

3. MÉTODO GRAVIMÉTRICO

3.1. Fundamentos (Ley de Newton y Unidades)

Este método consiste en la medición de valores de la gravedad terrestre para determinar las desviaciones o anomalías del comportamiento normal del campo gravitacional, ocasionado por los cambios de densidad en los materiales del subsuelo.

El fundamento fisicomatemático del método descansa en la “Ley de la Gravitación Universal de Newton”, la cual establece que la fuerza (F) de atracción mutua entre dos partículas de masa m_1 y m_2 es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia (r) entre ellas.

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (3.1)$$

Donde G es la constante de Gravitación Universal:

$$G = 6.670 \times 10^{-8} \text{ cm}^3 / \text{gr s}^2 \quad (3.2)$$

La aceleración o atracción gravitacional es la fuerza de gravitación que actúa sobre una unidad de masa, y corresponde a la medición del campo gravitacional actuando en cualquier punto:

$$a = g = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (3.3)$$

En el Sistema Cegesimal de Unidades (CGS), la gravedad se mide en unidades de longitud sobre tiempo al cuadrado (cm/s^2) que equivale a un “gal” (en honor a Galileo). Dado que la aceleración gravitatoria en la superficie terrestre es de $980 \text{ cm}/\text{s}^2$ o 980 gales, y como las anomalías de una diezmillonésima de este valor tienen importancia científica o económica, la unidad estándar en geofísica para gravimetría es el “miligals” (mGal) que es igual a 10^{-3} gales.

3.2. Campo Gravitacional de la Tierra

La gravedad varía de un punto a otro en la Tierra, por lo tanto, el potencial del campo gravitacional se define en dos partes fundamentales: la primera es la atracción de la Tierra debido a su masa de acuerdo con la Ley gravitacional de Newton, la segunda se define por la aceleración centrífuga debido a la rotación de la Tierra; también hay una atracción más, generada por otros astros, pero es muy pequeña (Fig. 3.1).

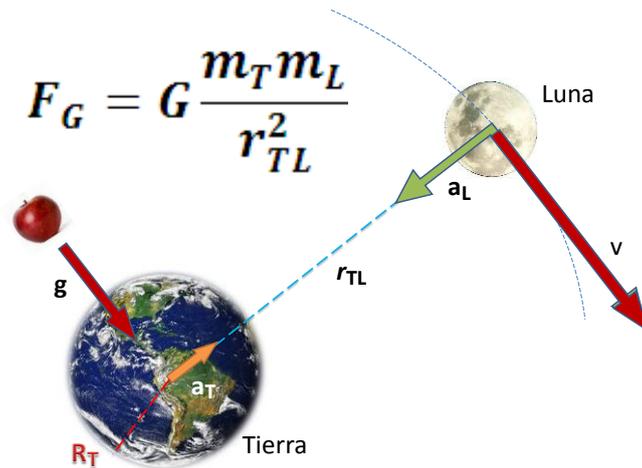


Fig. 3.1 Fuerza de atracción de la Tierra sobre la Luna

La aceleración centrífuga producida por el movimiento de rotación de la Tierra, hace disminuir el efecto gravitatorio, ésta es más fuerte en el Ecuador y nula en los Polos. Debido a esta aceleración se tiene la forma de la Tierra, achatada de los polos y de mayor grosor en el ecuador, afectando la distancia hacia el centro de la Tierra, por lo tanto, al tener un radio más pequeño en los Polos se tiene mayor gravedad (9.83 m/s^2), y en el Ecuador por tener un radio más grande se tiene menor gravedad (9.78 m/s^2).

3.3. Medición de la Gravedad

Se pueden encontrar tres distintas formas para medir las anomalías de la gravedad: mediciones de la caída libre de un cuerpo, la cual consiste en tirar un objeto y calcular directamente la aceleración que el cuerpo toma, midiendo cuidadosamente la distancia recorrida y el tiempo al caer el objeto (Fig. 3.2); mediciones con el péndulo, en donde se estima la aceleración gravitacional midiendo la oscilación periódica de un péndulo; y mediciones en donde una masa se suspende de un resorte o fibras de torsión, y se

observa que tanto se deforma el resorte bajo la fuerza de gravedad, y así se estima la aceleración gravitacional.

