	Se descompone durante tiempos geológicos	Geología	Hasta 0,2 emu/cm <sup>3</sup>

Fuente: adaptada de [www.geovirtual.cl/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html](http://www.geovirtual.cl/EXPLORAC/TEXT/05001magnet.html).

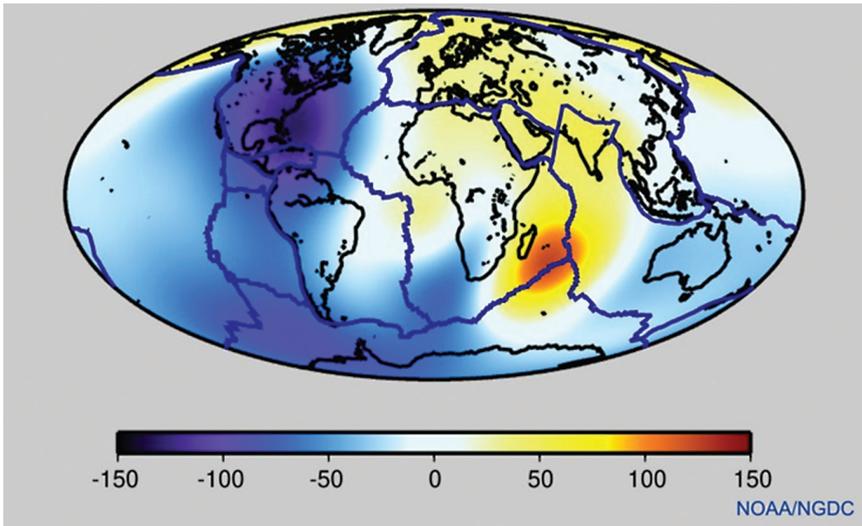
Debido a la presencia de estas variaciones temporales, la magnitud de la intensidad del campo geomagnético en un punto de la Tierra está asociada a valores instantáneos, medios, diarios y anuales. Cuando se está interesado en el campo interno de la Tierra se utilizan los valores medios anuales, en los que quedan suprimidos los efectos de las variaciones debidas al campo externo. Estas medidas se obtienen en los observatorios mediante el registro continuo de las componentes del campo magnético.

### ***1.2.2. Campo magnético interno y externo***

El campo magnético terrestre puede describirse en un 90% como un dipolo  $A_i$  (figura 1.1). La descripción completa del campo magnético terrestre puede realizarse con un análisis similar al campo gravitatorio, es decir, un desarrollo en serie del potencial magnético  $A$ . Los diferentes términos de este desarrollo aproximan sucesivamente el desarrollo al potencial magnético real u observado. Es necesario, sin embargo, distinguir previamente entre campo magnético interno  $A_i$  y externo  $A_e$ , distinción íntimamente relacionada con la variación del campo magnético terrestre (Campbell, 2003; Lowrie, 2007).

$$A = A_i + A_e \quad (1.14)$$

Figura 1.4. Variación secular del campo magnético. Unidades  $nT/año$ .



Fuente: <http://geomag.org/index.html>.

El campo magnético observado no distingue entre las diferentes fuentes que lo componen (Campbell, 2003). En los estudios con fines de prospección geofísica se definen en general tres fuentes (Rodríguez, 2008): la primera y principal fuente es el núcleo de la Tierra, que cambia lentamente con el tiempo, lo que se conoce como variación secular, y corresponde con el modelo IGRF; la segunda son las variaciones externas causadas principalmente por el Sol, cuya principal fuente es la variación diurna; la tercera es la causada por heterogeneidades de la corteza que son pequeñas variaciones (anomalías) del campo magnético de la Tierra y son denominadas campo anómalo de la Tierra. Esta última fuente magnética es la de interés en el presente documento.

### ***1.3. Ecuaciones matemáticas del campo geomagnético***

La existencia del campo geomagnético surge del movimiento de los electrones<sup>3</sup>. La hipótesis se fundamenta en el hecho que la cantidad de corriente que fluye a través de la frontera entre la Tierra y su atmósfera es casi nula (ecuación 1.15), esto implica que en la curvatura de la superficie terrestre del vector  $B$  es cero; por lo tanto, el vec-

3 El modelo matemático derivado de la materia se basa en las ecuaciones de Maxwell.

tor de campo puede ser escrito como el gradiente negativo (ecuación 1.16), donde  $A$  corresponde al potencial magnético.

