

INTERPRETACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS CON LA SEÑAL ANALÍTICA 3D. ESTUDIO DE CASO: LOS NARANJOS - FACATATIVÁ (COLOMBIA)

Andrés Cárdenas Contreras¹; Luis Antonio Castillo López²

RESUMEN

Se presenta un estudio gravimétrico en un sector del Municipio de Facatativá, ubicado en la Sabana Occidente de Bogotá; con los datos adquiridos se realizó el procesamiento de los mismos utilizando las correcciones correspondientes: altura, bouguer, mareas, deriva y topografía, las cuales permiten definir la Anomalía de Bouguer total. Al aplicar las reducciones se obtienen las derivadas verticales de primer y segundo orden, las cuales permiten definir fuentes geológicas superficiales y poco profundas, así como los bordes anómalos. La definición de dichos rasgos hace necesario conocer la localización, forma y profundidad de las fuentes anómalas, para lo cual se utilizó la técnica de la Señal Analítica 3D, cuyos resultados son muy precisos en la interpretación geológica no solo del método de potencial magnético, sino también de potencial gravimétrico a través de la relación de Poisson, permitiendo definir con precisión los contactos geológicos, contornos estructurales y fallas en el sector de estudio.

Palabras clave: Gravimetría, Señal analítica 3D, Derivadas Verticales, Fuentes Anómalas.

3D ANALYTICAL SIGNAL IN GRAVIMETRIC DATA INTERPRETATION. CASE STUDY: LOS NARANJOS - FACATATIVÁ (COLOMBIA)

ABSTRACT

A gravimetric study in a sector of the municipality of Facatativa, located in the west Sabana of Bogotá is presented. The obtained data were processed using the proper corrections, for instance: height, latitude, tide and drift reductions. This procedure was performed to define the Total Bouguer Anomaly; applying the reduction the first and second order vertical derivative are obtained. With the derivative has been possible to determine some geological features: surface, shallow and anomalous bodies. To establish those features is necessary to identify the location, shape and depth of the anomalous source, by applying 3D Analytic Signal method. The results are very accurate in the geological interpretation, not only of the magnetic potential but also with the gravimetric potential. The geophysical interpretation and geological knowledge through Poisson relation, allowing precise definition of the geological contacts, faults and structural boundaries in the field of study.

Keywords: Gravimetry, 3D Analytic Signal, Vertical Derivates, Anomaly Sources.

¹Prof. Msc. Geofísica - Universidad Distrital. acardenas@udistrital.edu.co Tel. 3238400 ext. 1515

²Prof. Dr. Universidad Nacional de Colombia. lacastillo@unal.edu.co Tel. 3165000 ext. 16504

INTRODUCCIÓN

Mediante esta investigación se realizó un estudio geofísico que contribuye a un mejor entendimiento de la geología y por ende de las características del subsuelo en una zona de la Sabana de Bogotá, área poco estudiada con métodos geofísicos como la prospección gravimétrica. El proyecto se realizó en Los Naranjos (Municipio de Facatativá, Cundinamarca-Colombia), sobre la vía Subachoque a 6 km del casco urbano del municipio, con una extensión de aproximadamente 1.600 km² del área de estudio.

Varios estudios han aplicado la señal analítica 2D y 3D, por ejemplo Nabighian (1972, 1974 y 1984) y Roest *et al.* (1992) mostraron que los resultados son precisos para la identificación de las fuentes anómalas de datos magnéticos, con respecto a su localización, parámetros y profundidad. Por su parte, MacLeod *et al.* (1993) utilizaron la señal analítica 3D para la interpretación de datos del Campo Magnético Total en latitudes bajas, como las utilizadas para el presente estudio.

Otros autores lograron obtener resultados importantes en cuanto a la interpretación como es el caso de Phillips (2000), quien utilizó la señal analítica 3D para la localización de los contornos de las estructuras geológicas. Con respecto a formas geométricas definidas, por ejemplo, para gasoductos, Keating and Sailhac (2004) utilizaron la señal analítica. Basados en los resultados previos y considerando el comportamiento de la señal analítica con respecto al campo magnético se realizó una aplicación directa de la técnica en datos gravimétricos, demostrando su aplicación directa al lograr interpretar los datos geotérmicos del campo Obama localizado en el occidente de la Isla Kyushu en el suroccidente de Japón (Saibi *et al.*, 2006a).

Con la experiencia del procesamiento de estudio realizado en Japón, respecto a aplicación de la técnica de señal analítica 3D en gravimetría, en este artículo fueron aplicadas técnicas de interpretación a la Anomalia de Bouguer Total, Primera y Segundas Derivadas Verticales que muestran los diferentes efectos causados por el contraste de densidad en la zona de estudio. Además pudieron identificarse los efectos de alto contraste de densidad dado que las zonas con deficiencias de masa son mayores donde se tienen los depósitos constituidos por litologías más blandas

y susceptibles a la meteorización, que contrastan con respuestas negativas menores que permiten la localización de depósitos de coluvión constituidos en su mayoría por material arenoso de baja densidad (2.3 g/cm³), presentes en un ambiente sedimentario, propio de la Sabana de Bogotá.

MATERIALES Y MÉTODOS

Geología del área

Regionalmente el área está conformada por una secuencia de rocas cretácicas (Grupo Guadalupe, al que pertenecen las formaciones Plaeners (k2p), Labor y Tierna (K2t); terciarias (formaciones Guaduas (K2E1g) y Bogotá (E1b)) a las que se sobreponen depósitos cuaternarios de tipo coluvión (Q2C), resultado de la meteorización de rocas cretácicas preexistentes (FIGURA 1).

El espesor y extensión del depósito cuaternario no están bien definidos en los mapas referenciados, por lo cual se hace necesaria la utilización de estudios geofísicos.

