

CORRECCIONES UTILIZADAS EN EL PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNÉTICOS: UNA PRIMERA APROXIMACIÓN EN GEOCIENCIAS

Timoteo Gómez-Sánchez¹, Miguel Ángel Guzmán-De la Cruz¹,
Gelder Éneo Cámara- Beauregard¹ y Adriana Guadalupe Jiménez-Vázquez^{1*}

¹ División Académica de Ciencias Básicas (DACB), Universidad Juárez Autónoma de Tabasco. Carretera Cunduacán-Jalpa de Méndez km. 1, Col. La Esmeralda, Cunduacán, Tabasco, México. CP. 86690

*adriana.jimenez@ujat.mx

RESUMEN

La geofísica como parte de las ciencias de la Tierra, basa sus conclusiones en el estudio de las propiedades físicas universales aplicadas a nuestro planeta. Las prospecciones geofísicas permiten la caracterización del interior de la Tierra, tanto de manera somera como profunda, midiendo diferentes características de las rocas y fluidos en cada exploración. La magnetometría es uno de los dos métodos conocidos como métodos potenciales: esto significa que su ámbito de estudio es natural, ya que se encarga de medir el campo magnético y sus variaciones, originadas por un cuerpo rocoso magnetizado debido a su susceptibilidad magnética. Las prospecciones magnetométricas tienen como propósito caracterizar el subsuelo para la exploración y caracterización de yacimientos minerales, incluyendo los de diamantes y los sistemas petroleros. Sin embargo, para lograrlo, es necesario tomar datos en campo con un magnetómetro, llevando a cabo una prospección magnetométrica sobre la zona de interés para obtener datos de estudio. Es importante destacar que existen causas que pueden asociarse con un error en la toma de datos, por lo que es necesario realizar correcciones para eliminar la influencia de estos factores en las mediciones. Las correcciones que se deben considerar son: temporal, instrumental, por elevación, por topografía y espaciales. Este artículo tiene como principal aportación explicar la importancia y los usos de las correcciones utilizadas en prospecciones magnetométricas en los datos obtenidos en campo, fungiendo como un primer acercamiento a este tópico para estudiantes de geociencias.

Palabras clave: Magnetometría, correcciones, potenciales, campo magnético.

ABSTRACT

Geophysics, as part of Earth sciences, bases its conclusions on the study of the universal physical properties applied to our planet. Geophysical surveys allow for the characterization of the Earth's interior, both at the surface and at depth, by measuring different characteristics of rocks and fluids during each exploration. Magnetometry is one of the two methods known as potential methods. This means that its field of study is natural, as it is responsible for measuring the magnetic field and its variations, which originate from a magnetized rocky body due to its magnetic susceptibility. Magnetometric surveys aim to characterize the subsurface for the exploration and characterization of mineral deposits, including diamonds and oil systems. However, to achieve this, it is necessary to collect field data with a magnetometer, conducting a magnetometric survey over the area of interest to obtain the study data. It is important to note that there are factors that may be associated with errors in data collection, so it is necessary to make corrections to eliminate the influence of these factors on measurements. The corrections to be considered include temporal, instrumental, elevation, topographic, and spatial. This article primarily aims to explain the importance and uses of corrections applied in magnetometric surveys, focusing on the data obtained in the field. It serves as an introductory approach to this topic for geoscience students.

Keywords: Magnetometry, corrections, potentials, magnetic field.

INTRODUCCIÓN

La geofísica es una ciencia que utiliza métodos indirectos para caracterizar el subsuelo. Cada estudio tiene un propósito diferente, una metodología distinta para la toma de datos, así como diferentes límites de profundidad y resolución. Según el tipo de fuente empleada para la obtención de datos, estos análisis se clasifican en métodos potenciales o naturales y métodos no potenciales o artificiales.

La magnetometría pertenece al grupo de métodos potenciales, junto con la gravimetría, ya que sus datos se originan de una fuente natural y no generada artificialmente, a diferencia de métodos tales como la prospección sísmica (consistente en generar ondas P y S emitidas mediante el golpe directo en una placa metálica o haciendo detonar dinamita, siendo éstas las fuentes artificiales).

La fuente de medición utilizada en la magnetometría se basa en la "Teoría del dinamo", la cual explica cómo se forma el campo magnético terrestre interno. Esta teoría afirma que el origen de esta componente principal se debe a corrientes eléctricas generadas por el movimiento de iones de los metales fundidos en el interior de la Tierra, específicamente en una de las regiones internas conocida como núcleo externo, a una profundidad aproximada de entre 2900 y 5100 km (Tarbuck *et al.*, 2005). Debido a estas corrientes el campo magnético se forma de manera natural y se mide mediante un instrumento llamado magnetómetro. Por su parte, la segunda componente del campo magnético (componente externa), tiene su origen en corrientes eléctricas en las capas ionizadas de la atmósfera superior. Las variaciones temporales de esta componente son más rápidas que las del campo interno. Algunos de los efectos relacionados con esta componente son los ciclos de once años de las manchas solares, las variaciones solares diurnas, las variaciones lunares y las tormentas magnéticas.

En la historia de la ciencia aplicada, los magnetómetros se han empleado para la exploración de recursos desde 1940 (Telford *et al.*, 2004). Con el tiempo, estos instrumentos de medición han sido actualizados para adaptarse a las nuevas necesidades, permitiendo obtener mejores resultados en los análisis. Es por ello que son constantemente remplazados por otros, aunque usan el mismo fundamento de medición.

