



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Localización de Estructuras
Subterráneas Mediante Exploración
Magnetométrica en la Zona
Arqueológica de Teotihuacán**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Yoali Margarita Cano Velarde

DIRECTOR DE TESIS

M. en C. Juan Esteban Hernández Quintero



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019

A MI MADRE

Por el amor y el apoyo incondicional, vivir con ternura mi
proceso de la vida.

A MIS ABUELOS

Por las enseñanzas y su amor.

AGRADECIMIENTOS

Al M. en C. Esteban Hernández Quintero por su asesoría en este trabajo, su gentileza y por toda su comprensión.

A mis sinodales: el Dr. René Chávez, el Ing. Alejandro Serrano, el Dr. Mauricio Nava, el M. en C. David Escobedo Zenil. También a Jesús Sánchez González, al M. en C. Gerardo Cifuentes, por su asesoría en toda la realización de este trabajo, su amabilidad y su apoyo.

A mi madre que siempre ha vivido mis procesos, todo el tiempo me ha escuchado y sobretodo me ha dado su amor y su fuerza.

A mis abuelos que siempre me han brindado su cariño y siempre me han cuidado; de ellos aprendí a ser responsable y disciplinada.

A mis tíos Rafael, Gloria, Carmen, José Luis, Pablo, Rocío y a mis primos que me han dado su apoyo incondicional y me exigen salir adelante.

A mis compañeros y compañeras, Leonarda Isabel, María, Jessica, Rafael, Dante, Manuel, Omar, Nancy y Lalo por compartir momentos de alegría y estrés, por preocuparse por mí y por ser mis amigos incondicionales.

A mis compañeras de cuarto, Alma por darme alegría cuando más lo necesitaba, además de que vivimos muchas aventuras en momentos difíciles y a Dayna por ser muy linda, además de cuidarme y compartir momentos buenos conmigo.

A Paco que me ha dado su amor y me ha apoyado en el proceso de la tesis, también por desvelarse hasta que acabe, tranquilizarme y hacerme sentir fuerte.

A la UNAM y a la Facultad de Ingeniería por darme además de conocimientos, otra visión de la vida y hacerme crecer como ser humano.

Al Instituto de Geofísica por apoyarme en el levantamiento de los datos en Teotihuacan, abrirme las puertas y sentir ser parte de un equipo. También al INAH por apoyar proyectos de carácter geofísico para la exploración en Teotihuacán.

ÍNDICE

RESUMEN.....	4
ABSTRACT	5
I. INTRODUCCIÓN.....	6
II. ANTECEDENTES	8
III. MARCO TEÓRICO.....	13
3.1. EL CAMPO GEOMAGNÉTICO.....	14
3.2. CONCEPTOS BÁSICOS DEL MAGNETISMO	17
3.3. ORIGEN EXTERNO E INTERNO DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO	20
3.4. COMPONENTES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO.....	24
3.5. ÍNDICES GEOMAGNÉTICOS.....	25
3.6. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS.....	27
3.7. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LAS CORRECCIONES Y MODELADO DE LOS DATOS MAGNÉTICOS.....	30
3.7.1. CORRECCIONES	30
3.7.2. POST PROCESO.....	32
3.7.3. MODELADO DIRECTO.....	41
IV. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	47
V. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS	50
5.1. LOGÍSTICA DE CAMPO Y ADQUISICIÓN DE LOS DATOS MAGNÉTICOS	50
5.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS MAGNÉTICOS	58
VI. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN	68
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	71
REFERENCIAS	73

RESUMEN

En esta presente investigación, se realizaron una serie de levantamientos magnetométricos de alta resolución, los que suman un total de 2705 puntos adquiridos en octubre de 2018, en la zona noreste de la Plaza de la Luna, para estudiar anomalías relacionadas con estructuras subterráneas parcialmente rellenas de interés arqueológico y aportar información a las investigaciones que se han realizado desde 2015, sobre la posible localización de túneles subterráneos en dicha zona. Los datos magnéticos fueron reducidos al polo, después se obtuvo el campo regional y se aplicó el filtro de continuación ascendente para suavizar las anomalías magnéticas y eliminar el ruido proveniente de la superficie. Además, se aplicó la técnica de Tilt Derivative para definir los bordes de las anomalías en la malla magnética.

Se realizó el modelado directo de un perfil que se ubica sobre un dipolo inverso hallado en la malla magnética. En el modelo se propone una estructura de un material diferente a los flujos piroclásticos provenientes de los volcanes cercanos a la zona de estudio. El material que rellena la estructura se modela con una susceptibilidad magnética de -3×10^{-3} emu. La profundidad de dicha estructura a la que mejor ajustó, varía entre los 5 y los 4 metros.

Finalmente, se realizó la deconvolución de Euler con el índice estructura $S=1$, para determinar la profundidad de las fuentes magnéticas y su posible relación con bordes entre oquedades y piroclastos.

Gracias a la comparación de los resultados con otros trabajos disponibles en la literatura consultada, se concluye que la metodología magnetométrica, funciona muy bien para este tipo de escenarios arqueológicos.

ABSTRACT

In this present investigation, a series of high-resolution magnetometric surveys were carried out, totaling 2705 points acquired in October 2018, in the northeast area of the Plaza de la Luna, to study anomalies related to partially filled underground structures. of archaeological interest and to contribute information to the investigations that have been realized from 2015, on the possible location of underground tunnels in this zone. The magnetic data was reduced to the pole, then the regional field was obtained and the upward continuum filter was applied to soften the magnetic anomalies and eliminate the noise coming from the surface. In addition, the Tilt Derivative technique was applied to define the edges of the anomalies in the magnetic mesh.

The direct modeling of a profile that is located on an inverse dipole found in the magnetic mesh was performed. In the model a structure of a material different from the pyroclastic flows coming from the volcanoes near the study area is proposed. The material that fills the structure is modeled with a magnetic susceptibility of -3×10^{-3} emu. The depth of the structure to which it was best adjusted varies between 5 and 4 meters.

Finally, the Euler deconvolution was performed with the structure index $S = 1$, to determine the depth of the magnetic sources and their possible relationship with edges between cavities and pyroclasts.

Thanks to the comparison of the results with other works available in the consulted literature, it is concluded that the magnetometric methodology works very well for this type of archaeological scenarios.

I. INTRODUCCIÓN

Teotihuacán fue una ciudad muy importante en la antigüedad, existen teorías sobre el surgimiento y caída de la ciudad, los arqueólogos describen que dicha civilización tuvo sus inicios de 150 a.C a 750 d.C. Es un lugar lleno de historia y de misterio pues hasta la fecha, no existe mucha información acerca de su origen. Su grandeza ha despertado el interés de especialistas en arqueología y geofísica para comprender su percepción de la vida, la muerte y la naturaleza. Los pueblos prehispánicos tenían creencias religiosas con una estrecha relación con el inframundo y crearon un espacio físico que lo representara, quizá los minerales de los materiales volcánicos inspiraron a la creación de caminos subterráneos para obedecer sus creencias.

Cuando se comenzaron las exploraciones en la zona, los primeros descubrimientos de cuevas fueron en Oztoyohualco, que se encuentra en la parte noroeste del valle, en donde se pueden apreciar el colapso de bóvedas, en dirección NW-SE. También, en la parte este del Valle de Teotihuacán, en Oztotícpac existen cuevas que fueron habitadas por los chichimecas que llegaron a la zona de la cuenca de México (Chávez et al., 1988).

Heyden (1975) relata que cerca de la Pirámide del Sol, fue descubierto un túnel natural con rastro de intervención humana, este descubrimiento lo hizo el encargado de la zona cuando hacía sus recorridos por el lugar, el cuál reportó que dicho túnel tiene 100 metros de largo, que recorre la Avenida de los Muertos hasta debajo de la parte central de dicha pirámide, lo que podría parecer un indicador de la importancia de las cuevas y los túneles con el diseño y construcción de las pirámides y los templos.

La motivación para aplicar estudios geofísicos en esta y otras zonas arqueológicas en México, estriba en las ventajas que representan estos métodos; principalmente el Radar de Penetración Terrestre (GPR), los métodos eléctricos convencionales tales como la Tomografía de Resistividad Eléctrica y el método magnético, pues son métodos pasivos que no destruyen la arquitectura de dichas zonas.

El método magnetométrico funciona adecuadamente debido a las características del suelo y la geología somera de la Zona Arqueológica de Teotihuacán, pues existe contraste de las propiedades magnéticas entre flujos piroclásticos, de basalto y andesita, provenientes de los volcanes cercanos a la zona y las posibles estructuras subterráneas tales como zonas de relleno, oquedades, cuevas, túneles, entre otras.

En este trabajo se muestran los resultados de una serie de levantamientos magnéticos en los que se localizan estructuras subterráneas someras al noreste de la Plaza de la Luna, esto con el fin de aportar información con fines arqueológicos y dar seguimiento a los estudios reportados en 2015 (Hernández *et al.*, 2015).

II. ANTECEDENTES

La aplicación de las técnicas geofísicas en el hallazgo de estructuras de interés arqueológico, es de gran ayuda para obtener información sin dañar la arquitectura del sitio. Teotihuacán ha sido uno de los lugares arqueológicos de mayor interés para la geofísica, se han hecho levantamientos magnetométricos, gravimétricos, Tomografía Eléctrica Capacitiva (TEC), Tomografía de Resistividad Eléctrica Capacitiva (TREC), pruebas de espectroscopía arqueomagnética y micro-Raman, además de exploración arqueológica en la que se encontró una serie de fosas en las que se hallaron roca en forma de estelas.

Primeros estudios

En 1988, se realizaron los primeros estudios geofísicos en Oztoyohualco y en la zona este de la Pirámide de la Luna. En el primer sitio, se encontraron túneles en los que se podía explorar y observar sus características, debido a lo cual, se llevaron a cabo los estudios con el interés de calibrar las técnicas geofísicas. En total, se hicieron dos perfiles magnéticos, uno gravimétrico y uno eléctrico. Con los resultados se obtuvo el valor de la susceptibilidad magnética (μ) entre los piroclastos y las oquedades, siendo $\mu = -6 \times 10^{-3}$ emu el que mejor ajustó. En la parte oriental de la pirámide de la Luna, se realizaron siete perfiles magnéticos de aproximadamente 120 metros de largo y con una orientación norte-sur (figura 1). Los resultados muestran dos túneles principales: uno en la parte central y otro hacia el noroeste (figura 2) con una profundidad aproximada de 5 metros. Haciendo el mismo recorrido que en el de magnetometría, el estudio de gravimetría mostró exceso de ruido, por lo que se correlacionaron para la definición de una oquedad. Los resultados de los perfiles de resistividad, ubicados en las mismas líneas en las que se hicieron las técnicas anteriores, coincidieron con los demás estudios sobre ubicación probable de los túneles (Chávez et al., 1988).

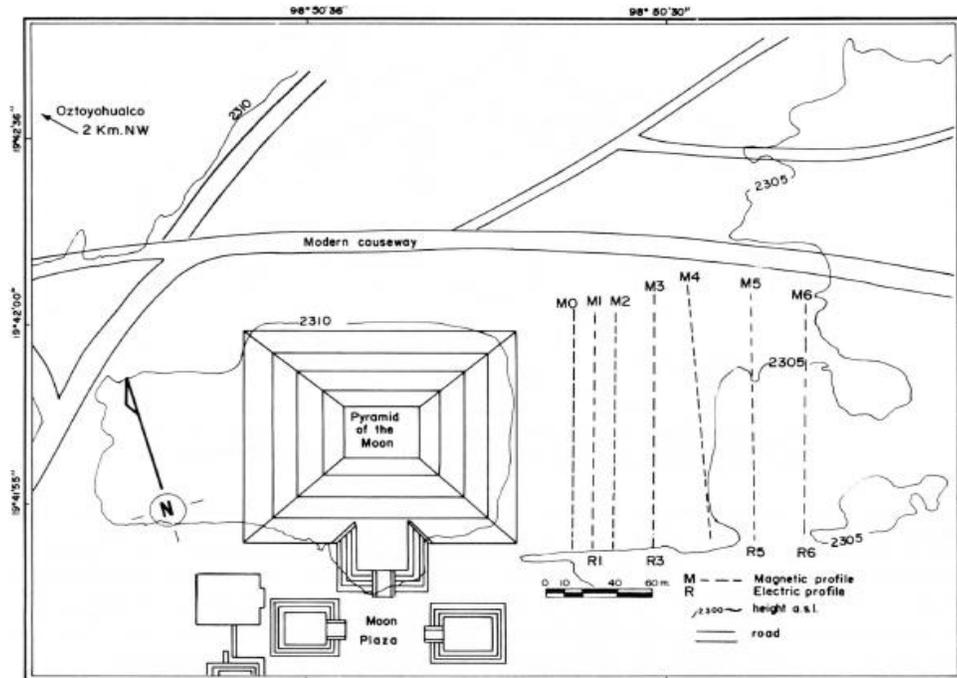


Figura 1. Ubicación de los perfiles geofísicos en el este de la Pirámide de la Luna, Teotihuacán, México (Tomado de Barba et al., 1990).

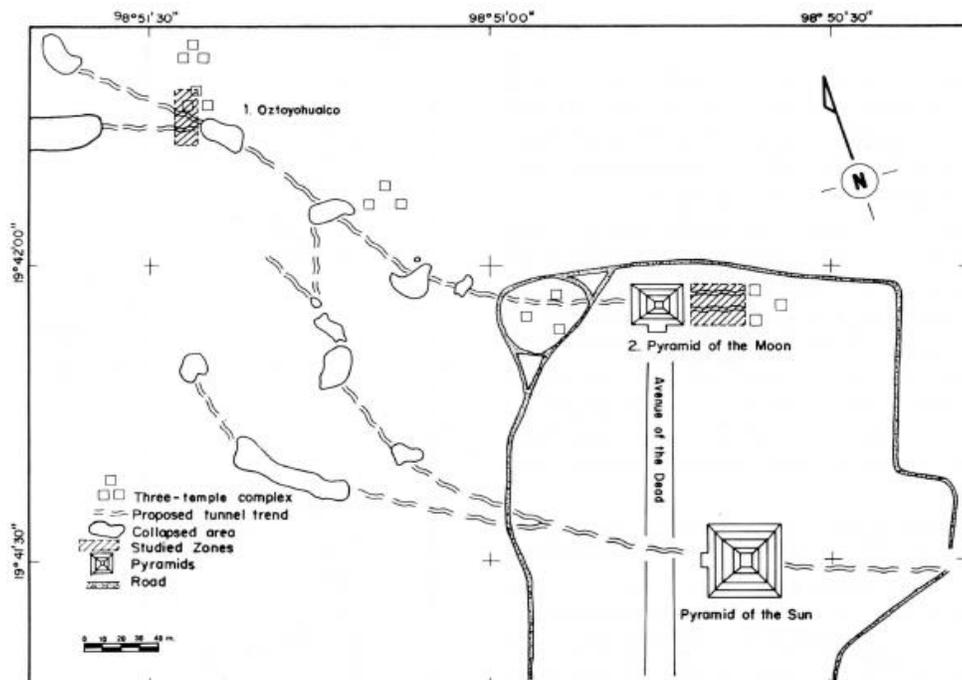


Figura 2. Mapa del sitio de Teotihuacán, México. (Tomado de Barba et al., 1990).

Años más tarde, se hicieron estudios de geofísica en los alrededores de la Pirámide del Sol (Manzanilla et al., 1994) utilizando gravimetría, magnetometría y eléctrica (figura 3) para conocer la continuidad de las estructuras subterráneas, así como para verificar las investigaciones de Heyden en 1975. Para el estudio de magnetometría, se realizó un levantamiento de campo total y de gradiente magnético, a los datos obtenidos se les aplicó el filtro de reducción al polo, para lograr definir la posición del túnel y obtener un modelo tridimensional. En los resultados obtenidos a partir de dichas técnicas, se han encontrado una serie de túneles y cavernas interconectadas mostrando en los perfiles eléctricos máximos valores de resistividad, valores mínimos de gravedad y bajos valores magnéticos (Manzanilla et al., 1994).

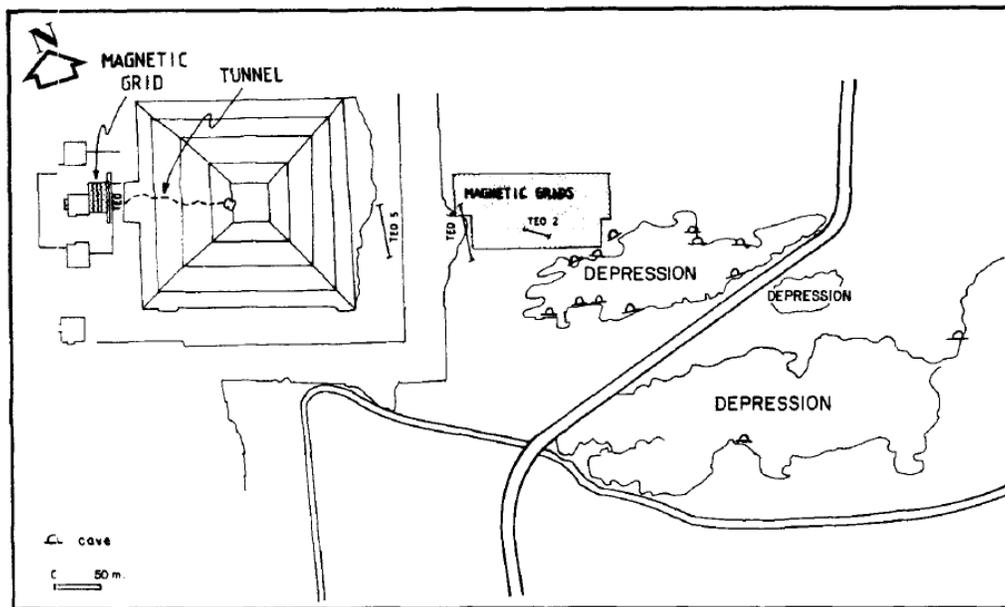


Figura 3. Ubicación de los estudios geofísicos en el área de la Pirámide del Sol, Teotihuacán, México (Tomado de Manzanilla et al., 1994).