La zona de estudio está ubicada en la Vereda Arrayanes, por lo cual se hace necesario detallar las unidades estratigráficas que se encuentran en dicha vereda; es decir, las unidades correspondientes a la Formación Guaduas (K2E1) y los Depósitos de Pendiente (Q2C).

Formación Guaduas (K2E1g). Predominantemente está conformada por una serie de lodolitas, varicoloreadas, colores gris oscuro, azulado, verdosa y rojiza. La Formación Guaduas ocupa la parte baja occidental de la zona de estudio, que conforma geomorfológicamente en el área un relieve plano semiondulado.

Depósitos de pendiente (Q2C). Depósitos de edad Holoceno, constituidos por una serie de bloques de arenisca envueltos por una matriz limo arenosa.

Geología Estructural. El área se encuentra ubicada sobre el flanco oriental del Sinclinal Barroblanco, el cual presenta un rumbo general Suroeste-Noreste. En su terminación norte, es cortado por una serie de Fallas de Cabalgamiento, que hacen parte del Sistema de Fallas Facatativá – Camacho (Montoya y Reyes, 2005), ubicadas hacia el E-NE del área de estudio (FIGURA 1).

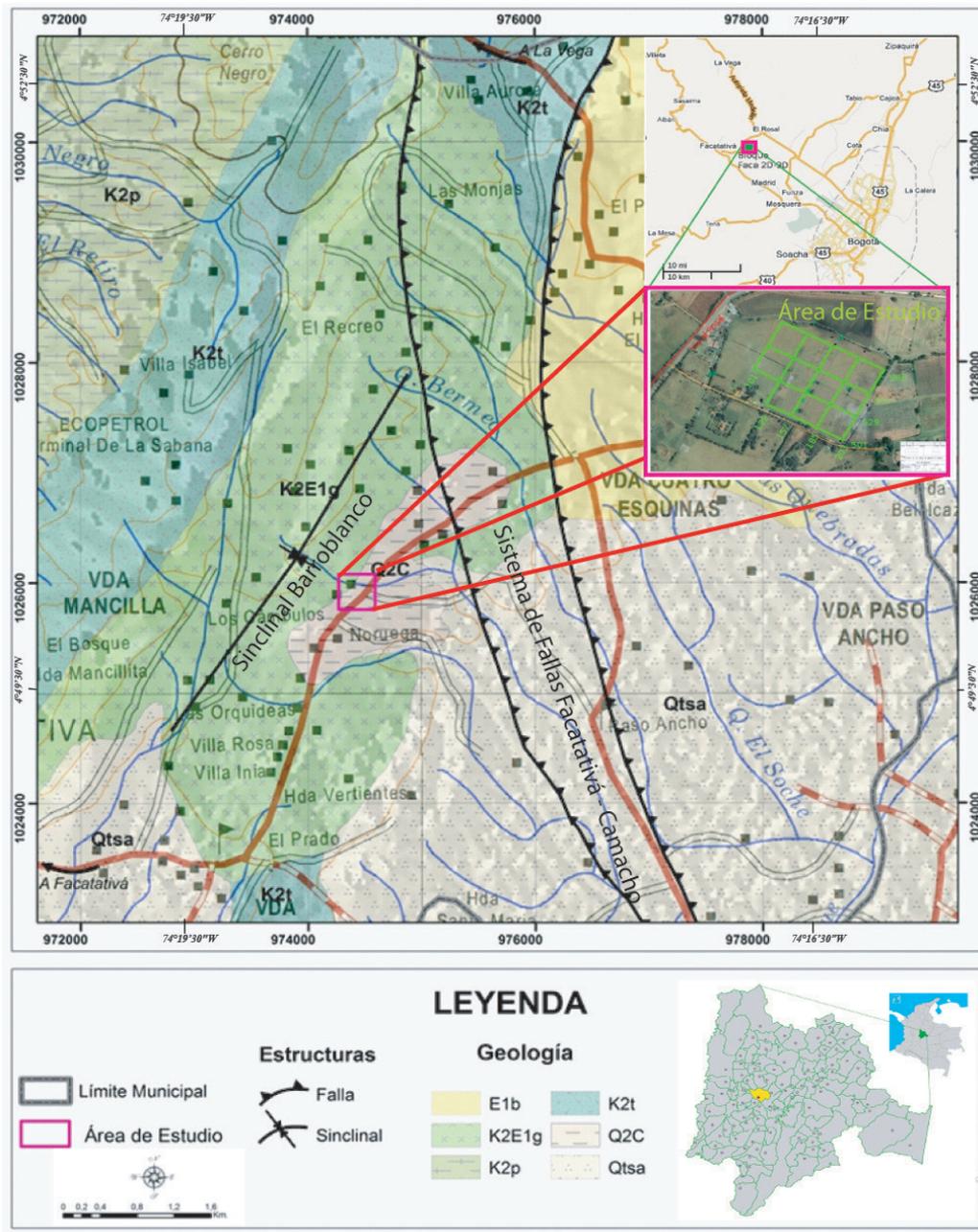


FIGURA 1. Localización y Geología del área de estudio (Modificado de INGEOMINAS, 2005).

