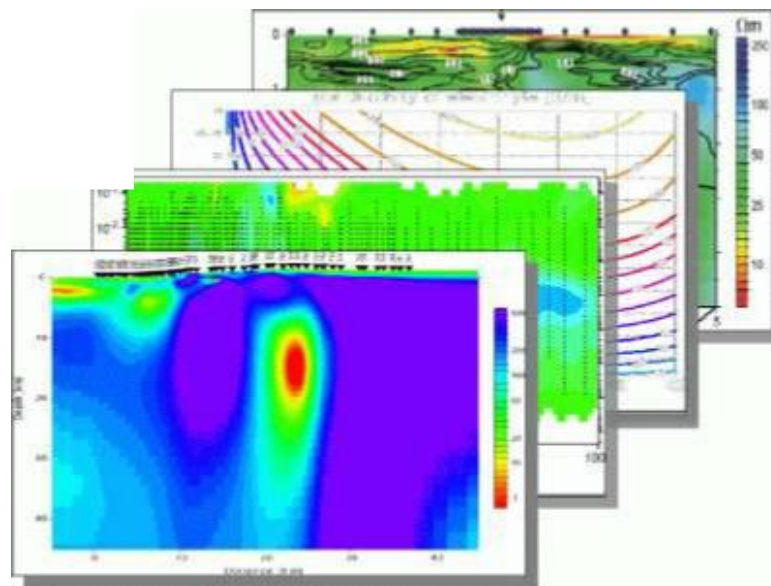


EXPLORACIÓN PETROLERA
Facultad de Ingeniería
UNCuyo

Unidad 10:

MÉTODOS POTENCIALES



Año 2010

Unidad 12: MÉTODOS POTENCIALES

12.1. EXPLORACIÓN GEOFÍSICA	1
12.2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO	1
12.2.1. Introducción	1
12.2.2. Fundamentos de la Metodología Gravimétrica	1
12.2.3. Trabajo de Campo	2
12.2.4. Variación de la Gravedad sobre la Superficie Terrestre	2
12.2.4.1. Con la Latitud	2
12.2.4.2. Con la Altitud	3
1- Corrección de Aire Libre	3
2- Corrección de Bouguer	4
3- Corrección Topográfica	4
12.2.4.3. Con el Tiempo	5
1- Efecto de Mareas	5
2- Deriva Instrumental	5
12.2.5. Anomalías Gravimétricas	5
12.2.5.1. Anomalía de Aire Libre	5
12.2.5.2. Anomalía de Bouguer	5
12.2.6. Isostasia y Anomalías Isostáticas	6
12.2.6.1. Teoría de Pratt	6
12.2.6.2. Teoría de Airy	6
12.2.6.3. Correcciones y Anomalías Isostáticas	7
12.2.7. Interpretación	7
12.2.7.1. Métodos de Separación de Anomalías	8
1- Métodos Gráficos	8
2- Métodos Analíticas	9
A) Método de Premediación	9
Método de Griffin	9
Polinomios de Tendencias	10
B) Método de las Segundas Derivadas	11
C) Prolongación Ascendente y Descend. de Campos Potenciales	12
12.2.7.2. Modelos Gravimétricos	12
1- Modelo Gravimétrico Directo	12
2- Modelo Gravimétrico Inverso	13

12.3. MÉTODO MAGNÉTICO	16
12.3.1. Introducción	16
12.3.2. Descripción del Campo Magnético	16
15.3.2.1. Elementos del Campo Magnético	16
12.3.3. Propiedades Magnéticas de las Rocas	17
12.3.4. Mediciones de Anomalías Magnéticas	18
12.3.5. Trabajo de Campo	19
12.3.5.1. Correcciones	19
A) Correcciones por Variaciones Diurnas	19
B) Corrección por Temperatura	19
C) Correcciones Topográficas	19
12.3.6. Interpretación de Anomalías Magnéticas	19
12.4. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	21
12.4.1. Introducción	21
12.4.2. Base Teórica de la Magnetotelúrica	21
12.4.3. Operación en el Campo	22
12.4.4. Procesamiento de Datos y Correcciones	23
12.4.5. Inversión Magnetotelúrica e Interpretación	26
12.5. BIBLIOGRAFÍA RECOMENDADA	28

UNIDAD 12: MÉTODOS POTENCIALES

12.1. EXPLORACIÓN GEOFÍSICA

Los diferentes métodos de prospección geofísica estudian, en profundidad, alguna determinada propiedad físico-química de las capas del subsuelo ó alguna característica relacionada con dichas propiedades. Es decir, la esencia de la prospección geofísica consistirá en determinar las variaciones de dicha propiedad sobre la zona a explorar.

Existen varios métodos de prospección geofísica para caracterizar un subsuelo, dependiendo que se quiere caracterizar y cual es la profundidad de investigación necesaria, será el método geofísico a utilizar. En exploración petrolera, luego de una geología de superficie se realiza una primera etapa de prospección geofísica, que consiste en la aplicación de algunos de los métodos geofísicos potenciales, con el fin de obtener el espesor sedimentario, algunas estructuras y ubicar la zona más propicia para la aplicación de la exploración sísmica.

Entre los métodos potenciales usados en la fase inicial de la exploración se encuentran la gravimetría, magnetometría, aerogravimetría y la magnetotélurica. Esta última metodología si bien hace varios años que se utiliza en el exterior, sólo hace unos pocos que está siendo utilizada, por parte de la industria petrolera, en Argentina.

12.2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO

12.2.1. Introducción

La gravimetría es una metodología geofísica basada en el campo natural de la gravedad y estudia la variación de la componente vertical del campo gravimétrico terrestre. Los anticlinales (ó altos estructurales de densidad media mayor que la circundante) harán aumentar localmente la fuerza de gravedad en sus proximidades, mientras que los domos salinos (de baja densidad) disminuirá dicha fuerza. Es decir que las variaciones de la fuerza de gravedad, son debidas a una distribución irregular en profundidad de masas de diferentes densidades, por lo que conociendo aquellas se puede llegar a una interpretación más ó menos probable de la situación de las masas en el subsuelo, dependiendo del conocimiento geológico y de la distribución de densidades en profundidad.

Existen diferentes instrumentales para la aplicación de esta metodología, los que miden derivadas de la gravedad, los que miden la gravedad absoluta y finalmente los que miden la gravedad relativa. Son estos últimos gravímetros los aplicados en la prospección petrolera.

El gravímetro Lacoste –Romberg es el de mayor precisión que se encuentra actualmente en el mercado. Su precisión es mayor a la cifra de 0.01 miligal.

12.2.2. Fundamentos de la Metodología Gravimétrica

La atracción de las masas obedece a la ley de gravitación de Newton:

$F = K \cdot \frac{m_1 \cdot m_2}{r^2}$, la atracción de dos masas m_1 y m_2 , es directamente proporcional a su producto e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre las mismas. Donde K es la constante gravitacional universal.

El problema de la obtención del valor de K, fue tema de investigación de muchos científicos, en el año 1797 la primer medición efectuada fue por Cavendish, utilizando la balanza de torsión que lleva su nombre, Cavendish obtuvo la medida de $K = 67.54 \times 10^{-9} \left[\frac{\text{cm}^3}{\text{gramo} \cdot \text{seg}^2} \right]$.

A partir de esta medición se realizaron otras basadas casi todas en la balanza de Cavendish con algunas ligeras modificaciones. Conocido el valor de K se puede encontrar el valor de la densidad de la Tierra, ya que supuesta ésta esférica:

$g = \frac{K \cdot M \cdot 1}{R^2} = K \cdot \frac{M}{R^2}$, siendo M la masa de la Tierra, R el radio de la Tierra, g la atracción de la gravedad sobre un gramo en su superficie.

El campo potencial gravimétrico terrestre consta de dos partes fundamentales, la primera y principal debida a la atracción producida por la Tierra de acuerdo a la ley de Newton y la segunda debido a la rotación de la Tierra. La Tierra puede ser considerada como una elipsoide de revolución con una cierta

elipticidad (radio ecuatorial menos radio polar, dividido por el ecuatorial). La superficie de tal elipsoide de revolución es una equipotencial. El gradiente del potencial gravitatorio, esto es la fuerza de la gravedad (g) es por definición perpendicular a la superficie en todos los puntos, lo que quiere decir que actúa en la dirección de la vertical.

Las determinaciones absolutas más exactas de la gravedad han sido efectuadas por medio de péndulos reversibles del tipo de Kater. Se han sugerido otros métodos de determinación, pero ninguno, hasta ahora, ha podido superar la precisión de las mediciones efectuadas por estos péndulos reversibles.

En geofísica aplicada el conocimiento de la gravedad absoluta no presenta interés inmediato, sino en su lugar, importan especialmente las mediciones relativas. Estas dan la diferencia Δg entre la gravedad en el punto de observación y en otro tomado como base. A las diferencias observadas se le aplican correcciones adecuadas que veremos más adelante, con el fin de reducirlas a ciertas condiciones normales. Los valores corregidos de Δg , llamados *anomalías* proporcionan información acerca de los cambios de densidad en el interior de la Tierra, así como sobre las superficies que limitan regiones de densidades diferentes. Esta información, sin embargo, está sometida siempre a ciertas ambigüedades fundamentales inherentes a la teoría del potencial newtoniano.

Las anomalías de la gravedad suelen expresarse en miligales ó también en unidades gravimétricas. El miligal es la milésima parte del gal, que es la unidad de aceleración en el sistema CGS ($1\text{gal}=1\text{ cm/s}^2$) y se llama así en honor a Galileo. La unidad gravimétrica (u.g.) equivale a la décima parte de un miligal y es la millonésima parte de la unidad de intensidad de campo gravitatorio que es el Newton/kg ó m/s^2 (sistema MKSA). Puesto que el valor de g dado por la ecuación (1), que veremos mas adelante, varía entre los límites relativamente estrechos de 9.78049 y 9.83221 m/s^2 desde el ecuador a los polos. La unidad gravimétrica es aproximadamente una diezmillonésima de la gravedad normal en cualquier punto de la Tierra.

12.2.3. Trabajo de Campo

Las observaciones gravimétricas se toman generalmente en los vértices de una red cuadrada, la longitud de cuyo lado dependerá del tamaño previsto para los objetivos que se buscan. En la prospección petrolera el lado de cada malla puede ser de 0.5 km ó más.

Las lecturas de todos los gravímetros se desplazan más ó menos con el tiempo, es decir que presenta una cierta deriva. Esta deriva está producida por la fluencia elástica de los muelles. El cambio aparente en la gravedad, en una misma estación, puede ser desde algunas milésimas de u.g. hasta 10 u.g. (un miligal) por hora. Con el objetivo de aplicar la oportuna corrección, las mediciones de un conjunto de estaciones se repiten con intervalos de 1 a 2 horas y las diferencias se representan gráficamente en función del tiempo transcurrido entre las dos lecturas en cada estación. De esta manera se traza una curva de deriva de la cual se deducen las correcciones por deriva pertinentes.

12.2.4. Variaciones de la Gravedad sobre la Superficie Terrestre.

La diferencia entre las gravedades en dos estaciones se debe en parte a factores diferentes de atracción de masas anómalas desconocidas. A continuación veremos los diferentes factores y su correspondiente corrección:

12.2.4.1. Con la Latitud

Debido a que la Tierra no es esférica, la aceleración de la gravedad (g) varía de un punto a otro de la superficie terrestre. En efecto, como la Tierra está achatada en los polos, la distancia a su centro es máxima en el Ecuador (por lo tanto la gravedad es mínima) y al ser el radio de la Tierra mínimo en los Polos, entonces su valor de la gravedad es máximo. A esta variación se le suma el efecto de la fuerza centrífuga (en realidad axífuga) que es máxima en el Ecuador y nula en los Polos y siempre opuesta a la fuerza de la gravedad. Como consecuencia de ambos efectos la aceleración de la gravedad varía, aproximadamente, de 978 cm/s^2 en el Ecuador a 983 cm/s^2 en los Polos.

La aceleración de la gravedad por lo tanto es función de la latitud. Desde hace muchos años diferentes científicos han propuesto una serie de fórmulas para el cálculo de la *gravedad teórica ó normal* sobre la superficie terrestre, primero considerando la Tierra como un elipsoide de revolución y finalmente como un esferoide.

Esferoide normal: Supone la Tierra pastosa formada por capas homogéneas concéntricas y sometida a las fuerzas de gravedad que tienden a hacerla esférica y a la fuerza centrífuga que tienden a aplastarla, la fórmula que corresponde a esta masa ideal se llama esferoide normal, ésta es ligeramente diferente a la

de elipsoide de revolución. La fórmula, entonces, adoptada por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica en 1930 es:

$$g_0 = 978.049 (1 + 0.0052884 \cdot \text{sen}^2\phi - 0.0000059 \cdot \text{sen}^2 2\phi) \text{ cm/s}^2$$

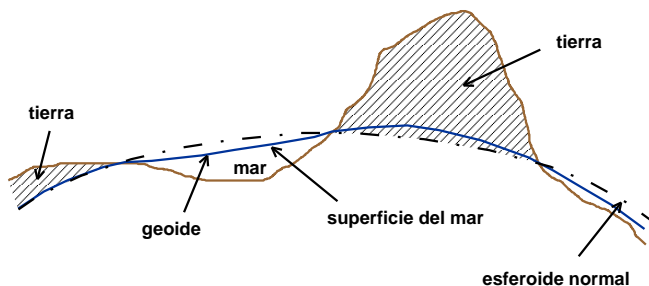
Donde g_0 es la gravedad a la latitud ϕ y al nivel del mar. El factor 978.049 es el valor de la gravedad en el Ecuador ($\phi=0$). Con esta fórmula se calcula el valor teórico ó normal de la gravedad g_0 en cualquier latitud. En el año 1967 se propuso el siguiente ajuste (Moritz,1968):

$$g_0 = 978.031 \cdot (1 + 0.0053024 \cdot \text{sen}^2\phi - 0.0000058 \cdot \text{sen}^2 2\phi) \text{ cm/s}^2$$

Posteriormente en 1984, el Sistema Geodésico Mundial propuso la siguiente expresión que incluye el efecto de la atmósfera:

$$g_0 = 978032.67714 \cdot \frac{1 + 0.0019318513639 \cdot \text{sen}^2\phi}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \cdot \text{sen}^2\phi}} \text{ mgal} \quad (1)$$

El Geoide: se llama geoide a la superficie de equilibrio de los mares de la Tierra, si estos pudieran extenderse por los continentes a través de canales imaginarios por debajo del nivel del mar. Es la *superficie equipotencial* correspondiente al nivel de los mares. Difiere del esferoide en que los continentes y los fondos marinos están irregularmente distribuidos sobre la Tierra, como las discontinuidades de densidad de la Tierra.