La magnetometría es un método utilizado principalmente para la exploración de yacimientos minerales, incluyendo los de diamantes y los sistemas petroleros (Budker y Kimball, 2013). Además, se utiliza ampliamente en la caracterización geológica de formaciones de cuerpos ígneos intrusivos y extrusivos como los volcanes e intrusiones magmáticas (Singh *et al.*, 2014).

Hay que resaltar que la magnetometría es uno de los métodos con mayor alcance desde el punto de vista regional, ya que puede ser empleada tanto en forma aérea como terrestre. Su destacada precisión para caracterizar formaciones geológicas sepultadas que generan anomalías magnéticas regionales la convierte en un método confiable para distinguir basamentos y zonas con características particulares como zonas con fallamientos (Telford *et al.*, 2004).

Al utilizar el magnetómetro en el campo, se miden el campo magnético total y sus variaciones. Dentro de la zona de estudio habrá partes donde estas variaciones serán más evidentes, a las cuales llamaremos anomalías.

Las rocas tienen una propiedad física llamada susceptibilidad magnética, que es la capacidad de magnetizarse por un campo magnético externo. Cada tipo de roca tiene una capacidad diferente para ser magnetizada, dependiendo de su contenido ferromagnético; por lo tanto, habrá cuerpos rocosos que proporcionarán una señal más fuerte del campo magnético que otros.

El enfoque de este artículo se centra en la problemática que surge durante la toma de datos en campo. Nuestra fuente, el campo magnético total (CMT), conlleva errores en la medición del valor real debido a diversos factores como el tiempo, la elevación, la topografía y la latitud. La variación del campo magnético respecto a la hora de la medición es una de estas fuentes de error.

Las variaciones debidas a la elevación y topografía de la zona son también factores importantes que se utilizan solo en casos particulares, en los que estas dos variaciones generan un error relevante en los datos. Por último, la latitud introduce un efecto regional en los datos. Cada uno de estos factores proporciona datos con errores asociados que se alejan considerablemente de los que buscamos observar y procesar para obtener anomalías de la zona y realizar una interpretación adecuada. Por esta razón, han surgido procesos para eliminar estos errores de nuestros datos y obtener datos limpios. A estos procesos los denominaremos correcciones.

El propósito de este artículo es explicar con fundamentos las correcciones aplicadas a los datos obtenidos de una prospección magnetométrica. Las correcciones que se abordan son: temporal, corrección instrumental, por elevación, topográfica y espaciales.

Prospección Magnetométrica

En las prospecciones de toma de datos en campo existen factores muy importantes que deben considerarse para que las mediciones sean precisas. Estos factores incluyen la historia geológica de la zona y su asociación con cuerpos depositados, como yacimientos minerales con contenido magnético o rocas con contenido ferromagnético, lo que puede provocar variaciones en las mediciones, asociándolas con anomalías.

Los factores naturales que afectan al campo magnético son ocasionados por variables terrestres, como la temperatura y las variaciones en el campo geomagnético local, que experimenta cambios a lo largo del tiempo o durante el curso diario de la luz solar. Estas variaciones se conocen como variaciones diurnas (Anderson *et al.*, 2002). Además, el punto de medición también influye en las mediciones, ya que algunas corrientes son más fuertes cerca del ecuador. La latitud, la proximidad al océano y sus mares, así como la intensidad de la radiación solar, también pueden afectar los resultados de las mediciones.

Corrección Temporal

Como resultado de las variaciones del campo magnético con el tiempo, la primera corrección que se realizará es de tipo temporal. Esto se debe a que en la toma de datos se emplean dos equipos de magnetómetros: uno como estación base y otro como estación móvil.

La estación base tiene como objetivo medir las variaciones del campo magnético a lo largo del tiempo, mientras que la estación móvil recopila datos en los puntos de interés y regresa a la estación

base. Los magnetómetros no experimentan una deriva instrumental, lo que significa que los valores medidos serán consistentes independientemente del uso que se haga del instrumento. Por lo tanto, la única corrección necesaria será la temporal, que tiene en cuenta las mareas, el efecto de la actividad solar y la rotación de la Tierra. En el caso de contar únicamente con un instrumento, se recurre a un observatorio regional. Aquí se utilizan los datos obtenidos de un observatorio que monitorea de manera continua el campo magnético, empleándolos como referencia.

Corrección Instrumental

La corrección instrumental, también conocida como corrección diurna, implica restar los datos medidos por la estación base de los datos obtenidos por la estación móvil (Figura 1). En la parte inferior, encontramos valores positivos, mientras que, en la superior, valores negativos. El propósito de esta corrección es eliminar los efectos causados por las variaciones diurnas.

Hay zonas donde no hay cuerpos anómalos que produzcan alguna magnetización, por lo tanto, esperaríamos que el campo que observamos sea constante. Sin embargo, las variaciones diurnas afectan este valor, por lo que se deben restar los valores de la estación base con los de la estación móvil para obtener un valor de 0 y así eliminar cualquier error que nos aleje del valor real del campo magnético en el momento de la medición.