Adquisición Gravimétrica

Se tomaron mediciones gravimétricas a partir de dos gravímetros de gravedad relativa (WORDEN), uno de constante 0.0433 y otro con constante 0.0959. Se realizó la lectura de datos midiendo 101 estaciones dispuestas en 4 líneas W-E (501, 529, 557, 585) y 5 líneas S-N (101, 129, 157, 185, 213) formadas por estaciones distanciadas 20m. Para el amarre de bases se utilizó un vértice geodésico de la red gravimétrica nacional 1998,

según las normas establecidas por la ANH para este tipo de levantamientos gravimétricos. El vértice llamado B24NW1 está localizado en las siguientes coordenadas geodésicas: Latitud 4°48,20' Norte y Longitud 74°20,49' Oeste, cuyo valor absoluto de gravedad es de 977389.510 mGal. En el área de investigación se localizó el mojón geodésico llamado GPS-3, además se utilizó un vértice geodésico de la red gravimétrica nacional 1998, de acuerdo a las normas establecidas por

la ANH para este tipo de levantamientos gravimétricos. Se realizaron series de 6 datos en cada estación con cada uno de los gravímetros, utilizando la relación:

$$\overline{\Delta dg_{ij}} = \sum_{n=1}^n \frac{\Delta dg_{ij}}{n},$$

donde $\overline{\Delta dg_{ij}}$ = Valor promedio de las diferencias, Δdg_{ij} diferencias, n = número de diferencias entre estaciones. Obteniéndose como resultado para el vértice GPS3 un valor de 977384.730.

ANÁLISIS Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

Análisis Estadístico de Datos

Utilizando el método de Kriging ordinario se definió el valor desconocido como una variable regionalizada, suponiendo que funciones de correlación espacial que pueden explicar en su totalidad o parcialmente la variación espacial de esta, que es la variable estimada a representar a través de funciones homogéneas que se deducen de toda el área de análisis los valores próximos de Z . Donde los pesos λ_i se determinan de tal manera que el estimador es imparcial y minimiza el error, también llamado varianza - kriging. Esto conduce a un sistema de ecuaciones lineales, que puede expresarse en términos del variograma bajo el supuesto que es un proceso aleatorio y estacionario (Lertxundi, 2006):

$$Z_o^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i). \quad (1)$$

Kriging es probablemente el método de interpolación más utilizado, porque se basa en la formulación estadística de los mejores estimadores lineales no sesgados. Otra forma de presentar el método, para entenderlo en una aplicación computacional es el formulado por (Dressler 2007), quien menciona otra notación, donde el variograma puede ser definido como:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \frac{1}{C(N(h))} \sum_{N(h)} (Z_i - Z_j)^2 \quad (2)$$

siendo $N(h) = \{ i, j : |(X_i, Y_i) - (X_j, Y_j)| = h \}$ y $C(N(h))$ el número de elementos del conjunto $N(h)$. Para datos reales no es probable que los pares de puntos satisfagan esta condición, $|(X_i, Y_i) - (X_j, Y_j)| = h$ y entonces para los cálculos de computación práctica el conjunto $N(h)$ es especificado como, $N(h) = \{ i, j : |(X_i, Y_i) - (X_j, Y_j)| \in [h - \delta, h + \delta h] \}$ el variograma empírico se aproxima usando el *variograma teórico o modelo* (Dressler, 2007).

La predicción mediante métodos geoestadísticos permite generar intervalos y superficies de confianza, haciendo posible obtener información sobre el nivel de incertidumbre que garantiza la minimización del error medio cuadrático, utilizándose el método de interpolación Kriging (Fabra y Téllez, 2009), razón por la cual se utilizó este método de predicción para realizar la interpolación de los datos en los mapas gravimétricos obtenidos de la investigación.

Los datos gravimétricos fueron adquiridos en coordenadas geográficas Datum WGS84, después se hizo necesario realizar la transformación a coordenadas planas Gauss Kruguer Origen Bogotá en el mismo datum; el procesamiento de los datos gravimétricos se realizó con el software Oasis Montaj® de Geosoft (Versión 6.4.2).

Anomalía de Bouguer Total

Las lecturas gravimétricas (g) se encuentran en función de los siguientes factores: altura elipsoidal (h), latitud (φ), variaciones de la densidad del subsuelo (ρ) y el tiempo (t), cuya relación matemática se expresa:

$$[g = f(h, \varphi, \rho, t)]. \quad (3)$$

Con estas variables, se realiza la reducción al nivel de referencia que corresponde al elipsoide. Estos parámetros permiten definir la anomalía de Bouguer total, la diferencia entre el valor observado corregido de gravedad y el valor teórico de gravedad, que se escribe:

$$\Delta g_{BT} = g_{observ-corre} - \gamma_t + C_{AL} - C_B + C_T, \quad (4)$$

dónde, $g_{observ-corre} = g_{observ} - C_D + C_M$

g_{observ} = gravedad observada; C_D = corrección por deriva instrumental; C_M =corrección por mareas; C_{AL} = corrección por aire libre; C_B = corrección por placa de Bouguer y C_T = corrección topográfica.

Para la corrección de los datos, se realizaron derivas de inicio y cierre para cada uno de los gravímetros, en el punto base GPS-3, también se calcularon las correcciones por mareas y topográfica para cada una de las estaciones gravimétricas, respectivamente. Para la *gravedad normal o teórica* $\gamma_{1967} = f(\varphi)$ se utilizó la ecuación de 1967, definida por la asociación Unión Internacional de Geodesia y Geofísica - IUGG.

$$\gamma = 978031,85 * (1 + 005278895 * (\text{sen}^2 \varphi) - 0.000023462 * (\text{sen}^4 \varphi)). \quad (5)$$

Una vez realizado el procesamiento de datos, se observa que en el mapa de Anomalía de Bouguer Total (FIGURAS 2 y 3) hay una variación entre -163.6 y

-168 mGal, notándose una tendencia SW – NE entre los valores máximo y mínimo obtenidos, lo que lleva a concluir que es un área en donde se presenta una

estructura geológica de interés, que se definirá con precisión con los métodos de procesamiento realizados a continuación.