Estudios recientes

Continuando con las investigaciones de 1994, casi una década después, se llevaron a cabo estudios de geofísica somera en el centro de la plaza de la Pirámide de la Luna, para evaluar el subsuelo y el basamento próximo al monolito Chalchiutlicue. En el 2013, se efectuó magnetometría de Intensidad Total y se instaló una estación Geomagnética para la medición del campo del Campo Magnético Vectorial y la obtención de la Declinación y la Inclinación. En el 2014, se realizaron los estudios de Tomografía Eléctrica Capacitiva (TEC), Magnetometría en sus modalidades de Anomalía Total, Gradiente Magnético Vertical (GMV) y se instaló una estación Geomagnética. A los datos se les aplicó el proceso de reducción al Polo para realzar rasgos y acentuar el área del dipolo relacionado con el monolito (figura 4) (Hernández et al., 2014).

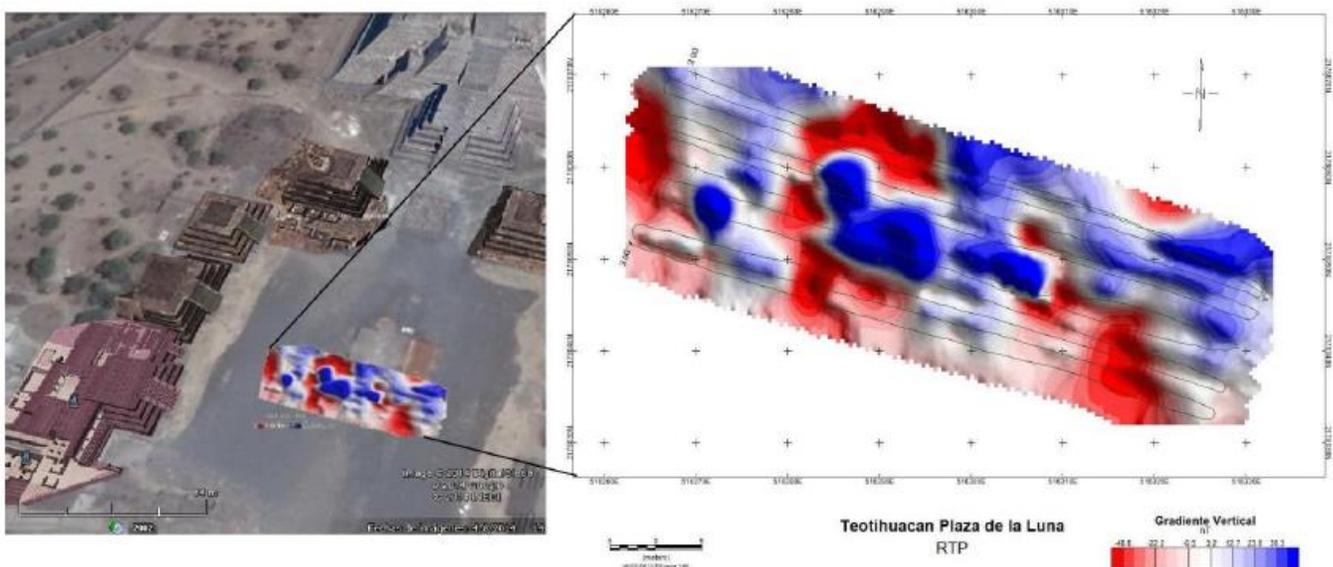


Figura 4. Mapa de Gradiente Magnético Vertical con Reducción al Polo (Tomado de Hernández, 2014).

En la plaza de la Pirámide de la Luna, Quiroz (2016) realizó un análisis a los datos de perfiles geoelectrónicos, adquiridos mediante Tomografía de Resistividad Eléctrica

Capacitiva (TREC) (2013-2014) utilizando la técnica de descomposición de Series de Fourier, con la finalidad de observar la respuesta geoelectrica y comprobar la naturaleza y forma del basamento del monolito Chalchiuhtlicue.

También se hicieron pruebas de espectroscopía arqueomagnética y micro-Raman a los fragmentos de cerámica precolombina de una aldea del Valle de Teotihuacán en 2009, para caracterizar los minerales magnéticos responsables de la magnetización de la cerámica, así como su temperatura de cocción y establecer la curva de arqueointensidad para Mesoamérica. El arqueomagnetismo es un proceso en el que se estima el campo magnético que queda grabado en los minerales. La espectroscopía micro-Raman es una técnica fotónica utilizada para obtener información química y estructural de las sustancias.

Por otra parte, arqueólogos del del Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH) han explorado la Plaza de la Luna, encontrando lo que sería la simulación de la superficie de la luna, la cual se encuentra llena de cráteres: fosas en las que se hallan estelas lisas de roca, conductos que marcan el centro de este espacio los rumbos del universo y horadaciones que contenían guijarros de un río. La coordinadora del proyecto de investigación Mtra. Verónica Ortega Cabrera, subdirectora técnica de la ZAT, menciona que la superficie de la Plaza de la Luna es “semejante a la cara de un queso gruyer” también dijo que “se han identificado más de 400 oquedades usadas a lo largo de cinco siglos, pequeños hoyos de 20-25 centímetros de diámetro y cuyas profundidades oscilan los 30 centímetros; éstos se hallan en toda la extensión de la plaza, aunque se concentran más en ciertas áreas. En muchos de ellos había piedras (sic) de río, traídas de otro lugar” (INAH, 2016). En las excavaciones realizadas desde 2015 hasta 2016 se han ubicado cinco estelas completas dentro de cinco fosas, un par de ellas juntas. Las alturas y los pesos de las estelas varían de 1.25 a 1.50 m y de los 500 a 800 kilos. Las estelas se localizan en espacios de 60 cm y los 3.50 y 4 m de profundidad. De acuerdo con la Mtra. Ortega, dichas fosas fueron excavadas desde las primeras etapas de la construcción de la Pirámide del Sol y en la primera etapa de la Pirámide de la Luna, alrededor del año 100 d.C. (INAH, 2016).

III. MARCO TEÓRICO

El descubrimiento del campo magnético fue un acontecimiento fundamental para la navegación (el uso de la brújula desde 2634 a.C.), la elaboración de cartas geográficas y el descubrimiento de las propiedades de los materiales magnetizados.

Los estudios en este campo han permitido la comprensión de muchos de los fenómenos electromagnéticos que se generan en la magnetósfera terrestre, así como la interacción entre ésta y el viento solar.

El campo magnético es generado, según las teorías más aceptadas, por el movimiento de las corrientes eléctricas producidas por el efecto convectivo del material con contenido de hierro y la rotación del núcleo exterior de la Tierra, el magnetismo residual permanente en la corteza terrestre, la radiación electromagnética solar, la gravedad, la radiación corpuscular y el campo interplanetario (Mendoza et al., 2013).

El campo cortical provee información de la distribución de los minerales magnéticos en la corteza y es fundamental su análisis para la exploración por el método magnético (Nabighian, 2005).

El método magnético es el más antiguo de las técnicas geofísicas, en la edad media en Suecia, se utilizarían las primeras herramientas de prospección magnética

La magnetometría estudia las variaciones en la intensidad del campo magnético terrestre producidas por objetos, cuerpos y estructuras en el subsuelo que pueden ser atribuidas a actividades históricas y prehistóricas relacionadas con el hombre o simplemente debido a fenómenos geológicos. Su intensidad depende del contenido de magnetita, $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$, en dichas estructuras. Las anomalías de los

objetos arqueológicos o de las rocas y minerales naturales se deben principalmente a la presencia del mineral magnético (hierro) que constituye alrededor del 6% de la corteza terrestre (Smekalova et al., 2008).

Los campos magnéticos que existen a nuestro alrededor son invisibles, pero se pueden medir con instrumentos sensibles llamados magnetómetros. Con estos instrumentos, junto con el tratamiento y la interpretación de los datos informáticos, han permitido medir los contrastes en el subsuelo. Siendo la prospección magnética uno de los métodos más eficaces, rápidos y no destructivos para la investigación de sitios arqueológicos; la información que se puede obtener mediante la prospección magnética es similar a la que se revela durante las excavaciones. En caso de que no existan contrastes en las propiedades magnéticas, dicha prospección no será útil. (Smekalova et al., 2008).

3.1. EL CAMPO GEOMAGNÉTICO

La primera explicación de la existencia del magnetismo de la Tierra la publicó W. Gilbert en su famosa obra *De Magnete* (1600), en la que propuso que el origen del geomagnetismo radica en la magnetización permanente del interior del planeta, considerando a la Tierra como un imán esférico (Mendoza et al., 2013).

Para el siglo XIX, gracias a los experimentos hechos por el barón Alexander von Humboldt en América del Sur, respecto a la relación que existe entre los efectos magnéticos y las oscilaciones de una aguja imantada, Carl Friedrich Gauss pudo medir el módulo del vector de campo magnético y se definió por primera vez el campo magnético a través de una longitud y dos ángulos (Mendoza et al., 2013). Actualmente el campo Geomagnético se puede considerar como un gran magneto dipolar con dirección norte-sur y coincide con el eje de rotación de la Tierra. Las líneas de campo que presenta éste magneto salen por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético, como se ilustra en la figura 5.

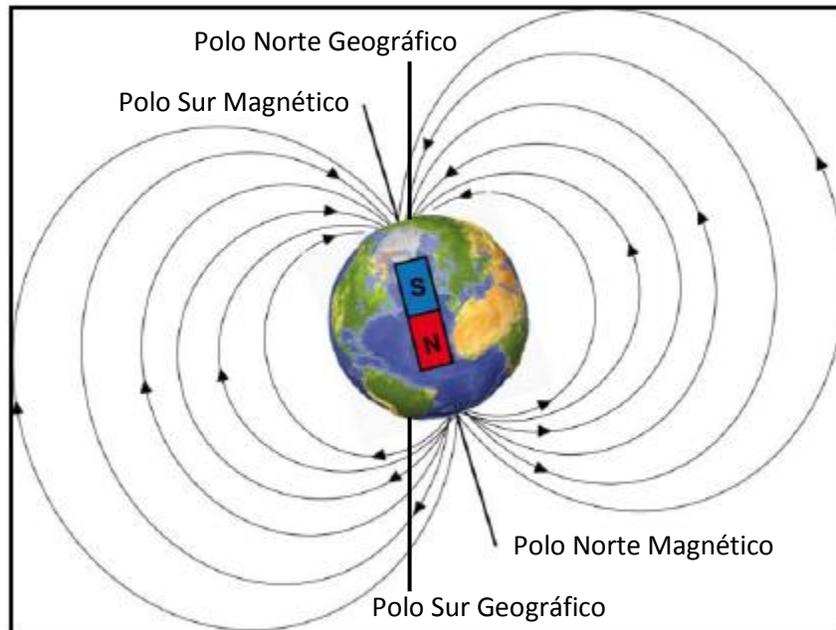


Figura 5. Modelo del campo Geomagnético.

De acuerdo a Muniz (1997), el campo Magnético Terrestre se compone de las siguientes fuentes:

a) Campo magnético interno

- Campo geomagnético principal: se genera por la rotación del núcleo externo de la Tierra, compuesto principalmente por hierro y níquel, donde se producen cargas eléctricas por el movimiento convectivo que además transporta calor y forma un dínamo auto-sostenido.
- Campo cortical: se produce por los minerales magnéticos contenidos en la corteza terrestre, en donde las temperaturas son menores a la de Curie. Este es el campo más estable, varía en periodos de cientos de miles de años.

- b) El campo magnético externo se debe a corrientes inducidas en la ionosfera por el desplazamiento de los rayos del sol sobre la Tierra, la rotación de la misma, el movimiento orbital, la radiación corpuscular del sol y el campo

interplanetario (Mendoza et al., 2013). Las variaciones del campo magnético terrestre son de aproximadamente 60 nT, en periodos de 24 horas (Telford et al., 1976).

- c) El campo magnético resultante de un proceso de inducción electromagnética. Es generado por corrientes eléctricas inducidas en la corteza y manto por variaciones externas de campo.

En exploración, las mediciones obtenidas contienen la influencia de la suma de dichos campos y queda expresado mediante la siguiente ecuación:

$$B = B_0 + B_r + B_c + B_t \quad (1)$$

Donde:

B: representa al campo geomagnético medido en la superficie de la Tierra

B_0 : es el campo teórico producido por un dipolo magnético que tiene su eje inclinado aproximadamente 11.5° con respecto al eje de rotación de la Tierra y que no pasa exactamente por su centro.

B_r : es el valor del campo residual, se asocia con dipolos que existen en toda la corteza terrestre.

B_c : indica el campo cortical, como ya se ha mencionado, es producto de los materiales con influencia magnética de la zona de estudio.

B_t : es el campo que se produce en la parte externa, es medido en la superficie y varía con el tiempo.

Los valores del campo pueden ser medibles, lo que se puede llamar como fuerza del campo, que resulta de una medida de la cantidad llamada “densidad del flujo magnético”, B. Las unidades han aparecido de diferente manera con el paso de los años, en la Tabla 1 se muestra una lista de los valores equivalentes de B (Campbell, 2003).

3.2. CONCEPTOS BÁSICOS DEL MAGNETISMO

La teoría magnética clásica se fundamenta en el concepto de que los polos magnéticos puntuales son semejantes a cargas puntuales eléctricas, con una ley cuadrática inversa para las fuerzas entre los polos, cargas o masas. Las unidades magnéticas en el sistema cgs (centímetros, gramos, segundos) y el sistema de unidades electromagnéticas (emu) se basan en este principio. El sistema internacional (SI), se sustenta en el hecho de que un campo magnético es de origen eléctrico. Su unidad básica es el dipolo, que es generado por una corriente eléctrica circular.

Fuerza magnética

De acuerdo a la teoría descrita por Telford et al., (1976), la ecuación para la fuerza magnética tiene su origen en la ley de Coulomb:

$$F = \frac{P_1 \cdot P_2}{\mu r^2} \cdot r_1 \quad (2)$$

Donde F es la fuerza del polo magnético p_1 sobre el polo p_2 , r es la distancia que los separa, r_1 es el vector unitario de p_1 a p_2 y μ es la permeabilidad magnética. Asimismo es importante entender que la permeabilidad magnética es la capacidad que tiene un material de atraer y hacer pasar las líneas de campo magnético sobre sí mismo.

La fuerza magnetostática es de atracción para polos de signo opuesto y repulsiva para signos iguales.

Campo magnético

La intensidad de campo magnético (H) en un punto se define como la fuerza por unidad de intensidad de polo que se ejercería cuando un polo de fuerza p_2 se

coloca en dicho punto. Así la intensidad del campo debida al polo de fuerza p_1 situada a una distancia r es:

$$H = \frac{F}{p_2} = \frac{p_1}{\mu r^2} r_1 \quad (3)$$

Donde p es un polo imaginario en un punto del espacio, el cual representa el instrumento de medición. H es medido en Amperio sobre metro en el sistema SI y en el sistema cgs se medía en Oersteds, esta unidad se ha dejado de utilizar (Telford et al., 1976).

Momento magnético

Un dipolo magnético se representa como dos polos de fuerza $+p$ y $-p$ separados por una distancia l . El momento del dipolo magnético es definido como el producto de la fuerza p por la longitud l es:

$$m = lpr_1 \quad (4)$$

donde m es un vector en la dirección del vector unitario r_1 que se extiende desde el polo negativo hacia el polo positivo (Telford et al., 1976).

Magnetización

Un cuerpo magnetizable colocado en un campo magnético externo se magnetiza por inducción; La magnetización se debe a la reorientación de los átomos y las moléculas para que sus espines se ordenen. La magnetización se mide por la polarización magnética M (también llamada magnetización o momento dipolar por unidad de volumen). La alineación de los dipolos internos produce un campo M , que dentro del cuerpo, se enlaza al campo de magnetización H . La unidad SI para la magnetización es amperio sobre metro (Telford et al., 1976).

La magnetización es proporcional a la fuerza del campo y se define como la magnetización M por unidad de volumen. La magnetización M de un volumen

ν es la suma vectorial de todos los momentos dipolares m , divididos por el volumen:

$$M = \frac{1}{\nu} \sum_i m_i \quad (5)$$

M es proporcional a H cuando los campos magnéticos son de baja magnitud y se relacionan mediante la susceptibilidad magnética k , que se define como el grado con que se magnetiza un cuerpo al ser sometido a un campo externo y es adimensional.

$$M = kH \quad (6)$$

La susceptibilidad magnética k , en el sistema emu, es 4π veces la susceptibilidad en unidades del SI. Este valor en el vacío se considera como cero.

La magnetización que conservan las rocas a partir de la condición de los campos magnéticos previos, se le conoce como magnetización remanente (Blakely, 1996).

Inducción magnética

Cuando un cuerpo magnético se sitúa en un campo externo H ocurrirá una magnetización, la cual producirá un campo H' que se suma al campo total en el interior de dicho cuerpo, por lo que la inducción magnética B se define como el campo total en el interior del cuerpo:

$$B = H + H'$$

Para el sistema emu:

$$B = H + 4\pi M$$

$$B = H + 4\pi kH$$

$$B = (1 + 4\pi k)H$$

$$B = \mu H$$

$$\mu = 1 + 4\pi k \quad (7)$$

En cambio, en el sistema SI:

$$B = \mu_0 (H + M)$$

$$B = \mu_0 (H + kH)$$

$$B = \mu_0(1+k)H$$

$$B = \mu H$$

$$\mu = \mu_0(1+k) \quad (8)$$

Donde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \left[\frac{N}{A} \right]$.

y μ es la permeabilidad magnética que es la capacidad que tiene un material de dejar pasar las líneas del campo magnético (Blakely, 1996).