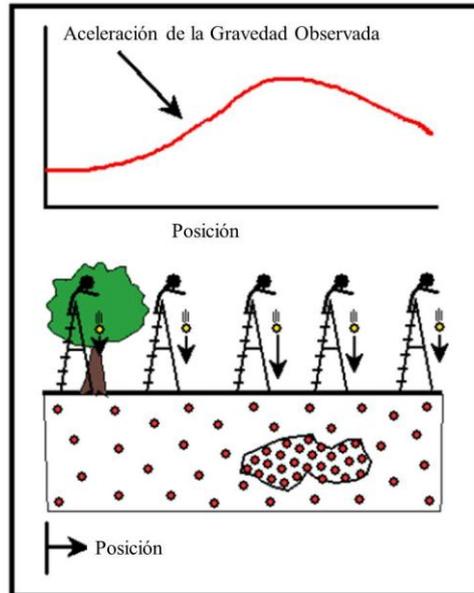


Fig. 3. 2 Medición de caída libre de un cuerpo, (Boyd)

El instrumento con el que se miden las anomalías de gravedad se le llama gravímetro; estas variaciones que son prácticamente despreciables, se miden con una masa suspendida un resorte sensible, el cual mide las variaciones verticales de atracción gravitatoria del suelo que están asociadas a cambios de densidad (Fig.3.3). Por ejemplo, los altos estructurales, o un depósito de mineral de alta densidad, harán aumentar localmente la fuerza de la gravedad en sus proximidades (siempre que su densidad media sea mayor que la circundante), mientras que los domos de sal, de densidad baja, la disminuirán.

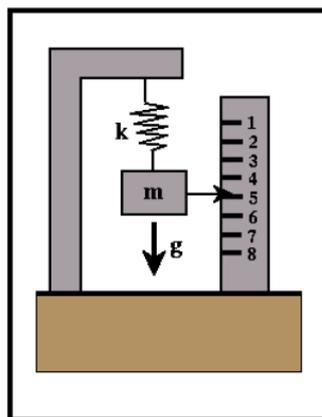


Fig. 3. 3 Gravímetro de resorte o torsión (Boyd).

3.4. Reducción de Datos

Al tomar las medidas de gravedad nos podemos encontrar con diferentes variaciones en los datos tomados, con respecto a la estación base, debido a que la gravedad varía dependiendo de su latitud, altitud y tiempo, por lo cual, se tienen que realizar las siguientes correcciones.

3.4.1. Corrección por Latitud

La Corrección por Latitud (C_{Lat}), se realiza debido a la variación de la aceleración de la gravedad, que depende de la latitud, ya que la aceleración es mayor conforme nos acercamos a los Polos, y es menor en el Ecuador, y también es afectada, pero en menor proporción, por la fuerza centrífuga por efecto de rotación, que es menor en los Polos y mayor en el Ecuador, y tiene un sentido contrario a la fuerza de gravedad (Fig.3.4). Debido a esta variación, se han propuesto una serie de fórmulas para calcular la gravedad teórica o “normal” sobre la superficie, considerando a la Tierra como un elipsoide de revolución o esferoide. La siguiente expresión corresponde a la Fórmula Internacional de la Gravedad de 1984 del Sistema Internacional Geodésico Mundial:

$$g_{esf} = g_e (1 + 0.0052855077 \text{sen}^2\varphi - 0.0000016166 \text{sen}^2 2\varphi) \quad (3.4)$$

Donde φ es la latitud de la estación base en coordenadas geográficas, g_e es la gravedad en el Ecuador igual a 978,032.6714 mGal. Reduciendo llegamos a:

$$C_{Lat} = 0.81 \text{sen} 2\varphi \text{mgal/km} \quad (3.5)$$

Si la estación medida con respecto a la estación base, se acerca más al Ecuador, la corrección se debe sumar y se restará entre más se acerque a los Polos.