Para estudiar el campo magnético de la Tierra se puede comenzar por la ecuación que considera que los pequeños cambios del campo eléctrico, que se producen en la frontera entre la Tierra y la atmósfera, corresponden a la cantidad de corriente que fluye a través de ellos y es relativamente insignificante. Entonces en la superficie de la Tierra se cumple que (Campbell, 2003)

$$\nabla \times B = \left( \frac{\delta Bz}{\delta y} - \frac{\delta By}{\delta z} \right) \hat{i} + \left( \frac{\delta Bx}{\delta z} - \frac{\delta Bz}{\delta x} \right) \hat{j} + \left( \frac{\delta By}{\delta x} - \frac{\delta Bx}{\delta y} \right) \hat{k} \quad (1.15)$$

Donde  $\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$  representan las direcciones ortogonales y  $\delta$  indica las derivadas parciales. El rotacional del campo es igual a cero y requiere que el campo se pueda obtener de un gradiente negativo del potencial escalar.

$$B = - \left( \frac{\delta Ax}{\delta x} \hat{i} + \frac{\delta Ay}{\delta y} \hat{j} + \frac{\delta Az}{\delta z} \hat{k} \right) = -\nabla A \quad (1.16)$$

En este caso, la divergencia de los vectores de campo magnético dipolar se considera nula debido a que el flujo magnético dirigido hacia el interior del polo sur es igual al flujo hacia el exterior del polo norte y corresponde a la segunda ecuación de Maxwell, que se tiene en cuenta.

$$\nabla \cdot B = \left( \frac{\delta Bx}{\delta x} + \frac{\delta By}{\delta y} + \frac{\delta Bz}{\delta z} \right) = 0 \quad (1.17)$$

La combinación de las ecuaciones (1.12) y (1.13) cumple la ecuación de Laplace, que se puede escribir como:

$$\nabla \cdot \nabla A = \nabla^2 A = 0 \quad (1.18)$$

En coordenadas esféricas  $r, \theta, \phi$ , distancia radial, colatitud y longitud respectivamente, su notación es:

$$\frac{\delta}{\delta r} \left( r^2 \frac{\delta A}{\delta r} \right) + \frac{1}{\text{sen}\theta} \frac{\delta}{\delta r} \left( \text{sen}\theta \frac{\delta A}{\delta \theta} \right) + \frac{1}{\text{sen}^2\theta} \frac{\delta^2 A}{\delta \phi^2} = 0 \quad (1.19)$$

Ahora, la solución buscada del potencial magnético es un producto de tres expresiones. La primera expresión es únicamente función de  $r$ , la segunda es sola-

mente función de  $\theta$  y la tercera es exclusivamente función de  $\phi$ . Esto es lo que se conoce en matemáticas como una función separable de la forma.

$$A(r, \theta, \phi) = R(r) \cdot S(\theta, \phi) \text{ donde } S(\theta, \phi) = T(\theta) \cdot L(\phi) \quad (1.20)$$

Una solución del potencial geomagnético principal  $A$ , que satisface estos requerimientos, converge a una serie de armónicos esféricos derivados por Gauss.

$$A = a \sum_{n=1}^{\infty} \left[ \left( \frac{r}{a} \right)^n S_n^e + \left( \frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n^i \right] \quad (1.21)$$

Donde  $\Sigma$  significa la suma de todos los términos desde  $n = 1$  hasta un número muy grande,  $a$  es el radio de la Tierra y la solución de la serie significa que cada uno de los valores de la Ley electromagnética corresponde con una única contribución de cada término y que la ecuación de  $A$  permite recuperar las componentes del campo magnético localizadas en la Tierra. Estas dos series para  $A$ , la primera en términos de  $r^n$ , se relaciona con los términos de la fuente externa y la segunda con  $\left(\frac{1}{r}\right)^n$  corresponde con el potencial interno.

### ***1.4. International Geomagnetic Reference Field (IGRF)***

El IGRF corresponde al modelo matemático, conocido como el campo magnético normal de la Tierra y su porcentaje anual de cambio (variación secular). En regiones libres de fuente, como por encima de la superficie, el campo magnético  $B$  está definido como un gradiente de potencial escalar negativo  $A$  (Campbell, 2003).