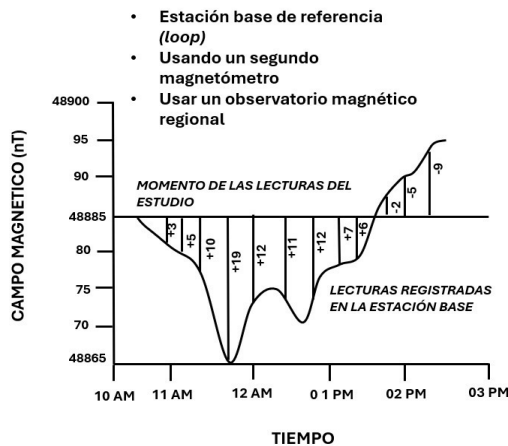


Figura 1. Diagrama de corrección de diurna, utilizando una estación base y una estación móvil. Modificado de Budker y Kimball (2013).

El campo externo (δf) ajusta sus variaciones a partir de la diferencia entre los valores registrados por la estación base y su modelo lineal. En este caso, nos referimos al campo externo, que se comporta como una constante en cada punto. Matemáticamente este ajuste se realiza de acuerdo con la Ecuación (1)

$$\delta f = F_{base} - F_{lineal} \quad (1)$$

donde:

- F_{base} = Valores de F promediado de la base
- F_{lineal} = Ecuación por mínimos cuadrados
- δf = variación del campo externo

Una vez que calculamos la variación del campo externo, podemos eliminar el efecto de las variaciones diurnas con la Ecuación (2):

$$\Delta T_{VD} = F_{obs} - \delta f \quad (2)$$

donde:

- ΔT_{VD} = Corrección por Variación Diurna
- F_{obs} = Valor del F en cada punto
- δf = variación del campo externo

En el año 2002, Anderson y colaboradores llevaron a cabo un estudio para relacionar la velocidad de la deriva vertical con la fuerza diurna en Sudamérica (Anderson *et al.*, 2002). Este estudio se realizó con 2 magnetómetros, uno posicionado sobre el ecuador y otro a 9 grados de distancia, con el fin de identificar las diferencias en las magnitudes de la componente horizontal del campo magnético (H). Así, se obtuvo un contraste de magnitudes medidas en el mismo tiempo y longitud, pero con diferencias en sus datos. Estas diferencias están asociadas a variaciones diurnas (Anderson *et al.*, 2002).

El grupo llevó a cabo una corrección diurna, ya que los datos tomados presentaban una variación en relación con la hora en que fueron registrados. Al superponer un comportamiento del componente H sobre el otro, se realizó una resta para obtener los valores diurnos (Figura 2).

Estos autores concluyen su estudio determinando el valor de la velocidad de la deriva vertical una vez que lograron restar las variaciones diurnas de su medición. También señalan que existen casos en los que no se cuenta con una estación base debido a la falta de instrumental, pero se puede sustituir con un observatorio regional y utilizar sus datos como referencia en tiempo real.

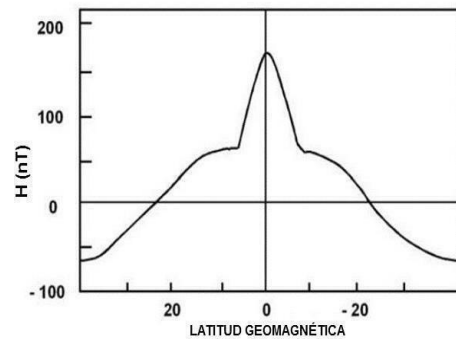


Figura 2. Representación del comportamiento del componente H del magnetómetro al mediodía con respecto a la latitud (Anderson *et al.*, 2002).

Corrección por elevación

La corrección por elevación se utiliza sólo en casos particulares, ya que la variable de elevación no siempre influye en las variaciones de la medición. Si realizamos una medición en cualquier punto de la Tierra, observamos que el gradiente de variación en los polos es de 0.03 nTm⁻¹, mientras que en el ecuador es de -0.015 nTm⁻¹ (Parshin *et al.*, 2018).

Por ello, esta pequeña diferencia en los valores hace que la corrección en los datos sea innecesaria en la mayoría de los casos, aunque existen situaciones especiales. Un ejemplo de esto es el siguiente caso de estudio: entre los años 2014 y 2016, Parshin y colaboradores (2018) llevaron a cabo prospecciones magnéticas en las regiones montañosas de Siberia Oriental. El objetivo era caracterizar zonas con potencial para yacimientos minerales en zonas remotas y difíciles de acceso. Para abordar este desafío, realizaron la prospección magnética aérea debido a la dificultad que presentaba el relieve de la zona. Emplearon una tecnología de medición automática de alta precisión, ya que la altitud desde la cual se recopilaban los datos causaba inestabilidad en el instrumento, debido a la lluvia y el viento.

Dado que el relieve de la zona variaba considerablemente en altitud, en algunas áreas el instrumento tomó mediciones a alturas diferentes. Aunque los autores mismos concluyeron que los datos obtenidos mediante mediciones terrestres o aéreas podrían ser similares, se necesitó realizar una corrección por elevación para eliminar cualquier error mínimo asociado a las mediciones y obtener datos más precisos de la zona.

