

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y
AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES
INTRUSIONES EN LA CARTA EL
BATAMOTE, SONORA CENTRAL, MÉXICO:
IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN
MINERA.

TESIS

Que para obtener el Grado de:

Maestro en Ciencias-Geología.



PRESENTA:

NADIA ELVIRA SILVA PEÑA

Hermosillo, Sonora, Enero de 2019

A mis padres

María del Carmen Peña

Francisco Javier Silva



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

F01

Hermosillo, Sonora, a 07 de Enero del 2019

Dr. Jesús Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología

Por este conducto y de la manera más atenta, me permito someter a su consideración, para su aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

**"ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES
INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA CENTRAL, MÉXICO:
IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA."**

Esto es con el fin de que la alumna: **NADIA ELVIRA SILVA PEÑA**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedo de Usted.

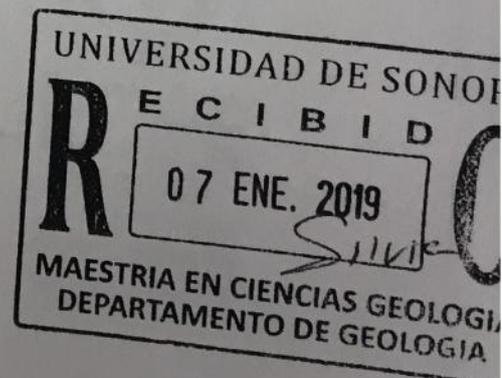
ATENTAMENTE

Dra. Silvia Martínez Retama

Directora de Tesis

Dr. Efrén Pérez Segura

Co-Director de Tesis



C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo



División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

Hermosillo, Sonora a 08 de enero de 2018

Dra. Silvia Martínez Retama
Directora de Tesis
Dr. Efrén Pérez Segura
Co-Director de Tesis

Por este conducto les comunico que ha sido aprobado el tema de tesis
propuesto por Ustedes, intitulado:

"ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES
INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA CENTRAL, MÉXICO:
IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA"

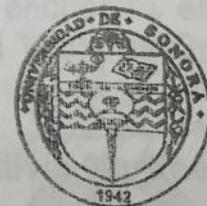
Esto, con el fin de que la alumna NADIA ELVIRA SILVA PEÑA pueda
presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo
les comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Table with 2 columns: Name and Position. Rows include Dr. Ricardo Vega Granillo (Presidente), Dr. Efrén Pérez Segura (Secretario), Dr. Luis Manuel Alva Valdivia (Vocal (Sinodal Externo)), and Dra. Silvia Martínez Retama (Vocal).

Sin otro en particular quedo de Ustedes

Atentamente

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA

C.c.p. Interesada
C.c.p. Archivo



División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

NOMBRE DE LA TESIS:

**"ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES
INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA CENTRAL, MÉXICO:
IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA"**

NOMBRE DE LA SUSTENTANTE:

NADIA ELVIRA SILVA PEÑA

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Ricardo Vega Granillo

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Efrén Pérez Segura

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dr. Luis Manuel Alva Valdivia

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dra. Silvia Martínez Retama

Atentamente

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

F07

Hermosillo, Sonora, a 07 de Enero de 2019

Dr. Jesús Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología

Por medio de la presente, nos permitimos informarle que después de revisar y aprobar el trabajo de tesis de la alumna **NADIA ELVIRA SILVA PEÑA**, hemos acordado que la presentación del examen de grado de la alumna se lleve a cabo el día jueves 10 de enero del presente a las 10:00 horas.

Sin otro particular, quedamos a la espera de su respuesta.

ATENTAMENTE
Comité de Tesis

Dr. Ricardo Vega Granillo

Dr. Luis Manuel Alva Valdivia

Dra. Silvia Martínez Retama
Director de Tesis

Dr. Efrén Pérez Segura
Co-Director de Tesis

C.c.p. Archivo





División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

Hermosillo, Sonora a 08 de enero de 2019

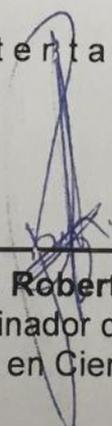
Dra. Silvia Martínez Retama
Directora de Tesis
Dr. Efrén Pérez Segura
Co-Director de Tesis

Por este conducto y en atención a la solicitud recibida el día de hoy, 08 de enero del presente, les comunico que ha sido aprobada la fecha para la presentación de Examen de Grado de la alumna **NADIA ELVIRA SILVA PEÑA** propuesta por el Comité de Tesis.

Dicho examen se llevará a cabo el día **jueves 10 de enero del presente a las 10:00 horas** en el *Auditorio del Departamento de Física*.

Sin otro en particular quedo de Ustedes

Atentamente



Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**

C.c.p. Archivo

AGRADECIMIENTOS

Al Consejo de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo brindado para realizar mis estudios de posgrado en el programa Maestría en Ciencias - Geología en la Universidad de Sonora (UNISON), en el periodo 2016-2018 (beca 787888/614408).

Agradezco a la Universidad de Sonora por mi formación, a la División de Ciencias Exactas y Naturales por el apoyo otorgado para la realización de las estancias de investigación y la participación en congresos. Al Departamento de Geología por el apoyo financiero para la ejecución del trabajo de campo y el estudio petrográfico. Así como la facilitación del equipo necesario para llevar a cabo este trabajo.

Un agradecimiento especial a mi directora de tesis Dra. Silvia Martínez Retama por su orientación a lo largo de este trabajo, así como por realizar las gestiones necesarias para mi asistencia a los diferentes eventos académicos a los que tuve la oportunidad de asistir. Agradezco a mi co-director Dr. Efrén Pérez Segura y al Dr. Ricardo Vega Granillo por su guía y contribución a este trabajo, por su tiempo y por sus acertados comentarios, así como por la revisión del manuscrito de tesis. Al Dr. Luis Manuel Alva Valdivia por su participación en este proyecto, por recibirnos en el Instituto de Geofísica de la UNAM y apoyarnos en la medición de propiedades magnéticas.

Un agradecimiento muy especial al M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña por recibirme en una estancia de investigación en CICESE, pero sobre todo por su tiempo, interés y la dedicación que le brindo a este trabajo. Por examinarlo desde la raíz y por su gran ayuda en las correcciones necesarias, así como por su conocimiento compartido y las experiencias aportadas.

Gracias al M.C. Adrián Grijalva y al M.C. Mariano Morales Montaña por los consejos otorgados, a María Loreto por ser mi *zoom to layer*. A mis compañeros y amigos de la MCG, a Dunnia Campos que a pesar de la distancia siempre estuvo allí para resolver mis dudas geofísicas. Muchas gracias a José Alberto Villalpando Sesma por ser mi compañero de campo, por todo su apoyo a lo largo de este trabajo, por ser mi calma en el caos.

Finalmente, quiero agradecer a mi familia, a mis padres María del Carmen Peña Olivas y Francisco Javier Silva Silva por todo su esfuerzo, cariño y apoyo. A mis hermanos Panchi e Iván y a al pequeño Fco. Rafael por ser la alegría de la familia.

RESUMEN

La carta El Batamote se ubica a 25 km en línea recta al noroeste de Hermosillo, Sonora, México, cubriendo un área de 899 km². En la geología superficial se tienen aflorando rocas desde el Neoproterozoico al Holoceno, encontrándose aproximadamente la mitad de la carta cubierta por sedimentos de las rocas preexistentes.

Con el fin de identificar las principales estructuras geológicas que se encuentran en el subsuelo y determinar su posible relación con las zonas mineralizadas presentes en la carta El Batamote, se realizó un estudio gravimétrico con datos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) y de perfiles gravimétricos medidos en este trabajo, así como un análisis a partir de la aeromagnetometría del Servicio Geológico Mexicano (SGM).

El procesamiento de los datos gravimétricos consistió en realizar la separación regional-residual por el método de Zeng (1989), posteriormente se aplicaron diferentes filtros a la anomalía de Bouguer con el fin de enfatizar las anomalías de interés. A partir de la anomalía residual se realizó la modelación bidimensional de perfiles perpendiculares a las anomalías, donde los modelos se ajustan a la morfología del *Basin and Range*. Las secuencias que se encuentran rellenando los valles presentan un espesor máximo de 1100 m. Las profundidades obtenidas mediante el método de deconvolución de Euler se correlacionaron con las obtenidas en la etapa de modelado.

Del análisis de lineamientos aeromagnéticos se obtuvo que los principales lineamientos tienen una orientación principal NW-SE, donde el filtro que arrojó una mejor definición de éstos fue la derivada de Tilt (Miller y Singh, 1994). Para el análisis de estructuras profundas se emplearon continuaciones ascendentes, reflejando la presencia de dos altos magnéticos a profundidad en los laterales de la carta.

Las profundidades promedio a la cima de los cuerpos obtenidas mediante el método de deconvolución de Euler se encuentran en el rango de 500 a 2000 m, las cuales se correlacionan con las obtenidas mediante el análisis espectral. A partir de este último se realizó la separación entre la anomalía magnética regional y residual. Una vez obtenida la anomalía residual se procedió a la modelación tridimensional (3D) de las anomalías de interés, donde el mejor ajuste

se obtuvo con la geometría de diques verticales con profundidades a la cima de 500 a 1000 m y espesores promedio de 250 m.

ABSTRACT

The El Batamote area is located 25 km in a straight-line northwest of Hermosillo, Sonora, Mexico, covering an area of 899 km². The superficial geology contains rocks from the upper Proterozoic till the present, which half of the area is covered by tertiary and quaternary sediments.

A gravimetric study was performed with data from INEGI and from gravimetric profiles measured in this work in the order to identify the main geological structures that are found in the underground and determine its possible relationship with the mineralized zones present in the Batamote area, as well as an analysis from the aeromagnetometry of the SGM.

Gravimetric data processing consisted in making the regional-residual separation for the method of Zeng (1989), subsequently different filters were applied to the Bouguer anomaly to emphasize the anomalies of interest. From the residual anomaly was the bidimensional modeling of the perpendicular profiles of the anomalies, where the models are adjusted to the morphology of Basin and Range. The sequences that are filling the valleys have a maximum thickness of 1100 m. The depths obtained by the Euler deconvolution method are correlated with those obtained at the modeling stage.

The study of aeromagnetic data consisted in the analysis of aeromagnetic lineaments using different filters as vertical derivatives, analytical signal and the Tilt derivative (Miller and Singh, 1994), the last one being the one that gives a better definition of the main aeromagnetic lineaments with a main orientation NW-SE. For the analysis of deep structures were used the ascending continuations, reflecting the presence of two magnetic high at depth on the sides of the area.

Euler Deconvolution method was used to estimate the depths of magnetic sources, where the average depths to the top of the bodies have a range of 500 to 2000 m which are correlated with

those obtained through spectral analysis. From the last one was the separation between regional and residual magnetic anomaly. Once we obtained the residual anomaly we proceeded to 3D modeling of the anomalies of interest, where the best fit was obtained with the geometry of vertical dikes with depths to the top of 500 to 1000 m and average thicknesses of 250 m.

ÍNDICE

	Página
CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	1
I.1 Objetivos	2
I.1.1 Objetivo General	2
I.1.2 Objetivos específicos	2
CAPÍTULO II. GENERALIDADES	3
II.1 Antecedentes	3
II.2 Geografía	5
II.2.1 Localización	5
II.2.2 Acceso y vías de comunicación	6
II.2.3 Clima y Vegetación	7
II.3 Fisiografía e Hidrografía	7
II.4 Metodología	8
CAPÍTULO III. GEOLOGÍA	11
III.1 Geología local	11
III.1.1 PRECÁMBRICO	12
III.1.1.1 Neoproterozoico	12
III.1.1.1 Dolomía-Arenisca	12
III.1.2 PALEOZOICO	12
III.1.2.1 Cámbrico temprano	12
III.1.2.1.1 Metacaliza-Cuarcita y Cuarcita	12
III.1.2.2 Cámbrico medio	13
III.1.2.2.1 Metacaliza-Dolomía	13

III.1.2.3 Ordovícico	14
III.1.2.3.1 Caliza-Arenisca	14
III.1.2.4 Silúrico-Devónico	15
III.1.2.4.1 Caliza-Dolomía	15
III.1.3 MESOZOICO	16
III.1.3.1 Jurásico inferior	16
III.1.3.1.1 Conglomerado oligomítico	16
III.1.3.1.2 Arenisca-Caliza	16
III.1.3.2 Cretácico superior	17
III.1.3.2.1 Dacita-Andesita	17
III.1.3.3 Cretácico superior-Paleógeno	18
III.1.3.3.1 Granito-Granodiorita	18
III.1.3.3.2 Diorita-Cuarzodiorita	19
III.1.3.3.3 Pórfido Cuarzomonzónico	19
III.1.3.3.4 Diques (intermedios y ácidos)	20
III.1.4 CENOZOICO	21
III.1.4.1 Paleógeno-Neógeno	21
III.1.4.1.1 Andesita	21
III.1.4.1.2 Conglomerado Polimítico-Arenisca	22
III.1.4.1.3 Toba Riolítica	22
III.1.4.1.4 Ignimbrita de Hermosillo/Toba San Felipe	23
III.1.4.1.3 Basalto	24

III.1.4.2 Cuaternario	25
III.1.4.2.1 Grava	25
III.1.4.2.2 Arenas-limos y aluvión	25
III.2 Geología Estructural	26
III.3 Marco Tectónico	27
III.4 Zonas Mineralizadas	29
III.4.1 Zona mineralizada Placeritos	29
III.4.2 Zona mineralizada La Verde	30
III.4.3 Zona mineralizada Cerro Colorado	31
III.4.4 Zona mineralizada San Martín	32
CAPÍTULO IV. FUNDAMENTOS FÍSICOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES	33
IV.1 Método Gravimétrico	33
IV.1.2 Campo gravitacional terrestre	33
IV.1.3 Anomalías gravimétricas	34
IV.1.3.1 Separación regional-residual	36
IV.2 Método Magnético	38
IV.2.1 Campo Magnético	39
IV.2.1.1 Unidades de Intensidad Magnética	41
IV.2.1.2 Variaciones del campo magnético	42
IV.2.1.2.1 Variación secular	42
IV.2.1.2.2 Variaciones del campo externo	43
IV.1.2.3 Modelo del campo Geomagnético	43
IV.2.2 Anomalía magnética	45

IV.2.3	Prospección aeromagnética	46
IV.3	Filtrado de datos gravimétricos y magnéticos	48
IV.3.1	Reducción al Polo	49
IV.3.2	Derivadas verticales	50
IV.3.2.1	Primera derivada vertical	50
IV.3.2.2	Segunda derivada vertical	51
IV.3.3	Derivadas horizontales	51
IV.3.4	Continuaciones analíticas de campo ascendentes	52
IV.3.5	Señal Analítica	53
IV.3.6	Derivada de Tilt	54
IV.3.7	Filtros Pasa Bandas	55
IV.3.8	Deconvolución de Euler	55
CAPÍTULO V. PROPIEDADES MAGNÉTICAS		59
V.1	Susceptibilidad magnética	61
V.2	Magnetización Remanente Natural (MRN)	62
V.3	Curvas termomagnéticas o de Curie (kT)	63
V.4	Ciclo de histéresis	64
V.5	Factor de Königsberger (Q ratio)	65
V.6	Medición de propiedades magnéticas	66
V.7	Petrografía	79
CAPÍTULO VI. PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS		83
VI.1	Adquisición de datos gravimétricos del INEGI	83
VI.2	Levantamiento gravimétrico en el área de estudio	84

VI.3 Determinación de densidades	87
VI.4 Determinación de la Anomalía de Bouguer	88
VI.4.1 Separación Regional-Residual	91
VI.5 Filtrado de datos gravimétricos	94
VI.5.1 Derivadas verticales	95
VI.5.2 Derivadas horizontales	97
VI.5.3 Señal Analítica	98
VI.5.4 Deconvolución de Euler	99
CAPÍTULO VII. PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS AEROMAGNÉTICOS	101
VII.1 Adquisición de datos aeromagnéticos	101
VII.2 Anomalía Magnética	102
VII.2.1 Reducción al Polo	104
VII.2.2 Unidades Litomagnéticas	105
VII.2.3 Análisis de lineamientos aeromagnéticos	107
VII.2.4 Método de Deconvolución de Euler	112
VII.2.5 Separación Regional-Residual	116
VII.2.5.1 Espectro de potencia radial	116
VII.2.6 Pseudogravimetría	121
CAPÍTULO VIII. MODELADO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNÉTICOS	123
VIII.1 Modelación de datos gravimétricos	123
VIII.1.1 Método Talwani	123
VIII.1.2 Modelos gravimétricos de la carta El Batamote	126

VIII.2 Inversión 3D de datos aeromagnéticos	134
VIII.2.1 Modelado aeromagnético	134
CAPÍTULO IX. CORRELACIÓN DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA	140
IX.1 Correlación de anomalías gravimétricas con la geología del área	140
IX.2 Correlación de anomalías magnéticas con la geología del área	142
CAPÍTULO X. CONCLUSIONES	148
REFERENCIAS	151
ANEXOS	161

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 1: Localización del área de estudio	6
Figura 2: Fisiografía del estado de Sonora	8
Figura 3: Geología de la carta El Batamote	11
Figura 4: Dique aplítico con rumbo NE-SW	21
Figura 5: Características morfológicas de la ignimbrita hiperalcalina de Sonora central	24
Figura 6: Campo magnético producido por un alambre con intensidad de corriente i	39
Figura 7: Componentes vectoriales del campo magnético terrestre	41
Figura 8: Esquema de un levantamiento aeromagnético	47
Figura 9: Representación de la reducción al polo aplicada a la anomalía magnética	49
Figura 10: Momento magnético	59
Figura 11: Ciclos de histéresis	64
Figura 12: Gráficas de ciclos de histéresis que ilustran el comportamiento de materiales	65
Figura 13: Localización del muestreo realizado en el área de estudio	66
Figura 14: Susceptibilímetro Kappabrigde KLY-2	67
Figura 15: Gráfica de susceptibilidad magnética de las rocas del área de estudio	68
Figura 16: Magnetómetro Agico JR-6	69
Figura 17: Susceptibilímetro con horno	70
Figura 18: Curvas termomagnéticas de algunas de las rocas del área de estudio.	72
Figura 19: Magnetómetro AGFM Micromac	74
Figura 20: Ciclos de histéresis de las diferentes rocas del área de estudio	75
Figura 21: Dominios magnéticos de las fracciones magnéticas del área de estudio	77
Figura 22: Pequeños cristales alargados de hematita dentro de un feldespato potásico, en luz natural	79
Figura 23: Skarn retrógrado con hematita, en luz natura	80
Figura 24: Toba riolítica en luz natural	81
Figura 25: Cristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita, en luz polarizada	82
Figura 26: Estaciones gravimétricas medidas por el INEGI (2015) en el estado de Sonora	83
Figura 27: Localización y distribución de estaciones gravimétricas medidas por el INEGI y las medidas en este trabajo en el área de estudio	84
Figura 28: Gravímetro Scintrex CG-5 Autograv	85
Figura 29: Modelo Digital de Elevación (MDE) de la carta El Batamote, creado a partir de MDE LiDAR del INEGI	86
Figura 30: Densitómetro EW-300SG	87
Figura 31: Densidades de los diferentes tipos de roca del área de estudio	88
Figura 32: Homogenización de datos gravimétricos	89
Figura 33: Anomalía de Bouguer completa del área de estudio	90
Figura 34: Continuaciones analíticas ascendentes a partir de la ABc con espaciamiento de 1 km	92
Figura 35: Resta de las continuaciones ascendentes	92
Figura 36: Ajuste polinomial de 1er a 4to orden, aplicado a la ABc	93
Figura 37: Anomalía residual de la carta El Batamote	94
Figura 38: Derivadas verticales	96
Figura 39: Derivadas horizontales	97

Figura 40: Anomalía de Bouguer y su señal analítica	98
Figura 41: Soluciones de la deconvolución de Euler aplicado a la ABC	100
Figura 42: Anomalía magnética del área de estudio	102
Figura 43: Anomalía magnética reducida al polo	104
Figura 44: Unidades litomagnéticas sobre la anomalía magnética reducida al polo	105
Figura 45: Análisis de lineamientos aeromagnéticos	107
Figura 46: Continuaciones analíticas ascendentes a partir de la anomalía magnética reducida al polo, con espaciamiento de 1km, donde se trazaron los principales lineamientos aeromagnéticos en los primeros 8 kilómetros	111
Figura 47: Soluciones de la deconvolución de Euler: A) para índice estructural N=0 correspondiente a contactos geológicos y B) para índice estructural N=1, correspondiente a fallas	114
Figura 48: Soluciones de la deconvolución de Euler: A) para índice estructural N=2 correspondiente a diques y B) para índice estructural N=3, correspondiente a cuerpos esféricos	115
Figura 49: Espectro de potencia radial de los datos aeromagnéticos de la carta El Batamote	117
Figura 50: Anomalía regional de la carta El Batamote	119
Figura 51: Anomalía residual de la carta El Batamote, obtenida a partir del análisis espectral	120
Figura 52: Anomalía Pseudogravimétrica de la carta El Batamote	122
Figura 53: Sección con polígono de n-lados	124
Figura 54: Perfiles gravimétricos modelados, trazados sobre la anomalía residual con la geología del área de fondo	126
Figura 55: Modelo gravimétrico del perfil 1	127
Figura 56: Modelo gravimétrico del perfil 2	129
Figura 57: Modelo gravimétrico del perfil 3	130
Figura 58: Modelo gravimétrico del perfil 4	131
Figura 59: Modelo gravimétrico del perfil 5	132
Figura 60: Modelo gravimétrico del perfil 6	133
Figura 61: Mapa residual aeromagnético con las anomalías modeladas	135
Figura 62: Modelo AM1, zona mineralizada La Verde	136
Figura 63: Modelo AM2, zona mineralizada Cerro Colorado	137
Figura 64: Modelo AM5, zona mineralizada Placeritos	138
Figura 65: Modelo AM6, zona mineralizada San Martín	139
Figura 66: Anomalía gravimétrica residual sobre la geología del área de estudio	142
Figura 67: Anomalía magnética reducida al polo sobre la geología del área de estudio	145
Figura 68: Lineamientos aeromagnéticos trazados sobre el mapa de la derivada de Tilt y estructuras factuales e inferidas sobre el mapa geológico de fondo	146
Figura 69: Fuente regional de un sistema pórfido cuprífero	147

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 1. Índices estructurales y modelos relativos	58
Tabla 2. Temperatura de Curie de minerales ferromagnéticos	71
Tabla 3. Temperaturas de Curie (°C) de calentamiento (Tc) y enfriamiento (Te)	73
Tabla 4. Propiedades magnéticas y densidades de las rocas de la carta El Batamote	78
Tabla 5. Descripción y correlación de las unidades litomagnéticas definidas en el área de estudio, con los principales grupos litológicos aflorantes causantes de la magnetización	106

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

La finalidad de la Geología es el estudio de la Tierra, pero dada la amplitud de su objetivo, requiere el concurso de otras ciencias para lograrlo de mejor modo. Una de estas ciencias es la geofísica, que se encarga del estudio de las propiedades físicas de la Tierra, incluyendo aspectos como la fuerza de atracción del campo magnético terrestre, la aceleración de la gravedad debida al campo gravitacional, el flujo calórico del interior de la Tierra, la propagación de ondas sísmicas a través de la corteza terrestre, entre otros aspectos.

Dentro de la geofísica, la aplicación de los métodos potenciales hace referencia a las investigaciones realizadas a través de información gravimétrica y magnética, con el fin de comprender e interpretar el comportamiento de los materiales que constituyen la corteza terrestre, por medio del estudio de las propiedades físicas de las rocas como son su densidad y susceptibilidad magnética. La utilización de estos métodos indirectos permite mejorar el conocimiento de los tipos de rocas, así como de las estructuras geológicas del subsuelo y aspectos involucrados en la exploración de yacimientos minerales.

En la carta llamada El Batamote existe una base cartográfica hecha por el Servicio Geológico Mexicano. En la misma existe un panorama geológico más o menos comprensible y una variedad interesante de yacimientos minerales que dan interés geológico-minero a la zona. Un aspecto importante es que casi la mitad del área de la carta está cubierta por sedimentos cenozoicos, por lo que no se conoce bien la distribución de las unidades y estructuras geológicas en dicha área. Al existir la posibilidad de adquisición de datos geofísicos para su procesamiento e interpretación, se vuelve sumamente atractivo combinar la geología superficial con la geofísica, con el objeto de identificar tanto estructuras como posibles intrusiones no aflorantes que puedan estar relacionadas con fuentes de mineralización hidrotermal no conocidas en el área.

1.1 Objetivos

I.1.1 Objetivo general

El objetivo de este estudio es realizar el procesamiento, análisis e interpretación de datos gravimétricos y aeromagnéticos de la carta El Batamote, para identificar las principales estructuras geológicas y determinar su posible relación con las zonas mineralizadas que se encuentran en el área de estudio.

I.1.2 Objetivos específicos

1. Determinación de la morfología del basamento.
2. Identificación de los principales lineamientos y estructuras geológicas.
3. Determinación del modelo geológico estructural en base a la modelación bidimensional (2D) y a la interpretación geofísica.
4. Identificación de principales anomalías gravimétricas y magnéticas asociadas a las zonas mineralizadas.
5. Determinación de la relación existente de las estructuras con el origen y la tipología de los yacimientos minerales.
6. Proponer posibles áreas para exploración estratégica de yacimientos minerales, en función de los objetivos geofísicos y geológicos.

CAPÍTULO II. GENERALIDADES

II.1 Antecedentes

En forma sintetizada y en orden cronológico, se enlistan a continuación los siguientes trabajos:

Flores (1929), realizó un reconocimiento geológico en la región central del Estado de Sonora. Este trabajo abarcó diferentes puntos del Estado. En la Carta El Batamote, específicamente en la Sierra de López el autor describe gneis, pizarras arcillosas y calizas metamorfizadas. También menciona que la zona de Sierra de López y El Carnero, por sus condiciones geológicas, pueden ser de interés para la exploración de criaderos cuproauríferos del tipo profundo.

Carbonell y Bustillos (1963), realizó un proyecto para la exploración de los depósitos cupríferos de La Verde, municipio de Hermosillo. En dicho informe reporta rocas graníticas en reducidas ventanas, cuyos yacimientos están muy cerca de las zonas de metamorfismo de las rocas calcáreas. Carbonell habla también de la existencia de cinco zonas mineralizadas denominadas La Verde, Verde Grande, La Cobriza, Mina de Fierro y La Sierra de López.

Cendejas-Cruz (1982), realizaron visitas a varios lotes en el Estado de Sonora, dentro de los que incluían la unidad minera La Verde. Dichos autores describen la presencia de rocas calcáreas que han sido intrusionadas por rocas graníticas dando origen a rocas metasedimentarias, las cuales son los huéspedes principales de los depósitos minerales. Los minerales observados consisten en malaquita, azurita, crisocola, hematita, granates, cuarzo, calcita y wollastonita. En la mina La Verde se calcularon 66,000 ton de reservas posibles.

Rodríguez y Amaya (1982), reportan una secuencia paleozoica constituida por caliza, dolomía, lutita y arenisca que se dividen en dos miembros. El miembro inferior está compuesto por caliza, lutita y escasos horizontes de pedernal y areniscas. El miembro superior es Devónico. El Jurásico está constituido por una secuencia de

microconglomerado, arenisca, lutita, lodolita y rocas volcánicas. La presencia de amonitas en las areniscas indica una edad Jurásico temprana. Los autores reportan la presencia de rocas volcanoclásicas de edad jurásica en la parte sur de la Sierra de López.

Ávila (1987), en su trabajo de tesis en el área de la Sierra de López, reportan rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas, cuyas edades varían desde el Paleozoico con fósiles como trilobites, braquiópodos, gasterópodos y cefalópodos. Definieron informalmente las unidades Chino Alto, Chiltepines, La Verde, Caliza Placeritos y unidad Gameño, todas estas unidades del Paleozoico. Las rocas volcánicas son descritas como aglomerados, tobas riolíticas y derrames basálticos con edades desde 10 ± 0.2 Ma a 11.9 ± 0.5 Ma.

Stewart *et al.* (1988), reportan por primera vez fósiles cámbricos en el área de Pozo Nuevo en la parte NW de la carta; describiendo una columna estratigráfica que comprende desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico superior. El Cámbrico inferior está constituido por calizas, lutitas y calizas arcillosas metamorfozadas, sobreyaciendo a esta secuencia los autores reportaron unidades sedimentarias con un espesor aproximado de 300 m, constituidos por calizas, dolomías, pedernal y en menor proporción por cuarcitas y lutitas, cuyas edades van desde el Cámbrico medio al Ordovícico.

Saitz S. (1994) en su trabajo de tesis en el proyecto San Martín, localizado en la porción noroeste de la zona mineralizada Placeritos, realizó una evaluación geológica-minera con el fin de conocer la ocurrencia, distribución y reservas de wollastonita.

El Consejo de Recursos Minerales, hoy Servicio Geológico Mexicano (1999), publicó la Carta Geológico-Minera El Batamote H12-C39, y un informe técnico sobre la cartografía geológica-minera y geoquímica de la carta El Batamote, escala 1: 50,000 m.

Poole *et al.* (2000) reportan una secuencia silúrica representada por calizas y dolomías en el rancho Placeritos. Los autores reportan un espesor de 300 m para esta secuencia. La edad silúrica está determinada por el ambiente depositacional existente y el contenido faunístico.

Vidal-Solano *et al.* (2007) realizaron un estudio sobre el magmatismo terciario en Sonora central, detallando la posición estratigráfica y la naturaleza de las rocas volcánicas. Obteniendo edades de ~ 12 Ma en las rocas ignimbríticas, lo que confirmó que las manifestaciones hiperalcalinas de Sonora central pertenecen a un mismo episodio volcánico del Mioceno medio. La existencia del episodio volcánico hiperalcalino del Mioceno medio en una amplia extensión geográfica, resulta ser un marcador estratigráfico relevante en el marco geológico regional. El hecho de que estas lavas estén frecuentemente intercaladas con depósitos detríticos, así como la aparición, poco después (~ 11 Ma) de magmas diferenciados de la secuencia toleítica (islanditas) muestran que el volcanismo hiperalcalino se emplazó en valles tectónicos, relacionados con los procesos de adelgazamiento de la litosfera, precursores de la apertura del Golfo de California.

Morales *et al.* (2008), realizaron un estudio geohidrológico de la zona acuífera Los Bagotes, Municipio de Hermosillo, Sonora. Este trabajo se llevó a cabo con el fin de determinar la morfología de la cuenca (basamento cristalino y espesor de materiales de relleno) mediante la aplicación de los métodos geofísicos de gravimetría y resistividad, así como también para determinar el comportamiento hidrogeoquímico y calidad del agua subterránea. Dichos autores realizaron un total de 150 sondeos eléctricos verticales y 234 km de perfiles gravimétricos, de donde se concluyó que las profundidades máximas al basamento cristalino alcanzan los 1000 m.

II.2 Geografía

II.2.1 Localización

La carta El Batamote se localiza en la porción central del estado de Sonora, ubicándose aproximadamente a 25 km en línea recta al noroeste de la ciudad de Hermosillo, Sonora, México (Figura 1). Se encuentra delimitada por las coordenadas geográficas $29^{\circ}15'$ a $29^{\circ}30'$ de latitud Norte y $111^{\circ}00'$ a $111^{\circ}20'$ de longitud Oeste, cubriendo una superficie de 899 km^2 .

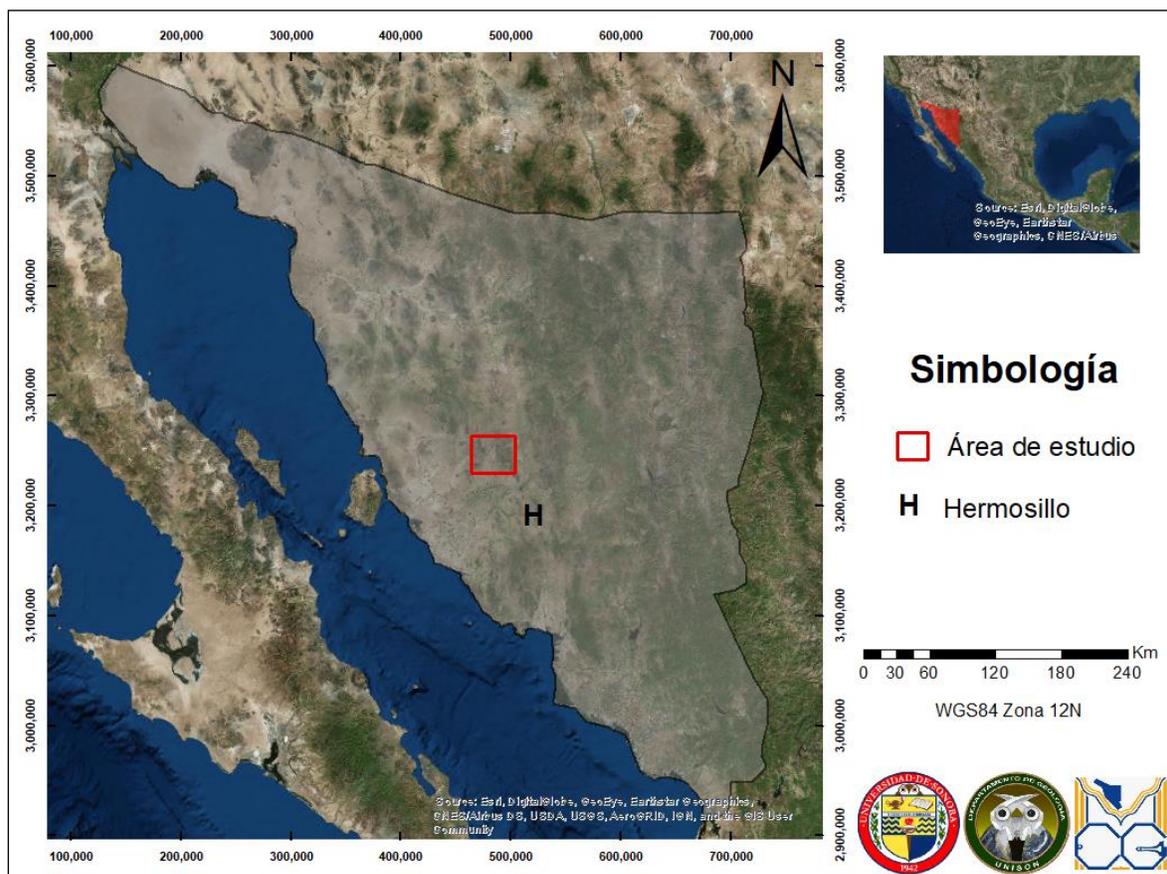


Figura 1: Localización del área de estudio.

II.2.2 Acceso y vías de comunicación

El acceso principal al área de estudio se efectúa recorriendo 40 km por la carretera federal Número 15 partiendo de Hermosillo, Sonora, rumbo a Nogales, Sonora. Otro acceso importante se realiza tomando el Periférico Poniente en la ciudad de Hermosillo hasta el entronque con la carretera que conduce a la mina Pilares, esta carretera cruza en dirección noroeste la carta.

Existen además una serie de caminos y brechas que conectan con los principales ranchos de la región y áreas de interés geológico.

II.2.3 Clima y Vegetación

El clima de esta región de Sonora es del tipo seco o desértico por su grado de humedad y por su temperatura es del tipo muy cálido, con una temperatura media anual de 22 a 24°C y precipitaciones anuales entre 300 y 400 mm (García, 1973).

La vegetación en el área es típica de las regiones con este tipo de clima y está constituida por: Mezquites (*Prosopis Juliflora*), Ocotillo (*Fouquieria Splendes*), Pitahaya (*Lemaire o Cereus thurberi*), Choya (*Opuntia Choya*), Uña de gato (*Prosopis Greggy*), Garambullo (*Lephocereus Schotti*), Palo verde (*Cercidium Microphullum*), Cactus (*Hariota salcornoides*), Sahuaro (*carnegia juliflora*), etc.

II.3 Fisiografía e Hidrografía

El estado de Sonora se divide en cuatro provincias fisiográficas, el área de estudio se encuentra ubicada dentro de la provincia de Sierras Sepultadas (Figura 2), en particular dentro de la subprovincia del Desierto de Sonora (Raisz, 1964).

Las corrientes fluviales principales son los arroyos El Batamote y La Salada que drena sus aguas hacia la cuenca El Zanjón, donde se delimitaron la subcuenca Pozo Crisanto y Arroyo La Salada. La cuenca hidrológica La Sierra contiene las subcuencas Los Pápagos, Chiltepinos, Palo Fierro y Los Cuates (SGM, 1999).

El tipo de drenaje que se presenta en las cuencas principales del área es dendrítico y subparalelo en las cuencas principales del área.

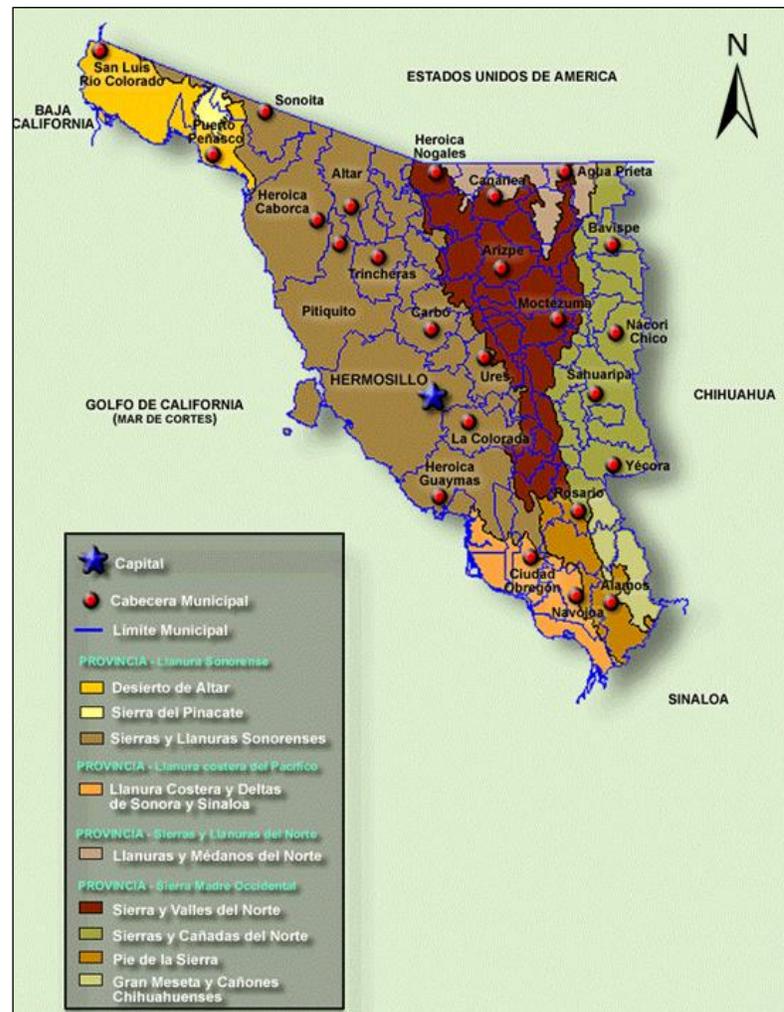


Figura 2: Fisiografía del estado de Sonora, (INEGI, 1991), modificado de Raisz (1964).

II.4 Metodología

Las diferentes etapas en las que se desarrolló este estudio se presentan a continuación:

1. Se realizó una revisión bibliográfica de los estudios previos en la carta El Batamote y un compendio de la geología del área de estudio, principalmente con información del SGM.

2. Se realizó un análisis y clasificación de los yacimientos minerales en el área de estudio.
3. A partir del banco de datos gravimétricos del INEGI se seleccionaron las estaciones ubicadas dentro de la carta El Batamote, de las cuales se utilizó la anomalía de Bouguer completa para su procesamiento e interpretación.
4. El trabajo de campo se dividió en dos etapas: en la primera se efectuó un reconocimiento del área de estudio, llevándose a cabo un muestreo de rocas y suelo, donde se recolectaron 50 muestras para realizar mediciones de densidad y algunas propiedades magnéticas. En la segunda, se levantaron tres perfiles gravimétricos con estaciones espaciadas cada kilómetro, con un total de 76 estaciones.
5. El trabajo de laboratorio se desarrolló en tres fases: medición de densidades, estudio petrográfico y medición de propiedades magnéticas. Siendo las dos primeras fases realizadas en la Universidad de Sonora y la última en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).
6. Se realizó la integración de datos gravimétricos a partir de los datos del INEGI y los datos obtenidos en campo, obteniéndose la anomalía de Bouguer completa (ABC). Después se efectuó la separación de la anomalía regional-residual utilizando el método de Zeng (Zeng, 1989), el cual utiliza mínimos cuadrados.
7. Para el análisis aeromagnético se utilizaron los datos digitales adquiridos del SGM, a partir de los cuales se obtuvo el mapa de la anomalía aeromagnética de campo total. Posteriormente se realizó la separación regional-residual utilizando el espectro de potencia radial (Sánchez et al., 1998). Tanto a los datos aeromagnéticos como a los datos gravimétricos se les aplicaron una serie de filtros matemáticos utilizando el software Oasis Montaj de Geosoft ® con el fin de enfatizar los principales lineamientos y cuerpos causantes de las diferentes anomalías.
8. Terminada la etapa de procesamiento y análisis de filtrado, se realizó un modelado bidimensional de perfiles gravimétricos utilizando el módulo GM-SYS del software Oasis Montaj de Geosoft ®, así como una inversión 3D de anomalías magnéticas de interés en el software QuickMagPro®.

9. Finalmente se realizó una correlación de la geología superficial con los distintos filtros aplicados a los datos geofísicos, para realizar una interpretación de las principales estructuras geológicas asociadas a las anomalías gravimétricas y magnéticas.

CAPÍTULO III. GEOLOGÍA

III.1 Geología local

La geología local presentada en este trabajo es un compendio de la geología realizada por el antiguo Consejo de Recursos Minerales (COREMI) hoy Servicio Geológico Mexicano (SGM) así como de algunos trabajos de tesis realizados en algunas áreas dentro de la carta El Batamote (Figura 3).

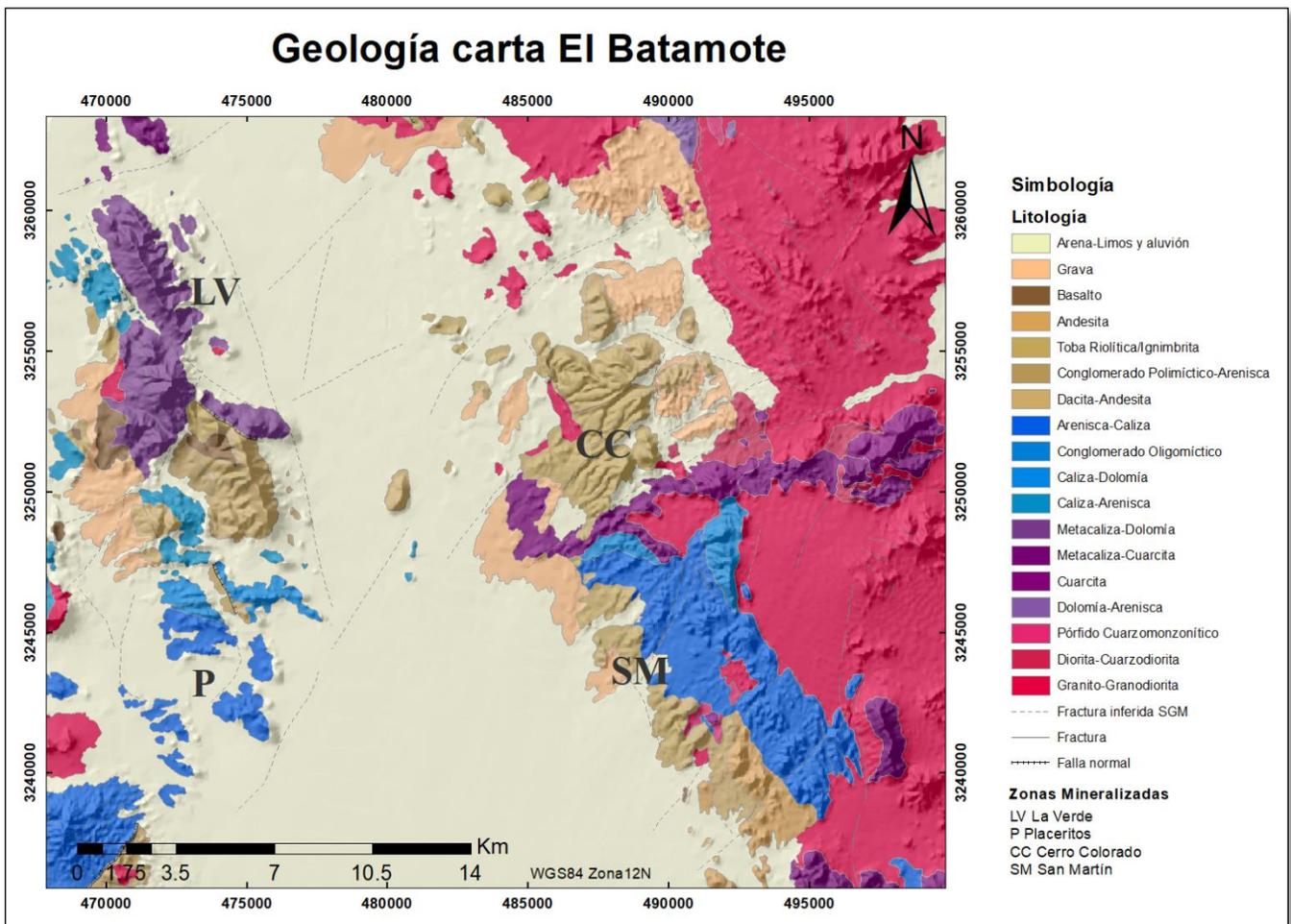


Figura 3: Geología de la carta El Batamote (Modificado, SGM 2000).

III.1.1 PRECÁMBRICO

III.1.1.1 Neoproterozoico

III.1.1.1.1 Dolomía-Arenisca

Esta unidad forma parte de las secuencias detríticas-dolomíticas depositadas en el margen continental pasivo que se desarrolló en el noroeste de México durante el Neoproterozoico (Stewart *et al.*, 1984). Son las rocas más antiguas que afloran dentro de la carta El Batamote, ubicándose en la porción norte-este. La parte detrítica de la secuencia, formada de areniscas de cuarzo color gris rosado y grano fino a grueso, con intenso fracturamiento y oxidación; ha sido correlacionada con la cuarcita Tecolote de Caborca, atribuida al Neoproterozoico (Stewart *et al.*, 1984).

Más al norte, las secuencias neoproterozoicas se encuentran sobreyaciendo discordantemente a las rocas del basamento ígneo-metamórfico del Paleo y Mesoproterozoico, pero en esta área no se han reportado rocas de esta edad.

III.1.2 PALEOZOICO

El Paleozoico está formado por una secuencia de cuarcita, dolomía y caliza con abundante macrofauna de trilobites, braquiópodos, gasterópodos, cefalópodos, briozoarios y corales que ha permitido dividir el Paleozoico en varios pisos con base en el contenido faunístico (SGM, 1999).

III.1.2.1 Cámbrico temprano

III.1.2.1.1 Metacaliza-Cuarcita y Cuarcita

Esta secuencia ha sido separada en dos unidades de acuerdo con su tipo de roca y la superficie aflorante, el primer grupo está compuesto por la unidad de metacaliza-cuarcitas y consta de una alternancia de calizas que han sido afectadas por metamorfismo de contacto y

se encuentra alternando con pequeños horizontes de cuarcita. El otro grupo está compuesto sólo de cuarcitas y se ha diferenciado del resto de la secuencia por su espesor aflorante.

Se tiene un grupo de rocas que incluye a una secuencia de metacalizas-cuarcitas y cuarcitas ubicándolas dentro del Paleozoico como rocas de edad Cámbrico inferior (?), debido a la similitud litológica que existe con la secuencia de rocas de esta edad (SGM, 1999), aun cuando no se cuenta con evidencias faunísticas que permita correlacionarla, debido a que el metamorfismo térmico ha eliminado muchas de sus características originales incluyendo los posibles fósiles.

Dentro de la carta El Batamote la secuencia de cuarcitas se localiza en la porción Oriente y Centro-Oriente de la carta respectivamente. Mientras que la secuencia compuesta por la metacaliza-cuarcita se puede observar en la parte centro-oriente y sureste de la carta (SGM, 1999).

III.1.2.2 Cámbrico medio

III.1.2.2.1 Metacaliza-Dolomía

Las rocas correspondientes al Cámbrico medio están representadas por una secuencia lítica formada por dolomía y caliza, que por su contenido faunístico se ha clasificado dentro de esta edad (Stewart *et al.*, 1988).

Esta secuencia de rocas sedimentarias se distribuye en la porción noroeste de la carta. Está formada por caliza color gris claro, dolomía color gris-amarillo a gris oscuro y en menor cantidad lutita y limonita. El espesor reportado por Stewart *et al.* (1988) es de 1650m.

La secuencia cámbrica medio antes descritas, se encuentran sobreyaciendo a las rocas del Neoproterozoico y a su vez se encuentra sobreyacida por la secuencia carbonatada-detritica del Ordovícico (SGM, 1999).

Las secuencias del Cámbrico medio se caracterizan por contener *Ehmania* indicativa del Cámbrico medio. Otros trilobites identificados por Stewart *et al.*, (1988) son: *Glyphaspis Cf. Pagetides (?) Sp.* Esta secuencia se puede correlacionar con la Formación El Tren de la región de Caborca.

III.1.2.3 Ordovícico

III.1.2.3.1 Caliza-Arenisca

La secuencia Ordovícica corresponde a un ambiente de plataforma con abundante fauna. Ávila (1987) en su trabajo de tesis profesional hace un resumen del contenido faunístico y edades de la clasificación hecha por Lochman (Ávila, 1986) indicando las especies y edades siguientes:

1. Trilobite *Cybelopsis Sp.*, edad Ordovícico temprano- base del Ordovícico medio.
2. Conodontos edad Ordovícico medio.
3. Braquiópodos *Orthidiella*, edad Ordovícico medio.
4. Trilobite *Ectenonotus*, edad Ordovícico medio.
5. Conodontos edad Ordovícico tardío.

El SGM (1999) reporta una unidad de rocas formada por una secuencia calcárea con intercalaciones de lutita que hacia la cima está formada por areniscas de cuarzo y dolomía. Al igual que la secuencia cámbrica, su edad se determinó por la presencia de macrofauna características de esta edad, con trilobites, gasterópodos y braquiópodos. Existiendo también microfauna principalmente conodontos.

Los afloramientos de rocas ordovícicas se encuentran distribuidos al sur de la zona mineralizada La Verde y en el norte del rancho Placeritos se ha encontrado fauna de edad

Ordovícico. Un espesor de 1700 m fue reportado por Stewart *et al.* (1988) para esta secuencia.

III.1.2.4 Silúrico-Devónico

III.1.2.4.1 Caliza-Dolomía

En algunas zonas del área afloran dolomía y dolomía calcárea de un ambiente de plataforma carbonatada y macrofauna asignada al Silúrico (Poole *et al.*, 2000). Estas localidades se encuentran en la porción centro-oeste del estado de Sonora, particularmente dentro de la parte norte y noroeste del rancho Placeritos.

Las rocas silúricas están representadas por lodolita calcárea dolomitizada y dolomías de color gris, con tonalidades verde olivo y café claro que fueron depositados en ambientes de submarea e intramarea, siendo la fauna existente de tipo bentónica. El espesor reportado de la secuencia silúrica en el rancho Placeritos es de 300 m (Poole *et al.*, 2000).

Las calizas-dolomías silúricas sobreyacen de manera concordante a la caliza y lutita del Ordovícico tardío y se encuentran cubiertas por caliza y caliza arenosa del Devónico inferior

La edad silúrica está determinada por el ambiente depositacional existente y el contenido faunístico reportado por Poole *et al.* (2000). Los fósiles principales y más abundantes son corales tabulares y rugosos (*Halysitidos*), estramatopóridos, pelmatozoarios y algas, fauna que según los autores citados es característica del Silúrico temprano al Silúrico tardío.

La edad devónica está determinada por el contenido de macrofauna típica representada por corales tabulares coloniales del tipo *Favosites* cuyo rango de edad abarca del Silúrico superior al Devónico, y por briozoarios de la familia *Arthrostylidae* que se encuentran distribuidos del Ordovícico al Pérmico (SGM, 1999).

Existen dos localidades tipo: Placeritos y otra en el cerro El Carnero localizado al noroeste de esta localidad, ambas localidades reportadas por Poole *et al.* (2000).

III.1.3 MESOZOICO

III.1.3.1 Jurásico inferior

III.1.3.1.1 Conglomerado oligomíctico

El SGM definió un conglomerado oligomíctico como la base de la secuencia clásica de edad Jurásico inferior y se compone de fragmentos de cuarcita. Este conglomerado marca una discordancia entre las rocas del Paleozoico y del Mesozoico. Los lugares donde se localiza son Placeritos y al norte del cerro El Molibdeno y sur del Cerro Colorado.

El conglomerado oligomíctico se considera como la base de la secuencia Jurásica inferior y se encuentra sobreyaciendo a rocas de edad Devónico en la región de Placeritos. A su vez es sobreyacido por la secuencia de areniscas-calizas de la misma edad. Se les ha asignado una edad de Jurásico inferior, considerando las relaciones de campo (SGM, 1999).

III.1.3.1.2 Arenisca-Caliza

La secuencia de Areniscas-Calizas se encuentra distribuida en la porción suroeste del área de estudio, así como también en algunos ranchos de la porción oriente de la carta. Litológicamente la secuencia jurásica, está formada de sedimentos clásticos como areniscas de grano fino a medio color verde a gris claro, presentando fracturamiento fuerte. El espesor estimado es de 2200 m (Ávila, 1987).

El límite inferior de esta secuencia está en contacto discordante con las capas sedimentarias de edad Devónico, dicha discordancia se pone en manifiesto por la presencia de un conglomerado compuesto por fragmentos de cuarcita y caliza (SGM, 1999). Este conglomerado indica el inicio estratigráfico de la secuencia del Jurásico inferior, en esta

misma localidad también se puede observar un contacto por falla con los sedimentos del Paleozoico superior. A su vez esta secuencia se encuentra sobreyacida por las rocas andesíticas atribuidas al Cretácico superior.

La edad de esta secuencia ha sido determinada por la macrofauna existente y dentro de la cual se puede citar Amonites que han sido clasificados como género *Amioceras S.P.* que es un fósil con rango de edad del Jurásico inferior (Ávila, 1987).

III.1.3.2 Cretácico superior

III.1.3.2.1 Dacita-Andesita

Rocas volcánicas de composición intermedia cuya edad es anterior a las rocas intrusivas graníticas. La característica distintiva de estas rocas es el alto grado de alteración hidrotermal que presentan principalmente silicificación que va de fuerte a moderada lo que hace atractiva para la prospección minera. Otra característica es un fracturamiento principal de NW-SE (SGM, 1999). Esta secuencia se correlaciona con la Formación Tarahumara fechada entre 90 y 70 Ma en la parte central de Sonora (McDowell *et al.*, 2001)

La distribución es amplia encontrándose tanto en la parte oriente de la carta como en la parte poniente, pudiéndose localizar en la Sierrita de López, Cerro Prieto y parte del cerro El Crestón.

Dentro de la columna estratigráfica este paquete litológico se encuentra sobreyaciendo a los sedimentos detríticos de edad Jurásico inferior. A su vez la formación Tarahumara se encuentra cubierta por rocas volcánica más jóvenes atribuidas al Oligoceno.

Se considera que esta secuencia forma parte de un arco volcánico continental de afinidad calcoalcalina, producto del evento de subducción de la Placa Farallón bajo la placa Norteamericana (McDowell y Clabaugh 1981), que se llevó a cabo principalmente durante el Mesozoico, pero se extiende hasta el Cenozoico.

III.1.3.3 Cretácico superior-Paleógeno

Los fenómenos magmáticos que dieron origen a las rocas calcoalcalinas están relacionados con la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana desde el Pérmico tardío al Neógeno (Damon *et al.*, 1964). Relacionada con un cambio en la cinemática de la subducción se desarrolló la orogenia Laramide (~80 a 40 Ma) (Dickinson y Snyder, 1978) que se caracteriza por un arco magmático muy desarrollado que produjo numerosas intrusiones de escala batolítica denominado Batolito Laramide de Sonora (Damon *et al.*, 1983) y por rocas volcánicas de la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha 1949; McDowell *et al.*, 2001) ampliamente distribuidas en el estado de Sonora.

III.1.3.3.1 Granito-Granodiorita

Este conjunto litológico consiste en un complejo de carácter intrusivo, que se relaciona con el arco magmático y forma parte del batolito Laramide, sucedido a fines del Cretácico tardío y principios del Cenozoico (Paleoceno-Eoceno). La composición de esta roca es básicamente fenocristales de cuarzo-feldespato en mayor proporción y micro-anfiboles. El contenido de estos minerales es variable por lo que la composición varía localmente de granito a granodiorita.

Este conjunto se presenta ampliamente distribuido en el área, cubriendo aproximadamente un 25% de la misma y principalmente en la mitad oriental de la carta. En la mitad occidental de la carta, generalmente se presenta en afloramientos reducidos. La mayor parte de los afloramientos graníticos presentan una topografía suavizada por la erosión y facilitada por un estado avanzado de intemperismo.

Este cuerpo batolítico, se presenta intrusionando toda la secuencia de rocas volcánicas y sedimentarias que abarcan un rango de edad del Precámbrico hasta el Mesozoico, provocando un metamorfismo de contacto local. Las rocas volcánicas del Cenozoico tardío como lo son las andesitas coronadas por riolitas, sobreyacen discordantemente al batolito.

Generalmente son afloramientos de gran magnitud y muy difundidos en la porción noroeste del país. Estos cuerpos intrusivos son definidos inicialmente como Batolito Laramide de Sonora (Damon *et al.*, 1983), asignándole una edad de 90-40 Ma.

III.1.3.3.2 Diorita-Cuarzodiorita

Conjunto de rocas intrusivas de grano medio, color verde oscuro, se presenta afectada por hidrotermalismo. Esta roca se ha reconocido hasta la parte noreste del cerro Colorado donde se presenta como tronco intrusionando y mineralizando la secuencia de cuarcitas de edad Paleozoico indiferenciado y algunos cuerpos de areniscas y calizas.

A esta unidad de composición diorítica-cuarzodiorita, se le atribuye una edad del Eoceno. Se puede correlacionar con los cuerpos de la misma composición cartografiados en el área de Opodepe, no existen fechamientos radiométricos en esta unidad. Se le considera una generadora importante de fluidos mineralizantes (SGM, 1999).

III.1.3.3.3 Pórfido cuarzomonzonítico

Su composición varía de monzonita a cuarzomonzonita con fenocristales de ortoclasa produciendo una textura porfídica. Se localiza en dos pequeños cuerpos aislados, uno en el límite norte de la carta a 5 km al NE del rancho El Chilicote con un área de aproximadamente 0.5 km², extendiéndose el afloramiento al norte hacia la carta El Oasis, el otro cuerpo, de características petrológicas similares, se ha observado a 1 km, al noreste de Rancho Grande en un área de aproximadamente 0.8 km².

En la parte norte, al noreste del rancho El Chilicote, se presenta intrusionando al cuerpo granodiorítico. En el afloramiento al noreste de Rancho Grande, la cuarzomonzonita intrusióna el paquete de areniscas y lutitas del Jurásico inferior. La edad que se le asigna a esta unidad es Eoceno ya que intrusióna al cuerpo granodiorítico del Paleoceno.

III.1.3.3.4 Diques (intermedios, ácidos)

En la carta El Batamote el SGM, reconoció tres tipos de diques principales:

- a) Diques andesíticos
- b) Diques pegmatíticos
- c) Diques aplíticos

La mayor concentración de diques se presenta principalmente en la mitad Este de la carta, debido quizá a la presencia del batolito laramídico que permite una mayor visualización de estas estructuras.

Diques pegmatíticos

Estos diques se caracterizan por presentar un rumbo preferencial NW15°SE aproximadamente verticales. Los espesores son muy variables, presentando hasta de 2 m de espesor, aunque la mayoría queda entre 0.5 a 1 m de espesor.

Diques aplíticos

Estos cuerpos tabulares, aunque son los menos abundantes, son los mejor expuestos y de mayor longitud, quizá por presentar mayor resistencia al intemperismo.

Los diques mayores expuestos presentan dos direcciones que se pueden considerar como principales. Ambos se localizan en la esquina noreste de la carta y son fácilmente observables en fotografías aéreas, así como de la carretera internacional con un tramo de visibilidad como de 10 km.

Uno de los diques aplíticos presenta un rumbo de NE35°SW aproximadamente vertical y una longitud de 6 km (Figura 4).

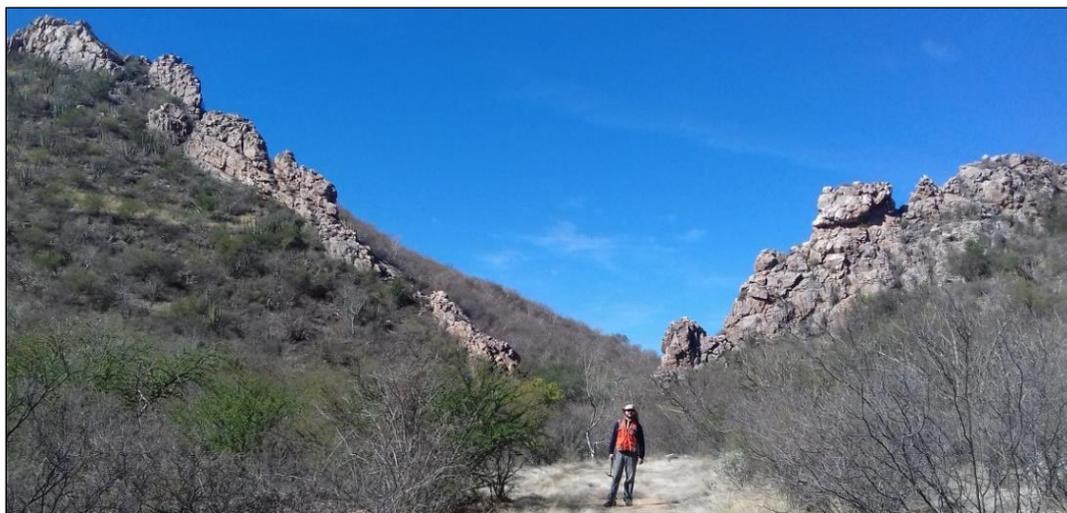


Figura 4: Dique aplítico con rumbo NE-SW.

Diques andesíticos

Los diques andesíticos se caracterizan por presentar una orientación preferencial NW60°SE con echados de 45° a 90° al NE; aunque excepcionalmente presentan echados de 10° a 30° al NE. Litológicamente estos diques se observan de un color gris verdoso, con una textura afanítica de plagioclasas incluidas originando una textura porfídica.

III.1.4 CENOZOICO

III.1.4.1 Paleógeno-Neógeno

III.1.4.1.1 Andesita

Esta unidad está formada por rocas volcánicas de composición andesítica posteriores a las rocas intrusivas, no presentan alteración hidrotermal. Estas rocas sólo afloran en la porción sureste del área de estudio.

Esta unidad sobryace discordantemente a la secuencia dacítica-andesítica del Cretácico superior y se encuentra sobryacida por la secuencia volcánica ácida compuesta por tobas

riolíticas del Mioceno. Se le asigna una edad del Oligoceno (SGM, 1999). Se maneja como la primera etapa del volcanismo cenozoico y se correlaciona con la parte media y superior de la Sierra Madre Occidental.

III.1.4.1.2 Conglomerado polimítico-Arenisca

Conglomerados con fragmentos redondeados y subangulosos, de litología muy variada que incluye fragmentos de rocas intrusiva, volcánicas, calizas y cuarcitas con pequeños horizontes de basalto intercalados. En la carta El Batamote, sólo se localizó un afloramiento al poniente de la Sierra de López cerca de la zona mineralizada La Verde.

La secuencia citada se encuentra sobreyaciendo discordantemente a las rocas volcánicas de composición andesítica y subyace al paquete volcánico riolítico. Se maneja una edad que oscila alrededor del Mioceno, posterior a los primeros eventos volcánicos del Cenozoico (SGM, 1999). Esta unidad litológica se correlaciona con la Formación Báucarit, inicialmente descrita por King (1939), como una secuencia ligeramente consolidada, constituida por arenisca, conglomerado y arcillas bien estratificadas a la que se le asigna una edad de 23 a 10 Ma (Bartolini *et al.*, 1994).

Esta secuencia está formada por conglomerados que contienen fragmentos de roca de diferente composición lo cuales fueron depositados por corrientes aluviales que rellenaron cuencas o partes topográficamente bajas las cuales se originaron por procesos distensivos que provocaron un escalonamiento de bloques asociados a la formación de la provincia fisiográfica del *Basin and Range*.

III.1.4.1.3 Toba Riolítica

Rocas volcánicas de composición riolítica que se encuentran coronando toda la secuencia litológica formando capas discordantes en forma de escarpes sobre rocas

andesitas de edad Cretácico tardío-Paleoceno, en ocasiones sobre sedimentos paleozoicos y en forma concordante con las rocas andesíticas atribuidas al Oligoceno.

Se encuentran ampliamente distribuidos en la porción centro oriente de la carta. En la porción poniente se localiza en la Sierra López y otros afloramientos locales. En dichas localidades se encuentra sobreyaciendo al conglomerado tipo Báucarit y está cubierto por coladas de composición basáltica.

El SGM (1999) reporta que las manifestaciones de estos afloramientos siguen un lineamiento NW-SE, que probablemente sea una estructura regional, la cual haya sido aprovechada por la emanación de este material volcánico, considerándolo como un volcanismo tipo fisural.

III.1.4.1.4 Ignimbrita de Hermosillo/Toba San Felipe

Los flujos piroclásticos hiperalcalinos en la parte central de Sonora corresponden a unidades de enfriamiento simples, de composición riolítica, de algunas decenas de metros de espesor donde se pueden definir diferentes litofacias (Vidal-Solano *et al.*, 2005). Estos afloramientos se distribuyen a lo largo de franjas alargadas de orientación ~N-S distinguiéndose por su morfología en mesas basculadas (Figura 5).

Esta unidad de ignimbritas hiperalcalinas aflora en sureste de la carta El Batamote, con espesores variables que van desde 1 m a 10 m aproximadamente. Se observan tres facies principales: Un vitrófido en la base que presenta una coloración negra, una facie soldada presentando desvitrificación y por último una facie soldada eutaxítica masiva. Al sureste del área de estudio en la región El Gavilán Paz-Moreno (1992) obtuvo una edad para la ignimbrita hiperalcalina de 11.87 ± 0.35 Ma, Vidal-Solano (2005) obtuvo una edad de 12.5 Ma para las ignimbritas y domos riolíticos al noreste de Hermosillo.

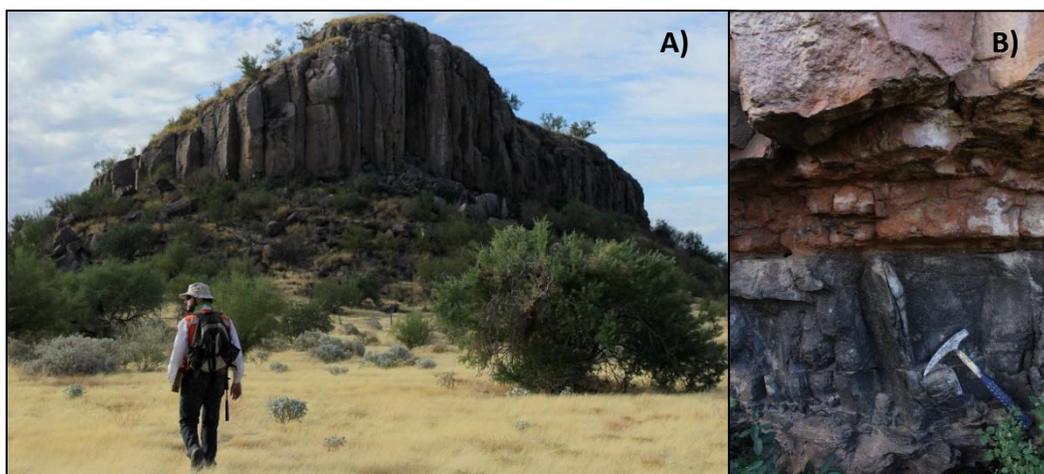


Figura 5: Características morfológicas de la ignimbrita hiperalcalina de Sonora central. A) Morfología en mesa con aspecto masivo y facie superior con prismación frustrada, B) Base de la ignimbrita de Hermosillo formada por un vitrófido de color negro de 1 m de espesor, subyaciendo a las facies de toba soldada.

Esta secuencia de ignimbritas por su relación espaciotemporal (~12 Ma) está relacionada con un episodio inicial de adelgazamiento litosférico, perteneciente al sistema del proto-Golfo de California (Vidal-Solano *et al.*, 2005).

III.1.4.1.5 Basalto

Esta unidad está representada por una roca volcánica de composición basáltica que se localiza en la parte superior de la secuencia estratigráfica y forma parte de la secuencia volcánica que afloran en la Sierra de López. Esta roca también aflora cerca de la zona mineralizada La Verde, en las inmediaciones de la mina La Cobriza.

Los basaltos se encuentran en la parte alta de la secuencia estratigráfica, asignándoles una edad Mioceno, siendo los afloramientos de roca ígnea más recientes que se encuentran en la carta El Batamote. En ocasiones se encuentran intercalados con los conglomerados polimícticos de la Formación Báucarit.

El origen de este paquete basáltico se dio a partir de un volcanismo de tipo fisural que dio lugar a la formación de mesetas ligeramente elongadas. Cuando esta alternando o coronando a conglomerados, se originan en etapas intermitentes y alteradas de eventos volcánicos y de sedimentación de clastos y horizontes arenosos (SGM, 1999).

III.1.4.2 Cuaternario

III.1.4.2.1 Grava

Se incluyen bajo esta nomenclatura a rocas sedimentarias no consolidadas, constituidas básicamente por horizontes arenosos alternado con paquetes de gravas y en ocasiones lentes de limos con arcillas asociadas.

Se encuentra ampliamente distribuida en la porción poniente de la Sierra López y en la parte central de la carta. Cubriendo en las partes bajas a toda la secuencia litológica de rocas anteriores al Cuaternario.

Se considera que esta unidad se depositó durante el Pleistoceno (SGM, 1999) y se correlaciona con las cuñas clásticas no consolidadas que se encuentran relleno de cuencas o valles aledaños y asociado a los flancos de las sierras.

Esta secuencia es producto de los procesos erosivos que afectaron a las rocas preexistentes, provocando transporte de sedimentos y fragmentos de roca por fenómenos meteorológicos y fisicoquímicos hacia partes topográficamente bajas.

III.1.4.2.2 Arenas-limos y aluvión

Consiste de horizontes detríticos no consolidados y de granulometría generalmente media-fina, formada por arenas y limos, compuesto por fragmentos de rocas preexistentes, los cuales se depositaron relleno de partes topográficamente irregulares y bajas. Estratigráficamente se ubican sobreyaciendo a los conglomerados polimícticos además de

cubrir a todas las unidades litológicas. Se le asigna una edad Holoceno por su posición y carácter litológico, conformando paquetes que comúnmente se denominan suelos residuales o de pie de monte.

El material arenoso de la secuencia aluvial se restringe a las cuencas de los ríos y arroyos que drenan generalmente toda el área (SGM, 1999). Está constituida por detritos y fragmentos de roca de diferente composición, además de cristales generalmente desprendidos de estas como micas, cuarzo, feldespatos, minerales ferromagnesianos, magnetita, zircón, granates, etc.

El proceso que dio lugar a estos depósitos se considera activo, debido al contenido aporte y movimiento continuo de los sedimentos.

III.2 Geología Estructural

La región ha sido afectada por los eventos tectónicos que ocurrieron durante el Paleozoico, Mesozoico y principios del Cenozoico, así también como el fallamiento presente, teniéndose en orden cronológico relativo los siguientes eventos de deformación (SGM, 1999):

- Plegamiento en rocas calcáreas de edad Paleozoico.
- Plegamientos en la secuencia clástica-carbonatada de edad Jurásico inferior, existiendo dos tipos de plegamiento, uno de ellos con dirección de compresión Este-Oeste localizado al sur del rancho Placeritos formado por una serie de pliegues con ejes paralelos.
- Fallamiento normal con rumbo NW-SE que se considera como el más antiguo y es el responsable de la geomorfología denominada *Basin and Range* que dio como resultado sierras aisladas y valles paralelos que corresponden a una etapa de distensión.
- Fallamiento con rumbo NE-SW que han provocado desplazamientos laterales.
- Fallamiento E-W el más joven y se localizan principalmente en la zona Placeritos.

III.3 Marco Tectónico

Durante el Neoproterozoico y Paleozoico hubo un periodo de sedimentación, donde se depositó una secuencia carbonatada clástica en zona de plataforma de aguas someras con aportes detríticos debido a las regresiones y transgresiones, comportándose como bloque tectónico relativamente estable (Stewart *et al.*, 1990). Posteriormente, continuó un período de deformación producido probablemente antes del Devónico medio, responsable del cinturón orogénico anteriormente descrito en el SW de Estados Unidos, siguiendo etapas de levantamiento y erosión durante el Misisípico superior y el Pensilvánico temprano (Coney y Reynolds, 1976).

En el Paleozoico tardío (Carbonífero-Pérmico) se llevó a cabo la deposición de una secuencia de una gran homogeneidad de facies en todo el estado de Sonora que está caracterizado por depósitos de tipo plataforma (Stewart *et al.*, 1990).

A finales del Paleozoico se produjo una gran orogenia debido al choque de Sudamérica y América del Norte, hacia el sureste de los Estados Unidos la orogenia Apalachiana-Ouachita-Marathon y al Oeste llamada orogenia Sonorana la cual afectó al modelo de sedimentación a fines del Pérmico y el Triásico temprano (Coney y Reynolds, 1976).

Durante el Triásico tardío en la parte centro-sur del estado de Sonora se depositaron las molasas del Grupo Barranca producto de la erosión de los por la Orogenia Sonorana.

Durante el Jurásico en la porción norte y noroccidental del estado se ha identificado la existencia de una gran cuenca orientada N-NW estrechamente ligada al arco magmático identificado en el borde continental como consecuencia de la subducción de la corteza oceánica en el margen occidental de Norte América (descrito por las placas Farallón y Kula), cuya erosión alimentó parcialmente la cuenca situada al oriente del mismo, depositándose una potente secuencia de sedimentos y volcanosedimentos correspondientes a los sedimentos detríticos de edad Jurásico inferior que se localizan en el área Placeritos y la porción oriente de la carta.

A fines del Cretácico tardío (~80 Ma) una fase compresiva denominada Orogenia Laramide se originó debido a cambios cinemáticos y geométricos de la subducción entre las placas Farallón y Norteamericana (Dickinson y Snyder, 1978). En el intervalo Cretácico tardío-Paleoceno temprano la actividad magmática relacionada con la subducción de la placa Farallón continuó con el emplazamiento de grandes cuerpos intrusivos de composición granítica-granodiorítica (Damon *et al.*, 1983). A este magmatismo se le relaciona un volcanismo intermedio-félsico de la Formación Tarahumara caracterizado por grandes cantidades de tobas de cristales fechada entre 90 y 70 Ma en la parte central-este de Sonora (Wilson y Rocha, 1949; McDowell *et al.*, 2001). Esta formación y las rocas más antiguas son mineralizadas por los intrusivos, como ocurrió en la mineralización de sedimentos calcáreos en la zona La Verde y la mayor parte de las vetas con mineralización de Au, Ag, Pb y Zn que se encuentran alojados en rocas sedimentarias de edad Jurásica en la zona de Placeritos.

La deformación relacionada con la Orogenia Laramide es principalmente compresiva con transporte E-NE (Valencia Moreno *et al.*, 2001) pero estos fenómenos fueron enmascarados por la deformación extensional del Cenozoico. La Orogenia Laramide cesa aproximadamente a los 40 Ma (Atwater, 1989).

Durante el Mioceno el fin del volcanismo ignimbrítico que erigió la mayor parte de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 2005) corresponde con el inicio de una fase extensiva regional conocida como Provincia *Basin and Range* (Dickinson, 1991), representada por un volcanismo bimodal cuya composición varía de félsica a intermedia, manifestándose en forma de derrames fisurales afectando gran parte del Noroeste de México y del Oeste de Estados Unidos. Este evento induce una morfología de sierras y valles paralelos asociados a subsidencias locales y basculamientos de los bloques de la corteza superior a lo largo de fallas normales, con una orientación NNW-SSE. Estructuralmente las sierras corresponden a horst y los valles a graben, también se presentan sistemas de semigraben escalonados. En los valles se depositaron sedimentos detríticos cuyos clastos provienen de los relieves adyacentes. Estos sedimentos forman en

Sonora la Formación Báucarit (King 1939). Un volcanismo máfico fisural con edades de 22.2 ± 0.9 Ma (Paz-Moreno 1992).

En el Mioceno medio el fin de la subducción de la placa Farallón bajo la Norteamericana provocó un cambio geodinámico, desarrollándose un *rift* intracontinental conocido como proto-Golfo de California, al cual se asocia un episodio de magmatismo hiperalcalino, conocido como Ignimbrita de Hermosillo/Toba San Felipe con una edad de 12 Ma (Vidal-Solano *et. al*, 2005).

III.4 Zonas Mineralizadas

Los yacimientos minerales en la carta El Batamote, son en mayoría de importancia en minerales metálicos producidos por metamorfismo de contacto y algunos de origen hidrotermal (SGM, 1999). Los escasos yacimientos de minerales no metálicos son de wollastonita producida por metamorfismo de contacto/metasomatismo. También hay depósitos de cuarzo hidrotermal.

El SGM (1999) dividió la carta el Batamote en cuatro zonas mineralizadas para un mayor análisis y descripción de los prospectos mineros y zonas de alteración (Figura 3), estas zonas son: Placeritos, La Verde, Cerro Colorado y San Martín. La zona que tuvo mayor trayectoria minera fue La Verde, que fue explotada intermitentemente, el resto de las minas localizadas son prospectos aislados, que fueron explotados en menor escala. Actualmente no se encuentra ninguna mina en explotación.

III.4.2 Zona mineralizada Placeritos

Formada por un área de 40 km², la zona mineralizada Placeritos se localiza en la parte suroeste del área de estudio, en esta zona se situaron seis prospectos; cinco de importancia en minerales metálicos y uno de importancia en minerales no metálicos. Esta zona presenta una amplia variedad de rocas sedimentarias paleozoicas, las cuales han sido mineralizadas

por el intrusivo laramídico del Cretácico tardío-Paleoceno que aflora sólo a manera de ventanas en esta porción del área de estudio.

Se exponen dos tipos de yacimientos, los originados por el hidrotermalismo y los de origen metasomático de contacto. Los yacimientos de origen hidrotermal se emplazan en vetas de rumbos E-W (SGM,1999), siendo de tipo epitermal constituido por oro libre, argentita, galena, pirita, calcopirita alojados en ganga de cuarzo, hematita asociadas a alteraciones de silicificación y argilización generalmente con fragmentos de roca originados por el brechamiento.

La mineralización por metasomatismo de contacto está constituida por carbonatos, principalmente malaquita, azurita, crisocola, oro libre alojado en una ganga de hematita-limonita, magnetita y cuarzo.

III.4.1 Zona mineralizada La Verde

Esta zona se ubica al noroeste de la carta y tiene un área aproximada de 45 km² donde fueron ubicados 10 prospectos, siendo 9 de importancia en minerales metálicos y uno por mármol. En La Verde se encuentra una diversidad de rocas sedimentarias como calizas, areniscas y cuarcitas paleozoicas; sedimentos arenosos con horizontes calcáreos del Jurásico inferior, que han sido mineralizadas por la presencia del intrusivo laramídico que en esta porción del área de estudio también se encuentra aflorando a manera de ventanas, lo que originó un metasomatismo de contacto generando depósitos de skarn y reemplazamiento.

Al igual que en la zona de Placeritos, se tiene dos tipos de yacimientos, los causados por hidrotermalismo y los de origen metasomático. Los depósitos de origen hidrotermal se emplazan en estructuras con una orientación NW-SE, cuyo hidrotermalismo es epitermal constituido por oro libre, argentita, galena, pirita, calcopirita alojados en una ganga de cuarzo, hematita asociada a alteraciones de silicificación y argilización (SGM, 1999).

La mineralización por metasomatismo de contacto se encuentra representada principalmente por malaquita, azurita, crisocola, esmithsonita y oro libre alojados en una ganga de hematita-limonita, cuarzo y magnetita. Las alteración que presentan este tipo de depósito es silicificación y minerales típicos del metamorfismo de contacto como lo son los granates, epidota y wollastonita.

III.4.3 Zona mineralizada Cerro Colorado

Comprende un área de aproximadamente 110 km² localizada en la porción centro-este de la carta. En esta zona se ubicaron 15 prospectos de minerales metálicos y uno por cuarzo. Las rocas encajonantes son rocas ígneas volcánicas e intrusivas de distintas edades; así como rocas sedimentarias del Paleozoico al Jurásico.

Los yacimientos hidrotermales presentan una relación con los troncos cuarzomonzoníticos del Cenozoico temprano, se emplazan preferencialmente en forma de vetas en las areniscas y conglomerados jurásicos, aunque puede encontrarse también en rocas paleozoicas. Las rocas volcánicas andesíticas del Cretácico se presentan silicificadas y ocasionalmente con oxidaciones y clorita. Los depósitos generalmente se asocian principalmente con fallas rumbos NW15°SE y echados cercanamente verticales, principalmente.

La mineralogía en los depósitos hidrotermales está formada por una mena de oro libre, sulfuros de plata, cobre y plomo alojados en ganga de cuarzo, hematita con fragmentos de roca producto del brechamiento por fallas asociadas a vetas; con alteraciones de silicificación, argilización y ocasionalmente con desarrollo de clorita, epidota y sericita (SGM, 1999).

La mayoría de los yacimientos por metasomatismo de contacto son cuerpos irregulares asociado a estructuras donde se reemplaza la mineralización y forma cuerpos aparentemente tabulares, estratiformes y lenticulares. Se encuentran en afloramientos relacionados a calizas y areniscas paleozoicas, con minerales de hematita-magnetita, cuarzo con una mena de carbonatos de cobre, sulfuros de plata y cobre (con oro asociado), así

como minerales como pirita, calcopirita, galena y esmithsonita. Localmente son comunes la silicificación, oxidación, así como la presencia de epidota, wollastonita y granates como minerales de alteración y metasomatismo (SGM, 1999).

III.4.4 Zona mineralizada San Martín

Abarca un área aproximada de 50 km², esta zona se ubica en la porción sureste de la carta, localizándose 9 prospectos por minerales metálicos y 1 por minerales no metálicos. Los yacimientos hidrotermales en esta zona se emplazan de manera preferencial en areniscas y conglomerados jurásicos.

La mena de los yacimientos epitermales está formada por oro libre, sulfuros de plata, cobre y plomo alojados en una ganga de cuarzo y hematita. Los depósitos comúnmente contienen fragmentos de las rocas encajonantes derivados del brechamiento a lo largo de fallas. Como alteraciones asociadas ocurren argilización y silicificación.

Los yacimientos metasomáticos también se encuentran asociados a calizas y areniscas del Paleozoico a excepción del prospecto El Molibdeno que se emplaza en un estrato de calizas intercaladas con sedimentos terrígenos del Jurásico. Los minerales de estos depósitos son hematita-magnetita, cuarzo, con una mena de carbonatos de cobre, sulfuros de plata y cobre. Las alteraciones más comunes son oxidación y silicificación.

CAPÍTULO IV. FUNDAMENTOS FÍSICOS DE LOS MÉTODOS POTENCIALES

IV.1 Método Gravimétrico

La finalidad del método gravimétrico es determinar la distribución de las densidades de las rocas del subsuelo, mediante el análisis de las perturbaciones que las estructuras geológicas originan en el campo gravitacional terrestre, el cual se ve afectado por las distribuciones de masa y las discontinuidades del subsuelo. Los contrastes laterales en la densidad de las rocas del subsuelo producen anomalías gravimétricas, las cuales pueden ser localizadas mediante mediciones en superficie de la aceleración de la gravedad (Dobrin, 1980).

El método gravimétrico se basa en la ley de la gravitación universal de Newton:

$$\vec{F} = \frac{Gm_1m_2}{r^2} \vec{r}_u \quad (1)$$

donde m_1 y m_2 son las masas de los cuerpos considerados; r el radio terrestre; G la constante de gravitación universal, igual a $6.672 \times 10^{-11} \text{Nm}^2/\text{kg}^2$ y \vec{r}_u es el vector unitario con dirección al centro de masa.

IV.1.2 Campo gravitacional terrestre

Debido a que la Tierra no es perfectamente esférica y homogénea, la aceleración de la gravedad no es la misma en toda la superficie terrestre, por lo que los valores de gravedad observados dependen de diferentes factores que son: la latitud, la altura, el efecto de las mareas, la topografía y la distribución de masas en el subsuelo (Dobrin *et al.*, 1988).

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

$$\vec{g} = \lim_{m_1 \rightarrow 0} \frac{F}{m_1} = G \frac{m_2}{r^2} \vec{r} \quad (2)$$

La ecuación (2) calcula el efecto de \vec{g} en un punto del espacio producido por una masa puntual o por una partícula (Telford *et al.*, 1990).

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

IV.1.3 Anomalías gravimétricas

La prospección gravimétrica consiste en medir las variaciones de la componente vertical (z) del campo de gravedad terrestre (Cantos, 1987), para inferir la presencia de estructuras geológicas como: fallas, anticlinales, sinclinales, fosas tectónicas, etc.

La interpretación geológica de tales mediciones se realiza en términos de anomalías gravimétricas. Existen varios tipos de anomalías gravimétricas, las cuales se obtienen después de tomar en cuenta algunos efectos que afectan a las observaciones y que no están asociados a la variación de la densidad de las rocas del subsuelo.

En la exploración de estructuras geológicas se utiliza la anomalía de Bouguer simple (AB_s), la cual se obtiene al eliminar de los datos observados la aceleración de la gravedad debida a la masa promedio, figura y rotación del planeta (corrección normal o por latitud, C_L) en el sitio de medición, y la aceleración de la gravedad debida al material que subyace el área de estudio. Este último efecto se estima para regiones planas mediante la corrección de Bouguer (C_B). Esta corrección se puede refinar mediante la corrección topográfica (C_T), la cual toma en cuenta el relieve del terreno adyacente al área de estudio, en cuyo caso la anomalía de Bouguer simple se conoce como anomalía de Bouguer completa (AB_C), la cual contiene solamente el efecto de la distribución de densidad en las rocas del subsuelo.

Las anomalías de Bouguer únicamente nos permiten detectar cambios de densidad laterales: estratos horizontales con densidad uniforme producen datos homogéneos que no generan cambios discernibles en la anomalía de Bouguer.

La anomalía de Bouguer completa (ABC) (en mGal; $1 \text{ mGal} = 1 \times 10^{-3} \text{ cm/seg}^2$) se define como:

$$g_{ABC} = g_{obs} - g_{Teórica} \quad (3)$$

donde g_{obs} es la anomalía de gravedad observada en un punto particular, corregida por deriva (ocasionada por el desgaste de las partes internas del medidor de la aceleración de la gravedad, especialmente de las constantes elásticas del resorte) y por la marea gravimétrica (la atracción que ejercen la luna y el sol); g_T es la gravedad teórica calculada al nivel del elipsoide terrestre y en la latitud del punto de medición.

$$g_{Teórica} = g_{\phi} - g_{AL} + g_B - g_T \quad (4)$$

donde g_{ϕ} es la corrección por latitud se obtiene: $g_{\phi} = 0.008139 \text{ sen} 2\phi$, cuyo valor representa el cambio en latitud a 10 m de la estación de referencia; g_{AL} es la corrección por altura, $g_{AL} = 0.3086h$, cuyo valor es la variación de la gravedad con la elevación por arriba del elipsoide de referencia; $g_B = 2\pi G\rho h$ es la corrección de Bouguer, es decir, la atracción gravimétrica de una losa de extensión lateral infinita de densidad ρ (g/cm^3) y espesor h . Por convención, para áreas regionales se utiliza la densidad promedio de las rocas de la corteza continental $\rho = 2.67 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}$; g_T es la corrección por topografía, la cual toma en cuenta la variación del relieve del terreno.

IV.1.3.1 Separación regional-residual

La anomalía de Bouguer generalmente se descompone en una contribución gravitacional debida a cuerpos profundos de dimensiones regionales denominada anomalía gravimétrica regional, y una contribución de la distribución somera de las densidades en el subsuelo, la cual recibe el nombre de anomalía gravimétrica residual (Lowrie, 1997).

Las anomalías de profundidades someras son normalmente de longitud de onda corta, las cuales sólo son visibles sobre pequeñas distancias, a diferencia de los efectos causados por estructuras geológicas profundas que son perceptibles a grandes distancias con longitudes de onda larga (Lowrie, 1997).

La anomalía residual se puede definir como la anomalía de interés geológico en un estudio específico. La separación de la anomalía residual de una distribución de campo potencial es un problema delicado que domina la precisión del proceso de interpretación.

Existen varios métodos de separación de anomalías gravimétricas producidas por cuerpos de distintas características, los más conocidos son: métodos gráficos, ajustes de superficies polinomiales, derivación del campo potencial, filtrado potencial, continuación analítica, análisis espectral, etc.

Para realizar la separación de regional-residual en este trabajo se utilizó el método de ajuste de superficies polinomiales, propuesto por Zeng (1989). El método supone que la anomalía gravimétrica regional forma una función de variación suave, que puede ser representada analíticamente por una superficie de un determinado grado de bajo orden. Para encontrar el grado óptimo del polinomio a utilizar, se emplea la continuación analítica del campo potencial gravimétrico propuesta por Zeng (1989), que permite calcular el potencial en un plano distinto al plano en donde se tomaron los datos.

La continuación analítica de campo ascendente permite calcular el potencial a cierta altura por encima del plano en el que se tienen las mediciones, lo cual lleva a anomalías más suaves relacionadas con variaciones regionales. Zeng (1989) propone usar la continuación

analítica y luego comparar el resultado con el obtenido mediante los ajustes polinomiales y con esto obtener el polinomio representativo de la anomalía regional.

Para estimar la tendencia regional mediante el ajuste de superficies polinomiales la anomalía de Bouguer se puede escribir como:

$$G_B(x_i, y_i) = G_R(x_i, y_i) + G_r(x_i, y_i) \quad (5)$$

donde

$G_B(x_i, y_i)$: Anomalía de Bouguer

$G_R(x_i, y_i)$: Componente regional

$G_r(x_i, y_i)$: Componente residual

Considerando que $G_r(x_i, y_i)$ es una variable aleatoria con media cero y varianza d^2 (desviación media cuadrática de la media), la cual es la misma para todas las observaciones. Entonces, la componente residual se trata de una manera similar al error aleatorio encontrado en cualquier conjunto de datos experimentales.

La variable $G_R(x_i, y_i)$ se expresa como un polinomio en series de potencia de x , y , donde x, y representan las coordenadas de los puntos de observación:

$$G(x_i, y_i) = \sum_{j=1}^p \sum_{k=0}^q b_{k,k} x^p y^q \quad (6)$$

Para ajustar la ecuación (6) a las observaciones se puede obtener una estimación de la dependencia de G_r sobre x , y aplicando el principio de mínimos cuadrados. Por lo tanto, a partir de la ecuación (5) se tiene que:

$$G_r^2(x_i, y_i) = \sum_{i=n}^N \varepsilon_i^2 = \sum_i \sum_j [G_b(x_i, y_i) - G_R(x_i, y_i)]^2 \quad (7)$$

Para que $G_r^2(x_i, y_i)$ sea un mínimo se debe cumplir:

$$\frac{\partial G_r^2(x_i, y_i)}{\partial b_k} = 0 \quad \text{para } k=1, \dots, n. \quad (8)$$

La ecuación (8) simboliza de forma reducida un conjunto de ecuaciones conocidas como “ecuaciones normales”, cuya solución da los valores de los coeficientes b_k que hacen mínima la suma de los cuadrados de los errores.

IV.2 Método Magnético

El método magnético es uno de los métodos más antiguos de la exploración geofísica, utilizado principalmente en la localización de formaciones mineralizadas y estructuras geológicas como fallas, contactos e intrusiones (Mederos, 2009). La técnica de prospección magnética se basa en el estudio de las variaciones del campo magnético terrestre, con lo que se obtienen medidas del valor total del campo magnético o del gradiente del campo magnético. A partir de estas mediciones se infiere la geología del subsuelo.

Las variaciones de la intensidad del campo magnético son debidas a la presencia de cuerpos susceptibles de ser magnetizados y que, por consiguiente, modifican el campo magnético terrestre en su medio. La presencia de elementos metálicos enterrados susceptibles de polarizarse magnéticamente por el campo magnético terrestre puede determinarse a causa de las anomalías magnéticas que producen localmente en la intensidad del campo magnético terrestre.

La forma e intensidad de la anomalía depende del tamaño y profundidad del cuerpo, de la susceptibilidad magnética del material y las propiedades (intensidad e inclinación) del campo magnético que lo constituye; también de la proporción entre la magnetización inducida y el remanente en la imantación del cuerpo (Busquet *et al.*, 1995).

Los métodos potenciales se fundamentan en leyes de fuerzas similares que se basan en la Ley de gravitación de Newton y en la Ley de atracción magnética de Coulomb.

Ley de Coulomb

$$\vec{F}_m = \frac{1}{\mu\mu_0} \frac{P_0 P}{r^2} \vec{r}_u \quad (9)$$

Relaciona la fuerza F_m entre dos polos magnéticos P_0 y P , localizado a una distancia r , que es la distancia desde el punto donde se encuentra la carga hasta el punto P donde se está calculando el campo, \vec{r}_u es un vector unitario que va en la dirección que une ambos polos; la constante μ depende de las propiedades magnéticas del medio en el que estén situados los polos (para el vacío $\mu=0$), μ_0 es la constante de permeabilidad del espacio libre. Su valor en el SI es $4\pi \cdot 10^{-7}$ T/mA. Por definición un polo magnético positivo es atraído al polo norte geográfico de la Tierra.

IV.2.1 Campo Magnético

Un campo magnético se genera a partir de corrientes eléctricas (movimiento de cargas). Si se hace circular una corriente eléctrica i por un alambre, se producirá un campo magnético H alrededor de éste, un círculo perpendicular al campo representa las líneas de inducción (Figura 6).

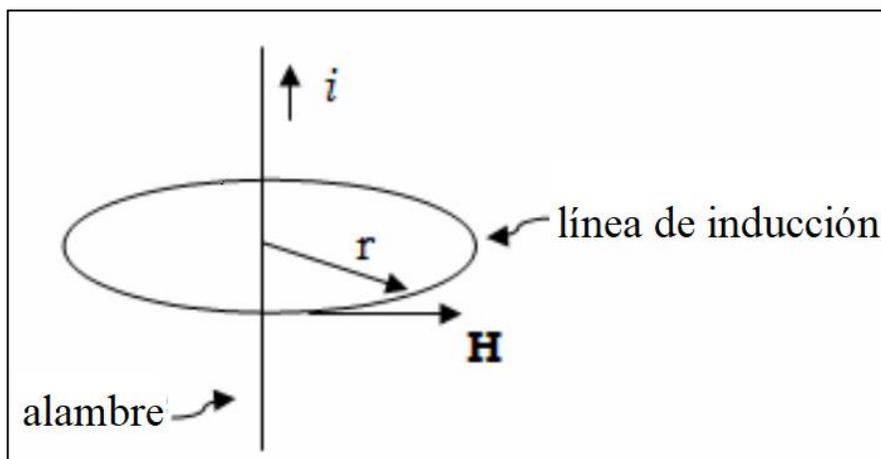


Figura 6: Campo magnético producido por un alambre con intensidad de corriente i (Modificado de Butler, 2004).

La intensidad del campo magnético \bar{H} , es de carácter vectorial y se define como la fuerza magnética en un polo unitario, que es el valor que mide en un magnetómetro. Por lo tanto, la intensidad de un campo magnético en un punto se define como:

$$\bar{H} = \frac{\vec{F}_m}{P_0} \vec{r}_u = \frac{P}{\mu\mu_0 r^2} \vec{r}_u \quad (10)$$

donde P_0 es un polo magnético ficticio en un punto en el espacio donde se localiza el sensor del magnetómetro.

En un primer acercamiento, se puede considerar al campo magnético de la Tierra como el campo producido por un dipolo magnético alineado con el eje de la Tierra o al producido por una esfera magnetizada uniformemente según un eje inclinado respecto al eje de rotación del orden de 11.5° . La intensidad del campo magnético se refiere a un sistema de ejes coordenados rectangulares XYZ , en el que el eje x es horizontal y dirigido al Norte geográfico, el eje y también es horizontal y se dirige hacia el Este y el eje z es vertical y dirigido hacia abajo (Figura 7). Los vectores componentes de la intensidad del campo T se designan para cada eje, respectivamente, es decir, T es el vector que representa la suma de los tres componentes principales (x, y, z).

$$T = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2} = \sqrt{H^2 + z^2} \quad (11)$$

El ángulo formado entre la componente H y el eje x se denomina declinación magnética y se designa por D , se considera positiva hacia el Este y negativa hacia el Oeste; se le atribuye el signo positivo en el caso de que H se desvíe respecto al eje x hacia el Este y signo negativo hacia el Oeste. El ángulo entre el plano xy y el vector T se denomina inclinación magnética y se representa por I (Figura 7).

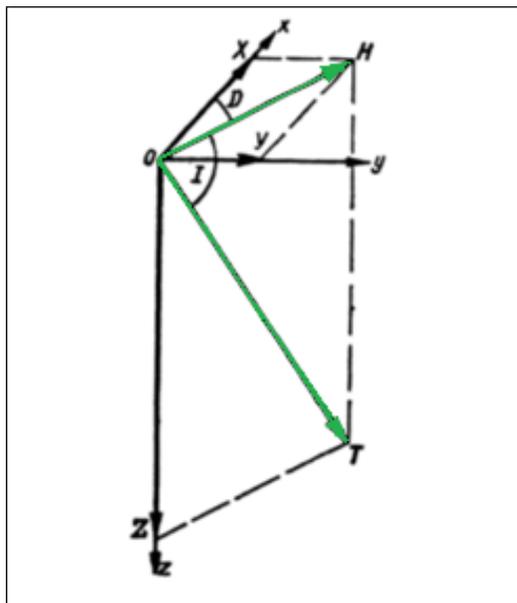


Figura 7: Componentes vectoriales del campo magnético terrestre (McElhinny, 1973).

IV.2.1.1 Unidades de Intensidad Magnética

En una prospección magnética usualmente se toman medidas de la variación de la intensidad o de alguna componente de la intensidad del campo magnético de la Tierra. La unidad convencional de intensidad de campo es el Oersted (Oe), aunque también es común que se use el gauss. Otra unidad es la gamma (γ), definida como $\gamma = 10^{-5}$ Oe, la γ se ha convertido en la unidad más común de la intensidad del campo en trabajos de geofísica. La unidad para la intensidad magnética total en el SI, es la nanotesla (10^{-9} T = 1 nT = 1 γ = 10^{-5} Gauss (G)).