Si tomamos una plomada, veremos como al acercarnos a los continentes, la misma tiende a desviarse hacia las regiones de exceso de masa, es decir hacia el continente y a alejarse de los defectos de masa (como los océanos), la consecuencia es que el geoide está por encima del esferoide en los continentes y por debajo del mismo en los océanos.

Las desviaciones de la plomada son muy pequeñas y la separación del esferoide del geoide del orden de decenas de metros, por ello el esferoide prácticamente coincide con el geoide y de allí que se usa la ecuación

(1) encontrada anteriormente para calcular la gravedad teórica en función de la latitud.

12.2.4.2. Con la Altitud

Hasta ahora sólo hemos calculado la gravedad normal al nivel cero, que es la del nivel del mar. Debido a que las observaciones las hacemos a nivel de superficie terrestre a una altura h sobre dicho nivel, ahora veremos la variación de la gravedad con la altitud. Estas variaciones darán lugar a tres correcciones que veremos a continuación:

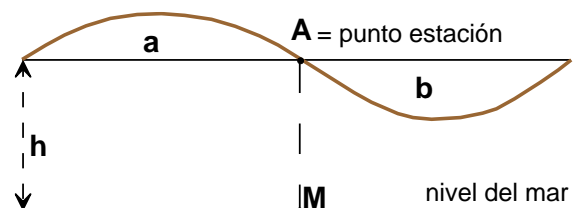
1-Corrección de Aire Libre: esta corrección es la debida simplemente a la altura h , sobre el nivel del mar (considerando este el nivel de referencia), de la estación de medición.

Habíamos visto que $g = \frac{K \cdot M \cdot 1}{R^2} = K \cdot \frac{M}{R^2}$, entonces

$$\frac{\partial g}{\partial r} = -2 \cdot K \cdot \frac{M}{R^3} = -\frac{2 \cdot g}{R} = -0.3086 \text{ mgal por metro}$$

Reemplazando los valores promedios para g y R , esta corrección es entonces

$$C_{AL} = -0.3086 \cdot h$$



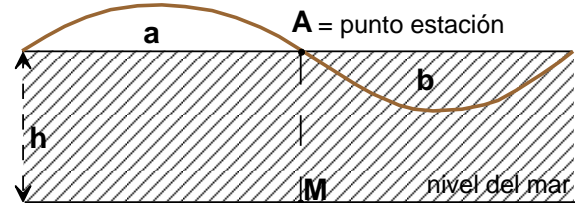
Como las reducciones las hacemos para calcular el valor que tendría g sobre al nivel del mar M (tomando este como nivel de referencia), habrá que sumar 0.3086 h a la gravedad observada en A. Si las mediciones se realizan por debajo del nivel de referencia, por el contrario habrá que restarlo al valor observado.

2-Corrección de Bouguer: esta corrección es la que tiene en cuenta el espesor h de los sedimentos bajo A, supuesta h constante. Se calcula hallando el efecto de gravedad del terreno comprendido entre la estación de medición (A) y su proyección sobre el nivel del mar (M).

Podemos ver que la gravedad en A es menor que en M en una cantidad $2g h/R$ (corrección de Aire Libre), será mayor en una cantidad $\Delta g = 2\pi K\delta h$, que será la atracción adicional ejercida sobre una unidad masa por el bloque de material rocoso de densidad δ , entre los niveles A y M. La corrección será:

$$C_B = 2\pi K\delta h = 0.04191 \cdot \delta \cdot h$$

$$C_B = 0.04191 \cdot \delta \cdot h$$

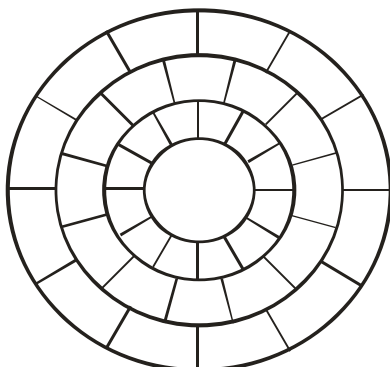
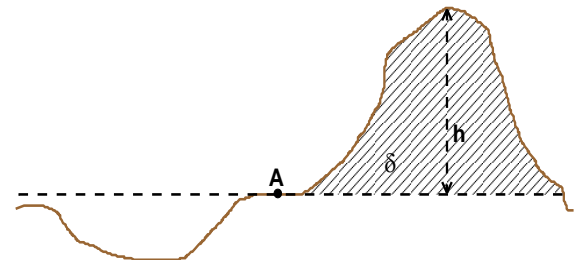


NOTA: teniendo en cuenta la densidad media de la corteza terrestre como de 2.67 gr/cm^3 esta será de $C_B = 0.1119 \text{ mgal}$ por metro ó $C_B = 0.1119 \cdot h \text{ mgal}$

Esta corrección debe restarse del valor observado si la estación está a mas altura que el nivel de referencia y sumarse si está por debajo

3-Corrección Topográfica: En el punto A, tal como lo muestra la figura, el accidente topográfico (montaña, colina pendiente, etc.) a la derecha, ejercerá una atracción directamente proporcional a su densidad. La componente vertical ($T\delta$) de esta atracción estará dirigida hacia arriba y reducirá la gravedad en A. Un término de este valor debe añadirse al de la gravedad observada en A.

Mientras que el valle a la izquierda, por ejemplo, es una masa negativa y la componente vertical de su atracción estará dirigida hacia arriba, llevando otra vez una corrección topográfica aditiva.



La corrección topográfica se calcula dividiendo el área que rodea a cada estación de medición en compartimentos limitados por círculos concéntricos y sus radios trazados a intervalos angulares (θ). La altitud media (z) en cada compartimento se determina en un mapa topográfico, sin cuidar del signo, esto es; tratando tanto una colina como un valle como diferencias positivas de elevación, respecto del nivel de la estación. La corrección debida a la atracción del material contenido en cada compartimento es:

$$C_T = T\delta = K \cdot \delta \cdot \theta \cdot \left[r_2 - r_1 + \sqrt{r_1^2 + z^2} - \sqrt{r_2^2 + z^2} \right]$$

donde r_1 y r_2 son los radios de los círculos interior y exterior que limitan al compartimento. Existen tablas calculadas por Lukavchenko y publicadas por Haalck y por Hammer para la expresión entre corchetes de la expresión de la corrección.

12.2.4.3. Con el Tiempo

Debido a que las mediciones se realizan durante un periodo de tiempo, es decir no son simultáneas en todas las estaciones de un mismo estudio, se nos presentan dos efectos temporales:

1-Efecto de Mareas: Las atracciones del Sol y la Luna pueden cambiar cíclicamente el valor de la gravedad en una estación con amplitud que pueden llegar a ser, durante el transcurso de un día, como máximo de 0.3 mgal, pero su variación máxima es solamente de 0.05 mgal/hora. La corrección no es sencilla por lo que se debe recurrir a tablas que se publican regular y anticipadamente para cada año. Esta está incluida en parte en la corrección por deriva del gravímetro.

Generalmente en prospección esta corrección es poco importante y sólo es suficiente su eliminación parcialmente de su efecto, en la corrección por deriva.

2-Deriva Instrumental: El gravímetro, como todo instrumental de precisión, da lugar a lo que se llama *deriva instrumental* (ó variación con el tiempo de la lectura en una misma estación), esta deriva está producida principalmente por la fatiga del sistema de muelles, ó por las variaciones de temperaturas, aunque también lo afectan razones incontroladas y otras calculables como es el efecto lunisolar ó de las mareas.

12.2.5. Anomalías Gravimétricas.

La reducción de la gravedad a una superficie de referencia consiste en realizar las correcciones mencionadas anteriormente. Esta gravedad reducida debemos compararla con la gravedad teórica, para deducir así las anomalías gravimétricas.

Una anomalía de gravedad se define como la variación de los valores medidos de la gravedad con respecto a la gravedad normal, después de haber aplicado las correcciones necesarias.

La superficie de referencia que suele usarse es el geode, definida como la superficie equipotencial determinada por las aguas medias de los mares en equilibrio, prolongada por debajo de los continentes. Resulta cómodo tomar, como primera aproximación, geode y elipsoide coincidentes. No obstante, esta simplificación se traduce en imprecisiones no despreciables en trabajos geodésicos, pero para fines prospectivos, tales errores carecen en general de importancia.

Supongamos ahora haber determinado la gravedad sobre la superficie topográfica en la estación E (punto azul en el gráfico), A este valor lo designaremos como g_{obs} , en E', punto intersección entre el elipsoide y la vertical que pasa por E, de latitud ϕ_0 , tendremos un valor de g_0 deducido de acuerdo a la expresión teórica (1). No podemos comparar este valor teórico con el obtenido de la observación, dado que están en diferentes altitudes. Para hacer posible la comparación, comúnmente se transporta el valor observado a la superficie de referencia.

Comparando ahora ambos valores obtenidos por los dos caminos (observacional reducido y teórico, fórmula 1984 por ejemplo), las discrepancias serán las anomalías gravimétricas.

$$\text{Anomalías Gravimétricas} = g_{obs.reducido} - g_0$$

12.2.5.1. Anomalía de Aire Libre:

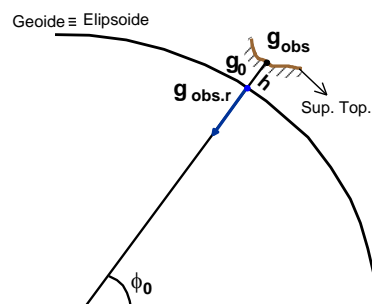
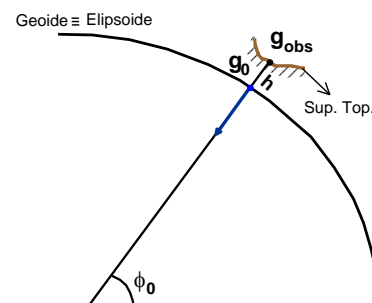
Si a la gravedad observada, la corregimos sólo por aire libre y la comparamos con la teórica obtendremos la *Anomalía de Aire Libre*:

$$A_{AL} = \Delta g_{AL} = g_{obs.reduc.aire libre} - g_0 = g_{obs.} + \text{Corr. Altura} - g_0$$

12.2.5.2. Anomalía de Bouguer:

Si a la gravedad observada, la corregimos por aire libre, Bouguer y Topografía y la comparamos con la teórica obtendremos la *Anomalía de Bouguer*:

$$A_B = \Delta g_B = g_{obs.reduc.aire libre, Bouguer, top.} - g_0 = A_{AL} - \text{Corr. Por masas topográficas}$$



12.2.6. Isostasia y Anomalías Isostáticas.

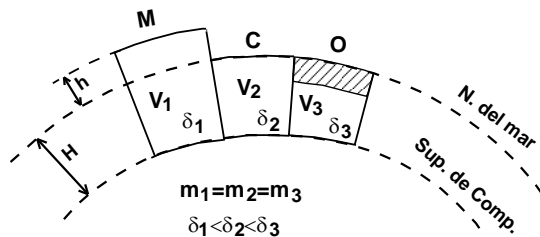
Luego de ser calculadas las anomalías de Bouguer en numerosas estaciones del planeta, que en general difieren de cero, salvo en regiones costeras. En áreas continentales son generalmente negativas y en cuencas oceánicas positivas. Estos resultados indicaron claramente una deficiencia de densidad en zonas sobreelevadas respecto al nivel medio del mar, un exceso de densidad debajo de los fondos oceánicos y una densidad sensiblemente igual a la esperada en regiones cercanas al mar. Por lo tanto, la corteza se comporta como rígida.

Este fenómeno no se explicó claramente hasta que, casi simultáneamente, en 1855, *Airy* y *Pratt* expusieron sus teorías sobre la isostasia explicando este singular comportamiento y justifican la desigual distribución de densidades.

La *Isostasia* es el estado que tomaría la Tierra, ante un ajuste que la llevara a un equilibrio gravitatorio.

12.2.6.1. Teoría de Pratt

Esta considera que a una cierta profundidad fija H (profundidad de compensación) existe una losa por encima de la cual las masas serían iguales en todas sus partes, es decir que la presión en cualquier punto de esta superficie de compensación es la misma.

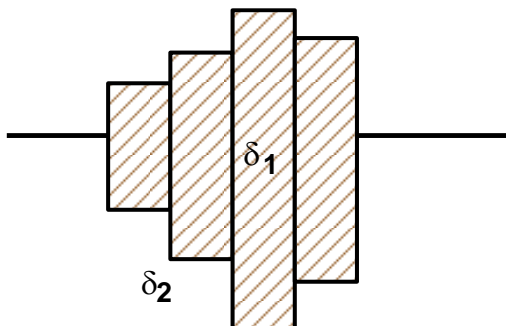


Imaginariamente, podemos suponer hipotéticamente que las montañas han sido formadas por una dilatación vertical de los materiales subyacentes de la corteza y que las masas oceánicas, por contracción vertical. Estas contracciones y dilataciones no modificarían en nada la masa total que se encuentra situada por encima de la superficie de la losa, es decir que podemos imaginar a la corteza dividida en bloques elementales homogéneos, de densidades que son sólo función de la altitud.

La compensación comenzaría en la superficie de la Tierra, bajo los océanos en el fondo del mar y terminaría a una profundidad H del orden de 100 km, por debajo del geoide (fondo listosférico)

12.2.6.2. Teoría de Airy

Consiste esencialmente en suponer que cada trozo de corteza está en equilibrio hidrostático. Cuando más alta es la montaña, más profundamente se hunde en el SIMA. Por esto, a esta teoría se la llamó *raíces de las montañas*.



Todo pasa como si cada prisma vertical elemental que se pudiera cortar en la corteza terrestre, flotara en un material viscoso que le permite realizar lentos movimientos verticales.

La diferencia entre ambas teorías vistas anteriormente, está dada porque mientras en la de Pratt, la densidad litosférica varía con la altitud en tanto permanece constante la profundidad de compensación, en la teoría de Airy, la densidad se mantiene constante, variando en cambio la profundidad.

Actualmente estas teorías (Airy y Pratt) subsisten con algunas modificaciones (teoría Airy-Heiskanen, teoría Heiskanen, etc.). A través de numerosos estudios isostáticos, se ha comprobado la aplicabilidad de ambas teorías, en ciertas regiones parece predominar alguna de ellas, aunque en muchas parecería ser aplicable ambas de manera combinadas.