En términos de la siguiente ecuación:

$$B(r, \theta, \phi, t) = -\nabla A(r, \theta, \phi, t) \quad (1.22)$$

Donde  $r, \theta, \phi$  son coordenadas geocéntricas,  $r$  es la distancia al centro de la Tierra,  $\theta$  la colatitud ( $90 - \varphi$ ), y  $\phi$  la longitud,  $a$  es el radio magnético de referencia (6'378.137 m);  $g_n^m(t)$  y  $h_n^m(t)$  son los coeficientes gaussianos asociados a un tiempo  $t$  para esta técnica de análisis de geomagnetismo y que están definidos por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA) para la IGRF; en el tiempo  $t$  y  $P_n^m(\theta)$  son las funciones Schmidt seminormalizadas asociadas de Legendre de grado  $n$  y orden  $m$  y son funciones de la colatitud  $\theta$ , únicamente. Aunque un modelo de un dipolo simple ofrece una buena aproximación del campo geomagnético, se debe considerar una expansión en armónicos esféricos del potencial escalar, tal como aparece en la siguiente ecuación, base del modelo IGRF.

$$A(r, \theta, \phi) = a \sum_{n=1}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos(m\phi) + h_n^m(t) \text{sen}(m\phi)) P_n^m(\theta) \quad (1.23)$$

Dado que el campo magnético se calculará teniendo en cuenta las derivadas parciales del potencial escalar para cada una de las componentes, se hace necesario obtener las siguientes ecuaciones, donde  $B_r$ ,  $B_\theta$  y  $B_\phi$  representan la intensidad del campo en función de las coordenadas tangenciales, asociadas a las variables definidas (Davis, 2004).

$$B_r = -\frac{\partial A}{\partial r} = \sum_{n=1}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} (n+1) \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos(m\phi) + h_n^m(t) \text{sen}(m\phi)) P_n^m(\theta)$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial A}{\partial \theta} = -\sum_{n=1}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos(m\phi) + h_n^m(t) \text{sen}(m\phi)) \frac{\partial P_n^m(\theta)}{\partial \theta} \quad (1.24)$$

$$B_\phi = -\frac{1}{r \text{sen}\theta} \frac{\partial A}{\partial \phi} = -\frac{1}{\text{sen}\theta} \sum_{n=1}^{n_{\max}} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+2} \sum_{m=0}^n m (-g_n^m(t) \cos(m\phi) + h_n^m(t) \text{sen}(m\phi)) P_n^m(\theta)$$

El tiempo es dado en años decimales,  $t_o$  es la época del modelo del campo magnético principal y  $t$  es la fecha para cada modelo de valores requerido, es decir ( $t_o \leq t \leq t_o + 5$ ), modelados a partir de los diferentes observatorios magnéticos distribuidos en el mundo.

El modelo IGRF utiliza  $n_{\max}=10$  (120 coeficientes) como nivel de truncamiento interno de la expansión; evita así posibles errores propios del campo magnético de la corteza. Los coeficientes del campo principal se redondean al entero más cercano en nanoteslas ( $nT$ ) que corresponden al límite de la resolución de la disposición de los datos. Es decir, los modelos IGRF son válidos únicamente por cada 5 años y se consiguen con los datos de la magnitud del campo magnético obtenido de todas las fuentes (aéreas, terrestres, satelitales y marinas) en este intervalo temporal. El modelo IGRF predictivo para la variación secular se trunca en  $n_{\max}=8$  (80 coeficientes). En este caso, los coeficientes son redondeados a la aproximación de 0,1  $nT$  / año, para reducir el efecto de los errores acumulados por redondeo (Mandea & MacMillan, 2000).