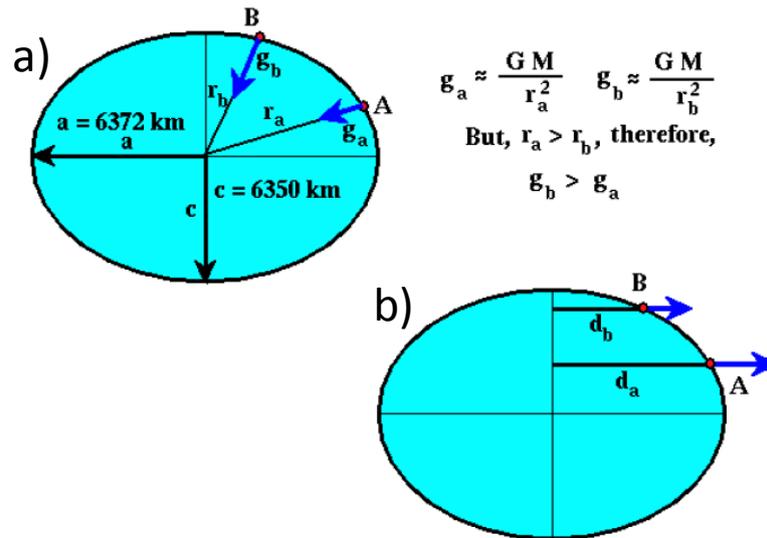


Fig. 3. 4 Variaciones de la dirección de la fuerza de: a) Fuerza de Gravedad, b) Fuerza centrífuga producida por la rotación de la Tierra (Boyd).

En los estudios geodésicos (no locales) se toma en cuenta la forma del geoide. El geoide es una superficie de equilibrio de los océanos y los continentes que representa el nivel medio del mar, la cual se prolonga por debajo de los continentes; está encima del esferoide en los continentes y por debajo en los océanos (Fig. 3.5).

$$H = h - N$$

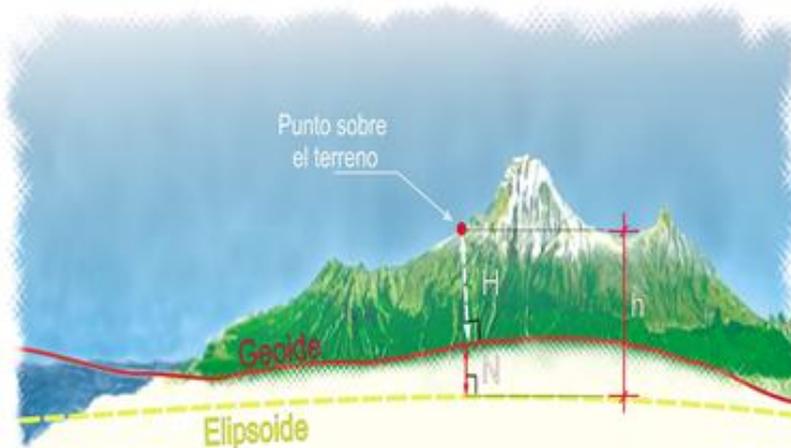


Fig. 3. 5 Esquema de Geoide y Elipsoide, tomado de INEGI.

3.4.2. Corrección por Altitud

La Corrección por Altitud está dada por la variación de elevación sobre el nivel del mar, por la densidad del material sobre la elevación, y por las elevaciones o cerros

que se encuentren a su alrededor (Cantos, 1974). Dado esto, se tienen 3 diferentes tipos de correcciones:

- **Corrección de Aire Libre (C_{AL})**. Esta corrección se refiere a la intensidad de la gravedad que varía de acuerdo a la distancia del punto de medición con respecto al centro de la Tierra, es decir, cómo varía la fuerza de gravedad con la elevación (z) de la estación base a la estación medida. Para ello, se considera la elevación de la estación base como referencia, y se le resta a la obtenida en la estación en la cual se quiera hacer la corrección, obteniendo así la altura h de separación entre ellas (Fig. 3.6). Esta corrección se obtiene de la siguiente fórmula :

$$g = G \frac{m}{r^2} ; \frac{\partial g}{\partial r} = -2G \frac{m}{r^3} = -\frac{2g}{r} = -0.3086 \text{ mgal/m} \quad \bullet \quad (3.6)$$

$$C_{AL} = (0.3086 * \Delta h) \quad \bullet \quad (3.7)$$

La corrección es positiva si el punto de medición está sobre el nivel de la estación base, en caso contrario es negativa.