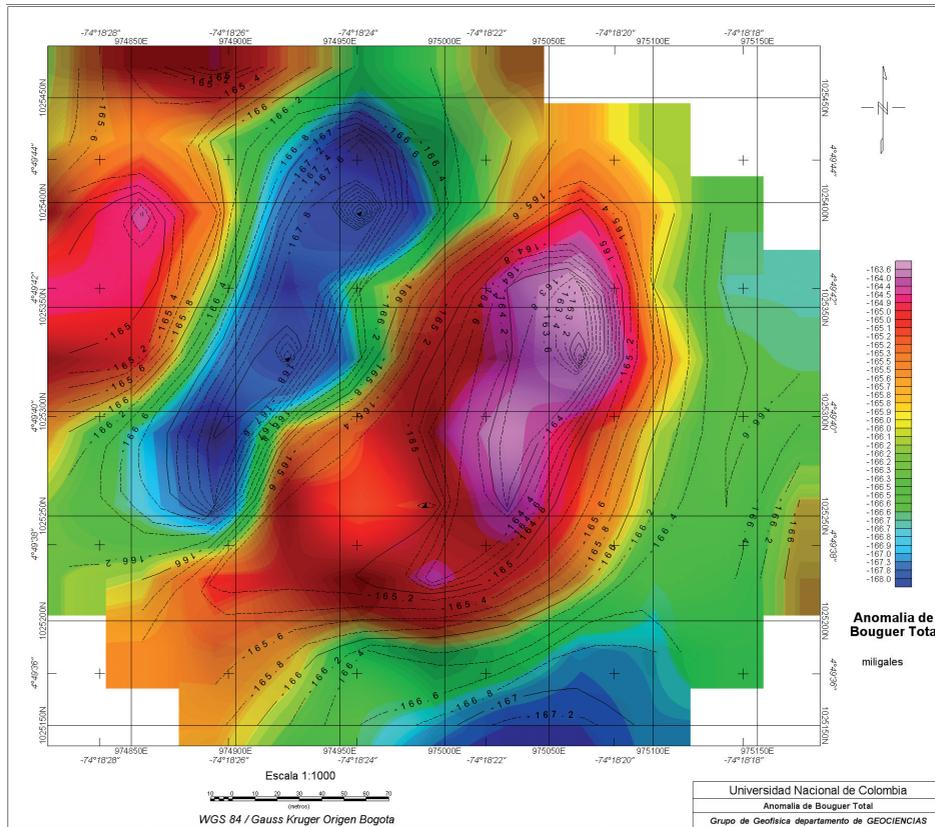


FIGURA 2. Mapa de Anomalia de Bouguer Total.

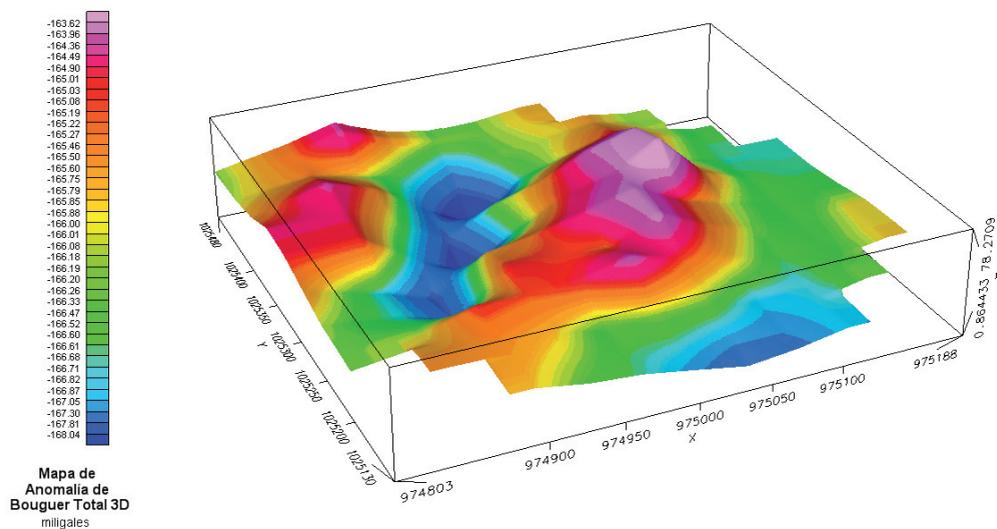


FIGURA 3. Anomalia de Bouguer Total - Visualización 3D.

Derivadas verticales.

El uso de las derivadas verticales ha sido un método estándar de procesamiento (Nabighian, 1984) para destacar los valores de alta frecuencia de los datos. Es así como la segunda derivada vertical, se calculaba utilizando un filtro de convolución de la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 f = 0 \tag{6}$$

es decir, según la relación:

$$\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} = -\left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2}\right) \tag{7}$$

Utilizando el filtro de Fourier es más fácil obtener la derivada n -ésima a partir de la siguiente relación:

$$F_o\left(\frac{\partial^n f}{\partial z^n}\right) = k^n \cdot F(f), \tag{8}$$

dónde F_o representa el campo de Fourier y k es el número de onda o frecuencia, cuya representación también se puede definir en términos de la siguiente ecuación:

$$\frac{\partial^n f}{\partial z^n} = \lim_{\Delta z \rightarrow 0} \frac{f(x, y, z) - f(x, y, z - \Delta z)}{\Delta z} \tag{9}$$

siendo f el campo potencial (o su derivada) y z el signo positivo que convencionalmente se aplica hacia abajo.

La primera derivada vertical (FIGURA 4) es comúnmente aplicada al total de los datos del campo gravimétrico para resaltar las anomalías asociadas a las fuentes geológicas más superficiales de la estructura regional y los bordes de las estructuras, varía entre -0.01544 y 0.03536. La segunda derivada vertical (FIGURA 5) es una transformación matemática basada en la ecuación de Laplace que tiene el efecto de acentuar la longitud de onda menor (fuente menos profunda) de los componentes a expensas de la longitud de onda larga, como se muestra en la figura y varía entre -0.00106 y 0.00125. Esta técnica fue expuesta inicialmente por Elkins (1951). En las derivadas verticales, cuanto mayor sea el orden mayor es la amplificación relativa de frecuencias más altas, y mayor es también el riesgo de acentuar el ruido a un nivel inaceptable. Por esta razón, derivadas verticales de tercer orden y por encima casi nunca se calculan (Elkins, 1951).