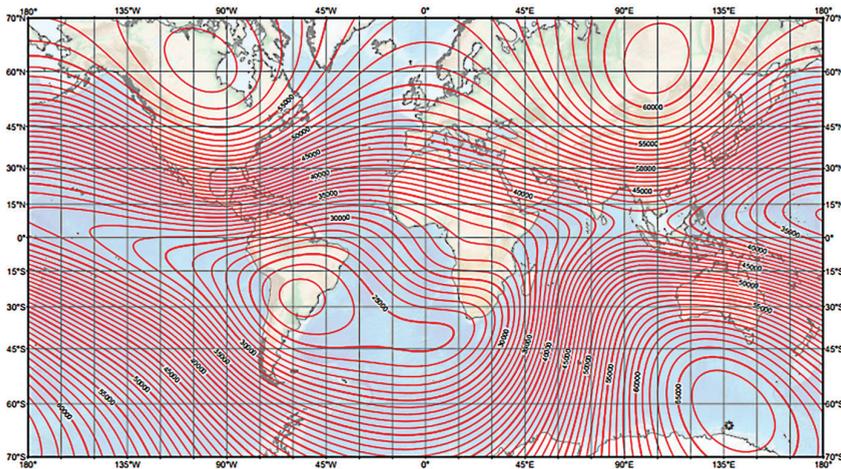
El IGRF 2005 fue calculado con datos magnéticos de los satélites Oersted y Champ en el periodo 1999.2-2004.6 y datos de observación promedio en el intervalo 1999.0-2004.0, de los observatorios magnéticos. Para mejorar las estimaciones de la variación secular 2005.0-2010.0 se utilizaron predicciones basadas en

la aplicación de filtros para la predicción lineal y series largas de medias anuales de los observatorios. Estos datos fueron obtenidos por una serie armónica similar a la ecuación 1.23, que corresponde con un modelo de campo interno de grado máximo  $n_{max} = 36$ , con una dependencia cuadrática en el tiempo hasta el grado 8, y una dependencia lineal de tiempo hasta el grado 12, un campo externo de grado máximo  $n_{max} = 2$  con dependencia lineal en el tiempo, con variaciones semestrales y anuales (Lesur, Macmillan & Thomson, 2005).

### 1.5. World Magnetic Model (WMM)

El modelo magnético mundial WMM, de la Agencia Nacional Geoespacial de los Estados Unidos, es obtenido con los datos del Centro Nacional de Datos Geofísicos (NGDC) y los datos del Servicio Geológico del Reino Unido (BGS); tiene un desarrollo del potencial magnético a través de armónicos esféricos similar al IGRF, y también se realizan modelos para intervalos de 5 años. Actualmente el modelo que se tiene es WMM-2010 (figura 1.5) (Mandea & MacMillan, 2000).

Figura 1.5. US/UK World Magnetic Model, para la intensidad del campo magnético total. Época 2010.



Fuente: [www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010\\_F\\_MERC.pdf](http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/data/WMM2010/WMM2010_F_MERC.pdf).

## 1.6. Anomalías magnéticas

Se define anomalía magnética  $\Delta B$ , como la variación del valor del campo escalar observado y el valor teórico; es decir, el valor obtenido por las observaciones marinas, terrestres o aéreas del campo geomagnético  $B_{observ}$ , al cual se le han reducido las variaciones periódicas y no periódicas, de las cuales la variación diurna  $B_{variacion-diurna}$  por el campo magnético externo es la más importante y a esta magnitud se le resta el valor normal del campo  $B_{IGRF}$ , que es el mismo valor obtenido en el modelo IGRF, para un espacio-temporal definido.

