



## XVIII Congreso Peruano de Geología

# ESTIMACION DEL ESPESOR DE SEDIMENTOS EN ICA A PARTIR DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO

I. Bernal<sup>1</sup>, W. Sulla<sup>1</sup>, H. Tavera<sup>1</sup>, J.C. Villegas<sup>1</sup>, J. Gómez<sup>1</sup>, R. Parillo<sup>1</sup> y H. Lavado<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Unidad de Ingeniería Sísmica, Instituto Geofísico del Perú, Lima. [isabel.bernal@igp.gob.pe](mailto:isabel.bernal@igp.gob.pe); [wsulla@igp.gob.pe](mailto:wsulla@igp.gob.pe)

### Resumen

En el estudio se hace uso de datos gravimétricos para determinar el espesor de la capa sedimentaria bajo la ciudad de Ica, a fin de evaluar su comportamiento dinámico.

Los datos gravimétricos recolectados en campo fueron utilizados para estimar la anomalía de Bouguer con valores entre -17.72 y -24.32 miliGal y cuyo filtrado permitió separar la anomalía regional, residual y el contenido de ruido. El análisis espectral de los valores de Bouguer corregido permitió estimar el espesor de los depósitos cuaternarios en 150 metros. El perfil gravimétrico obtenido en este estudio corresponde a la fase final de la integración de información geológica local, regional, sísmica y gravimetría.

### 1. Introducción

La ciudad de Ica se encuentra ubicada en el departamento del mismo nombre y se encuentra entre el Gran Tablazo y la ladera SO de la Cordillera Occidental (Figura 1).

La ciudad de Ica, históricamente ha sido afectada por varios terremotos como los ocurridos en 1924, 1942, 1996 y últimamente en el año 2007. En el caso del terremoto del 2007, con epicentro a 125 Km ubicado al oeste de Ica produjo daños estructurales que fueron asociados a la calidad de los suelos sobre el cual se encuentra.

La ciudad de Ica, históricamente ha sido afectada por varios terremotos como los ocurridos en 1924, 1942, 1996 y últimamente en el año 2007. En el caso del terremoto del 2007, con epicentro ubicado a 125 Km al oeste de Ica, produjo daños estructurales que fueron asociados a la calidad de los suelos sobre el cual se encuentra.

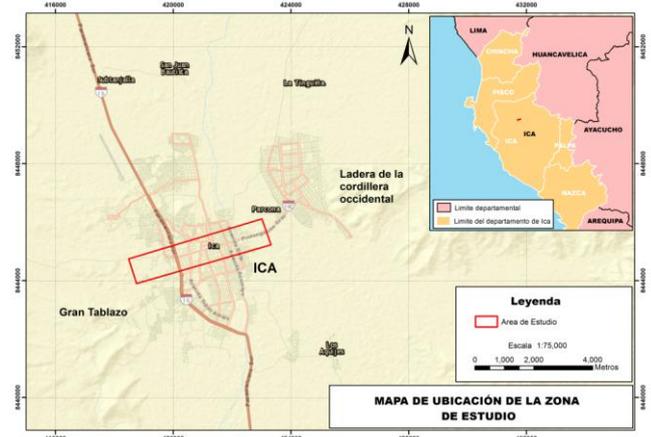


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

De acuerdo a la geología local, el área de estudio se encuentra asentada sobre depósitos aluviales compuestos por cantos y bloques con matriz areno – limosa (León y Torres, 2001). Estos depósitos suprayacen a las mozonitas, a las andesíticas y rocas piroclásticas de las formaciones Quilmana y Copara que afloran en el extremo este de la ciudad de Ica. Asimismo, en el extremo oeste, se encuentran los depósitos eólicos que forman el gran Tablazo. De acuerdo al tipo y calidad de los suelos, es de esperarse que estos contribuyan a los daños en superficie producto de sismos. En este sentido es importante conocer el espesor de la capa sedimentaria a fin de evaluar su comportamiento dinámico ante una posible ocurrencia sísmica.