3.3. ORIGEN EXTERNO E INTERNO DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

En 1838, Carl Friedrich Gauss utilizó la teoría del potencial escalar para describir el campo principal de la Tierra. Propuso que el potencial escalar en cualquier punto está dado por una suma de funciones armónicas esféricas y que el campo de la Tierra se debe en su gran mayoría a la contribución del núcleo.

El teorema de Helmholtz dice que un campo vectorial F que es continuo y cero en el infinito se puede expresar como el gradiente de un escalar y el rotacional de un vector.

$$F = \nabla \phi + \nabla \times \bar{A} \quad (9)$$

donde ϕ es el potencial escalar de F y \bar{A} el vectorial.

Las expresiones matemáticas de Maxwell, demuestran que la cantidad de flujo de corriente a través de la frontera entre la Tierra y su atmósfera es insignificante

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \quad (10)$$

Según el teorema de Helmholtz; existe un potencial vectorial \bar{A} , tal que

$$\bar{B} = \nabla \times \bar{A} \quad (11)$$

El potencial vectorial para \vec{B} siempre existe pero el potencial escalar sólo existe bajo ciertas condiciones. Si no existen corrientes en la región de investigación, entonces

$$\nabla \times B = 0 \quad (12)$$

y B es irrotacional. Aplicando el teorema de Helmholtz, B tiene un potencial escalar V tal que

$$B = -\nabla V \quad (13)$$

Al aplicar la ley de Gauss de la inducción magnética, que nos dice que la divergencia del campo es cero, a partir de las ecuaciones 10 y 13, se obtiene la ecuación de Laplace.

$$\begin{aligned} \nabla \cdot B &= 0 \\ \nabla \cdot \nabla V &= 0 \\ \nabla^2 V &= 0 \end{aligned} \quad (14)$$

Se utiliza la ecuación de Laplace para representar a una Tierra esférica donde las corrientes no fluyen, ésta se escribe en coordenadas esféricas como:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) - \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad (15)$$

Donde r =radio, θ =colatitud y ϕ =longitud, corresponden a las coordenadas geográficas que tienen origen en el centro de la Tierra.

La solución vista por Gauss (1838) se obtiene de la ecuación 15, quedando de la siguiente manera:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n S_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n^i \right] \quad (16)$$

Donde la sumatoria significa la suma de los términos, los cuales a es el radio de la Tierra, $n \rightarrow \infty$. e indica la fuente externa, conforme r aumenta, dicha fuente

externa se aproxima, en r^n . La solución a la serie nos dice que para cada valor de n , las leyes electromagnéticas obedecen como si ℓ fuera la única contribución al campo. Las ecuaciones son utilizadas una locación cercana a la Tierra.

Hay dos series para V , la primera en donde se ubica el término r^n , como r incrementa, dichos términos se vuelven más grandes, lo que significa que nosotros tenemos que estar enfocados en la fuente de la corriente de un campo externo, en el incremento de r . Estos términos son llamados V_e , “fuente externa de la función potencial”. En el término de la segunda serie, $1/r^n$, si r decrece los otros componentes de la serie crecen, lo que indica que la el campo de la fuente interna es cada vez más cerca. Por lo que i simboliza la fuente interna y conforma la parte V_i , “fuente interna de la función potencial”.

Los polinomios de Legendre P_m^n de grado n y orden m , están presentes en los términos S que depende de (θ, ϕ) .

Cuando V es determinado desde las mediciones cercanas a la Tierra, los análisis demuestran que la mayor contribución, es la parte interna, obteniendo la siguiente solución del potencial en términos de los polinomios de Legendre:

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos m\phi + h_n^{mi} \text{sen} m\phi) P_n^m(\theta) \quad (17)$$

Los coeficientes g_n^{mi} y h_n^{mi} son los coeficientes de Gauss. Al sustituir en la expresión de la ecuación del potencial escalar, se obtienen las componentes del campo magnético (Campbell, 2003):

$$B_x = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad (18)$$

$$B_y = -\frac{1}{r \text{sen} \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} \quad (19)$$

$$B_z = -\frac{\partial V}{\partial r} \quad (20)$$

En estos capítulos se han utilizado unidades del geomagnetismo, enfocados en la geofísica. Estas unidades han cambiado a lo largo de la historia. El sistema cgs-emu se utilizaba en la antigüedad para definir fenómenos magnéticos, actualmente el sistema internacional Sistema Internacional (SI) es el más utilizado.

En el SI, la inducción magnética B se mide en teslas (T) que es equivalente a un weber sobre metro cuadrado (Wb/m^2), la corriente eléctrica I se utiliza el ampere (A), y la intensidad de campo magnético H se mide en ampere sobre metro (A/m). En el sistema (cgs-emu) B se mide en Gauss (G), la corriente eléctrica I en abampere (aA) y H en oersteds (Oe). En la tabla 1 se muestran las conversiones de dichas unidades entre ambos sistemas.

Notación	Aplicación	S.I.	Cgs(emu)	Conversiones
B	General	Tesla	Gauss	1 tesla= 10^4 gauss B= 1 Weber/ m^2
	Geofísica	Nanotesla	gammas	1 nT= 1 gamma= 10^{-9} teslas 1 gamma= 10^{-5} gauss
H	General	Amper/metro	Oersted	1 A/m= $4\pi \times 10^{-3}$ Oersted
	Geofísica		gammas	
M	General	Amper/metro	oersted	1 A/m= 10^{-3} oersted
	Geofísica			Emu/ cm^3 = 10^3 A/m
χ_M	General	adimensional	adimensional	$\chi_M(SI) = 4\pi\chi_M(cgs)$
	Geofísica			

Tabla 1. Unidades utilizadas en Magnetometría (Escorza, 2010).

3.4. COMPONENTES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

Los elementos del campo magnético se describen en un sistema coordenado, donde x va en dirección norte, y en dirección este y z sobre la vertical (Telford et al., 1976). La intensidad de la componente horizontal es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (21)$$

También se puede representar al vector \vec{B} mediante su intensidad total y sus ángulos de declinación e inclinación.

$$F = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (22)$$

La inclinación es el ángulo vertical formado entre el vector de intensidad total y el plano horizontal. La declinación se define como el azimut del meridiano magnético.

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (23)$$

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (24)$$

La intensidad del campo geomagnético en un punto sobre la superficie Terrestre, se representa mediante un vector paralelo a la dirección del campo y su tamaño proporcional a la intensidad del campo en ese punto. La declinación es positiva hacia el este y negativa hacia el oeste (Telford et al., 1976).

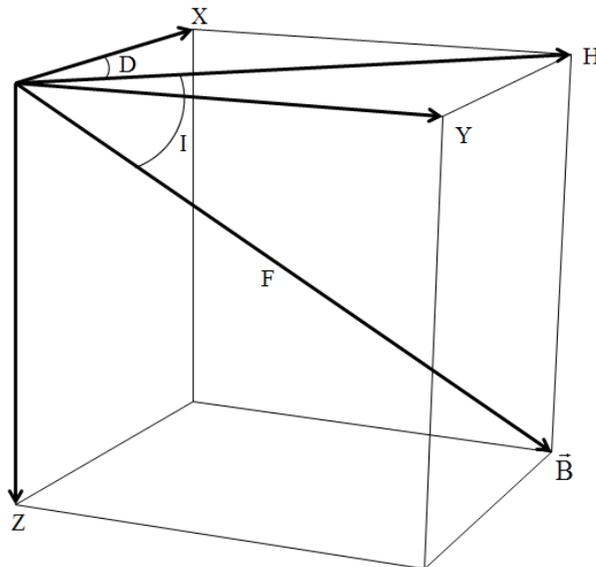


Figura 6. Representación del vector del campo magnético.

La figura 6 muestra las componentes del vector \vec{B} de intensidad de campo magnético, las cuales son las siguientes:

- X: representa la proyección de \vec{B} en el eje horizontal, con dirección y sentido al norte geográfico.
- Y: es la proyección de \vec{B} sobre el eje horizontal, con dirección y sentido al este geográfico.
- Z: es la proyección de \vec{B} al eje vertical, con dirección y sentido al nadir.
- H: es la proyección de \vec{B} sobre un plano horizontal.
- D: es la declinación, que es el ángulo que se forma entre el norte geográfico y el norte magnético
- F: es la intensidad total y es el módulo del vector \vec{B} .
- I: es la inclinación, que es el ángulo formado por la componente H y el vector \vec{B} .

3.5. ÍNDICES GEOMAGNÉTICOS

Los observatorios magnéticos que se encuentran alrededor del mundo son los encargados de registrar las diferentes perturbaciones en el campo geomagnético con respecto al tiempo, estas variaciones son el resultado de la superposición de un campo variable con el campo principal de la Tierra.

Las variaciones del campo geomagnético se clasifican en dos grupos que son: variaciones periódicas y no periódicas. Existe una variación que no puede clasificarse dentro de ninguna de estas y se conoce como variación secular, debido a una diferencia relativamente grande de periodos entre esta última y las variaciones periódicas y no periódicas (Nava, 2005).

Se dice que la variación secular tiene su origen en el interior de nuestro planeta y genera la deriva de los polos geomagnéticos, así como la disminución en la

intensidad del campo, lo que provoca la inversión de polaridad del campo geomagnético (Hernández, 2014).

La variación en la amplitud de las variaciones temporales magnéticas asociadas a campos de origen externo se le conoce como “actividad magnética”. Esta actividad, es registrada por los observatorios que obtienen valores aproximados. Los índices geomagnéticos se han creado para proveer una cuantificación del nivel de actividad del campo magnético de la Tierra (Lanza & Meloni, 2006).

Los índices K indican de manera resumida, la actividad geomagnética generada por la radiación de partículas solares en la magnetósfera registrada en los observatorios magnéticos. El índice asigna un número entero de 0 a 9, para cada intervalo de 3 horas en un día, por lo que cada día se caracteriza por 8 índices K. El índice para cada intervalo de 3 horas se determina de los rangos en las componentes del campo geomagnético H y D, después de haber removido la variación diurna Sq. Para poder remover un patrón de variación estándar de referencia.

La conversión de un rango a un índice de valor numérico se calcula utilizando una escala cuasi-logarítmica, con los valores de escala que depende de la latitud geomagnética de los observatorios, debido a que la misma perturbación planetaria puede aparecer con diferentes amplitudes en diferentes latitudes.

El índice planetario Kp con rango de 3 horas, es el promedio estandarizado del índice K de 13 observatorios geomagnéticos ubicados entre 44 y 60 grados norte y sur de latitud geomagnética.

Las perturbaciones planetarias caracterizadas por un descenso notable en la componente H (en sentido norte) detectadas por observatorios en latitudes medias, son llamadas tormentas magnéticas. Para poder cuantificar la caída de H, se obtiene un índice Dst (Disturbance storm time) a cada hora de estaciones

magnéticas localizadas cerca del ecuador. En estas latitudes las intensidades horizontal y vertical de la perturbación magnética son controladas por los efectos de una zona de la magnetósfera conocida como magnetospheric ring current o corriente de anillo magnetosférica. El índice Dst es una medida del promedio de esta perturbación cada hora. Las altas perturbaciones negativas en H son indicadoras del incremento en la intensidad de la corriente de anillo y típicamente aparecen en escalas de tiempo de alrededor de una hora. El descenso en la intensidad puede tomar mucho más tiempo, desde horas hasta uno o dos días (Hernández, 2014).

Los índices magnéticos son la cuantificación de la actividad magnética. El objetivo primordial del uso de los índices Kp y Dst en exploración, es el de obtener datos en campo que no estén afectados por una intensa actividad magnética.

3.6. SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS

En un capítulo anterior se mencionó sobre la susceptibilidad magnética, en los siguientes párrafos se define de manera más detallada dicha propiedad de los materiales.

Un cuerpo colocado en un campo magnético adquiere una magnetización, M , y es proporcional al campo:

$$M = kH \quad (25)$$

La susceptibilidad, k , es pequeña para la mayoría de los materiales, podría ser negativa (diamagnetismo) o positiva (paramagnetismo).

La susceptibilidad de una roca depende del contenido que tiene de magnetita. Los sedimentos y las rocas ígneas ácidas tienen bajas susceptibilidades, mientras que basaltos, Doloritas, gabros y serpentinas responden fuertemente al magnetismo. El intemperismo reduce la susceptibilidad la magnetita se oxida a hematita. Las propiedades magnéticas de las rocas son altamente variables, pero se han hecho

estudios con las susceptibilidades promedio de los materiales (tabla 2) y se han clasificado en tres grupos (Telford et al., 1976) de acuerdo a su comportamiento magnético: diamagnético, paramagnético y ferrimagnético.

- **Diamagnetismo:** se presenta en los materiales con susceptibilidad magnética negativa. Por lo que la intensidad de la magnetización inducida del material, provocada por un campo magnético H , es en dirección opuesta de H .
- **Paramagnetismo:** existe en los materiales con el valor de k levemente positivo, porque se tiene un número impar de electrones en los orbitales externos y se ordenan en presencia de un campo exterior. Los minerales que lo presentan son blenda, galena, pirita, limonita, olivino, biotita, Al, Pt, Ti, etc.
- **Ferromagnetismo:** Se presenta en los materiales que existe una alta interacción entre átomos, lo que provoca alineamiento de momentos en una región muy grande del material.
- **Ferrimagnetismo:** Existe en los materiales en las que su momento magnético es distinto de cero cuando $H = 0$.
- **Antiferromagnetismo:** Existe en los materiales donde los momentos magnéticos de los dominios se cancelan entre sí, por lo que la susceptibilidad magnética es baja.

Rocas y minerales selectos	Susceptibilidad Magnética SI
Basalto	0.00002-0.0145
Riolita	0.00002-0.003
Gabro	0.00008-0.0072
Granito	0-0.004
Pórfido	0.00002-0.0167
Diorita	0.00005-0.01
Andesita	0.0135
Sienita	0.0027-0.0036
Cuarzo	-0.0000145
Calcita	-0.000013

Tabla 2. Susceptibilidad magnética de algunas rocas ígneas y minerales selectos (Telford et al., 1976).

Las variaciones en la susceptibilidad magnética entre la capa superficial del suelo, el subsuelo y las rocas influyen en el campo de la Tierra a nivel local, lo que permite detectar zanjas y fosas que se excavaron en la antigüedad y fueron rellenadas con diferente material.

3.7. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LAS CORRECCIONES Y MODELADO DE LOS DATOS MAGNÉTICOS

3.7.1. CORRECCIONES

3.7.1.1. Corrección por variación Diurna

El campo geomagnético varía de intensidad debido a los cambios en las fuerzas y direcciones de las corrientes eléctricas en la ionosfera, dichas variaciones van por el orden de unas decenas de nT en latitudes medias y son debidas a la actividad solar, llamada variación diurna solar quieta (campo Sq) y un efecto muy pequeño lunar (campo L) que es producida por mareas gravitacionales lunisulares que generan corrientes inducidas a la Tierra, de modo que debe ser eliminada dicha variación (Milsom, 2010). Se tiene que registrar el campo geomagnético en la misma dirección y en un punto cercano al lugar de estudio (menor o igual a 100 km de distancia), durante un día completo en intervalos de tiempo iguales. Es preciso hacer primero un modelo matemático con los datos de la base, después buscar los valores del campo de dicha base que corresponden al mismo tiempo en el que se tomaron los datos del levantamiento. Después, se calculan las variaciones entre el modelo matemático y los valores de la base, al dato de la base correspondientes se le resta el valor encontrado con el modelo matemático que ajusta la base completa.

El campo es casi constante durante la noche, pero “decrece” entre el amanecer y cerca de las 11:00 horas incrementa otra vez hasta alrededor de las 16:00 horas, a partir de este momento, vuelve a decaer al valor nocturno (Milsom, 2010).

Al graficar los datos de la base de la estación magnética instalada en Teotihuacán, en el periodo que se hizo el levantamiento, se obtiene un modelo matemático lineal, cuya expresión tiene la forma:

$$y = mt + b \quad (26)$$

También se puede utilizar un polinomio de orden mayor que siga de mejor manera el comportamiento de la base.

Estimado con el método de mínimos cuadrados, donde m es la pendiente de la recta, b la ordenada al origen, t el tiempo y y el valor del campo geomagnético. Con este modelo se puede obtener el valor del campo geomagnético justo en el momento en que se realizó cada punto del levantamiento, al evaluar la ecuación en el tiempo (t) de interés.

El proceso continúa restándole al campo de la base el valor del campo que se obtuvo con el modelo lineal, siendo este valor la corrección por variación diurna δF .

3.7.1.2. Modelo del campo global (IGRF)

El campo principal varía no solo con la latitud y la longitud, también con el tiempo, desde milisegundos, hasta milenios. Es necesario remover el campo magnético generado por el núcleo, ya que es mucho más grande que el de la corteza. El modelo que representa matemáticamente el campo geomagnético, que se utiliza comúnmente, es el *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF). Los cambios seculares son descritos por las ecuaciones, en donde los coeficientes de Gauss son de orden y grado 10. El IGRF se actualiza cada 5 años y es revisado retrospectivamente para dar modelos definitivos (Milsom, 2011).

Al restarle al campo medido la contribución del campo magnético del núcleo y los efectos de la variación diurna, se puede obtener la contribución magnética de los minerales de la corteza.

El valor del IGRF que se utilizó en este trabajo se obtuvo en la página web de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*).

Los valores de la Anomalía de Campo Total (ΔF) corregida por variación diurna (δF) e IGRF se calcularon con la siguiente expresión:

$$\Delta F = F_{Levantamiento} - \delta F - IGRF \quad (27)$$

3.7.2. POST PROCESO

3.7.2.1. Reducción al Polo

La reducción al polo es un proceso matemático que transforma una anomalía medida bajo cualquier dirección de campo magnético, en aquella que sería medida bajo un campo vertical. Así las anomalías magnéticas estarán sobre sus respectivos cuerpos causativos y los cuerpos simétricos producirán anomalías simétricas (Bevan, 2006). Este proceso es utilizado debido a que las anomalías observadas son asimétricas, en cualquier punto de la Tierra excepto en los polos magnéticos.

La reducción al polo se aplica con un filtro 2D en el dominio del número de onda, cuya función de transferencia es:

$$RTP(p, q) = \frac{k^2}{\left[ip\alpha + iq\beta + \gamma\sqrt{p^2 + q^2} \right] \left[ip\alpha_M + iq\beta_M + \gamma_M\sqrt{p^2 + q^2} \right]}$$

donde:

$$\alpha = \cos(I) \cos(D) ,$$

$$\beta = \cos(I) \sin(D) ,$$

$$\gamma = \sin(I) , \text{ están asociados al campo geomagnético,}$$

$$\alpha_M = \cos(I_M) \cos(D_M)$$

$$\beta_M = \cos(I_M) \sin(D_M) ,$$

$$\gamma_M = \sin(I_M) , \text{ están asociados al vector magnetización y,}$$

$$k = \sqrt{p^2 + q^2} , p \text{ y } q \text{ son los números de onda angulares en dirección X y Y.}$$

3.7.2.2. Campo Regional y Residual

El objetivo de la separación de las variaciones regionales de las variaciones locales, es poder hacer la interpretación de la información obtenida, en función de la profundidad de interés. La separación de las anomalías se realiza a través de distintos métodos, como el ajuste polinomial a la tendencia regional que es sustraída a la anomalía, dando como resultado la anomalía residual, y otros de mayor complejidad como los filtros pasa-bandas a distintas frecuencias (Nabighian, 2005).

La anomalía residual realiza los efectos de los cuerpos someros que han sido afectados por las fuentes regionales.

La anomalía regional es el promedio suavizado de una anomalía y contiene el efecto de cuerpos profundos. Para obtener el regional se utilizó el filtro Gaussiano, que es un filtro suave usado para aplicar filtros pasa-bajas o pasa altas y se define como:

$$L(k) = 1 - e^{\frac{-k^2}{2k_0^2}} \quad (28)$$

donde L es el filtro, k es el número de onda y k_0 es la desviación estándar de la función gaussiana en número de onda (Oasis Montaj, 2017).

3.7.2.3. Continuación ascendente

La continuación ascendente transforma el campo potencial medido en una superficie al campo que se mediría en una superficie más alejada de la fuente. Dicha transformación atenúa las anomalías con respecto a la longitud de onda, minimizando los efectos de los cuerpos someros y acentuando las anomalías de los cuerpo profundos (Blakely, 1996).

Este procedimiento se puede realizar de manera más eficiente en el dominio de Fourier, a partir de la convolución bidimensional siguiente:

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} U(x', y', z_0) \psi_u(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (29)$$

donde

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{3/2}} \quad (30)$$

U es una función armónica y derivable, que representa los datos medidos en campo.

La representación en el dominio de Fourier se encuentra al transformar ambos lados de la ecuación 29 en el dominio de Fourier y aplicando el teorema de convolución de Fourier:

$$F[U_u] = F[U] F[\Psi_u] \quad (31)$$

donde $F[U_u]$ es la transformada de Fourier del campo continuo hacia arriba. Lo que se requiere es una expresión analítica para $F[\Psi_u]$, que se pueda encontrar en la transformada de Fourier de la ecuación 30, se puede ver que

$$\Psi_u(x, y, \Delta z) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{1}{r} \quad (32)$$

donde $r = \sqrt{x^2 + y^2 + \Delta z^2}$, la transformada de Fourier de la ecuación 32 es

$$F[\Psi_u] = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F\left[\frac{1}{r}\right]$$

$$= -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|}$$

$$= e^{-\Delta z|k|}, \quad \Delta z > 0 \quad (33)$$

Siendo k el número de onda (Blakely, 1996).

3.7.2.4. Tilt Derivative

Las propiedades físicas de las fuentes magnéticas que puede ser determinada por una malla magnética, incluyendo su forma, localización de bordes, profundidad de bordes superiores, inclinación, contraste de susceptibilidad de las rocas. Los problemas que deben superarse en la mejora de los datos son identificar y mapear anomalías sutiles atenuadas en el rango dinámico debido a la presencia de anomalías magnéticas de alta amplitud, la continuidad de cuerpos individuales donde hay cambios laterales en la susceptibilidad y los bordes de las estructuras tienen en cuenta la naturaleza de la magnetización de la roca. La magnetización de una roca es una cantidad vectorial que puede consistir en componentes remanentes y geomagnéticamente inducidos. La roca basal suele estar dominada por el componente inducido, mientras que las zonas mineralizadas generalmente albergan componentes remanentes toda la vida.

La señal analítica compleja para estructuras 2D es

$$A(x, z) = |A| \exp(j\theta) \quad (35)$$

donde $|A| = \sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial z}\right)^2}$ es la señal analítica (SA), F es la magnitud de la

intensidad magnética total (IMT) y $\theta = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial F}{\partial z}}{\frac{\partial F}{\partial x}} \right]$ es la fase local.

El “*Tilt derivative*” es similar a la fase local, pero usa el valor absoluto de la derivada horizontal en el denominador

$$TDR = \tan^{-1} \left[\frac{VDR}{THDR} \right] \quad (36)$$

donde VDR y THDR son la primera derivada vertical y la derivada total horizontal, respectivamente, del IMT. Mientras VDR puede ser positivo o negativo, THDR es siempre positivo. Para perfiles en

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x} \right)^2} \quad (37)$$

y para mallas

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial F}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial F}{\partial y} \right)^2} \quad (38)$$

Debido a la naturaleza de la función trigonométrica de ángulo cuya tangente, todas las amplitudes están restringidas a valores entre $+\pi/2$ y $-\pi/2$ ($+90^\circ$ y -90°) independientemente de las amplitudes de VDR o THDR. Este hecho hace que esta relación funcione como un filtro de control automático de ganancia (CGA) y tiende a igualar la salida de amplitud de las anomalías IMT en una malla o en un perfil.

La derivada horizontal total de TDR es

$$TDR_THDR = \left| \frac{\partial TDR}{\partial x} \right| \quad (39)$$

para un perfil y

$$TDR_THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial TDR}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial TDR}{\partial y} \right)^2} \quad (40)$$

para una malla. Estos son equivalentes al valor absoluto del número de onda local.

(Verduzco et al., 2004).

3.7.2.5. Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler es utilizada para estimar las profundidades de las fuentes magnéticas, se aplica a los datos magnéticos del campo total, sin la necesidad de tener un modelo geológico de los datos observados.

Una función tridimensional $f(x, y, z)$ se dice que es homogénea de grado n si la función obedece a la expresión:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (41)$$

Y si $f(x, y, z)$ es homogénea de grado n la siguiente ecuación se satisface:

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = nf \quad (42)$$

Esta ecuación parcial es conocida como la ecuación de homogeneidad de Euler. Teniendo en cuenta los datos potenciales de campo, la deconvolución de Euler (Reid et al., 1990) se puede escribir como:

$$(x - x_0) \frac{\partial F}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial F}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial F}{\partial z} = S(F - B) \quad (43)$$

Donde S es un índice estructural que depende de la geometría de origen y B es un campo total regional. Las coordenadas (x_0, y_0, z_0) son la ubicación de la fuente magnética cuyo campo total F se mide en (x, y, z) que son las coordenadas magnéticas totales del campo. El grado de homogeneidad, n , puede interpretarse como un índice estructural S , que es una medida de tasa de cambio con la distancia de un campo potencial.

Modelo geológico simple	Índice Estructural
Sill	1
Dique	1
Cilindro	2
Tubo	2
Esfera	3

Tabla 4. Índices estructurales que representan cada estructura geológica simple. Tomado de (Oasis Montaj, 2017).

Un dipolo de un punto magnético corresponde a $S=3$, mientras que un polo (teórico) magnético y una línea de dipolos magnéticos corresponden a $S=2$, un dique magnético y una masa anómala en forma de lámina corresponden a $S=1$. Se ha demostrado que un contacto magnético producirá un índice de 0.5 siempre que se introduzca un término de compensación A para incorporar factores de amplitud de anomalía, rumbo e inclinación:

$$A = (x - x_0) \frac{\partial F}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial F}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial F}{\partial z} \quad (44)$$

Dado un conjunto de datos de campo totales observados, se puede determinar la ubicación óptima (x_0, y_0, z_0) resolviendo las ecuaciones de Euler para un índice dado S por su inversión de mínimos cuadrados de los datos. El proceso de inversión también producirá una incertidumbre (desviación estándar) para cada

uno de los parámetros ajustados, y esto puede usarse como un criterio para aceptar o rechazar una solución. A este proceso de inversión se conoce como Deconvolución de Euler.

El tamaño de la cuadrícula regular, se puede resolver en una ventana pequeña. Su tamaño dependerá de la extensión de la anomalía magnética o en el área de estudio.

El objetivo es resolver un sistema de ecuaciones sobre una ventana móvil, en función de las coordenadas de anomalía de la fuente.

Cuando se usa el método 3D de Euler, a diferencia del método de Euler Estándar, donde se comprueban todas las ubicaciones de la cuadrícula y sólo se retienen aquellas ubicaciones con soluciones válidas que pasan los criterios de entrada, el método de localización de *Oasis Montaj* comienza calculando la cuadrícula de señales analíticas, encontrando picos en la cuadrícula, luego utilizar las posiciones de los picos para la Deconvolución de Euler. Éste método de solución localizado produce muchas menos soluciones que las de Euler Estándar.

Para realizar la *Deconvolución de Euler Localizada*, primero se debe calcular la señal analítica de la malla. La señal analítica (SA) es la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas en las direcciones x , y y z :

$$SA = \sqrt{dx^2 + dy^2 + dz^2} \quad (45)$$

La señal analítica es utilizada para ubicar los bordes de los cuerpos fuente magnéticos.

El siguiente paso es ubicar los picos en la red de señales analíticas, que incluye un análisis de picos en la cuadrícula de señales analíticas, la aplicación de la

selección de picos de la rejilla del algoritmo de Blakely para localizar picos, luego las ubicaciones de los picos se escriben en una base de datos de las soluciones y se muestran como símbolos en el mapa de señal analítica.

El método Blakely se usa para encontrar los picos en una cuadrícula, para cada celda de cuadrícula, se compara su valor con los valores de sus ocho celdas de cuadrícula más cercanas en cuatro direcciones. Hay cuatro niveles de sensibilidad, que pueden usar para determinar una celda de la cuadrícula que se seleccionará como un pico:

- *Normal* (4): los valores de la cuadrícula en cualquiera de las tres direcciones son más bajos.
- *Más picos* (3): los valores de la cuadrícula en cualquiera de las tres direcciones son más bajos.
- *Aún más picos* (2): los valores de la cuadrícula en cualquiera de las tres dos direcciones son más bajos.
- *Todos los picos de la cresta* (1): los valores de cuadrícula en una dirección son más bajos.

El método de *Euler 3D localizado* ubica primero las ventanas que abarcan estructuras tipo pico en los datos. La rutina de búsqueda de picos es la primera ejecución que localiza picos y estima el tamaño de una ventana, utilizando las ubicaciones de los puntos de inflexión adyacentes y definir las ventanas para la *Deconvolución de Euler Localizada*, utilizando el mismo algoritmo que se usa en el método de Euler Estándar (Oasis Montaj, 2017).

El proceso de deconvolución de Euler se aplica en cada solución. El método implica establecer un valor de S apropiado y usar la inversión de mínimos cuadrados para resolver la ecuación para un x_0, y_0, z_0 y B óptimos. Además, debe especificarse un tamaño de ventana cuadrada que consiste en el número de celdas en el conjunto de datos de cuadrícula para usar en la inversión en cada

ubicación de solución obtenida. La ventana se centra en cada una de las ubicaciones de la solución. Todos los puntos de la ventana se utilizan para resolver la ecuación de Euler para la profundidad de la solución, inversamente ponderada por la distancia desde el centro de la ventana. La ventana debe ser lo suficientemente grande para incluir cada anomalía de interés de la solución en la malla magnética de campo.

3.7.3. MODELADO DIRECTO

La modelación es un proceso fundamental para la geofísica, debido a que se reconstruyen las estructuras o los cuerpos, cuyas propiedades pueden ser parametrizadas, para generar una respuesta similar a la obtenida de los levantamientos en campo.

La descripción de un sistema físico, proporciona la predicción del resultado de ciertas mediciones. Esta predicción de los resultados de una medición es llamada problema directo. El problema inverso consiste en inferir los valores de los parámetros, que caracterizan un sistema, a partir del resultado de mediciones (Hernández, 2014).

El modelo estimado difiere del modelo verdadero, por los detalles del algoritmo que se utilizó para la estimación del problema y de la parametrización del problema (Scales et al., 2000)

El modelo directo es uno de los métodos básicos para la interpretación de los datos geofísicos y a partir de la información geológica y los valores de los parámetros ya conocidos sobre las rocas y los minerales que existen en la zona de estudio, se puede construir un posible modelo de fuente anómala que mejor ajuste a la curva obtenida de los datos observados (Atienza, 2000).

Para este trabajo se utiliza el modelado directo debido a que es válido para anomalías de campo geomagnético.

3.7.3.1. Método de Talwani

La herramienta utilizada para la realización de los modelos 2D fue GM-SYS desarrollada por Geosoft que se fundamenta en la metodología desarrollada por Manik Talwani en 1965.

El método establece lo siguiente: considérese un sistema coordenado derecho (figura 17). Para un elemento volumétrico Δx , Δy , Δz dentro de un cuerpo Q , el potencial magnético en el origen Ω , está dado por:

$$\Omega = \frac{\mu R}{R^3} \quad (46)$$

donde μ es el momento magnético del elemento volumétrico y R es el vector como se muestra en la figura 17.

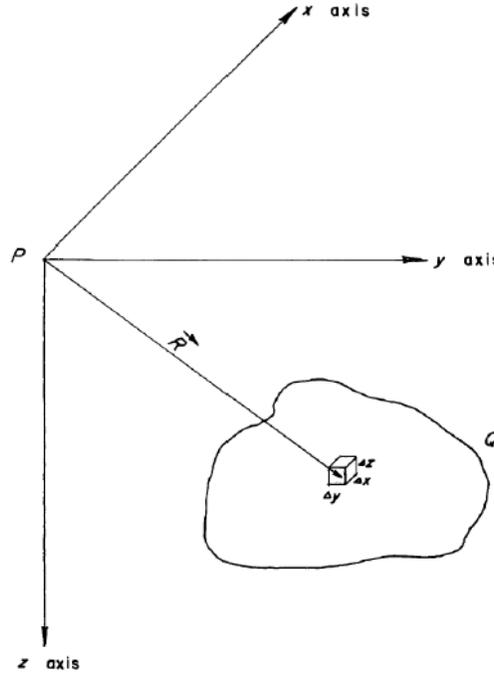


Figura 17. Sistema coordenado y elemento volumétrico (Talwani, 1965).

Si J es la intensidad de magnetización de este cuerpo uniforme, entonces $\mu = J\Delta x\Delta y\Delta z$, y si J_x , J_y y J_z son las componentes de J . Las tres componentes de la intensidad magnética (anomalía magnética) para el cuerpo Q son:

$$\Delta x = \iiint -\frac{\partial \Omega}{\partial x} dx dy dz \quad (47)$$

$$\Delta y = \iiint -\frac{\partial \Omega}{\partial y} dx dy dz \quad (48)$$

$$\Delta z = \iiint -\frac{\partial \Omega}{\partial z} dx dy dz \quad (49)$$

Sustituyendo Ω de (46) y derivando con respecto a x , y y z respectivamente se tiene:

$$\Delta x = J_x V_1 + J_y V_2 + J_z V_3 \quad (50)$$

$$\Delta y = J_x V_2 + J_y V_4 + J_z V_5 \quad (51)$$

$$\Delta z = J_x V_3 + J_y V_5 + J_z V_6 \quad (52)$$

Donde V_1, V_2, \dots, V_6 representan integrales sobre el volumen Q y son, por teorema de Green, transformadas a integrales de superficie.

El cuerpo es representado por contornos al ser evaluado. Cada contorno es reemplazado por una lámina poligonal (figura 18). Cuando se aumenta el número de lados del polígono, el contorno se representa de una manera adecuada.

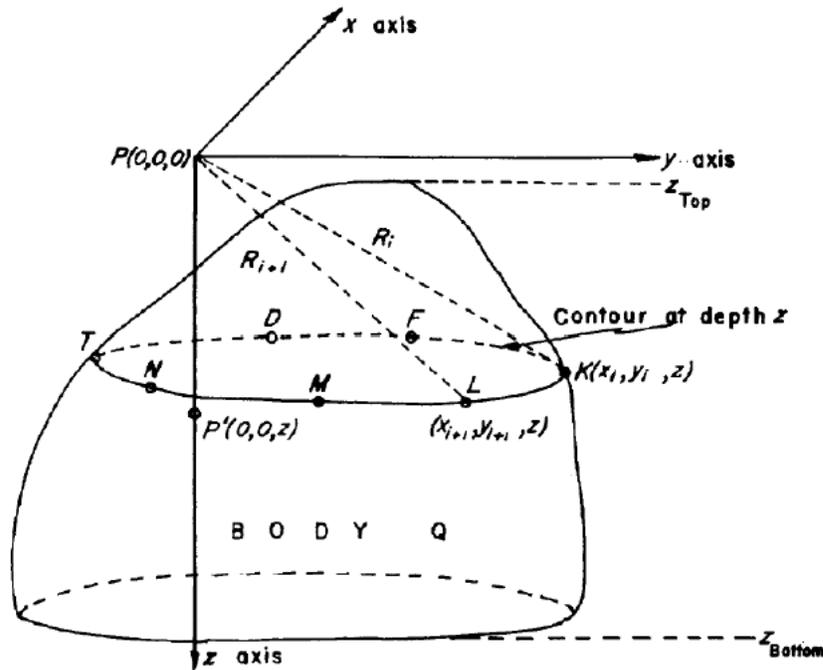


Figura 18. Cuerpo Q y sistema coordenado (Talwani, 1965).

Lo que propuso Talwani es realizar un integral doble de cada una de estas láminas poligonales horizontales y posteriormente una integral numérica con respecto al eje z evaluando desde z_{top} a z_{bottom} (figura 18).

En el origen P es el punto en donde se determina la anomalía y se ubica a P' a una distancia z directamente debajo de P en el plano de $KLMNTDFK$ (según la figura 18).

La superficie que forma parte de las integrales de volumen V_1, V_2, \dots, V_6 se denota por S_1, S_2, \dots, S_6 . Deben resolverse las integrales de superficie para $KLMNTDFKN$.

Las integrales S_1, S_2, \dots, S_6 pueden ser expresadas en términos de las coordenadas cartesianas de los vértices del polígono.

De manera similar S_1, S_2, \dots, S_6 son evaluadas para todos los contornos. Finalmente V_1, V_2, \dots, V_6 son evaluadas realizando las integrales numéricas:

$$V_1 = \int S_1 dz, V_2 = \int S_2 dz, \text{ etc., los límites para cada integral son } z_{top} \text{ a } z_{bottom}.$$

Cambiando el origen a otro punto y refiriendo las coordenadas de los vértices de los polígonos a este nuevo punto, los valores de V_1, V_2, \dots, V_6 pueden obtenerse para este punto también.

Conociendo los valores de las componentes de la magnetización J_x, J_y y J_z , los valores de V_1, V_2, \dots, V_6 para cualquier punto se pueden sustituir en (50), (51) y (52) para obtener las tres componentes de la anomalía magnética $\Delta x, \Delta y, \Delta z$.

Si la magnetización es por inducción en el campo de la Tierra, entonces $J = kH$ donde H es la intensidad total del campo terrestre y k la susceptibilidad efectiva y las componentes del vector J quedarían en función de la inclinación (I) y la declinación (D) (Talwani, 1965).

$$J_x = J \cos I \cos D \quad (53)$$

$$J_y = J \cos I \sin D \quad (54)$$

$$J_z = J \sin I \quad (55)$$

IV. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra a los alrededores de la Pirámide de la Luna, que pertenece al valle de Teotihuacán que se localiza en la parte noroeste de la cuenca de México en las coordenadas 19° 34'N, 99° 40'W, entre los 2,240 y 3,100 m.s.n.m. pertenece a la Región económica II de Zumpango en el municipio de San Juan Teotihuacán, colinda al norte con Temascalapala, al sur con Acolman, por el este con San Martín de las Pirámides y por el oeste con Tecamac.

El acceso a la zona es por la autopista México-Pirámides y por la autopista Ecatepec de Morelos-Tulancingo y se ingresa por la Av. Tuxpan.



Figura 7. Localización de la Zona Arqueológica de Teotihuacán.



Figura 8. Localización del área de estudio.

La Zona Arqueológica de Teotihuacán tiene una superficie de 505 km², se encuentra dentro del Eje Neovolcánico, de modo que está rodeada por estructuras de origen volcánico, de las cuales destacan, al norte, el cerro de Malinalco, un estratovolcán de basalto de hornblenda; el Colorado, un cono de escoria de composición basáltica andesítica del Mioceno; el Cerro Gordo que es un domo principal compuesto principalmente por andesita, con contenido de riolita y dacita; la sierra Patlachique al Sur, del Plioceno compuesta de lutitas de biotitas y andesitas de hornblendas. Los sedimentos aluviales corresponden al Mioceno-Plioceno (Mooser, 1968).

Los piroclastos más importantes del valle de Teotihuacán se componen principalmente del cerro Gordo y del cerro de Malinalco. Al NE de estos volcanes

existen al menos cinco conos cineríticos del cuaternario, que arrojaron flujos de lava y tobas basálticas que descendieron por el estrecho entre dichos cerros (Mooser, 1968).

El origen de Teotihuacán tiene muchas incógnitas, historiadores suponen que su riqueza se debió, en gran parte, de los yacimientos de obsidiana que obtenían del cerro de Olivares y de las faldas del cerro de Navajas, cerca de Pachuca (López, 1989).

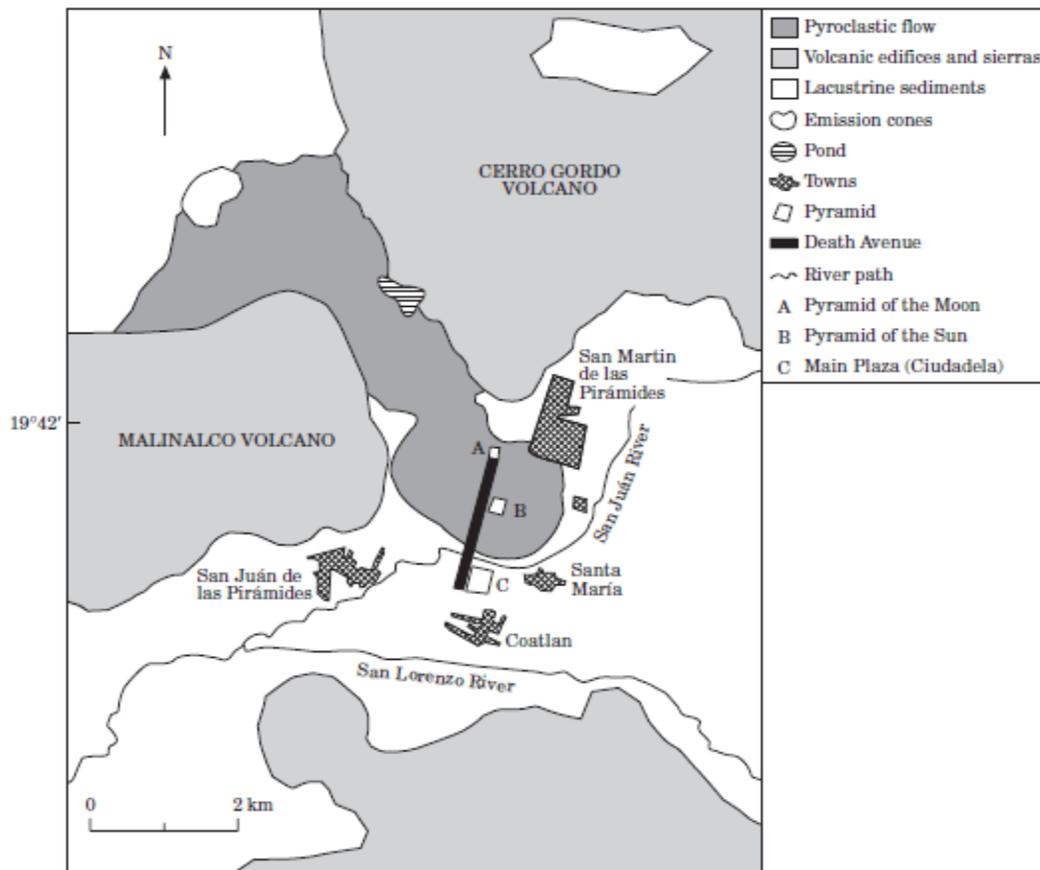


Figura 9. Descripción geológica del sitio arqueológico de Teotihuacán, México. Se ilustra la ubicación de la Pirámide del Sol (A) y de la Luna (B), y la plaza principal (C) de la ciudadela. Se muestra el flujo piroclástico en forma de lengua. La mayor parte de la ciudad antigua se construyó sobre ella (Tomado de Chávez et al., 2001).

Las estructuras superficiales del suelo encontradas en Teotihuacán por Manzanilla et al., (1994) fueron depresiones que se deben a túneles colapsados, con la posible existencia de agua en el fondo, lo que representa una característica importante para elección de la ubicación de las pirámides y soporta la idea de que

las cavernas se originaron a consecuencia del flujo de lava sobre corrientes de agua y estanques, generando grandes cantidades de vapor que formaron espacios dentro del flujo (Barba et al., 1990). Dichos cuerpos de agua han sido alimentados por el río San Juan, se dice que tenía flujo temporal y que se volvía permanente cuando los manantiales se llenaban, creando una red de irrigación en la parte inferior del valle de Teotihuacán (López, 1989).

V. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

En este apartado se describe el proceso de adquisición en campo y el procesamiento de los datos obtenidos para la realización de este trabajo.

5.1. LOGÍSTICA DE CAMPO Y ADQUISICIÓN DE LOS DATOS MAGNÉTICOS

Los datos fueron adquiridos los días 11 y 12 de octubre de 2018, con ayuda de los alumnos de la carrera de Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, durante sus prácticas para el curso de Gravimetría y Magnetometría, y con el apoyo del Instituto Nacional de Antropología e Historia (INAH) en su sede de Teotihuacán.

El levantamiento de las mallas fue diseñado a partir de los estudios eléctricos y magnetométricos de junio 2017 en la zona noreste de la Plaza de la Luna, con el objetivo de correlacionar resultados y obtener una malla de alta resolución para localizar una anomalía asociada a una estructura con interés arqueológico..

Se utilizó un GPS Diferencial PENTAX G3100-R1 (figura 10) para obtener la georreferenciación precisa de las mallas de magnetometría. Debido a la resolución de las mallas (1x1) m, se tomaron las coordenadas extremas con el GPS Diferencial y con el software MagMap 2000, se calcularon las coordenadas para

los puntos levantados de toda la malla. MagMap2000 es un software de Geometrics que se utiliza para el procesamiento de datos, interpola linealmente las posiciones y le proporciona a cada punto del levantamiento su propia coordenada de localización UTM y/o XY.



Figura 10. GPS diferencial Pentax.

Se utilizó como base magnética en el área de estudio, un magnetómetro marca GemSystem INC Canada modelo GSM-19T Overhauser (figura 12) de precesión protónica, el cual estuvo monitoreando el campo magnético a un ciclo de 10 segundos durante el día de la jornada del levantamiento. El magnetómetro se instaló en las coordenadas UTM 516527 E y 2178172 N.

Las características principales del magnetómetro son las siguientes:

- o Sensibilidad: 0.22 nT a 1 Hz
- o Resolución: 0.01 nT
- o Precisión absoluta: +/- 0.1 nT
- o Temperatura de funcionamiento: -40°C a +50 °C.



Figura 12. Magnetómetro GSM- 19T Overhouser de Gem System (Tomado de <http://www.gemsys.ca/gem-product-catalogue/>).

Un magnetómetro de Precesión de Protones es utilizado en levantamientos magnéticos y como observatorio de monitoreo del campo geomagnético. El sensor consiste en un contenedor un fluido de hidrógeno, como queroseno o agua, rodeado por una bobina. Los protones del hidrógeno se alinean al campo geomagnético de manera habitual, de modo que al inyectar una corriente, del orden de un Amper, que pasa a través de la bobina, crea un fuerte campo magnético, 50 a 100 veces más grande que el campo geomagnético y con diferente dirección a la cual son alineados los protones. Cuando la corriente se interrumpe, los protones se realinean a la dirección del campo geomagnético. La teoría cuántica describe este suceso como una “voltereta” abrupta o precesión en fase alrededor de su dirección. La frecuencia f de ésta precesión es:

$$f = \frac{\gamma_p B_e}{2\pi} \quad (26)$$

Donde B_e es el campo geomagnético y γ_p es el factor girométrico del protón, que es un valor constante conocido. El valor de f se determina midiendo el voltaje alternante que es $\sim 2kHz$ y con estos datos se puede obtener una medida aproximada del campo geomagnético, con una precisión de ± 0.1 n T.

Una variante del magnetómetro de precesión de protones utiliza una propiedad especial llamada *efecto Overhauser*. Las sales químicas seleccionadas que se

agregan a la celda de protones provocan que parte de la energía de espín de la órbita del electrón se transfiera a los protones en los campos de alta frecuencia.

Usar dos sensores minimiza los efectos de la deriva térmica, reduce los errores en orientación, enfatiza las fuentes locales y virtualmente elimina la variación diurna, incluyendo las micropulsaciones (Campbell, 2003).

Para el levantamiento se utilizaron dos magnetómetros G-858 MagMapper (figura 11) de la marca Geometrics de Bombeo Óptico de vapor de Cesio, en su modalidad gradiómetro en dirección vertical, dando al sensor superior una altura de 1.5 metros y al sensor inferior una altura de 50 centímetros, ambos sobre el nivel del piso. Sus características son:

- Rango de funcionamiento: 17 000 nT a 100 000nT
- Ancho de banda de información: $<0.004 / \sqrt{HRMS}$
- Grado de error: $< \pm 1$ nT
- Desviación por temperatura: 0.05 nT por °C.
- Corrección estándar para errores de precisión, transitorios y corrección diurna del campo magnético.
- Opciones: gradiometría vertical u horizontal, registro de datos externo y consola de control.



Figura 11. Magnetómetro G-858 MagMapper de Geometrics.

El magnetómetro de bombeo óptico es similar a la variedad de Precesión de Protones, en la que los átomos dan un momento magnético neto medible, este momento es obtenido usando ciertas características de los niveles de energía y las reglas de selección cuántica para los electrones críticos seleccionados sobre la absorción y reemisión de la energía de la luz. Un campo oscilatorio impreso a la frecuencia apropiada, da una coherencia a los momentos magnéticos del átomo cuya frecuencia es determinada por una absorción selectiva de la luz (Campbell, 2003). En conclusión, en el sistema de bombeo óptico se mide la frecuencia de la variación de intensidad de la luz transmitida.

Los magnetómetros utilizados se sincronizaron en el *tiempo universal coordinado* (UTC), para posteriormente, realizar las correcciones correspondientes.

El día 11 de octubre de 2018 se obtuvieron 559 puntos para la malla 1, con un área de 13 metros de ancho y 43 metros de largo. Para el día 12 de octubre del mismo año, se tomaron 2194 puntos para la malla 2 con un área de 42 metros de ancho y 50 metros de largo, los puntos de ambas mallas fueron divididos en dos brigadas de trabajo, con dos operadores por brigada para optimizar el trabajo, siendo un total de 2753 puntos de estudio para este trabajo. Los levantamientos de los datos magnéticos se realizaron con dirección Noreste-Suroeste en modo discreto, con un espaciamiento de 1 [m] entre cada medición tanto en x como en y. Para el procesamiento de las mallas, ambas se empalmaron para obtener contribuciones conjuntas.

En la figura 13, se muestra la ubicación espacial de las mallas en la Plaza de la Luna, en la tabla 3 se encuentran las coordenadas de las esquinas de las mallas y en la figura 16 se muestran los puntos levantados.

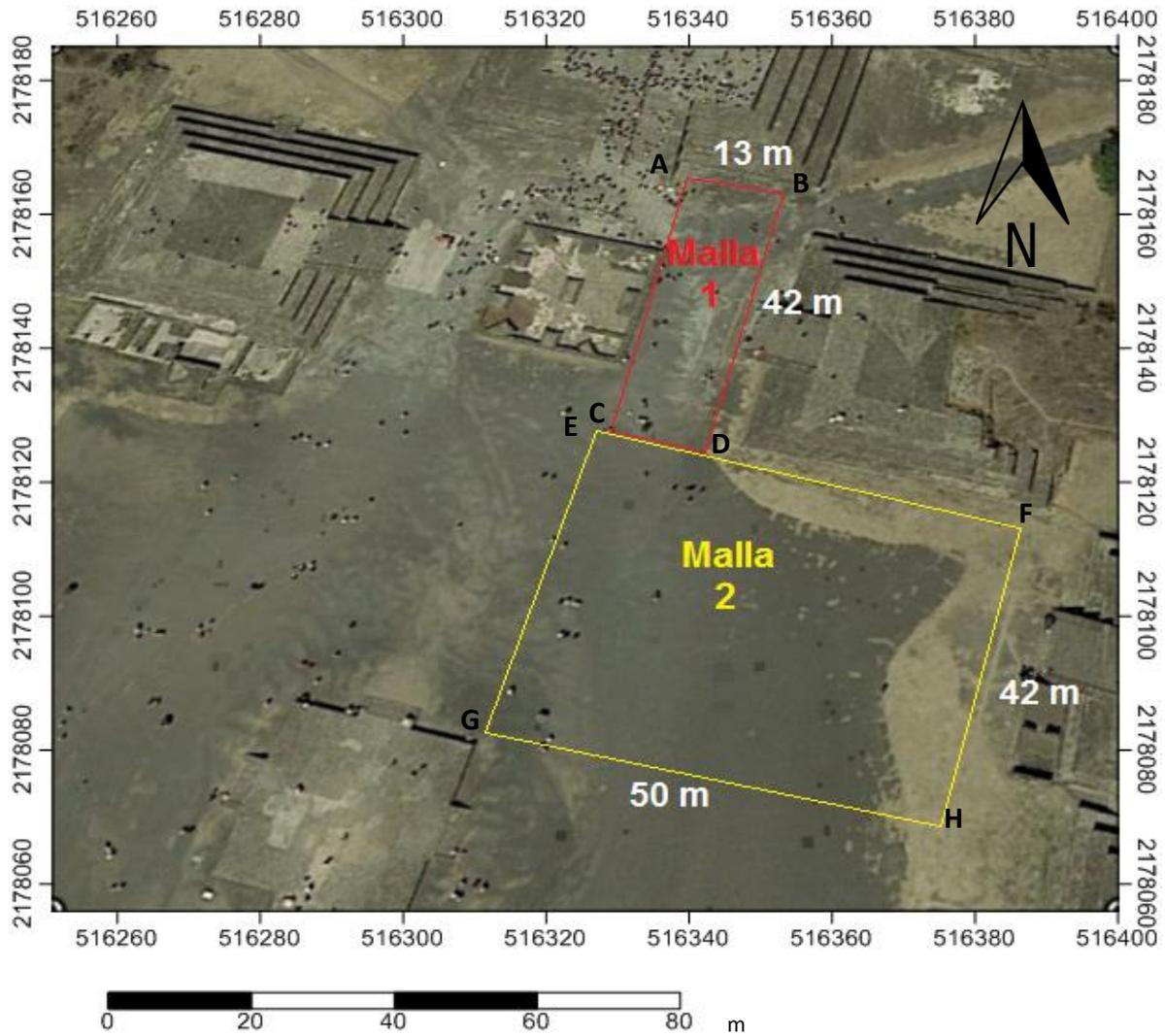


Figura 13. Delimitación del área del levantamiento magnético en la Plaza de la Luna.

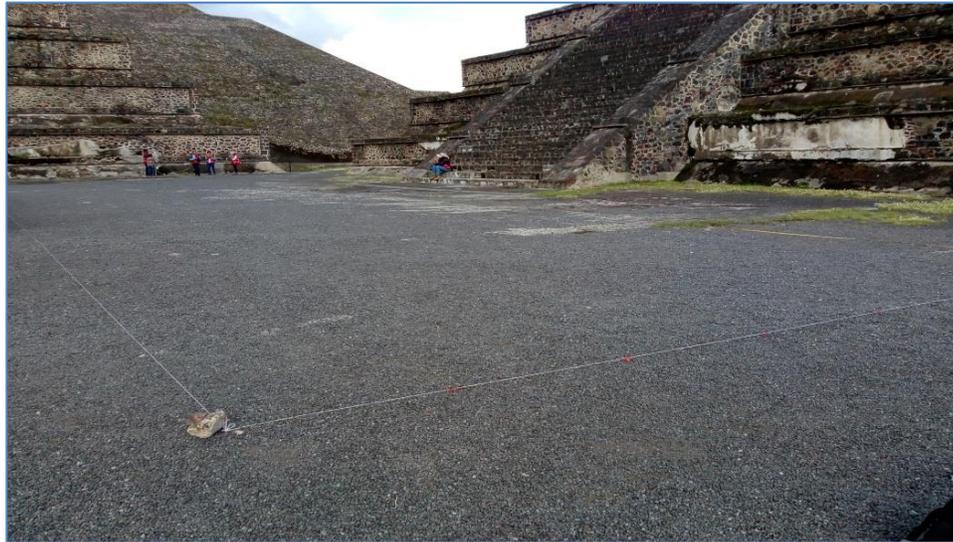


Figura 14. Área de estudio de la malla 1 en la Plaza de la Pirámide de La Luna, con vista al norte.



Figura 15. Área de estudio de la malla 2 en la Plaza de la Pirámide de La Luna, con vista al norte.

MALLAS	P	COORDENADAS (UTM)	P	COORDENADAS (UTM)	DIMENSIONES
MALLA 1	A	X=516342.3 E Y=2178157 N	B	X=516353.8 E Y=2178154 N	Ancho: 13 metros Largo: 43 metros
	C	X=516329.8 E Y=2178117 N	D	X=516341.5 E Y=2178113 N	
MALLA 2	E	X=516328.9 E Y=2178118 N	F	X=516377 E Y=2178104 N	Ancho: 42 metros Largo: 50 metros
	G	X=516318 E Y=2178077 N	H	X=516366.2 E Y=2178064 N	

Tabla 3. Coordenadas de los vértices de las mallas.

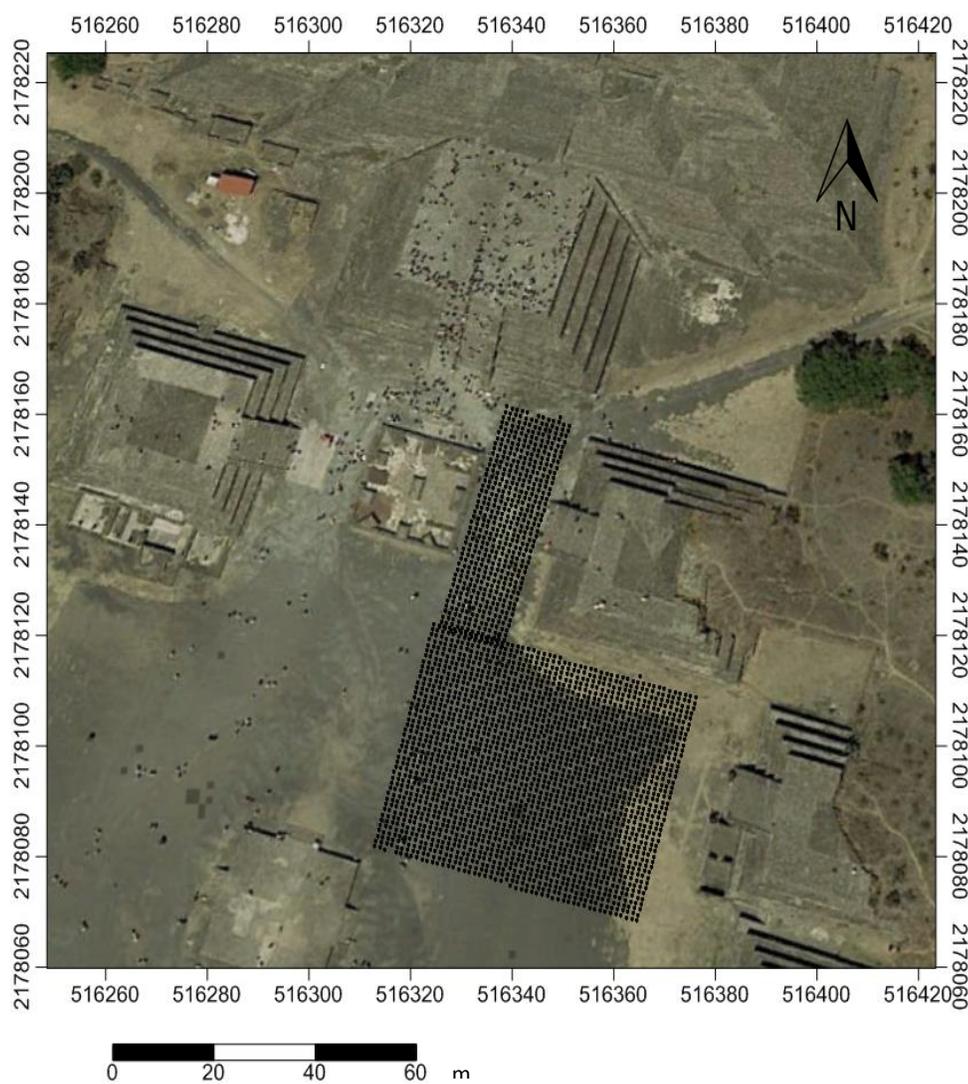
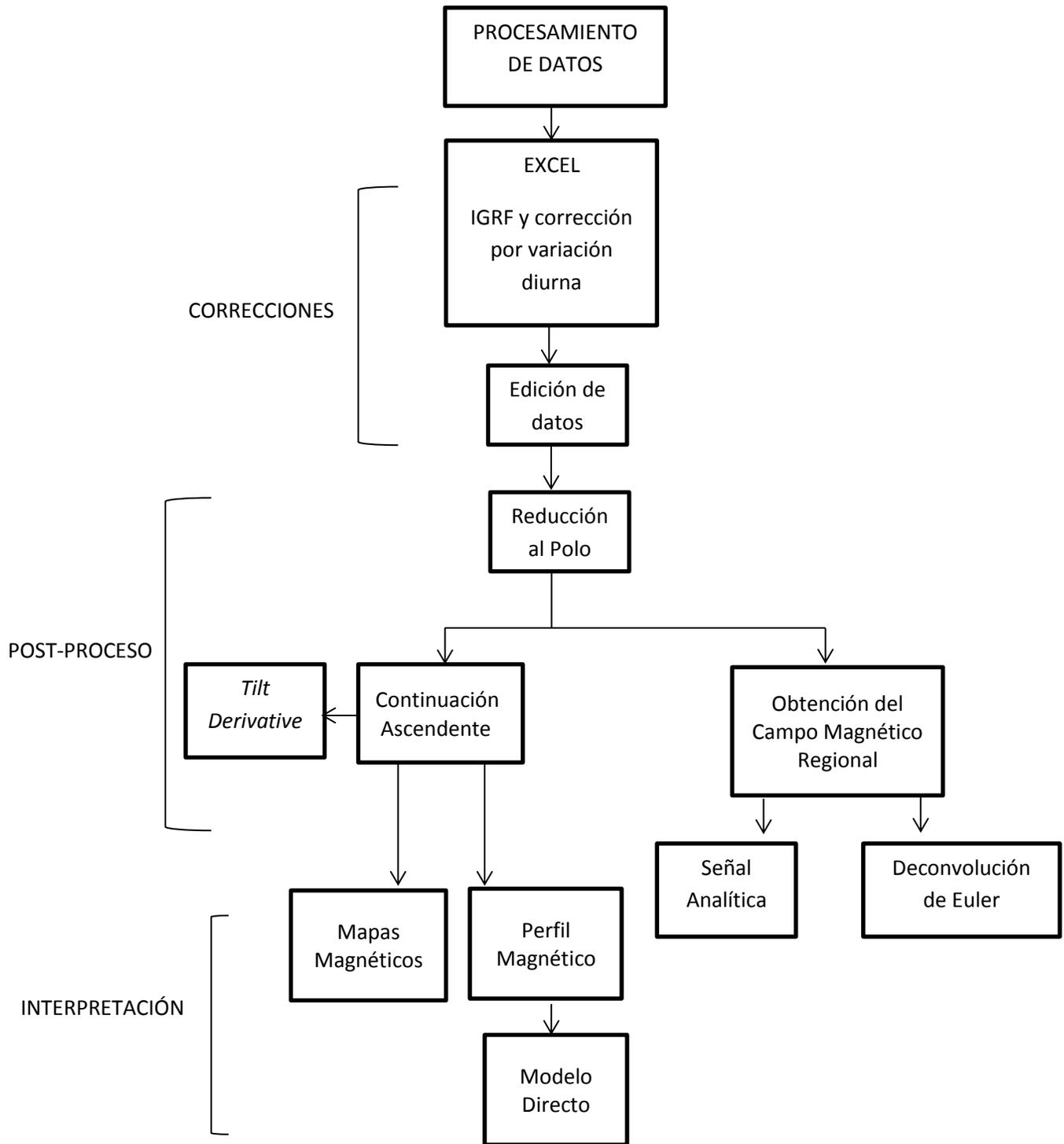


Figura 16. Ubicación de los puntos del levantamiento magnético en la Plaza de la Luna.

5.2. PROCESAMIENTO DE LOS DATOS MAGNÉTICOS

Para obtener la anomalía magnetométrica y la distribución de los materiales magnéticos, fue necesario quitar los efectos temporales y espaciales, así como, la edición de datos de mala calidad y los efectos de adquisición de datos (huella de adquisición).

A la anomalía magnética se le aplicaron filtros con el uso del software *Oasis Montaj* de Geosoft para lograr el objetivo de este trabajo. Primero se realizó la reducción al polo, después se obtuvo el campo regional para eliminar las contribuciones someras a los datos y realizar la deconvolución de Euler; posteriormente se aplicó la continuación ascendente a la anomalía de campo total para suavizar las anomalías y se filtró con la técnica *Tilt Derivative*. Asimismo, se utilizó el mapa de la continuación ascendente para obtener el perfil magnético al que se le realizó el modelado directo. Este procedimiento se puede ver en el esquema 1.



Esquema 1. Metodología utilizada para el procesamiento de los datos.

La primera actividad a realizar fue revisar que la actividad del campo geomagnético no afectara la información recolectada, por lo que se consultó el índice geomagnético Dst para los días 11 y 12 de octubre de 2018. Los valores de Dst fueron consultados en la página de internet del observatorio geomagnético de Kyoto, que corresponden a la gráfica de la figura 19, en la que muestra una variación que va de -41 a -13 nT. Lo que implica una actividad geomagnética que favorece a una interpretación confiable.



Figura 19. Gráfica del índice Dst para el mes de octubre de 2018, tomada de la página de internet del observatorio geomagnético de Kyoto: <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dstdir/>

Para el procesamiento de los datos obtenidos en el levantamiento magnetométrico de la *Malla 1* y la *Malla 2*, primero se realizó la gráfica de los datos de la base magnética, se obtuvo la línea de tendencia lineal y su correspondiente ecuación, la cual tiene la forma $y = mt + b$, sustituyendo los valores del tiempo UTC en dicha ecuación, se obtiene el Valor Lineal de cada uno de los datos obtenidos en la base. Al hacer la resta del campo magnético que se adquirió en la estación base menos el Valor Lineal, da como resultado la Variación diurna. El valor promedio de la base para el día 11 de octubre es de 40291.7 nT y para el día 12 es de 40433.3 nT.

Se calculó el IGRF en la página web de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) para el día 11 y 12 de octubre, con un valores de 40429.7 nT y 40438.7 nT, respectivamente.

Para corregir los valores de la anomalía de campo total, se le restaron los valores de Variación diurna e IGRF correspondientes para cada punto del levantamiento.

Ya calculada la anomalía de campo total, se eliminaron los valores de mala calidad debidos a estructuras metálicas y errores en el levantamiento del dato.

Para graficar la anomalía de campo total, se utilizó el software *Oasis Montaj*, realizando la interpolación con el método de *Curvatura Mínima* a 0.5 m, este método sirvió para efectuar el proceso con puntos que no tengan una distribución uniforme de su ubicación, como es el caso de los puntos en la unión entre las dos mallas. La ubicación del mapa de la anomalía magnética se puede ver en la figura 20.

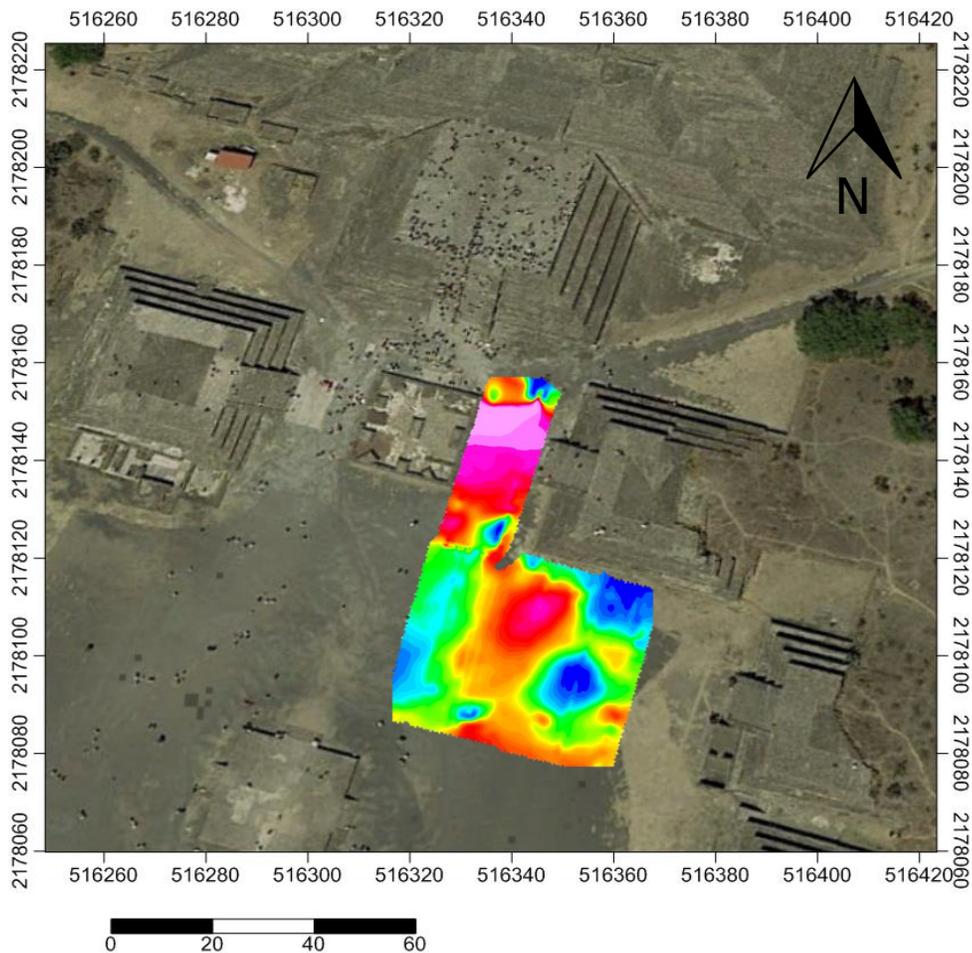


Figura 20. Ubicación de los datos magnéticos en la Plaza de la Luna.

Se obtuvo el campo anómalo total obtenido del sensor superior del magnetómetro, en la cual se distinguen dos zonas anómalas principales. Al aplicar la reducción al polo al campo anómalo total, se ajustó la declinación y la inclinación magnética, con valores de 4.42089° y 47.52607° , respectivamente, tomadas de la página del NOAA. Esto con el fin de localizar la ubicación de las fuentes magnéticas y ajustar su posición.

Después se aplicó una Continuación Analítica Ascendente a 2 metros (figura 21) al campo anómalo total reducido al polo, para suavizar las anomalías y eliminar el ruido generado en la superficie de la Plaza de la Luna, así como la huella de adquisición en el mapa del campo regional.

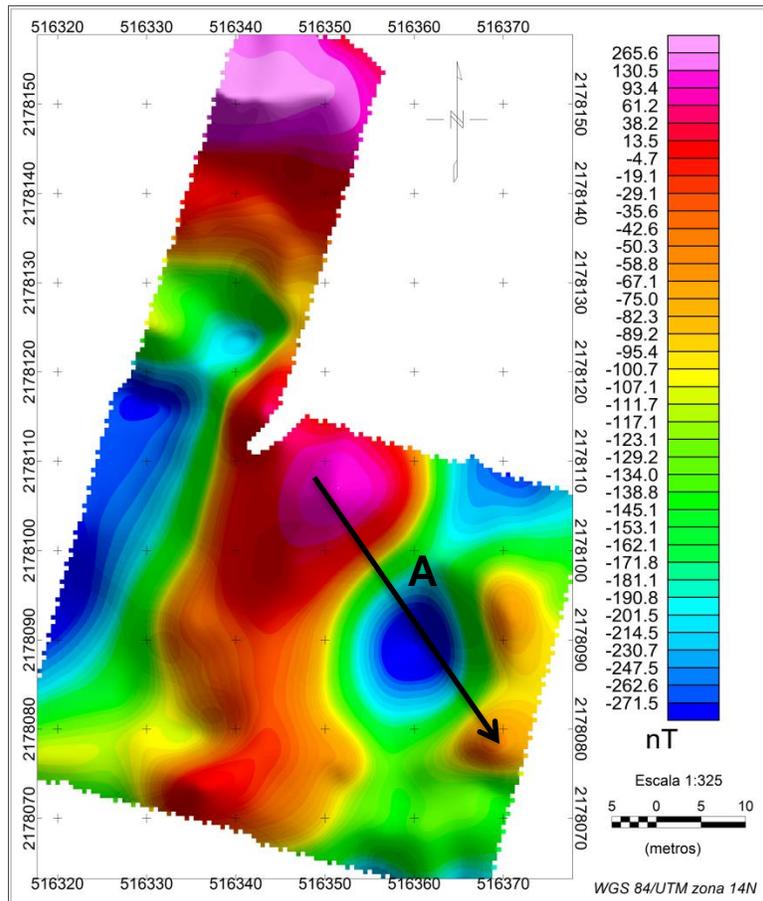


Figura 21. Continuación analítica ascendente del Campo Anómalo Total reducido al polo del levantamiento magnético en la Plaza de la Luna (PL) a 2m de altura.

Sobre el mapa de continuación analítica ascendente se realizó el perfil A para hacer un modelo directo que se muestra en las páginas siguientes.

Tilt Derivative

Para obtener mejor definidos los contornos de los bordes de estructuras que pudieran relacionarse con actividades antropogénicas, se realizó la técnica de “*Tilt Derivative*” (TDR) a los datos de la continuación analítica ascendente que se puede observar en la figura 22. Lo que resultó satisfactorio para el dipolo de la parte central de la malla. Y en el caso de la parte sur-oeste de la malla, se observa de mejor manera la delimitación de los bordes de los valores magnéticos negativos.

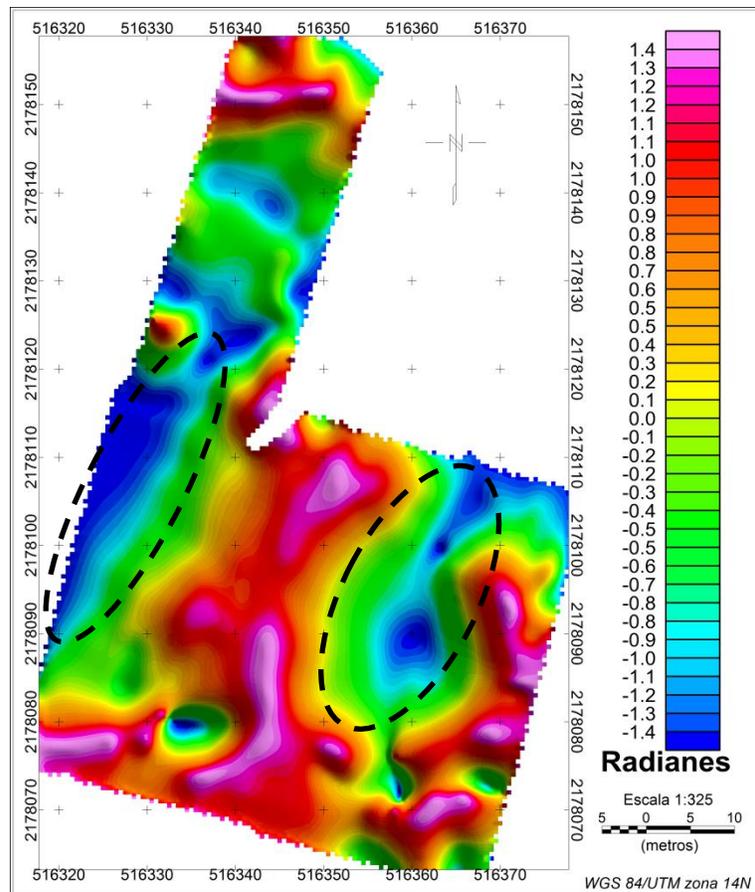


Figura 22. Tilt derivative de la PL del Campo Anómalo Total reducido al polo del levantamiento magnético en la PL.

Modelos directos

Se obtuvo el perfil A del mapa de la anomalía magnética a la que se le aplicó la continuación analítica ascendente (figura 21), para que la anomalía estuviera más suave y fuera más fácil de modelar.

En dicho mapa se localizó un dipolo inverso, que consiste en un polo positivo al norte y un polo negativo al sur (Bevan, 2006).

Se realizó el modelo directo correspondiente al perfil con el uso de software *GM-SYS Modelling* de *Oasis Montaj*. Se plantea en 2-3/4D para tener una aproximación del modelo en 3D dándole un ancho al perfil con una longitud $\pm 10m$. El modelo se propone con una sucesión de capas que van de acuerdo a la geología reportada por Mooser (1986).

El modelo A (figura 23), tiene una orientación de noroeste a sureste, en el que se propone una capa superficial de suelo fino con arena y gravas, que se debe a la restauración del sitio, con una susceptibilidad magnética $\sim 1 \times 10^{-6}$ emu y con un espesor variable de hasta 5 metros. En la curva de anomalía, existe un alto magnético que se puede atribuir a un material piroclástico que tiene una susceptibilidad magnética $\sim 4 \times 10^{-4}$ emu. El bajo magnético que se observa, se propone con un material diamagnético de relleno y con una susceptibilidad $\sim -3 \times 10^{-3}$ emu a una profundidad de aproximadamente 4 m al techo de la estructura. La capa más profunda del modelo A, representa una andesita con riolita y dacita, la cual tiene una susceptibilidad $\sim 1 \times 10^{-5}$ emu. El porcentaje de error del modelo A es de 6.868%

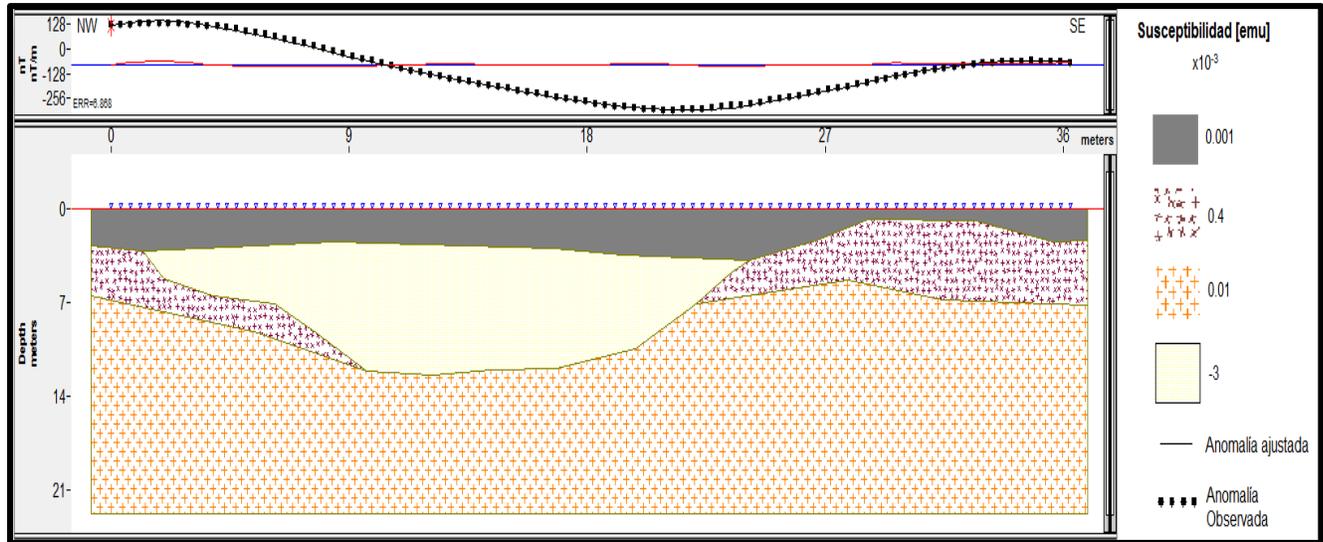


Figura 23. Modelo A bidimensional de la anomalía observada para el perfil A.

Con el fin de correlacionar los valores de k en la literatura con los modelos mostrados en este trabajo, se utilizó la unidad en emu.

Deconvolución de Euler

Después se aplicó la señal analítica (figura 24) al campo magnético regional reducido al polo para obtener la deconvolución de Euler y así adquirir los valores de profundidad de los flujos piroclásticos.

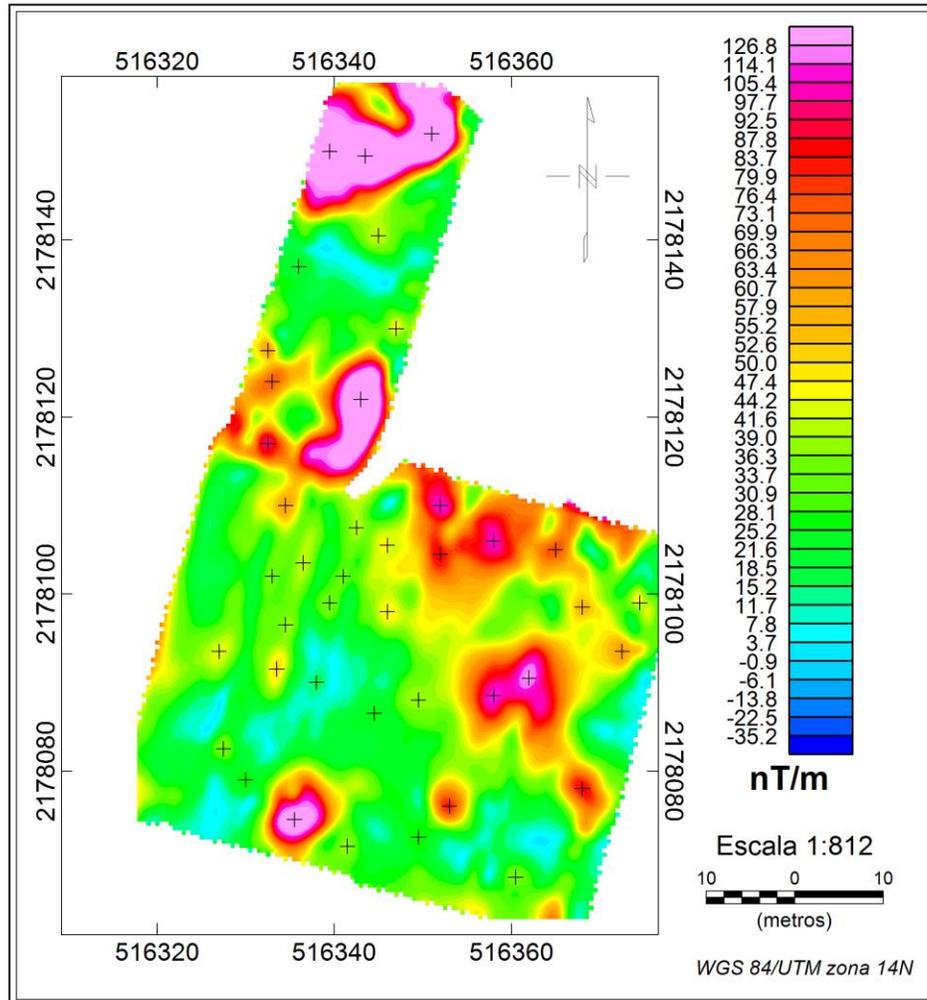


Figura 24. Señal analítica de la PL.

La señal analítica es útil para ubicar los bordes de los cuerpos fuente magnéticos y es un paso intermedio que permite localizar los puntos pico de los datos magnéticos para posteriormente aplicar la deconvolución de Euler.

En la figura 25, se muestra la profundidad estimada de cada pico de los datos de la malla magnética, con el índice estructural $S=1$, debido a que la fuente magnética es una capa de flujo piroclástico.

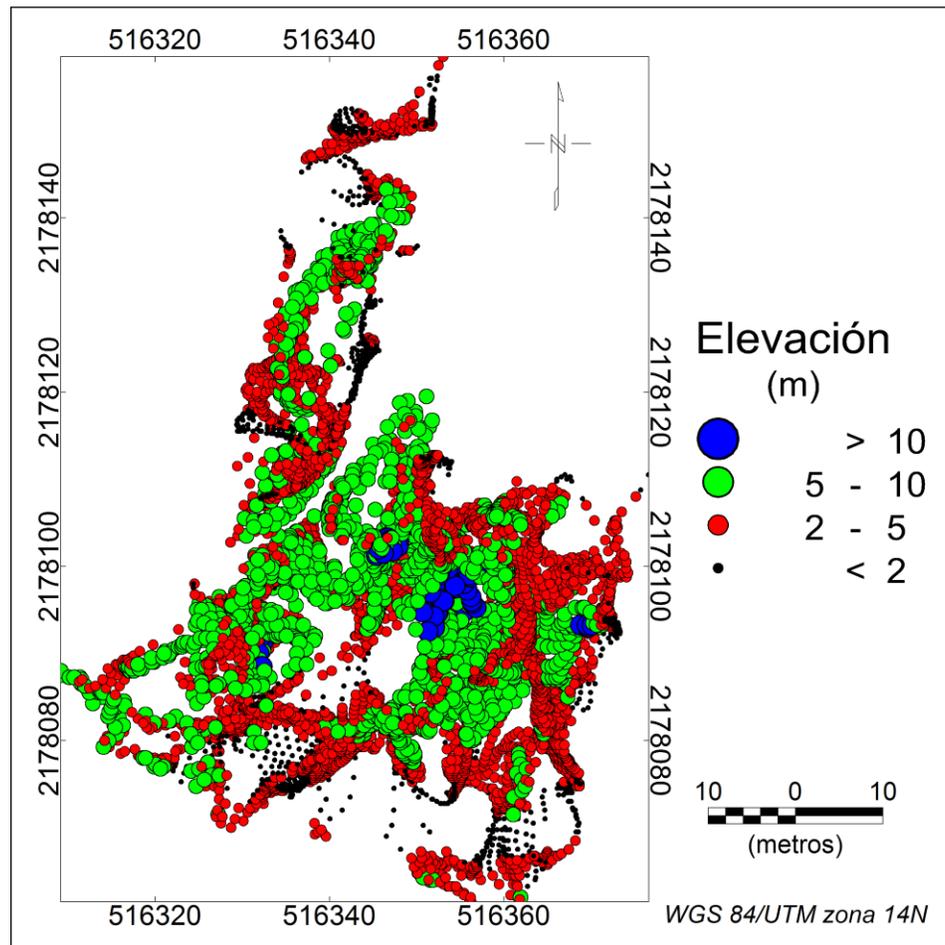


Figura 25. Deconvolución de Euler de los datos magnéticos tomados en la Plaza de la Luna

En el mapa que muestra la Deconvolución de Euler (figura 25), se puede ver que los círculos en azul indican una fuente profunda y coincide con los bajos magnéticos localizados en la parte central del levantamiento.

VI. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Los mapas magnéticos obtenidos proporcionaron la definición de los bordes de lo que parecieran estructuras de diferente composición mineralógica al de los flujos piroclásticos reportados en la geología del lugar y que pudieran estar relacionadas con actividades prehispánicas.

El mapa de continuación analítica ascendente presenta un dipolo inverso importante al que se le retribuye una estructura parcialmente rellenas de origen antropogénico.

El modelo corresponde a una anomalía importante en el que se muestra una sucesión de capas: la capa superficial es de material de restauración (suelo fino, arena y grava); debajo de esta capa, se encuentran flujos de material piroclástico que están a una profundidad aproximada a una estructura rellena de aluvión o de algún material diferente a los flujos piroclásticos. La capa con mayor profundidad en los modelos se propone de andesita con riolita y dacita, acorde a la geología reportada en la literatura.

En el mapa que representa a los datos filtrados con la técnica Tilt Derivative, se puede ver la delimitación de una estructura en forma de canal, localizada en la parte suroeste del levantamiento.

También se observa que permanece el dipolo magnético en la zona central del mapa y se puede ver de mejor manera, la definición de sus bordes. Además, éste dipolo coincide con los valores más profundos reportados en los resultados de la Deconvolución de Euler.

Finalmente, al reunir la información de los mapas magnéticos, se localizaron estructuras de interés arqueológico: en la parte noreste de la plaza se plantea una cavidad rellena de aluvión o de algún material con una susceptibilidad magnética muy baja. Las estructuras se encuentran de 4 a 5 m de profundidad,

aproximadamente, estos valores concuerdan con los trabajos realizados por Chávez et al., (1988) al este de la pirámide de la Luna.

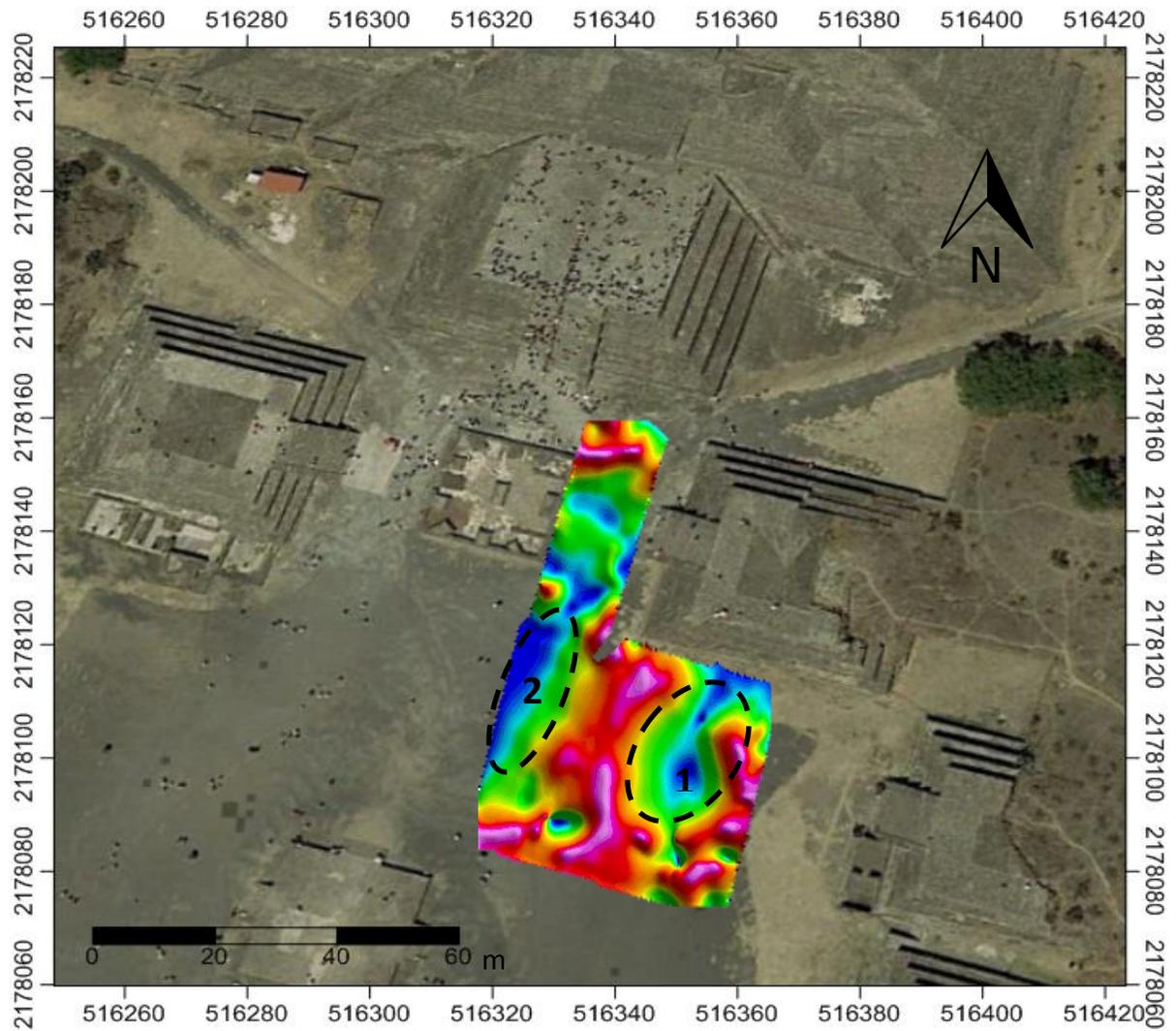


Figura 35. Localización de las estructuras en la Plaza de la Luna

Después de haber obtenido los modelos directos y los mapas magnéticos, René Chávez nos proporcionó los resultados, que había obtenido con los miembros del departamento de Exploración del Instituto de Geofísica, de los estudios de Tomografía de Resistividad Eléctrica en Plaza de la Luna recientemente (figura 33), esto con el fin de comparar los resultados.

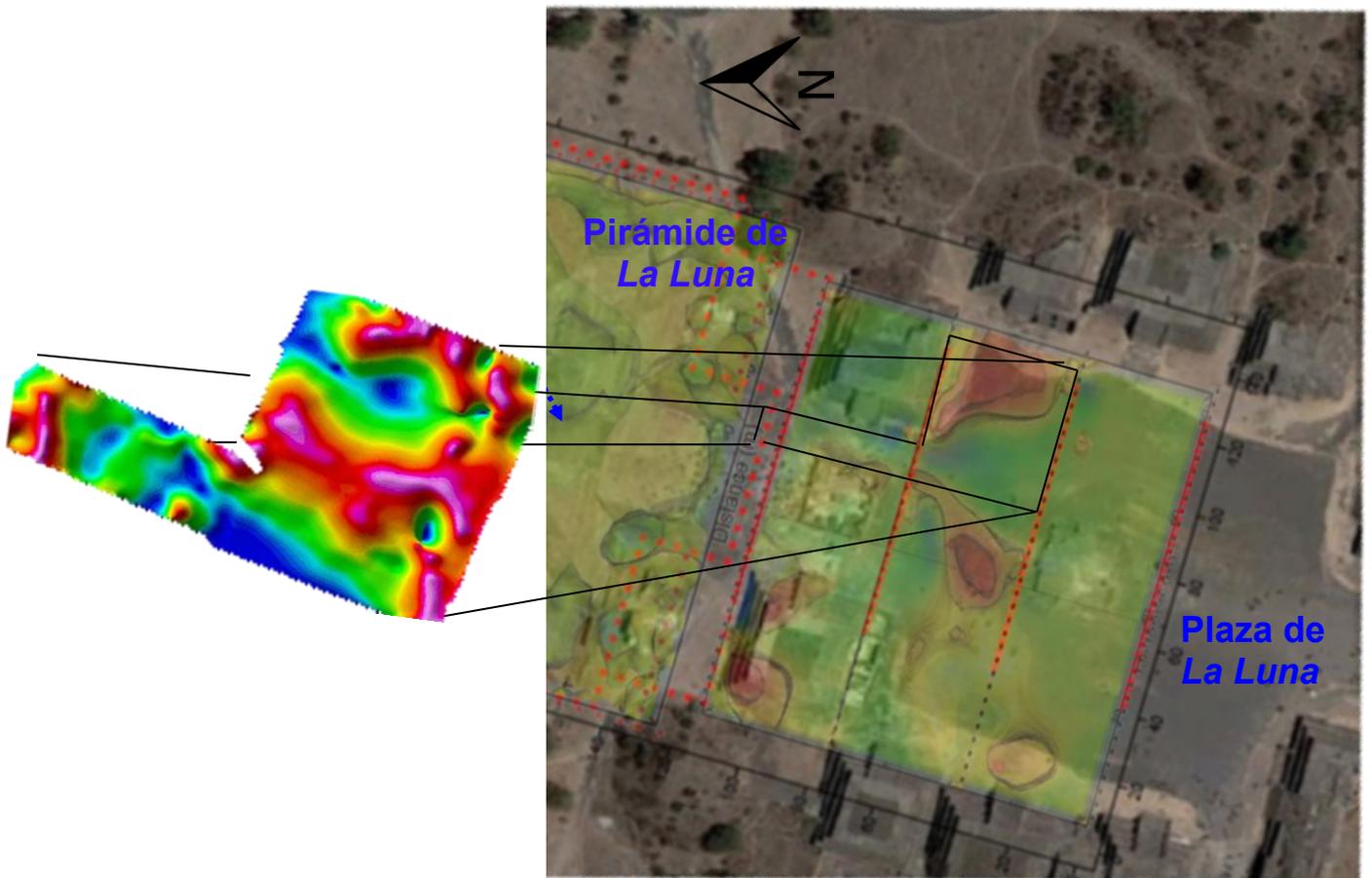


Figura 36. Localización de las estructuras en la Plaza de la Luna de acuerdo al estudio de TRE-3D y magnetometría (Modificada de Chávez et. al, 2018).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Con el estudio magnetométrico se logró localizar que la anomalía 1 y la anomalía 2 que representan estructuras con propiedades magnéticas diferentes a materiales de origen volcánico, por lo pudieran ser de interés arqueológico.
- En el modelo A se propone una cavidad que contiene aluvión o algún material diferente al de los flujos piroclásticos provenientes de los volcanes cerro gordo y el cerro de Malinalco, lo que podría indicar que dichas estructuras son de origen antropogénico, debido a que hay discontinuidad en el material piroclástico. La susceptibilidad magnética que mejor ajustó en los modelos se aproxima a la reportada por Chávez et al., (1988).
- La profundidad a la que se localiza la estructura de algún material con una susceptibilidad muy baja en el modelo es en un rango de entre 4-5 metros, valor que se asemeja a los obtenidos con la Deconvolución de Euler que corresponden a los flujos piroclásticos. Además, los estudios geofísicos previos que se han hecho en la zona este de la Pirámide de la Luna, plantean un túnel con profundidad aproximada de 5 metros.
- Las estructuras propuestas en este trabajo, se correlacionan con el modelo 3D del estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica reportada por Chávez et al., (2018) en la Plaza de la Luna. La ubicación de las estructuras de un material con una susceptibilidad magnética baja, coinciden con ambas técnicas, lo que indica que los resultados obtenidos con magnetometría en este trabajo cumplen con el objetivo de localizar estructuras que podrían ser de interés arqueológico.

Recomendaciones

- Realizar estudios geofísicos en el oeste de la Plaza de la Luna para obtener una correlación de anomalías.
- Los levantamientos magnéticos que se realicen posteriormente en la Plaza de la Luna, se sugiere con un muestreo de 0.5 a 1 metro entre cada punto.
- Para el procesamiento de la información de datos, se sugiere aplicar filtros que suavicen la anomalía magnética, para que al realizar los modelos directos, sea más eficiente el procedimiento.
- Se sugiere un barreno en la zona donde coinciden las anomalías Eléctricas y Magnéticas para corroborar la profundidad de estas posibles estructuras.

REFERENCIAS

- Arzate, J. A., Flores, L., Chávez, R. E., Barba, L. y Manzanilla, L. (1990). **Magnetic Prospecting for tunnels and caves in Teotihuacan, México, Geotechnical and Environmental Geophysics.** In (S. H. Ward Ed). *Geotechnical and Environmental Geophysics: Investigations in Geophysics* No. 5. Society of Exploration Geophysicists, III, pp.-155-162.
- Atienza Beatriz M., (2001). **Modelado e Inversión en 2d y 3d de Anomalías Gravimétricas Producidas por Cuerpos Cuya Geometría y Densidad de Masa se Describen Utilizando Funciones Polinómicas: Aplicaciones a Datos Gravimétricos de Canadá y México,** Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Barba, L. A., Manzanilla, L., Chávez, R., Flores, L. y Arzate, A. J. (1990). Caves and tunnels at Teotihuacan, Mexico; **A geological phenomenon of archaeological interest,** In (N.P. Lasca & J. Donahue, Eds) *Archaeological Geology of North America: Boulder, Colorado.* Centennial Special Volume 4, Geological Society of America, 431-438.
- Bevan, B. W. (2006). **Understand magnetic maps.** Geosight.
- Blakely, R.J., (1996). **Potential theory in Gravity and Magnetics Applications.** Cambridge University Press. Reino Unido, pp. 154-178.
- Campbell Wallace H. (2005). **Introduction to Geomagnetic Fields,** Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge UK.
- Chávez, R. E., Arzate, J. A., Flores, L., Manzanilla, L. y Barba, L. (1988) **.Estudio geofísico de las cuevas y túneles de Teotihuacán,** México, UNAM, Instituto de Geofísica, Comunicaciones técnicas. Serie de investigación No.78.
- Chávez, R. E., Manzanilla, L., Peralta, N., Tejero, A., Cifuentes, G. & Barba, L. A. (1994). **Estudio Magnético y de resistividad en los alrededores de la pirámide del Sol,** Teotihuacan, México. *Geofísica Internacional*, 33, 243-255.

- Chávez, R. E., Cámara, M. E., Tejero, A., Barba, L. & Manzanilla, L. (2001). **Site Characterization by Geophysical Methods in The Archaeological Zone of Teotihuacan, Mexico.** *Journal of Archaeological Science* 28, pp. 1265-1276.
- Chávez, R. E., Tejero, A., Cifuentes, G., Hernández, J. E., García, A., Argote, D., Ortega, V. (2018). **The ERT-3D Method as tool to explore the Pyramid of La Luna and the Main Plaza subsoils, Teotihuacan, Mexico.** 24th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics. Near Surface Geoscience Conference & Exhibition 2018 Porto, Portugal, September 9-13, 2018.
- Escorza, M. (2010). **Magnetometría de la Isla Socorro, Archipiélago de las Revillagigedo.** Tesis Lic. en Ing. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México.
- Hernández, H. O. A. (2014). **Estudio Magnetométrico en Tláhuac de la Subcuenca de Chalco, Zona Conurbada México D. F.** Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería UNAM, México, pp. 55-57.
- Heyden, D. (1975). **An interpretation of a cave underneath the Pyramid of the Sun in Teotihuacan, Mexico: American Antiquity** 40, 131–147.
- INAH (2016). **El INAH reporta descubrimientos en la Plaza de la Luna de Teotihuacan.** Boletín No. 119. Dirección de medios de comunicación.
- Lanza R., Meloni A. (2006). **The Earth's Magnetism, An Introduction for Geologists,** Springer, Roma.
- López, A. (1989). **La historia de Teotihuacan.** In Teotihuacan. Pp.13-20. México: El Equilibrista, Citicorp/Citibank.
- Manzanilla, L., Barba, L. A., Chávez, R. E., Tejero, A., Cifuentes, G. & Peralta, N. (1994). **Caves and Geophysics: an approximation to the underworld of Teotihuacan, México.** *Archaeometry* 36, 141-157.

- Mendoza, B. E., Cordero, M. G., Lara, A., Maravilla, M. D., Valdés, J. F., Velasco, V. M. (2013). **Introducción a la Física Espacial**. Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 117-181.
- Milsom, J. 2010. **Field Geophysics**. The Geological Guide Series, Third Edition, Wiley, England, pp-65-8.
- Mooser, F. (1968). **Geología, naturaleza y desarrollo del Valle de Teotihuacan: in: Materiales para la Arqueología Teotihuacana**. In (J. L. Lorenzo, Ed.) *Internal Publication INAH-México*, 17, pp. 29–37. Reid, A. B.,
- Muniz, L. (1997). **El geomagnetismo**. Universidad Nacional Autónoma de México, Luis Muniz Barreto y Plaza y Valdés, S.A. de C.V.
- Nabighian M. N. (2005). Grauch V. J. S., Hansen R. O., LaFehr T. R., Li Y., Peirce J. W., Phillips J. D., Ruder M. E., **The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration, Geophysics**, Vol. 70, No. 6.
- Nava M. (2005). **Análisis Armónico en la Detección de Fenómenos Geomagnéticos**, Tesis Lic. en Ing. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México.
- Quiroz, D. (2016). **Descomposición de Series de Fourier para Tomografía de Resistividad Eléctrica Capacitiva, en la Zona de Teotihuacan, Estado de México**. Tesis Lic. en Ing. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México.
- Reid, A. B., (1990). Allsop, J. M., Granser, H., Millet, A. J. & Somerton, I. W. **Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution**. *Geophysics* 35, 180–191.
- Scales John A., Snieder Roel (2000). **The Anatomy of Inverse Problems**, *Geophysics*, Vol. 65, No. 6, Pag. 1708-1710.
- Smekalova, T.N., Voss, O., Smekalov, S.L. (2008) **MAGNETIC SURVEYING IN ARCHAEOLOGY. More than 10 years of using the Overhauser GSM-19 gradiometer**, 2da Edición, Wormianum.

- Talwani, M. (1965). **Computation With The Help of a Digital Computer of Magnetic Anomalies Caused by Bodies of Arbitrary Shape**, Geophysics, Vol. XXX, No 5, Pag. 797-817.
- Telford, W.M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1976). **Applied Geophysics**. Cambridge University Press. Estados Unidos de América, pp. 120-121.

Software utilizado:

- GEOSOFT OASIS MONTAJ 23.5.2.65
- Google Earth Versión 7.3.2.5776
- MagMap 2000.
- Microsoft Excel 2010.

Fuentes de internet:

- <https://teotihuacan.inah.gob.mx/>
- <https://www.ngdc.noaa.gov/IAGA/vmod/igrf.html>
- Gem System. Gem Systems Advanced Magnetometer. (2017). <http://www.gemsys.ca>
- Geometrics.com (2017). G-858 MagMapper. Geometrics.com <http://www.geometrics.com/geometrics-products/geometrics-magnetometers/g858-magmapper>
- http://updates.geosoft.com/downloads/files/how-to-guides/Applying_Filters_with_montaj_Geophysics.pdf
- http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/201810/index.html