$$\Delta B = B_{observ} - B_{IGRF} - B_{variacion-diurna} \quad (1.25)$$

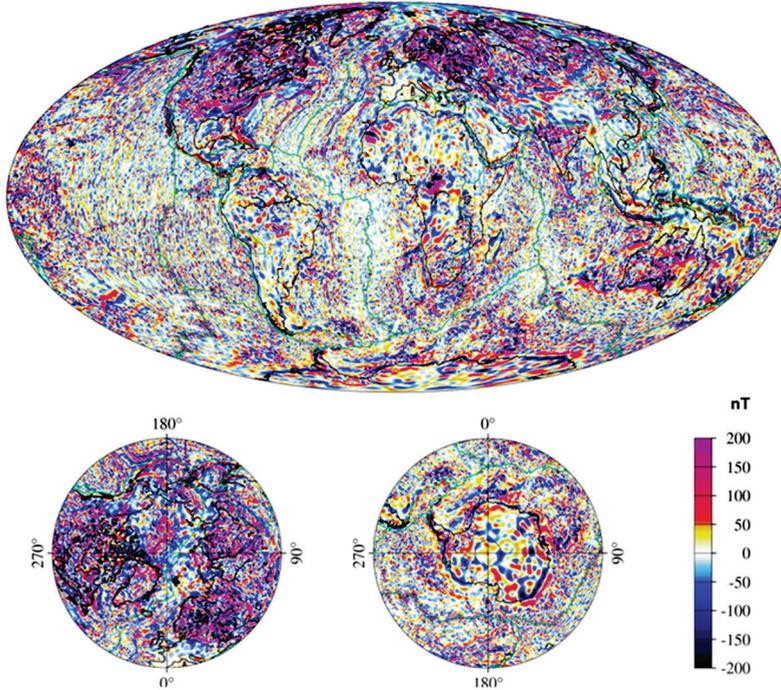
Las anomalías magnéticas son causadas por variaciones en la magnetización de las rocas de la litosfera; a través de mediciones históricas del campo magnético se ha encontrado que muchas muestras de rocas demuestran que la mayoría de sedimentos de las rocas por lo general no son magnéticos, mientras que rocas ígneas ricas en minerales de hierro a menudo sí lo son. Las anomalías magnéticas también son el resultado de la naturaleza dipolar del campo magnético, de ahí que se presenten valores positivos y negativos, su comportamiento puede ser de tipo regional o global como el modelo EMAG2, mientras que para el caso de prospección geofísica con fines de búsqueda de hidrocarburos, fallas, cuerpos magnéticos y demás se puede causar un patrón más complejo producido por la inclinación, forma y profundidad del propio cuerpo magnético.

La grilla de la anomalía magnética mundial de la Tierra (Earth Magnetic Anomaly Grid, EMAG2) es un resultado de la recopilación de información satelital y marina de mediciones magnéticas aéreas. EMAG2 tiene un significativo progreso con respecto a la red digital mundial *Mapa de anomalías magnéticas* (World Digital Magnetic Anomaly Map, WDMAM), considerando que tiene una resolución espacial de 2 minutos de arco y una altura de 4 km por encima del geoide. Esto se logró porque se incluyeron redes de estaciones terrestres y oceánicas, además del modelo de edad de la corteza oceánica (Maus *et al.*, 2009).

La secuencia de procesamiento para la obtención de EMAG2 (figura 1.6) fue la siguiente: (1) la fusión de las actuales bases de datos sobre 4 kilómetros de altura sobre el geoide utilizando el método de colocación por mínimos cuadrados, (2) procesamiento de las mediciones marinas y aéreas, (3) nivelación de las líneas de datos, (4) fusión de la red de datos de 4 km de altitud utilizando colocación por mínimos cuadrados, para una función anisotrópica de correlación en los océanos,

y (5) sustitución de armónicos esféricos  $\leq 120$  grados (con longitudes de onda  $\geq 330$  kilómetros) con el modelo de anomalía magnética del satélite CHAMP (Maus *et al.*, 2009).

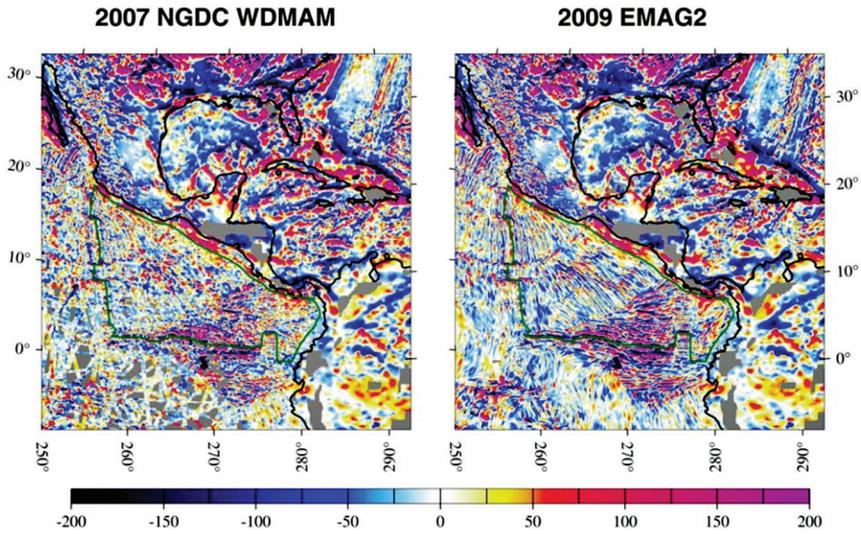
**Figura 1.6.** Earth Magnetic Anomaly Grid (EMAG2). Proyección de Mercator y estereográfica polar proyecciones ( $> 40^\circ$  de latitud).