12.2.6.3. Correcciones y Anomalías Isostáticas

Para realizar una *corrección isostática*, tendremos primero que seleccionar alguna de las teorías de Isostasia. Por ejemplo, si elegimos la teoría de Pratt tendremos que calcular el déficit ó exceso de densidad en los bloques sbreelevados ó sumergidos, respecto al nivel medio del mar, eligiendo una profundidad de compensación que se mantendrá constante. Si en cambio seleccionamos la teoría de Airy, debemos calcular las raíces y antiraíces, suponiendo una profundidad normal de la corteza (de 30 a 40 km).

Generalmente estas correcciones isostáticas serán positivas en áreas continentales y negativas en regiones oceánicas.

Si a los valores de gravedad observados los afectamos, además de las reducciones por Aire Libre (AL), Bouguer (B) y topográfica (T), de las correcciones isostáticas (I) y las comparamos con el valor teórico de la gravedad, tendremos la llamada *Anomalía Isostática*:

$$A_I = \Delta g_{\text{Isos.}} = g_{\text{obs.reduc.AL,B,T,I}} - g_0 = A_B + \text{Corr. Por masas de compensación}$$

NOTA: Las anomalías, de Aire Libre, Bouguer e Isostasia, nos permiten analizar el comportamiento de la corteza (ó parte de ella) y su relación con el manto superior. Dado que las anomalías de Aire Libre, están incorporadas en las anomalías de Bouguer, cualquier cambio regional en las anomalías de Aire Libre, se trasladará también a las de Bouguer

12.2.7. Interpretación

Los valores de gravedad medidos en el terreno y luego corregidos, usualmente se sitúan en un mapa y se unen mediante isolineas (curvas de igual valor), obteniéndose así una representación de las anomalías de gravedad. Esto sólo proporcionará información útil sobre la geología interna del terreno cuando sea analizada mediante técnicas interpretativas adecuadas.

Los mapas de gravedad tienen tal semejanza con los estructurales que podemos caer en la confusión de identificar contornos de gravedad como indicativos de estructuras. Al evaluar estos mapas es importante tener en cuenta que dichos contornos describen un potencial y no una estructura en subsuelo.

Es importante que recordemos dos características de los campos potenciales, en general y del campo gravitacional en particular:

- El campo observado en cualquier punto representa la suma de las atracciones gravitacionales de todas las fuentes en subsuelo detectables por el instrumento empleado.
- Un infinito número de configuraciones de distintas fuentes en subsuelo pueden proporcionar idénticos resultados de gravedad en superficie.

Nos ocuparemos ahora de analizar algunas técnicas interpretativas que nos ayuden a resolver el primer punto y finalmente veremos la obtención de modelos gravimétricos, como resultado final de la exploración gravimétrica.

Como se dijo, los mapas de gravedad muestran la superposición de varios efectos: los rasgos estructurales profundos causan variaciones de gravedad en superficie de gran amplitud, de carácter regional, con un gradiente horizontal que puede permanecer constante o variar en dirección y magnitud, pero siempre con cambios suaves y graduales. Este efecto regional suele enmascarar los efectos gravitatorios debido a estructuras geológicas pequeñas ó someras, de reducida extensión superficial, con carácter local y gradientes horizontales más abruptos. Por esto podríamos expresar las anomalías de gravedad observadas a través de la simple ecuación:

$$\text{Anomalía Observada} = \text{Anomalía Regional} + \text{Anomalía Local}$$

El primer paso en la interpretación es separar los efectos. Para ello usualmente se determina la Anomalía Regional y la Anomalía Local ó más comúnmente llamada Anomalía Residual, se obtiene por diferencia:

$$\text{Anomalía Residual} = \text{Anomalía Regional} - \text{Anomalía Observada}$$

12.2.7.1. Métodos de Separación de Anomalías

Existen dos formas de realizar la separación de anomalías: los métodos gráficos y los métodos analíticos. Los métodos gráficos consisten básicamente, en determinar a mano alzada la curva de anomalía regional como consecuencia de la suavización de las anomalías observadas. Los métodos analíticos utilizan distintas técnicas matemáticas para resolver el problema.

Estos tienen como ventaja la posibilidad de utilizar toda la información geológica de que se disponga, lo que tiene especial importancia cuando se hace una exploración en un área más pequeña que la de las características estructurales importantes, que rigen las tendencias regionales. Al mismo tiempo podemos decir que como desventaja, que para obtener buenos resultados es preciso contar con personal experimentado, de amplio criterio y preferentemente con conocimientos geológicos de la zona a estudiar.

Empleando métodos analíticos, las operaciones numéricas de rutina con los datos observados permiten separar las anomalías sin tener que apelar a grandes cavilaciones. No obstante, las técnicas analíticas son con frecuencia, demasiado mecánicas y pueden no tener, adecuadamente, en cuenta factores geológicos conocidos que podrían influir en la interpretación.

Métodos Gráficos

En estos métodos gráficos el efecto regional debe ser estimado dibujando perfiles o isoanomalías, a partir de la gravedad observada. Suponiendo el mapa de gravedad regional así determinado con el mapa de gravedad observada y obteniendo las diferencias entre ambos se obtendrá el mapa de gravedad residual.

Donde los contornos a cierta distancia de la anomalía local se tornan regulares es posible obtener la tendencia regional dibujando líneas que conecten los contornos no influidos fuera de área de la anomalía, como se ilustra en la figura 1. En los puntos en que las curvas suavizadas interceptan a las curvas de gravedad observada, se calculan las diferencias y se unen luego los puntos con igual valor de diferencia, obteniendo así el mapa de anomalías residuales. En la figura se aprecia como la eliminación del efecto regional convierte un mínimo de gravedad elongado en una depresión cerrada.

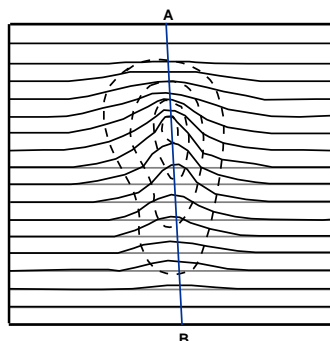
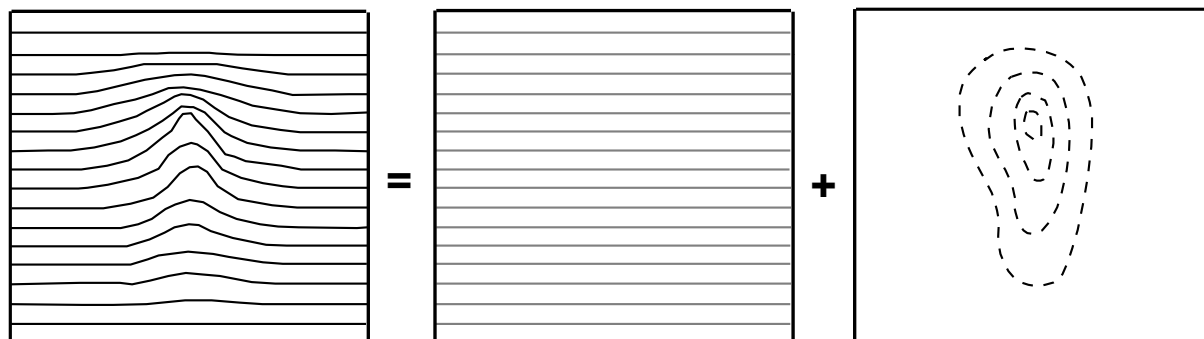


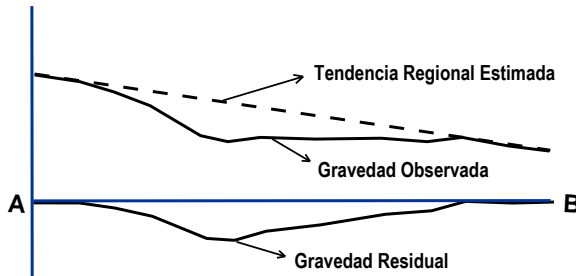
Figura 1: Determinación de la gravedad residual restando, de los contornos de gravedad observada, las curvas representativas de la tendencia regional.

Figura 2: Esquema de la gravedad observada y corregida representada como la suma de los efectos regional y local. a) Anomalía Observada, b) Anomalía Regional y c) anomalía Local.



Los mapas de anomalías observadas, generalmente no presentan la simplicidad del ejemplo, por ello los mejores resultados se obtienen cuando la suavización se realiza sobre los perfiles y no sobre el mapa de contornos. Si se traza una sección transversal que atraviese el centro de la anomalía del mapa

de la figura 1, la tendencia regional puede representarse con una recta que conecte los extremos del perfil a ambos lados de la formación anómala. El perfil residual se obtiene simplemente sustrayendo de la gravedad observada, el valor de la regional estimado en varios puntos del perfil.



A menudo se dibujan una serie de perfiles sobre el mapa de contornos a manera de red. Estas líneas pueden ser perfiles a lo largo de los cuales se realizaron las observaciones o pueden ser elegidos arbitrariamente. La regional se estima para cada perfil, pero existe un control adicional por el hecho de que los valores en cada par de perfiles interceptados deben ser ajustados para que resulten los mismos en los puntos de intersección.

Métodos Analíticos

Existen numerosos métodos analíticos para realizar la separación de anomalías, el método más apropiado para ser aplicado dependerá de la naturaleza del problema a resolver. A continuación veremos muy sucintamente los tres más usados a modo de ejemplos, es decir que sólo veremos en que consiste cada uno y que resultados brinda.

Método de Promediación: Consiste en determinar la anomalía regional como promedio de las anomalías observadas en un entorno determinado.

1-Cálculo directo de la anomalía residual (método de Griffin)

Esta es una técnica que involucra la promediación de los valores de gravedad observada a lo largo de la periferia de un círculo ó un poliedro regular centrado en el punto el cual se calcula la anomalía residual. El valor promedio a lo largo del círculo es simplemente la media aritmética de un número finito de puntos equiespaciados a lo largo de la circunferencia. El valor residual será el valor observado en el centro menos este promedio:

$$\text{Anomalía Residual} = \text{Anomalía Observada} - \sum_{i=1}^n \frac{g_i}{n}$$

El principal problema es la elección del radio. Este debe ser suficientemente grande para asegurar que el círculo caerá enteramente fuera de la anomalía local, pero no tan grande que incluya irregularidades de otras fuentes.

El significado de la residual se comprende mejor si observamos los resultados de esta metodología en un perfil, como lo muestra la figura 3b.

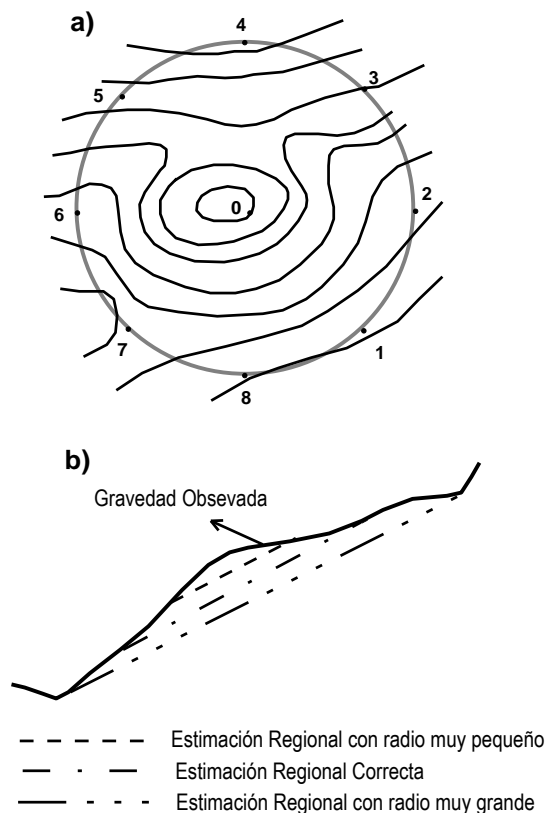


Figura 3: a) Cálculo directo de la residual a partir del mapa de gravedades observadas, b) Resultados del cálculo directo visto en un perfil.

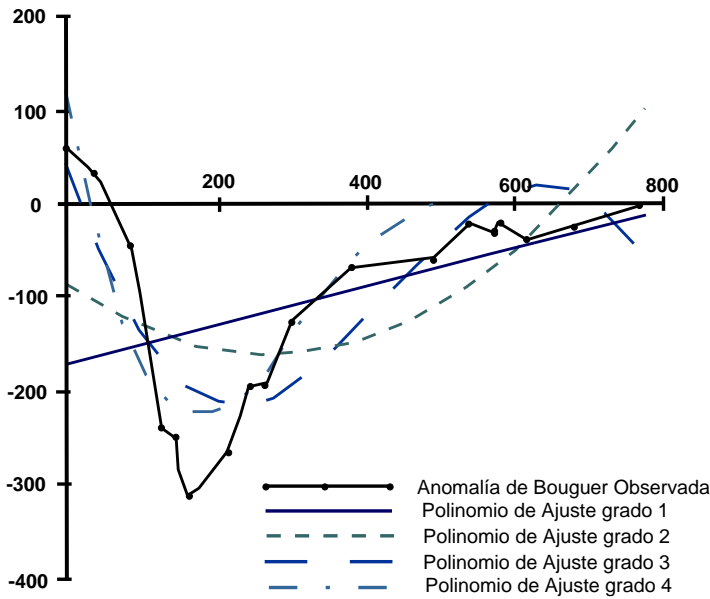
2-Polinomios de Tendencias

Una de las técnicas analíticas más flexibles para la determinación de la anomalía regional, es el ajuste polinómico.

Cualquier polinomio $p(x)$ puede ser expresado en su forma general como:

$$p(x) = a_n x^n + a_{n-1} x^{n-1} + \dots + a_1 x + a_0 \quad \text{ó bien como:} \quad p(x) = \sum_{i=0}^n a_i x^i$$

teniendo en cuenta que entre los coeficientes de $p(x)$ pueden haber algunos, ó todos, nulos y que los exponentes de x son enteros no negativos.



El polinomio más simple es aquel de grado uno, que representará una recta y a medida que aumenta el grado del mismo, se incrementará la complejidad de las curvas resultantes.

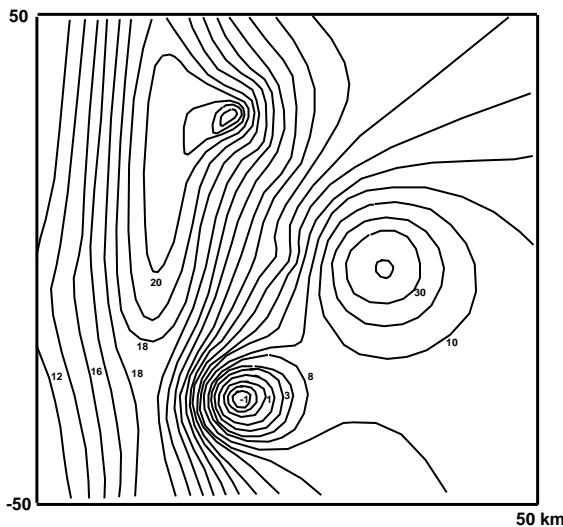
Si consideramos un perfil de anomalías de gravedades observadas, la aplicación de esta consiste en determinar el polinomio de grado tal, que su representación gráfica conforme una adecuada anomalía regional. Las anomalías residuales se obtendrán de la diferencias entre las anomalías gravedades observadas y las anomalías regionales así calculadas.