Corrección por topografía

Esta corrección se basa en considerar la influencia de los cuerpos que rodean la zona de estudio. Sin embargo, sería necesario conocer sus propiedades magnéticas para poder asociarlas con alguna variación en la toma de datos. Debido a esta incertidumbre, se minimiza o descarta la corrección topográfica, ya que no genera una variación significativa en los datos. Entre 1952 y 1954, Sulhi Yüngül llevó a cabo estudios gravitacionales y magnéticos en Turquía, específicamente en las concesiones de *Eastern Chromite Works*, con el fin de descubrir y caracterizar reservas de cromita en una región de topografía accidentada y geología complicada. En este caso de estudio, el autor sugiere que se utilice una densidad superficial mayor a 2.5 para evitar que el valor sea despreciable, en este caso, se hace necesaria la realización de esta corrección para eliminar cualquier error (Yüngül, 1956). Esto permitiría considerarla como una perturbación en la toma de mediciones. Sin embargo, existirán zonas donde esta magnitud puede ser menor y no generar ninguna variación en los datos, como ocurrió en este caso de estudio.

Correcciones Espaciales

Las correcciones espaciales consisten en utilizar el Sistema Geomagnético de Referencia Internacional (IGRF, por sus siglas en inglés). Este modelo es ampliamente utilizado, pero se actualiza cada 5 años, lo que significa que sus resultados tienen una incertidumbre y un error asociado, dado que este campo experimenta constantes variaciones que no son reflejadas en este modelo matemático (Gough e Ingham, 1983). Mayormente, los errores se asocian con las zonas más remotas y alejadas de los observatorios encargados de procesar los datos medidos. El modelo IGRF se calcula para un tiempo y una zona específicos. Para eliminar este valor, que es el valor teórico del campo magnético de la Tierra, debemos restarlo a nuestros datos medidos sobre esa zona (Gough e Ingham, 1983).

Se puede aplicar la Ecuación (3) para realizar la corrección espacial cuando se conoce el valor del campo geomagnético.

$$\Delta T_{IGRF} = \Delta T_{VD} - F_{IGRF} \quad (3)$$

donde:

$$\begin{aligned} \Delta T_{IGRF} &= \text{corrección por IGRF} \\ \Delta T_{VD} &= \text{corrección por diurna} \\ F_{IGRF} &= \text{valor de F del IGRF} \end{aligned}$$

Esta corrección ayuda a eliminar la influencia del campo geomagnético terrestre, lo que permite procesar los datos y obtener las anomalías de manera más precisa. Se aplica mayormente en áreas de estudio de una gran extensión. Sin embargo, en el caso de perfiles de menor extensión es necesario eliminar el efecto regional producido por cuerpos más profundos. Este efecto regional se puede corregir eliminando la línea de tendencia, tal como se muestra en la Figura 3. Existen anomalías residuales y regionales. Para obtener una anomalía regional, es necesario establecer una línea de tendencia y restarla de los datos. De esta forma, podremos asociar esos datos sin perturbaciones a nuestra zona de estudio.

MAPAS MAGNÉTICOS

Cuando los datos tomados en campo han sido procesados con las correcciones antes mencionadas, obtenemos lo que llamamos "Datos limpios". Es necesario tener estos datos sin ninguna perturbación que nos pueda alejar del valor real del campo magnético medido,

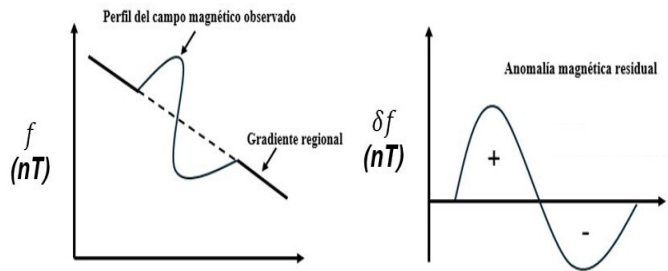


Figura 3. Anomalía regional. Modificado de Estrada (2015).

ya que cada valor de intensidad magnética tiene una interpretación diferente. Para ir entrando en materia, en geofísica se emplean los mapas de anomalías. Estos mapas permiten tener una visualización de los datos sobre la zona de estudio e interpretar cada mapa según sea el caso de estudio.

En el 2010, el autor Daniel González-Rivera realizó una prospección magnetométrica en la zona de Peña de Bernal, en el estado de Querétaro, para caracterizar cuerpos intrusivos de minerales de Au y Ag y así correlacionarlos con las anomalías magnéticas representadas en sus mapas. En la zona de estudio en la Peña de Bernal se realizó un levantamiento aeromagnético sobre una zona con topografía irregular y pendientes escarpadas, con un rango de elevación de 1900 a 2500 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m). La localización de la zona de estudio, así como el mapa de elevaciones se muestran en la Figura 4. Se colocó una estación base situada en la mina San Martín para medir en tiempo real las variaciones del campo respecto al tiempo de medición, para posteriormente realizar la corrección diurna.

En este estudio se generaron mapas de anomalías de la zona de interés. El autor aplicó en el siguiente orden las correcciones necesarias para el procesamiento de los datos obtenidos: primero, corrección temporal, que consistió en eliminar los errores de medición producidos por los datos registrados por el avión, usando como referencia los datos medidos por la estación base.