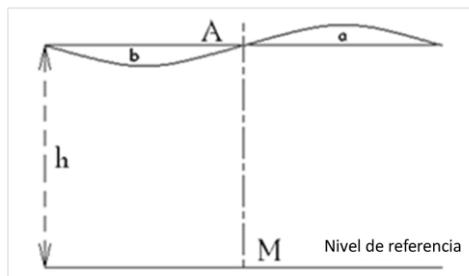


Fig. 3. 6 Figura para explicar las diferentes correcciones de Altitud (modificado de Cantos, 1974)

- **Corrección de Bouguer (C_B)**. Es similar a la corrección por elevación, sólo que toma en cuenta el material entre la estación base y la estación medida, aproximando todas las masas arriba o abajo del plano de referencia con una base homogénea de extensión lateral infinita y de espesor igual a la altura h de la estación respecto al plano de referencia (estación base) (Fig. 3.7). Esto quiere

decir que se calcula hallando el efecto gravitatorio del terreno comprendido entre el nivel de la estación (plano de la cota h) y el nivel de referencia, suponiendo que la estación se ha hecho en un plano topográfico horizontal (Fig. 3.6), el efecto gravitatorio sobre la unidad de masa es:

$$C_B = -2\pi K\delta h = -0.0419 \delta \Delta h \quad (3.8)$$

Donde δ es la densidad de la corteza terrestre (en promedio es de 2.67 gr/cm^3) y K es la constante de la gravitación universal. La corrección es negativa si la estación medida está por encima del nivel de referencia, ya que la densidad del cuerpo aumenta la atracción, entre mayor sea la altura mayor será.

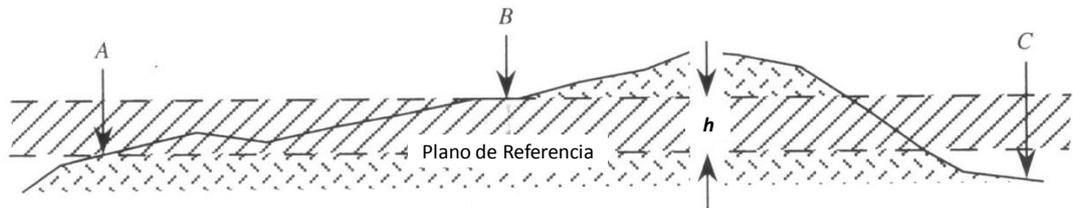


Fig.3. 7 Losa infinita usada para corregir el exceso de masa bajo el punto B (Burger, 1992).

- **Corrección Combinada (C_C).**Ésta se obtiene con la suma de la corrección de Bouguer y la corrección de aire libre; si se supone una densidad de 2.67 gr/cm^3 :

$$\begin{aligned} C_C &= C_{AL} + C_B \\ C_C &= 0.3086h + (-0.0419\delta h) = 0.3086h - 0.119h \\ C_C &= 0.1967h \end{aligned} \quad (3.9)$$

Por lo tanto, la corrección de aire libre es positiva y la de Bouguer es negativa para estaciones medidas por encima del nivel de referencia, y los signos se invierten para estaciones por debajo del nivel de referencia. Entonces las correcciones de aire libre y Bouguer tienen signos contrarios.

- **Corrección Topográfica(C_T).**Se considera el efecto de atracción de masa dado por la topografía (valles y montañas) de alrededor de la estación, tanto las situadas por encima de la estación como las depresiones situadas debajo de la estación, pero como este material en realidad no existe, debemos sumar su atracción para compensar (Fig.3.8).