La solución óptima será aquella que resulte de aplicar el criterio de Legendre de los cuadrados mínimos que dice, que el conjunto de valores aceptables para adoptar como solución es

el que hace mínima la suma de los cuadrados de las diferencias entre la curva y su ajuste.

Si ahora trabajamos sobre un mapa de anomalías de gravedades observadas debemos tener en cuenta un ajuste polinómico bidimensional, es decir polinomios de dos variables, a saber:

$$p(x,y) = \sum_{i=0}^n \sum_{j=0}^{n-i} a_{ij} x^i y^j$$



El polinomio de primer orden corresponderá a un plano, a medida que se incrementa el orden aumentará la complejidad de las superficies resultantes. En la figura 4 se muestra un plano de isoanómalas de Bouguer que se obtuvo de una simulación (Pacino, 1983) superponiendo efectos de pequeñas estructuras finitas y someras sobre un fondo regional determinado por dos estructuras bidimensionales. En las figuras 5 a y b se observan los mapas de anomalías regionales y residuales obtenidos a partir de la tendencia de orden 4.

Figura 4: Anomalías de gravedades observadas simuladas. en un perfil.

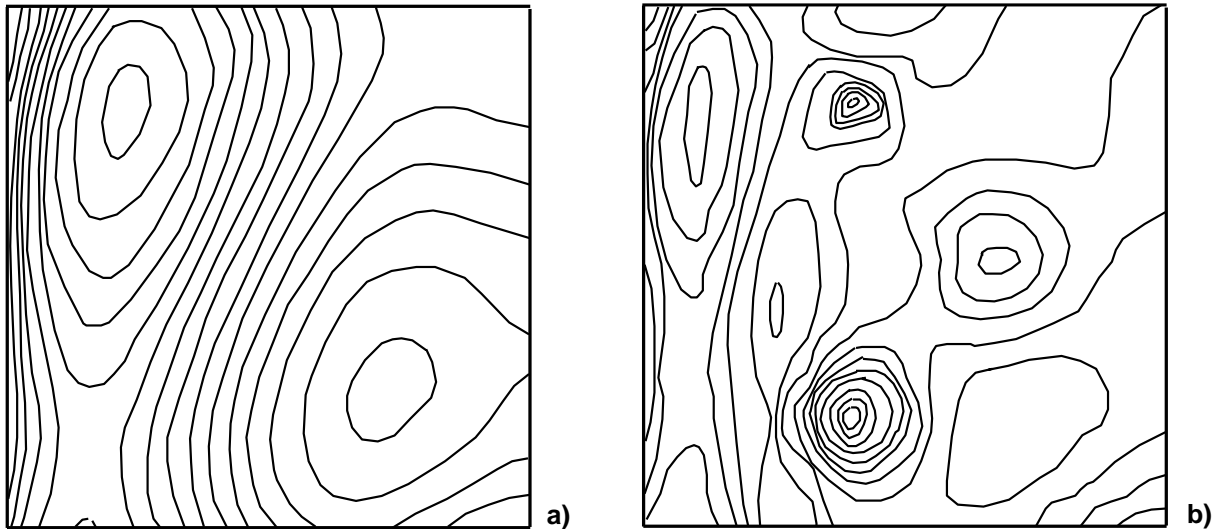


Figura 5: a) Anomalías Regionales y b) Anomalías Residuales, aplicando el ajuste polinómico de orden 4.

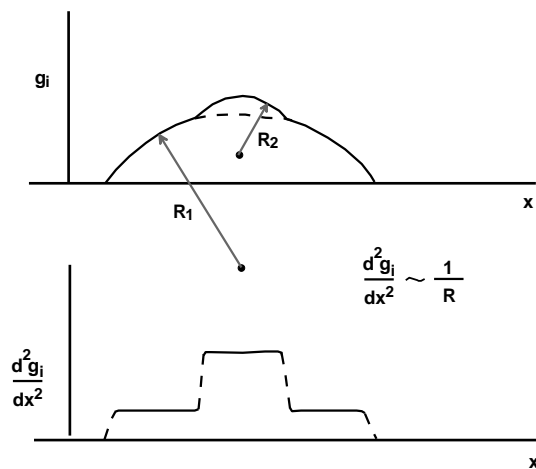
Debemos tener en cuenta que dado que la técnica de ajuste por polinomios ó superficies de tendencia es un proceso de mínimos cuadrados, la superficie de ajuste regional tendrá diferencias positivas y negativas con los datos de anomalías observadas y los mapas de anomalías residuales estarán, por lo tanto entre áreas positivas y negativas. Por esta razón no es aconsejable utilizar las anomalías regionales o residuales obtenidas con esta técnica en interpretación geológica cuantitativa. Sin embargo, es muy efectivo utilizar esta operación para la localización y determinación, aproximada, de la magnitud de anomalías.

Método de las Segundas Derivadas

Cuando aquí hablamos de segunda derivada, nos referimos a la segunda derivada de la componente vertical de la gravedad. La importancia de la segunda derivada para la interpretación de la gravedad resulta del hecho que la doble diferenciación, con respecto a la profundidad, tiende a enfatizar las anomalías debidas a estructuras geológicas más pequeñas y al contrario con las estructuras más grandes.

Una de las condiciones para la aplicación de esta metodología, es que requiere un muy pequeño espaciamiento entre los puntos de medición de gravedad una muy elevada precisión, ya que las mínimas irregularidades del terreno influirán notablemente en los resultados. Su principal función consiste en indicar

la presencia de anomalías bajo circunstancias difíciles, aunque los resultados que se obtienen también son difíciles de interpretar.



La segunda derivada de un campo de gravedad puede verse como una medida de la curvatura del campo. Consideremos un perfil, como en la figura, donde la curvatura de la línea es mayor (radio menor), la segunda derivada tiene sus máximos y donde no hay curvatura (radio infinito), la segunda derivada es nula.

Si una formación geológica de extensión lateral limitada, tiene una anomalía gravimétrica cuya curvatura es mayor que la del campo regional sobre el cual está superpuesta, como el ejemplo de la figura, la segunda derivada será mayor sobre la formación localizada, que sobre la parte del área donde la variación de la gravedad

sigue la tendencia regional. Si graficamos la segunda derivada, la anomalía gravimétrica debido a formaciones locales resaltarán más sobre el campo gravitatorio general.

En el caso de aplicar la segunda derivada sobre un mapa de anomalías, debemos seleccionar varios anillos de distintos radios y asignarle un peso ó medida a la confiabilidad de los datos. La elección de los factores de peso depende de la preferencia del intérprete y de la naturaleza de los datos. Por ejemplo en un área donde existen gran número de anomalías individuales muy próxima entre sí, se requerirá un factor de peso menor para los anillos de mayor radio que en caso en que las fuentes de anomalías locales estén separadas.

Prolongación Ascendente y Descendente de Campos Potenciales

Esta metodología de separación de anomalías, esencialmente, consiste en que con el aumento de la distancia de las fuentes de las anomalías, éstas disminuyen de distintas maneras, según la profundidad y dimensiones de la fuente origen: las anomalías de los objetos pequeños y que yacen a poca profundidad decrecen con mayor rapidez que las anomalías de los objetos grandes y que yacen a mayor profundidad.

Para incrementar ó disminuir la posición, sobre la vertical, de la anomalías observadas debemos realizar una prolongación del campo potencial gravitatorio, ya sea ascendente o descendente, sobre la vertical. Es decir que situamos un plano de referencia a mayor o menor profundidad. La prolongación de campos potenciales puede llevarse a cabo, tanto en el dominio espacial, como en el frecuencial.

12.2.7.2. Modelos Gravimétricos

Una vez interpretadas las anomalías observadas, regionales, residuales y teniendo en cuenta que es lo que queremos saber, es decir tener bien definido el objetivo de lo que queremos investigar, se procede entonces a la obtención de modelos 1D, 2D ó 3D de la zona explorada.

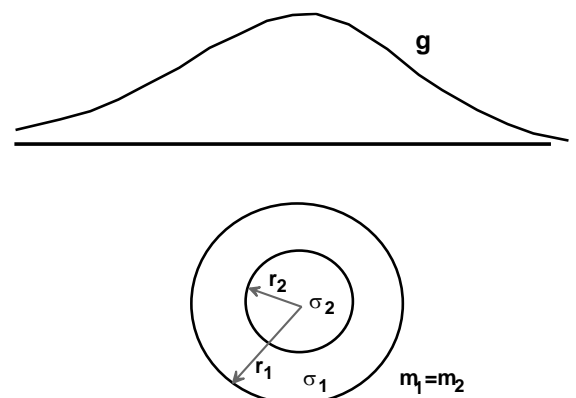
Como todo método geofísico, en particular los basados en campos potenciales, presentan incertidumbre en el momento de la obtención de un modelo que responda a los datos observados en superficie. Como se dijo anteriormente, existen infinitos modelos geológicos que pueden dar los mismos resultados geofísicos.

Para disminuir esta incertidumbre, no podemos sólo basarnos en software, ya sea de separación de anomalías o de modelado, el intérprete debe tener conocimientos de geología e información de la geología superficial de la zona, a fin de acotar las operaciones matemáticas en juego, en esta etapa de interpretación. La modelación no sólo debe ser iterativa, sino también interactiva.

En primer lugar recordemos que representa un modelado directo y que un modelado inverso. El modelo geofísico directo consiste plantear un modelo geológico y obtener como resultado sus propiedades físicas, es decir que observaciones deberíamos esperar, por ejemplo en gravimetría sería obtener la gravedad en superficie. Mientras que un modelo geofísico inverso consiste en, teniendo como dato las observaciones en superficie de alguna de las propiedades físicas del subsuelo, el resultado es encontrar el modelo geológico que responda a estas propiedades, en el caso de la gravimetría sería conociendo los valores de anomalías de gravedad, encontrar el modelo que responda a dichas observaciones.

1-Modelo Gravimétrico Directo

El modelado gravimétrico directo consiste en calcular la atracción gravitatoria que originan cuerpos de forma y densidad conocidas en puntos exteriores o situados en la superficie de los mismos. Habitualmente se calcula la componente vertical de la atracción, pues esta es la dirección en que se miden las anomalías. En relevamientos de pequeña extensión, la vertical se considera constante, normal al plano horizontal donde se proyectan las observaciones. En áreas extensas, la vertical se desvía siguiendo la curvatura terrestre. La densidad que se utiliza en los cálculos, ya sea constante ó no, es la densidad de contraste o diferencia entre la densidad propia del cuerpo y la del medio que lo rodea. Si el cuerpo tuviera la misma densidad que el exterior, su efecto gravimétrico sería cero.



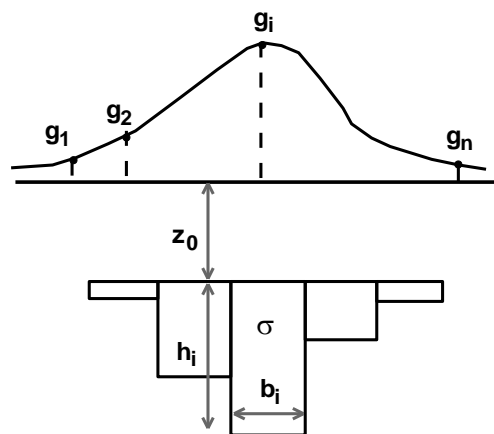
Hay casos en que la forma y densidad de un cuerpo pueden ser conocidas razonablemente bien a priori, por ejemplo, estructuras observables, montañas, lagos, yacimientos donde existe una perforación, etc. En tales casos su efecto gravimétrico puede calcularse directamente y descontarlo de las anomalías observadas para separarlo del efecto que originan otras estructuras.

Sin embargo, la mayor parte de los problemas que presenta la geofísica de exploración son del tipo inverso, es decir: se conocen los efectos y se trata de inferir, a partir de ellos las características de los cuerpos que los causan. Lo que se hace entonces es plantearse modelos cuyos efectos se calculan y se comparan con las observaciones realizadas, se tienen en cuenta los errores y se vuelve a plantear un nuevo modelo modificado, teniendo en cuenta los errores y se calculan nuevamente los efectos y se comparan con las observaciones, hasta obtener un grado de error aceptable. Claro que para plantear el modelo inicial debemos tener experiencia y conocimientos geológicos de la zona y/o información de otros resultados geofísicos. Mientras más información incorporemos mas confiable será el modelo final resultante.

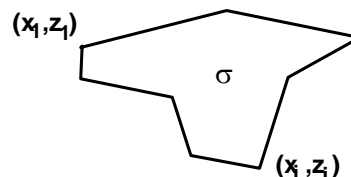
2-Modelo Gravimétrico Inverso

A partir de las anomalías de gravedad, se trata de determinar, ó al menos inferir, algunas características de las estructuras que la causan. Al igual que en la mayoría de los problemas inversos que se presentan en geofísica, la sola observación de gravedad no permite por sí misma determinar en forma unívoca al cuerpo causante. Se dice que el problema gravimétrico es ambiguo.

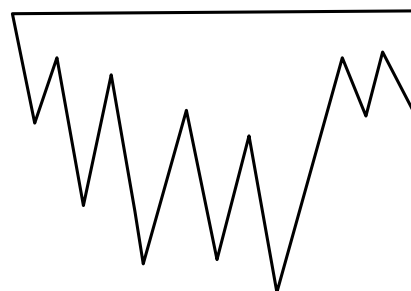
Existen numerosos software de inversión gravimétrica, los cuales realizan ajustes matemáticos automáticos, pero encontrar un ajuste de esta manera es encontrar un modelo al azar, el cual no tiene por que ser el más representativo de las estructuras reales, existentes en el subsuelo. Para ello a estos software se les entrega como dato de entrada un modelo inicial construido con mucho cuidado, determinando de entrada que parámetros han de conservar fijos y cuales podrán variar, siendo esto importante para la determinación única de la solución.