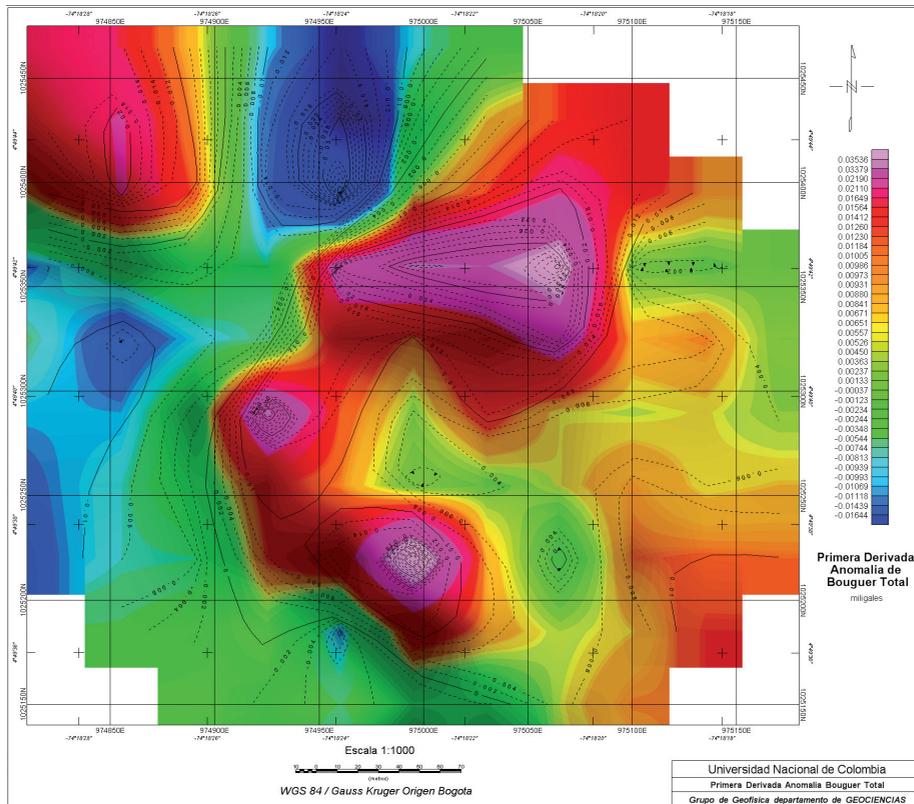


FIGURA 4. Mapa de Primera Derivada Vertical de la Anomalia de Bouguer Total.

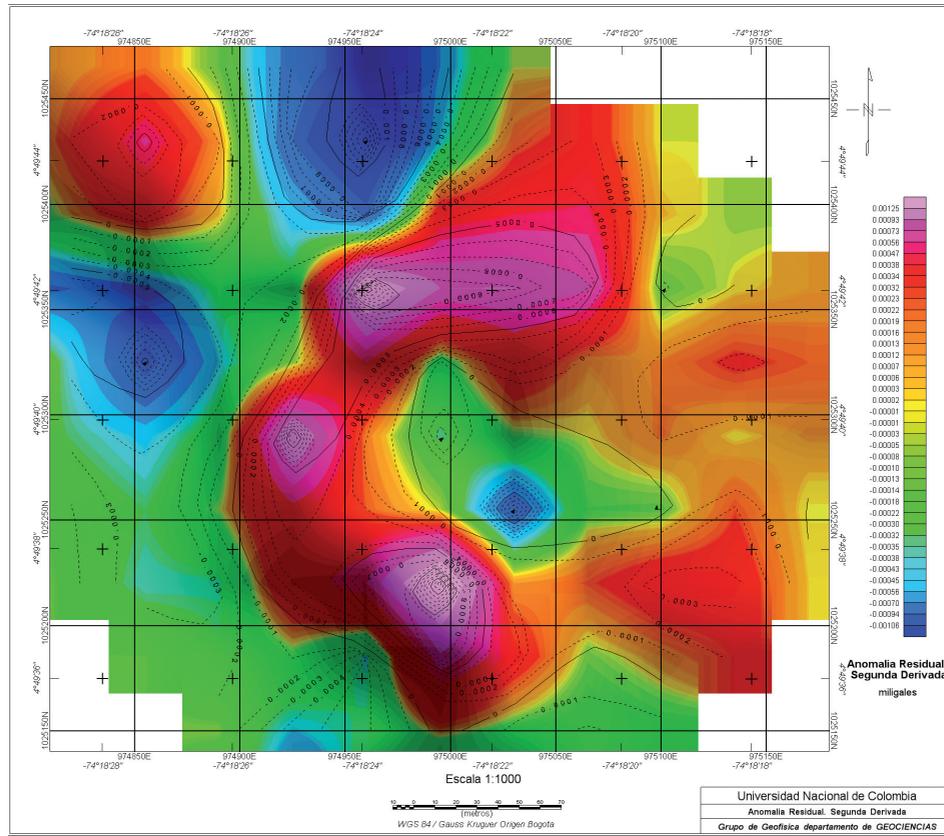


FIGURA 5. Mapa de Segunda Derivada Vertical de Anomalia de la Anomalia de Bouguer Total.