Una vez eliminados esos errores asociados a los datos, los resultados se almacenaron en bases de datos. En segundo lugar, se aplicó la corrección instrumental, también conocida como corrección diurna, con la que se obtuvieron los valores reales de todos los puntos adquiridos a partir de las mediciones, eliminando así toda perturbación por las variaciones diurnas. Se digitalizaron los valores obtenidos en la estación base, para ello, bastó con aproximar la curva de variación respecto al campo medido y el tiempo transcurrido en la medición (Figura 1), de forma que dichos valores se ajustaron a los datos con una dispersión menor que la resolución adquirida, utilizando aquí las Ecuaciones (1) y (2).

Como tercer paso, se aplicó la corrección espacial, debido a que el estudio para caracterizar cuerpos intrusivos de Au y Ag en la zona de la Peña de Bernal fue de gran extensión. Los datos fueron reducidos al modelo del IGRF para el año 2005, utilizando la Ecuación (3). Así se pudo eliminar la influencia del campo geomagnético terrestre, lo que permitió procesar los datos y obtener los mapas de anomalías de manera más precisa y con una mejor caracterización.

A continuación, se efectuó la corrección por elevación debido a que hubo cierta interferencia en la medición, ya que la prospección se hizo a una altura de vuelo de 60 m del helicóptero y 30 metros del sensor, a una velocidad de 110 km/h (González-Rivera, 2010).

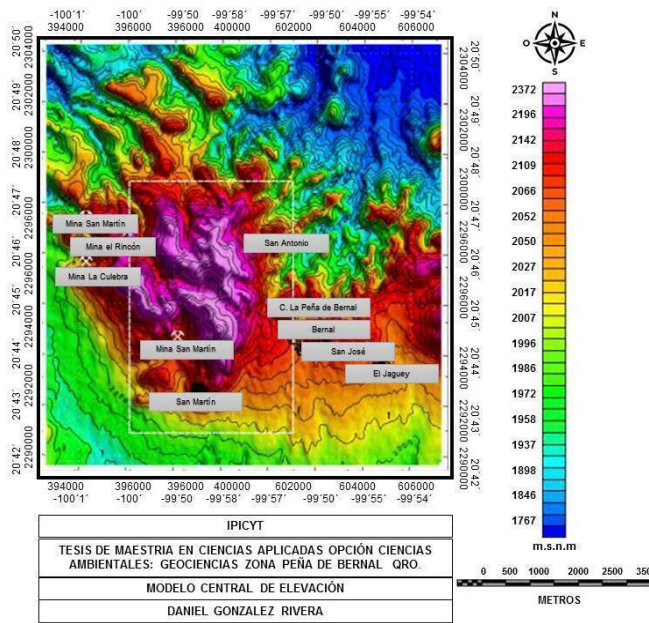


Figura 4. Mapa de elevación de la zona de Peña de Bernal, Querétaro. Tomado de González-Rivera (2010).

Una vez procesados los datos con las correcciones mencionadas, los resultados obtenidos se clasificaron como datos limpios que se almacenaron en una base de datos XYZ. Estos datos numéricos se digitalizaron en forma de mapa con escalas en formato raster para continuar con la interpretación de los mismos. Los datos limpios fueron procesados en el software *Oasis Montaj, de Geosoft Inc.*

Una vez terminada la primera fase del procesado de los datos aeromagnéticos, se comenzó la segunda fase, que fue la técnica de interpolación, generada a partir de plantillas XYZ (*grids*) mediante el algoritmo de curvatura mínima (Briggs, 1974), con un tamaño de celda de 100 m. A partir de esta técnica y en función del análisis de Fourier se obtuvieron los mapas de campo magnético total reducido al polo, de derivadas en la vertical (Z), *Butterworth* (BTRW) y de señal analítica. El proceso se sintetizó en 3 fases:

1. Cálculo de la transformada de Fourier $f(u,v)$ de una función en el dominio del espacio x e y , $f(x,y)$ que se define matemáticamente como en la Ecuación (4) (Bracewell, 1978):

$$F(u,v) = \iint f(x,y) e^{-i2\pi(ux+vy)} dx dy \quad (4)$$

donde:

- (u,v) = es la distancia en la dirección x,y .
- $(ux+vy)$ = número de onda en la dirección x,y .

2. Multiplicación en el dominio de la frecuencia de los datos transformados por uno más de los operadores $P(u,v)$ o filtros que se citan a continuación:

$$G(\mu,\nu) = P(u,v) * F(u,v) \quad (5)$$

3. Transformada inversa $G(\mu,\nu)$ obteniendo de nuevo una función $G(x,y)$

$$G(x,y) = \iint f(x,y) e^{-i2\pi(ux+vy)} d\mu dv \quad (6)$$

Al término de estas 3 fases se obtuvieron los mapas según la transformada o filtro aplicado, ya que cada uno tiene un diferente enfoque de resolución. Los mapas de anomalías fueron:

Reducción al polo, el cual se utilizó para transformar las anomalías magnéticas dipolares en anomalías monopolares, lo que compensó la distancia de la anomalía verdadera a la posición sobre el origen causal, es decir, el desplazamiento de la zona de medición del polo norte magnético (Figura 5). Debido a la magnetita, la inclinación y la declinación de los datos magnéticos se recalcula, convirtiendo así las anomalías de la zona de estudio, las cuales aparecerán como si se encontraran en el polo norte magnético. De este modo, la anomalía de campo total fué completamente monopolar y centrada directamente sobre el cuerpo que la genera. Esto ayudó a tener una interpretación más precisa de los datos, particularmente en zonas de alta latitud no cercanas al ecuador.