Modelos de bloques

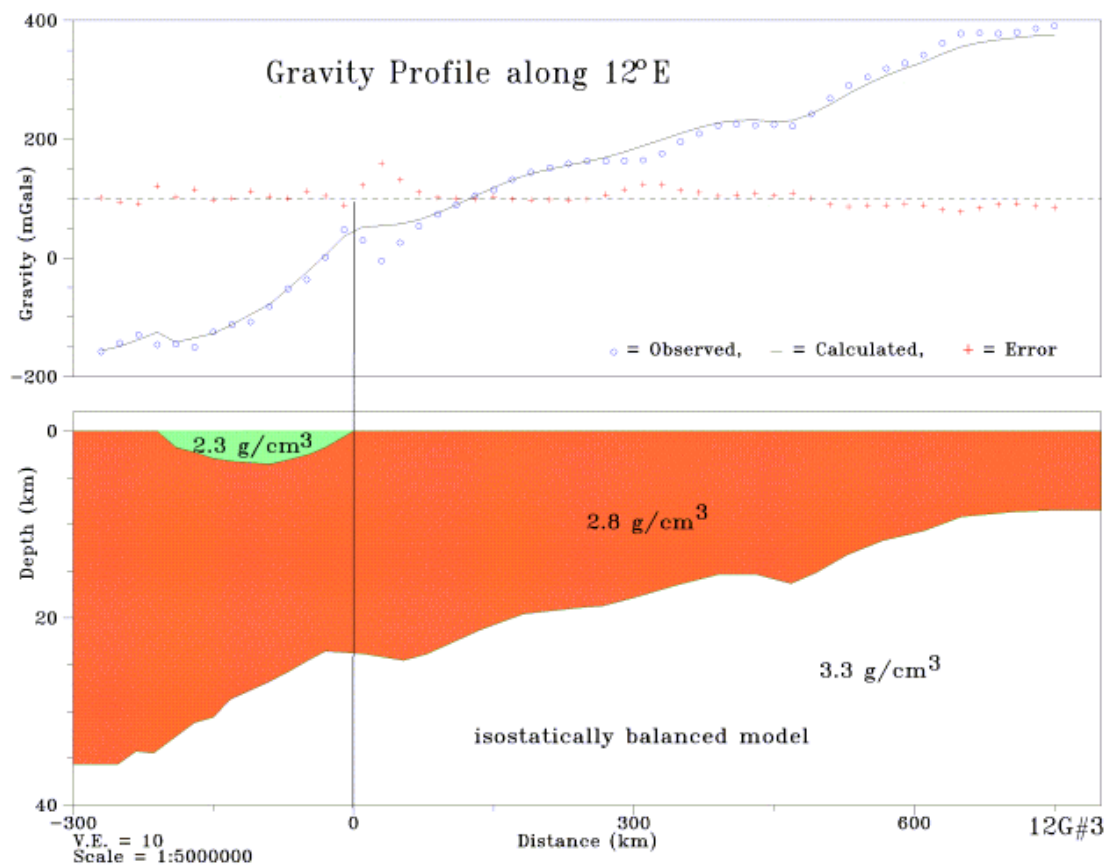


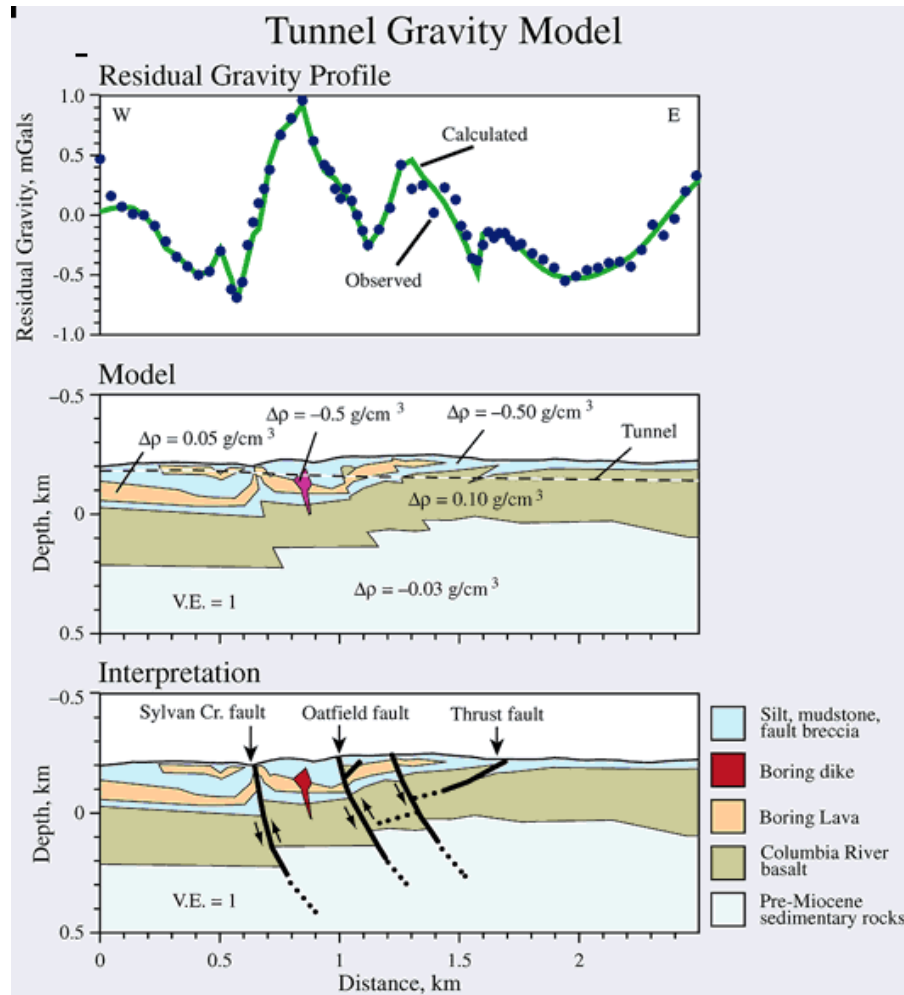
Modelos poligonal



Solución Oscilante

Algunos ejemplos





12.3. MÉTODO MAGNÉTICO

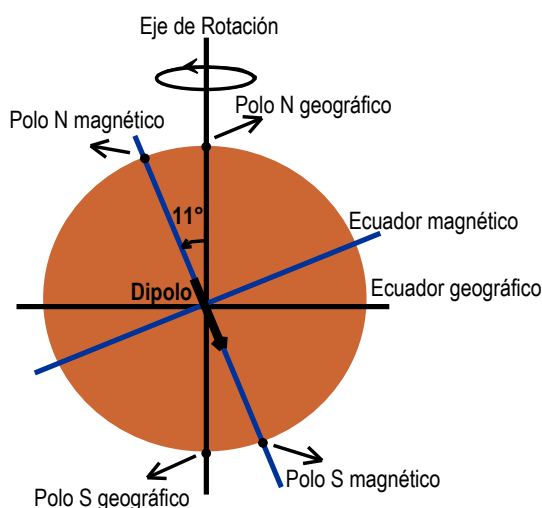
12.3.1. Introducción

Es un método geofísico basado en la capacidad magnética de las rocas del subsuelo, el cual mediante levantamientos terrestres (generalmente aéreos para fines petroleros) o marinos, denota la presencia de zonas anómalas, lo que permite establecer el paquete sedimentario entre la superficie y el basamento.

Este método de prospección es similar al método gravimétrico, ambos buscan anomalías causadas por cambios en las propiedades físicas que constituyen las rocas subyacentes, construyen mapas similares y emplean fundamentalmente técnicas de interpretación muy parecidas. Sin embargo el método magnético es más complicado en su interpretación, ya que los efectos de dirección o sea, *inclinación* y *declinación*, tienen especial importancia. En el método gravimétrico es normal trabajar con gravímetros, los cuales sólo miden la magnitud de la gravedad en el sentido vertical. Generalmente el magnetómetro mas usado es el de precisión protónica.

12.3.2. Descripción del Campo Magnético

Como primera aproximación podemos decir que el campo magnético terrestre puede suponerse como un campo, de un enorme dipolo magnético situado en el núcleo de la Tierra, aunque no exactamente en su centro. El eje a lo largo del dipolo se conoce como *eje magnético*, el cual si lo extendemos hasta que emerja en la superficie terrestre lo hará en dos puntos conocidos como *polos magnéticos*. El polo que se encuentra en el hemisferio norte se lo denomina *polo magnético norte*; el del hemisferio sur *polo magnético sur*.



El eje magnético está inclinado 11° con respecto al eje geográfico de la Tierra, de manera que el polo magnético norte se encuentra en el Ártico a aproximadamente una latitud de 75.6° N y 101° W de longitud, mientras que el polo magnético sur está en la Antártida a 66.3° S de latitud y 141° E de longitud. La posición de estos polos, tiene pequeños corrimientos diarios y estacionales, debido principalmente a variaciones transitorias del campo magnético terrestre, de ahí que las posiciones arriba indicadas no sean las actuales sino las aproximadas para 1965.

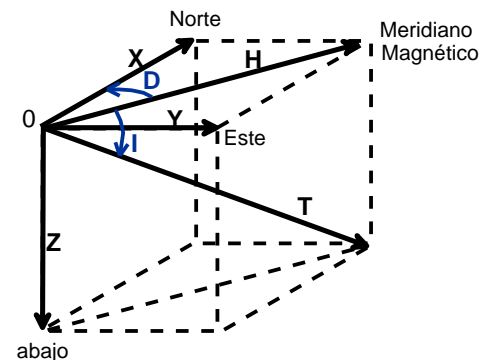
Si localizamos estos polos en un globo terráqueo veremos que los puntos no son *antípodas* y que el eje magnético, por lo tanto, no pasa por el centro de la Tierra. Se trata pues, de un dipolo que recibe el nombre de excéntrico. El eje magnético pasa por un punto que se encuentra directamente por debajo del Océano Pacífico medio, a unos 340 km del centro de la Tierra. El plano que se encuentra formando un ángulo recto con el eje geomagnético contiene lo que se conoce como *ecuador magnético*.

12.3.2.1. Elementos del Campo Magnético

Cuando se habla de campos, algunas veces de lo que hablamos es de las llamadas *líneas de campo* ya que su número por unidad de área y su dirección representan gráficamente la intensidad y dirección del campo magnético. La intensidad del campo geomagnético, o su fuerza, en cualquier punto de la superficie de la Tierra, se la caracteriza por medio de las componentes rectangulares X , Y , Z , de la intensidad total B definida como sigue: X es la componente a lo largo de la dirección horizontal hacia el norte, Y es la componente horizontal hacia el este; Z es la componente hacia abajo, todas en coordenadas geográficas, como se ilustra en la figura.

Otra forma común de especificar la intensidad del campo magnético es por medio de los elementos magnéticos, simbolizados por H , D e I , definidos como sigue: H es la magnitud de la componente horizontal, considerada como positiva cualquiera que sea su dirección y a la cual llamamos *intensidad horizontal*; D es el ángulo acimutal de la intensidad horizontal, positiva del norte geográfico hacia el este, llamada *declinación magnética*; e I es el ángulo formado por la dirección de la intensidad magnética total con la horizontal, positiva cuando la dirección de la intensidad se inclina hacia abajo y se le llama *inclinación magnética*. Se denomina *meridiano magnético* a la línea horizontal a lo largo de la intensidad magnética horizontal, H . Las componentes de la intensidad (X , Y y Z) ó los elementos magnéticos (H , D e

I) tienen una simple relación trigonométrica. Las intensidades B (intensidad o fuerza total, también denominado T), H , Z (intensidad o fuerza horizontal y vertical), y X , Y se miden en gauss (G), gammas (g) o teslas, mientras que D e I (declinación e inclinación) son medidas en grados y minutos de arco.



12.3.3. Propiedades Magnéticas de las Rocas

El método de prospección magnética se basa en la medición precisa de las anomalías locales del campo geomagnético producidas por las variaciones en la intensidad de imanación de las rocas. La imanación de las rocas se debe en parte a la inducción del campo terrestre y en parte a su imanación permanente (remanente). La intensidad inducida depende, sobre todo, de la susceptibilidad magnética y del campo imanador, mientras que la intensidad permanente es función de la historia geológica de la roca.

Susceptibilidad de las rocas: de acuerdo a la clasificación general usada en física, las rocas pertenecen a tres categorías:

1. Materiales diamagnéticos
2. Materiales paramagnéticos
3. Materiales ferromagnéticos
 - ferromagnéticos verdaderos
 - antiferromagnéticos
 - ferrimagnéticos

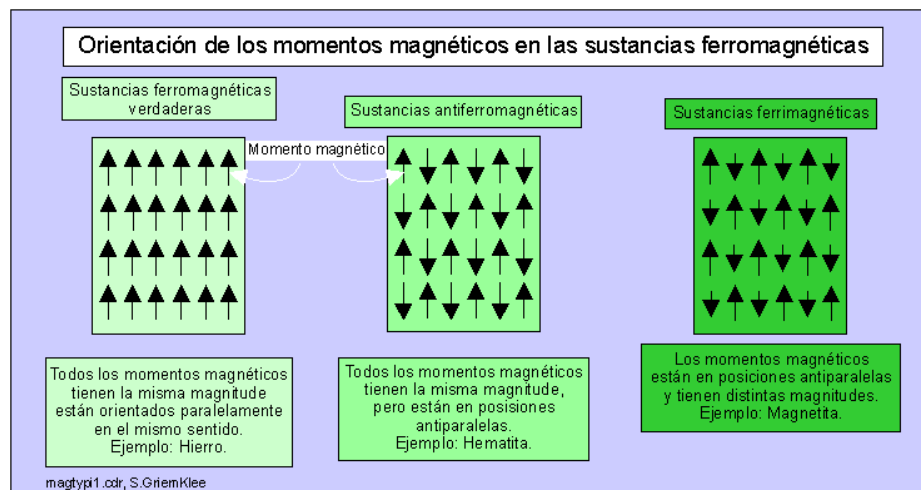
1. *Los materiales diamagnéticos* están caracterizados por susceptibilidades magnéticas negativas, lo que significa, que la imantación inducida en ellos está orientada en sentido opuesta con respecto al campo externo aplicado. Las susceptibilidades magnéticas de la mayoría de los materiales diamagnéticos no dependen de la temperatura. Solo las susceptibilidades magnéticas de antimonio y bismuto varían a $T = -180^{\circ}\text{C}$. Materiales diamagnéticos son entre otros las sales, la anhídrita, cuarzo, feldespato y grafito.