DISCUSIÓN

Señal Analítica 3D

El concepto de la señal analítica se remonta a Ville (1948), quien define la señal analítica $a(x)$ como una función $f(x)$ de una cantidad compleja, así:

$$a(x) = f(x) - iH[f(x)], \quad (10)$$

dónde $H[f(x)]$, representa la transformada de Hilbert de la función $f(x)$, que Nabighian (1972 y 1984) desarrolla para los datos del campo potencial en dos dimensiones, de acuerdo a la siguiente relación (Xiong, 2006):

$$A(x) = \sqrt{\phi_x^2 + \phi_z^2}, \quad (11)$$

dónde, $A(x)$ es la señal analítica del campo de potencial, ϕ_x^2 corresponde a la derivada horizontal y ϕ_z^2 a la vertical. Nabighian (1984) generaliza la transformada de Hilbert y el método de señal de dos a tres dimensiones, pero no obtiene una para la amplitud. Craig (1996) evalúa

la señal analítica para datos multivariantes y Roest *et al.* (1992) generalizan el método para señales 3D como un vector que involucra los gradientes ortogonales y la transformada de Hilbert para el campo de potencial $\phi(x, y)$ medido en el plano horizontal como:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\phi_x^2 + \phi_y^2 + \phi_z^2}, \quad (12)$$

dónde la amplitud de la señal analítica en el campo de potencial, es:

$$|A_g(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial z}\right)^2}, \quad (13)$$

siendo $|A(x, y)|$ = amplitud de la señal analítica en el campo de potencial (x, y) , g el campo de gravedad observado en (x, y) y $\left(\frac{\partial g}{\partial x}, \frac{\partial g}{\partial y}, \frac{\partial g}{\partial z}\right)$ corresponde a la derivada vertical y horizontal del campo de gravedad.

La utilización de la señal analítica en datos de gravedad es inusual, sin embargo se ha demostrado como un método efectivo para determinar la profundidad de las fuentes anómalas gravimétricas (Saibi *et al.*, 2006b). A partir de la relación de Poisson (Poisson, 1826; Baranov, 1957) y la correspondencia entre los campos de gravedad y magnéticos de los cuerpos homogéneos se sugiere el uso de la señal analítica en datos de gravedad, considerando que la relación de la fuente del gradiente vertical de la gravedad y la fuente de una anomalía magnética tienen el mismo origen. A partir de esta consideración, se pueden aplicar métodos de interpretación magnética en los datos de gravedad (Klinge *et al.*, 1991) demostrando que la señal analítica puede aplicarse a datos aerogravimétricos después de transformar las anomalías de Bouguer en anomalías de gradiente vertical. Stanley y Green (1976) afirmaron que la información del gradiente de gravedad es más sensible a la estructura geológica y su interpretación es menos susceptible a la interferencia de las estructuras regionales o vecinas. Hansen *et al.* (1987) sugieren que la aplicación directa de la relación de Poisson podría llevar a la utilización del método de la señal analítica a los datos de gravedad. Para modelos geológicos, la forma de la señal analítica es una función simétrica situada por encima del cuerpo de origen.

Estimación de la Profundidad

La señal analítica sobre una zona de contacto magnético (MacLeod *et al.* 1993), que también es aplicable a un contacto gravimétrico (Saibi *et al.*, 2012) está localizada en x , a una profundidad h , descrita por:

$$|A(x)| = \alpha \frac{1}{(h^2 + x^2)^{1/2}}, \quad (14)$$

dónde $|A(x)|$ es la señal analítica y α es el factor de amplitud, para el contacto la segunda derivada con respecto a x . En todos los casos produce la siguiente relación (MacLeod *et al.* 1993):

$$\frac{d^2|A(x)|}{dx^2} = \alpha \frac{2x^2 - h^2}{(h^2 + x^2)^{5/2}}, \quad (15)$$

de donde se obtiene que

$$x_i = \sqrt{2}h. \quad (16)$$

La señal analítica de la anomalía en todos los casos es una campana de forma sencilla en la cual todos los términos direccionales están contenidos en el factor de amplitud α , que es una constante. Por lo tanto, la amplitud de la señal analítica sólo depende de la profundidad (Keating y Sailhac, 2004). La señal analítica es sensible a los gradientes regionales en los datos, y las anomalías que se superponen en general mejoran la definición de la estructura regional y los bordes de las anomalías en una grilla, en especial porque las fuentes anómalas siempre son positivas, de hecho generalmente producen una buena localización horizontal de los contactos y las fuentes geológicas (Phillips, 2000).

La señal analítica del mapa de anomalías de Bouguer, además de localizar el cuerpo anómalo, hace posible identificar los bordes, fallas, planos de falla, diapiros de sal, zonas de contacto, dado que los máximos de la señal analítica tienen la propiedad de mostrar directamente las fallas y los contactos, independientemente de las estructuras (Saibi *et al.*, 2006b). De hecho en las FIGURAS 6 y 7, que corresponden al mapa de Señal Analítica y su visualización 3D, existe una variación entre 0.00877 a 0.03885 mGal/m, destacándose tres zonas con valores máximos localizadas en dirección N, NEE y S, que contrastan con dos zonas de valores menores localizadas en la dirección E y SW, del área de investigación. Además se pudo determinar la distancia x_i , en tres perfiles de interés, que corresponden a la localización de las fuentes anómalas gravimétricas más representativas y considerando la ecuación 16, se obtuvieron las respectivas profundidades para las fuentes (TABLA 1).

TABLA 1. Perfiles Gravimétricos y las profundidades obtenidas para las fuentes respectivas.