El segundo mapa obtenido fue con el filtro de derivadas en la vertical (z). Dicha herramienta se aplicó a los datos magnéticos de campo total, permitiendo tener un mejor alcance para la delimitación de las fuentes causales (cuerpos magnetizados de la zona) y localizar con precisión los cambios en los gradientes del campo magnético, dando como resultado una mejor definición de las discontinuidades y su relación con la geología de la zona (Nabighian, 1984). Cabe añadir que con este filtro se definen los rasgos geológicos de fuentes poco profundas que originan anomalías de frecuencia alta o de baja longitud de onda (Figura 6).

Se aplicó también el filtro *Butterworth* (BTRW), ya que se consideró el más apto para la aplicación directa de altas y bajas frecuencias de los datos, dándoles así un control, estableciendo una onda controlada o central, ayudando a eliminar ruido que no es de interés relacionado con altas frecuencias, para establecer la geometría, la yacencia de las anomalías y las dimensiones de las fuentes que las producen (Figura 7).

Por último, se aplicó el filtro señal analítica a los datos de anomalía de campo total, ayudando a definir cuerpos magnetizados en el subsuelo con un resultado que es coherente con lo obtenido a través de la reducción al polo y derivadas verticales, reforzando la interpretación de la posible ubicación de cuerpos en el subsuelo. El mapa obtenido se muestra en la Figura 8.

En los mapas de anomalías anteriores es posible observar que, pese a tratarse de la misma zona de estudio, la visualización es diferente. Esto se debe a los filtros utilizados que nos ayudan a resaltar los valores de magnitudes de interés de acuerdo con la problemática de interés en el estudio que se esté realizando. Lo anterior permite una interpretación más certera y precisa. Sin una corrección previa a nuestros datos no podremos obtener mapas de anomalías magnéticas con un porcentaje de certeza mayor.

Para dar un mejor contraste de la importancia del tratamiento y la aplicación de correcciones a los datos, se procesaron dos mapas de anomalías, el primero de ellos utilizando datos sin ninguna corrección y el segundo con datos con corrección temporal, instrumental e IGRF. La comparación se muestra en la Figura 9.

En el caso del mapa de anomalías con datos sin correcciones (Figura 9A), fue posible notar que hubo una distribución de magnitudes dispersa en toda el área mostrada.

Sin embargo, con la aplicación de corrección temporal (eliminando errores asociados en el transcurso de la medición tomando como referencia la estación base), corrección instrumental o diurna (para acercar los valores medidos a los reales, restando cualquier variación de la estación móvil de la estación base) y corrección espacial (utilizando

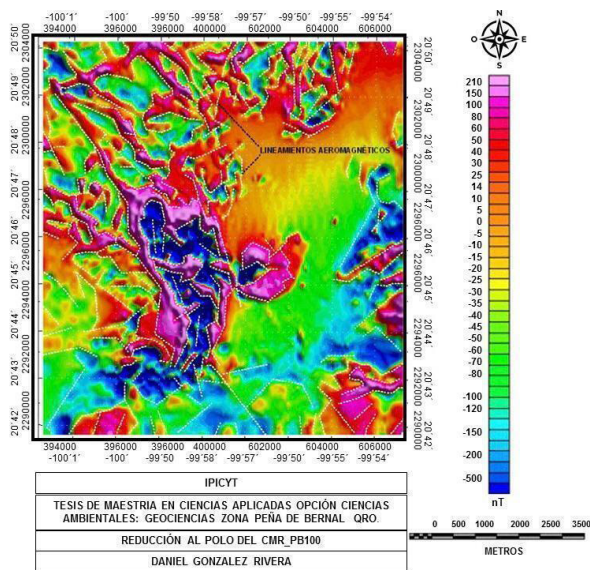


Figura 5. Mapa de intensidades magnéticas reducido al polo en el área de estudio. Se observan anomalías positivas en tonos rojos a magenta y anomalías negativas en tonos azules a verdes, sobre las que se muestran los lineamientos aeromagnéticos. Tomado de González-Rivera (2010).

un IGFR actual para restar la variación por el campo magnético terrestre) a la misma base de datos, se obtuvo el mapa de anomalía total del campo magnético, el cual se muestra en la Figura 9B).

La inspección visual de las Figuras 9A y 9B permitió notar que en esta última persistió la presencia de valores de anomalías altas y bajas según la escala de colores; sin embargo, la distribución fue más controlada respecto al mapa de anomalías magnéticas con datos sin correcciones.

Esto hizo factible ver las anomalías menos dispersas y más concentradas según su valor. El ejemplo anterior resalta la importancia de las correcciones, que consiste en darle a los datos un valor real, minimizando el error asociado para poder analizar con mayor precisión las anomalías presentes y dar una interpretación más certera.