En la Figura 2, se muestra el mapa geológico local de la zona de estudio y la distribución espacial de los puntos de medición de gravedad.

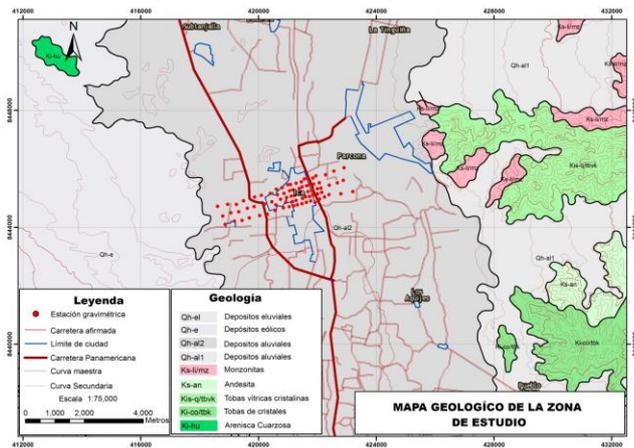


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio y la ubicación de los puntos de medición gravimétrica.

En el área de estudio, se ha realizado tres arreglos lineales, y en cada uno de ellos se consideró combinar dos métodos sísmicos; MASW (Análisis Multicanal de Ondas Superficiales) y MAM (Análisis multicanal de Microtremores), a fin de obtener resultados de la variación de velocidad de ondas de corte ( $V_s$ ) en profundidad.

Los resultados de velocidad y profundidad se obtuvieron a partir del modelado unidimensional con el software SeisImager.

El arreglo sísmico LS01, ubicado al este de la zona de estudio y realizado dentro del fundo Vista Alegre, muestra que la profundidad del basamento se encuentra a los 60 metros. Asimismo, el arreglo LS02 ubicado en el río Ica (altura del puente Puno); el resultado muestra que la basamento se encuentra a los 60 metros de profundidad.

Por otro lado, el arreglo LS03 ubicado en la asociación Santa Rosa (oeste de la zona de estudio); muestran que hasta la profundidad de 100 metros, no existe la presencia del basamento.

## 2. Metodología

Para este estudio se adquirieron 80 datos gravimétricos distribuidos en 5 líneas paralelas; entre ellas: 3 líneas de 4.5 kilómetros de longitud y 2 de 1.5 kilómetros, todas en dirección SO – NE; separadas entre sí por una distancia de 300 metros en promedio. La distancia entre cada punto de medición es de 200 metros en promedio. Los valores de gravedad se obtuvieron con el gravímetro LaCoste & Romberg con una precisión  $\pm 0,01$  mGal. Los valores de gravedad fueron corregidos al valor de gravedad absoluta localizado en el túnel de Río Grande (978215.134 miliGal), ubicado al sur de Ica. Tradicionalmente las alturas se trasladan a la superficie del geode, pero los nuevos estándares recomiendan trabajar con referencia elipsoidal, debido a que no producen diferencias significativas en los cálculos de la anomalía de gravedad (Li & Götze, 2001). En cada punto gravimétrico se determinó la altura elipsoidal referida al WGS84, utilizando una estación total NIKON DMT-322.

### 2.1. Procesamiento

Los datos de gravedad observada contienen el efecto de todas las masas emplazadas alrededor y debajo del punto de medición gravimétrica. Se realiza el cálculo de la anomalía de Bouguer con corrección de terreno, después de realizar las correcciones de Aire Libre, Bouguer y topográficas. El procesamiento y cálculo de la anomalía de Bouguer se realiza en el software Oasis Montaj de Geosoft. La densidad media elegida de las rocas, es de  $2,67 \text{ g/cm}^3$  (Hinze et al., 2005).