Perfil	Distancia x (metros)	Profundidad h (metros)
Perfil 1	57	40.3
Perfil 2	55	38.9
Perfil 3	66	46.7

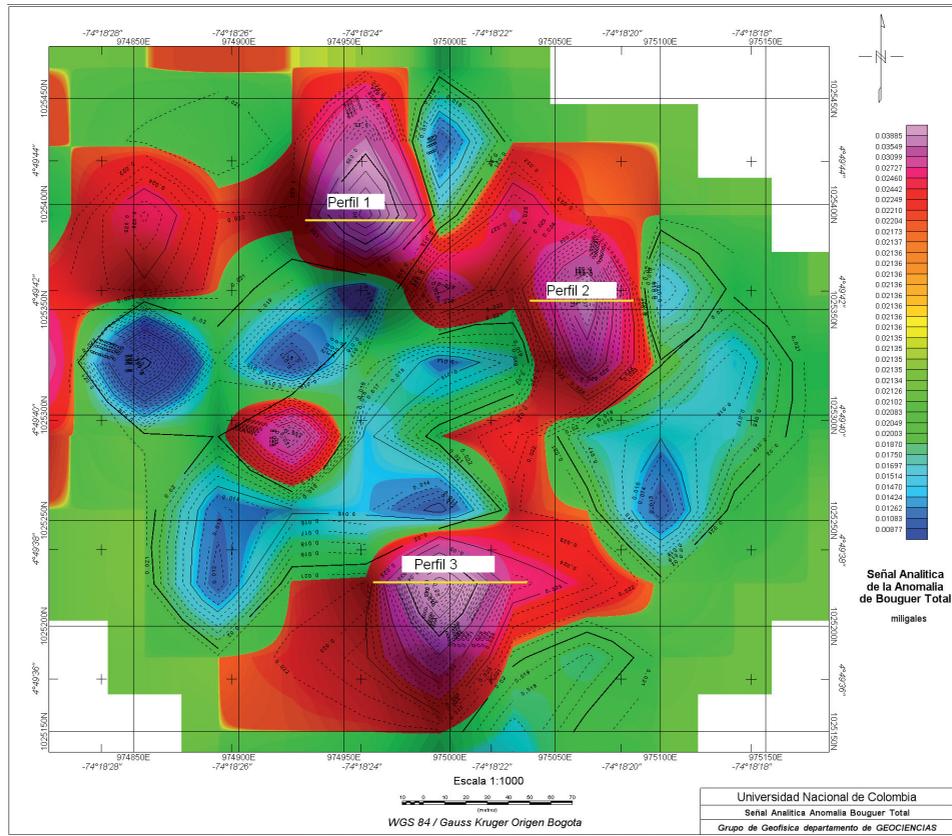


FIGURA 6. Mapa de la Señal Analítica - Anomalia de Bouguer Total.

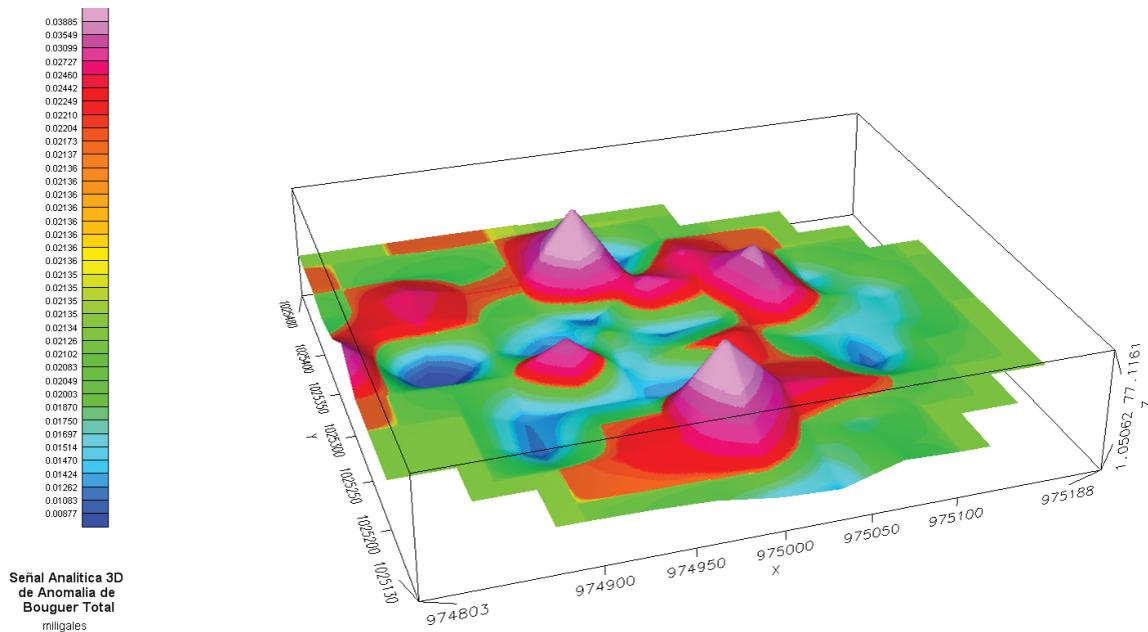


FIGURA 7. Mapa de Señal Analítica Anomalia de Bouguer Total y Visualización 3D.

CONCLUSIONES

La primera consideración que se debe tener en cuenta en el análisis e interpretación de datos gravimétricos corregidos por efectos de deriva instrumental, mareas, datum (altura) y topografía, Bouguer y tiempo, es que los resultados varían por las densidades presentes en el subsuelo. Es decir, un patrón de anomalía gravimétrica dado puede ser producido por una variedad de distribuciones de masa, así que al final se requiere un control que puede ser proporcionado por otros métodos geofísicos como el magnético o sísmico, o por los datos de perforación o la geología regional, con los cuales que se podrían corroborar los resultados de las profundidades de las fuentes anómalas obtenidas con el método de señal analítica 3D.

Los resultados de la Anomalía Bouguer Total del área de estudio muestran efectos con un alto contraste de densidad del orden de -163.6 mGal y - 168 mGal, por lo tanto, 2 deficiencias de masa localizadas entre las coordenadas 1025250 N a 1025450 N. Estos valores son negativos debido a que el contraste entre la densidad del cuerpo subyacente y la del circundante, es negativo.