2. *Los materiales paramagnéticos* son ligeramente magnéticos, caracterizados por susceptibilidades magnéticas pequeñas positivas. En los materiales paramagnéticos la susceptibilidad magnética es inversamente proporcional a la temperatura absoluta, según la Ley de Curie. La mayoría de los componentes formadores de las rocas como por ejemplo los silicatos comunes son para ó diamagnéticos. Los granos de materiales para y diamagnéticos tienden alinearse con sus ejes longitudinales transversal u oblicuamente con respecto al campo externo aplicado. Los átomos o las moléculas de los materiales paramagnéticos están caracterizados por un momento magnético en ausencia de un campo externo y por una interacción magnética débil pasando entre sus átomos. Normalmente sus átomos están distribuidos al azar, pero aplicando un campo externo tienden alinearse paralelamente a la dirección del campo. Esta alineación es una tendencia, que se opone a su agitación térmica. Minerales paramagnéticos son olivino, piroxeno, anfíbol, granate y biotita.

3. *Los materiales ferromagnéticos* tienen susceptibilidades positivas y relativamente altas. Sin aplicar un campo magnético externo la interacción de los momentos magnéticos de sus átomos resulta en un comportamiento colectivo de grupos de átomos, llamados dominios. En los elementos hierro, cobalto y níquel esta interacción es característica para los espines no compensados de los subpisos 3-d de sus átomos. Estos elementos pueden lograr un estado de imantación espontáneo consistente en la configuración ordenada de los momentos magnéticos de todos los átomos. Aplicando un campo magnético los dominios se alinean en configuraciones paralelas y con sus ejes longitudinales paralelas a la dirección del campo externo de tal modo generando una susceptibilidad magnética alta. A los cuerpos ferromagnéticos corresponden ciclos de histéresis típicos.

- En los materiales antiferromagnéticos los momentos magnéticos de los átomos vecinos son de la misma magnitud, pero antiparalelos. Cada una de estas subredes recuerda un estado de un cuerpo ferromagnético. Las dos subredes ordenadas orientadas en sentido opuesto entre sí se

anulan mutuamente resultando en un momento magnético total igual a cero. La susceptibilidad magnética de un material antiferromagnético es relativamente baja a temperaturas debajo del punto de Curie, sube con la temperatura acercándose a la temperatura de Curie característica para el material en cuestión, alcanza su máximo a la temperatura de Curie y encima de la temperatura de Curie su susceptibilidad decrece. A los materiales antiferromagnéticos pertenecen entre otros la hematita (Fe_2O_3 , $T_{\text{Curie}} = 675^\circ\text{C}$), los óxidos de manganeso, de hierro, de cobalto y de níquel.



- Los materiales ferrimagnéticos tienen dos subredes de iones metálicos con momentos magnéticos orientados antiparalelamente, pero de magnitud diferente dando lugar a un momento resultante desigual a cero, incluso en ausencia de un campo exterior. La magnetita Fe_3O_4 es un material ferrimagnético y el mineral más importante en contribuir al magnetismo de las rocas. Otros minerales ferrimagnéticos son la ilmenita FeTiO_3 , Titanomagnetita $\text{Fe}(\text{Fe},\text{Ti})_2\text{O}_4$, la pirotina Fe_{1-x}S y los óxidos de la fórmula general XOFe_2O_3 , donde X puede ser ocupado por Mn, Co, Ni, Mg, Zn y Cd. El magnetismo de las rocas se debe a magnetita y a otros minerales del sistema ternario $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$. La composición de cada cristal mixto junto con su temperatura de Curie se presenta en el triángulo siguiente.

Además la pirotina contribuye apreciadamente al magnetismo de las rocas.

Imanación Permanente de las rocas: De acuerdo a las investigaciones en paleomagnetismo en todo el mundo, se ha conformado que tanto las rocas ígneas, como las sedimentarias, pueden poseer imanación permanente en grado variable y que este fenómeno está muy extendido. Se han encontrado casos perfectamente documentados de rocas ígneas ó sedimentarias en la cual la imanación permanente no sólo es intensa, sino que tienen además dirección completamente diferente y a veces hasta opuesta, respecto a la dirección actual del campo geomagnético y esto ocurre en rocas de todas partes del mundo y de todas las edades geológicas. Actualmente está bien establecido que la imanación permanente de las rocas es en su mayor parte una imanación termo-remanente (TRM) adquirida por enfriamiento desde temperaturas elevadas y que su orientación refleja la que tenía el campo geomagnético en el momento y lugar de formación.

12.3.4. Mediciones de Anomalías Magnéticas

Entre los elementos del campo geomagnético, la dirección del campo es la menos sensible a los cambios de tamaño y propiedades magnéticas de los cuerpos del subsuelo. Por esta causa, nunca se emplea por sí mismo en trabajos de precisión. De las componentes restantes: H , Z y T (campo geomagnético total), uno ó más puede ser elegido para las anomalías respectivas ΔH , ΔZ y ΔT .

Puesto que ΔT está asociado con un cambio de dirección de ΔT , la interpretación de sus anomalías resulta algo complicada. Las mediciones del campo total T se efectúan raramente en trabajos terrestres, pero se aplican frecuentemente en trabajos desde avión ó en el interior de perforaciones, por

sus ventajas instrumentales. Entre las componentes ΔH y ΔZ , suele preferirse esta última, puesto que las características del subsuelo pueden visualizarse mucho más fácilmente a partir de ΔZ que de ΔH . A veces se miden ambas componentes; en los trabajos de prospección de una zona que pueda ser considerada virtualmente plana e ilimitada, tal proceder no proporciona información adicional, si las mediciones son suficientemente densas y es por lo tanto superfluo.

12.3.5. Trabajo de Campo

Una vez seleccionada la zona de prospección magnética, se estaca sobre una línea base, paralela al rumbo de las formaciones geológicas y se efectúan observaciones magnéticas, a intervalos regulares sobre perfiles perpendiculares a la línea base. Se elige además un punto de referencia o base, alejada de perturbaciones artificiales, tales como ferrocarriles, líneas de transporte, etc. Los valores del vampo magnético en todos los demás puntos se miden como diferencias positivas ó negativas, respecto a este punto base. La base puede ser cualquier punto dentro ó fuera de la zona ó lo más cerca posible de ella y donde se sepa que el campo es, aproximadamente, el campo normal.

En las mediciones magnéticas han de tomarse ciertas precauciones, los objetos "magnéticos" que el observador lleva encima, tales como llaves, navajas, relojes, etc., pueden invalidar las observaciones y ser eliminadas por completo. Deben evitarse observaciones realizadas en la vecindad de objetos de hierro, tales como automóviles. Chatarras, alambres, vías ferroviarias y puentes.

12.3.5.1. Correcciones

En general, cada serie de observaciones con magnetómetros, requiere la aplicación de las siguientes correcciones:

- A) Correcciones por Variaciones Diurnas:** para eliminar las variaciones diurnas del campo terrestre, se mantiene un instrumento auxiliar en alguna estación conveniente, situada en la zona y es leído a intervalos; usualmente se emplea el registro automático. La diferencia algebraica entre las lecturas de este instrumental en un instante cualquiera de tiempo t y el momento tomado como $t = 0$ (corregido si es necesario por temperatura) se resta de la lectura en la estación de campo, observada en el mismo instante de tiempo t .
- B) Corrección por Temperatura:** si se conoce el coeficiente de temperatura del instrumental de campo, puede corregirse la influencia de los cambios de temperatura. Sin embargo la mayoría de los instrumentos actuales tienen compensación de temperatura, al igual que los gravímetros.
- C) Correcciones Topográficas:** los accidentes del terreno pueden inducir anomalías. Por ejemplo, si las rocas situadas por encima de una estación situada en una vagüada son magnéticas, se registrarán anomalías negativas "falsas". No existen reglas generales para las correcciones topográficas. Usualmente, las anomalías que muestran una correlación intensa con el relieve del terreno, se consideran menos significativas que las otras.

En trabajos de prospección, generalmente, es suficiente repetir cada una ó dos horas, la observación efectuada en una estación anterior y repartir la diferencia entre las estaciones observadas durante este intervalo. La corrección así obtenida incluye tanto la variación diurna como la de temperatura.

Un punto importante en la consideración de las anomalías magnéticas de una zona, es el nivel cero, esto es, las lecturas del instrumento en puntos donde el campo es el campo geomagnético normal no perturbado. Si las lecturas permanecen constantes, ó varían aleatoriamente de modo que sugieran que no tienen otra causa que el ruido geológico, sobre una longitud suficiente a lo largo de un perfil (por ejemplo de 100 a 500m) la lectura en cualquier punto de dicho tramo, puede tomarse como cero ú origen y las anomalías de los otros puntos se refieren a él. Si en la zona existen cuerpos claramente anómalos desde el punto de vista magnético, el nivel cero puede determinarse basándose en los flancos de la curva de alguna anomalía, puesto que estas tienden asintóticamente a dicho nivel a grandes distancias del cuerpo.

Los gradientes de anomalías regionales, condiciones topográficas ó los contactos entre formaciones geológicas de imanación diferente, a veces imposibilitan el uso del mismo nivel cero para toda la zona.

12.3.6. Interpretación de Anomalías Magnéticas

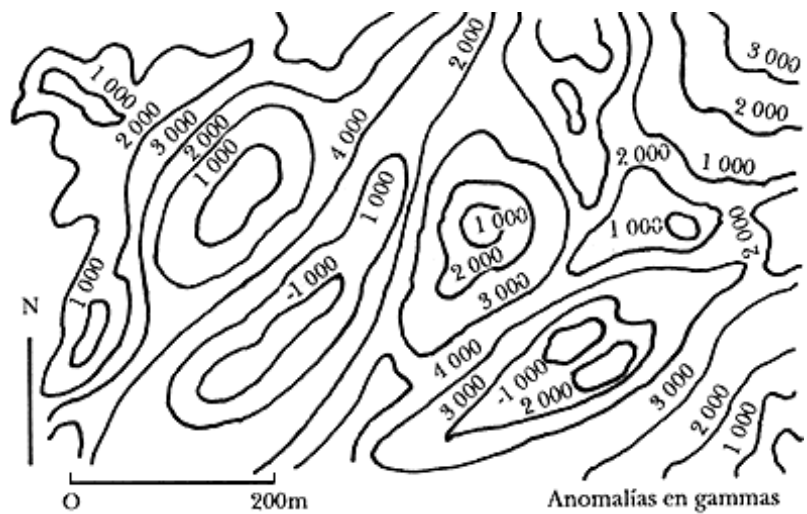
El campo Magnético anómalo A satisface la ecuación de Laplace de la teoría del potencia (al igual que el campo gravimétrico anómalo), que es:

$$\nabla^2 A = 0$$

A través de una adecuada resolución de la ecuación de Laplace, se obtienen expresiones para X , Y y Z teóricos, en función de dos coeficientes denominados g y h , los cuales son calculados y revisados por una comisión especial de la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy) encargada de publicar los coeficientes cada 5 años. Estos representan el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, Internacional Geomagnetic Reference Field). Si a los datos observados se les realiza las correcciones vistas anteriormente en el ítem de correcciones, se les extrae el valor del campo externo y si a estas observaciones además se les extrae el valor del campo interno (IGRF), se obtienen las anomalías magnéticas corticales. Posteriormente se realiza las separaciones del *campo magnético en Regional y Residual*, similar a lo que se realiza en gravimetría.

El procedimiento para la interpretación de anomalías magnéticas es el mismo que en el método gravimétrico, es decir consiste en conjeturar un cuerpo de dimensiones adecuadas, calcular el campo que produce en la superficie y compararlo con el observado. Entonces se ajustan, por prueba y error, la profundidad y dimensiones del cuerpo hasta que se obtiene una concordancia satisfactoria.

El primer paso en la interpretación de anomalías magnéticas es la preparación de un mapa magnético, en el que se presentan los valores observados en las diferentes estaciones y en el que se trazan líneas de igual ΔZ (isoanómalas) a intervalos adecuados.

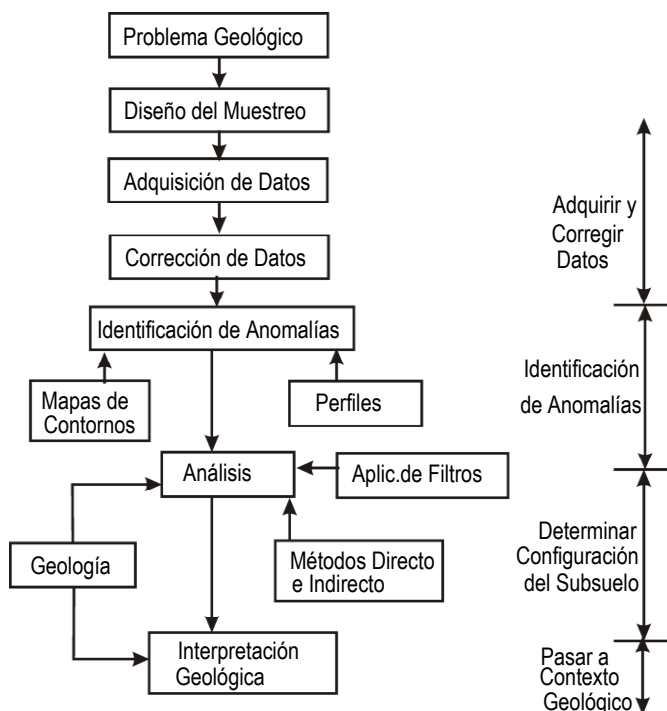


A partir de un mapa magnético se establecen directamente algunas conclusiones cualitativas. Por ejemplo, la presencia de condiciones anómalas en el subsuelo se manifiesta por isolíneas cerradas sucesivas, con valores de ΔZ que aumentan ó disminuyen hacia el centro de las mismas, en la que la

dirección de los alargamientos, señalan los rumbos de los cuerpos anómalos. Los gradientes horizontales grandes constituyen otra indicación. Estos suelen estar asociados con contactos entre rocas de diferentes susceptibilidad ó de desigual intensidad total de imanación y el contacto estará más somero cuando mas fuerte sea el gradiente.

Antes de realizar el modelado, se realiza la separación de anomalías magnéticas en *anomalías Magnéticas Regional y Residual*.

Para realizar modelos geológicos que respondan a estas anomalías magnéticas se procede de igual manera que la gravimetría, a la izquierda se presenta un diagrama de flujo que resume los pasos a tener en cuenta en los métodos potenciales en general y en la gravimetría y magnetometría en



particular.

Generalmente en exploración de hidrocarburos se realizan juntos el método gravimétrico y magnético ó también es muy utilizada la aerogravimetría. Existen software que permiten realizar modelos de inversión con ambos datos de entrada, disminuyendo notablemente las incertidumbres del modelado geofísico. En zonas de cubiertas basálticas no es aconsejable trabajar con el método magnético, puesto que, por lo que se dijo en items anteriores, estas rocas introducen mucho ruido magnético, el cual sólo podría ser menor si se utilizaran magnetómetros no muy precisos.