La corrección topográfica permite eliminar los efectos producidos por cerros y valles en cada punto de medición gravimétrica, para ello se utiliza los modelos de elevación digital, regional y local; el primero obtenido de Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) y el segundo los valores de elevación medidos en cada punto de gravimetría, ambas con una grilla de resolución de  $50\text{m} \times 50\text{m}$ .

La corrección topográfica desarrollada por Kane (1962) y por Nagy (1966) da como resultado una grilla de corrección topográfica, la cual a través de una operación de muestreo, le asigna el valor de la corrección a cada punto gravimétrico. La interpolación de los valores de anomalía de Bouguer es mostrado en la Figura 3.

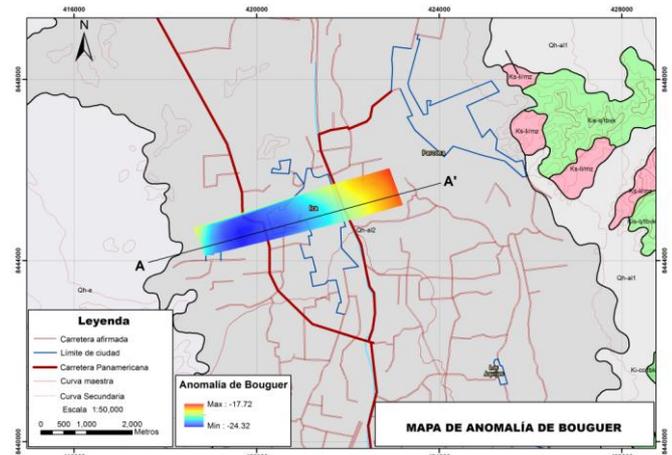


Figura 3. Mapa de anomalía de Bouguer.

Culminado con el procesamiento, la anomalía de bouguer es el resultado de distintas fuentes y efectos gravimétricos que corresponden a estructuras de carácter regional (anomalía regional), más el efecto gravimétrico de carácter local y superficial (anomalía residual).

### 2.2. Análisis espectral

Spector (1968) y Grant (1970) desarrollaron el método para determinar la profundidad de las anomalías a partir del análisis espectral. El método consiste en transformar la grilla de la anomalía de Bouguer en el dominio de espacio, al dominio de frecuencias, tal como se muestra en la Figura 4.

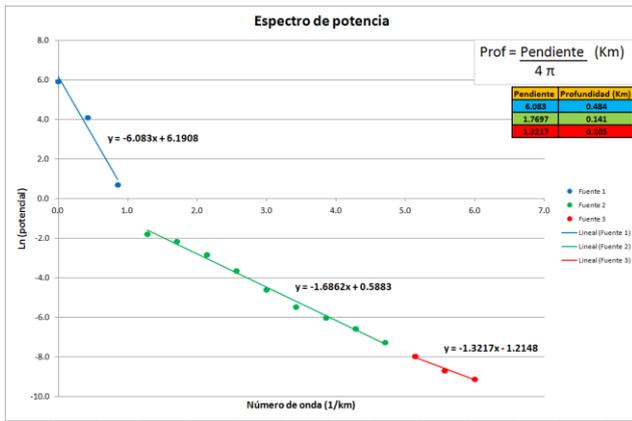


Figura 4. Análisis espectral a partir del mapa de anomalía de Bouguer.

En esta Figura se observa la secuencia de tres pendientes para el espectro, cuyo valor dividido entre  $4\pi$ , permite conocer la profundidad promedio del centro de masa de cada anomalía. La línea de mayor pendiente se asocia con la profundidad de las masas que generan la anomalía regional, la segunda con la profundidad de las fuentes intermedias y la tercera con las fuentes más superficiales.

### 3. Perfil gravimétrico

Se realiza un perfil gravimétrico (A-A') con dirección SO-NE, a fin de entender la variación del espesor de los sedimentos. El perfil de 4.6 kilómetros de longitud, corresponde la parte media y paralelo a las líneas gravimétricas (ver Figura 2 y 3). Para la generación del perfil se usó el modulo GM-SYS del Oasis Montaj y considera como datos de entrada: el mapa de bouguer, los resultados del análisis espectral, las profundidades calculadas a partir del método sísmico y la topografía del área local. El perfil gravimétrico se muestra en la Figura 5.