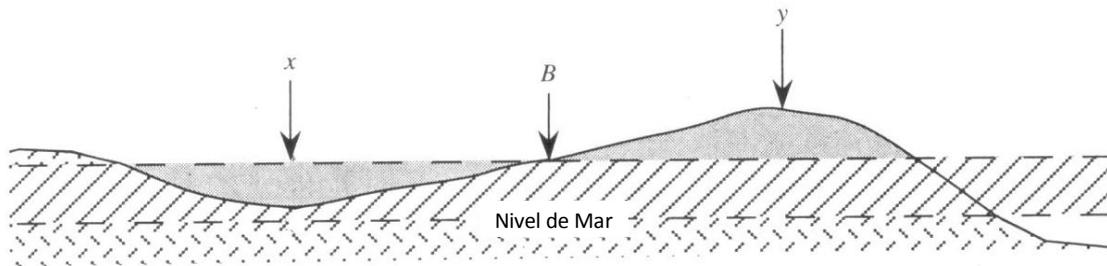


Fig.3. 8 Un ejemplo de corrección de terreno requiere un región x y y debido a la natural simplicidad de la corrección de Bouguer aplicada en el punto B (Burger, 1992).

Por lo tanto, la corrección topográfica se suma siempre, ya se trate de un valle o de una montaña, ya que éstos generan cierta atracción a la estación tomada. Esta corrección se obtiene usando unos gráficos que consisten en una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación dividida en sectores, como indica la figura 3.9. Estos gráficos se superponen al mapa topográfico, de donde se deduce dicha altura media y con ayuda de unas tablas ya calculadas por Hammer (1939) se hallan los efectos gravimétricos debido a cada uno de los prismas que tienen de base estos sectores y altura.

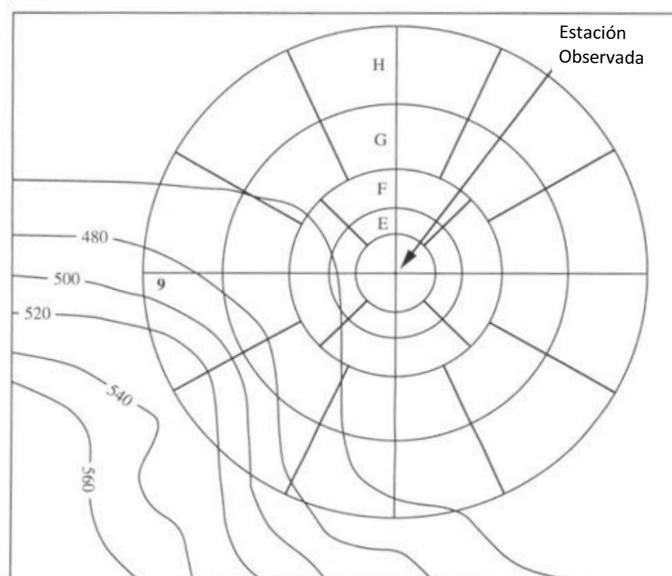


Fig. 3. 9 Plantilla de Hammer (Burger, 1992).

3.4.3 Corrección por el Tiempo

Corrección por tiempo o de deriva (C_d). Se realiza principalmente debido a que las mediciones tomadas varían en intervalos de tiempo, y estas variaciones pueden ser ocasionadas por deriva instrumental o efectos luni-solar. Las variaciones se pueden observar cuando se repite una medida en un mismo sitio después de que haya pasado un tiempo, por lo tanto, se recomienda al momento de hacer un levantamiento tomar la primera y la última lectura en la estación base, o estar tomando datos en la estación base cada hora.

El efecto luni-solar se refiere al efecto causado por las atracciones gravíticas del Sol y la Luna, que es el mismo que causa los cambios de marea; también distorsiona un poco la forma de la Tierra, esto hace que cambie levemente su elevación (centímetros) y puede llegar a variar como máximo solamente 0.05 mGal/hr.

La deriva instrumental, son variaciones que se dan debido a las características del gravímetro, éstas pueden ser ocasionadas por la fatiga del sistema de muelles (resorte), variaciones en temperatura o también existen otras incontroladas.