Fuente: Maus *et al.* (2009).

Como ilustración se presenta el caso de una zona detallada (figura 1.7), en la cual aparece el norte de América del Sur y Centroamérica; se muestra la placa de Cocos frente a la costa occidental de América Central, con las fuertes anomalías magnéticas y orientación norte-sur y este-oeste en esta región. Utilizando la función de correlación de datos se logró fusionar la anomalía magnética de América (NAMAG) y se obtuvo una mejor representación de las anomalías magnéticas para los océanos en EMAG2, como se ve en la mitad norte de la placa de Cocos (Maus *et al.*, 2009).

**Figura 1.7.** Comparación de NGDC para WDMAM y EMAG2. Se muestran los límites de la placa de Cocos frente a la costa occidental de América Central, en color verde, lo que mejora significativamente la representación de las alineaciones magnéticas oceánicas.



Fuente: Maus et al. (2009).

## Referencias

- Bianchi, C. & Meloni, A. (2007). Natural and man-made terrestrial electromagnetic noise: An outlook. *Annals of Geophysics*. Recuperado de <http://www.earth-prints.org/handle/2122/3674>
- Campbell, W. H. (2003). *Introduction to geomagnetic fields*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Davis, J. (2004). Mathematical modeling of Earth's magnetic field. *Technical Note*. Lesur, V., Macmillan, S. & Thomson, A. (2005). The BGS magnetic field candidate models for the 10<sup>th</sup> generation IGRF. *Earth, Planets, and Space*, 57(12), 1157-1163.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Mandea, M. & MacMillan, S. (2000). International Geomagnetic Reference Field -- the eighth generation. *Earth, Planets, and Space*, 52, 1119-1124.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V. Caratori Tontini, F. (2009). EMAG2: A 2-arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 10. doi: 10.1029/2009GC002471.
- Rodríguez, D. M. (2008). *Modelo de la falla de Soápara a partir de la Correlación Espectral de Campos Potenciales*. Bogotá: Universidad Nacional de Colombia.
- Tarback, E. J., Lutgens, F. K., & Tasa, D. (2005). *Earth Science* (11<sup>th</sup> ed.). Prentice Hall.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. & Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Udias, A. & Mezcuá, J. (1998). *Fundamentos de geofísica*. Madrid: Alhambra.



## 2. Gravimetría

*Andrés Cárdenas Contreras*

La medición del campo de gravedad y la determinación del campo escalar a través del potencial gravitacional se estudian en dos ciencias de la Tierra: geodesia y geofísica, las cuales tienen propósitos complementarios frente al estudio de gravimetría. La determinación precisa de las dimensiones de la Tierra (a través de sus parámetros geométricos y físicos) es el principal objetivo de estudio de la geodesia, mientras que su descripción es el objetivo principal de la *gravimetría*. El interés de su estudio en la geofísica es obtener información sobre la densidad y sus variaciones en el interior de la Tierra, mientras que en la geodesia el estudio de la gravedad permite definir el geoide.

### **2.1. Figura de la Tierra**

El problema de la determinación de la forma de la Tierra es uno de los más antiguos de la geodesia; desde la Grecia antigua hasta nuestros días se han perfeccionado las concepciones para definirla y se encontró que se puede resolver desde dos puntos de vista: uno geométrico y otro dinámico o físico.

En el primer caso, utilizado desde comienzos de la geodesia, la forma de la Tierra se puede determinar midiendo longitudes de arco de meridianos y paralelos, con lecturas realizadas con equipos geodésicos clásicos como teodolitos, niveles, brújula, estaciones y sextantes (Hosmer, 1919). En el segundo caso se utilizan técnicas modernas que corresponden con la observación del campo gravitatorio a través de la medición de su magnitud y emplean técnicas de posicionamiento como Global Navigation Satellite System (GNSS), Very-long-baseline interferometry (VLBI), Lunar Laser Ranging (LLR), Satellite Laser Ranging (SLR), Global Positioning System (GPS) y observaciones geofísicas (gravímetros superconductores, terrestres y marítimos, puestos en diferentes plataformas terrestres, oceánicas y satelitales) (Seeber, 2003; Eggde, 2002).