12.4. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

12.4.1. Introducción

La elección de un método de prospección geofísica dependerá del problema a estudiar. La exploración de hidrocarburos en la Argentina, hasta el año 1990, estuvo centrada fundamentalmente en la prospección sísmica, con estudios preliminares de gravimetría y magnetometría. En la década del noventa la exploración de petróleo fue, prácticamente nulo, pero actualmente se ha ido reactivado nuevamente, también es de conocimiento que las áreas no exploradas en la Argentina, en su mayoría, son zonas de difícil estudio, pues las mismas están recubiertas por coladas basálticas lo cual imposibilita la aplicación de la exploración sísmica, la más utilizada, efectiva y exacta en la temática del petróleo. Esto ha permitido la búsqueda de otras herramientas geofísicas capaces de dar alguna respuesta a este problema.

En otras partes del mundo, hace ya más de una década que diferentes petrolera, comenzaron a usar diferentes metodologías, en algunos casos como complemento de la sísmica y en otros como principal metodología de investigación, dependiendo de las características de la zona. En Canadá, Brasil, etc., utilizan diferentes metodologías alternativas, entre ellas principalmente la *Metodología Magnetotelúrica* (ó también denominada MT). Petrobrás es una de las empresas que hace muchos años viene utilizándola como una de las metodologías de exploración.

Existen muchos trabajos en revistas científicas internacionales, como así de Ingeniería de petróleo donde muestran exploraciones realizadas por esta metodología y su comparación con la prospección sísmica, dando muy buenos resultados. Su ventaja es que es mucho más económica y rápida, como así también puede dar resultados donde la sísmica no lo hace, como por ejemplo en zonas cubierta por basaltos, puesto que estas coladas poseen alta velocidad, haciendo casi imposible la refracción de ondas, por otro lado son altamente resistivas permitiendo una mayor profundidad de penetración de la metodología MT, debido a sus características físicas.

12.4.2. Base Teórica de la Magnetotelúrica

La prospección Geofísica Magnetotelúrica (MT) es una metodología de campo natural y considera un frente de onda plana como condición necesaria. La fuente de excitación la constituyen las variaciones del campo geomagnético y las corrientes que asociadas con ellas circulan a través de la corteza terrestre. Estas variaciones se originan en la magnetosfera, ionosfera y atmósfera terrestre. Los períodos de las fluctuaciones se extienden desde milisegundos hasta varios años.

La teoría de dicho método, se basa en la resolución de las ecuaciones de Maxwell con apropiadas condiciones de contorno. Estas ecuaciones en un medio infinito, uniforme, isótropo y libre de fuentes son:

$$\begin{aligned} \bar{\Delta} \times \bar{E} &= -\frac{\partial \bar{B}}{\partial t} & \bar{\Delta} \cdot \bar{B} &= 0 \\ \bar{\Delta} \times \bar{H} &= \bar{J} + \left(\epsilon \frac{\partial \bar{E}}{\partial t} \right) & \bar{\Delta} \cdot \bar{E} &= 0 \\ \bar{D} &= \epsilon \bar{E} & \bar{J} &= \frac{\epsilon}{\rho} & \bar{B} &= \mu \bar{H} \end{aligned}$$

Las unidades en el sistema MKS son:

μ = permeabilidad magnética

μ = [VS/(AM)]

ϵ = constante dieléctrica

ϵ = [AS/(VM)]

ρ = resistividad = [Ωm]
 H = intensidad de campo magnético
 $H = (10^{-02})/4\pi[\text{AM}] = 1 \text{ gama [d]}$
 $H = 10^{-05} \text{ Oersted [Oe]}$
 E = intensidad de campo eléctrico
 $E = (10^{-06}) \pi [\text{V/M}] = 1 \text{ mV/Km}$

Desacoplando E y H de las ecuaciones de Maxwell, teniendo en cuenta las condiciones de contorno, se obtienen ecuaciones diferenciales, que dan como solución: $E(w,z)$ y $H(w,z)$.

$$H(w,z) = -\frac{1}{iw\mu_0} \cdot [Ae^{\gamma z} - Be^{-\gamma z}] e^{iwt}$$

$$E(w,z) = [Ae^{\gamma z} + Be^{-\gamma z}] e^{iwt}$$

$$\gamma = \pm \sqrt{\frac{i2\pi\mu_0}{T\rho}}$$

Teniendo en cuenta que, para el caso de una Tierra homogénea la impedancia es independiente de la polarización del campo incidente

$$Z(w,z) = \frac{E(w,z)}{H(w,z)}$$

Remplazando las ecuaciones anteriores:

$$Z(w,z) = -\frac{iw\mu_0}{\rho} [Ae^{\gamma z} - Be^{-\gamma z}] e^{iwt}$$

Ahora teniendo en cuenta que la Tierra es inhomogénea, entonces la impedancia es función de la dirección de medición:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

La estimación del tensor de impedancia (Z) se realiza a través del análisis Espectral.

12.4.3. Operación en el Campo

La Exploración Magnetotelúrica es una metodología pasiva de investigación, en la cual se registran simultáneamente, sobre la superficie de la tierra, las variaciones de las tres componentes del campo geomagnético (H_x, H_y, H_z) y las variaciones de las componentes del campo eléctrico asociado (telúrico: E_x, E_y) permitiendo, luego del análisis espectral, obtener un perfil de conductividades (o resistividades) en función de la profundidad. Las direcciones de medición x e y corresponden al N-S y E-O respectivamente, siendo la dirección z la correspondiente a la componente vertical del campo geomagnético.

Esta técnica de exploración consiste en realizar sobre un perfil ó grilla diferentes sondeos magnetotelúricos, espaciado según el interés de la investigación. En cada sondeo se registra en la superficie cinco series temporales correspondiente a las variaciones de las componentes ortogonales magnéticas y eléctricas en un rango de frecuencias que va desde los 250 Hz a 0,0006 Hz, dividido en cuatro bandas de frecuencias solapadas seleccionadas, generalmente las mas utilizadas son las siguientes:

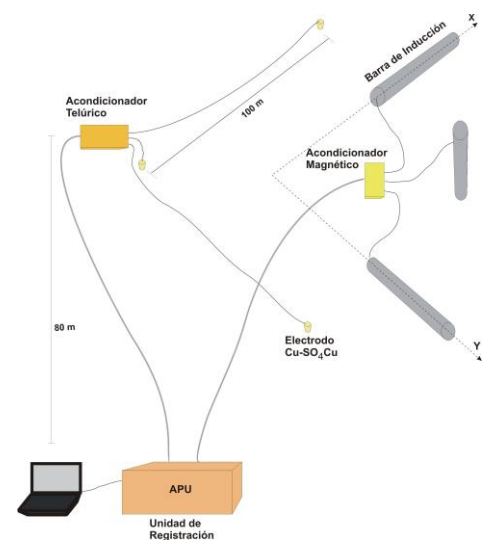


Figura 1: disposición del instrumental en el campo.

Serie	Fcb	Fca	Δf
TS4	1	170	50
TS3	.1	8.6	20
TS2	.01	.94	2
TS1	.0008	.086	.2

Donde Fcb y Fca, son las frecuencias de corte bajo y alto de la banda y Δf la frecuencia de muestreo, teniendo en cuenta la frecuencia de Nyquist para evitar los aliasing.

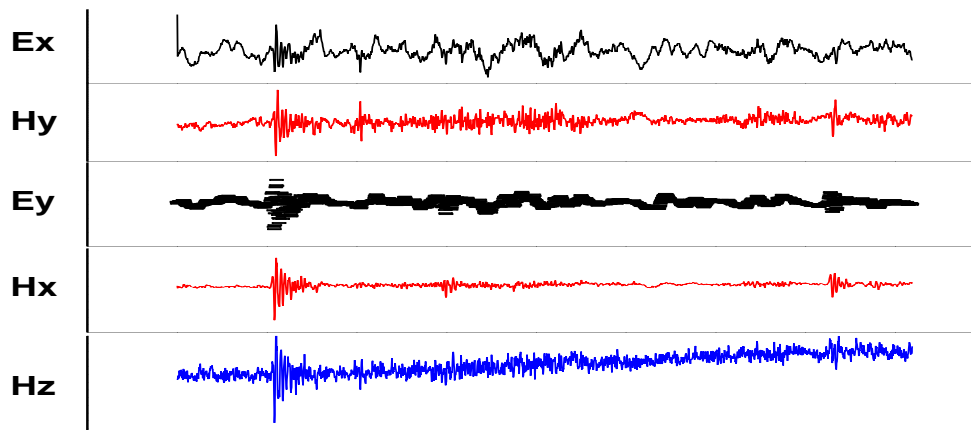


Figura 2: Ejemplos de las cinco series temporales registradas en magnetotelúrica

Para el registro de las variaciones de las componentes geomagnéticas se utilizan tres bobinas de inducción, distribuidas en el campo en las tres direcciones mencionadas anteriormente (x, y, z) y para las variaciones de las componentes eléctricas se usan tres electrodos impolarizables, dispuesto en el campo de tal manera de formar dos dipolos eléctricos (x e y) de 100m de largo.

La pequeña amplitud de las señales, del orden de 1γ (10^{-09} teslas) para el campo magnético y 4mV para el campo eléctrico, impone severas restricciones sobre la complejidad del equipamiento de registración y obliga a tener cuidado en la eliminación del ruido y en el tratamiento de las señales (amplificaciones, filtros, etc.).

12.4.4. Procesamiento de Datos y Correcciones

En el procesamiento de datos, para caracterizar los procesos estocásticos débilmente estacionarios, se utiliza la densidad espectral.

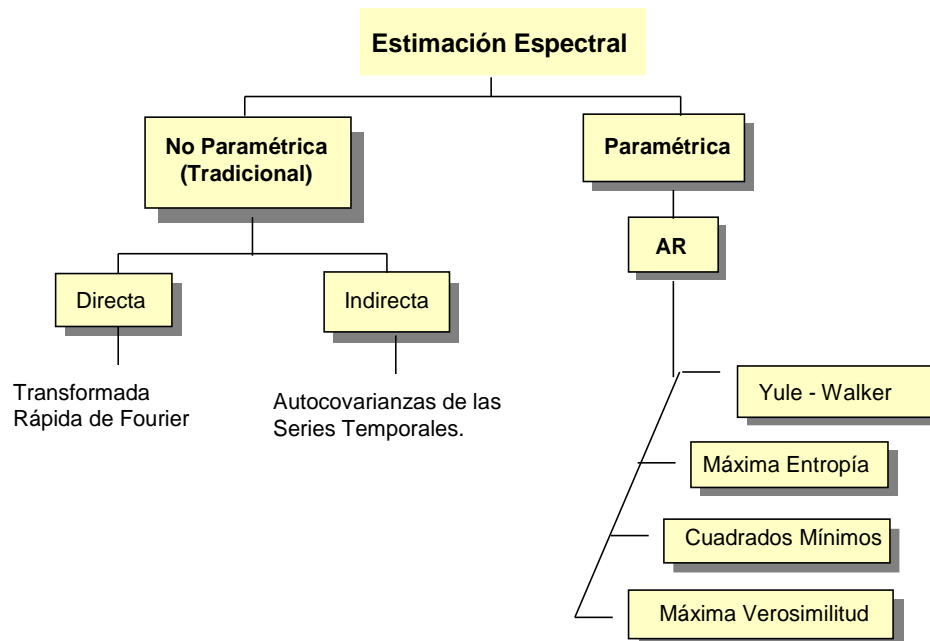
$$Z_{xx} = \frac{\langle ExEy \rangle \cdot \langle HyHx \rangle - \langle HyEy \rangle \cdot \langle ExHx \rangle}{\langle HxEy \rangle \cdot \langle HyHx \rangle - \langle HxHx \rangle \cdot \langle HyEy \rangle}$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle HxEy \rangle \cdot \langle ExHx \rangle - \langle HxHx \rangle \cdot \langle ExEy \rangle}{\langle HxEy \rangle \cdot \langle HyHx \rangle - \langle HxHx \rangle \cdot \langle HyEy \rangle}$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle HxHx \rangle \cdot \langle EyHx \rangle - \langle HxHy \rangle \cdot \langle EyHx \rangle}{\langle HxHx \rangle \cdot \langle HyHy \rangle - \langle HxHy \rangle \cdot \langle HyHx \rangle}$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle EyHx \rangle \cdot \langle HyHy \rangle - \langle EyHy \rangle \cdot \langle HyHx \rangle}{\langle HxHx \rangle \cdot \langle HyHy \rangle - \langle HxHy \rangle \cdot \langle HyHx \rangle}$$

A continuación se presenta un cuadro resumiendo los métodos espectrales más usados para la estimación del tensor Z, a partir de las series temporales registradas:



Una vez realizada la estimación de las componentes del tensor de impedancia Z, éstas estarán en las direcciones de medición, para poder realizar una interpretación se procede a calcular el tensor en la dirección de rumbo de la estructura y transversal a ella, obteniéndose las componentes del tensor de impedancia en direcciones principales.

Estas direcciones toman el nombre de Transverso Eléctrico (TE), cuando el campo eléctrico (telúrico) se encuentra paralelo al strike (rumbo de la estructura) y Transverso Magnético (TM), cuando el campo Magnético es el que se encuentra paralelo al strike. Por ejemplo, una de las formas de obtener las componentes de Z en estas direcciones principales es rotando el tensor de impedancia hasta que las componentes se hacen mínimas y máximas. En el caso de una estructura ideal 2D, el tensor de impedancia en las coordenadas del strike, quedaría definido como:

$$Z(f) = \begin{bmatrix} 0 & A \\ -B & 0 \end{bmatrix}_f$$

Con los resultados de impedancia se calculan tanto dirección de rumbo de estructuras principales, diferentes parámetros para el análisis y corrección de distorsiones galvánicas e inferencias estructurales 1D, 2D, y 3D, como dos pares de curvas de resistividad aparente y fase, en función de la frecuencia para cada sondeo, tanto en la dirección de medición, como en las direcciones principales de las estructuras, permitiendo obtener las resistividades en función de la profundidad, determinando los diferentes estratos subyacentes, bajo cada sitio de medición.

Distorsiones

En Magnetotelúrica, la respuesta de las estructuras regionales puede estar enmascarada por distorsiones producidas por inhomogeneidades locales y/o cercanas a la superficie. Las distorsiones se definen como la alteración de la respuesta regional inductiva debido a la presencia de distribuciones de corrientes y cargas, las cuales producen distorsiones inductivas y galvánicas respectivamente. El efecto inductivo desaparece rápidamente con el período, mientras que no pasa lo mismo con el efecto de las distorsiones galvánicas. Todas las distorsiones afectan a las curvas de resistividad aparente, siendo la fase más estable ante estas distorsiones.