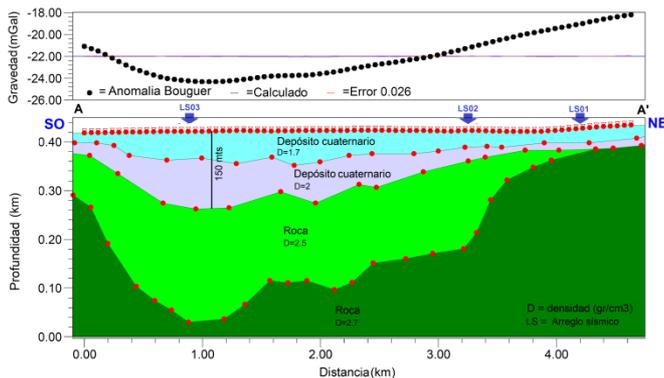


Figura 5. Perfil del espesor de los depósitos cuaternarios y el basamento rocoso, calculados a partir de la Anomalía de Bouguer. (A-A') Indica la dirección de la línea según la Figura 4.

En la Figura 5, se observa la variación de espesor de los sedimentos, específicamente en la zona ubicada en el extremo SO del perfil (entre 0.4 a 2.4 km) presentan mayores espesores (150 metros), y a medida que aumenta la altitud topográfica decrece el espesor (< 60 metros).

### 4. Conclusiones

De acuerdo al estudio gravimétrico, se determinó que el espesor de los sedimentos es variable en el área de estudio, máximos espesores en el extremo Oeste (150 metros) y menores al Este (60 mts).

Los sedimentos se encuentran conformados por depósitos eólicos, aluviales y pluviales, que se expande en toda el área de estudio y el macizo rocoso constituido de andesitas y rocas piroclásticas, alteradas por intrusiones de monzonitas.

Del espectro de potencia, se estima el espesor radial promedio de los depósitos sedimentarios considerados como fuentes superficiales.

Los resultados del espesor de sedimento, son datos fundamentales para los cálculos de la respuesta dinámica del suelo y la definición de microzonas en la ciudad de Ica.

### Referencias

Acosta, J., Rodriguez, I., Flores, A., Huanacuni, D. 2011. Memoria sobre la geología económica de la región Ica. Lima: INGEMMET, DRME, p. 38.

Croce, F., Lince, F., Giménez, M., Martinez, P., Ruiz, F. 2009. Estimación de profundidades del complejo plutónico Navarrete mediante procesamiento gravimétrico. Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas. GEOACTA 34, p. 1-8.

Fernández, M. 1993. Serie A: Carta Geológica Nacional: Geología de los cuadrángulos de Pisco, Guadalupe, Punta Grande, Ica y Cordova. INGEMMET, p. 71.

Hinze, W. 2005. New standards for reducing gravity data. The North American gravity database. GEOPHYSICS, v. 70, N° 4, p. 25-32.

León, W., Torres, V. 2001. Mapa geológico actualizado del cuadrángulo de Ica (29 - i). INGEMMET, DGR.

Li, X., Gotzez, H. 2001. Elipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. GEOPHYSICS, VOL. 66, NO. 6.

Reinoza, C., Morales, C., Rocabado, V., García, K., Sánchez, C., Sánchez, J., Abreu, R., Schmitz, M. 2011. Espesores de sedimentos a partir de la integración de datos geofísicos en Barquisimeto y Cabudare, Venezuela. FUNVISIS, v. 26, N° 2, p. 67-76.

Rodrigues, J. 2006. Análisis e interpretación de los datos gravimétricos del valle de Caracas. Tesis de grado. Universidad Simón Bolívar, p. 134.

Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM).