



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

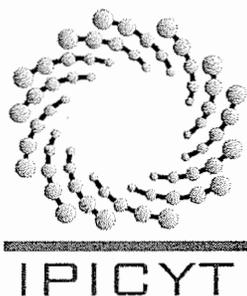
**Métodos potenciales y electromagnéticos
aplicados a la modelación bidimensional del
volcán tipo maar “La Joyuela”, San Luis Potosí,
México.**

Tesis que presenta
Jesús Galván Pineda

Para obtener el grado de
Maestro en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:
Dr. Héctor López Loera

San Luis Potosí, S.L.P., 03, Febrero de 2016



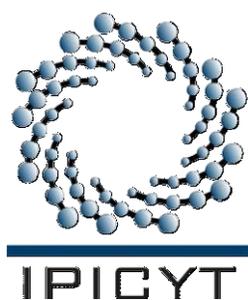
Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "***Métodos potenciales y electromagnéticos aplicados a la modelación bidimensional del volcán tipo maar "La Joyuela", San Luis Potosí, México***" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Jesús Galván Pineda** y aprobada el **tres de febrero del dos mil dieciséis** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Héctor López Loera
Director de la tesis

Dr. Vsevolod Yutis
Miembro del Comité Tutorial

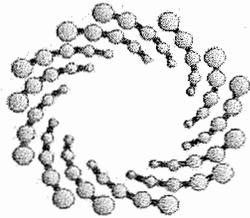
Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de **Geofísica** de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del **Dr. Héctor López Loera**

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología **No.309070** y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 014 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 3 días del mes de febrero del año 2016, se reunió a las 17:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Vsevolod Yutsis	Presidente	IPICYT
Dr. Pablo Dávila Harris	Secretario	IPICYT
Dr. Héctor López Loera	Sinodal	IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Jesús Galván Pineda

sobre la Tesis intitulada:

Métodos potenciales y electromagnéticos aplicados a la modelación bidimensional del volcán tipo maar "La Joyuela", San Luis Potosí, México

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Héctor López Loera

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 18:35 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 3 días del mes de febrero de 2016.


Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado


Dr. Marcial Bonilla María
Secretario Académico



Dedicatorias

Quiero dedicar esta tesis a las personas que más amo y quiero en este mundo, que son mis padres. A mí madre Reina que me dio la vida y por ser a la mujer que me ha amado antes de conocerme. A mi padre Claudio por haberme enseñado a no rendirme por las cosas que uno sueña.

A mis hermanos Sergio y Uriel, por estar siempre a mi lado y que me han servido como inspiración, para salir adelante. Una dedicatoria especial, para mi hermana Nayeli por haberme apoyado económicamente cuando lo he necesitado y alentarme a estudiar un posgrado. Y a la nueva integrante de la familia Reina Quetzaly.

Los amo y los quiero mucho.

XLII.- Trata que tus pensamientos sean como el aire de las montañas: amplios puros y benévolos para todos

I.S.B

Agradecimientos

Al IPICYT, por haberme abierto las puertas a sus instalaciones y en especial a la División de Geociencias Aplicadas (DGA), por darme esa valiosa oportunidad.

Al Dr. Héctor López Loera, por brindarme su apoyo académico, su amistad, pero sobre todo por haberme dado la oportunidad de conocerlo muchas gracias Héctor.

Al Dr. José Alfredo por los consejos y salidas a campo.

A los técnicos de la (DGA) M. en C. David Ernesto Torres Gaytán y al Ing. Víctor Julián Martínez Ruiz, por haberme orientado en las prácticas de campo y las asesorías en los programas y equipos de Geofísica. También gracias por las interminables cátedras de Geología al Ing. Víctor Julián.

A la Dra. Birgit Steinich, por las valiosas pláticas que hemos tenido a lo largo de la estancia en el instituto.

A la asistente de la división Gabriela Pérez Assaf, por su apoyo en la logística y trámites del posgrado.

A mis sinodales Dr. Vsevolod Yutsis & Dr. Pablo Dávila Harris, por sus asesorías y sugerencias hechas en el trabajo.

A la Dra. Claudia Arango Galván, por las asesorías, clases, consejos y recomendaciones.

Al Sr. Enrique Méndez supervisor del rancho La Joyuela, por permitir el acceso a las instalaciones.

A mis compañeros de la división Fred, Manuel, Ángeles, Andrea, Jazmin, Gerardo, Mauricio, Zenón, Rosaira, Efrén, Zazil, Iyotirindranath, Panchito, Oscar, Neri, Cesar, Nachito, Regina (La Licenciada), Sócrates, Ceci, Daniel, Aarón, Jazmín, Cesi, al gafete, Edgar, Ricardo, Carola, Diego, Andrea, Paty, Elsa, Roberto, Jensen, Simón, Fermín, Ozmar, Joselin Almaguer, Randall, Liliam, Alejandro, Jensen, Simón, Pablo, Yaneth, Claudia, Toni, Sonia, Mercedes y Elizabeth Arely.

Gracias a todos por su apoyo.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Contenido	vii
Lista de tablas	ix
Lista de figuras	x
Anexos	xii
Resumen	xiii
Abstract	xiv
Introducción	1
1 Generalidades	
1.1 Zona de estudio	2
1.2 Clima y Vegetación	2
1.3 Fisiografía y Geomorfología	3
1.4 Volcanes tipo maar	5
2 Marco teórico	
2.1 Geología	7
2.2 Estratigrafía	8
2.3 Métodos Potenciales	11
2.4 Magnetometría	12
2.5 Componentes del campo Magnético	13
2.6 Variaciones del campo	16
2.7 Propiedades Magnéticas de las rocas	17
2.8 Procesado de los datos Magnéticos	22
2.9 Profundidades de las fuentes	25
2.10 Gravimetría	29
2.11 Densidad de las rocas	30
2.12 Gravedad absoluta	30
2.13 Procedimiento en campo	31
2.14 Procesamiento de los datos Gravimétricos	32
2.15 Anomalías Gravimétricas	34
2.16 Modelo Inverso	36
2.17 Método Eléctrico	37
2.18 Arreglo Electrónico	39
2.19 Tipos de curva	41
2.20 Método Electromagnético	43

2.21	Ecuaciones de Maxwell	45
2.22	Profundidad de investigación	46
2.23	Procesado de los datos MT	46
2.24	Procedimiento en campo	50

3 Metodología

3.1	Procedimiento	52
3.2	Exploración Magnética	52
3.3	Exploración Gravimétrica	54
3.4	Exploración Eléctrica	56
3.5	Exploración Electromagnética	57
3.6	Tratamientos de datos geofísicos	59

4 Resultados

4.1	Magnetometría Aérea	60
4.2	Dominios aeromagnéticos	62
4.3	Lineamientos magnéticos	64
4.4	Magnetometría terrestre	65
4.5	Dominios magnéticos terrestres	67
4.6	Lineamientos magnéticos terrestres	71
4.7	Filtro de pseudo-gravedad	72
4.8	Modelos magnéticos	75
4.9	Profundidades de las fuentes magnéticas	77
4.10	Resultados Gravimétricos	79
4.11	Resultados Electromagnéticos	82

5 Conclusiones

5.1	Conclusiones generales	86
5.2	Trabajos futuros	87

	Referencias	88
	Anexos	95

Lista de tablas

2.1 Susceptibilidad de las rocas	21
2.2 Profundidades magnéticas	26
2.3 Profundidades magnéticas por el método de Peters	27
2.4 Índices estructurales	28
2.5 Clasificación del método MT	44
4.1 Densidades de las rocas y Susceptibilidades	69
4.2 Profundidad promedio de la fuente	79

Lista de figuras

1.1 Mapa de ubicación	3
1.2 Provincias fisiográficas	4
1.3 La Joyuela	5
1.4 Esquema de un volcán tipo maar	6
2.1 Geología de la zona de estudio	8
2.2 Formaciones que afloran en el área de estudio	10
2.3 Campos vectoriales	11
2.4 Componentes del campo magnético terrestre	13
2.5 Intensidad del campo magnético terrestre	14
2.6 Declinación del campo magnético	15
2.7 Inclinación del campo magnético	15
2.8 a) Variaciones del campo magnético por latitud	16
2.8 b) Variaciones del campo magnético por micropulsaciones	16
2.9 Materiales paramagnéticos y diamagnéticos	19
2.10 Materiales ferrosos	20
2.11 Reducción al polo	23
2.12 Pseudo-gravedad	25
2.13 Método de Ancho medio	26
2.14 Método de Peters	27
2.15 Flujo eléctrico equipotencial	39
2.16 Diferencial de potencial	40
2.17 Arreglo Shlumberger	40
2.18 Curvas de resistividad para dos capas	41
2.19 Curva de resistividad para tres capas	42
2.20 Corrientes Telúricas	43
2.21 Componentes eléctricas y magnéticas	44
2.22 Procedimiento en campo	51
2.23 Distancia de la fuente	51
3.1 Diagrama de flujo para Magnetometría	53
3.2 Secciones Magnéticas	54
3.3 Secciones Gravimétricas	55
3.4 Diagrama de flujo para Gravimetría	56
3.5 Puntos de observación Electromagnética	57
3.6 Diagrama de flujo para los sondeos Electromagnéticos	58
3.7 Diagrama de flujo de las metodologías utilizadas	59
4.1 Campo aeromagnético residual	60
4.2 Reducción al polo aeromagnético	61
4.3 Dominios aeromagnéticos	62
4.4 Lineamientos aeromagnéticos	64
4.5 Diagrama de roseta aeromagnética	65
4.6 Magnetometría terrestre	66
4.7 a) Dominios magnéticos	69
4.7 b) Dominios magnéticos & geología	70

4.8 Lineamientos magnéticos terrestres	71
4.9 Diagrama de roseta en los lineamientos terrestres	72
4.10 a) Pseudogravedad	73
4.10 b) Pseudogravedad & Geología	74
4.11 a) Diagrama de la sección magnética a invertir	75
4.11 b) Inversión de los datos magnéticos terrestres	76
4.12 a) Método de Peters	77
4.12 b) Método de Ancho Medio	77
4.13 Deconvolución de Euler	78
4.14 Perfiles gravimétricos	79
4.15 Secciones magnéticas	80
4.16 Inversión Gravimétrica	81
4.17 Inversión 1D, de los datos Electromagnéticos	82
4.18 Dimensionalidad	84
4.19 Inversión 2D de los datos Electromagnéticos	85

Anexos

1. Anexo SEV	95
2. Anexo Modelos 1D MT	96
3. Anexo Diagramas polares MT	97

Resumen

“Métodos potenciales y electromagnéticos aplicados a la modelación bidimensional del volcán tipo maar “La Joyuela”, San Luis Potosí, México”

Se presentan los resultados del estudio geofísico realizado en el volcán tipo maar “La Joyuela” (LJ), que permitió caracterizar su morfología demostrando la existencia de la diatrema asociada a la formación del cráter ubicado a la profundidad promedio de la anomalía a 153 m.

En el estudio se emplearon varias técnicas de prospección geofísica con métodos potenciales (magnetometría y gravimetría) e inducidos (sondeos eléctrico-magnéticos de corriente directa y corriente alterna). Los datos que se obtuvieron con estos métodos nos permitieron realizar interpretaciones con base a propiedades físicas de las rocas como la susceptibilidad magnética, resistividad y densidad.

En el trabajo de campo se cubrieron 45 Km lineales de magnetometría terrestre en 15 líneas y 7 Km lineales en dos secciones gravimétricas. Además se efectuaron dos sondeos eléctricos con abertura de electrodos de corriente (AB/2) hasta 600 m y 7 sondeos audio-magnetotelúricos con fuente natural, con abertura de dipolos de 50 m y 7 más con fuente controlada.

En el procesamiento de la información se utilizaron diferentes algoritmos matemáticos como: filtro de Reducción al Polo, Continuaciones de Campo Ascendentes, Derivadas, Señales Analíticas, entre otros. Que nos permitieron resaltar las señales y obscurecer el ruido. En la inversión de los datos (modelado) se utilizaron los algoritmos de Occam, Talwani y Gradientes Conjugados no Lineales.

Los principales resultados de este estudio fueron: modelación de la geología del subsuelo del maar LJ, la posible existencia de la diatrema y los remanentes del dique basáltico por debajo del cráter.

PALABRAS CLAVES: Maar, Gravimetría, Magnetometría, Audio-magnetotelúrico, Inversión y Modelación Geológico-Geofísico.

Abstract

“Bi-dimensional potential & electromagnetic modelling of a maar volcano “La Joyuela”, San Luis Potosí, México”

In this work I present the results of a geophysical study of a maar type volcano named La Joyuela, in San Luis Potosí, Mexico. I have characterized the subsurface morphology and thus this has allowed me for the identification of a possible diatreme structure underground, associated to the eruption at an average depth of 153 m.

In order to cover the objectives of this study, various geophysical prospection techniques have been used, in the like of potential methods (magnetic and gravity) and induced methods (electro-magnetic surveys of direct and alternating current). With the data produced using these geophysical methods I have been able to make interpretations of the physical properties of the rocks in the area, such as magnetic susceptibility, resistivity and density.

Field campaigns to collect magnetic data covered 45 linear kilometers in a total of 15 profiles. This was reinforced with two gravity surveys data covered 8 Km, two vertical electrical soundings and 7 audio - magnetotelluric surveys.

In order to process the information we used different mathematical algorithms such as the pole reduction filter, the ascending field continuations, derivatives, analytical signals, amongst others. This allowed us to highlight the signal and reduce data noise. For data inversion (modeling) we used the Occam and Talwani algorithms and Nonlinear gradients conjugates.

The results obtained with this study helped me to model the subsurface geology within La Joyuela maar volcano. The main new discovery is the possibility for the existence of a diatreme structure and remnants of a basanite dyke below the crater.

KEY WORDS. Maar, Gravimetry, Magnetometry, Audio-Magnetotelluric, Geological-Geophysical Inverse Modeling.

Introducción

Los métodos Geofísicos nos ayudan a comprender las formas geométricas, la distribución de las propiedades físicas de las rocas, etc. Mismo que aprovechamos, para elaborar modelos bidimensionales que describan las estructuras geológicas. En nuestro caso describimos el volcán tipo maar conocido como La Joyuela "LJ", con una edad aproximada de 1.4 millones de año (Ma), por el método K/Ar y reportada por Aranda-Gómez et al., (1993), ubicado en el estado de San Luis Potosí, México.

Existen diferentes tipos de volcanes distribuidos en todo el mundo, los más conocidos son los tipo Hawaiano, Estrombolianos, Peleano, Vulcaniano, etc. Los volcanes tipo maar se caracterizan por tener una caldera colapsada ocasionada por una erupción conocida como freatomagmática. La morfología que tiene este tipo de volcanes son; un anillo de tobas, con la caldera colapsada, debajo de esta se encuentra la diatrema formada principalmente de brecha. Un dique que es asociado con una explosión tipo freatomagmática (Zimanowski, 1998). Este tipo de explosiones se explica por la combinación entre dos fluidos de muy diferente temperatura conocida como Molten Fuel Coolant Interactios en inglés (MFCI) (A. Schmid, et al., 2010).

Los métodos potenciales y Electromagnéticos nos permiten modelar el subsuelo en función de las distintas respuestas que se estimen. En el caso de la magnetometría es la susceptibilidad magnética. Para la gravedad es la aceleración de los cuerpos y para los electromagnéticos la relación entre las componentes eléctricas y magnéticas de nuestro medio, mejor conocida como impedancia.

La inversión de los métodos potenciales se realiza mediante el algoritmo de Talwani et al., (1959). Mediante la construcción de polígonos con una propiedad física de las rocas, ya sea susceptibilidad o densidad de las rocas se construyen modelos geológicos que se ajustan a los datos observados.

Para la inversión de los métodos Audiomagnetéluricos se utilizo el algoritmo NLCCG (Nonlinear Conjugate Gradients), descrito por Rodi y Mackie (2001), este algoritmo resuelve el problema a partir de la respuesta de Tikhonov y Arsenin (1977).

El resultado del procesado de los distintos métodos Geofísicos nos permitió elaborar modelos bidimensionales que describen a “La Joyuela”, su geometría y estimamos la profundidad en la que se encuentra el intrusivo.

Objetivo

Modelar el interior del volcán tipo maar “La Joyuela”. La investigación y obtención de imágenes del interior de este tipo de estructuras es de gran interés, para la comunidad en ciencias de la tierra. Los métodos indirectos propuestos para este caso de estudio son: Magnetometría aérea y terrestre, Gravimetría terrestre, electromagnéticos de corriente continúa y alterna; ya que permiten la caracterización puntual y eficiente del objeto de estudio.

Hipótesis

“Todas las estructuras volcánicas tipo mar, están asociadas con la presencia de una diatrema, que es evidencia de una explosión del tipo freatomagmática y es ocasionada por la mezcla entre dos fluidos de muy distintas temperaturas (lava y agua). Lo anterior puede ser demostrado mediante la combinación de métodos Geofísicos

I Generalidades

1.1 Zona de estudio

El volcán tipo maar “La Joyuela” (LJ) se encuentra en el centro del estado de San Luis Potosí, en los límites municipales de Soledad de Graciano Sánchez y Villa Hidalgo. Se localiza a un costado de la carretera federal 57 en el kilómetro 29, entre las coordenadas Universal Transversa Mercator (UTM) X: 316681, Y: 2474443 y Z: 1800. Ver figura 1.1, muestra el mapa de la zona de estudio con datos tomados del Instituto Nacional Estadística y Geografía (INEGI, 2005).

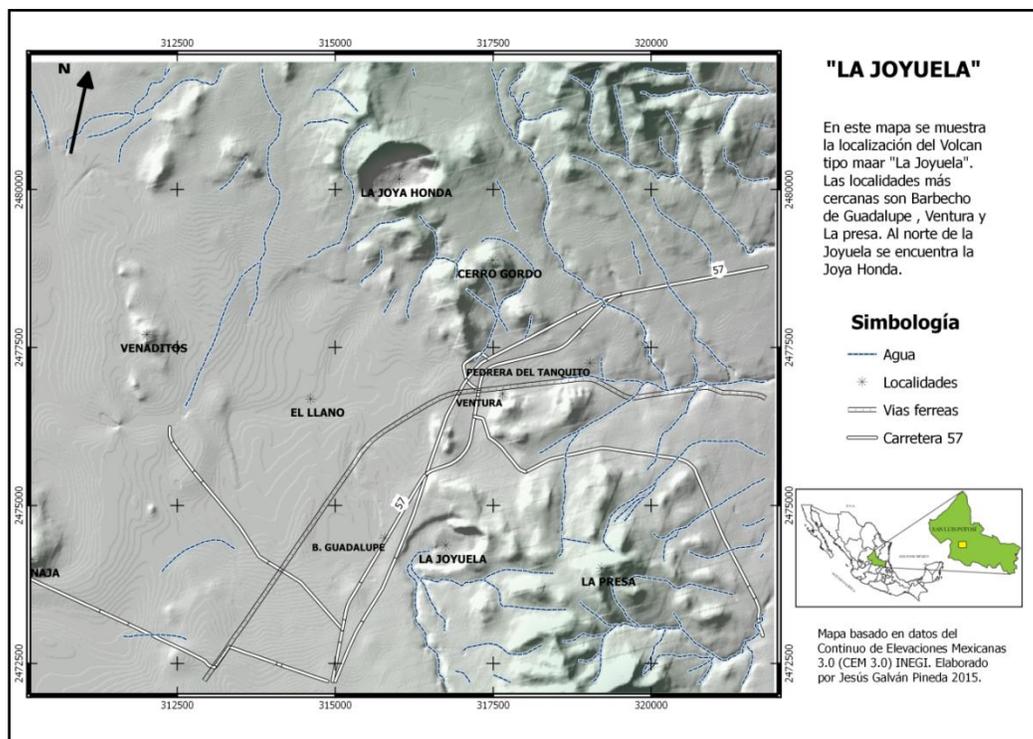


Figura 1.1.- Muestra la localización de “La Joyuela” (LJ), así como los poblados más importantes del área.

1.2 Clima y Vegetación.

El clima hace referencia a los resultados de las condiciones atmosféricas que están bajo el efecto de las siguientes variables; temperatura, humedad, viento, presión, etc. Además de factores Geográficos como son; la altura, posición del sol, latitud, altitud, etc. Así la vegetación y el tipo de suelo influcian al clima (www3.inecol.edu.mx, 2010).

En la zona de estudio predomina el clima seco templado y semiseco templado, con temperaturas media de 17-18°C y una precipitación de 300-500 mm. Esta tempera está influenciada por las dos sierras la de Álvarez y el Coro, que permiten una mayor cantidad de humedad durante la mayor parte del año.

La vegetación que predomina en la zona de estudio son; Matorrales desérticos, pastizales, yucas, matorral espinoso, nopaleras, pastizales y mezquites. El uso de suelo predominante de la zona es agrícola debido a al valle denominado el llano, además de tener uso de conservación debido a las sierras de Álvarez y el Coro (INEGI, 2005).

1.3 Fisiografía y Geomorfología.

La provincia Fisiográfica de la Meseta Central, es en donde se encuentra la zona de estudio Rais (1959). Esta provincia es conocida también como Altiplano Mexicano, situada en los 2000 metros (m) sobre el nivel medio del mar. Se encuentra conformada por sierras de Calizas de la era Mesozoica (Álvarez J, 1958), vea figura 1.2, para ver las provincias fisiográficas

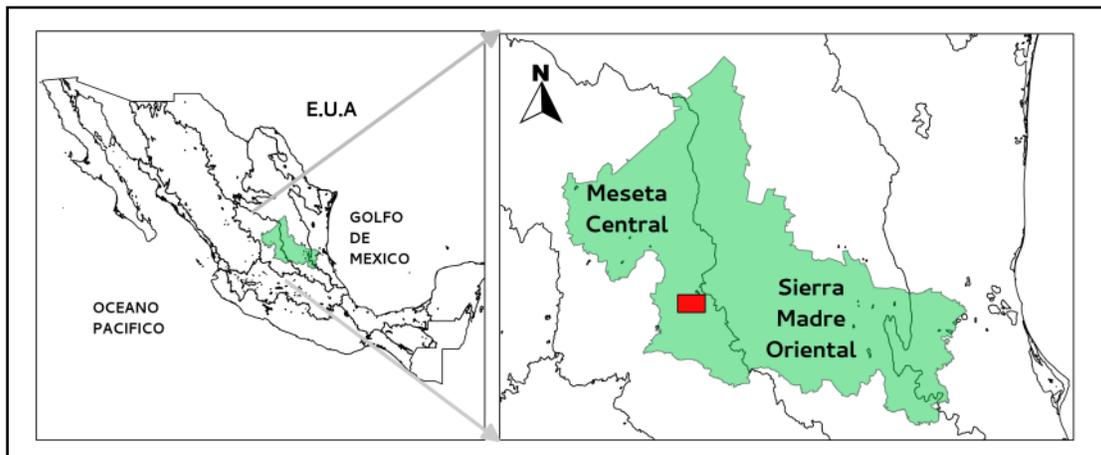


Figura 1.2.- Muestra la zona de estudio ubicado sobre la provincia fisiografía de a la Meseta Central, información tomada de INEGI, (2005).

En la parte sureste de LJ tenemos la sierra de Álvarez conformada por un anticlinorio de calizas y lutitas principalmente. Que son atravesadas por rocas ígneas principalmente del Terciario. Al norte de LJ se encuentra la sierra del Coro

que está conformada por rocas del Mesozoico, principalmente caliza y lutitas. En el lado occidental de LJ se prolongan planicies aluviales y son interrumpidos por rocas volcánicas del terciario (Dávila-Harris, 2003).

LJ tiene una forma que se asemeja a una elipse con una altura en la cima y el fondo del cráter de 100 m, su radio menor es de 400 m y el radio mayor de 1400 m. La porción S de LJ se encuentra erosionado el anillo de Ignimbritas debido a las descarga del arrollo intermitente la Joyuela.



Figura 1.3 Muestra la imagen de LJ tomada desde el sur de la caldera viendo hacia el norte.

1.4 Volcanes tipo Maar.

Los volcanes tipo maar como LJ son creados gracias al asenso de magma que interactúa con agua subterránea, creando una mezcla entre los dos fluidos ocasionando una serie de explosiones violentas. Cuando las explosiones cesan se crea el conducto por donde escapa la energía liberada por la reacción, rompiendo la roca encajonante y las existentes produciendo un cráter alrededor de las tobas y generando un cono llamado diatrema (Zimanowski, 1998).

Al tipo de mezcla entre agua y magma se les denomina explosión freatomagmática que ocurre dentro de la Tierra. La mezcla entre dos fluidos, a diferentes temperaturas uno, muy caliente magma y otro de baja temperatura como el agua subterránea. Dan como resultado una rápida transferencia de calor conocida en inglés como Molten Fuel Coolant Interactios (MFCI), produciendo una explosión (Zimanowski, 1998) y (Schmid, et al., 2010).

La figura numero 1.4, muestra el resultado un diagrama esquemático, generalizado, para los volcanes tipo maar en la cual se muestra la estructura de las capas superiores. En la que se encuentra el anillo de tobas con baja pendiente. Después se muestra la zona de la roca encajonate y el nivel freático. Las capas que siguen son el resultado de la explosión dividida en superior e inferior, atravesada, por un conducto de salida de la explosión. Y en la zona de raíz u origen una serie de brechas y diques provenientes de la intrusión (Lorenz, 2007).

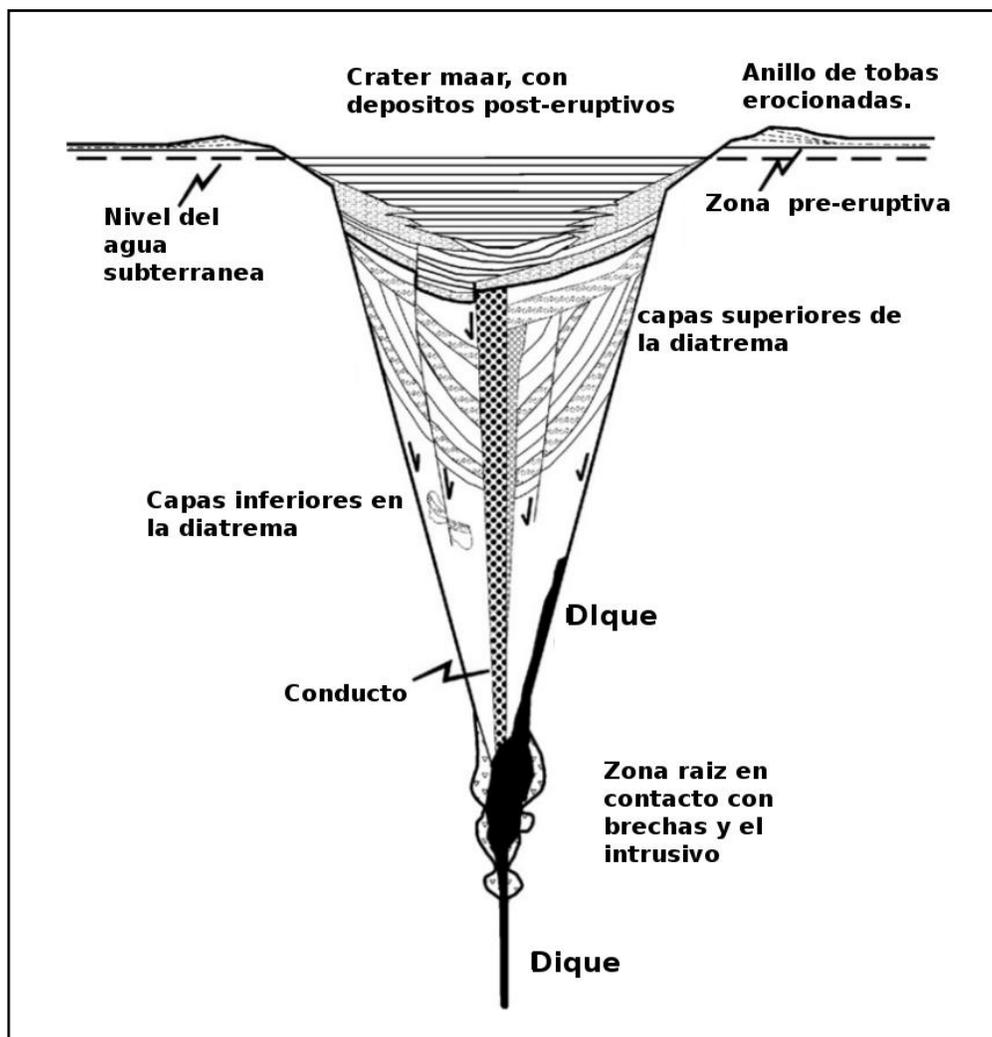


Figura 1.4.- Esquema idealizado de la estructura de un maar, (traducida de Lorenz, 2007).

2 Marco Teórico

2.1. Geología.

Para el volcán tipo maar LJ no hay trabajos relacionados sobre la estructura interna; por lo que en este trabajo es de tal importancia, para conocerla. La zona de estudio se encuentra en la provincia Fisiográfica de la Meseta Central (Raisz, 1959). Los estratos dominantes de la base de LJ son calizas principalmente de la era Mesozoica, controlada principalmente por la plataforma Valle-San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México (Dávila-Harris, 2003).

La base de LJ son rocas marinas del tipo arrecifales y post-arrecifales en el lado este. Del lado oeste se presentan calizas de cuenca con intercalaciones de pedernal. Todo este paquete sedimentario del Cretácico fue plegado durante la orogenia Laramide, debido a los esfuerzos de compresión.

El desarrollo del vulcanismo en la zona denominada Ventura-Espíritu Santo (Aranda, et al., 1993), se desarrolla al final del Terciario y principios del Cuaternario, dividido en dos etapas: la primera con la expulsión de material basáltico y la segunda más violenta típica de una erupción freatomagmática. El material que forman estas estructuras es principalmente alcalino-básico, es decir; escorias, basanitas, basaltos alcalinos, brechas de origen piroclástico y depósitos de caída, etc.

Hacia el Cuaternario, se reactivó el vulcanismo en forma de coladas de basaltos, lavas alcalino-básicas, junto con la formación de conos cineríticos. A este corto periodo ocurrido, se le asocian los cráteres LJ y la Joya Honda, del grupo Ventura (Labarthe-Hernández, 1978). Estos cráteres, están junto a derrames de basaltos y conos de escoria, con rumbo norte-oeste (NO) y una serie de fallas con orientación este, norte-este (ENE) (Aranda-Gómez y Labarthe-Hernández, 1977)

El material que se encuentra en la parte superficial del cráter LJ, es lo más reciente. Conformados por arenas y limos, originados por la erosión y los depósitos fluviales. Los sedimentos que están por encima del aluvión es coluvión,

depositado por el derrumbamiento de las laderas. Véase la figura 2.1 para observar la Geología descrita.

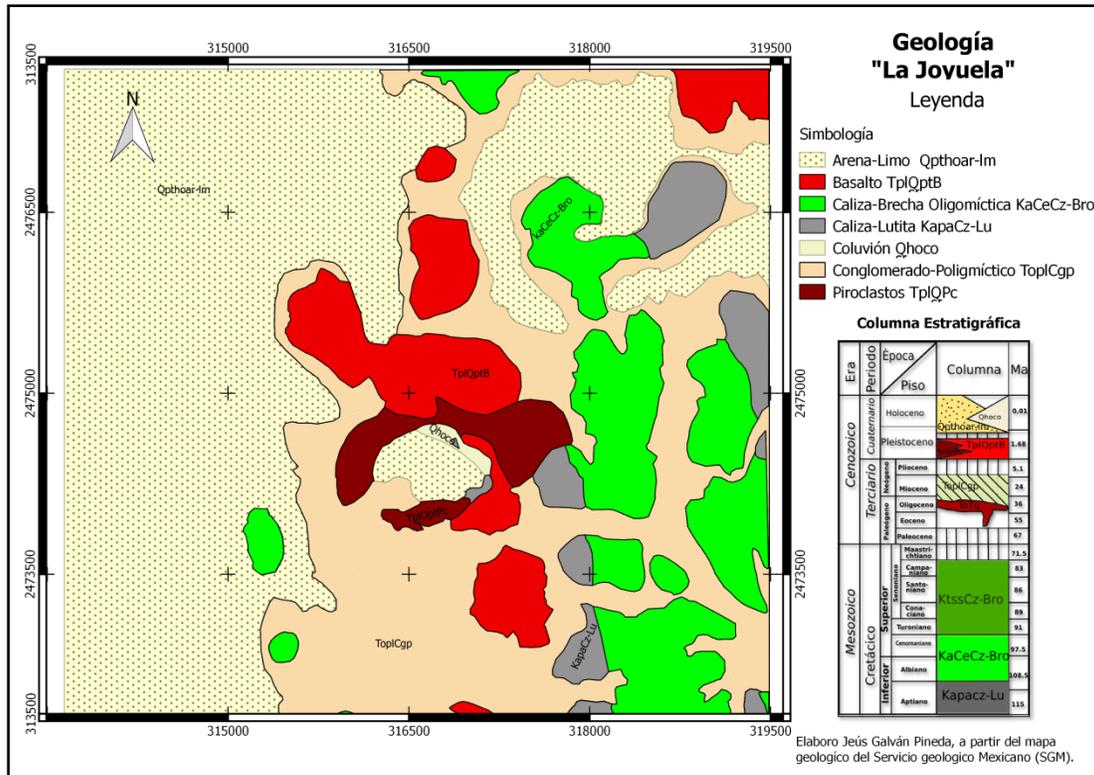


Figura 2.1.- Muestra la carta Geológica de la zona de estudio.

2.2 Estratigrafía.

Los estratos encontrados en la zona de estudio, y que afloran son rocas marinas del Mesozoico, volcánicas del Terciario y depósitos aluviales del Cuaternario. A continuación se da la descripción de las unidades que estratigráficamente se encuentran en el área de LJ.

Mesozoico.

Las rocas que comprenden la base donde se asienta el volcán, son de origen marino y están descritas por las formaciones; La Peña y Cuesta del Cura. Se ubican en la tabla del tiempo Geológico Aptiano, para La Peña y Cuesta del Cura en el Cenomaniano.

Formación La Peña (kapaCz-Lu).

Imlay, R. W. (1936) definió como Formación La Peña “como un afloramiento de estratos calcáreos-arcillosos”. Posteriormente descrita por Humphrey (1949), como margas de color gris que intemperizan a rojo y color rosa, intercaladas con capas de caliza arcillosa. Respecto a su litología, en esta formación se observan rocas calcáreas de color gris oscuro, con nódulos de pedernal. Esta formación se encuentra plegada y fracturada debido a la orogenia Laramídica, con una edad de 113 a 119 millones de años (Ma).

Formación Cuesta del Cura (ktssCz-Bro).

Definida por Imlay (1936) como calizas de color gris oscuro, con intercalaciones de pedernal. Una de sus características de esta caliza son las ondulaciones que presenta a lo largo de sus estratos. Las condiciones para la depositación de esta roca son; de aguas profundas y en zonas donde el mar comienza en etapas de regresión. Se estima su edad del Albiano medio hasta el Cenomaniano inferior de (91-113 Ma).

Este afloramiento Cuesta del Cura se observan en las paredes de la Joya Honda y LJ. El espesor para esta formación no se encuentra definido, ya que tiene un intenso plegamiento.

Cenozoico

Latita Portezuelos.

Esta roca aflora del lado occidental de LJ, a pocos kilómetros de la zona. Dávila-Harris (2003) afirma, “Se trata de derrames lávicos de color café grisáceo, de textura holocristalina, inequigranular, porfirítica. Presentando una matriz afanítica, 10-15% de fenocristales de sanidino y andesina. Intemperizada haciéndose arenosa, de color gris claro”. Esta roca está por encima de las formaciones La Peña y Cuesta del Cura. Con una edad determinada de 30.6+/- 1.5Ma por el método K/Ar, se posiciona en el Oligoceno-medio (Dávila-Harris, 2003).

Terciario y Cuaternario.

En el Terciario, se encuentran rocas volcánicas, formando conos cineríticos y derrames basálticos. Posterior a estos eventos se presentan depósitos de piroclastos ocasionado por los aparatos volcánicos del área de estudio. Los valles que se encuentran están formados principalmente por rellenos aluviales de limos, arenas y gravas esencialmente (Dávila-Harris, 2003).

La parte norte de LJ, presenta dos tipos de rocas ígneas; piroclastos y basaltos, definidas y descritas por Labarthe-Hernández et al., (1982).

Aluvión.

Esta unidad está conformada por depósitos de conglomerados, arenas, limos, suelo. Estos depósitos sedimentarios conforman a los conglomerados, que se encuentran extendidos en la base del cráter y, en las sierras De Álvarez y El Coro. Véase la figura 2.2, en donde se muestra la columna estratigráfica de la zona.

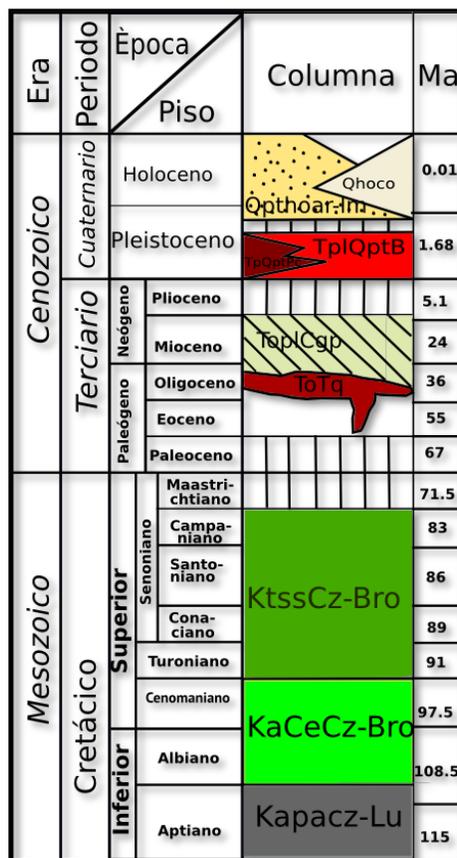


Figura 2.2. Se presentan las formaciones que afloran en el área de estudio y sus alrededores.

2.3 Métodos Potenciales.

EL comportamiento magnético y gravimétrico es asumidos con frecuencia como campos potenciales, debido a que en sus mediciones involucran campos vectoriales, incluyendo el campo gravitatorio y el magnético, observados en algún punto de la superficie de estudio (Hinze et al., 2013).

Los campos son funciones del tiempo y de la posición. Los campos de fuerza describen las energías que actúan en cada punto del espacio en cierto tiempo determinado. Los campos se clasifican en dos tipos; escalares y vectoriales. Los campos escalares están en función de dos variables, el tiempo y el espacio. Los vectoriales dependen de tres variables como; posición, magnitud y dirección.

Los instrumentos, con los que se estiman las fuerzas magnética y gravitacional generalmente miden una componente del vector que constituye un escalar. Los campos vectoriales pueden caracterizarse por líneas de flujo, que son tangentes en cada punto a las líneas de flujo (Blakely, 1996), véase figura 2.3.

El potencial se define como el trabajo que se necesita para transferir de un punto a otro una unidad de masa o carga eléctrica (Blakely, 1996). La teoría del potencial es una herramienta en diferentes áreas de la ciencia como Física, Ingenierías, Acústica, Matemáticas Aplicadas al estudio de fluidos y por supuesto en la Geofísica. Sólo algunas ramas de la Geofísica, están controladas por ésta teoría como son; Gravimetría, Magnetometría, Electromagnético, Flujo de Calor, etc. (Roy, 2007).

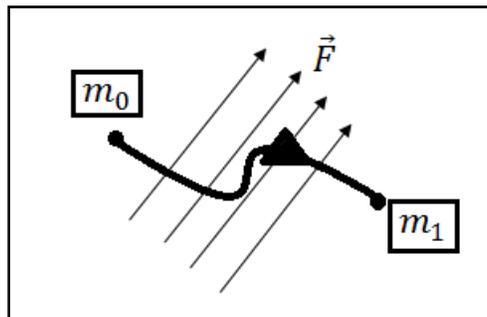


Figura 2.3 Muestra el movimiento de una masa a través de un campo gravitacional o electrostático.

2.4 Magnetometría.

La magnetometría es uno de los métodos más antiguos en la geofísica. Es relativamente fácil y económico ya que nos permite estudiar la superficie de la Tierra. El amplio rango de estudio con este método, puede generar ambigüedades ya que la Tierra no es homogénea (Hinze et al., 2013).

El campo geomagnético es ocasionado por corrientes eléctricas, asociada con las corrientes que se generan en la interface del núcleo externo e interno y se propagan al exterior de la Tierra. Además la corteza, la litosfera y la ionosfera generan campos que juntos cooperan para formar el campo magnético terrestre. A pesar de esto es necesario definir nuestro objeto de estudio, ya que de esto dependerá la eliminación de alguna de estas fuentes (Torres-Gaytan, 2013).

La exploración magnética es pasiva y se basa en la recolección de datos en la superficie terrestre, superficie marina, aérea en pozos y satélites. El campo terrestre, siempre está presente, pero varía espacial y temporalmente. La fuerza que se genera entre dos polos magnéticos es directamente proporcional al producto de sus cargas e inversamente al cuadrado de su distancia. Ésta relación fue descrita por Coulomb a finales del siglo XVIII, y comúnmente se le conoce como Ley de Coulomb, véase ecuación 2.1.

$$\vec{F}_m = C_m \frac{q_1 q_2}{r^2} \quad 2.1$$

Dónde q_1 y q_2 son polos magnéticos y r es la distancia entre las dos cargas magnéticas. Es C_m la constante magnética que depende del inverso de la permeabilidad magnética $1/\mu$, donde μ depende del medio en el que se propague, este puede ser en el vacío, aire, etc. (Hinze et al., 2013).

Las unidades de la fuerza del campo magnético es el oersted (Oe). La tesla (T) en Sistema Internacional (SI), pero es una unidad muy grande en Geofísica. Una T es

equivalente a 10^4 gauss, pero comúnmente se maneja la nanotesla (nT), que es equivalente a 10^{-9} tesla (Hinze, et al., 2013).

2.5 Componentes del Campo Magnético.

La figura 2.4, describe las componentes del campo magnético terrestre y este se describe de forma ortogonal dentro de un plano cartesiano. Matemáticamente se expresa como (X, Y, Z), geográficamente se asocia al Norte con la componente X, al este como Y, abajo o al nadir representada por Z.

El campo de inducción magnético B representado por las líneas de fuerza del campo magnético terrestre. Y como se habla de que campo tiene tres componentes utilizaremos como B_x, B_y y B_z . (Blakely, 1996).

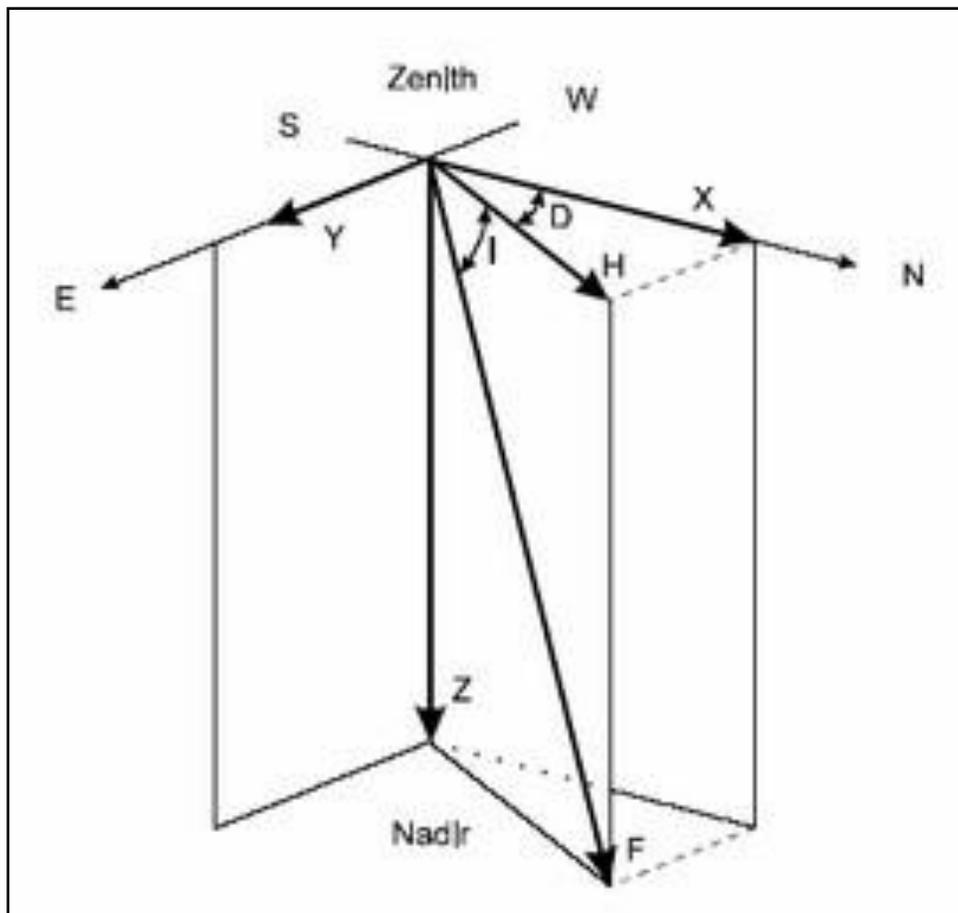


Figura 2.4.- Muestra las componentes del campo terrestre magnético

La intensidad del campo magnético horizontal (H) se define:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad 2.2$$

Se le asigna al valor del campo total como F , que es la intensidad total, donde intervienen las tres componentes y se define;

$$F = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad 2.3$$

La Inclinción (I) del campo magnético es el resultado del ángulo que forma entre las componentes Z y H , como se expresa en la siguiente ecuación 2.4.

$$I = \arctan B_z / \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad 2.4$$

La ecuación 2,5 describe la D del campo magnético que es el resultado del ángulo que se forma entre el vector H y el plano vertical X .

$$D = \arcsin B_y / \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad 2.5$$

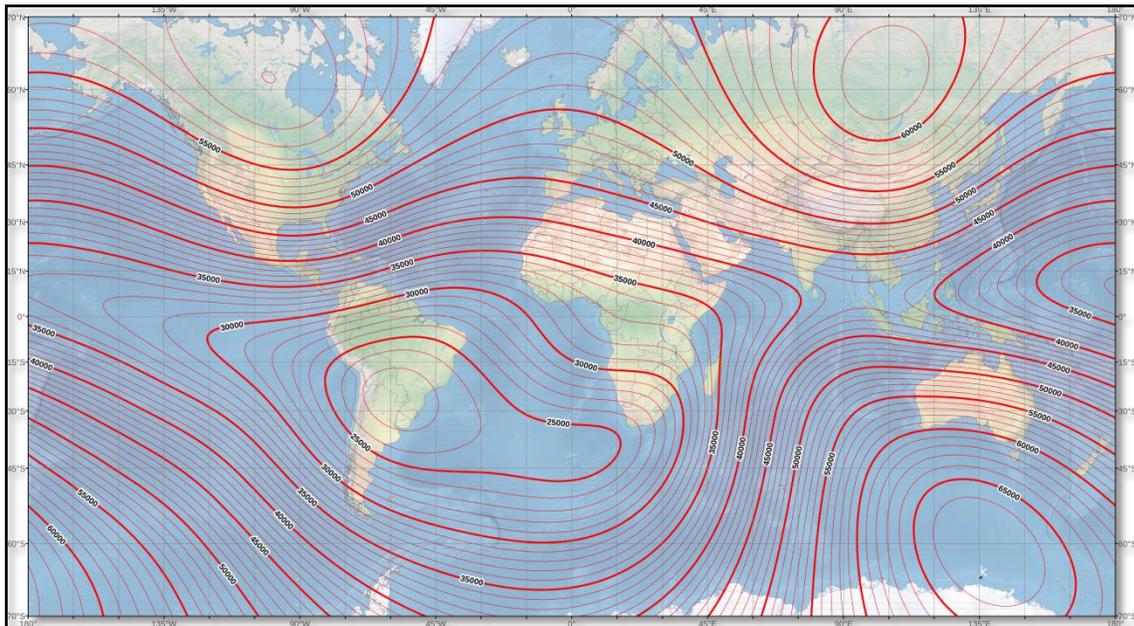


Figura 2.5.- Muestra la distribución de las líneas de fuerza del campo terrestre, a intervalos de 1000 nT, (NOAA/NGDC & CIRES, 2014)

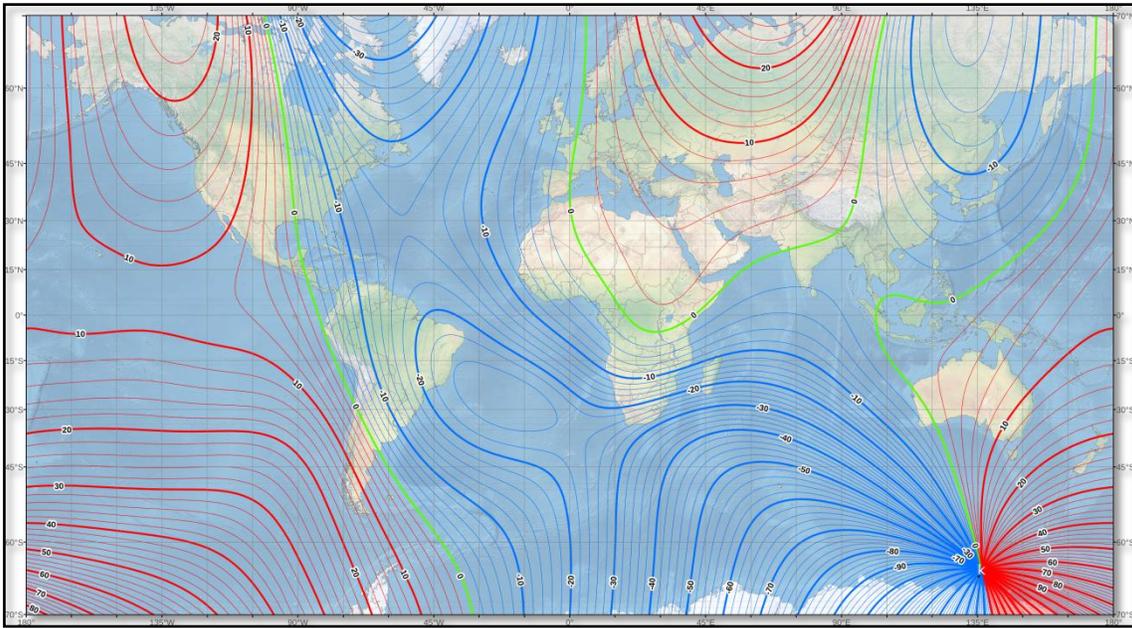


Figura 2.6.- Muestra las líneas de Declinación, sobre el plano X, Y a un intervalos de 2° entre líneas (NOAA/NGDC & CIRES, 2014).

El mapa 2.5, muestra las líneas de intensidad total del campo magnético distribuidas a lo largo del planeta. Además el mapa 2.6, muestra las líneas de igual valor de la declinación magnética (NOAA, et al 2014.) La figura 2.7 muestra la inclinación del campo magnético distribuida a la largo del planeta tierra.

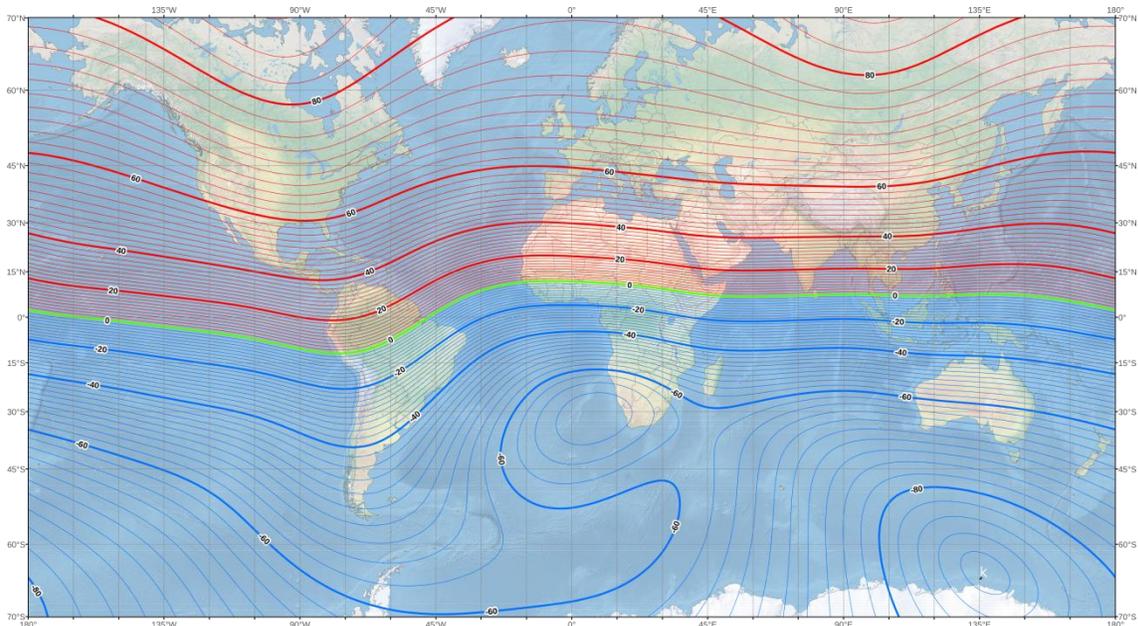


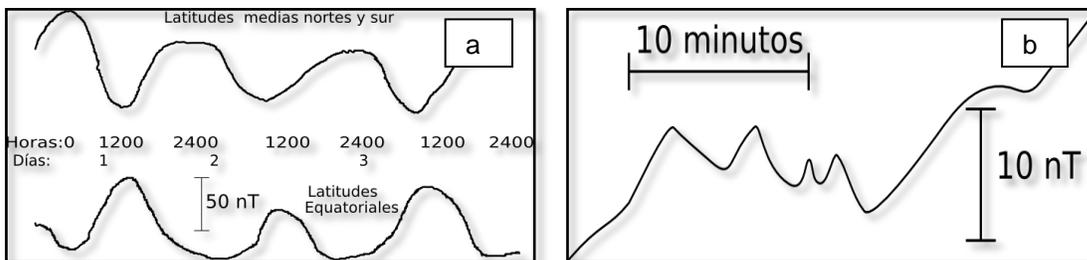
Figura 2.7.- Muestra la distribución de la inclinación magnética terrestre a entre el plano XY y el plano vertical a intervalos de 2° (NOAA/NGDC & CIRES, 2014).

2.6 Variaciones del campo.

Las variaciones que sufre el campo magnético a través del tiempo son de diferentes órdenes en ángulo e intensidad. La variaciones por efectos de la latitud son del orden de 0.03 nT por cada metro en los polos y la mitad en el Ecuador, por lo tanto no se considera un variación representativa para tomarla en consideración para el estudio de estructuras locales (Pérez-Corona, 2011).

Fuentes externas que cambian la intensidad del campo magnético son comúnmente conocidas como variación diurna, por latitud, tormentas, etc. La magnitud de las variaciones diurnas son lo suficientemente grandes en exploración, por lo que es necesario monitorearlas y quitarlas de la señal obtenida. Estas no se pueden predecir empíricamente. Las micro-pulsaciones con periodos de minutos o días es importante monitorearlas (Breiner, 1999).

En la siguientes figura 2.8 a, se muestran las variaciones que sufre el campo. La primera por variaciones a lo largo del tiempo en distintas latitudes. La figura 2.8 b muestra una típica perturbación ocasionada por micro-pulsaciones del sol que afecta la ionosfera.



Figuras 2.8 a) muestra las variaciones del campo magnético con respecto a la latitud y la variación en el tiempo. La figura 2.8 b) muestra una típica señal de micro-pulsación, modificada de Breiner (1999).

Son muy comunes las variaciones por micropulsaciones y en las latitudes que se describen en las figuras 2.8 a y b. Para quitar este efecto se monitorea al campo magnético en un punto de observación a intervalos regulares de tiempo. La recopilación de estos valores a intervalos de tiempo nos servirán para ajustar los

valores en función del tiempo y ajustar los datos observados en función del tiempo (Lowrie, 2007).

El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF, por sus siglas en inglés), es una representación matemática del campo magnético terrestre. El IGRF consiste en una serie de coeficientes Gauss de décimo orden véase ecuación 2.6. Este coeficiente se creó que representa en gran parte la contribución del núcleo magnético (Blakely, 1996). Substrayendo la contribución del núcleo a nuestros datos de exploración en principio tendríamos la contribución magnética debido a la corteza.

$$V(r, \theta, \lambda, t) = R \sum_{n=1}^{R=\max} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m(t) \cos m\lambda + h_n^m(t) \sin m\lambda] P_n^m(\theta) \quad 2.6$$

El campo magnético terrestre cambia conforme al tiempo, por lo tanto su representación matemática, también cambia. La Asociación Internacional de Aeronomía y Geomagnetismo (IAGA, por sus siglas en inglés), adopta nuevos modelos que representan al campo magnético por 5 años, llamado época, véase figura 2.5, donde muestra el campo magnético de referencia época 2015.

Las anomalías magnéticas se calculan del campo total observado, menos el campo regional adecuado, usualmente el IGRF o el promedio de los datos observados. Representa T el campo total observado sobre cualquier punto y F es el campo regional en el mismo punto, entonces se puede expresar de la siguiente manera ΔT (Blakely, 1996), véase ecuación 2.7.

$$\Delta T = T - F \quad 2.7$$

2.7 Propiedades magnéticas de las rocas.

La cantidad de magnetización de una roca está determinada por la intensidad de magnetización I , misma que está influenciada por el campo inductor y la constante

de susceptibilidad magnética K . La relación descrita anterior permite generalizar la siguiente ecuación 2.8.

$$I = KH \quad 2.8$$

Donde K representa la capacidad de las rocas para adquirir magnetización en las rocas. Esto significa que la magnetización de las rocas es una cantidad dimensional y que los minerales se ven afectados por la temperatura y del campo inductor (Robinson y Wiley, 1988).

El campo magnético es la consecuencia de la interacción entre las cargas eléctricas véase ecuación 2.1. Pero a un nivel atómico, lo que ocasiona el campo magnético es el movimiento de los electrones (Tarling, 1983). Todas las sustancias o rocas pueden considerarse como generadoras a nivel atómico de campos magnéticos y se clasifican en: paramagnético, diamagnéticos y ferrosos.

Los minerales diamagnéticos como el cuarzo, calcita, galena y esfalerita, presentan muy baja susceptibilidad magnética. Debido a que sus orbitales están llenos y en presencia de un campo inductor, los materiales generan un campo en sentido opuesto al campo aplicado (Robinson y Wiley, 1988).

Los paramagnéticos son minerales como; olivinos, piroxenos, anfíboles, etc. Con una estructura atómica incompleta y en un campo inductor los átomos se alinean en dirección de éste, generando un campo más fuerte (Tarling, 1983).

El efecto que ocasiona este tipo de materiales es relativamente pequeño y sus efectos son poco percibidos. En exploración el paramagnetismo y el diamagnetismo son imperceptibles (Robinson y Wiley, 1988) véase figura 2.9.

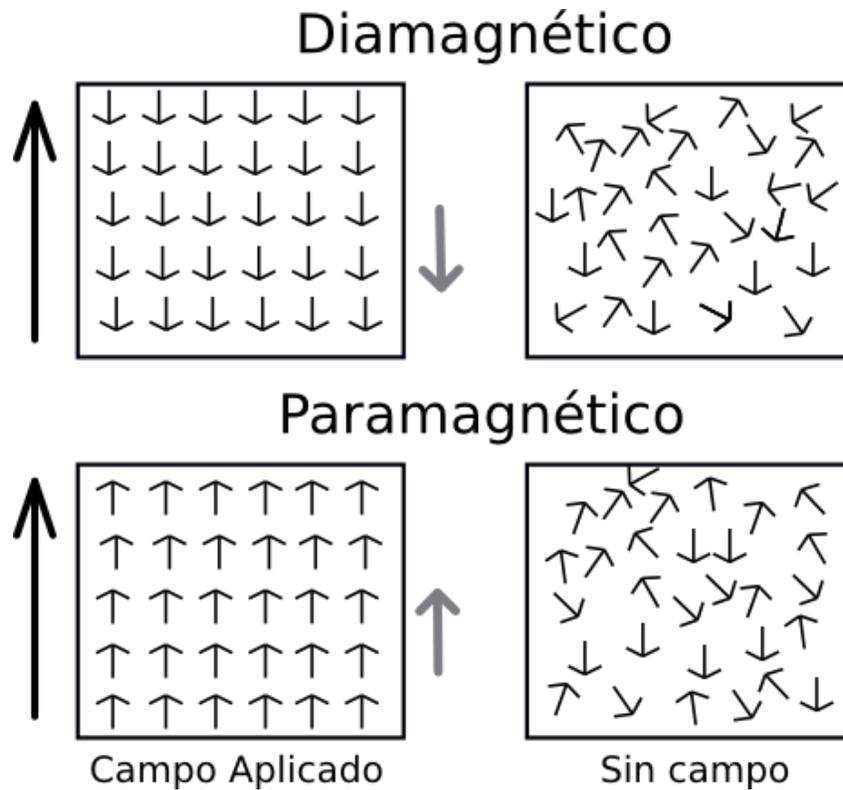


Figura 2.9.-Los diagramas de la izquierda muestran la magnetización con la flecha de color claro que adquiere un material cuando se le aplica un campo magnético inductor y se representa con la flecha de color obscuro. La imagen de la derecha muestra la distribución de los spines magnéticos después de remover el campo presente.

En la serie de elementos ferrosos los átomos tienen un arreglo en su último orbital, que permiten el intercambio de electrones, que juntos producen un fuerte campo magnético según sea el arreglo de los átomos (Robinson y Wiley, 1988). Al tipo de alineación atómica de los elementos ferrosos se denominara como ferromagnéticos, antiferromagnéticos y ferrimagnéticos, véase figura 2.10.

- a) Ferromagnéticos: Son materiales que en su estructura atómica los spines están alineados en la misma dirección, produciendo un fuerte campo. Los principales minerales son: hierro, níquel y cobalto.
- b) Antiferromagnéticos: Son las sustancias que tienen un acoplamiento antiparalelo en su arreglos atómicos, el campo en este caso resulta estar balanceado. La hematita es uno de los ejemplos de materiales antiferromagnéticos.

- c) Ferrimagnéticos: El sentido de los átomos en este caso es opuesto en su dirección pero uno de los dos predomina. El mineral más abundante es la magnetita.

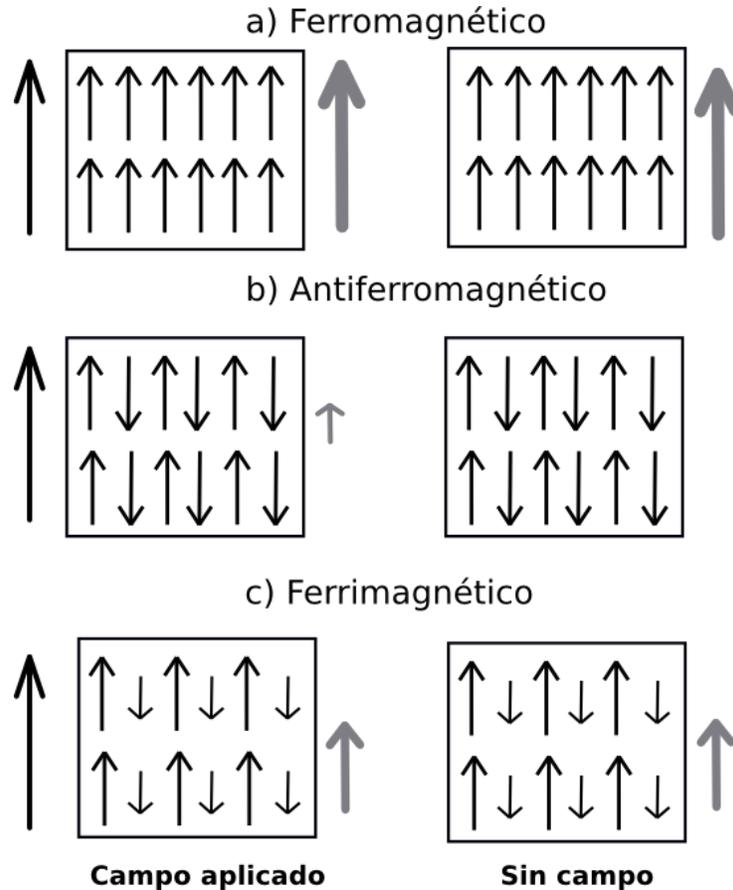


Figura 2.10.- Muestra el arreglo atómico de los materiales ferrosos. a) Muestra el arreglo ferromagnético, éste material se distingue por retener su magnetización después de haber quitado el campo inductor b) Muestra el arreglo atómico antiferromagnético, los spines son anti paralelos y existe un efecto paramagnético que en presencia de un campo aplicado el campo resultante será pequeño. c) Muestra el arreglo ferrimagnético en donde los spines están anti paralelos, pero sin la misma magnitud por lo tanto en la presencia de un campo la magnetización no decrece demasiado y sin la presencia de este campo la magnetización es retenida.

La susceptibilidad de las rocas está gobernada al arreglo atómico de los minerales, su forma, volumen, distribución, etc. Gracias a esta variedad de elementos existe una gran diversidad de susceptibilidades en las rocas, por lo que es necesario el realizar mediciones a las rocas. En la tabla 2.1 se muestra algunos valores de susceptibilidades, más comunes.

Tabla 2.1.- Muestra la susceptibilidad de las principales rocas y minerales en el Sistema Internacional SI $\times 10^{-3}$ (-) indica que no se tiene información disponible, modificada de Burger (1992).

	Roca	Rango	Promedio
Sedimentaria	Dolomía	0-0.9	0.1
	Caliza	0-3	0.3
	Arenisca	0-20	0.4
	Lutita	0.01-15	0.9
Ígnea	Granito	0-50	2.5
	Riolita	0.2-35	-
	Gabro	1-90	70
	Basalto	0.2-175	70
	Diorita	0.6-120	85
	Peridotita	90-200	150
	Andesita	-	135
Metamórfica	Gneis	0.1-25	-
	Cuarcita	-	4
	Serpentina	3-17	-
Minerales	Cuarzo	-0.0015	-
	Calcita	-0.0014	-
	Pirita	1.5	-
	Hematita	6.5	-
	Pirrotina	1500	-
	Magnetita	6000	-

2.8 Procesado de datos magnéticos.

En magnetismo como en gravimetría, los efectos en las mediciones son ocasionadas por una variedad de fuentes. Estas fuentes tienen un espectro de amplitudes, longitud de onda y periodos que afectan las variaciones temporales del campo. Dichas variaciones enmascaran los efectos de las fuentes de interés (Hinze et al., 2013).

De los datos obtenidos es necesario reducir los efectos o distorsiones que se presenten en la información. Estas reducciones son más fáciles que en gravimetría. A los resultados que se obtienen al reducir las variaciones se le conoce como anomalía magnética. El objetivo de observar una anomalía magnética es determinar su fuente geológica y profundidad.

Los filtros espectrales es una de las mejores formas para, aislar y caracterizar anomalías. En este proceso la información recabada es transformada del dominio del espacio y el tiempo a términos de longitud de onda y frecuencia, con la transformada de Fourier (Blakely, 1996). Con la transformada inversa de Fourier, regresamos al dominio del espacio tiempo.

Reducción al Polo Magnético (RP).

Debido a la naturaleza de la magnetización y sus variaciones respecto a la inclinación y declinación de los polos geomagnéticos. Baranov y Naudy, (1964) sugieren un método de transformación de las anomalías observadas en cualquier punto de la tierra. Debido a la desviación que sufren las líneas de campo de fuerza por la inclinación y declinación del campo. Creando distorsión en la amplitud y simetría de la anomalía, véase ecuación 2.9.

$$B(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cos^2(D - \theta)] * [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cos^2(D - \theta)]} \quad 2.9$$

Donde I es la inclinación magnética, I_a es la corrección de la inclinación por amplitud, D es la declinación del campo magnético.

El resultado de este filtro es como si lleváramos nuestros datos al polo magnético y la anomalía no sufriera distorsiones en la amplitud y simetría de la anomalía, véase la figura 2.11.

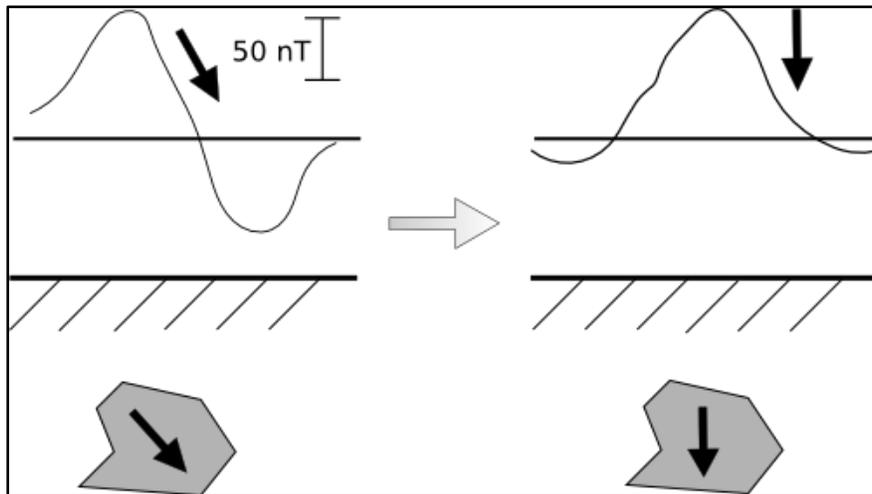


Figura 2.11 Muestra una anomalía antes (izquierda) y después (derecha) de aplicar la reducción al polo modificada de Blakely (1996).

Derivadas

El filtro de orden n en derivadas tiene el propósito de caracterizar anomalías locales, pero requiere alta calidad en los datos para que den un buen resultado. El método de las derivadas ó gradientes, nos permite determinar la razón de cambio de una región, véase ecuación 2.10. La primera derivada representa el gradiente de la pendiente y nos sirve para determinar lineamientos magnéticos, que pueden representar fallas, diaclasas o contactos geológicos. La segunda derivada o el gradiente del gradiente. Es usado para aproximar los bordes de las fuentes magnéticas. Matemáticamente la segunda derivada expresa la razón de cambio en la anomalía (Robinson y Wiley, 1988).

$$\frac{\partial}{\partial x} B(x, y, z) = \lim_{\Delta z \rightarrow \infty} \frac{B(x, y, z) - B(x, y, z - \Delta x)}{\Delta x} \quad 2.10$$

Señal Analítica (SA).

La señal analítica se compone de los gradientes horizontales y verticales de una anomalía magnética, o lo que es lo mismo de la suma de sus derivadas. La aplicación de la señal analítica nos despliega la forma de los cuerpos y su posible localización, pero no su dirección de magnetización (Blakely, 1996). La aplicación para tres direcciones de la señal analítica fue descrita por Nabighian en (1972). La siguiente formula la describe matemáticamente véase ecuación 2.11.

$$\|B(x, y, z)\| = \sqrt{\left(\frac{\partial B}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial B}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial B}{\partial z}\right)^2} \quad 2.11$$

Filtro de Continuación del Campo (CC).

Para el análisis de anomalías magnéticas los filtros de continuaciones son muy usados. Éste filtro puede hacer continuaciones ascendentes (CCA) y descendentes del campo (Hinze et al., 2013). La continuación descendente (CCD) del campo aproxima las fuentes acentuando la amplitud. Por otra parte las continuaciones ascendentes transforma el campo es una superficie más alejada de las fuentes y minimiza las longitudes de onda que distorsionan la anomalía de interés, enfatizando altos gradientes (Blakely, 1996); (Telford et al., 1992), véase ecuación 2.12.

$$\Delta B(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \iint_{-\infty}^{\infty} \frac{\Delta B(x, y, z) dx dy}{[(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2 + \Delta z^2]^{3/2}} \quad 2.12$$

Pseudo-Gravedad (PG).

Baranov (1957), describe una aplicación de la relación de Poisson en donde la anomalía del campo magnético es transformada a una pseudo-gravedad. Donde la distribución de la magnetización se convierte en una distribución de la densidad. Baranov llama a esté resultado una anomalía de pseudo-gravedad (Blakely, 1996) véase la figura 2.12 donde se da una representación esquemática de la pseudo-gravedad.

$$B(\theta) = \frac{G \cdot d / J}{[\sin(I_a) + i \cos(I) \cos(D - \theta)]^2 \cdot r} \quad 2.13$$

De la ecuación 2.13, d siendo densidad de contraste en gr/cm^3 , G se considera la Constante de Gravedad, J la magnetización en nT, r representa el número de onda en unidades del terreno, D la declinación magnética terrestre, I_a es el factor de corrección de la inclinación de $\pm 20^\circ$ e I es la inclinación geomagnética.

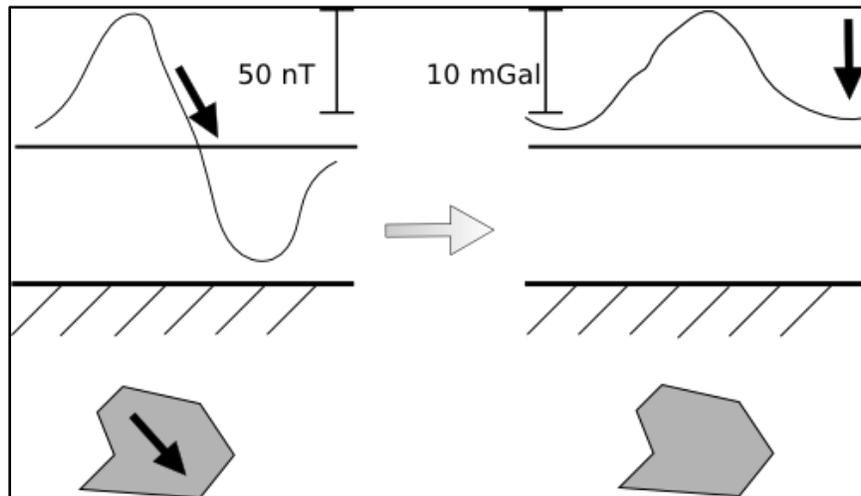


Figura 2.12 Muestra una anomalía magnética (izquierda) y su transformación de pseudo-gravedad, modificada de Blakely (1996).

2.9 Profundidad de las fuentes.

Uno de los principales objetivos de hacer un levantamiento magnético es estimar las profundidades de las fuentes. Existen diferentes métodos para la estimar la profundidad de las fuentes. A continuación se describirán algunas de estas técnicas para el calcula de la profundidad de la fuente magnética.

Método amplitud media.

Éste método es conocido también como “Ancho medio” y solo es aplicable en anomalías simples. En donde la profundidad es relacionada con la mitad de la anomalía horizontal y la mitad de la amplitud (Reynolds, 2005). Comúnmente la

anchura media es determinada tomando a la mitad de la anomalía y la mitad de la anomalía, véase imagen 2.13.

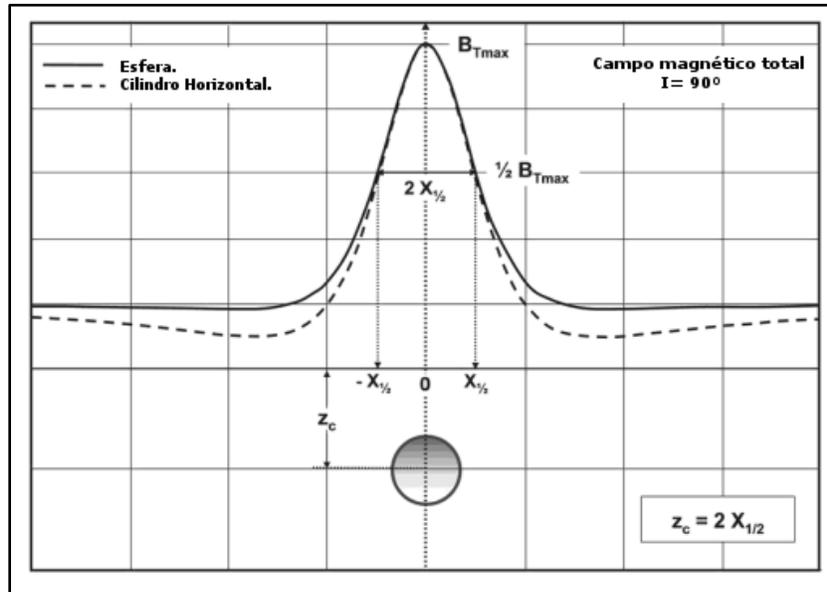


Figura 2.13.- Muestra los parámetros de ancho medio de dos fuentes una esférica y otra cilíndrica. Donde B_{Tmax} representa la amplitud máxima modificada de Hinze et al. (2013).

La tabla 2.2 muestra las fórmulas para calcular la profundidad de las fuentes magnéticas de acuerdo al tipo de fuente. Es z_c la profundidad al centro del objeto. Es z_t la profundidad del objeto al techo de la estructura, modifica de Hinze, et al. (2013).

Fuentes	Profundidad
Esfera	$z_c \leq 2.0 * X_{1/2}$
Cilindro delgado horizontal	$z_c \leq 2.0 * X_{1/2}$
Cilindro vertical profundo	$z_t \leq 1.3 * X_{1/2}$
Dique vertical	$z_t \leq 1.0 * X_{1/2}$
Falla vertical	$z_c \leq 1.0 * X_{1/2}$

Método de Peter.

Uno de los métodos más utilizados para determinar la profundidad de las fuentes es el método de Peters (1989). Y dice que si una anomalía magnética es causada por un cuerpo bidimensional uniforme, y que se extienda a profundidad. Entonces nosotros podemos estimar la cima de la fuente a profundidad, véase la figura 2.14.

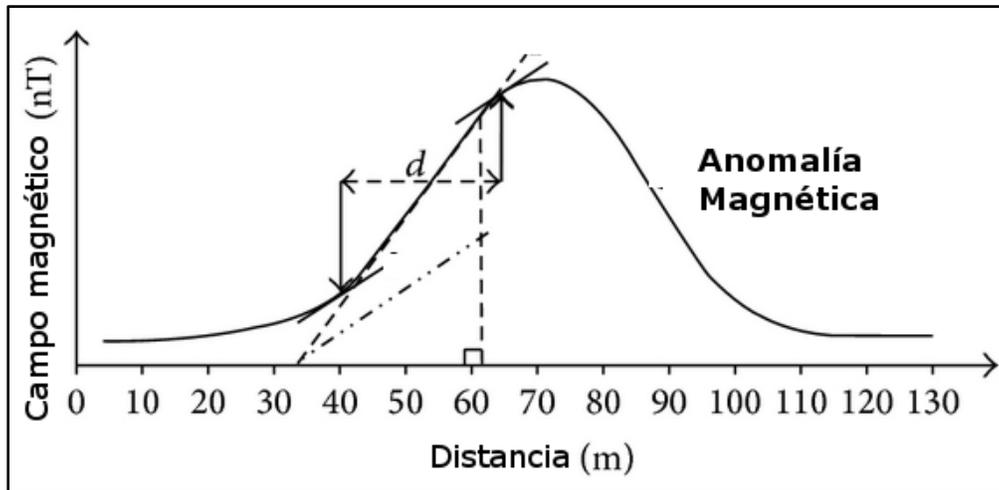


Figura 2.14.- Muestra el método de Peters y las tangentes para determinarlas.

A continuación se describe el procedimiento gráfico. Se dibujan dos líneas tangentes a la pendiente. La primera línea tangente en la cima de la anomalía y siguiente tangente al mínimo de la anomalía. La distancia horizontal (d), de las dos líneas tangentes es proporcional profundidad de la cima de la fuente generadora (Blakely, 1996). La tabla 2.3 muestra las proporcionalidades que comúnmente se utilizan.

Tabla 2.3.- Muestra las formulas de profundidad para distintos cuerpo por el método de Peters

Fuentes	Profundidad
Cuerpos delgados	$x = 1.2 d$
Cuerpos muy gruesos	$x = 2.0 d$
Cuerpos intermedios	$x = 1.6 d$

Deconvolución de Euler.

La ecuación de Euler la usaremos, para calcular la profundidad y la localización de las fuentes (Thompson, 1982). El beneficio de usar esta técnica es que el resultado es independiente de la dirección de magnetización y del conocimiento geológico de la fuente.

Debido al conocimiento o a las presunciones hechas en la geometría de la fuente que causa la anomalía. La información no debe de ser analizada con la reducción al polo. Este método también requiere no solo de la anomalía, necesita los gradientes en las tres direcciones (Blakely, 1996). Teóricamente la técnica está restringida a solo algunos cuerpos geométricos, que se denomina índice estructural (N).

En la estimación de la profundidad por el método de Euler es más efectiva, seleccionando un correcto índice estructural. La Deconvolución simplifica las formas geológicas a formas geométricas como: esferas, barras, cilindros, etc. Véase tabla 2.4.

Tabla 2.4.- Muestra los índices estructurales verticales (V), para algunas formas geométricas, tomado y modificado de Geosoft Inc, (2007).

Derivada	Contacto	Cilindro Vertical	Esfera	Dique /Sills
1	0	2	N/A	1

La técnica trabaja siguiendo la forma, de la matriz primordial se desprenda una sub-matriz cuadrada (llamada comúnmente ventana operacional), con una dimensión de " $n \times n$ " elementos, los cuales se evalúan con la ecuación 2.9. De cada una ventana, que posee dicha matriz se desprende un sistema de ecuaciones misma que encontraremos su solución. Por lo tanto la dimensión de la ventana deberá ser de " 3×3 ", obteniendo un sistema de 9 ecuaciones con 4 incógnitas. Una vez realizada la evaluación, se deberá recorrer una celda de la matriz para tener un nuevo sistema de ecuaciones, revise la ecuación 2.14.

$$(x - x_0) \frac{\partial B}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial B}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial B}{\partial z} = N (B - B_0) \quad 2.14$$

2.10 Gravimetría.

El método de exploración gravimétrico se basa en las estimaciones de las variaciones del campo de la gravedad causado por las variaciones horizontales de la densidad. El método está basado en las mediciones y las perturbaciones del campo gravitatorio.

El campo gravitatorio terrestre incluye variaciones espaciales, ocasionadas por la forma de la tierra, tamaño, movimientos de la Tierra, variaciones temporales por efecto de los astros como el sol y la luna. Cada medición es efectuada por estas variaciones (Reynolds, 2005).

La fuerza gravitacional es causada por el fenómeno de la gravitación que atrae a los cuerpos. Específicamente el campo es descrito por la ley de Newton, que se relaciona con la fuerza de atracción entre el producto de las masas de dos cuerpos y decae inversamente el cuadrado de la distancia, entre ellos, véase ecuación 2.15

$$F_G = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad 2.15$$

La ley de gravitación universal donde F_G , es la fuerza de atracción en newton (N), entre dos masas m_1 y m_2 , en kilogramos, que son separadas por una distancia r en metros. La constante de proporcionalidad universal G con un valor de $(6.673 * 10^{-11}) (m^3/Kgs^2)$.

Las unidades para la aceleración en el sistema centímetros-gramos segundo (CGS) es como usualmente se describe como Gal en honor a Galileo ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$). Las unidades y las divisiones comúnmente son usadas por muchos geofísicos como se define en los siguientes valores (Robinson y Wiley, 1988).

$$1\text{Gal} = 10^{-2} \text{ m/s}^2$$

$$1\text{miliGal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$$

$$1\text{microGal} = 10^{-8} \text{ m/s}^2$$

2.11 La densidad de las rocas.

El método de la gravedad se basa en los cambios y las variaciones horizontales del campo gravitatorio, que es el resultado de las variaciones de las masas y está controlado por el volumen y las densidades de las masas. La densidad es función de la composición mineralógica de los materiales de la tierra. Como resultado la densidad de las rocas puede ser estimada tomando en cuenta su origen y los procesos posteriores.

La densidad de las rocas superficiales es muy variada debido a la presencia de material no consolidada. Sin embargo el promedio de las rocas en la corteza terrestre es de $2,670 \text{ kg/m}^3$ (Lowrie, 2007). La densidad para las rocas carbonatadas más comunes es de $2.7\text{-}2.8 \text{ gr/cm}^3$, para las evaporitas de 2.1 gr/cm^3 , ígneas y metamórficas $2.7\text{-}3 \text{ gr/cm}^3$, etc.

2.12 Gravedad Absoluta

Los valores que se obtienen con las estimaciones con gravímetros se les conocen como gravedad relativa y absolutos. Ya que en exploración la toma de datos son rápidas y sensibles. Los valores de gravedad absoluta son de gran interés en exploración. Estos valores de gravedad son puntos de referencia, para unificar datos de exploración y referirlos al Geoide y al Datum (Reynolds, 2005).

Históricamente las estimaciones de la gravedad se han hecho con las oscilaciones de una masa durante un tiempo, es decir, con péndulos. Los péndulos se relacionan con la aceleración de la gravedad. También existen estimaciones de la gravedad con masas suspendidas, con resortes de torsión, etc.

Desafortunadamente existen diversas fuentes que provocan perturbaciones en las medidas.

El equipo con el que se realizan las estimaciones de la aceleración de la gravedad se le denomina gravímetro; actualmente se miden con una masa de cuarzo que está sujeta a una espira que se deforma y se equilibra con una fuerza relativamente pequeña electrostática de restauración (Scintrex, 2006).

2.13 Procedimiento en campo.

Un paso importante en el procedimiento del levantamiento de la información gravimétrica es: planear las estaciones o líneas que se observaran en el estudio. Los factores a considerar incluyen el propósito de investigación, la configuración de la fuente, acceso al terreno, ruido, tamaño del área, disponibilidad de instrumentos, tiempo y recursos financieros.

Es necesario establecer por lo menos dos estaciones bases de control. La primera de estas debe estar relacionada con la gravedad bien definida con la gravedad absoluta determinada en un sistema de referencia mundial. La segunda relacionada al área de estudio, con relación a la primera (Parasnis, 1986).

En la mayoría de los países existen valores para la gravedad establecidas en un punto bien definidos en estaciones. Para el caso de México se llama la Red Geodésica Nacional Pasiva en donde el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI), pone a disposición de los usuarios los datos relacionados con la Gravedad “absoluta del lugar” (INEGI, 2012).

Usualmente las observaciones gravimétricas son en un mallado “regular” o líneas. El tamaño depende de las características de nuestro objetivo. En la exploración de hidrocarburos es de 0.5-1 kilómetros, mientras que para minería es de algunas

decenas de metros, hasta 10-50 metros. Y la elevación deberá estar controlada o bien determinada (Parasnis, 1986).

2.14 Procesado de los datos gravimétricos.

Deriva instrumental.

Las lecturas en los gravímetros suelen variar con el tiempo debido a la constante elástica del resorte. Por eso es necesario regresar a las estaciones bases cada dos o tres horas, para corregir las variaciones entre las lecturas. A esta variación se le conoce como deriva instrumental véase ecuación 2.16 (Parasnis, 1986).

$$d = \frac{(l_{B2}-l_{B1})-(g_{B2}-g_{B1})}{(t_{B2}-t_{B1})} \quad 2.16$$

Donde d , es la deriva instrumental. l_{B2} , es la lectura de la gravedad observada en la segunda base en la zona de estudio. l_{B1} , es la lectura observada en la base local establecida. g_{B2} , es la gravedad de la base de la zona de estudio. g_{B1} , es la gravedad determinada en la estación local. t_{B2} , representa el tiempo de lectura de la base de la zona de estudio. t_{B1} , es el tiempo de la base local

Mareas.

El efecto de las mareas es una de las variaciones gravimétricas, ya que la luna y el sol ejercen atracción o repulsión en los mares y océanos. Estas variaciones son cíclicas, debido a que el sol y la luna cambian continuamente con relación a la posición terrestre (Robinson y Wiley, 1988). En los gravímetros CG-5 tienen una corrección automática, con el código de Longman (1959), para discriminar este efecto en las lecturas observadas (Miranda et al., 2013).

Variaciones por latitud.

La atracción gravitacional en la tierra no es igual. Varía desde los polos hasta el Ecuador, mínima en el Ecuador y máxima en los polos. Debido al decremento en su radio, al achatamiento en los polos y a la aceleración centrífuga (Lowrie, 2007).

Una de las ecuaciones para calcular las variaciones que sufre la gravedad respecto a su latitud es la referente al elipsoide de referencia de 1984, que no tiene diferencias significativas con el elipsoide 1980, en Geofísica. Véase la ecuación 2.17.

$$g_{\theta} = 978.03267715 \left[\frac{1 + 0.019131851353 \sin^2(\theta)}{\sqrt{1 - 0.0066943800229 \sin^2(\theta)}} \right] \quad 2.17$$

Donde g_{θ} , la gravedad es función de la latitud θ , o mejor conocida como gravedad teórica o normal.

Efecto de altura.

La corrección por altura o mejor conocida como aire libre y algunas veces conocida como corrección de Faye. Esta corrección estima el decaimiento de la gravedad con el incremento de la altura. Véase la ecuación 2.18 que describe la corrección de aire libre.

$$g_{Al} = 0.3086 * h \quad 2.18$$

La ecuación 2.18 es una de las más utilizadas para determinar la corrección por efecto de altura h y las unidades son en $mGal/m$

Efectos de masas ó Bouguer.

La corrección de Bouguer o de masas toma en cuenta las masas que existen entre el nivel del mar y la estación (Blakely, 1996). La corrección es igual al efecto gravitatorio que ejercería una placa homogénea semi-infinita de un material con una densidad ρ y una altura h de un radio infinito. El efecto producido por la placa semi-infinita de Bouguer, se describe en la ecuación 2.19 (Blakely, 1996).

$$g_m = 4.193 * 10^{-5} \rho h \quad 2.19$$

En donde g_m , es la corrección de masa ó Bouguer y representa las “masas anómalas”. El valor $4.193 * 10^{-5}$, sus unidades son $mGal/m^2Kg^{-1}$, es el resultado de $2\pi G$. Es ρ la densidad de las masas por arriba o debajo de $2,670Kg/m^3$, dependiendo de nuestra zona de estudio.

Efecto del terreno ó topográfica.

La corrección por terreno es comúnmente aplicada a los datos gravimétricos, para ajustar las correcciones de Bouguer, por el efecto causado en el cálculo de la placa semi-infinita. El efecto de gravedad de esta corrección, refleja la desviación de la superficie terrestre con la placa semi-infinita de Bouguer.

Para nuestro caso la corrección por terreno o topográfica será calculada usando la combinación de los métodos que están descritos por Nagy (1996) y Kane (1962). Usando dos modelos digitales del terreno uno local y otro regional.

2.15 Anomalías gravimétricas.

Existen dos componentes fundamentales en la determinación de una anomalía gravimétrica, una es la observada en un punto y la otra es teórica. La anomalía gravimétrica está definida como la diferencia de la aceleración de la gravedad observada y la gravedad teórica (Hinze et al., 2013).

Las anomalías en la exploración gravimétrica se pueden clasificar, en tres clases. La primera integra analíticamente las consideraciones planetarias y comúnmente se denomina anomalías planetarias. El segundo tipo toma en cuenta los efectos de superficies geológicas es decir que están descritas a las anomalías producidas por la Geología El tercer tipo es el que resulta de filtrar la anomalía y remover o resaltar efectos de las distintas fuentes.

Anomalía de aire libre.

La gravedad de aire libre toma en cuenta los cambios de gravedad por su latitud y los cambios verticales en la gravedad entre el Datum de referencia y la altura de la lectura como si estuviera en el aire libre. La anomalía de aire libre está determinada por la ecuación 2.20.

$$g_{AAL} = g_{obs} - g_{\theta} + g_{Al} \quad 2.20$$

La anomalía de aire libre g_{AAL} , es el resultado de la diferencia de la gravedad observada menos la gravedad por latitud g_{θ} y la gravedad de aire libre g_{Al} .

Anomalía de Bouguer.

La anomalía simple de Bouguer adiciona el efecto de masas entre el sitio de observación y el Datum y la corrección por aire libre, véase ecuación 2.21.

$$g_{AB} = g_{AAL} - g_m \quad 2.21$$

Donde g_m , se describe en la ecuación 2.19.

La anomalía completa de Bouguer es el resultado de la anomalía simple de Bouguer g_{AB} y la corrección por terreno, véase ecuación 2.22.

$$g_{ACB} = g_{AB} - g_{terr} \quad 2.22$$

Donde g_{terr} , es la corrección por terreno o topográfica, es decir se ponen como marco de referencia sobre el elipsoide y la placa semi-infinita de Bouguer, para poder corregir las anomalías topográficas.

Anomalías regional y residual

Nosotros usualmente nos referimos como anomalía regional completa de Bouguer que se extiende decenas o cientos de kilómetros (Robinson y Wiley, 1988). Sobrepuesta tenemos las anomalías residuales o locales que solo son unos pocos kilómetros. El resultado de separar las regiones es objetivo de escala de nuestro trabajo, véase ecuación 2.23 (Blakely, 1996).

$$A = A_r + A_R \quad 2.23$$

La anomalía de gravedad es el resultado de la anomalía residual A_r , que es el objetivo de la exploración y A_R representa la anomalía regional.

Existen varios métodos para separar el regional, una es creando superficies matemáticas que se ajustan a los datos en el espacio, otra con filtros de longitud de onda, etc. Una de los procedimientos más comunes es representar el campo gravitatorio en una superficie, por medio de una función polinomial de primer, segundo o tercer orden comúnmente. Y los coeficientes se determinan, por un ajuste de mínimos cuadrados (Parasnis, 1986).

2.16 Modelo Inverso.

La creación de un modelo geológico a partir de los datos observados, crea una hipotética situación geológica en base a los datos observados. Porque los datos gravimétricos y magnéticos no tienen un comportamiento lineal, el procesado de estos es repetitivo. Los modelos Gravimétricos y Magnéticos no son únicos, por lo tanto distintos modelos pueden ajustarse a nuestros resultados.

Los métodos usados, para calcular la respuesta magnética y gravimétrica están basados con el método de Talwani et al., (1959), Talwani y Heirtzler, (1960). Adicionalmente se usa el algoritmo de Won y Bevis, (1987) para anomalías bidimensionales, generadas por polígonos.

2.17 Método Eléctrico.

La capacidad de la tierra a la respuesta y a la producción de campos eléctricos es uno de los principales métodos en exploración en ciencias de la tierra. Los componentes mineralógicos de las rocas, son definitivos para determinar el comportamiento del flujo eléctrico.

La exploración mediante electricidad se fundamenta en la observación de los campos de potencial eléctrico, como en campos activos que están relacionados en la corteza terrestre, pasivos que son ocasionadas en la misma superficie. Por medio de la observación se puede descubrir las características del suelo y de las estructuras geológicas, etc. (Cantos, 1974).

Hay diversos tipos de métodos de exploración eléctricos, todos emiten a la tierra un flujo de corriente eléctrica. La corriente eléctrica que mueven partículas cargadas, pueden tomar diferentes trayectorias.

El termino conductividad óhmica se describe por el flujo de electrones en estructuras cristalinas y algunos materiales. La conducción electródica es la que se produce por electrones que se mueven por medio de los poros y al pasar por la materia. El modo conducción dieléctrica genera un campo eléctrico causado por los iones en algunas estructuras cristalinas (Robinson y Wiley, 1988).

Todas las sustancias reaccionan o retardan el flujo eléctrico, entonces la energía mueve las partículas cargadas eléctricamente. Las sustancias que alargan o retienen las cargas eléctricamente están descritas por la resistividad eléctrica. Uno de los principales objetivos de la exploración eléctrica es determinar capas en la corteza terrestre con diferentes valores de resistencia eléctrica (Orellana, 1972).

El procedimiento para la exploración eléctrica es introducir corriente directa dentro del subsuelo por medio de electrodos en la tierra y estimar la diferencia del

potencial. Existen otros métodos eléctricos como la polarización inducida, calicatas, potencial espontaneo, etc. (Robinson y Wiley, 1988).

En 1827 George Simón Ohm describe por primera vez la relación entre la resistencia eléctrica (R) de un material al paso de la corriente (I) y genera un diferencial en el potencial (V), véase ecuación 2.24.

$$V = IR \quad 2.24$$

La ecuación 2.24 es conocida como la ley de Ohm. Las unidades de la relación son las siguientes: el potencial es el volt, las unidades de la corriente es el ampere y la de la resistencia es el ohm (Robinson y Wiley, 1988).

Se denomina resistencia eléctrica (R) como la oposición al paso del flujo eléctrico a través de un conductor de una longitud l y una sección de área A , donde la carga se distribuye uniformemente gracias a la constante de proporcionalidad ρ , véase ecuación 2.25.

$$R = \rho \frac{l}{A} \quad 2.25$$

Sustituyendo R de la expresión 2.25 en la ecuación 2.24, podremos expresar la resistividad de los materiales con la ecuación 2.26 y se expresa como la resistividad aparente y sus unidades son ohm-metro (Herman, 2001).

$$\rho = \frac{V}{I} * \frac{l}{A} \quad 2.26$$

Donde a la expresión de l/A , se le denomina como factor geométrico, pero es más complicada que para un cilindro homogéneo isótropo (Herman, 2001).

Los cuerpos isótopos se suelen describir como materiales que presentan las mismas propiedades físicas en cualquiera sentido. Por lo general cuando hablamos en ciencias de la tierra la conductividad de los materiales no tienen las mismas propiedades físicas en la misma dirección que se considere en el cuerpo observado, por lo que se habla de cuerpos anisótopos (Martínez, 2010).

2.18 Arreglo eléctrico.

El flujo de corriente continua al pasar por un medio conductivo o resistivo semi-infinito, ocasionado por un flujo de corriente en un punto o líneas de fuerza, genera un campo escalar. Donde el campo potencial puede ser expresado como el gradiente negativo del potencial. El campo y potencial en un punto generando por un punto o fuente, es similar a los electrostáticos y gravitacionales, véase figura 2.15 (Roy, 2008).

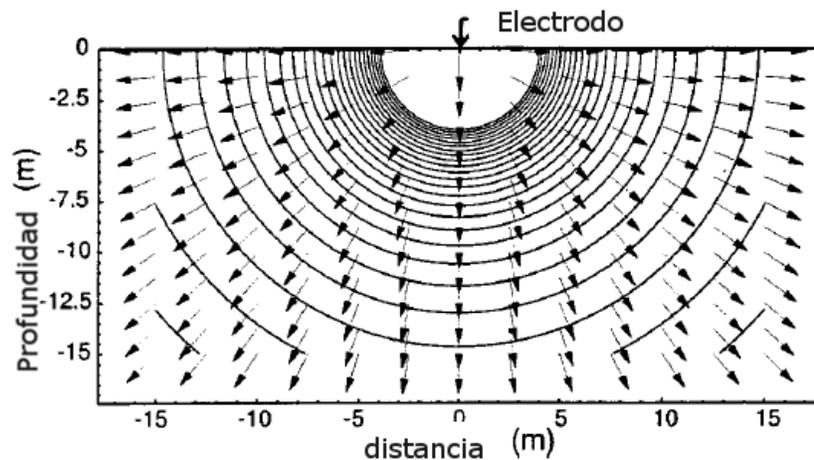


Figura 2.15.- Muestra el flujo de equipotencial de un electrodo tomada de Herman, (2001).

Para campos eléctricos continuos, el principio de superposición y el de reciprocidad son válidos. El principio de superposición establece que el potencial ocasionado en un punto por una fuentes o contra fuentes genera un el flujo de corrientes a partir del punto de observación y de forma esférica (Roy, 2007).

La propiedad antes descrita genera una serie de configuraciones electródicas para campos de corriente eléctrica continua. Nosotros generalmente inyectamos

corriente por dos electrodos y estimamos el diferencial del potencial con dos electrodos, véase figura 2.16. Existen una serie de arreglos electródicos como: Polo-Dipolo, Wenner, Shulumberger, etc. (Roy, 2007). Para nuestro caso solo detallaremos el arreglo Shlumberger.

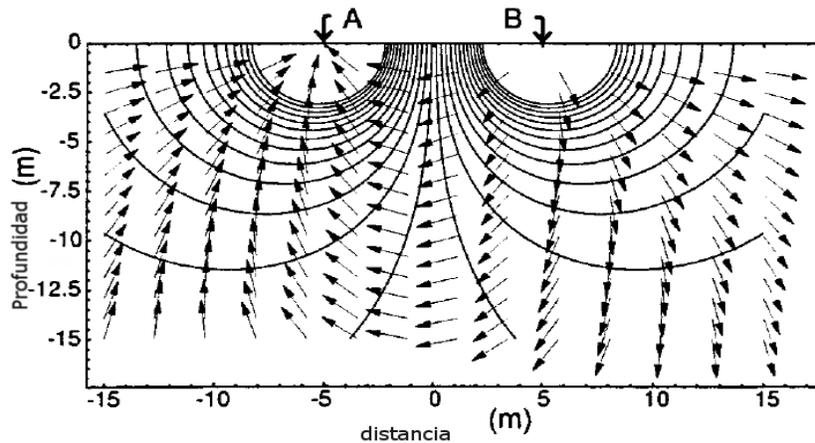


Figura 2.16.- Muestra a los electrodos A & B que registran el diferencial de potencial tomada de Herman, (2001).

En la figura 2.17 se describe el arreglo electródico Shlumberger que contiene 4 electrodos, descritos, como A, B electrodos de corriente y M, N electrodos de potencial. Éste arreglo simétrico, permite sondear la resistividades del suelo a través de perfiles horizontal entre los electrodos y una resistividad aparente a profundidad (Robinson y Wiley, 1988).

En la determinación de la resistividad eléctrica nosotros tenemos que emplear una fuente eléctrica y una serie de amperímetros y voltímetros, para medir la corriente y el voltaje. Para sondeos profundos los métodos eléctricos se vuelven imprácticos, ocasionado principalmente por el exceso de cable, la comunicación, geometría en el arreglo, etc. (Robinson y Wiley, 1988).

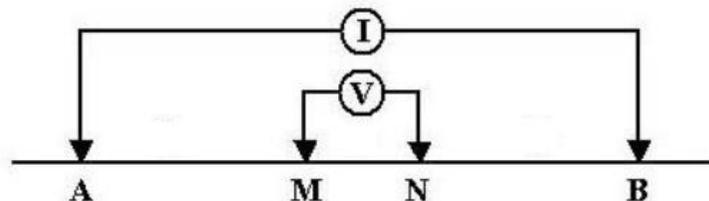


Figura 2.17.- Muestra el sistema eléctrico entre cuatro electrodos dos de corriente A, B y dos de potencial M, N tomada de (Morrison y Becker, 2015).

2.19 Tipos de curvas.

Para describir un espacio estratificado es necesario conocer el espesor y la resistividad que presente el material. Cada una de estas unidades se conocerá, como capa geoelectrica. Los sondeos eléctricos con el arreglo Schlumberger se generan curvaturas en las graficas de resistividad contra apertura de los electrodos (Orellana, 1982).

Una de las condiciones que el terreno debe cumplir son que las capas deben estar horizontales, semi homogéneas, esto para que la información sea aprovechada de la mejor manera y solo en dichas circunstancias el procedimiento se aplicará. Las secciones geoelectricas estarán compuestas por un número de capas y espesores definidos. Los cortes geoelectricos están descritos por el número de capas que estén presentes (Orellana, 1982).

Curva para dos capas

Para este modelo más sencillo solo puede presentarse los dos casos siguientes: que la resistividad del medio uno sea mayor al medio dos y a la inversa, véase figura 2.18 en donde se ejemplifica este modelo de dos capas.

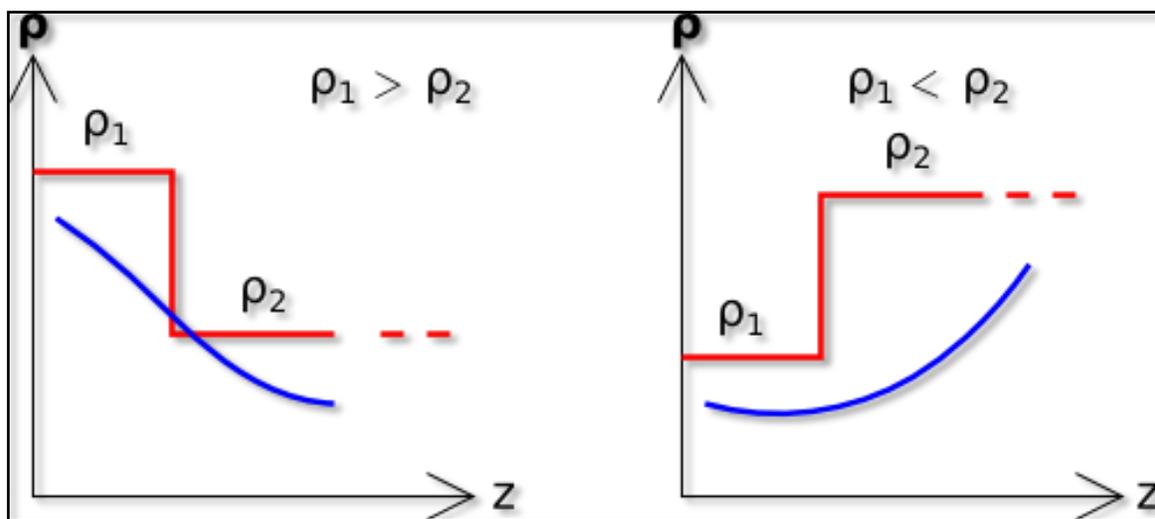


Figura 2.18.- Muestra curvas de resistividad para dos capas.

Curvas para tres capas

En la siguiente figura 2.19 se muestran los modelos para tres capas y la distribución de resistividad en función de la profundidad, las curvas se clasifican en cuatro tipos: H, K, A y Q.

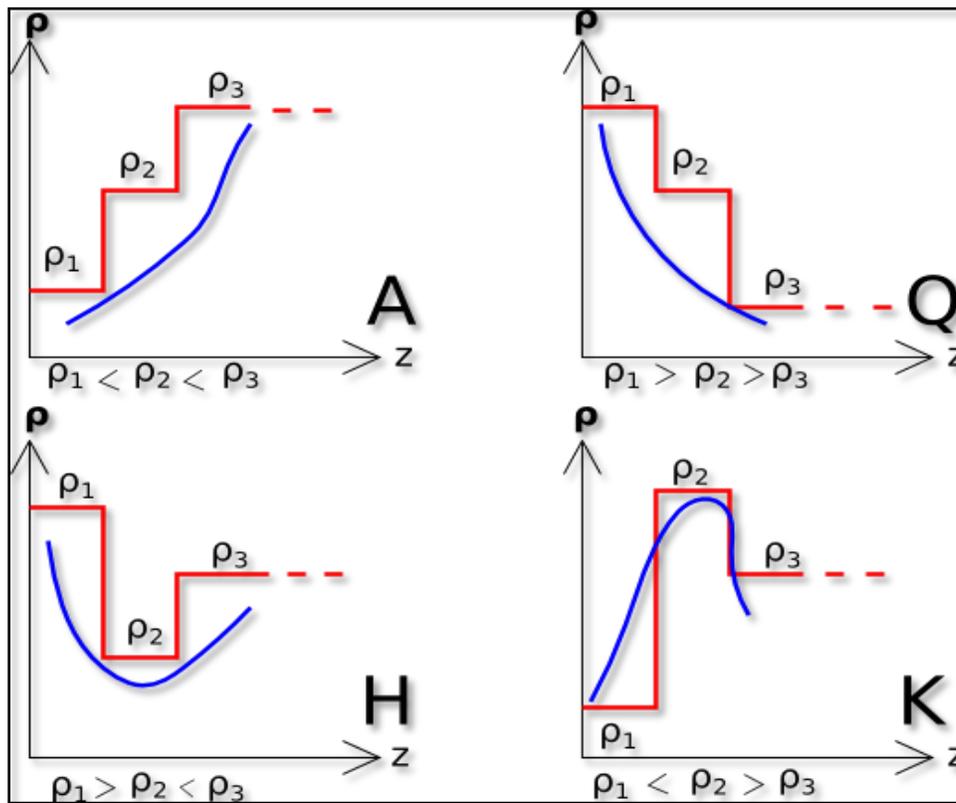


Figura 2.19.- Muestra el patrón de curvas y la curva de resistividades en azul.

Existen patrones de curva para 4 o más capas y están agrupadas en función de los modelos de tres capas, es decir HK, HA, KH, KQ, QQ, QH, AK, AA. Los cortes de 5 o más capas se sigue el mismo patrón de combinación (Orellana, 1982).

Para la interpretación cuantitativa de los sondeos se puede hacer de distintas maneras. Una de ellas es con el método de punto auxiliar que fue descrito por Hummel, (1929). Existen también métodos numéricos más avanzados, como la interpretación automática de algunos programas. La interpretación de la resistividad es necesario pasarlos a términos geológicos, para que tenga sentido la prospección.

2.20 Método Electromagnético.

Los campos magnéticos y eléctricos son originados por el flujo de cargas o corrientes en la ionosfera, variantes en el tiempo originando campos electromagnéticos (EM), las cuales se propagan en la tierra. El tratamiento de este tipo de vector está basado en la teoría del potencial. Sin embargo el procedimiento están descrito en las ecuaciones de Maxwell (Roy, 2007), Véase figura 2.20.



Figura 2.20.- Muestra la interacción de la Magnetosfera terrestre con la colisión del viento solar, proveniente del sol. En la magnetosfera se generan las corrientes telúricas que viajan a través de la atmosfera al centro de la tierra. Por lo general a bajas frecuencias menores a 1 Hz es ocasionado por el viento solar y el campo magnético terrestre. Tomada de Naidu, (2012).

La fuente que generan las ondas electromagnéticas, está muy lejana y se considera que está a una distancia finita y esta genera ondas que se consideran, planas. Las componentes del campo eléctrico y magnético son ortogonales a la dirección de propagación. Todas las partículas de propagación están en fase (Roy, 2007), véase imagen 2.21.

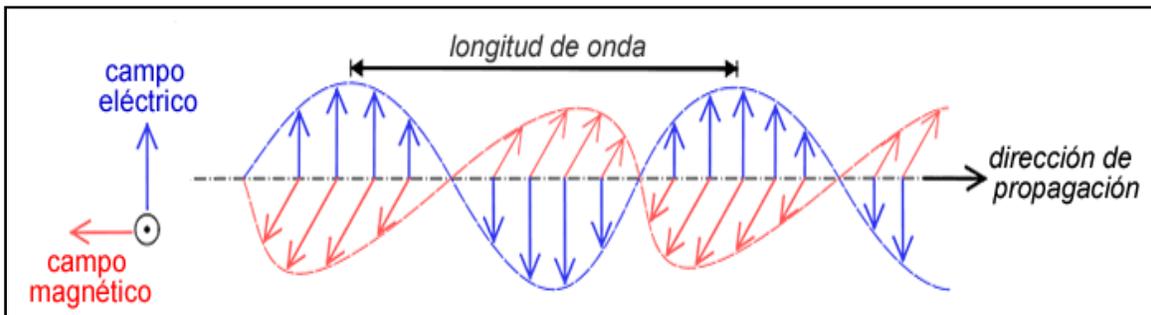


Figura 2.21.- Muestra las componentes eléctrica (E) y la componente magnética (H) del campo, perpendiculares entre la dirección de propagación, tomada de (Radinsa Consulting, 2012).

La energía externa, conocida como campo electromagnético primario, viajando en la superficie terrestre parte atraviesa y otra se refracta. La tierra se comporta como un conductor, de corrientes eléctricas mejor conocidas como corrientes telúricas, y estas a su vez genera un campo magnético secundario. La técnica es conocida como Magnetotelúrico (MT) y está fundamentado con las estimaciones simultáneas de los valores del campo eléctrico y magnético. La profundidad de investigación dependerá de la frecuencia (Naidu, 2012). Las bases en la técnica MT fueron descritas por Tikhonov y Cagniard, a mediados del siglo XX. Desde entonces se han presentado importantes desarrollos en instrumentación, formulas, interpretación, etc. (Naidu, 2012).

La técnica MT, opera en diferente rango de frecuencias acorde a la profundidad del objetivo y separación de los sondeos. La clasificación de los métodos está en base a la frecuencia en la que trabajen y a frecuencias más bajas tendremos más profundidad y viceversa (Martínez, 2003). Véase tabla 2. En dónde se muestra los rangos de operación del MT y las variantes.

Tabla 2.5.Muestra las clasificaciones del método MT en función de su frecuencia y la fuente generadora (Martínez, 2003).

Variante	Frecuencia (Hz)	Fuente
Magnetotelúrico(MT)	10 ⁻⁴ -10	Natural
Audio Magnetotelúrico(AMT)	10 - 1000	Natural
AMT de fuente controlada(CSAMT)	10 - 100,000	Controlada
Radio Magnetotelúrico(RMT)	100,000 - 1,000,000	Controlada

Para nuestro caso en particular utilizaremos la variante AMT Y CSAMT, ya que el equipo utilizado fue un Stratagem el cual opera con frecuencias, que van de 100 Kilo Hertz (KHz) a 11.7 Hz.

2.21 Ecuaciones de Maxwell.

Las ondas Electromagnéticas son de interés para las variantes del método MT, las ecuaciones de Maxwell nos permiten entender la aplicación de los campos electromagnéticos al análisis de la estructura interna de la tierra y están dadas por las siguientes expresiones:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ley de Faraday} \quad 2.27$$

$$\nabla \times \vec{H} = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ley de Ampere} \quad 2.28$$

$$\nabla \cdot D = \rho_v \quad \text{Ley de Gauss} \quad 2.29$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ley de Gauss, magnetismo} \quad 2.30$$

Donde E el campo eléctrico, su unidad es el Volt por metro (V/m), H es el campo Magnético, y su unidad es el Ampere por metro (A/m), B es la inducción magnética en teslas (T), D es el desplazamiento eléctrico y es Coulomb por metro cuadrado (C/m^2) y ρ_v , es la densidad de carga eléctrica (C/m^3), J es la densidad de corriente (A/m^2) y $\frac{\partial D}{\partial t}$, es el desplazamiento eléctrico (Naidu, 2012).

Las expresiones de Maxwell, se relacionan con las expresiones constitutivas, que se expresan de la siguiente forma:

$$J = \sigma E \quad 2.31$$

$$B = \mu H \quad 2.32$$

$$D = \varepsilon E \quad 2.33$$

Los coeficientes μ , σ y ε , están relacionados con las propiedades intrínsecas de los materiales. La conductividad eléctrica σ , en Siemens por metro (S/m). La permitividad dieléctrica ε , Faradio por metro (F/m) (Naidu, 2012).

2.22 Profundidad de investigación.

La profundidad de penetración o “Skin depth”, es el factor que describe la profundidad de investigación en los métodos electromagnéticos, en una tierra homogénea. El periodo de una longitud de onda es “ 2π ” radianes, comúnmente, entonces la profundidad de penetración es un poco menos de un sexto de la longitud de onda (λ).

$$\lambda = \frac{2\pi}{K} \quad 2.34$$

Entonces se desprende que el “Skin Depth” es:

$$\delta = 1/K \quad 2.35$$

Donde K es el número de onda y se define como:

$$K = \sqrt{2/\omega\mu\sigma} \quad 2.36$$

Entonces de la ecuación 2.33 y 2.34 se desprenden la siguiente expresión:

$$\delta \approx 503\sqrt{\rho/f} \quad 2.37$$

La expresión 2.37 se emplea para estimar la profundidad y depende de la relación de la resistividad aparente y la frecuencia (Vozoff, 1972).

2.23 Procesado de los datos AMT.

En la superficie de la tierra existe una relación entre el campo magnético y eléctrico (E_x/E_y), se llama impedancia (Z). La estimación de la impedancia con aparatos para AMT permite grabar las variaciones de los campos magnéticos y eléctricos en dos direcciones ortogonales (Geometrics, 2007).

Los sondeos Electromagnéticos estiman las dos componentes eléctricas E_x, E_y y tres componentes magnéticas H_x, H_y y H_z , estas componentes se estiman en series

de tiempo que son posteriormente transformadas al dominio de las frecuencias, con la transformada de Fourier. El siguiente paso es obtener los productos espectros cruzados o “cross-powers” (Martínez, 2003). Con los espectros cruzados obtendremos las componentes de la impedancia, a partir de cada una de las componentes del campo EM y sus conjugados.

Es sencillo pensar que el tensor de impedancias como dos entradas y dos sistemas de salida, donde las entradas son las componentes H y las salidas es el campo E . Esta formulación en la superficie de impedancia es comúnmente escrita como un escalar debido a que la fuente de los campos está muy alejada las ondas se comportan como planas, además de ser invariante en el tiempo, véase expresión 2.38.

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} \quad 2.38$$

El tensor de impedancias puede ser calculado del número de veces que fue registrado (N), usando el método de mínimos cuadrados, donde la diferencia entre el campo eléctrico obtenido es minimizado relativamente con el campo eléctrico predicho (Geometrics, 2012).

$$\langle E_x, H_x^* \rangle = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N E_{xi} H_{xi}^* \quad 2.39$$

Es el promedio de la densidad en el espectro de los productos cruzados, E_x es la transformada de Fourier del campo eléctrico estimado. El símbolo (*), indica una conjugación compleja. Los espectros cruzados permiten tener las siguientes expresiones.

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle}{\langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle} \quad 2.40$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle}{\langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle} \quad 2.41$$

Las expresiones Z_{yy} y Z_{yx} , son obtenidas de la misma manera. La superficie de impedancia (ρ_{ij}) es usualmente expresada como resistividad aparente y la fase de la impedancia (ϕ_{ij}) es calculada de las componentes de la impedancia como se describe en las siguientes expresiones:

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2 \quad 2.42$$

$$\phi_{ij} = \arctan \left[\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right] \quad 2.43$$

Donde (Im) es la parte imaginaria del tensor y (Re) es la parte real del tensor de impedancia (Geometrics, 2007).

La coherencia nos permite evaluar la calidad de nuestros datos. Comúnmente obtiene el valor de, 1 cuando las componentes E_x & E_y logran obtenerse sin modificaciones de las componentes magnéticas H_x & H_y , y el resto corresponderá al ruido (Vosoff, 1972). De esta forma de la siguiente expresión 2.41 podremos obtener la coherencia (coh).

$$\text{coh}(a, b) = \frac{\langle ab^* \rangle \langle ba^* \rangle}{\langle aa^* \rangle \langle bb^* \rangle} \quad 2.44$$

Donde “a” son los valores obtenidos en campo, “b” son los valores predichos el símbolo (*) indica el complejo conjugado (Solís-Acosta, 2007).

Dimensionalidad del medio.

El método AMT y su particular relación entre sus componentes, se reduce a unas cuantas expresiones, dependiendo de la distribución de sus propiedades eléctricas. La distribución espacial de las propiedades es conocida, como dimensionalidad geoelectrica y es clasificada como 1D, 2D y 3D.

El caso más sencillo 1D es cuando tenemos un medio homogéneo y que se relaciona con ambientes sedimentarios “tranquilos”, tectónicamente estable y que han pasado por una estable estratificación (Vozoff, 1972), véase la expresión 2.45 la impedancia tiene la forma.

$$Z = \begin{bmatrix} 0 & -Z_a \\ -Z_a & 0 \end{bmatrix} \quad 2.45$$

En este caso solo predomina un valor de la resistividad en la horizontal y varia solo a profundidad, para determinada frecuencia (Martínez, 2003). El caso 2D se obtienen dos resistividades y dos fases una paralela al eje de la estructura y otra perpendicular. Esto permite dos modos de polarización uno Transverso Eléctrico (TE) cuando existe mínima resistividad y es paralelo a la estructura regional. El modo Transverso Magnético (TM), es cuando el flujo magnético es máximo y paralelo a la estructura, es decir el modo eléctrico es perpendicular (Vozoff, 1972).

Si la medición se llevó a rumbo de la estructura a lo largo y perpendicular de una estructura, entonces tendremos el tensor de impedancia representado en la siguiente expresión 2,46.

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & -Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad 2.46$$

Si el eje no coincide con la dirección de la estructura, entonces el tensor de impedancia necesita ser rotado de sus ejes principales de acuerdo a la siguiente expresión 2.47.

$$Z = RZ_m R^T \quad 2.47$$

$$R = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad 2.48$$

Donde R es el operador de rotación y θ es el ángulo acimutal que se desea rotar, en dirección del eje principal de la estructura y R^T , es su transpuesta, Z_m es la impedancia estimada en la estructura. Cuando se usa el método MT se sondea a diferentes escalas, por lo que es común que el ángulo varíe a diferentes frecuencias (Vosoff, 1972).

“Static Shift”

El corrimiento estático, mejor conocido como “Static Shift,” es ocasionado por el almacenamiento de cargas en las capas superiores en lo que se traduce en un desplazamiento sobre la vertical de nuestra curva de resistividades. Sin embargo con los resultados obtenidos con los sondeos eléctricos verticales en la zona de estudio se observa que las fases no se encuentran afectadas por este fenómeno (Martínez, 2003).

2.24 Procedimiento en campo.

Para realizar los sondeos AMT se orientaron con respecto a un arreglo derecho norte sur y este oeste. En los cuales se aplicó un dipolo de 50 m. Se muestra en la figura 2.22 el arreglo de los electrodos y las bobinas magnéticas. Para determinar la distancia de la fuente se utilizó la tabla del equipo, véase figura 2.23.

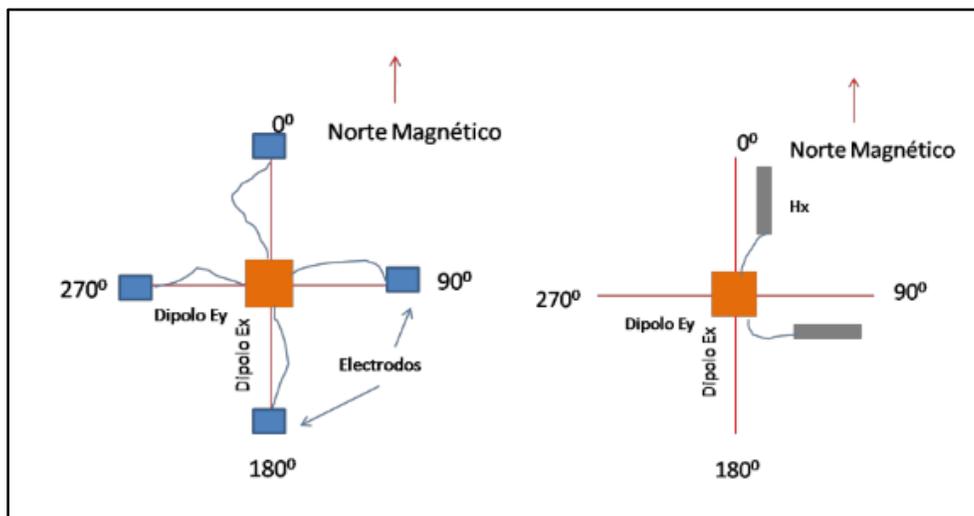


Figura 2.22. Muestra el arreglo de los electrodos y la disposición de las bobinas magnéticas, tomado de Martínez, (2003).

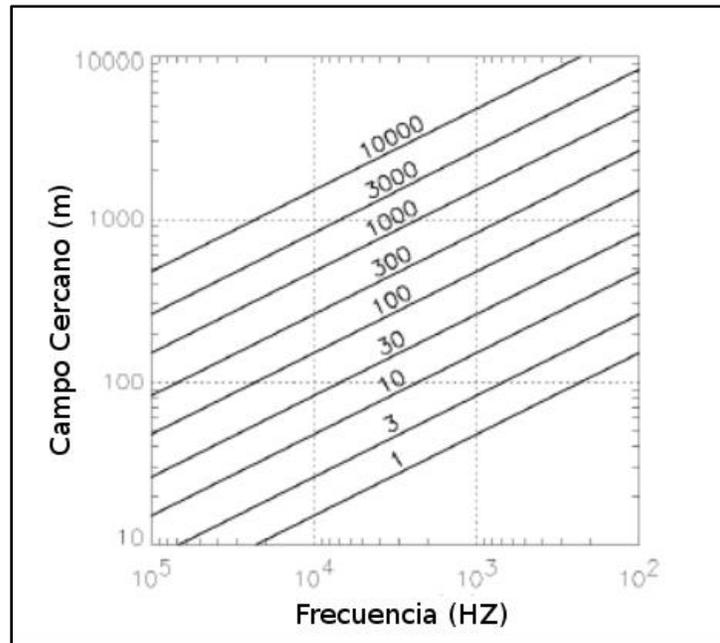


Figura 2.23.- Muestra la relación entre la frecuencia y resistividad del medio, permitiendo obtener la distancia a la fuente tomada de Geometrics (2007).

3 Metodología

3.1 Procedimiento

En este capítulo se describe la técnica para el procesamiento y análisis de la información relacionada con el volcán tipo mar LJ. Los métodos potenciales y electromagnéticos nos permiten en exploración estudiar cualquier tipo de estructuras geológicas, con esto determinamos la distribución de las propiedades físicas de las rocas y su geometría. Poder relacionar esta información es importante ya que nos permite elaborar un mejor modelos geológico del subsuelo. Establecer el orden y la jerarquía en la ejecución las técnicas de exploración permite ahorrar tiempo y recursos, para conocer los primeros resultados y proponer nuevos modelos geológicos y nuevas zonas de estudio, etc.

3.2. Exploración Magnética.

Esta metodología tuvo dos fases, una aérea y la otra terrestre. La primera de ellas consistió en el procesamiento de la información aeromagnética la cual fue adquirida del SGM en un formato tipo ascii.

Esta exploración aeromagnética se realizó en el año de 1995 con las siguientes características:

Equipo: Avión Islander B-27, magnetómetro móvil Scintrex de Cesio, magnetómetro base Gem 19.

Parámetros de vuelo: Distancias entre líneas de 1000 m, altura 450 m, distancia entre líneas de control 20,000 m y año de vuelo 1995.

Procesos realizados: Corrección por deriva diaria y líneas de control, corrección por movimientos del avión, sustracción del IGRF 1990.

Todos los procesos anteriormente descritos fueron desarrollados por el SGM. A partir de un grid o mallado de datos del Campo Magnético Residual. La información aérea fue procesada, aplicando el algoritmo matemático (filtro) de Baranov y Naudy, (1964), mejor conocido como Reducción al Polo Magnético,

cuya función es simular llevar nuestra área de estudio al polo norte magnético, cambiando la inclinación del campo de 50° a 90° y la declinación de 7° a 0° , lo anterior permite suponer que las fuentes de las anomalías están directamente relacionadas a su posición. Este proceso es la base para la aplicación de todos los demás filtros que nos van a permitir eliminar los ruidos y de resaltar las señales, y además para delimitar nuestra zona de estudio, interpretar los dominios aeromagnéticos, identificar lineamientos, etc. (Estos resultados se presentaran en el capítulo siguiente). Los filtros aplicados a la información aeromántica fueron: primera derivada, SA, continuaciones del campo ascendente (CCA) y descendente (CCD), pseudo gravedad (PG). Véase la figura 3.1, en donde se muestra el diagrama de flujo, que se utilizo para elaborar los resultados.

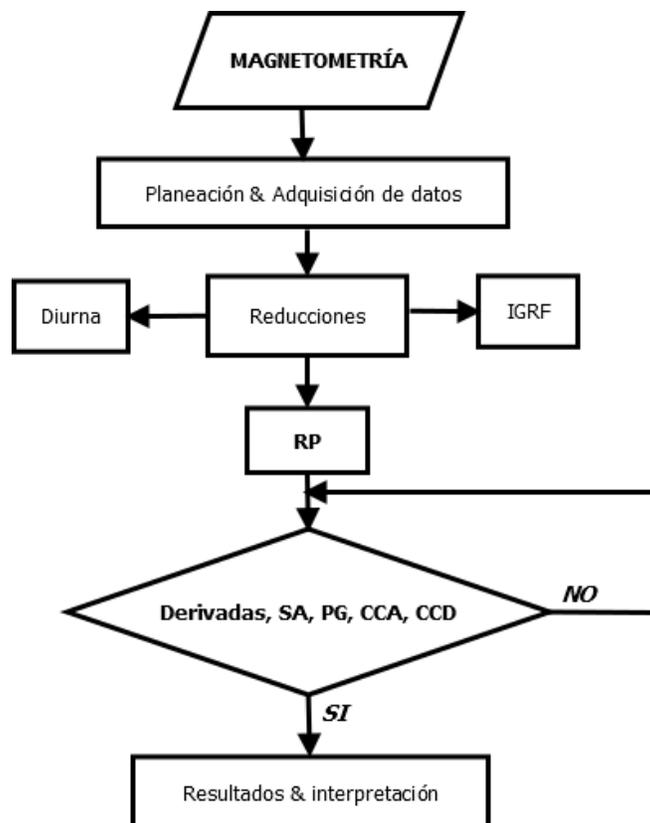


Figura 3.1 El diagrama de flujo representa de manera general de cómo se siguió la revisión, planeación y adquisición de los datos. Además se presenta de manera general las reducciones elaboradas y el procesamiento. Hasta llegar a los resultados obtenidos por esta técnica.

Una vez obtenido los resultados del procesamiento aéreo, se realizó el levantamiento terrestre. Elaborando 13 líneas con dirección noreste-suroeste, con una longitud de 3 km y distancia entre líneas de 50 m, sumando un total de 70 Km aproximado. Adicionalmente se realizaron 6 líneas dentro del cráter con un espaciado entre líneas y estación de 25 m, esto para tener mayor resolución en la estructura tipo diatrema. Véase la figura 3.2, en donde se muestra las secciones y la dirección de las líneas terrestres.

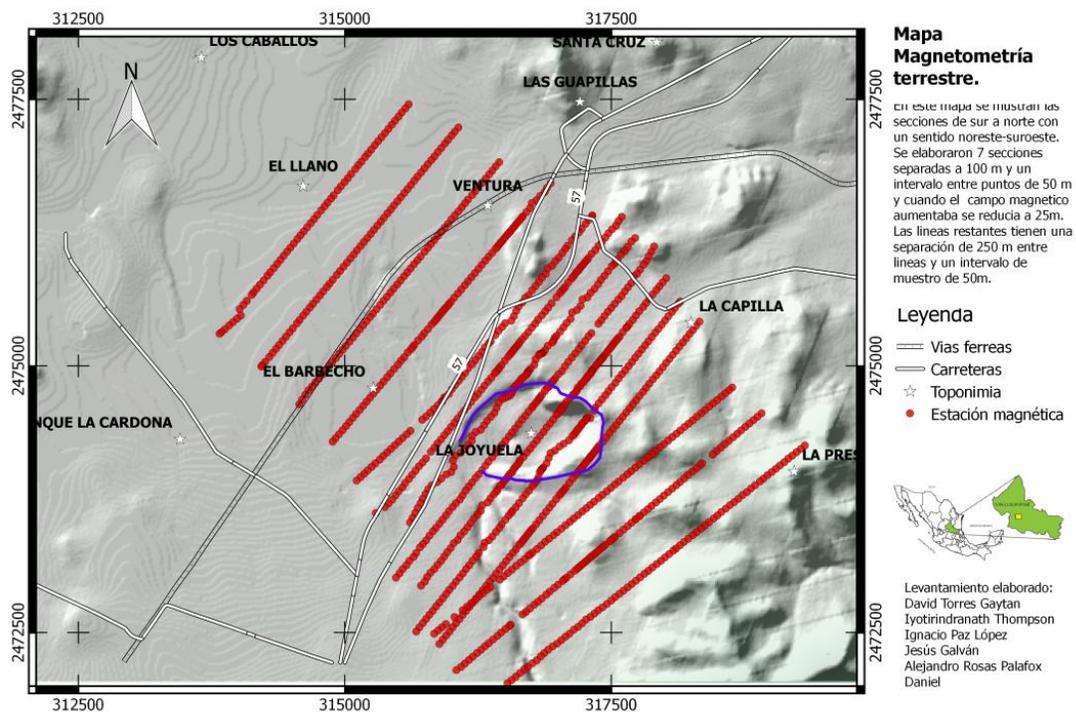


Figura 3.2.- Muestra las secciones magnéticas terrestres elaboradas en la campaña de campo.

3.4 Exploración Gravimétrica.

En esta campaña se realizaron dos secciones, la primera de ella con dirección NE-SW. La segunda sección tiene dirección NW-SE, que tuvieron por objetivo cortar la estructura perpendicular y poder obtener el mayor contraste de sus propiedades físicas y así tener una mejor respuesta. El espaciamento entre las estaciones

fueron de 50 (m) afuera de la estructura y dentro de la estructura se utilizo un espaciamiento de 25 m véase figura 3.3.

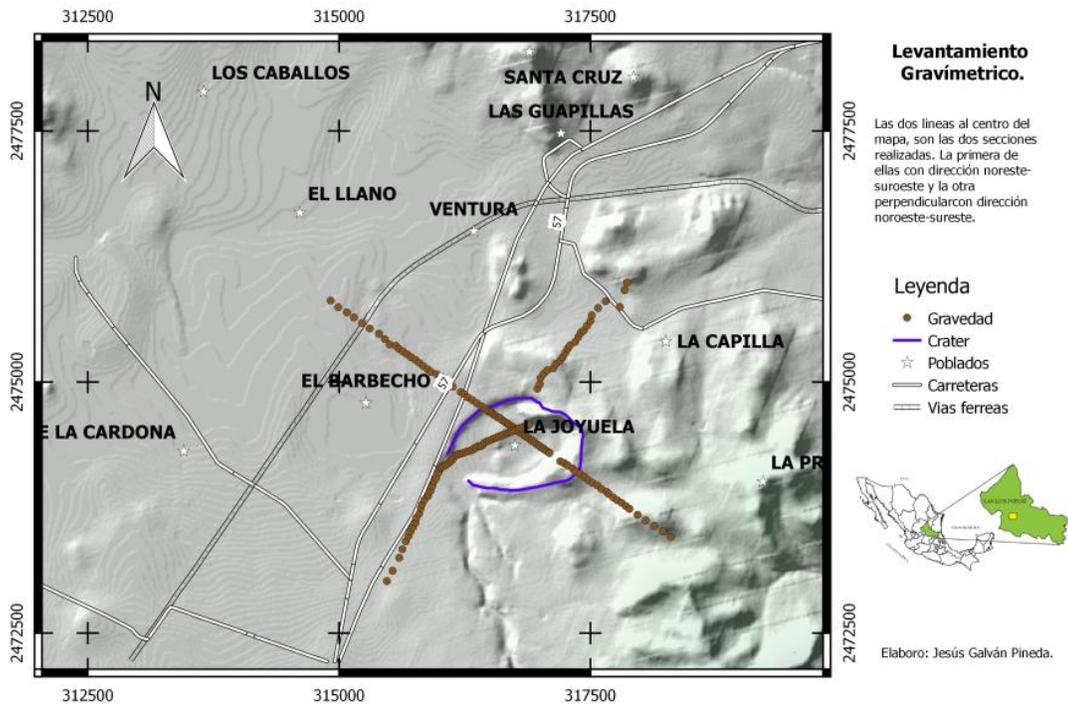


Figura 3.3. Muestra las secciones Gravimétricas levantadas una con rumbo NW-SE y otra NE-SW

En la figura 3.4 se muestra la metodología que se utilizo en tres fases principales. La primera de ella consistió en la revisión de los fundamentos de la gravimetría, después la planeación y obtención de datos. La segunda etapa se conformo de las correcciones (por deriva instrumental y por mareas), y la elimina de algunos efectos conocidos como; Latitud, altura, terreno, etc. La tercera etapa consistió en obtener las anomalías de aire libre, Bouguer y la afectación del terreno.

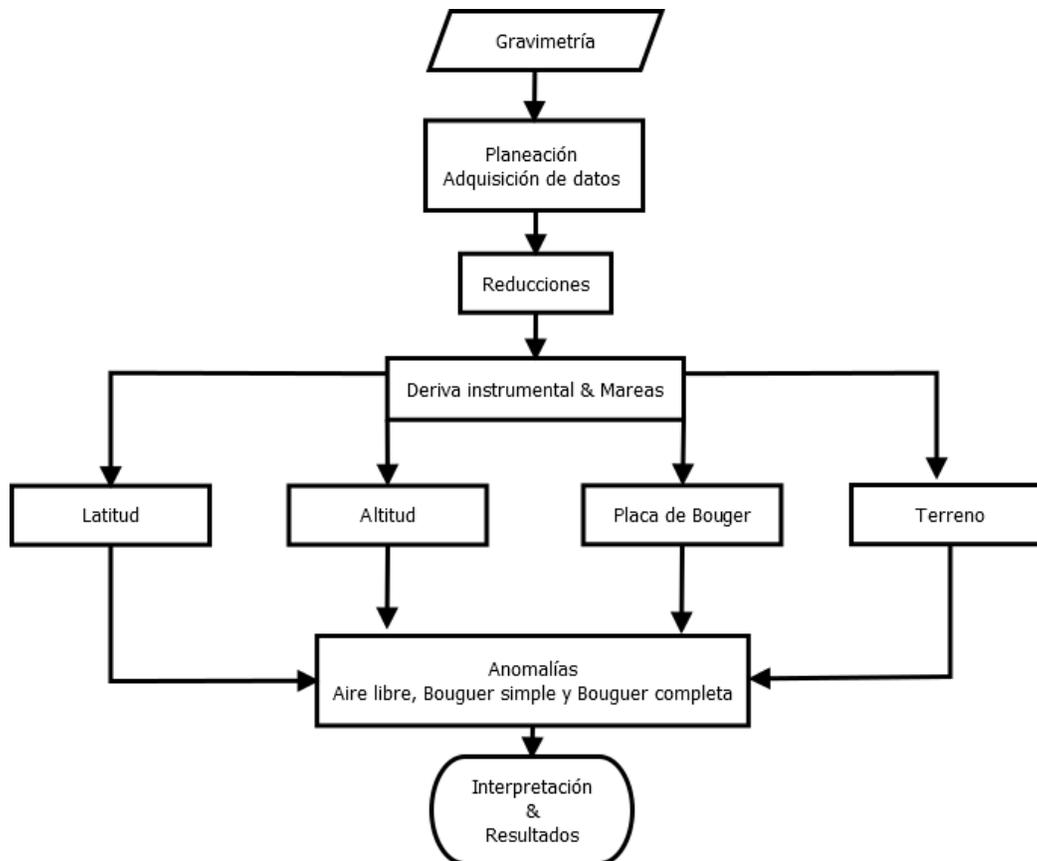


Figura 3.4 muestra las etapas para obtener las anomalías, que posteriormente fueron interpretadas.

Después de corregir los datos gravimétricos y haber obtenido las anomalía completa de Bouguer, se realizó el modelo inverso 2D. Es decir para transformar los datos geofísicos en términos de un modelo geológico idealizado, para trabajar la información y su comportamiento de las rocas en el subsuelo y dar su interpretación.

3.3 Exploración Eléctrica.

Se realizaron sondeos eléctricos verticales (SEV); el primero de ellos dentro de la estructura tipo maar, para delimitar las primeras capas y conocer la resistividad de estas capas. El segundo SEV se realizó fuera de la diatrema. Como se ve en la figura 3.5. Además de estimar la resistividad de las capas y su espesor los sondeos, nos sirvieron para conocer la resistividad de las primeras capas y poder hacer la corrección por “Static Shift” a los sondeos AMT.

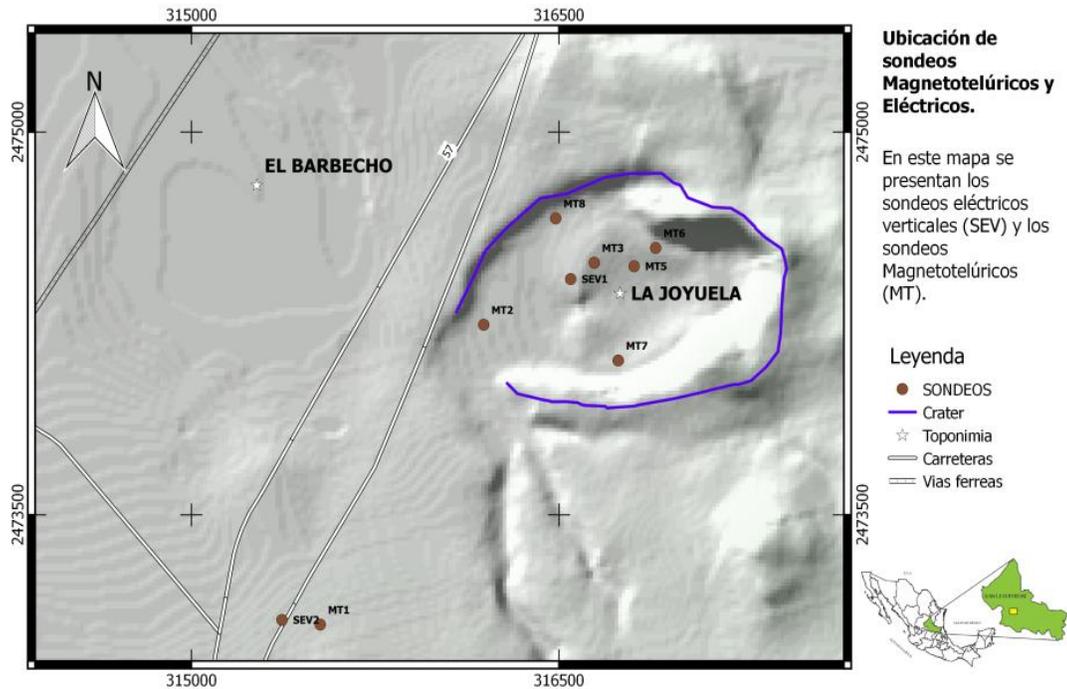


Figura 3.5.- Muestra los sondeos eléctricos y Magnetotelúricos levantados.

3.5 Exploración Electromagnética.

A partir de los datos recolectados se le aplicaron, las reducciones necesarias, como la edición de la señal, corrección por “static shift”, suavizado y editado de las curvas. En la corrección por “static shift” se realizó por medio de los SEV. Para poder invertir el modelo 1D de la resistividad en función de la frecuencia, se necesita determinar primero la dirección y distribución de la resistividad aparente y poder realizar la inversión de los datos.

Una vez obtenidas las curvas 1D, se obtienen los modelos de profundidad con la inversión con el algoritmo de Occam (Constable et al., 1987) cuya funcionalidad es presentar los modelos de capas con la resistividad y su profundidad. Véase figura 3.5 en donde se muestra la distribución de los puntos de observación.

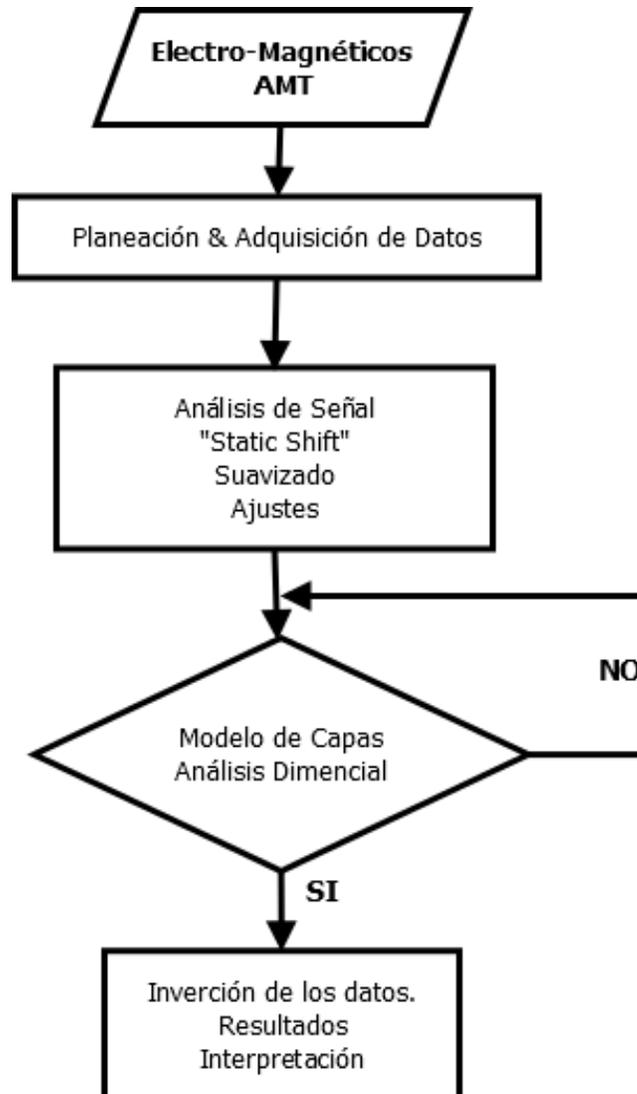
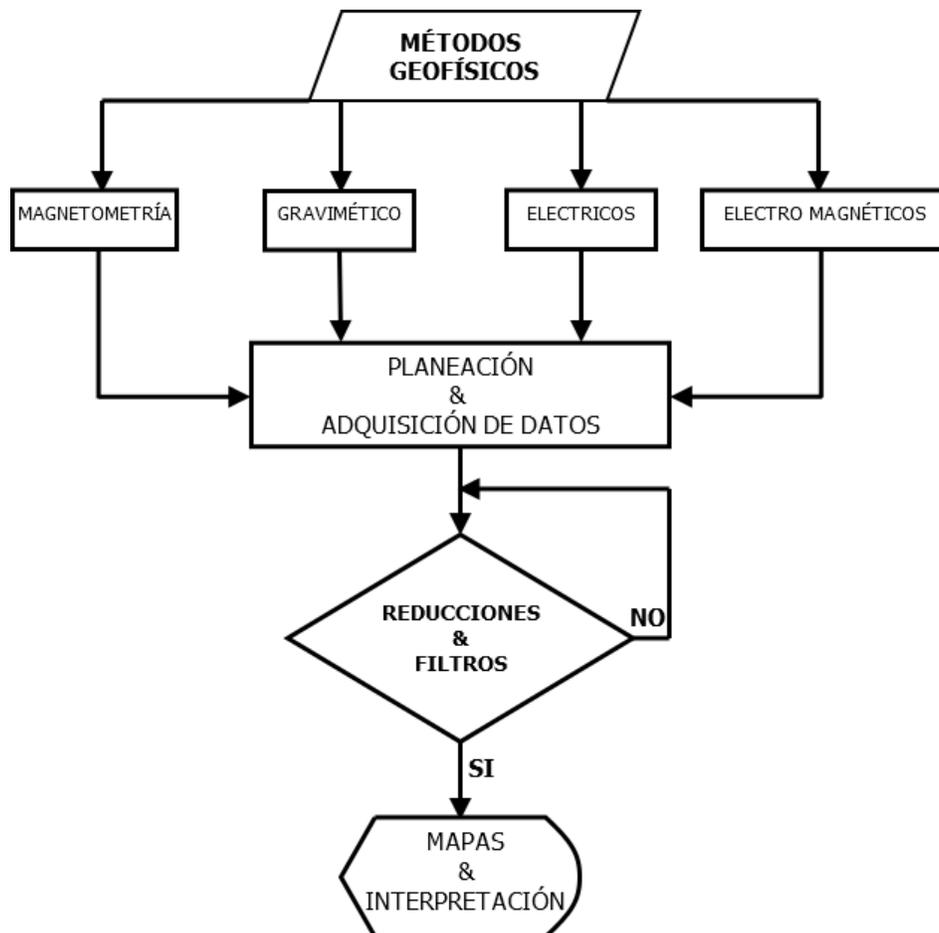


Figura 3.6 Muestra la metodología de manera general que se utilizó, para el análisis de los datos AMT. La primera entrada del diagrama, representa la revisión de los aspectos fundamentales de la técnica, posteriormente se representa la planeación y adquisición de los datos. Enseguida de estos se representan, las reducciones y ajustes, esto para determinar nuestro modelo de capas y el análisis de dimensionalidad. Esto para poder obtener los primeros resultados y posteriormente interpretarlos

Una vez obtenida los sondeos electromagnéticos, se realizó un modelos 2D para observar las distribuciones de la resistividad eléctrica y poder realizar secciones eléctricas.

3.6 Tratamiento de datos Geofísicos.

El diagrama de flujo 3.7, representa los datos de entrada que alimentan las secciones 2D. Las técnicas de exploración Geofísicas nos permiten determinar la distribución de las propiedades físicas de la estructuras. La observación de las distintas propiedades físicas nos permite darnos imágenes o radiografías creada a partir de la adquisición de datos Geofísicos del subsuelo. Además de observar cómo es la distribución de las propiedades magnéticas, gravimétricas y electromagnéticas.



3.7 El diagrama de flujo representa la metodología utilizada, para realizar el estudio del maar LJ. La entrada del diagrama representa la revisión y los antecedentes de los métodos Geofísicos. La segunda muestra las técnicas realizadas en LJ. Posterior a la revisión bibliográfica se procedió a la planeación y levantamiento de los datos. Consecuentemente se realizaron una serie de filtros y reducciones que nos permitieron elaborar mapas secciones, etc. Permittiéndonos dar una interpretación a partir de algunas de las propiedades observadas.

4 Resultados

4.1 Magnetometría Aérea.

El estudio del campo magnético de la Tierra es el objetivo de la magnetometría aérea. La obtención del campo magnético residual (CMR) es el resultado de sustraer el campo magnético de referencia (IGRF) al CMT (Fig.4.1). El IGRF, que se aplicó al CMT fue el generado en 1995. Con este proceso se asume que se eliminó los efectos de la contribución del dipolo principal el cual se ubica en la interface de los núcleos exterior e interior de la Tierra.

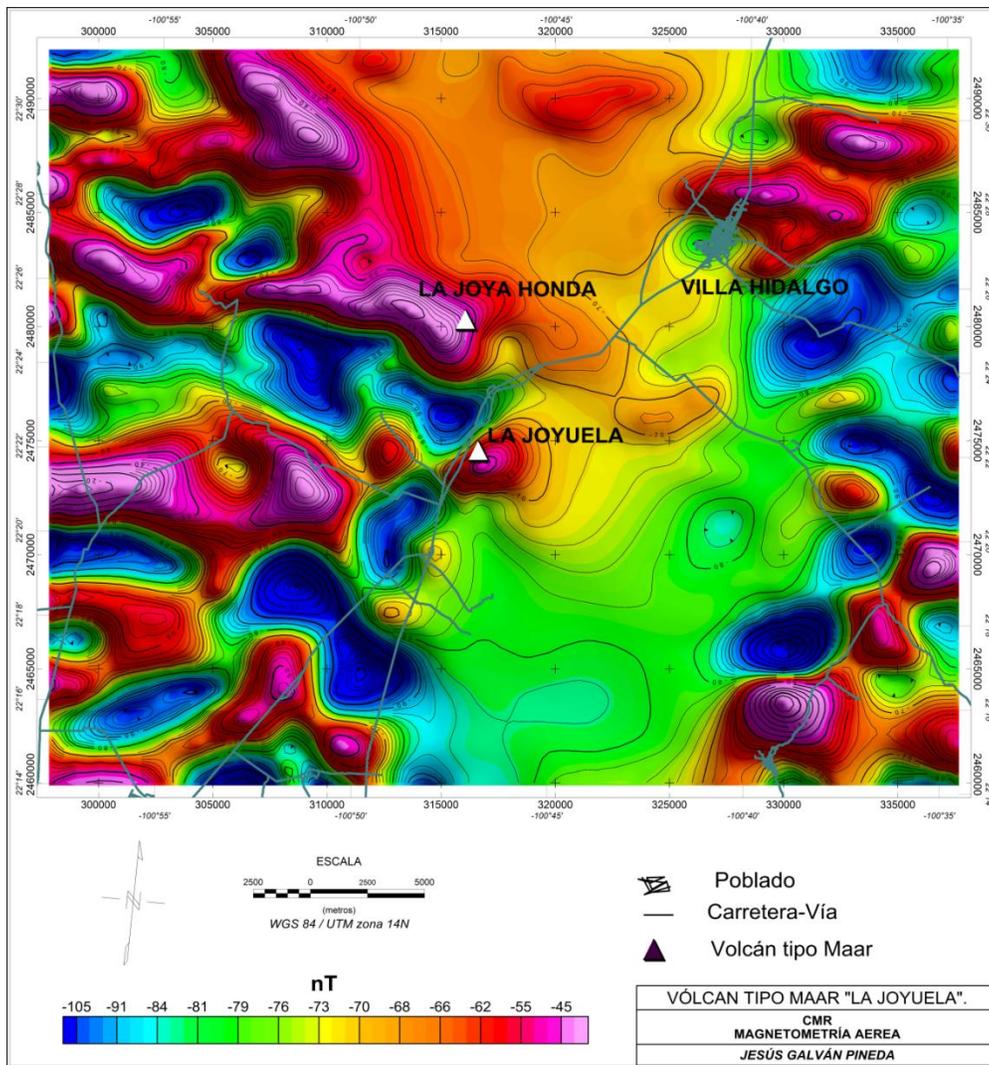


Figura 4.1.- El mapa muestra el campo magnético residual (CMR) de la magnetometría aérea adquirida por el SGM en el año 1995. Al centro los volcanes tipo maar LJ y La Joya Honda.

Al sustraer el IGRF 1995 al CMT, obtenemos el CMR, los resultados de los valores se tomaron como valor absoluto.

Al CMR se le aplicó un algoritmo matemático (Baranov y Naudy, 1964) que simula que nuestra área se localiza en el polo norte, donde la Declinación del CMT es 0° y la Inclinción es 90° , lo que implica que las anomalías se ubiquen sobre las fuentes que lo producen. Este filtro es mejor conocido como Reducción al Polo Magnético (RP, véase sección 2.8, en donde se describe mejor el filtro). Fig. 4.2.

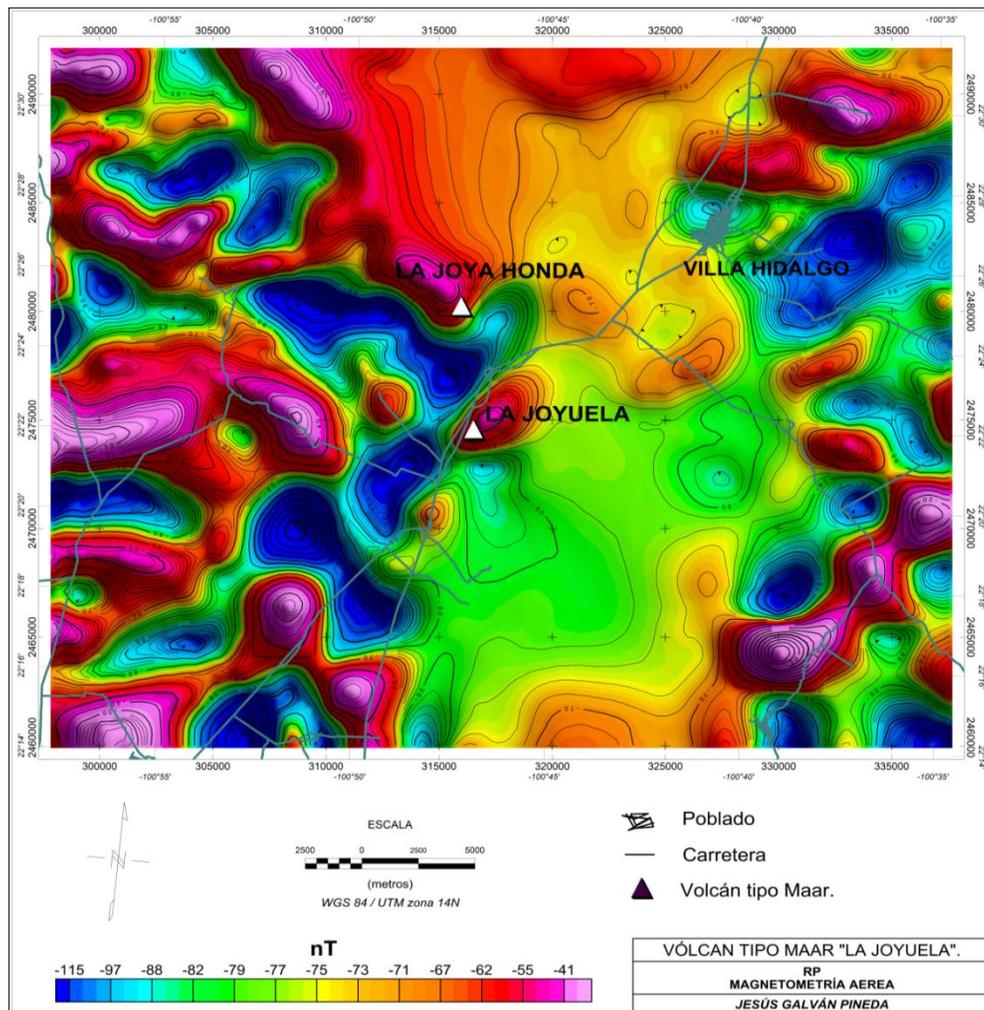


Figura 4.2 El mapa muestra el resultado de haber aplicado el algoritmo de Baranov y Naudy 1964, mejor conocida como reducción al polo magnético, con una declinación del campo magnético $D=7^\circ$ a 0° y una inclinación $I=50^\circ$ a 90° .

Tomado como base la RP, se aplican una serie de algoritmos matemáticos como Derivadas, Continuaciones Ascendentes, Señal Analítica, Pseudo-Gravedad

En el mapa de la Fig. 4.2, se puede observar que la estructura volcánica tipo Maar de LJ muestra una anomalía de características dipolares normales. Muestra una distancia polar del orden de los 2,500 m. Por el contrario la estructura volcánica de la JH se asocia con una anomalía en color rojo, tipo monopolar. Al Este de la LJ se ubica la Sierra de Álvarez la cual está asociada a intensidad medias, color verde (-77 nT a -82 nT), correlacionadas con la caliza la cual muestra diamagnetismo, es decir que tiene una susceptibilidad magnética baja, llegando a ser hasta negativa.

4.2 Dominios aero-magnéticos

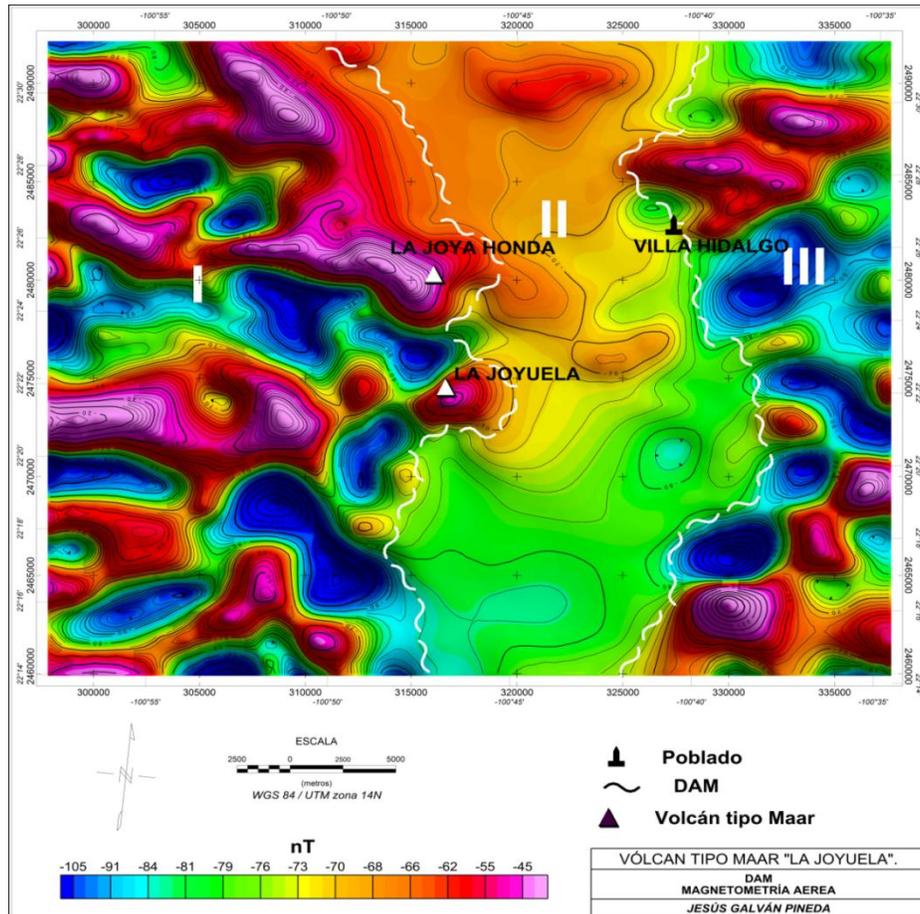


Figura 4.3 El mapa muestra los Dominios Aero-Magnéticos obtenidos a partir del campo magnético residual con el filtro de la reducción al polo.

Dentro de la metodología de análisis de datos aeromagnéticos se utiliza interpretar los dominios aeromagnéticos (DAM), que se refieren a la porción o espacio que ocupa determinadas susceptibilidades magnéticas similares, así como su tendencia. Para nuestro caso la figura 4.3 nos muestra los diferentes DAM, que se obtuvieron después de aplicar el filtro de Señal Analítica a la Reducción al Polo y una continuación del campo ascendente a 1000 m.

El DAM I, se localiza en la parte occidental de nuestro mapa y limitada en su parte oriental por el DAM 1. Muestra una forma alargada con dirección principal NS, está indefinido tanto al N como al S, presenta dimensiones de 18 km X 32 km. Se asocia a una serie de anomalías dipolares normales que exhiben distancias polares de 3.8 km en promedio. El rango de intensidades es de -103 nT a -21 nT, con un promedio es de -66 nT. Tiene longitudes de onda del orden de 12 km en promedio. La litología que se le asocia a este dominio es a una roca ígnea identificada como traquita y aluvi6n. Están reportadas en la carta geol6gica Villa Hidalgo F14-A47.

El DAM II se encuentra en la parte central del 1rea de estudio (figura 4.3). Muestra una zona de baja intensidad de forma alargada y delimitada tanto al occidente como al oriente por los DAM I y III. Est1 indefinido en los extremos norte y sur. Muestra una forma alargada en direcci6n NS, con dimensiones de 10 km X 32 km en promedio. Este dominio tiene valores m1ximos de -64 nT y m1nimos de -80 nT con un promedio de -74 nT. Presenta longitudes de onda del orden de 8.5 km en promedio. Las unidades geol6gicas que se le asocian a este DAM son Caliza y Lutita, principalmente que pertenece a las sierras de 1lvarez y EL Coro.

El DAM III, Se ubica hacia la porci6n E del 1rea de estudio y est1 delimitada solo al occidente por el DAM II. Tiene forma alargada en direcci6n NS, con dimensiones de 8 km X 32 km. Muestra valores de intensidad de campo magn6tico m1ximos de -21 nT y m1nimos de -112 nT con un promedio de -72 nT. Presenta longitudes de onda del orden de los 6 km. Las unidades geol6gicas que

se le asocian a este DAM, son rocas sedimentarias como, caliza, lutitas, aluvi3n, adem1s de rocas 3gneas tipo andesitico que se encuentran al norte.

4.3 Lineamientos Magn3ticos

Los lineamientos aeromagn3ticos se relacionan con las zonas que tienen un alto gradiente, es decir que la variaci3n fuerte que tiene el campo magn3tico en una distancia horizontal. Com3nmente estos altos gradientes se les relacionan con contactos geol3gicos y/o fallas y/o fracturas. En la figura 4.4 se muestran los lineamientos obtenidos despu3s de aplicar a la reducci3n al polo, el filtro de la primera derivada vertical (1aDz) y una continuaci3n del campo ascendente (CCA), de 500 m para reducir el ruido.

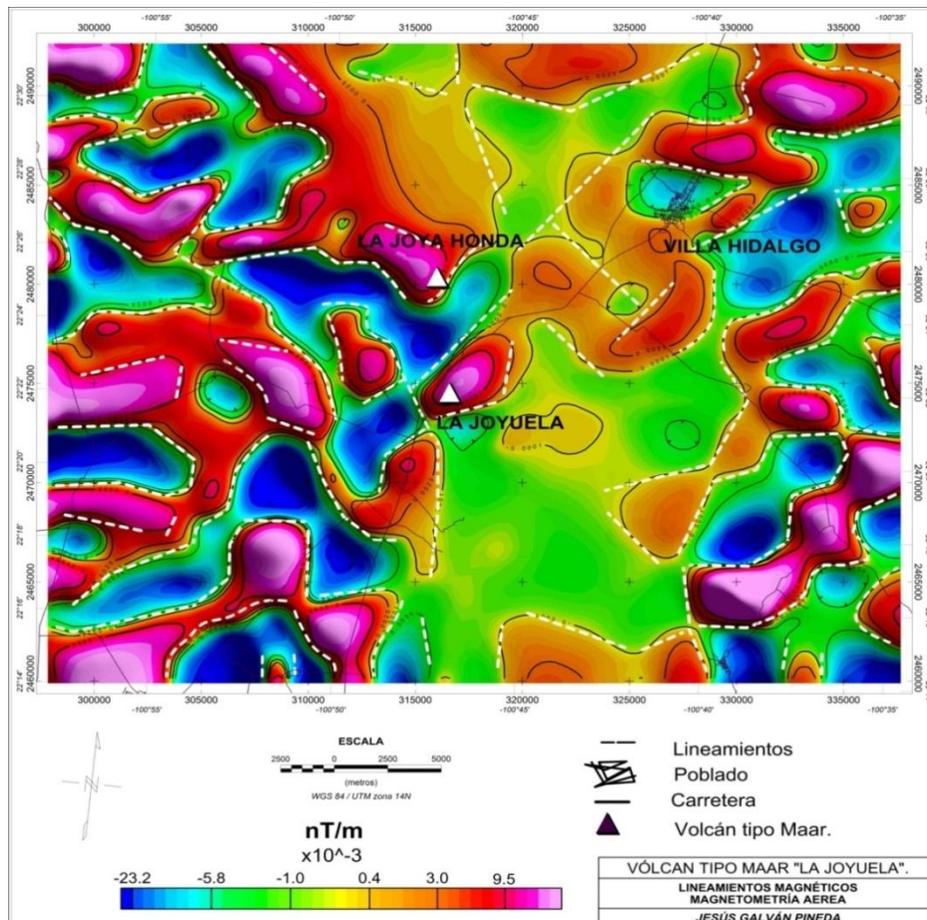


Figura 4.4 Mapa que muestra los lineamientos aero-magn3ticos, que fueron obtenidos despu3s de aplicar al RP la primera derivada en la direcci3n z (1Dz) con una continuaci3n del campo ascendente de 500m. Posterior a esto se realizo visualmente la clasificaci3n de los lineamientos.

La figura 4.5 muestra las direcciones preferenciales de los lineamientos que se determinaron en la figura 4.4. En el diagrama nos muestra una dirección preferencial NE-SO de los lineamientos determinados visualmente. La segunda dirección preferencial estaría determinada por el NO-SE.

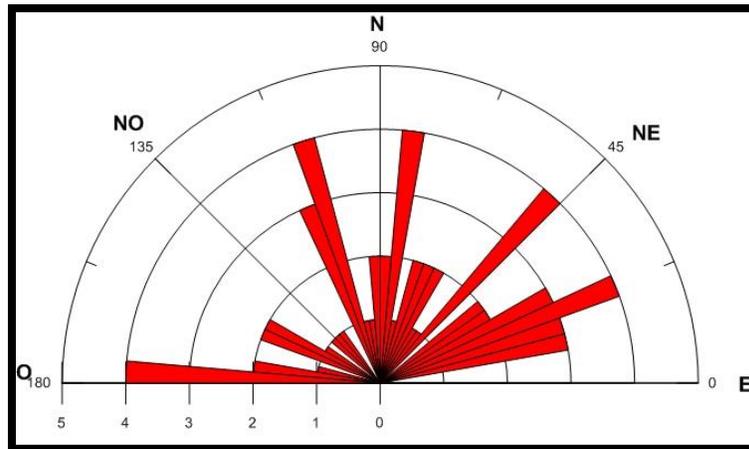


Figura 4.5 El diagrama de rosetas nos permite visualizar las direcciones preferenciales de nuestros lineamientos marcados en la magnetometría aérea.

4.4 Magnetometría Terrestre.

El estudio magnético terrestre representa una mejor definición de la respuesta magnética del subsuelo. En ella se pueden caracterizar con mayor certidumbre la ubicación de las zonas anómalas en relación a la magnetometría-aérea. En este estudio se realizaron 13 secciones con dirección NE-SW, con estaciones de lectura cada 50 m y separación entre líneas cada 100 m. Cubriéndose un aproximado de 70 Km. Posterior al levantamiento se realizaron, las correcciones a los datos como la variación diurna, latitud, horaria, etc.

Al resultado de sustraer el IGRF al CMT, se obtiene el CMR. El primero se origina en la interface del núcleo exterior, y su valor puede variar de 25,000 nT en el ecuador a 70,000 nT en los polos magnéticos. El CMR presenta valores del orden de las centenas de nT. Una vez obtenido el RP, se le aplican a este una serie de filtros como son las derivadas, continuaciones ascendentes, señal analítica, etc.

Dichos filtros nos ayudaran a limpiar la señal del ruido, permitiendo una mejor interpretación de los datos.

La figura 4.6, muestra la configuración obtenida de aplicar una serie de filtros matemáticos como el algoritmo de Baranov y Naudy, (1964 conocido mejor como reducción al polo magnético y el filtro de Henderson, (1970) o continuación de campo ascendente 50 m.

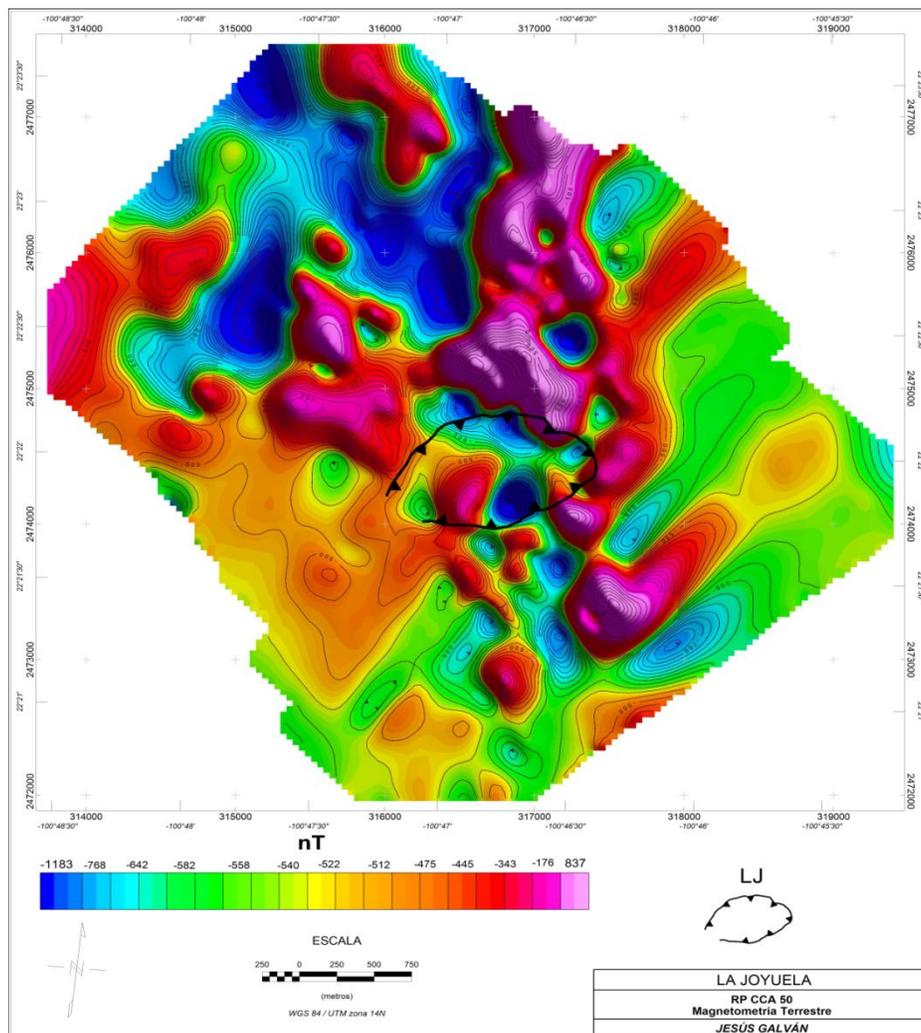


Figura 4.6. Mapa que muestra el campo magnético residual, con los filtros de reducción al polo y una continuación ascendente de 50 metros.

4.5 Dominios magnéticos terrestres

Los dominios magnéticos terrestres fueron determinados con la reducción al polo y una continuación del campo ascendente de 50 m. Se definieron subdominios a partir de los DAM I y II, véase las figuras 4.7 a) y 4.7 b).

El primer subdominio IA tiene valores de intensidad del campo magnético mínimos de -841 nT y máximas de 161 nT con un promedio de -391 nT. La anomalía es amorfa e indefinida hacia el norte, las longitud de onda promedio son de 840 m. El material litológico que se le asocia a este dominio son basaltos y piroclastos principalmente.

El segundo subdominio IB, que se localiza en la parte NO de nuestra carta presenta bajas intensidad en color azul, con valores mínimos de -955 nT, máximos de -701 nT y en promedio -827 nT. A este dominio se le asocia con la litología del conglomerado, aluvión principalmente.

El tercer subdominio IC ubicada en la parte NO e indefinida tanto en el norte, sur y oeste con una predisposición amorfa. Las intensidades del campo magnético mínimas son de -600 nT, mayores de -423 nT promediando - 488 nT. Con longitudes de ondas de 863 m perteneciente a otra fuente magnética que se encuentra en la zona denominada “El Llano” y esta rellena de aluvión.

El subdominio ID que se encuentra en la parte superior NO, presenta una forma alargada e indefinida en la misma dirección. Muestra valores mínimos de -440 nT, máximos de -256 nT y promedios de -353 nT. Este subdominio presenta longitudes de onda promedio de 481 m. Esta clasificación de este dominio se le asocia con el material volcánico de la Joya Honda, que se encuentra en la parte NO de LJ. A este tipo de respuesta se le asocia a rocas ígneas, posiblemente basaltos.

Los subdominios IIA y IIB se desprenden del DAM II que se encuentran en la frontera NO del DAM II. EL DAM II se le asocia con lutitas y calizas de la sierra de Álvarez y EL Coro.

El subdominio IIA se presenta en la parte E-SE de nuestro mapa, de forma alargada y definida solo en la parte sur por el dominio IA. Presenta valores de campo magnético mínimos de -440 nT, máximas de -256 nT promediando -353 nT. Con longitudes de onda promedio de 1064m. La litología que se asocia a este dominio son caliza y brechas oligomícticas principalmente.

EL dominio IIB se ubica en la parte sur de la figura 4.7 a) indefinida en su parte sur. Con valores de intensidad del campo mínimos de -955 nT, máximos de -440 y promedios de -541 nT. Con longitud de onda promedio de 630 m. A este dominio se le asocia con calizas y los conglomerados.

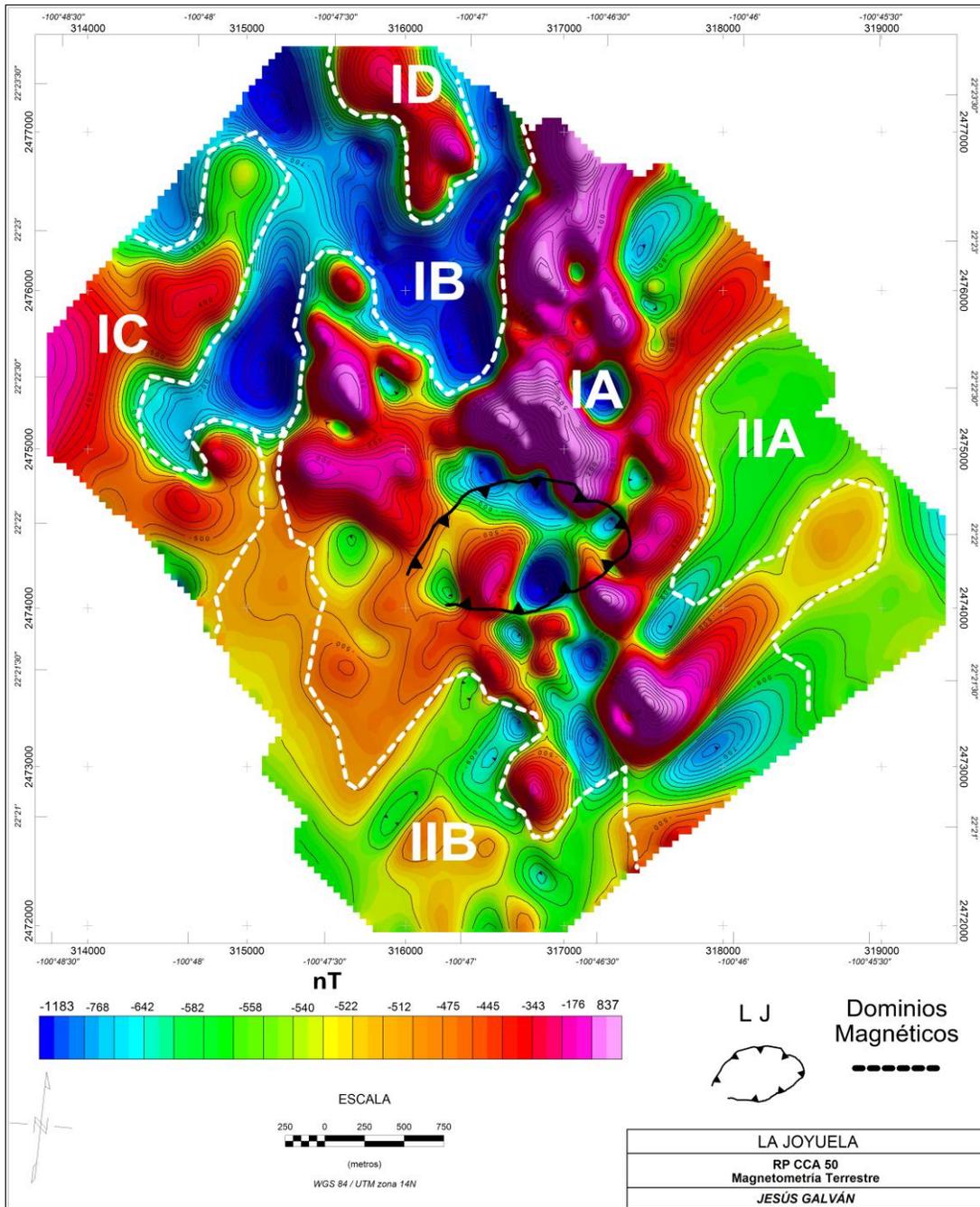


Figura 4.7 a). Mapa que muestra los dominios magnéticos terrestres. Fueron determinados a partir de los DAM. Cada uno se clasifico como subdominios, ya que proceden de anomalías distintas pero del mismo DAM. Se clasificaron 4 subdominios del DAM I (IA, IB, IC y ID), del DAM II se clasificaron en dos subdominios (IIA y IIB).

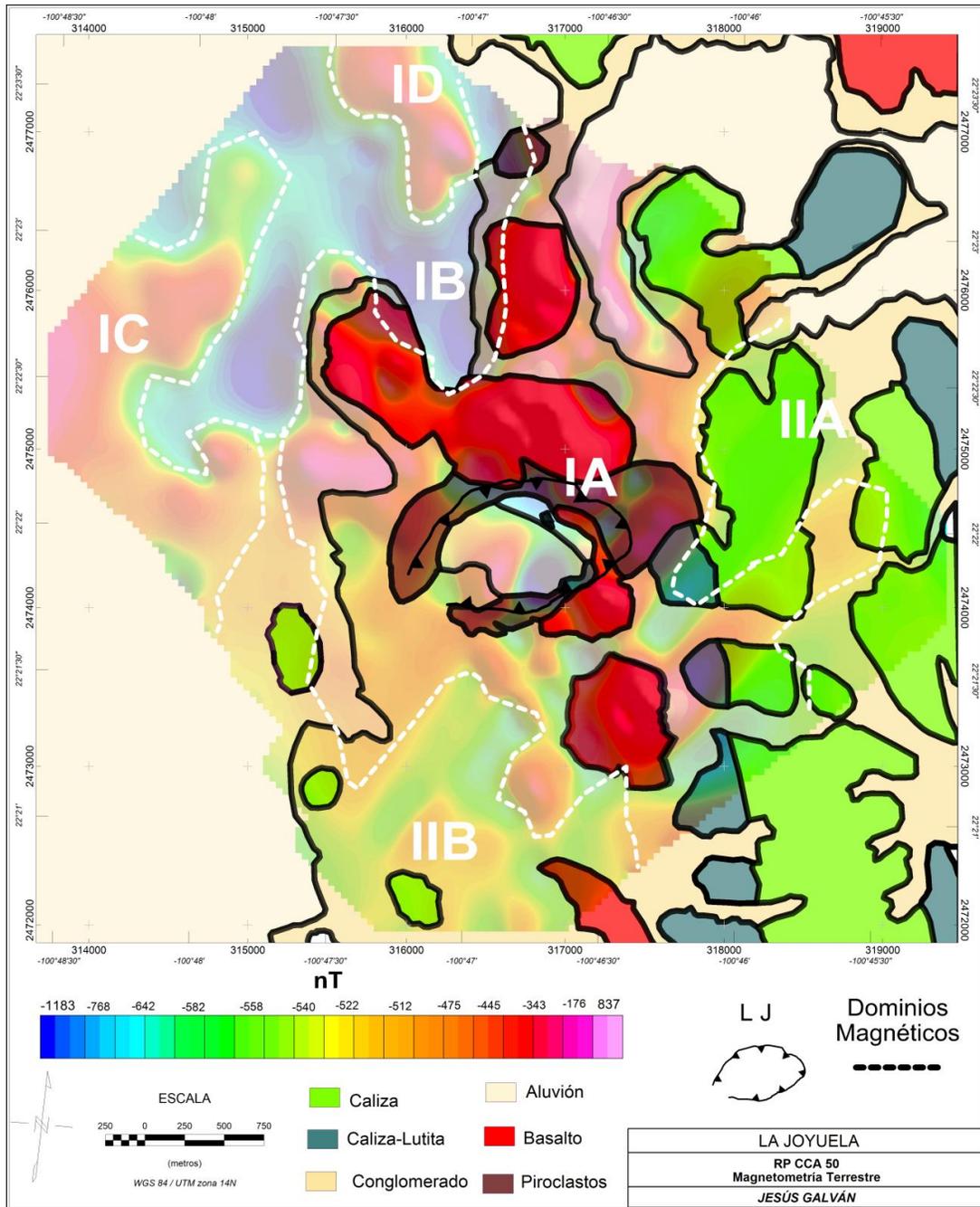


Figura 4.7 b) En esta imagen se aprecia dos capas, la primera de ellas se presenta el levantamiento magnético delimitada con los dominios terrestres. La segunda de ellas se encuentra los polígonos según sea el tipo de roca superpuesta con una transparencia del 50 %, para apreciar la primera capa. Esta imagen nos sirve de referencia para asociar la respuesta magnética con el tipo de litología y poder asociar las anomalías en función del tipo de roca.

4.6 Lineamientos magnéticos terrestres

Los lineamientos magnéticos terrestres nos dan información de los cambios abruptos del campo magnético, es decir nos muestra altos gradientes. Estos altos gradientes son generados por fracturas y/o fallas y/o contactos litológicos. Para obtener estos datos se realizó, por medio de la derivada en la dirección Z, ver figura 4.8 en donde se muestra los lineamientos magnéticos terrestres.

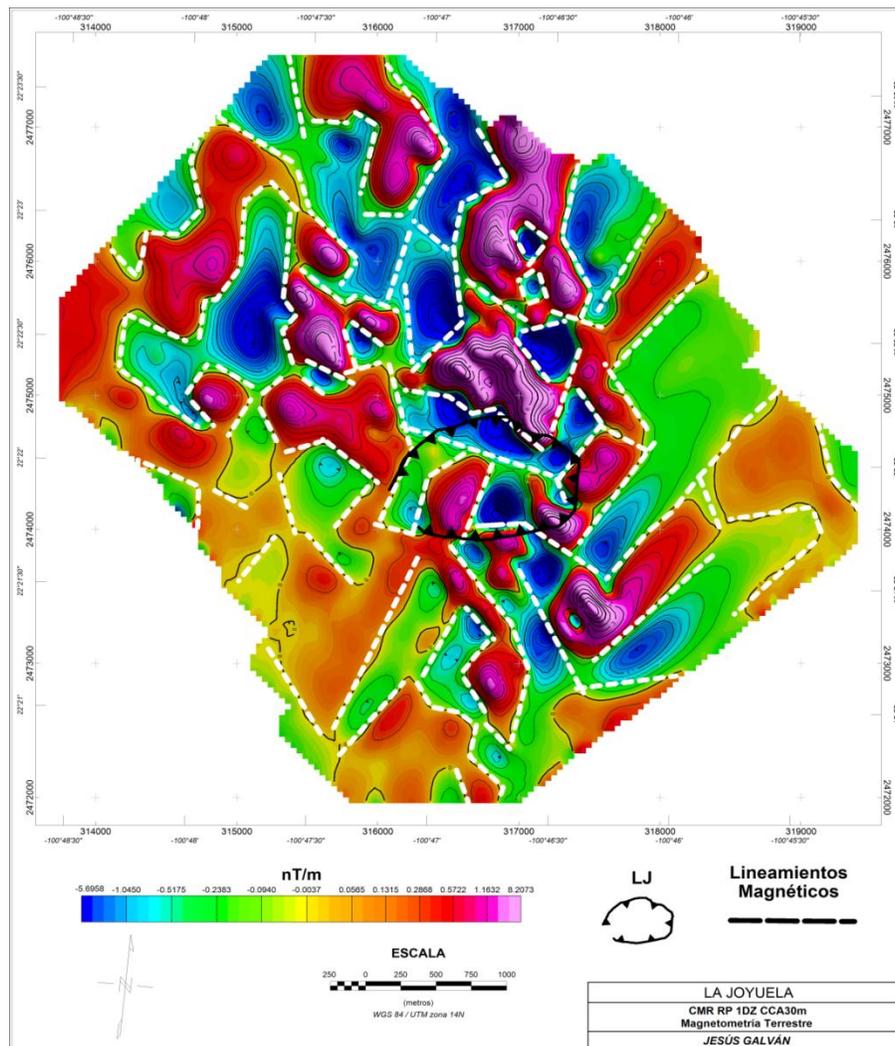


Figura 4.8. Mapa que muestra los lineamientos magnéticos fueron determinados mediante el filtrado de los datos con la primera derivada del campo en la dirección z y para disminuir el ruido se le aplico una continuación del campo ascendente de 50 m. Los lineamientos representan el cambio abrupto en los valores magnéticos y representan fallas, fracturas ó contactos geológicos.

Los lineamientos que se muestran en la figura 4.9, muestran la dirección preferencial de los lineamientos determinados en la figura 4.8. Los lineamientos magnéticos terrestres tienen una dirección preferencial NO-SE con una inclinación promedio de 115° .

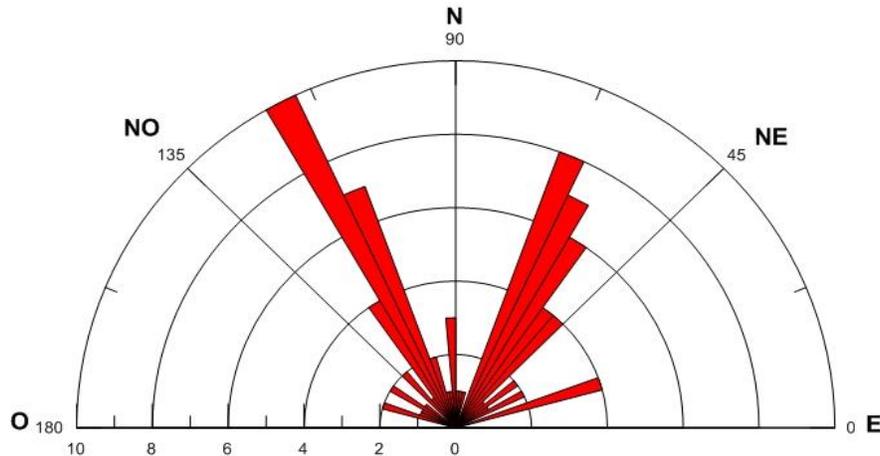


Figura 4.9. El diagrama de rosetas nos permite observar la preferencia en las direcciones de los lineamientos magnéticos terrestres con una dirección preferencial de 115° noroeste.

4.7 Filtro de Pseudo-gravedad

El filtro de pseudo-gravedad, nos permite “cambiar” datos magnéticos por una aparente gravedad. La cobertura y la resolución con la que se encuentran nuestros datos magnéticos nos permitirán comprender mejor como es la distribución y la respuesta que se esperaría con la gravedad. Véase la figura 4.10 (a) y (b) en donde se muestra el filtro de pseudo-gravedad.

EL filtro de pseudo-gravedad es la manera más rápida y económica de tener información de “gravedad” en función de la respuesta magnética. Debido a que el equipo gravimétrico es más sofisticado y costoso se vuelve complicado tener más de un equipo en las instituciones con una disponibilidad alta. Por lo que el filtro de pseudo-gravedad nos permitirá tener una mejor comprensión del comportamiento de la gravedad, reduciendo los costos y tiempos de operación.

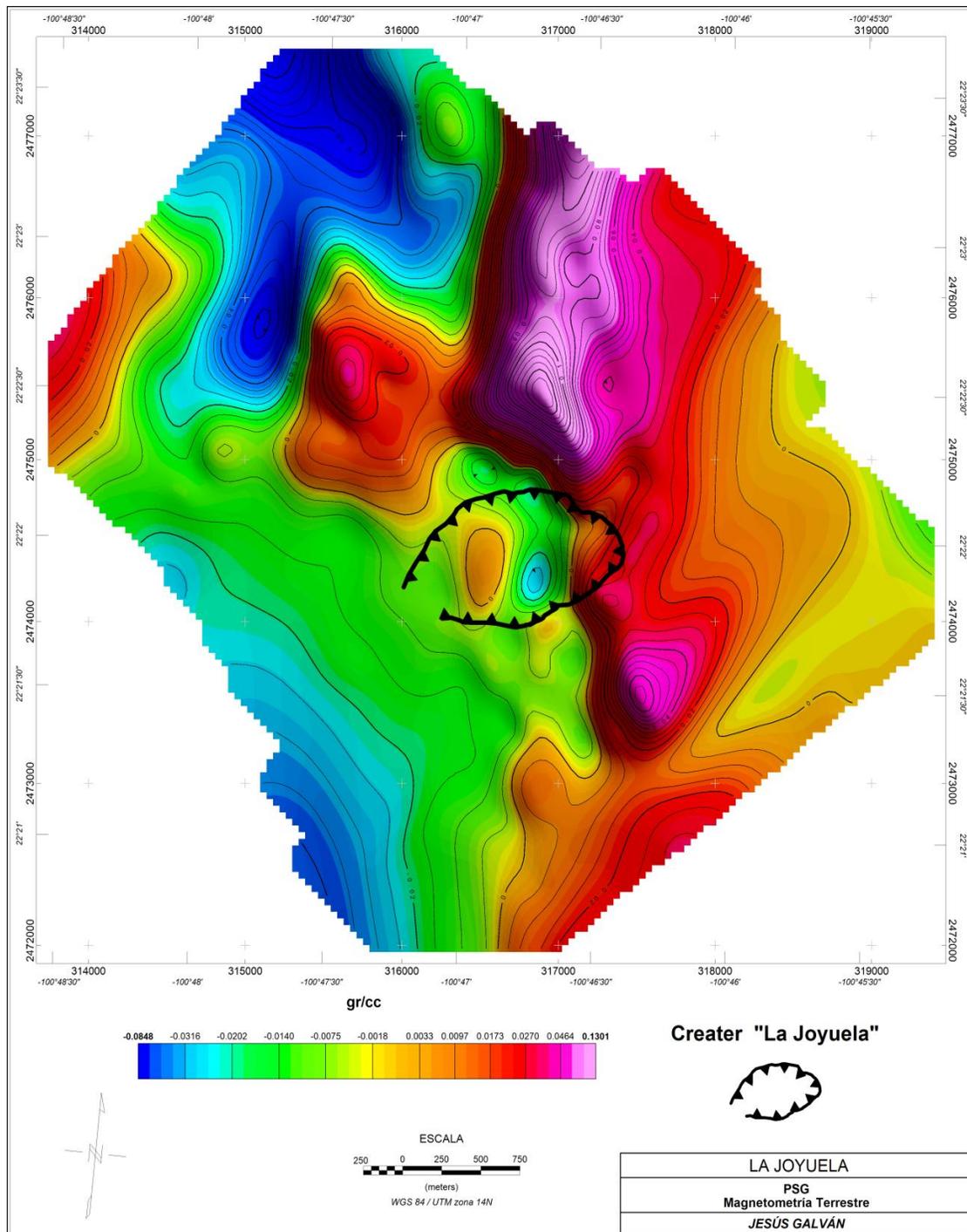
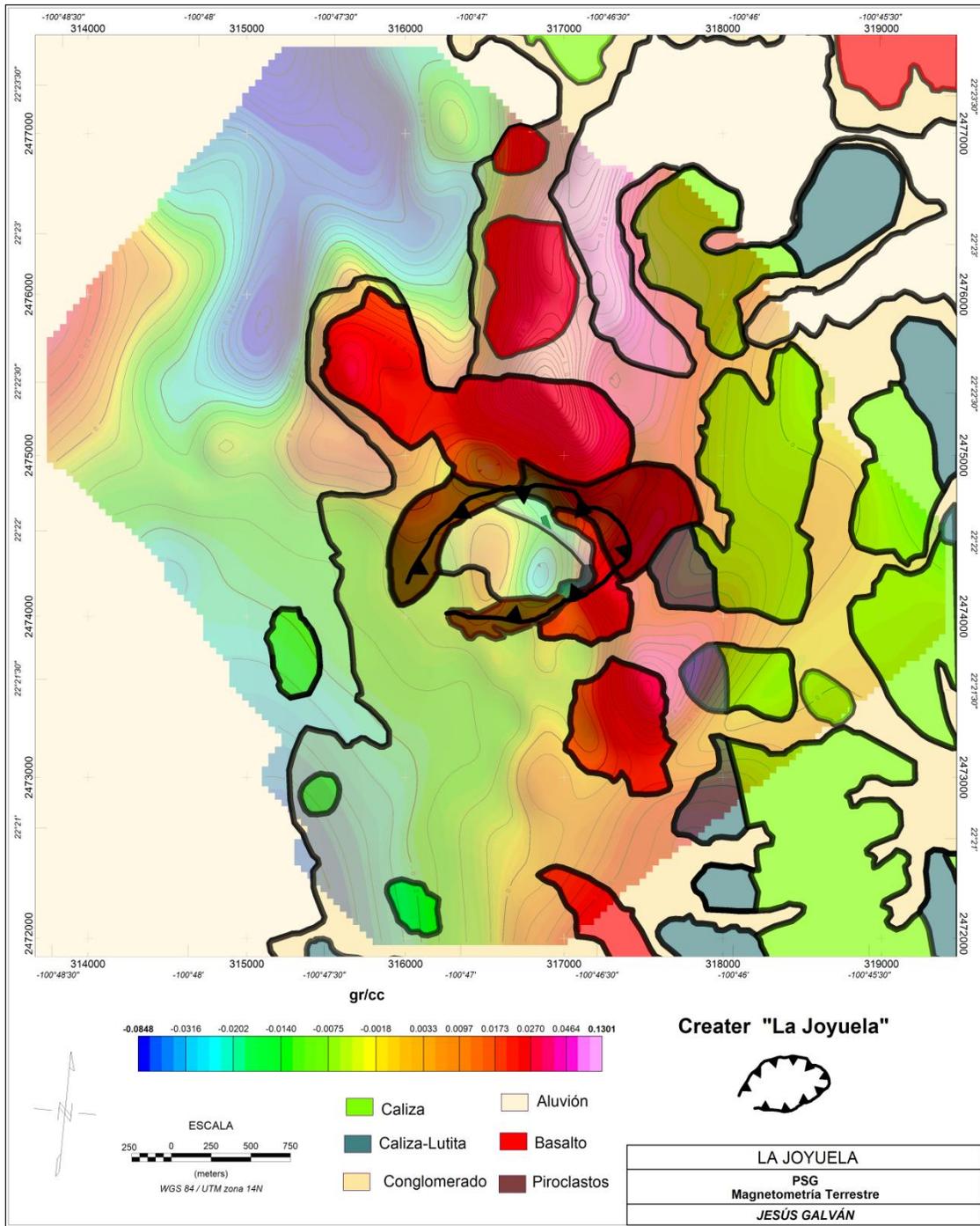


Figura 4.10 a) Al centro del mapa de pseudo-gravedad, se delimita la caldera de LJ (semi-esfera de negro). En donde se observa una anomalía gravimétrica positiva en color naranja, posiblemente ocasionada por algún dique de material más denso que el que se encuentra en la diatrema.



4.10 b) El filtro de pseudo gravedad con la geolog3a descrita en la carta Villa Hidalgo F14. Y en donde se aprecia la anomal3a al centro del cr3ter de LJ en color rojo, cubierta por el aluvi3n.

4.8 Modelos magnéticos.

A partir de los datos corregidos en cada una de las estaciones de lectura del CMT se elaboraron dos modelos. La figura 4.11 a) contiene la sección magnética modelada. La sección A'-A figura 4.11 b), se utilizaron los datos del CMR, con la reducción al polo.

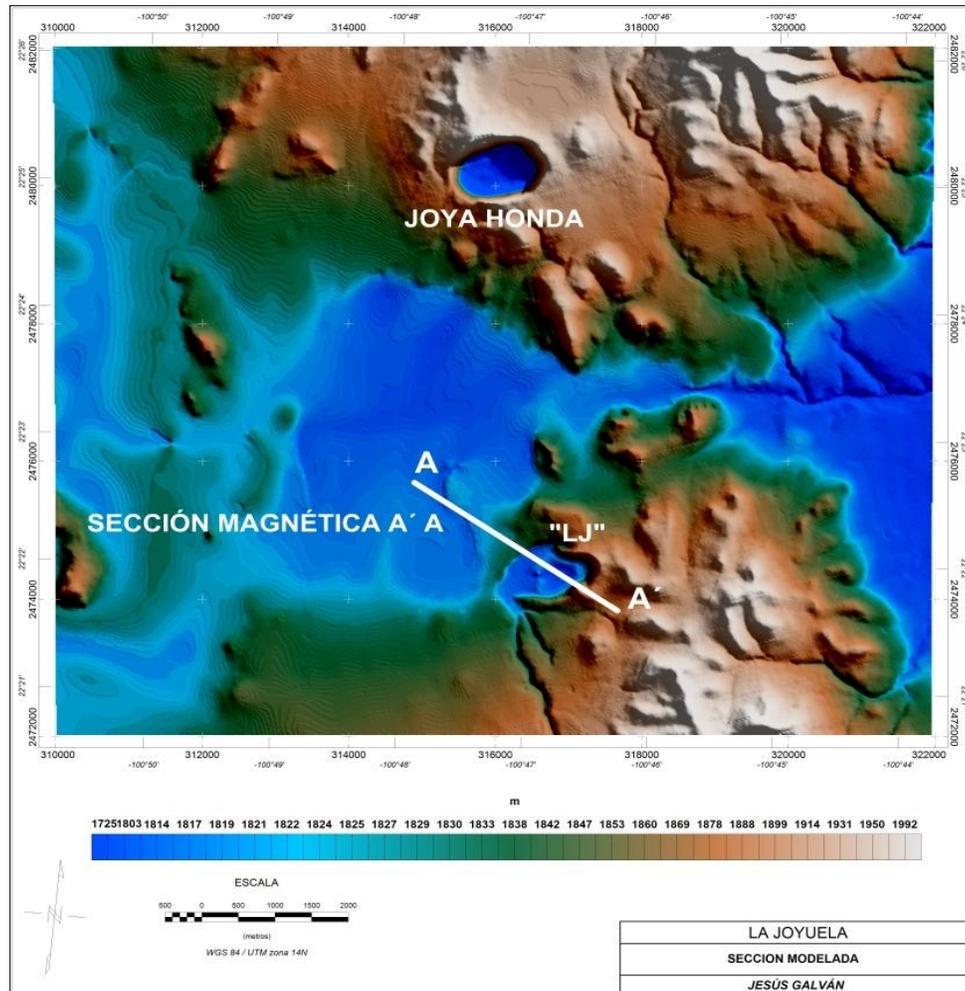


Figura 4.11 a) En este mapa se representa la sección magnética invertida. Nota esta sección está orientada de norte a sur.

La Tabla 4.1 Muestra la simbología de las rocas, que se encuentra en la zona de estudio. Además se determinaron, las densidades de las rocas que afloraban en el área. Se determinaron con el Susceptibilímetro–densímetro Terraplug KT-20. Las susceptibilidades de las rocas se determinaron con el mismo equipo.

Tabla 4.1 muestra el nombre y la simbología que se usaron en la inversión de los datos magnéticos y gravimétricos. También se determinaron las densidades de las rocas y su susceptibilidad.

Nombre	Simbología	Densidad (gr/cc)	Suceptibilidad Magnética SI (1X10 ⁻³)
Aluvión		1.8-2.2	-0.01-0.2
Conglomerado		2-2.4	0-0.3
Basalto		2.9-3.2	80-120
Piroclastos		1.9-2.1	15-80
Brecha		2.7-3.1	60-70
Dique		2.6-3.2	40-90
Caliza		2.44-2.7	0-(-0.02)
Caliza		2.6-2.8	0-(-0.02)

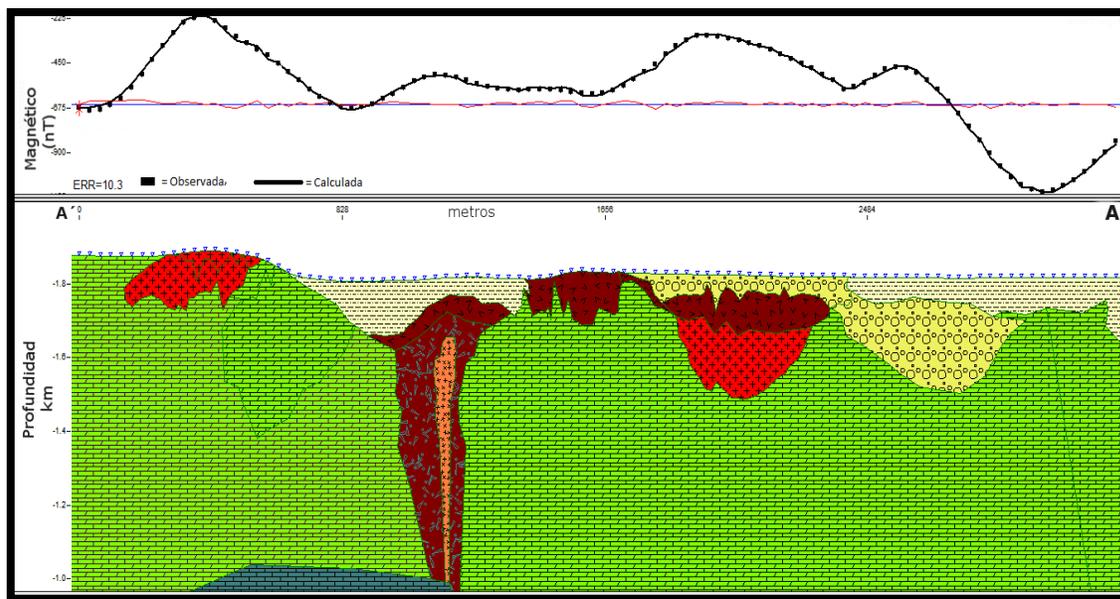


Figura 4.11 b) Muestra un perfil en donde se observa la inversión de datos magnéticos con un error de 10.3 % (cabe destacar que el perfil esta referenciado hacia el sur, es decir como si estuviéramos viendo de norte a sur la estructura). Vea la tabla 4.1 para ver la susceptibilidad magnética.

4.9 Profundidad de las fuentes magnéticas.

Determinar la profundidad de las anomalías de nuestro interés es de suma importancia. Debido a que esta anomalía podría estar relacionada con algún tipo de interés como; científico, académico, económico, etc. Por tal motivo se estiman diferentes profundidades con distintos métodos para tener mejor información acerca de su morfología y posición en el subsuelo.

La figura 4.12 a) y b) muestra las técnicas de que se utilizaron, para determinar la profundidad. Figura a) muestra el método de las tangentes, mejor conocido como Peters. Figura b) muestra el método de ancho medio, que se relaciona al ancho de la anomalía.

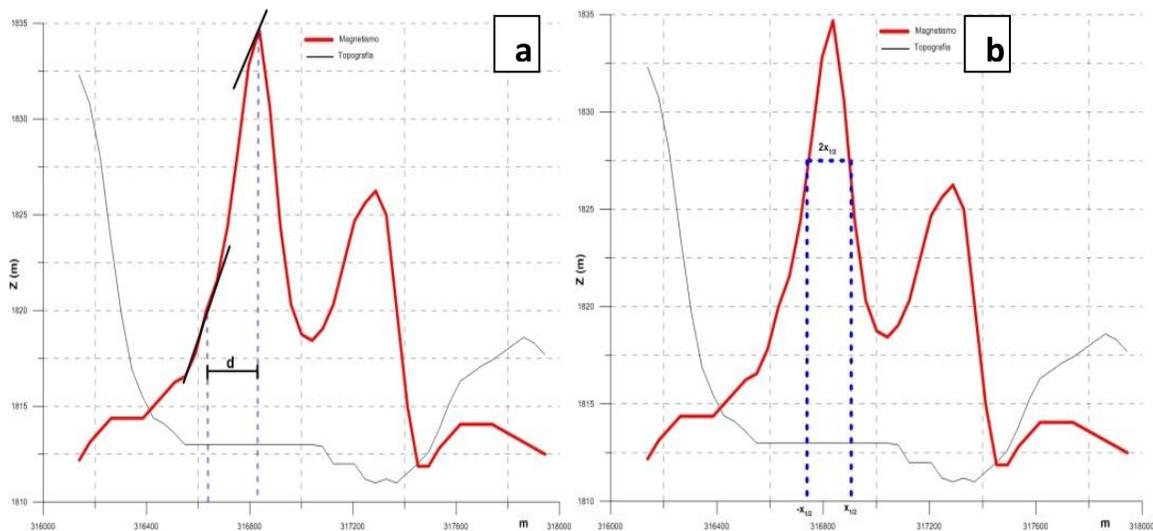


Figura 4.12 Muestra las graficas que se utilizaron, para determinar las profundidades con los métodos a) Peters y b) Ancho medio.

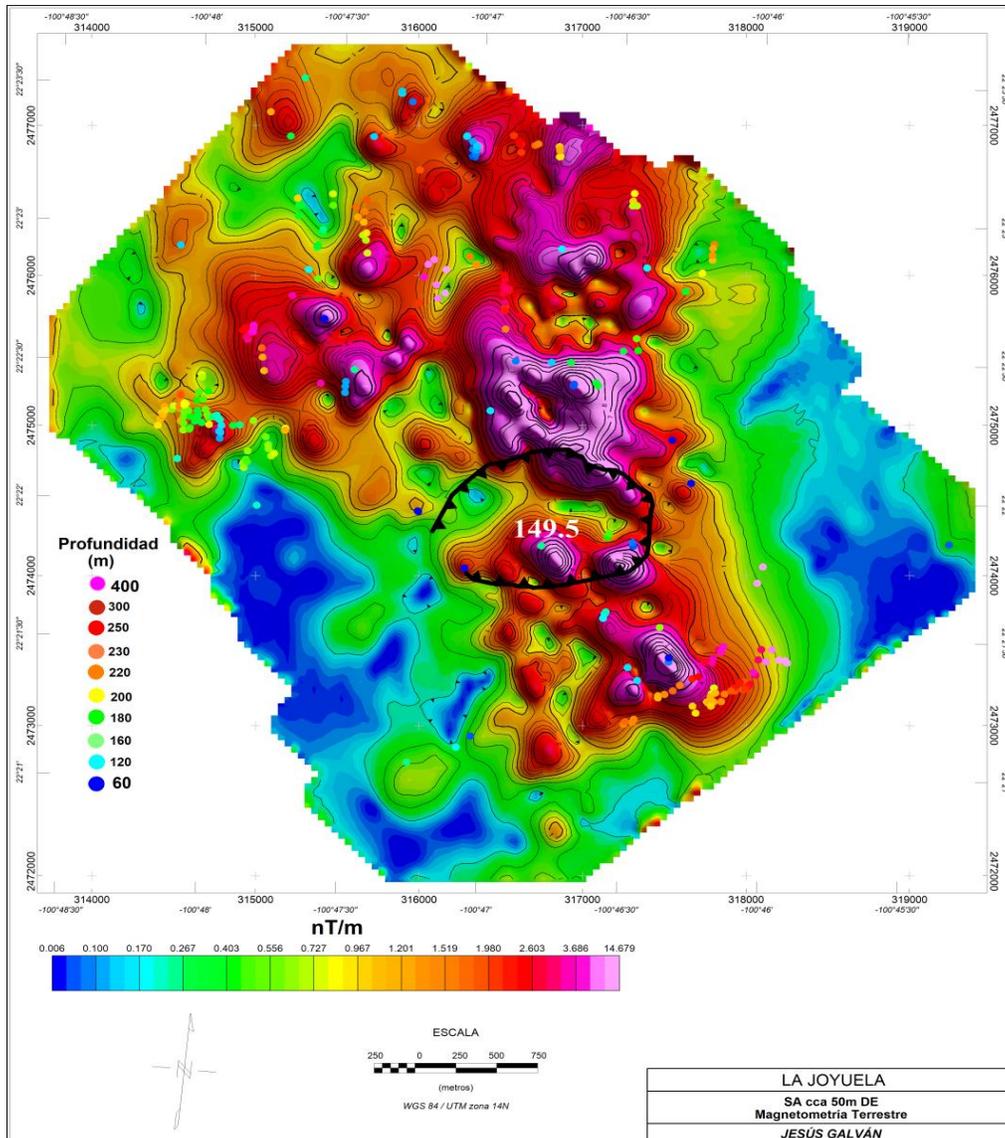


Figura 4.13. Mapa que muestra la deconvolución de Euler nos permite estimar la profundidad de las fuentes magnéticas. Para el caso de LJ se estimo la profundidad de 149.5 m.

La deconvolución de Euler, nos permite conocer las profundidades de nuestras fuentes magnéticas por medio de la ecuación 2.14. Para nuestro caso en particular el programa nos permite calcular las profundidades con algunas opciones geométricas simplificadas que se adecuen a nuestro objeto de estudio como son cilindros, esferas, placas, etc. A este objeto simplificado se le conoce como índice estructura N.

Para nuestro caso se utilizó una ventana operacional de 3 x 3 y el índice estructural de un dique $N= 1$. En la figura 4.13, muestra los resultados de las profundidades de las fuentes magnéticas.

La tabla 4.2, muestra los diferentes resultados que se obtuvieron con las diferentes técnicas que nos permiten estimar las profundidades de las fuentes magnéticas. Las distintas formas para determinar la profundidad de las fuentes magnéticas son; Método de Peters, método de ancho medio y deconvolución de Euler principalmente.

Tabla 4.2 Las distintas profundidades que se obtuvieron con respecto a cada uno de los métodos utilizados.

Método	Profundidad	Promedio
Amplitud media.	$Z_c = 200\ m$ $Z_t = 130\ m$	$Z \approx 165\ m$
Peters	145 m	$Z \approx 145\ m$
Deconvolución Euler.	149.5 m	$Z \approx 149.5\ m$
<u>Profundidad Promedio</u>		$Z \approx 153\ m$

4.10 Resultados Gravimétricos.

Se determinó un polinomio de tercer grado para quitar la contribución regional de los datos véase la figura 4.14. Y poder trabajar con el residual que hace referencia a la parte más superficial de la corteza terrestre.

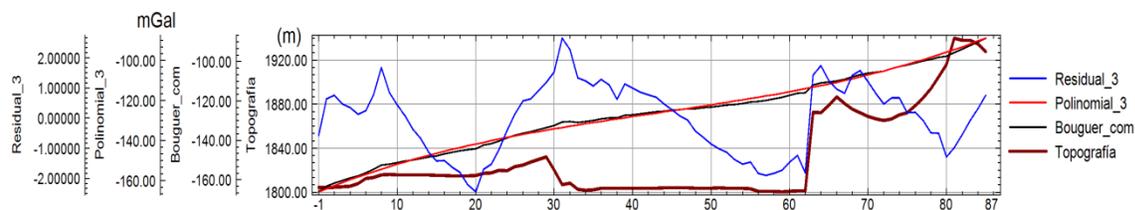


Figura 4.14 Muestra los perfil de la topografía, Anomalía completa de Bouguer, polinomio de tercer grado y el residual.

La figura 4.15 muestra las secciones de gravedad terrestre, con las reducciones mencionadas en el capítulo 2 (deriva, marea, latitud, altura, etc.) sección 2.10. En el mapa se muestra los puntos de observación de cada estación con su valor de gravedad, en una escala de colores.

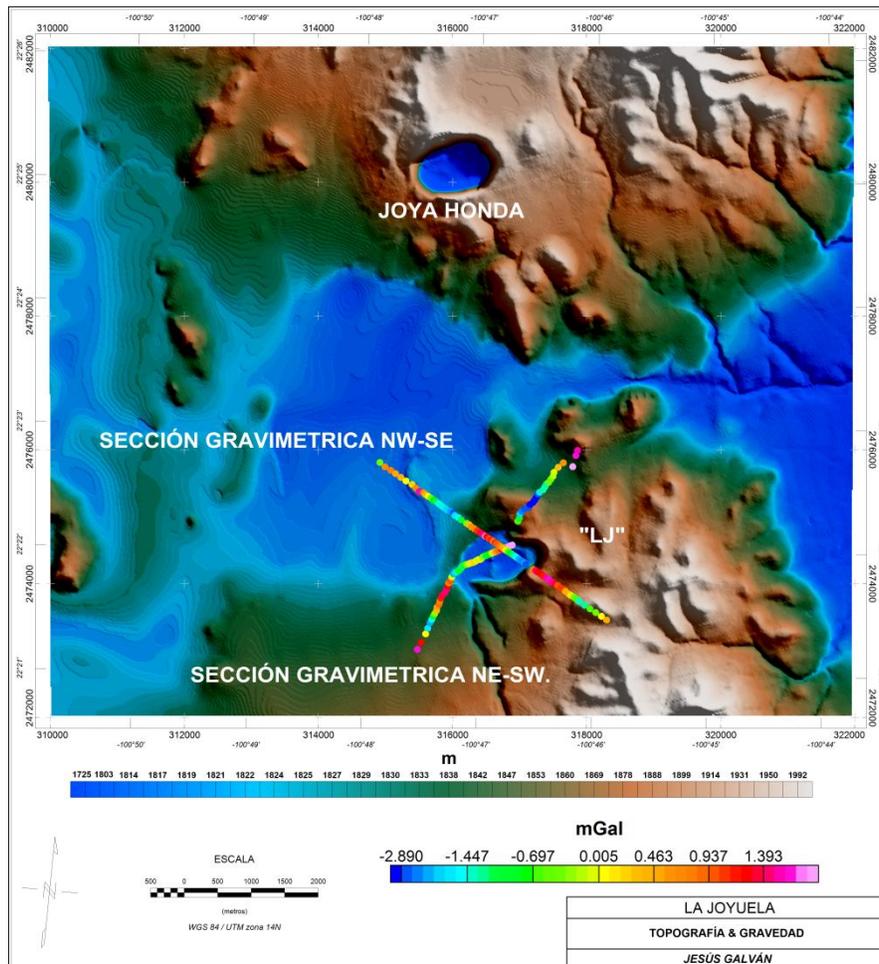


Figura 4.15 Se muestra el mapa de topografía que contiene las secciones Gravimétricas, en donde se aprecia cada una de las estaciones a lo largo de 4 Km, con estaciones a intervalos de 50 m. Y al interior del cráter a 25 metros. Estas dos secciones nos sirven, para determinar un modelo geológico que se ajuste a la respuesta observada.

La figura 4.16, muestra la inversión de la sección de gravedad con dirección NW-SE. Con las densidades y los polígonos construidos a partir de los datos obtenidos se pudo elaborar un modelo geológico que se describe en la tabla 4.1, y se obtuvo un ajuste entre la curva observada y calculada con un error de 0.35 %.

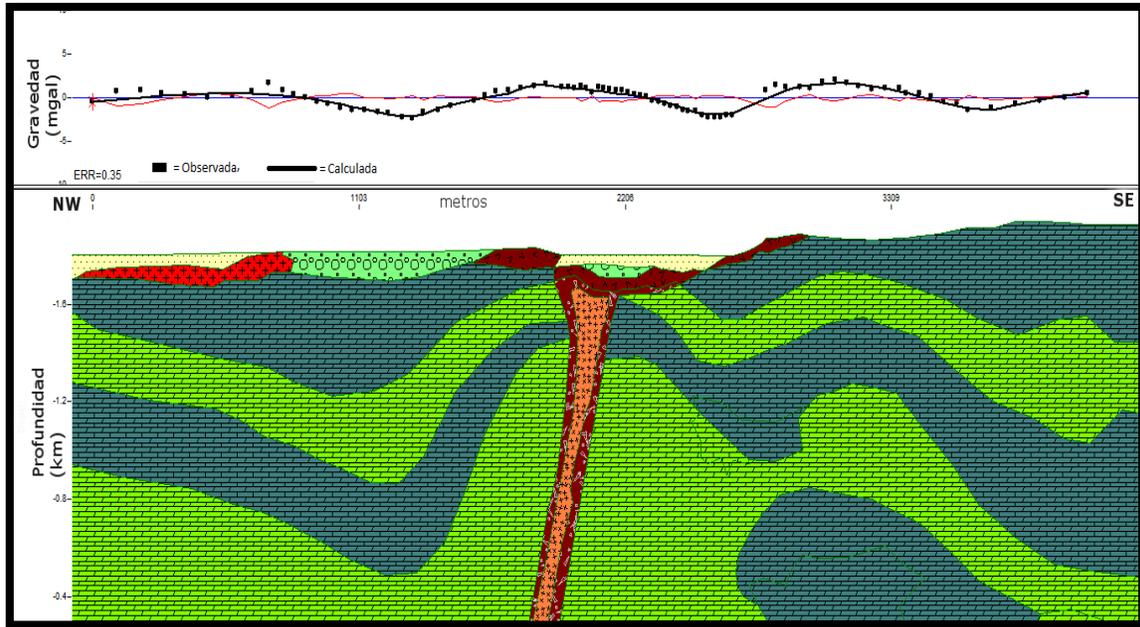


Figura 4.16 Muestra la inversión de datos Gravimétricos NW-SE un modelo geológico partir de los datos gravimétricos, con un error de 0.35 %.Se observa al centro de la Joyuela la diatrema que dejó la combinación de los fluidos. Vea la tabla 4.1 para ver la densidad de las rocas determinadas.

4.11 Resultados Electromagnéticos.

La Inversión de datos AMT, nos permite construir un modelo de resistividades en función de su frecuencia (Constable et al., 1987). Lo que permite obtener un modelo geométrico de la distribución de las resistividades y realizar una interpretación geológica de nuestros datos.

La inversión 1D se realizó en la Polarización TE, debido a que nuestra estructura y el modo TE son paralelos, con el algoritmo de Occam (Constable et al., 1987). Esto nos permite analizar la curva adquirida en campo y definir una serie de capas simplificadas en función la frecuencia. Es decir como si estuviéramos evaluando los cambios de la resistividad en función de su frecuencia (Green, 2003). Véase la figura 4.17 en donde muestra los sondeos con la inversión de Occam 1D.

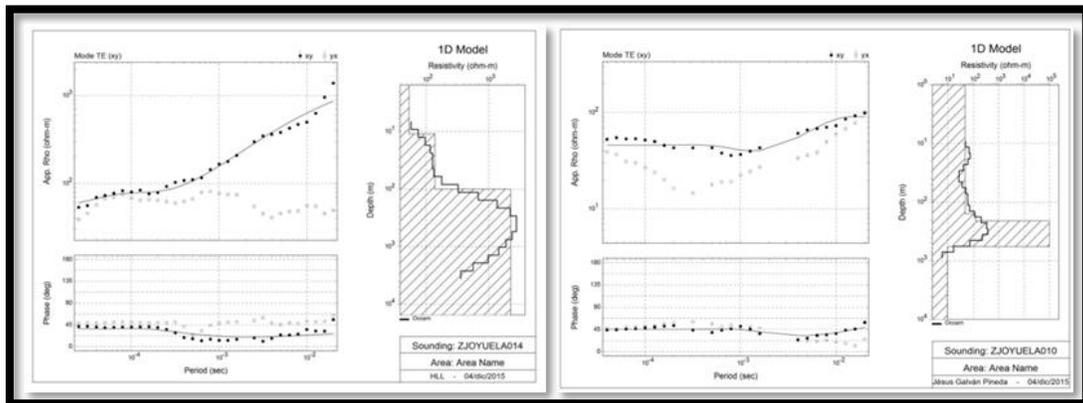


Figura 4.17 Muestra dos inversión 1D, que corresponde a los sondeos de La Joyuela ZJOYUELA014 y ZJOYUELA010, en el modo TE. Véase anexo 2 en donde aparecen las inversiones restantes de los sondeos.

La dimensionalidad del tensor de impedancia, es descrita por los diagramas polares. Esto nos permite tener una aproximación de cómo es nuestro medio y que dimensionalidad tiene. Si nuestro medio es 1D la conductividad varía solo a profundidad. Un medio 2D cuando una serie de capas conductoras son atravesadas por algún otro cuerpo y se hablará de dos modos de polarización TE y TM (Solís-Acosta, 2007). Y el caso 3D es cuando el cuerpo se presenta de forma masiva.

Los diagramas polares nos permiten hacer un análisis cuantitativo y cualitativo, para determinar la dimensionalidad de los datos a diferentes frecuencias, dirección de la estructura y ruido. Los diagramas polares muestran los módulos de las componentes del tensor de impedancia en función de la rotación del ángulo θ ($0 < \theta < 2\pi$) a diferente frecuencia (Green, 2003) véase ecuación 4.1.

$$\begin{aligned} Z_{xy}(\theta) &= Z_{xy} \cos^2 \theta + (Z_{yy} - Z_{xx}) \sin \theta \cos \theta - Z_{yx} \sin^2 \theta, \\ Z_{xx}(\theta) &= Z_{xx} \cos^2 \theta + (Z_{xy} - Z_{yx}) \sin \theta \cos \theta - Z_{yy} \sin^2 \theta. \end{aligned} \quad (4.1)$$

Donde la impedancia Z_{xy} y Z_{xx} , son dependientes del ángulo, que al variar de 0 a 2π , formando una serie de figuras geométricas, que fueron analizadas.

Analizando la forma de los diagramas polares nos da información acerca del nivel de distorsión o el ruido que sufrió la señal.

Para estructuras geoelectricas 1D, tiene una forma circular ocasionada por la antidiagonal (color negro) y las de la diagonal generan un punto (color rojo). Para una estructura geoelectrica 2D los valores de la antidiagonal, generan una elipse y los elementos restantes un trébol (color rojo). Y en caso de tener una estructura 3D se formaran elipses muy cerradas (cacahuates) y tréboles en el centro ocasionados por la diagonal principal (color rojo) véase anexo 2, en donde aparecen los diagramas polares de los sondeos analizados.

Por el contrario este método no es el más óptimo, ya que en ocasiones, las estructuras y las distorsiones de la señal son muy complejas, pero en nuestro caso funciona. En el anexo número 2 se muestran los diagramas polares de los sondeos del perfil 4 que se analizaron para determinar la dimensionalidad.

Los resultados que aparecen en la figura 4.18 pertenecen al análisis de dimensionalidad del perfil 4. Los diagramas polares de cada uno de los sondeos MT002, MT006, MT009, MT010, MT014, MT015 y MT016.

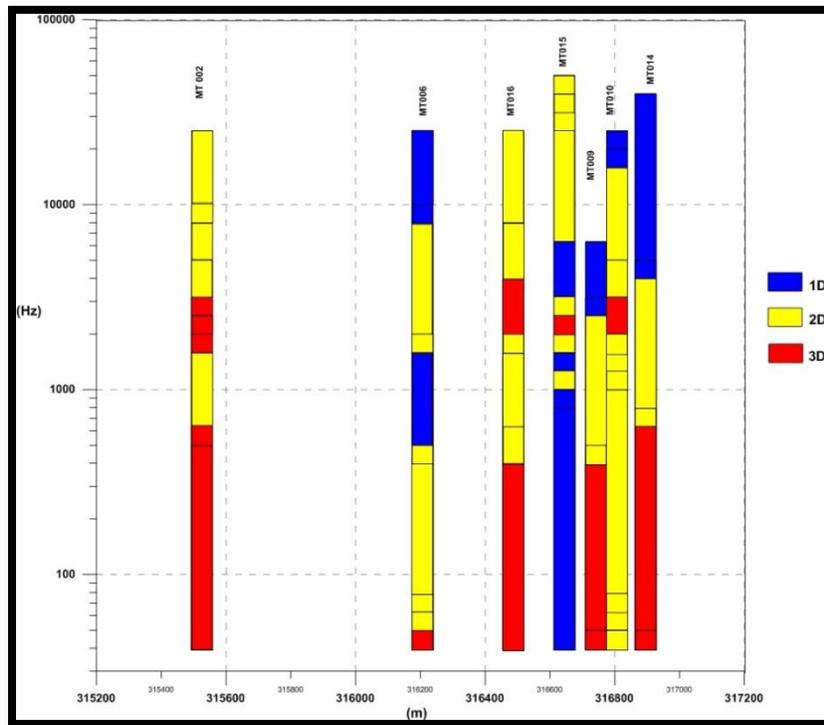


Figura 4.18 Muestra la dimensionalidad del perfil 4. Se puede observar que altas frecuencias tenemos un medio bidimensional y unidimensional (poca profundidad), pero a bajas frecuencias tenemos un comportamiento 3D, determinado por medio de la evaluación de los diagramas polares.

EL algoritmo que se utilizó para la aproximación del modelo geoelectrico 2D, está descrito por Rodi y Mackie (2001). A este algoritmo se le conoce como NLCG, por sus siglas en inglés (Nonlinear Conjugate Gradients). Tomando en cuenta la resistividad y la fase de los modos TE y TM iniciaremos las inversiones con errores grandes hasta reducirlo. Para comenzar la inversión los datos se proponen con un error al 50% en la resistividad y 20% en la fase de los modos TE y TM, posteriormente corremos el algoritmo NLCG.

Una vez terminada la primera iteración se hacen inversiones sucesivas, para disminuir el error. Con este método iterativo ajustamos primero la fase y posteriormente se ajusta la resistividad. Esto se realiza hasta llegar a un error aproximado de 5% en la resistividad y 2.5%, para la fase (Almaguer-Rodríguez, 2013). Lo cual permite obtener un mejor ajuste gradual de las curvas (fase y resistividad).

El error medio cuadrático (RMS obtenido) a partir de este procedimiento fue de 3.608 %. El resultado de la inversión de nuestro perfil se observa en la figura 4.19.

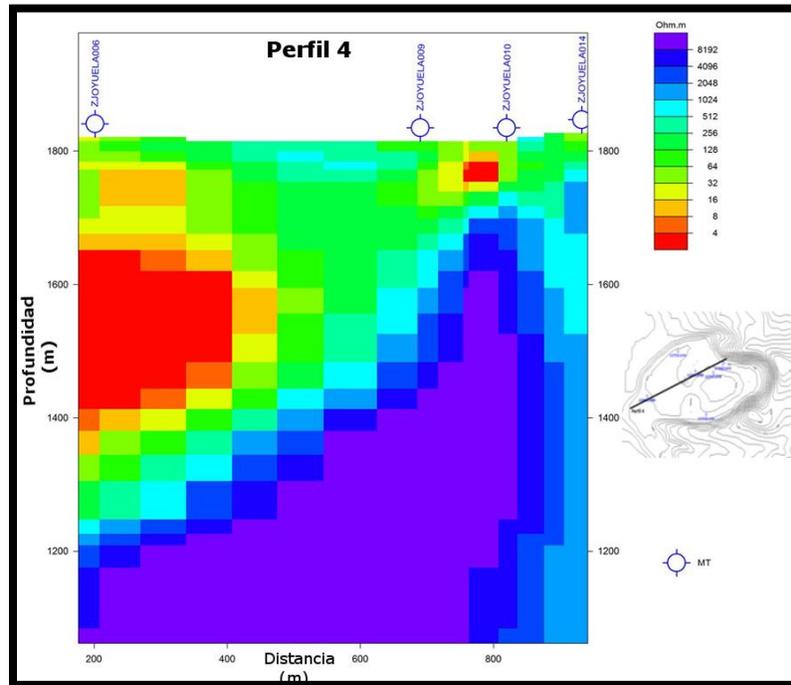


Figura 4.19 Muestra la inversión de los datos en los modos TE y TM como perfil geoelectrico, con un error de 3.6%. La zona de alta resistividad aparente se asume que es el dique que genero la explosión. Las zonas de baja resistividad se pueden asociar a las capas colapsadas posteriormente de la explosión y las más superficiales a la sedimentación posteriormente.

5 Conclusiones.

5.1 Conclusiones generales.

1.- Las configuraciones geofísicas muestran la existencia de una anomalía dentro del cráter que se ha interpretado y asociada a una estructura geológica tipo diatrema.

2.- Las diferentes metodologías magnéticas de interpretación aplicadas a la anomalía correlacionada con el cráter dan profundidades medias de una fuente que se ubica en promedio a 153 m, que se asocia a una estructura tipo dique que pudiera correlacionarse con la diatrema.

3.- Los DAM muestran en la zona la existencia de tres unidades geológicas asociadas a traquitas (DAM I), calizas-lutitas (DAM II) y andesitas-sedimentarias (DAM III).

4.- La zona del cráter se asocia con el DMT IA de características volcánicas, rodeado en su mayoría por dominios asociados con rocas sedimentarias marinas.

5.- Con la inversión de los datos gravimétricos se generó un modelo geológico geofísico en donde se puede modelar la diatrema y la potencial existencia del dique que puede ser uno de los elementos responsable de la explosión.

6.- Las inversiones de los datos AMT permitieron interpretar una zona de alta resistividad que se asocia con la existencia de un dique correlacionado a la posible existencia de la diatrema.

5.2 Trabajos futuros.

Elaborar una inversión conjunta con los datos de Gravedad y Magnetismo, para poder tener un modelo más ajustado. Esto nos permitirá tener un mejor visión de la diatrema. Además de realizar el modelo inverso NE-SW de gravedad, magnético. Esto nos permitirá elaborar la inversión 3D de nuestros datos.

Para el método AMT tenemos que realizar una inversión 3D, ya que la estructura se vuelve compleja en profundidad. Esto nos permitirá mejorar la resolución de nuestro trabajo y darle más certeza.

Referencias.

Almaguer-Rodríguez, J. L., (2013), Estudio Magnetotelúrico con fines de interés Geotérmico en el sector norte del nevado de Ruiz, Colombia. (Tesis de Pregrado). Universidad Autónoma de México, Centro de Geociencias, México.

Álvarez J. (1958), Provincias fisiográficas de la república Mexicana. XX Congreso Geológico Internacional.

Aranda-Gómez, J.J. y Labarthe-Hernández, Guillermo, 1977, Estudio geológico de la Hoja Villa Hidalgo, S.L.P.: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico núm. 93.

Aranda-Gómez, J.J., Luhr, J.F. y Pier, J.P., (1993), The La Breña – El Jagüey Maar Complex Durango, México: I. Geological evolution. Bulletin of Volcanology 54, p. 393-404.

Baranov, V., (1957), “A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo gravimetric anomalies” Geophysics 22 (1957), 67-79.

Baranov, V. y Naudy H., “Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole” Geophysics 29 (1964), 67-79.

Blaikie, T. N., (2014), The application of geophysical modeling techniques to understand the subsurface morphology, eruptive history and magma volumes of maar volcanoes within the Newer Volcanic province, South-Eastern Australia. (Tesis de pregrado). School of Earth, Atmosphere and Environment Monash University, Clayton, Victoria, Australia.

Blakely, R. J., (1996), Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications, Cambridge University Press. Science 464 pp.

Breiner, S. (1999), Application manual for portable magnetometers. Geometrics, San José, California. EUA. 60 pp.

Burger, H. R (1992), Exploration using magnetic method in exploration geophysics of the shallow subsurface. Prentice Hall. Pp 389- 452.

Cagniard L (1953), Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. Geophysics 18:605–635

Cantos, J (1974), Tratado de Geofísica Aplicada. Pp 5-33, 105-175, 379-433.

Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Geología y Geoquímica oficina regional Saltillo. (2000), Informe de la carta Geológica-Minera Monterrey G14-7.

Constable, S. C., R. L. y Constable, C. g. (1987), Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics, 52, 289-300.

Dávila-Harris, P., (2003), "HISTORIA ERUPTIVA DEL CRÁTER "La Joyuela", SAN LUIS POTOSÍ" (Tesis de pregrado). Universidad Autónoma de San Luis Potosí. México.

Ganiyu, S. A., Badmus B. S., Awoyemi M. O., Akinyemi O. D., Olurin T., (2013), Upward Continuation and Reduction to Pole Process on Aeromagnetic Data of Ibadan Area, South-Western Nigeria. Earth Science. Vol, 2. p. 66

Geometrics, (2012), Operation Manual for Stratagem systems running IMAGEM ver. 2.16. Geometrics, Inc

Geometrics, EMI. (2007), Operation Manual for Stratagem Systems running IMAGEM ver. 2.19. www.geometrics.com

Geosoft Inc, (2007), "Oasis Montaj Versión 6.4.2." Copyright, Geosoft Inc.

Green, M. A., (2003), Magnetotelluric crustal studies in Kenia, Alaska. Master thesis. Center for Gravity, Electrical & Magnetic Studies. Colorado School of Mines.

Henderson, R. G., 1970, On the validity of the upward continuation integral for total magnetic intensity data: *Geophysical*, 35, 916-919.

Herman, R. (2001), An introduction to electrical resistivity in geophysics. *Am. J. Phys.*, Vol. 69, No. 9. Pp 943-952

Hinze, W. J., Ralph R. B., Von F. and Afif, H. S. (2013), *Gravity and Magnetic Exploration*. Cambridge University Press. Pp 430.

Hummel, J. N. (1929), Der Scheinbare spezifisch e wider stand beivier plan parallele Schichte. *Zeitschriftfür geopgys*. V. pág. 32.

INEGI (2005), Prontuario de información geográfica municipal de los estados unidos Mexicanos. Cerro de San Pedro, San Luis Potosí. Clave Geoestadística 24009 año 2009.

Labarthe-Hernández G., Tristán-González, M y Aranda-Gómez, J.J., (1982), Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 85.

Labarthe-Hernández, G., (1978), Algunos xalapascos en el Estado de San Luis Potosí: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, Folleto Técnico 113.

Longman, I. M., (1959), Formulas for Computing the Tidal Acceleration Due to the Moon and Sun. *Jour. Geophys. Res.*, 64 (12), 2351-2355

Lorenz, V., (2007), Syn-and posteruptive hazard of maar-diatreme volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 159, 285-312.

Lowrie W., (2007), *Fundamentals of Geophysics*. United Kingdom. University Press Cambridge.

Martínez, F. M, (2010), "Métodos geofísicos aplicados en la exploración del agua subterránea, caso: acuífero de Villa Hidalgo, S.L.P" (tesis de pregrado). Instituto Potosino de Investigación científica y Tecnológica, posgrado en Ciencias Aplicadas. México.

Miranda, S., Herrada, A., Pacino, M. C.,(2013), Respuesta instrumental del gravímetro scintrexautograv CG-5 (S/N 40484) en modo continuo y re levantamiento. GEOACTA 38 (1); 1-14 (2013)

Morrison, F., y Becker, A. (Mayo de 2015), Applied geophysical.berkeley.edu. Recuperado en Septiembre de 2015, de <http://appliedgeophysics.berkeley.edu>

Nabighian, M. N., (1972), the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section-its properties and use for automated anomaly interpretation: Geophysical, 49, 780-786 pp.

Naidu, G. D., (2012). Deep Crustal Structure of the Son-Narmada-Tapti Lineament, Central India. Springer Thesis.

NOAA, NESDI & CCEI, (2015). World Magnetic Model (WMM), Recuperado de <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/WMM/>.

Orellana, E. 1982, Prospección geoelectrica de corriente continua. Segunda edición Biblioteca técnica Phylips. Madrid. pp 50-80.

Radinsa Consulting (2012), Recuperado en Octubre de 2014, de <http://www.radinsa.com/contaminación-electromagnetica/>

Parasnis, D. S, (1986), Principles of applied Geophysics, 4th ed. London, New York: Chapman & Hall. Price. 402 pp.

Pérez-Corona, F.Y. (2011), "Caracterización geofísica de ambientes cársticos, caso: Poljé de Joya de Luna, San Luis Potosí, México", (tesis de pregrado).

Instituto Potosino de Investigación científica y Tecnológica, posgrado en Ciencias Aplicadas. México.

Peters, L.J., (1994), The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, 14(3): 290-320.

Raisz, E., (1959), *Landform of México*: Cambridge, Mass., Mapa Escala 1:300 000.

Reynolds J. M. (2005), *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. W. J Wiley. pp. 716.

Robinson, E. S, y Couruh, C., (1988), *Basic exploration in geophysics*. Wiley and Sons. Pp 562.

Rodi, W.L., Mackie, R.L., (2001), Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotellurics inversion. *Geophysics*, Vol 66, p. 174-187.

Roy, K. K., (2007), *Potential Theory in Applied Geophysics*. Springer Science & Business Media, Nov 15, 2007 - Science - 651 pages.

Schmid, A., I. Sonder, R. Seegelken, B. Zimanowski, R. Buttner, M. T. Gudmundsson, B. O diddsson (2010), "Experiments on the heat discharge at the dynamic magma-water-interface", *Geophys. Res. Lett.*, 37, L20311.

Scintrex. (2006), *CG-5 operation Manual*. www.scintrex.com

Servicio Geológico Mexicano. (1995), *Carta del Campo Magnético Villa Hidalgo F14-A47 San Luis Potosí*.

Servicio Geológico Mexicano. (2003), *Carta Geológico-Minera Villa Hidalgo F14-A47 San Luis Potosí*.

Solís-Acosta, T., (2007), "El método MT para la prospección de estructuras superficiales" (Tesis de pregrado) Universidad Nacional Autónoma México (UNAM).

Talwani, M, Worzel, J. L.; and Landisman, M., (1959), "Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone," *Journal of Geophysical Research*. 64, 49-59.

Talwani, M., y Heirtzler J. R., (1960), "Computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape," *Geophysics* 25, 203-25.

Tarling, D. H., (1983), *Paleomagnetism principles and applications in geology, geophysics and archaeology*. ix +390 pp. London, New York: Chapman and Hall.

Telford, W. M., Geldart, L.P., Sheriff R.E and Keys, D.A. (1990). *Applied Geophysics*, 2nd edn. Cambridge: Cambridge University Press.

Thompson, D.T. (1982), EULDPH a new technique for marking computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47 31-37.

Tikhonov, A. N., y Arsenin, V. Y., (1977). *Solutions of ill-posed problems*: V. H. Winston and Sons.

Torres-Gaytan, D. E., (2013), *Estudio geofísico aplicado a la exploración mineral en El Milagro de Guadalupe, Municipio de Guadalcázar, estado de San Luis Potosí*, (tesis de pregrado). Instituto Potosino de Investigación científica y Tecnológica, posgrado en Geociencias Aplicadas. México.

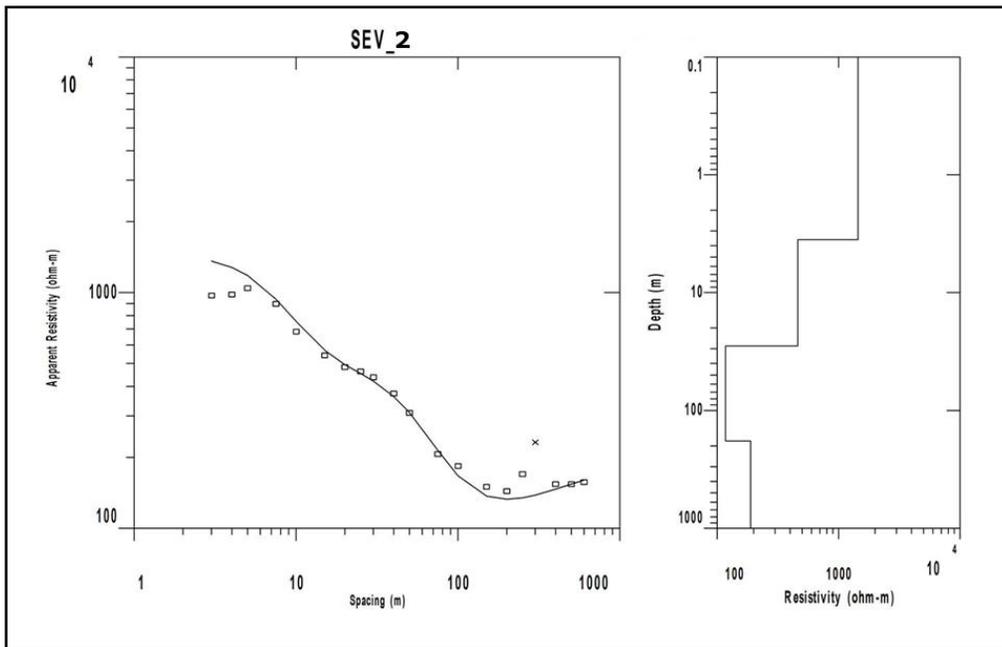
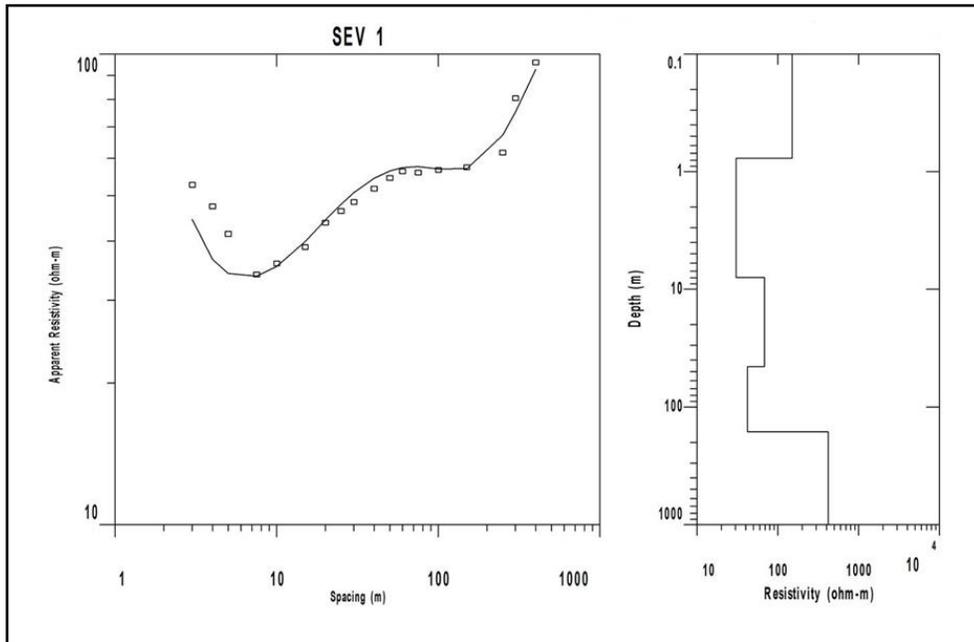
Vozoff, K., (1972), The Magnetotellurics method in the exploration sedimentary basins. *Geophysics*, 37, pp. 98-141.

Won, M. Bevis (1987), Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon-algorithms and FORTRAN subroutines. *Geophysics*, v.52 (no.2), pp. 232-238.

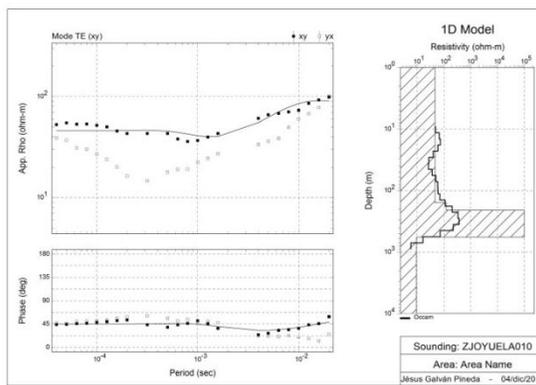
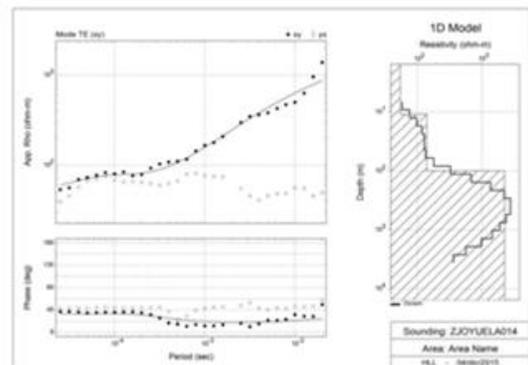
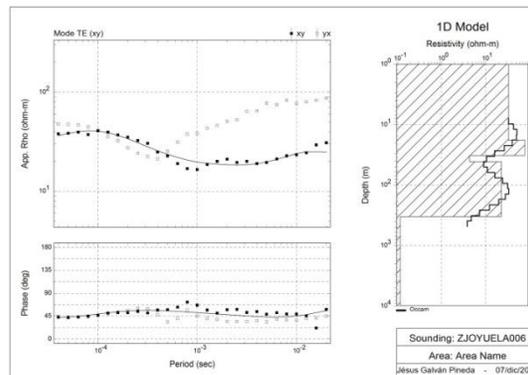
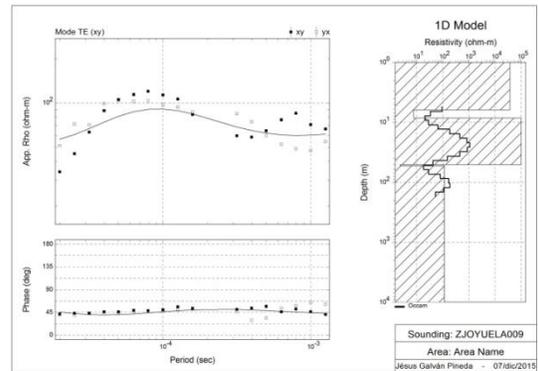
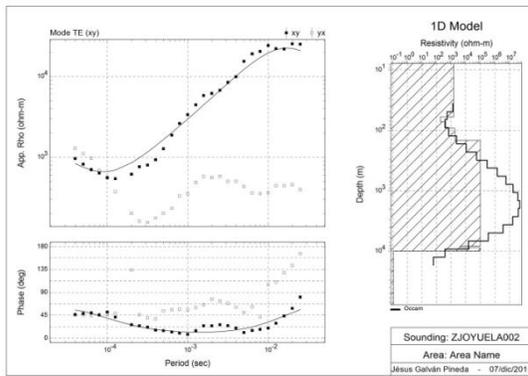
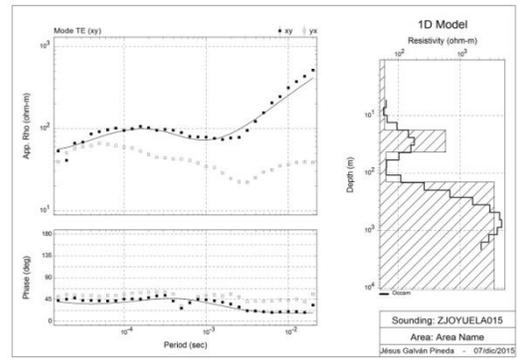
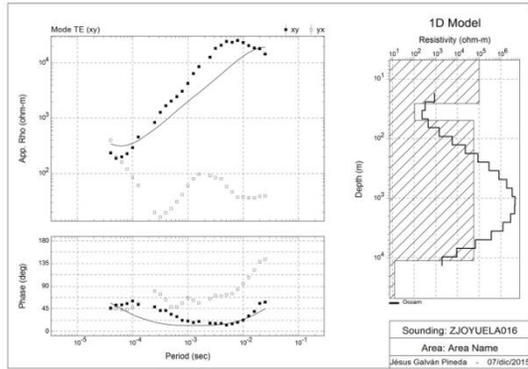
www3.inecol.edu.mx. (Enero de 2010), Recuperado el Agosto de 2015, de <http://www3.inecol.edu.mx/maduver/index.php/cambio-climatico/1-que-es-el-clima.html>.

Zimanowski, B. (1998), Phreatomagmatic explosions, in *From Magma to tephra*, edited by A. Freundt and M. Rosi, pp. 25-54. Elsevier, New York.

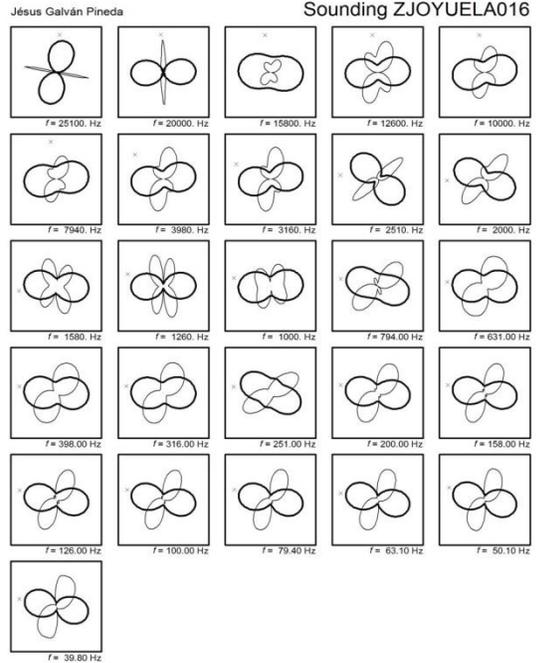
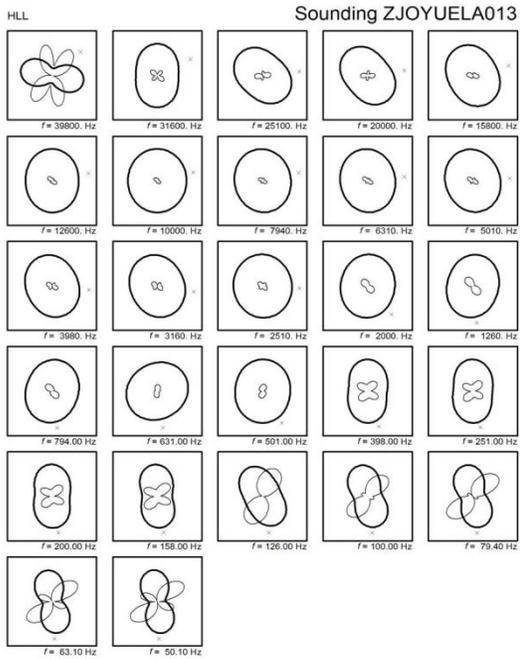
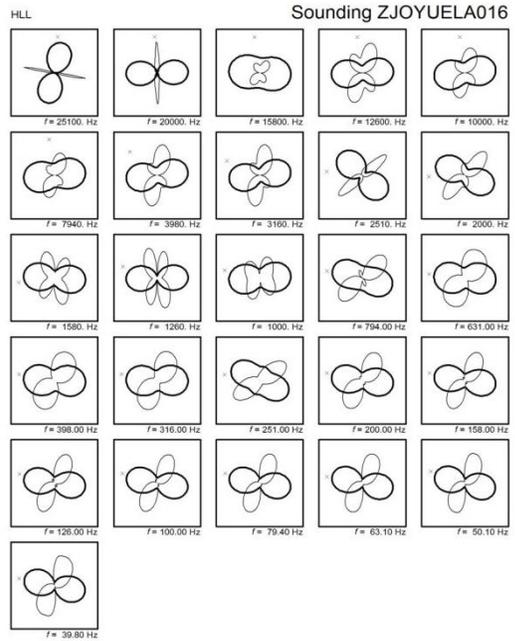
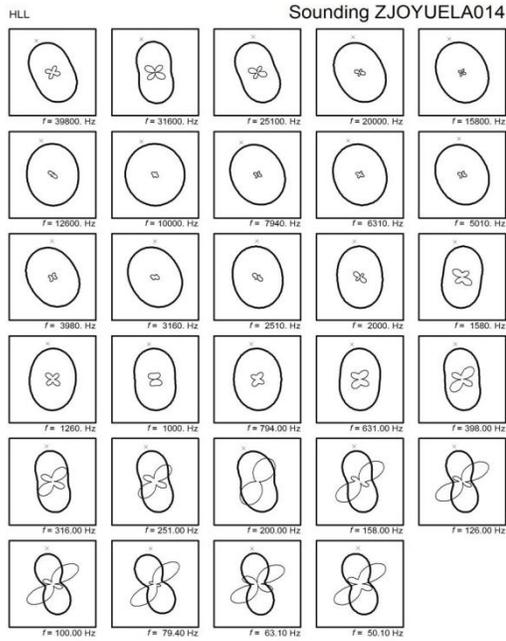
Anexo 1. SEV



Anexo 2. Modelos 1D AMT

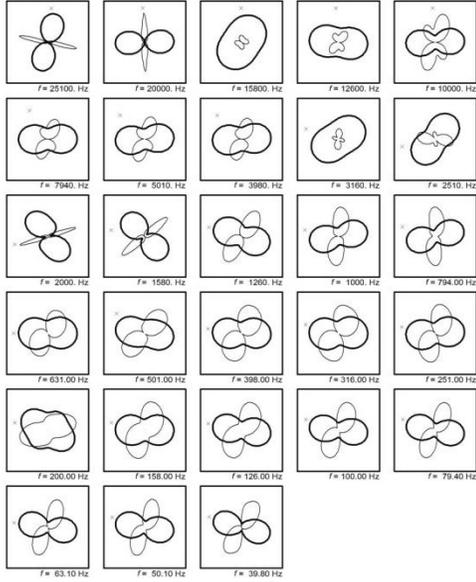


Anexo 3. Diagramas polares.



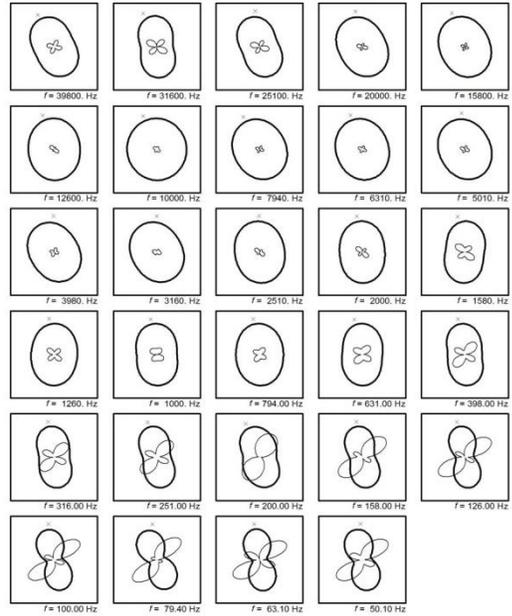
Jésus Galván Pineda

Sounding ZJOYUELA002



Jésus Galván Pineda

Sounding ZJOYUELA014



Jésus Galván Pineda

Sounding ZJOYUELA009