Durante la década del 90, el análisis de la descomposición del tensor de impedancia constituyó la parte integral de la interpretación de datos magnetotelúricos para estructuras regionales 1D y 2D, por dos motivos: la remoción de los efectos de distorsiones galvánicas y la determinación de las componentes de impedancia y el strike regional de las estructuras geoelectricas regionales 2D (McNeice *et al.* 2001).

Larsen (1977) introdujo por primera vez la noción de distorsiones galvánicas no inductivas del campo eléctrico para estructuras 3D superficial dentro de estructuras regionales 1D, posteriormente, en el año 1982 Richards *et al.* extiende esta idea a estructuras regionales 2D.

$$Z_{med} = RCZ_{2D}R^T \quad (1)$$

donde R es el tensor de Rotación

C es el tensor distorsiones telúricas (eléctricas)

Z_{2D} es el tensor de impedancia regional 2D en las coordenadas del strike

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & A \\ -B & 0 \end{bmatrix}; \quad R = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix}; \quad C = gTSa$$

donde g es un escalar denominado "ganancia del lugar" y T, S y a son los tensores de twist, shear y anisotropía, respectivamente. La base física de la ecuación (1) está dada por Groom-Bahr (1992) y Chave-Smith (1994).

Han habido muchas ideas sugeridas por diferentes autores para la obtención de los cinco parámetros que describen la estructura conductiva regional (el strike geoelectrico θ y las dos componentes complejas del Z_{2D}).

Teniendo en cuenta que g y a no pueden ser determinados sin información a priori, en forma independiente y sabiendo que sólo aumentan la resistividad aparente de la misma manera en todas las frecuencias, formando parte del static shift (McNeice and Jones, 2001), de acuerdo a la factorización de Groom-Bailey (1989), estos escalares son absorbidos por la impedancia regional (Z_{reg}), por lo tanto la ecuación (1) queda redefinida como:

$$Z_{med} = RTSZ_{reg}R^T \quad (2)$$

donde:

$$Z_{reg} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix}; \quad TS = \begin{bmatrix} 1-t & e-t \\ e+t & 1+te \end{bmatrix}$$

siendo "t" y "e" representan los parámetros de corrección de distorsión galvánica: twist y shear, respectivamente.

Otra distorsión a tener en cuenta es el static shift, que se debe a razones puramente geométrica del subsuelo, la cual afecta sólo a la resistividad aparente desplazándola, sin distorsionar la forma de la curva, en forma paralela al eje de las frecuencias. Para su corrección se debería conocer a priori la geometría del subsuelo y como es eso lo que se investiga, sólo existen técnicas para disminuir notablemente su efecto, como es la técnica del análisis multifrecuencial.

Una vez obtenidas las componentes del tensor de impedancia, se calculan los valores de la resistividad aparente (ρ_a) y fase (ϕ) en ambas direcciones:

$$\rho_a = |Z(T, z=0)|^2 \cdot \frac{T}{2\pi\mu_0}$$

Pero como $\frac{1}{2 \cdot \pi \cdot \mu_0} = 0.2$

Entonces:

$$\rho_a = 0,2 \cdot T \cdot |Z(T, z = 0)|^2$$

$$\Phi = \arg(Z(T, z = 0))$$

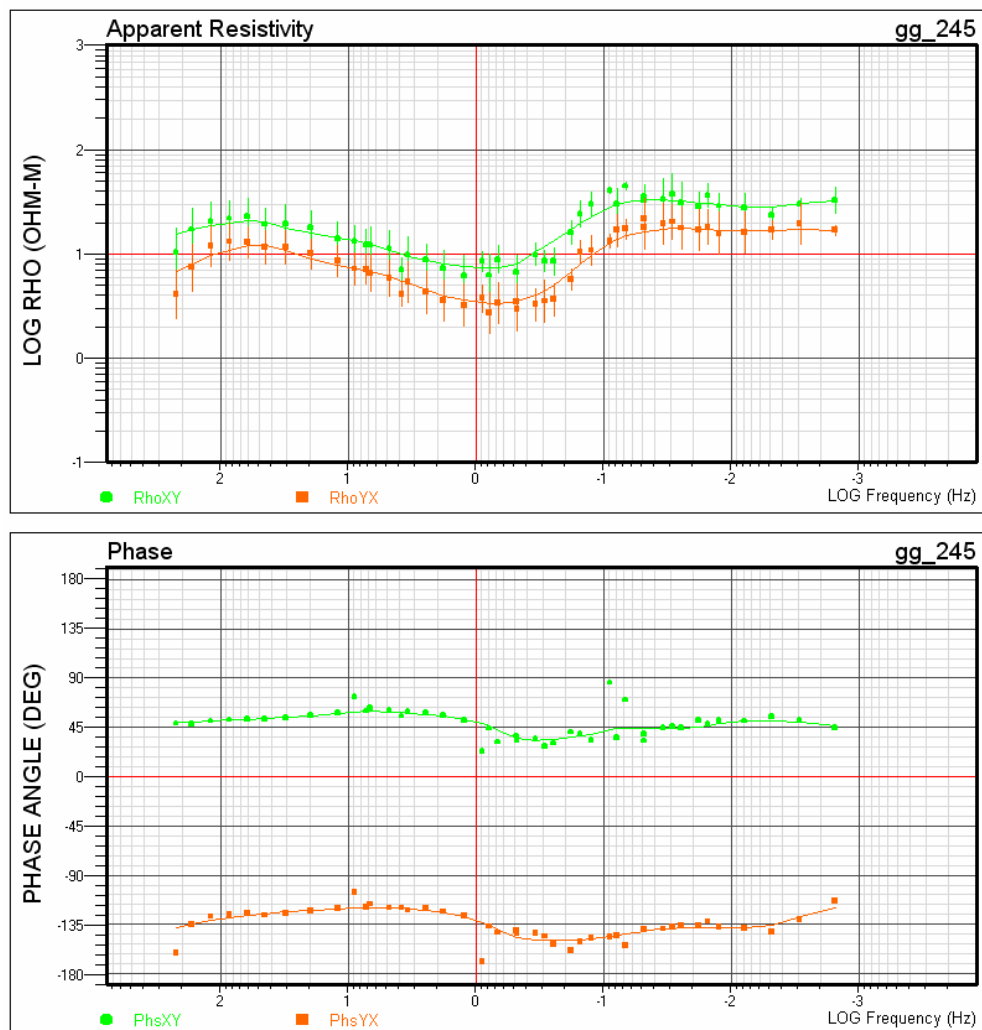
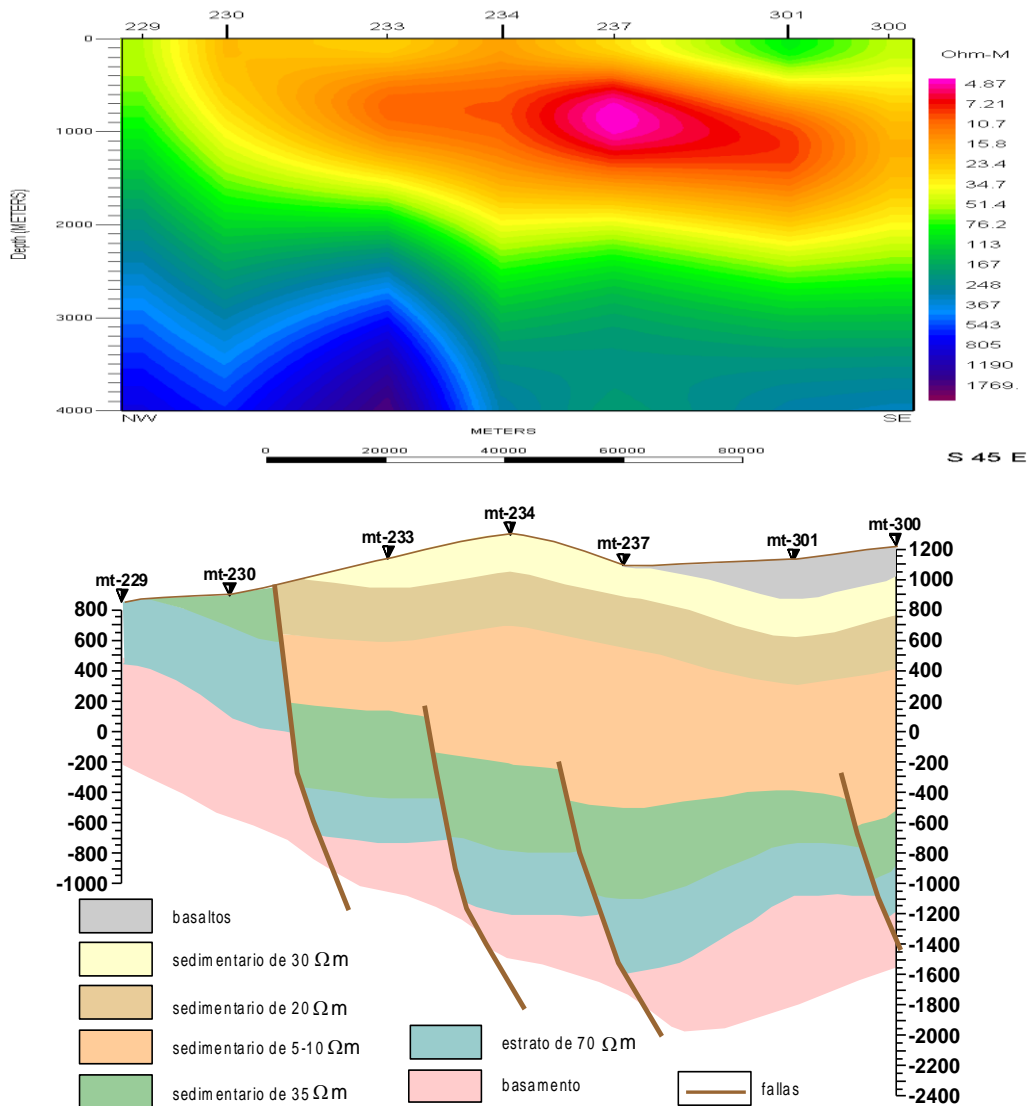


Figura 3: curvas de resistividad aparente y fase en las dos direcciones de medición de un sondeo magnetotelúrico

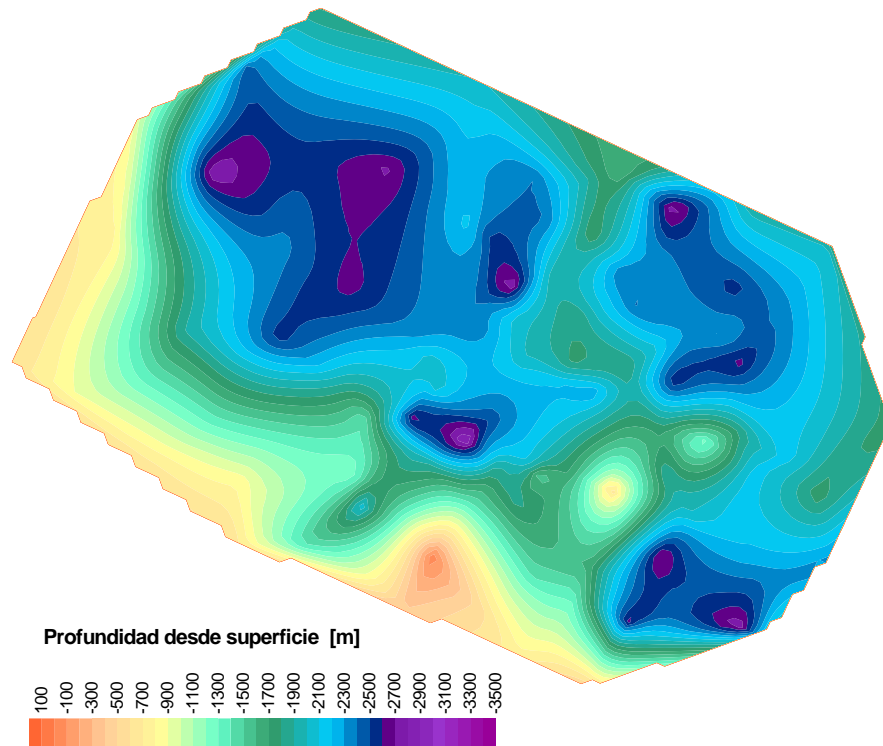
12.4.5. Inversidón *Magnetotelúrica e Interpretación*

Luego del análisis de los resultados obtenidos en el procesamiento de datos y sus correcciones, se lleva a cabo la inversión 2D de los diferentes perfiles trazados, con la cual se determina la resistividad en función de la profundidad. Para realizar el modelo Inverso 2D, se utilizan programas basados en técnicas matemáticas robustas, en estos software se introducen todos los parámetros de procesamiento y un modelo inicial, sólo con el fin de que el proceso de inversión tienda a converger más rápido a una solución aceptable. El papel del interpretador es importante, puestos que estos software pueden converger sólo en una solución matemática con un alto grado de ajuste, pero no tener una interpretación geofísica-geológica real.

Con la inversión, más todos los parámetros obtenidos del procesamiento, así como las distorsiones, se identifican y calculan los espesores de los diferentes estratos inferidos y se interpretan estructuras como fallas, pliegues, etc. A continuación se muestran un ejemplo de una inversión 2D magnetoteléutica y su posterior interpretación.



Finalmente, con los resultados de todos los sondeos magnetoteléuticos realizados en una zona se realizan mapas isopáquicos mostrando algún horizonte de interés, como por ejemplo la superficie base de los basaltos, la base de la cuenca sedimentaria ó una formación en particular.



12.5. BIBLIOGRAFÍA RECOMENDADA

1. Mironov, V.; 1977. "Curso de Prospección Gravimétrica". Academia de Ciencias, Moscú. Editado por Reverté, Barcelona.
2. Logachev, A. A. Y Zajarov, V. P.; 1977. "Exploración Magnética". Academia de Ciencias, Moscú. Editado por Reverté, Barcelona.
3. Teleford, W. M., Geldart, L. P. Y Eheriff, R. E.; 1978. "Applied Geophysics". Cambridge University Press.
4. José Cantos Figuerola; 1987. "Tratado de Geofísica Aplicada". 3ª Edición, Madrid: ETS de Ingenieros de Minas.
5. Benjamín F. Howell, Jr.; 1962. "Introducción a la Geofísica". Editorial Omega, Barcelona.
6. Simpson, F. and Bahr, K.; 2005. "Practical Magnetotellurics". Cambridge University Press.