3.4.4 Anomalía de Bouguer

A la reducción de la gravedad observada al nivel de la estación base, la cual incluye todas las correcciones mencionadas anteriormente y comparándola con la gravedad teórica, es lo que comúnmente se conoce como Anomalía de Bouguer, que se representa de la siguiente manera:

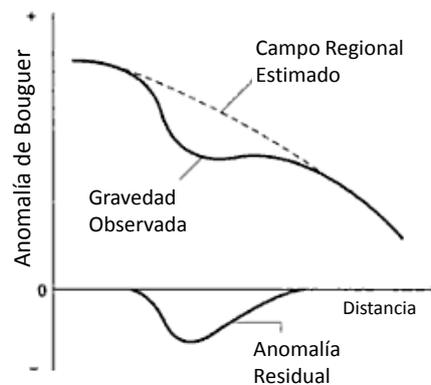
$$\Delta g = g_{obs} \pm C_d \pm C_{Lat} \pm C_{AL} \pm C_B + C_T - g_o \quad (3.10)$$

Donde g_o es la gravedad teórica o gravedad de estación base.

El método gravimétrico se emplea como método de reconocimiento general, mientras que en la minería se puede emplear generalmente como método de comprobación complementario.

3.5. Separación de Anomalías Regional y Residual

Para poder hacer una interpretación del basamento, se separa la anomalía de gravedad de interés. Esto se hace considerando que la Anomalía de Bouguer es la suma de dos componentes: efecto regional, que corresponde a las masas profundas y lejanas (generalmente el basamento), y efecto residual debido a las masas superficiales (estratos geológicos con mayor o menor densidad que las rocas circundantes) (Fig. 3.10). Hay que recordar que como cualquier otra técnica geofísica, el factor más importante en la interpretación es el conocimiento de la geología local.



**Fig.3. 10 Ejemplo de Anomalías Regional y Residual
(modificado de Kearey, 2002)**

Dado que lo que interesa hacer resaltar es el efecto debido a la masa superficial, se elimina o reduce el correspondiente a la masa profunda. Por esto se define como Anomalía Regional al efecto de todo aquello que no interesa prospectar (Cantos, 1974).

La Anomalía Residual se define como:

$$\begin{aligned} \text{Anomalía Residual} &= \text{Anomalía de Bouguer} - \text{Anomalía Regional} \\ A_{Res} &= A_B - A_{Reg} \end{aligned} \tag{3.11}$$

Los métodos utilizados para obtener la Anomalía Residual o “el residual”, son numerosos, por lo que el valor de éste en una determinada región depende del método empleado para calcularlo.

Una manera de obtener la Anomalía Regional o “el regional”, es generando superficies matemáticas que mejor ajusten a los datos distribuidos en un sistema de coordenadas xyz . Estas son definidas por funciones polinomiales y el ajuste a los datos se realiza por el Método de Mínimos Cuadrados. Se acostumbra calcular polinomios de varios órdenes para ver cuál (plano, paraboloides, etc.) representa el mejor ajuste regional, de acuerdo a la siguiente expresión:

$$\hat{z} = a_0 + a_1x + a_2y + a_3x^2 + a_4xy + a_5y^2 + a_6x^3 + a_7x^2y + a_8xy^2 + a_9y^3 \dots \quad (3.12)$$

En la ecuación se considerarán tantos términos como se requiera, dependiendo del orden que se necesite para representar: planos, paraboloides (Fig. 3.11) o polinomios de grado n .

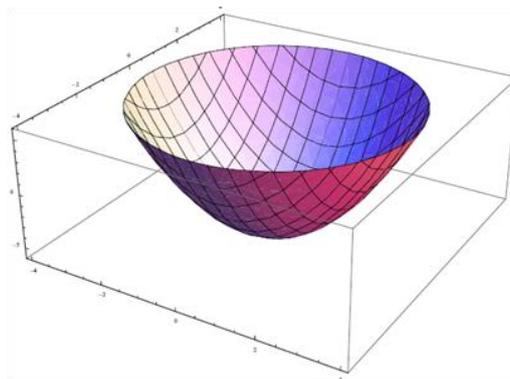


Fig.3. 11 Paraboloides

La mayor deficiencia de este método es que es meramente matemático y no toma en cuenta los datos geológicos (Burger, 1992).