El campo geomagnético terrestre varía en dirección y magnitud. La intensidad total aumenta desde aproximadamente 0.25 Oe (30,000 nT) en el ecuador a 0.7 Oe (60,000 nT) en los polos (Hinze, 1990).

IV.2.1.2 Variaciones del campo magnético

El campo magnético terrestre es, en su mayor parte, de origen interno, no obstante, existe también un campo externo formado fuera de la Tierra, producido principalmente por la actividad solar. Las variaciones temporales del campo interno (variación secular) sólo son perceptibles en periodos de tiempo largos, mientras que las variaciones del campo externo son de corta duración.

IV.2.1.2.1 Variación secular

La variación secular es el nombre que reciben las variaciones de periodo muy largo, que sólo son perceptibles al comparar valores medios anuales durante varios años. Los cambios de la declinación e inclinación magnética en un punto dado constituyen las primeras observaciones de la variación secular. El efecto total de la variación secular se suele dividir en dos partes, una que afecta al campo del dipolo y otra al campo residual o campo no-dipolar. La primera está asociada a los procesos de dínamo del núcleo terrestre, las variaciones temporales del campo no-dipolar se originan debido a las corrientes de convección en la superficie del núcleo (Udías y Mezcua, 1997).

Las corrientes de convección ya sean ascendentes o descendentes se dispersan sobre la superficie del núcleo y su variación (cambio en las velocidades angulares) y la interacción de estas variaciones de flujo con las líneas de fuerza del campo magnético dan origen a los cambios del campo residual.

La variación secular de los componentes tiene un valor aproximado de algunas decenas de nT al año, y en algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año y de hasta 6 a 10 minuto/año para la declinación e inclinación.

IV.2.1.2.2 Variaciones del campo externo

Las variaciones temporales del campo externo son de corta duración y se dividen en periódicas y no periódicas. Las variaciones periódicas se observan mejor en los días en los que las perturbaciones de la actividad solar son pequeñas (días tranquilos). Estas variaciones dependen de la influencia del Sol y la Luna, por lo que su periodicidad se encuentra vinculada con los ciclos de las órbitas de estos astros y también de la rotación de la Tierra. Se ha observado que las máximas amplitudes de estas variaciones ocurren en los días de verano. Los rangos de intensidad total del campo oscilan entre 10 a 30 nT, pero pueden variar hasta más de 100 nT (Telford *et al.*, 1990).

Al arrastrar el viento solar el campo magnético terrestre genera un choque con la magnetósfera y la deforma (achatamiento), creando la variación diurna o semidiurna. Esta variación es de ~60 nT, en periodos de 24 horas.

Existe otro tipo de variación periódica relacionado con las manchas solares y la rotación del Sol, así como las pulsaciones magnéticas o variaciones de periodo muy corto (2-10 segundos) y de amplitud pequeña.

De las variaciones no periódicas la de mayor relevancia son las tormentas solares, que pueden llegar a tener amplitudes de hasta 400 nT. Las tormentas solares se forman por la interacción de las partículas emitidas por el Sol de forma continua y el campo magnético terrestre, lo que da origen a la magnetósfera (Udías y Mezcuca, 1997).

El análisis del registro constante del campo magnético permite revelar los días no perturbados, a lo que se le conoce como variación diaria. La amplitud de este máximo en la componente horizontal de aproximadamente 100 nT, en tanto que la componente vertical sólo alcanza las 20 nT.

IV.1.2.3 Modelo del campo Geomagnético

Un planteamiento más general al problema del campo geomagnético se basa en no hacer ninguna hipótesis previa sobre su origen y forma, y deducir ambos de las

observaciones sobre la superficie de la Tierra. Para esto suponemos que la región cerca de la superficie está libre de fuentes magnéticas, por lo tanto, el potencial del campo geomagnético ha de cumplir con la ecuación de Laplace (Mead, 1964). Teniendo en cuenta la geometría esférica del problema, se busca una solución en forma de armónicos esféricos.

Siendo Φ el potencial total del campo magnético, puede ser separado como la suma de dos potenciales que corresponden al campo interno y al campo externo.

$$\Phi = \Phi_i + \Phi_e \quad (12)$$

Para la región libre de fuentes cerca de la superficie de la Tierra, podemos escribir:

$$\nabla^2 \Phi = 0 \quad (13)$$

Expresando (13) en coordenadas esféricas (r, θ, λ) :

$$\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \Phi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \Phi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial \lambda^2} = 0 \quad (14)$$

Las soluciones de esta ecuación se obtienen a partir del método de separación de variables y se formulan en una suma de armónicos esféricos en función de las variables r, θ, λ .

$$\Phi_e = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{r}{a} \right)^n S_n(\theta, \lambda) \quad (15)$$

donde a es el radio terrestre y $S_n(\theta, \lambda)$ son los armónicos esféricos de superficie, dados por:

$$S_n(\theta, \lambda) = \sum_{m=0}^n P_n^m(\cos \theta) [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] \quad (16)$$

donde g_n^m y h_n^m son constantes y P_n^m son los polinomios de Legendre. Su valor cuadrático medio sobre la superficie total de la esfera es $1/(2n+1)$, por lo que, para un grado n no depende del orden m que se considere.

Desde 1960 se comenzaron a establecer modelos a escala mundial que sirven de referencia para la reducción de las observaciones geomagnéticas. Reciben el nombre de «Campo Geomagnético Internacional de Referencia» (*IGRF*, International Geomagnetic Reference Field), determinados por los coeficientes del desarrollo de armónicos esféricos hasta cierto orden y de sus derivadas temporales. Por tanto, se puede extrapolar para años diferentes de aquel para el que están definidos, dentro de un cierto rango de validez.

El IGRF se revisa y actualiza cada cinco años por un grupo de creadores de modelos asociados a la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA), se incluyen los coeficientes de armónico esféricos para predecir el campo producido por el núcleo para un futuro inmediato, suponiendo que cada coeficiente cambia linealmente en el tiempo.

IV.2.2 Anomalía magnética

La prospección magnética sobre la superficie de la Tierra refleja en sus valores no sólo las características del campo interno y externo, sino también las variaciones de la intensidad del campo magnético generada por las distintas manifestaciones y orientaciones de los minerales magnéticos presentes en las rocas más superficiales de la corteza terrestre. La amplitud y forma de la respuesta magnética dependen de la geometría, profundidad, rumbo, susceptibilidad magnética y de la magnetización remanente de las rocas que producen la anomalía magnética, así como de la inclinación y declinación magnética del área.

Las anomalías magnéticas son de muy utilizadas para localizar minerales que posean propiedades magnéticas y para el estudio de la estructura del basamento cristalino a nivel regional.

Para obtener la anomalía magnética se parte de la siguiente relación:

$$\Delta T = [(T_{obs} \pm T_{vd}) - T_{IGRF}] \quad (17)$$

donde

ΔT : Anomalía magnética.

T_{obs} : Intensidad magnética observada.

T_{vd} : Corrección por variación diurna.

T_{IGRF} : Campo Geomagnético Internacional de Referencia.

IV.2.3 Prospección aeromagnética

Durante varios años, se han combinado las medidas del campo magnético terrestre con otras medidas geofísicas para investigar mejor el interior de la Tierra. Tradicionalmente estas mediciones eran realizadas en superficie. Sin embargo, en la actualidad se efectúan mediante magnetómetros transportados en avión o helicóptero. De esta forma es posible obtener mapas del campo magnético de grandes extensiones de la superficie terrestre de forma más rápida, económica, y en algunas ocasiones de mayor precisión que los levantados desde la superficie.

Generalmente, en un levantamiento aeromagnético el avión vuela siguiendo líneas paralelas atravesadas por otras líneas, que suelen llamarse líneas de control o también líneas base, cuyo espaciado es un determinado número de veces mayor que el de las líneas de vuelo principales (Figura 8). En muchas ocasiones, las líneas de control son perpendiculares a las

líneas de vuelo, surgiendo en las intersecciones de ellas diferencias en las medidas del campo magnético que se utilizan para eliminar los efectos de las variaciones temporales y los de la deriva instrumental.

La prospección aeromagnética es una técnica basada en la medida y estudio de las variaciones del campo magnético terrestre obteniéndose medidas del valor total del campo magnético o bien, de su gradiente. La velocidad de las mediciones tiene como desventaja que, debido a la altura del vuelo, son de menor resolución para detectar anomalías muy locales. Las anomalías resultantes son indicadores regionales de la estructura del basamento cristalino a veces denominado zócalo magnético.

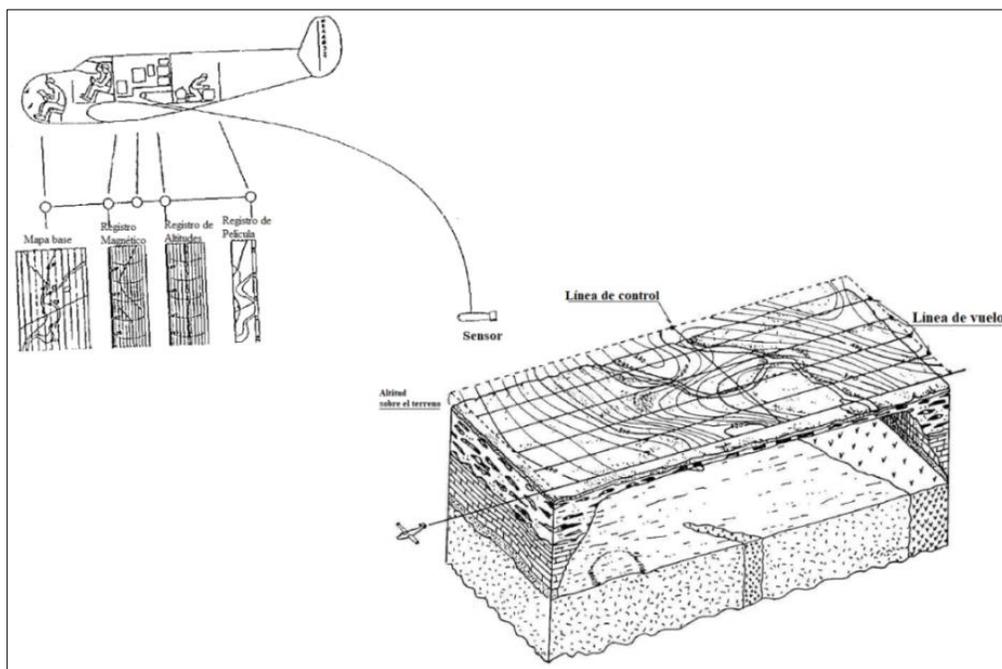


Figura 8: Esquema de un levantamiento aeromagnético (tomado de Ardizzone, 2002).

IV.3 Filtrado de datos gravimétricos y magnéticos

Las anomalías gravimétricas y magnéticas contienen la suma de los efectos causados por diferentes fuentes (cuerpos profundos, intermedios, someros, ruido, etc.), por lo que el proceso de filtrado nos permite aislar los efectos de ellas. Existe una variedad de filtros, cada uno con su objetivo, pero su propósito general es enfatizar las anomalías de interés y así poder realizar un análisis sobre las fuentes que producen dichas anomalías.

Los filtros digitales bidimensionales diseñados en el dominio del número de onda son una herramienta muy útil en la interpretación de mapas gravimétricos y magnéticos. Las operaciones de filtrado se realizan en el dominio del número de onda, donde los coeficientes de Fourier de los datos de entrada se multiplican por la función de transferencia del filtro seleccionado. Finalmente, a la función de salida resultante se aplica la transformada de Fourier Inversa para tener la información en el dominio del espacio.

Matemáticamente, la transformada de Fourier de una función del dominio espacial se define como:

$$\bar{f}(\mu, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} f(x, y) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} dx dy \quad (18)$$

La transformada inversa de Fourier es:

$$f(x, y) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{f}(\mu, \nu) \cdot e^{-i(\mu x + \nu y)} d\mu d\nu \quad (19)$$

Donde μ y ν son números de onda, x y y son direcciones.

Una función de campo potencial dada en el dominio espacial tiene una sola y única función de dominio de número de onda y viceversa. La adición de dos funciones (anomalías) en el dominio espacial es equivalente a la adición de las transformaciones.

La finalidad del procesamiento de filtrado es la de enfatizar rasgos que interesan y que están enmascarados por otros efectos y/o el de suprimir lo que no nos interesa.

IV. 3.1 Reducción al Polo

Debido a que el campo magnético es un vector, definido por: magnitud, sentido y dirección, las anomalías magnéticas en diferentes latitudes están desplazadas de las fuentes que las producen, por lo que uno de los algoritmos matemáticos que se debe aplicar es un filtro que simula nuestra área de estudio localizada en el polo, en donde la inclinación magnética es de 90° y la declinación es 0° . Este algoritmo llamado de Baranov y Naudy (1964) es mejor conocido como Reducción al Polo Magnético y nos asegura en teoría, que las anomalías magnéticas se ubicarán sobre las fuentes que las producen, es decir, se elimina la distorsión producida por la inclinación del campo magnético, minimizando la asimetría y los desplazamientos laterales de las anomalías (Figura 9). La matriz de datos, así generada, es la base para la aplicación de otros filtros o algoritmos matemáticos (López-Loera, 2014).

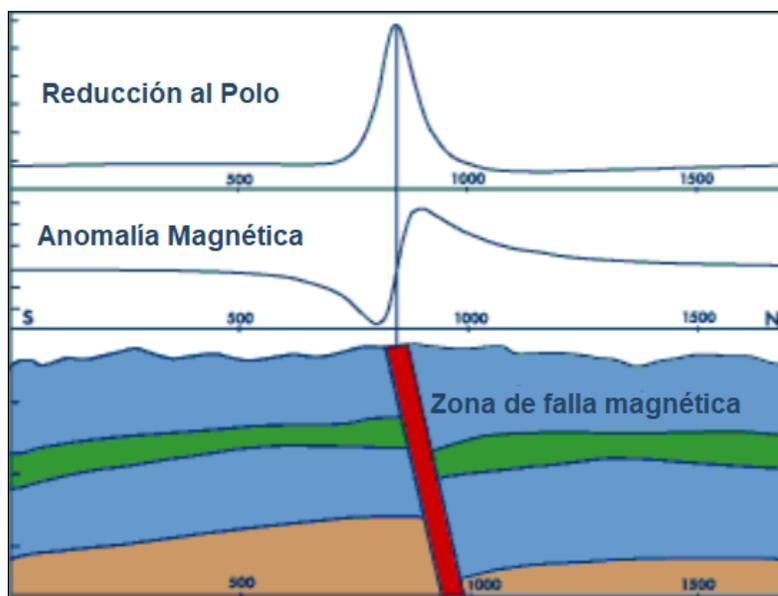


Figura 9: Representación de la reducción al polo aplicada a la anomalía magnética (tomado de: Geoqualia.com).

IV.3.2 Derivadas verticales

La aplicación de derivadas verticales ha sido un método estándar de procesamiento (Nabighian, 1984) para destacar los valores de alta frecuencia de los datos.

En las derivadas verticales, cuanto mayor sea el orden, mayor es la amplificación relativa de frecuencias más altas, y mayor es también el riesgo de acentuar el ruido a un nivel inaceptable. Por esta razón casi nunca se calculan derivadas verticales de tercer orden o mayores (Elkins, 1951).

IV.3.2.1 Primera derivada vertical

La primera derivada vertical (gradiente vertical), es físicamente equivalente a medir el campo simultáneamente en dos puntos verticales, uno por arriba del otro, restando los respectivos valores y dividiendo el resultado por la separación vertical espacial entre ambos puntos de medición.

$$T' = \frac{\Delta T}{\Delta z} = \frac{T_{z+\Delta} - T_z}{\Delta z} \quad (20)$$

donde T es la anomalía a las alturas z y z+Δz

Es comúnmente aplicada al total de los datos del campo potencial para resaltar las anomalías asociadas a las fuentes geológicas más superficiales de la estructura regional y los bordes de las estructuras. La derivación vertical muestra los efectos causados por el contraste de la propiedad física de estudio.

IV.3.2.2 Segunda derivada vertical

La segunda derivada vertical, es el gradiente vertical de la primera derivada vertical, tiene el efecto de acentuar la longitud de onda menor (fuente menos profunda) de los componentes, a expensas de la longitud de onda larga.