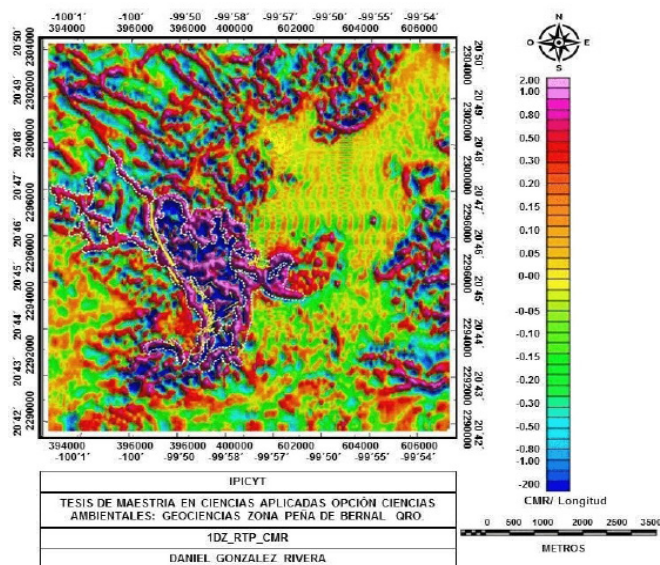


Figura 6. Mapa del campo magnético residual (CMR) con filtro de la segunda derivada en la vertical (z). Nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas. Tomado de González-Rivera (2010).

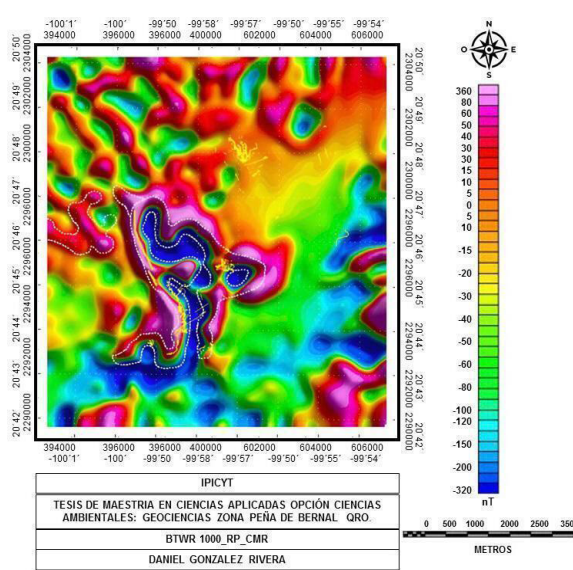


Figura 7. Mapa del CMR con filtro Butterworth con longitud de onda de corte de 1000 ciclo/km. Nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas. Tomado de González-Rivera (2010).

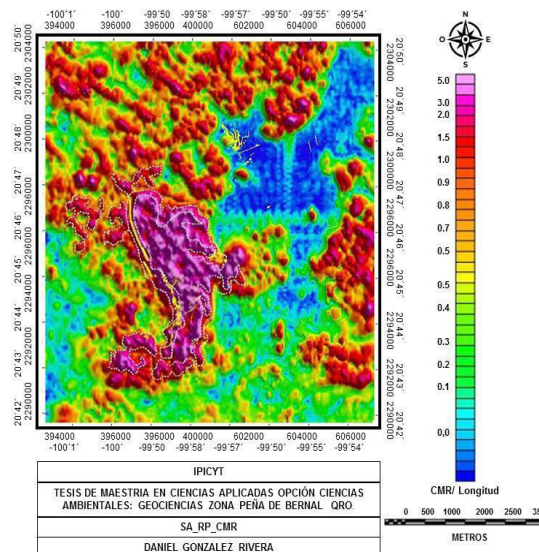


Figura 8. Mapa del CMR con el filtro de señal analítica. Nótese en color amarillo las estructuras mineralizadas. Tomado de González-Rivera (2010)

CONCLUSIONES

En cualquier prospección geofísica es fundamental comprender el método de medición y entender cómo los factores naturales de la Tierra influyen en los datos obtenidos. Una metodología de adquisición realizada correctamente en campo es de suma importancia para el procesamiento de los datos, ya que el porcentaje de incertidumbre disminuye una vez que los datos han sido “limpiados” por los filtros de corrección.

En este trabajo se han analizado las correcciones a datos magnéticos para obtener mayor precisión para la interpretación de las anomalías magnéticas.

Al comprender los factores que afectan a las variaciones del campo

magnético, se entiende mejor la importancia de las correcciones realizadas en los datos obtenidos de estudios magnéticos (Figura 10). Las correcciones utilizadas en magnetometría tienen como propósito eliminar cualquier error producido por efectos naturales e instrumentales que puedan desviar los datos del valor real del campo magnético medido. Esto permite obtener una caracterización mejorada de la zona de estudio.

Las anomalías geofísicas son las señales de interés para poder abordar la problemática del estudio. No se puede concluir un trabajo sin aplicar las correcciones diurnas y espaciales a los datos de forma obligatoria, lo que justifica los resultados obtenidos. Las correcciones por elevación y topográficas se consideran secundarias y se aplican dependiendo de la necesidad específica de la situación.