3.6. Estimación de la Profundidad

3.6.1. Estimación de la Profundidad con Losa de Bouguer

Una forma directa de llegar a una interpretación cuantitativa del objetivo es con el residual de la Anomalía de Bouguer (cuando los modelos específicos no son utilizados para representar estructuras geológicas). Éste se basa en el concepto de un estrato equivalente, el cual se utiliza sólo cuando se tiene una interfase entre dos materiales que

presentan diferentes densidades (Grant y West, 1965). De esta manera se simula una losa infinita de espesor h (Parasnis, 1962). La expresión para llegar al objetivo está dada por:

$$A_{Res} = 2 \pi G \Delta \delta h \quad (3.13)$$

A_{Res} : Anomalía residual.

G : Constante de Gravitación Universal. ($6.670 \times 10^{-11} \text{ m}^3 / \text{kgs}^2$)

$\Delta \delta$: Contraste de densidad (gr / cm^3)

h : Profundidad (m)

A partir de esta fórmula se despeja h y se tiene:

$$h = \frac{2 \pi G \Delta \delta}{A_{Res}} \quad (3.14)$$

3.6.2. Método de Talwani

Este método analítico, conocido como Método de Talwani se utiliza para definir el basamento o diferentes cuerpos, usando un polígono de n -lados para aproximarse al contorno de la sección vertical de un cuerpo de dos dimensiones. Uno puede calcular el efecto de la gravedad a mano o digitalmente en computadora (Talwani *et al.*, 1959). Una sección simple se presenta a continuación (Fig. 3.12), donde se puede mostrar que el efecto de la gravedad de esta sección es igual a la integral de línea alrededor del perímetro (Hubbert, 1948). La relación es:

$$g = 2 G \delta \oint z d\theta \quad (3.15)$$

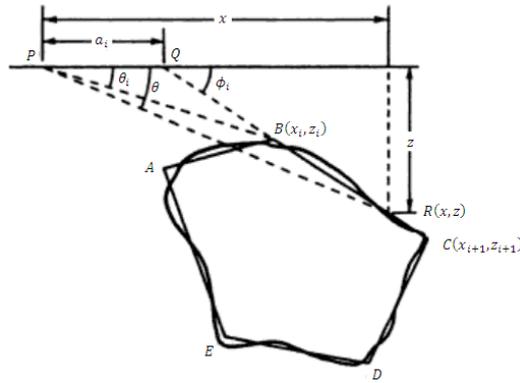


Fig.3. 12 Sección con polígono de n -lados, (Telford, 1976)

De la geometría de la figura 3.12, tenemos la siguiente relación:

$$z = x \tan \theta = (x - a_i) \tan \theta \phi_i \quad (3.16)$$

o

$$z = \frac{a_i \tan \theta \tan \theta \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (3.17)$$

La integral de línea para BC es:

$$\int_{BC} z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \theta \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta = Z_i \quad (3.18)$$

Por lo tanto:

$$g = 2 G \delta \sum_{i=1}^n Z_i \quad (3.19)$$

En la mayoría de los casos, Z_i esta dada por:

$$Z_i = a_i \sin \phi_i \cos \phi_i \left[(\theta_i - \theta_{i+1}) + \tan \phi_i \cdot \log \left\{ \frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)} \right\} \right] \quad (3.20)$$

$$\theta_i = \tan^{-1} \left(\frac{z_i}{x_i} \right), \quad \phi_i = \tan^{-1} \left(\frac{z_{i+1} - z_i}{x_{i+1} - x_i} \right), \quad (3.21)$$

$$a_i = x_{i+1} - z_{i+1} \cot \phi_i = x_{i+1} + z_{i+1} \left(\frac{x_{i+1} - x_i}{z_{i+1} - z_i} \right) \quad (3.22)$$

Esta técnica también ha sido usada para cuerpos de tres dimensiones, reemplazando el contorno en el plano horizontal con un polígono de n -lados. La solución para las integrales de los polígonos, es una versión más complicada de lo visto anteriormente. También este método se puede utilizar para hacer la corrección topográfica (Talwani & Ewing, 1960).