Con base en los mapas de la primera y segunda derivadas verticales y con los resultados de la señal analítica 3D en los que se determinó la localización y profundidad precisa de las fuentes, se concluye que estas deficiencias de masa son mayores hacia el NW de la zona de estudio, lo que representa la parte más baja y plana del área, constituida por depósitos conformados por litologías más blandas y susceptibles a la meteorización. Estas características contrastan con las encontrados hacia el Norte y Este del área, donde se presenta una respuesta negativa menor en la anomalía gravimétrica, y permite la localización de depósitos de coluvión constituidos en su mayoría por material arenoso de baja densidad (2.3 g/cm³).

Es notable la tendencia SW – NE entre los valores máximo y mínimo de gravedad obtenidos, lo que lleva a concluir que es un área en donde se presenta una estructura geológica de interés, que corresponde al Sinclinal Barroblanco y que evidencia el control estructural que se ejerce sobre este pliegue en la zona de influencia al área del proyecto, la existencia de una serie de fallas de cabalgamiento buzantes hacia el E-NE con vergencia W-SW.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen especialmente a la Agencia Nacional de Hidrocarburos y a la Universidad Nacional

de Colombia, quienes hicieron posible la adquisición de los datos geofísicos. A la profesora Inírida Rodríguez de la Universidad Central de Venezuela y a otro evaluador anónimo, quienes muy amablemente hicieron observaciones pertinentes y enriquecieron el debate académico. También al geofísico Ernesto Gómez y a los ingenieros catastrales y geodestas Alejandra Vásquez y Yerson Pardo, con quienes se realizó el trabajo de campo.

BIBLIOGRAFÍA

Baranov, V. 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravity anomalies, *Geophysics*, 50 (6): 963 – 968.

Craig, M. 1996. Analytical signals for multivariate data: *Mathematical Geology*, 38: 314-330.

Dressler, M. 2007. Interpolation methods for construction of surfaces. *Thecnical University of Liberec*.

Elkins, T.A. 1951. The second derivative method of gravity interpretation. *Geophysics*, 16: 29-50.

Fabra, C.L.M., y Téllez M.S.A. 2009. Determinación de la Anomalía Magnética Marina para una zona piloto de estudio en el Caribe Colombiano. Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Tesis de Pregado en Ingeniería Catastral y Geodesia. Bogotá, Colombia, 152p.

Hansen, R., Pawlowski, R., and Wang, X. 1987. Joint use of analytic signal and amplitude of horizontal gradient maxima for three-dimensional; gravity data interpretation: 57th Annual International; Meeting, SEG, Expanded Abstract, 100-102.

INGEOMINAS. 2005. Mapa Geológico de la Sabana de Bogotá. Escala 1:100.000.

Keating, P., and Sailhac, P. 2004. Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies due to kimberlite pipes. *Geophysics*, 69 (1): 180–190.

Klinge, E.E., Marson, I., and Khle, H.G. 1991. Automatic interpretation of gravity gradiometric data in two dimensions: vertical gradient, *Geophysical Geophysics*, 39: 407-434.

Lertxundi, A. 2006. Métodos de Estadística Espacial para evaluar la Influencia de Factores Medio Ambientales sobre la Incidencia y Mortalidad por

- Cáncer. Universidad de Girona - España. ISBN 978-84-690-6047-6.
- MacLeod, I., Jones, K., and Dai, T. 1993. 3-D Analytic Signal in the Interpretation of Total Magnetic Field Data at Low Magnetic Latitudes, *Exploration Geophysics*, 24: 679-688.
- Montoya, D.M., y Reyes, G. 2005. Geología de la Sabana de Bogotá, INGEOMINAS, 104p.
- Nabighian, M.N. 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross section: Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 37: 507-517.
- Nabighian, M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section, *Geophysics*, 39: 85-92.
- Nabighian, M.N. 1984. Toward the three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert Transforms: Fundamental relations: *Geophysics*, 53: 957-966.
- Phillips, D.J. 2000. Locating magnetic contacts: A comparison of the horizontal gradient, analytic signal, and local wave number methods: 70th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 402-405.
- Poisson, S.D. 1826. *Memorie sur la theorie du magnetism*. *Memories de L'Academie Royale des Sciences de l'Institute de France*, pp. 247-348.
- Roest, W.E., Verhoef, J., and Pilkington, M. 1992. Magnetic interpretation using 3-D analytic signal: *Geophysics*, 57: 116-125.
- Saibi, H., Abound, E., Setyawan, A., Ehara, S., and Nishijima, J. 2012. Gravity data analyses of Ungaran Volcano, Indonesia. *Arab Journal Geosciences*, 5: 1047-1054.
- Saibi, H., Nishijima, J., Abound, E., and Ehara, S. 2006a. Euler deconvolution of gravity data in geothermal reconnaissance; the Obama geothermal area, Japan. *Journal of Exploration Geophysicist of Japan (Butsuri-Tansa)*, 59: 3, 275-282.
- Saibi, H., Nishijima, J., Ehara, S., and Abound, E. 2006b. Integrated Gradient Interpretation Techniques for 2D and 3D Gravity data Interpretation: *Earth Planet Space*, 58: 815-821.
- Stanley, J.M., and Green, R. 1976. Gravity Gradients and the interpretation of the truncated plate: *Geophysics*, 41: 1370-1376.
- Ville, J. 1948. *Theorie et applications de la notion de signal analytique: Cables et Transmissions*, 2A, 61-74.
- Xiong, L. 2006. Understanding 3D analytic signal amplitude: *Geophysics*, 71 (2): L13-L16.
-
-
- Trabajo recibido: febrero 06 de 2013
Trabajo aceptado: mayo 03 de 2013