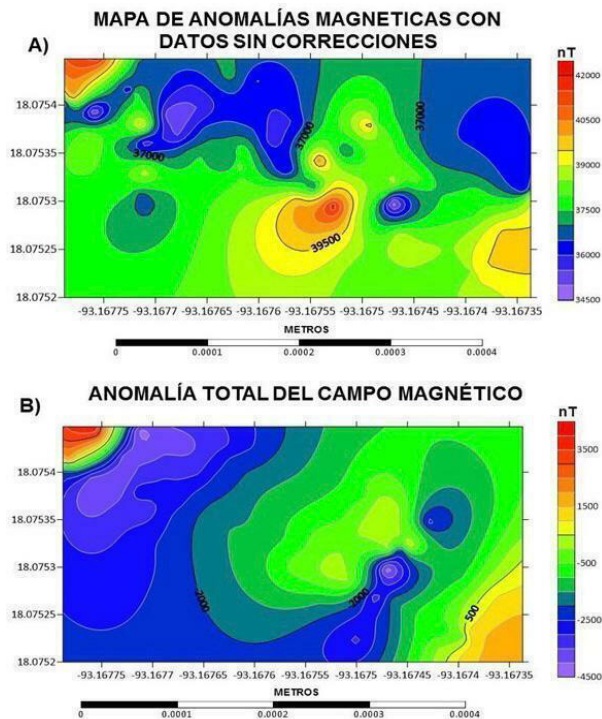


Figura 9. (A) Mapa de anomalías magnéticas con datos sin correcciones. (B) Mapa de anomalía total del campo magnético una vez aplicadas las correcciones a los datos.

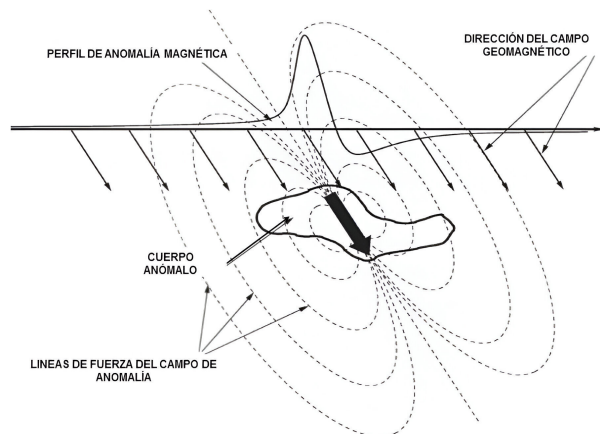


Figura 10. Factores presentes en prospecciones magnetométricas: cuerpos magnetizados, campo magnético terrestre, intensidad del campo geomagnético y variaciones diurnas. Tomado de Estrada (2015).

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la revista "Enseñanza y Comunicación de las Geociencias" por la oportunidad de publicar este trabajo, así como al editor en jefe, Dr. Alexis del Pilar Martínez, y a los revisores, Dra. Anna Paulina Lima Costa y Oscar Ávila Vargas por sus observaciones y sugerencias.

REFERENCIAS

- Anderson, D., Anghel, A., Yumoto, K., Ishitsuka, M., y Kudeki, E. (2002). Estimating daytime vertical ExB drift velocities in the equatorial F-region using ground-based magnetometer observations. *Geophysical Research Letters*, 29(12). <https://doi.org/10.1029/2001GL014562>
- Bracewell R.N., (1978). *The Fourier Transformer and its application*. Mc Graw Hill, 444 p.
- Briggs I.C., (1974). Machine contouring using minimum curvature: *Geophysics*, V. 39, p.39–48.
- Budker, D., y Kimball, J. (2013). *Optical Magnetometry* (D. Budker y D. F. Jackson Kimball, Eds.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511846380>
- Estrada, L.A (2015). *Prospección Magnetométrica para alumnos de ingeniería geodésica y geofísica de la Facultad de Ciencias exactas y Tecnología, Departamento de geodesia y topografía. Universidad Nacional de Tucumán, Argentina.*
- González-Rivera, D. (2010). *La exploración magnética aérea en la prospección de yacimientos de oro y plata: caso Peña de Bernal, Querétaro.* Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. Consultado el 20 de marzo de 2024. <https://repositorio.ipicyt.edu.mx//handle/11627/2982>
- Gough, D. I., e Ingham, M. R. (1983). Interpretation methods for magnetometer arrays. *Reviews of Geophysics*, 21(4), 805–827. <https://doi.org/10.1029/RG021i004p00805>
- Nabighian M. N., (1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms- Fundamental relations: *Geophysics*, v.49, p.780–786.
- Parshin, A. V., Morozov, V. A., Blinov, A. V., Kosterev, A. N., y Budyak, A. E. (2018). Low-altitude geophysical magnetic prospecting based on multirotor UAV as a promising replacement for traditional ground survey. *Geo-Spatial Information Science*, 21(1), 67–74. <https://doi.org/10.1080/10095020.2017.1420508>
- Singh, B., Prabhakara Rao, M. R. K., Prajapati, S. K., y Swarnapriya, Ch. (2014). Combined gravity and magnetic modeling over Pavagadh and Phenaimata igneous complexes, Gujarat, India: Inference on emplacement history of Deccan volcanism. *Journal of Asian Earth Sciences*, 80, 119–133. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.11.005>
- Tarbuck, E., Lutgens, F., y Giner Robles, J. (2005). *Ciencias de la Tierra: una introducción a la geología física*. Prentice Hall / Pearson.
- Telford, W., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (2004). *Applied Geophysics* (2nd ed.). Cambridge University Press.
- Yüngül, S. (1956). Prospecting for chromite with gravimeter and magnetometer over rugged topography in East Turkey. *Geophysics*, 21(2), 433–454. <https://doi.org/10.1190/1.1438245>

Manuscrito recibido: 1 de abril de 2024

Manuscrito corregido recibido: 16 de mayo de 2024

Manuscrito aceptado: 30 de mayo de 2024