La fórmula para la frecuencia de respuesta de estas operaciones muestra que el proceso realiza frecuencias altas relativas a las frecuencias bajas. Esta propiedad es la base para la aplicación del proceso de derivada, el cual elimina los efectos regionales de gran longitud de onda y resuelve los efectos de anomalías someras. La segunda derivada vertical tiene mayor poder de resolución que la primera derivada vertical, pero requiere para su aplicación de datos de mayor calidad, ya que su mayor realce de frecuencias altas resulta en mayor realce de ruido (Milligan y Gunn 1997).

La principal ventaja de este método es que el valor cero sigue de manera muy precisa a los bordes subverticales de bloques intrabasamentales o a los bordes de perturbaciones o fallas suprabasamentales. La segunda derivada vertical se calcula utilizando un filtro de convolución de la ecuación de Laplace (Cárdenas *et al.*, 2013):

$$\nabla^2 f = 0 \quad (21)$$

$$\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2} \right) \quad (22)$$

IV.3.3 Derivadas horizontales

Son filtros para calcular las enésimas derivadas horizontales en las direcciones x o y . Este proceso contiene una transformación de fase, así como un realce de altas frecuencias. La transformación de fase generalmente tiene como consecuencia originar picos de anomalía localizados sobre los extremos de cuerpos anchos y el realce de altas frecuencias,

así como enfatizar estos picos para incrementar la definición de los extremos del cuerpo. Se puede utilizar esta cualidad de las derivadas horizontales para delinear cuerpos geológicos en mapas, pero este proceso se vuelve incierto para cuerpos angostos. Sin embargo, la ventaja que poseen las primeras sobre las derivadas verticales es que las derivadas horizontales proporcionan picos sobre la parte superior de las fuentes e indican fuentes contorneadas por gradientes abruptos e inflexiones (Milligan y Gunn, 1997).

Con la primera derivada horizontal se resalta la curvatura o geometría de los cuerpos. Los altos se asocian a cambios de masa, indicando los bordes de las fuentes. El gradiente horizontal se hace máximo en zonas de pendientes grandes y mínimo en zonas planas. Esta técnica revela la textura de la anomalía resaltando las discontinuidades geológicas de longitud de onda corta.

El gradiente horizontal total del campo gravimétrico se expresa como:

$$\nabla g = \sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2} \quad (23)$$

IV.3.4 Continuaciones analíticas de campo ascendente

Las continuaciones analíticas de campo ascendente son un filtro que deja pasar sólo las frecuencias bajas, debido a esto, este filtro se utiliza a menudo para eliminar o minimizar los efectos de las fuentes superficiales y el ruido (Henderson *et al.*, 1949). Se considera un filtro limpio porque no produce casi ningún efecto secundario que pueda requerir la aplicación de otros filtros o procesos para corregir.

La naturaleza del filtro se fundamenta en que, a mayor lejanía de la fuente, las anomalías disminuyen de diferentes maneras, según la profundidad y las dimensiones de la fuente de origen, siendo las anomalías de los cuerpos pequeños y localizados a menor profundidad

los que decrecen con mayor rapidez, a diferencia de anomalías generadas por cuerpos más grandes y de mayor profundidad (Mironov, 1977).

La ecuación (24) se utiliza para calcular la continuación analítica ascendente:

$$L(r) = e^{-hr} \quad (24)$$

donde h es la distancia relativa al plano de observación y r es la longitud de onda.

IV.3.5 Señal Analítica

Ville (1948) define la señal analítica $a(x)$ como una función $f(x)$ de una cantidad compleja:

$$a(x) = f(x) - iH[f(x)] \quad (25)$$

donde $H[f(x)]$, representa la transformada de Hilbert de la función $f(x)$, la cual se desarrolla en dos dimensiones, de acuerdo a la siguiente relación (Xiong, 2006):

$$A(x) = \sqrt{\phi_x^2 + \phi_z^2} \quad (26)$$

donde $A(x)$ es la señal analítica del campo potencial, Φ_x^2 corresponde a la derivada horizontal y Φ_z^2 a la derivada vertical Nabighian (1984). Roest *et al.* (1992) generalizan el método para señales 3D como un vector que involucra los gradientes ortogonales y la transformada de Hilbert para el campo de potencial $\Phi(x,y)$ medido en el plano horizontal como:

$$|A(x, y)| = \sqrt{\phi_x^2 + \phi_y^2 + \phi_z^2} \quad (27)$$

donde la amplitud de la señal analítica en el campo de potencial es:

$$|A_b(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial\varphi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial\varphi}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial\varphi}{\partial z}\right)^2} \quad (28)$$

donde φ es el campo potencial observado en (x, y) y $\left(\frac{\partial\varphi}{\partial x}, \frac{\partial\varphi}{\partial y}, \frac{\partial\varphi}{\partial z}\right)$ las derivadas horizontales y verticales del mismo. La señal analítica genera un positivo tanto para un cuerpo anormalmente poco denso como para un cuerpo anormalmente denso.

La utilización de la señal analítica en datos de gravedad es inusual, sin embargo, se ha demostrado como un método efectivo para determinar la profundidad de las fuentes anómalas gravimétricas (Saibi *et al.*, 2006). Este método tiene la propiedad de generar máximos directamente sobre los cuerpos discretos, así como también sobre sus bordes. El ancho del máximo puede ser un indicador de la profundidad al contacto, siempre y cuando la señal correspondiente a un único contacto pueda ser aislada y resuelta.

IV.3.6 Derivada de Tilt

La derivada Tilt (Miller y Singh, 1994) es la fase de la señal analítica, por lo que utiliza derivadas horizontales y la derivada vertical del campo magnético para identificar contactos geológicos. Representa una anomalía normalizada directamente sobre los cuerpos magnéticos sin importar la profundidad de éstos. Según Thurston y Smith (1997), la fase permite la estimación de la inclinación de la fuente causante de la anomalía y por lo tanto el contraste local de susceptibilidad magnética.

Una de las ventajas de la derivada de Tilt es que enfatiza los contactos de cuerpos de diferentes características magnéticas, localizadas en el cruce por el valor cero del tilt, los cuales son independientes de la dirección de magnetización, debido a que la amplitud de la señal depende sólo de la intensidad de magnetización y del rumbo de las estructuras geológicas (Miller y Singh, 1994). La expresión matemática que define a la derivada Tilt es la siguiente:

$$\phi_n = \tan^{-1} \left[\frac{DV}{DHT} \right] \quad (29)$$

Se define como el ángulo ϕ_n , donde DV y DHT son la primera derivada vertical y la derivada horizontal total, respectivamente, del campo magnético total.

Dadas sus notables ventajas sobre las derivadas convencionales, esta técnica es de suma utilidad para interpretar estructuras del basamento y particularmente es útil para el reconocimiento de estructuras someras.

IV.3.7 Filtros Pasa Bandas

Los filtros pasa bandas (Spector y Grant, 1970; Milligan y Gunn, 1997) realzan los efectos de las diferentes fuentes que intervienen en la señal (proveniente del gráfico del análisis espectral), creando de este modo, mapas representativos de las fuentes profundas, intermedias y someras. Este filtro deja pasar sólo un rango de longitudes de onda o frecuencias.

IV.3.8 Deconvolución de Euler

El método de deconvolución de Euler (DE) (Thompson, 1982; Reid, 1990) se utiliza para estimar la profundidad y dimensiones de las fuentes causantes de las anomalías magnéticas o gravimétricas (Telford *et al.*, 1990). El método se basa en el concepto de que los campos potenciales son funciones homogéneas de las coordenadas de las fuentes, por lo que satisfacen la ecuación de Euler.

$$\lambda^k f(x_1, x_2, \dots, x_n) = f(\lambda x_1, \lambda x_2, \dots, \lambda x_n) \quad (30)$$

El teorema de Euler establece que bajo una homogeneidad de grado 1, una función $f(x)$ se puede reducir a la suma de sus argumentos multiplicados por sus primeras derivadas parciales.

La DE se basa en la solución mediante la convolución de un operador (Telford *et al.*, 1990), de la ecuación homogénea de Euler, cuya expresión surge de considerar una función de tres variables $f(x,y,z)$, z positivo hacia abajo, $f(x,y,z)$ es homogénea de grado n si

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (31)$$

Siendo $f(x,y,z)$ homogénea, se debe satisfacer la ecuación

$$x \frac{\delta f}{\delta x} + y \frac{\delta f}{\delta y} + \frac{\delta f}{\delta z} = n f \quad (32)$$

que se conoce como la ecuación de homogeneidad de Euler. Suponiéndose que $f(x,y,z)$ tiene la forma funcional general

$$f(x, y, z) = \frac{G}{r^N} \quad (33)$$

donde $r = \sqrt{(x^2 + y^2 + z^2)}$, y $N=1,2, 3, \dots$, G no depende de (x,y,z) . Esta ecuación es de homogeneidad de orden $n=N$ (Thompson, 1982). La relación entre estas fuentes simples y los datos magnéticos o gravimétricos se puede discutir considerando una “fuente puntual” (un dipolo magnético, una masa puntual, etc.) localizada en el punto (x_0, y_0, z_0) . La intensidad magnética o gravimétrica total tendría la forma general:

$$\Delta T(x, y) = f[(x - x_0), (y - y_0), z_0] \quad (34)$$

La ecuación de Euler para esta expresión se puede escribir como:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y) \quad (35)$$

en la superficie, $z=0$.

Reordenando

$$x \frac{\partial \Delta T}{\partial x} - x_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + y \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - y_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = -N \Delta T(x, y) \quad (36)$$

Los gradientes pueden ser calculados, por lo que x_0 , y_0 y N son las únicas variables desconocidas. Las coordenadas (x_0, y_0, z_0) representan la localización y profundidad de la fuente puntual, y N que es el grado de homogeneidad de la ecuación, representa el tipo de fuente y se le llama *índice estructural*, puede interpretarse como el exponente entero en una ley de potencia que expresa la disminución de la intensidad de campo frente a la distancia desde la fuente (FitzGerald, 2004). N es una medida de la tasa de atenuación del campo con las diversas fuentes y brinda un medio para poder discriminar entre geometrías de fuentes.

Se han desarrollado ecuaciones modificadas para la ecuación de Euler como:

$$(x - x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = N(B - \Delta T) \quad (37)$$

donde B es un valor regional de ΔT , N es la razón de cambio de un campo con la distancia, el cual puede definirse como la tasa de atenuación de la anomalía con la distancia (Cooper, 2008). En la Tabla 1 se sintetizan valores de N para diferentes estructuras y cuerpos geológicos.

Tabla 1. Índices estructurales y modelos relativos (Tomado de Mederos, 2009).

Modelo de cuerpos (tipo de origen)	Número de dimensiones infinitas	N Gravimetría	N Magnetometría
Contacto	3(X.Y.Z)	0	0
Falla	2(Z y (X-Y))	0	1
Cilindro vertical/dique	1(Z)	1	2
Cilindro horizontal/Pipe	2 (X-Y)	1	2
Esfera	0	2	3

Para aplicar la deconvolución de Euler se tienen que calcular las derivadas en x , y y z ; proponer una ventana cuadrada de 3 o más puntos dependiendo del tamaño del área de estudio, proponer valores del índice estructural para cada caso particular y resolver la ecuación utilizando técnicas de inversión de matrices.

CAPÍTULO V. PROPIEDADES MAGNÉTICAS

La magnetización en un material se genera por el movimiento de partículas cargadas eléctricamente. Por lo que un electrón tiene una magnetización relacionada con su giro axial (spin axial), así como por su movimiento orbital alrededor del núcleo (Figura 10). Cuando un material es expuesto a un campo magnético el giro de sus electrones oscila hasta producir un momento magnético paralelo al campo al que ha sido expuesto.

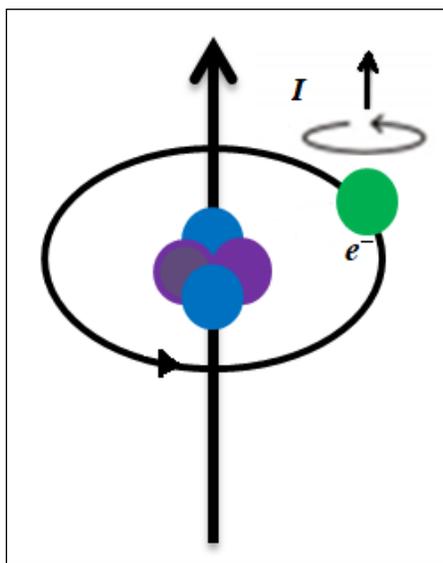


Figura 10: Momento magnético.

La magnetización J de un material es una magnitud vectorial expresada como el momento magnético neto por unidad de volumen. En el sistema SI se expresa en Amperes por metro (A/m). Existen dos tipos de magnetización: magnetización inducida y magnetización remanente. La magnetización inducida J_i se adquiere cuando un material es expuesto a un campo magnético H . La magnetización remanente es un registro de los campos magnéticos que actuaron sobre el material en el pasado.

En la naturaleza, algunos materiales son más propensos a adquirir magnetización ya sea remanente e inducida, esto depende directamente del contenido de materiales magnéticos presentes y sus propiedades físicas, por lo que se dividen en ferromagnéticos, paramagnéticos y diamagnéticos.

Los materiales ferromagnéticos tienen átomos con momentos magnéticos permanentes, aún en ausencia de un campo magnético exterior. A diferencia de los minerales paramagnéticos los momentos atómicos de sus átomos adyacentes interactúan fuertemente. Se caracterizan por presentar valores muy grandes de magnetización J_i bajo la acción de campos magnéticos con intensidad débil.

Los materiales paramagnéticos adquieren una magnetización J_i positiva, la cual es paralela y proporcional al campo inductor, pero pierden su magnetización cuando el campo inductor desaparece.

Los materiales diamagnéticos son aquellos que adquieren una magnetización J_i negativa al estar expuestos a un campo magnético, la cual es antiparalela al campo aplicado, una vez eliminado éste, la magnetización se reduce a cero (Butler, 1998).

Las propiedades magnéticas de las rocas dependen principalmente de la inclusión de minerales ferromagnéticos, siendo los más comunes la magnetita ($\text{FeO}\cdot\text{Fe}_2\text{O}_3$), el grupo de las titanomagnetitas (magnetita con exceso de TiO_2), la pirrotita (FeS). Comúnmente se incluyen en este grupo a la hematita (Fe_2O_3) en su estado antiferromagnético aunque tiene una susceptibilidad magnética baja, pero una gran fuerza coercitiva; y la maghemita ($\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_3$) que tiene la misma composición química, pero es ferromagnética.

Entre los minerales paramagnéticos podemos mencionar la hornblenda ($\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe,Al})_5(\text{Al,Si})_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$), fluorita (CaF_2), turmalina ($(\text{Al, Mg, Mn})_6(\text{BO}_3)_3(\text{OH, F})_4$) y el grupo de la serpentina ($(\text{Mg,Al,Fe,Mn,Ni,Zn})_{2-3}(\text{Si,Al,Fe})_2\text{O}_5(\text{OH})_4$). Los minerales diamagnéticos más comunes son: cuarzo (SiO_2), calcita (CaCO_3), plagioclasa ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), feldespato potásico ($\text{KAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) (Butler, 1998).

V.1 Susceptibilidad magnética

La intensidad de magnetización J_i , se relaciona con la fuerza del campo magnético inductor H , a través de una constante de proporcionalidad κ , conocida como la susceptibilidad magnética.

$$J_i = \kappa H \quad (38)$$

Por tanto, la susceptibilidad magnética es la capacidad que tiene un material para magnetizarse en presencia de un campo magnético externo.

De los distintos tipos de rocas intrusivas, la susceptibilidad magnética aumenta de las rocas ácidas a las básicas y ultrabásicas debido a su contenido creciente de magnetita. En la mayoría de los casos los granitoides en la mayoría de los casos son débilmente magnéticos, sin embargo, en algunas regiones los macizos graníticos tienen susceptibilidades de hasta 0.062 SI. La susceptibilidad magnética aumenta en los granitoides de zonas de contacto (principalmente en zonas de contacto con rocas carbonatadas) y en los casos de su recristalización y cuarcificación por cambios hidrotermales. Por el contrario, los procesos de cloritización y sericitización pueden disminuir los valores de susceptibilidad magnética en este tipo de rocas (Logachev y Zajarov, 1978).

Las rocas volcánicas de composición ácida comúnmente tienen valores de susceptibilidad magnética próxima a la de los granitoides. En las dioritas y los gabros la susceptibilidad magnética puede ser débil o alta. En los gabros el enriquecimiento en magnetita o pirrotina puede volverlos fuertemente magnéticos. Los procesos secundarios como la anfibolitización originan un decrecimiento de la susceptibilidad magnética en estas rocas.

Las rocas ultrabásicas se caracterizan por tener una variación muy grande en los valores de susceptibilidad magnética, cuando no se encuentran alteradas suelen ser débilmente magnéticas a pesar de su alto contenido de hierro. Por el proceso de serpentinización se transforma el olivino o piroxeno en serpentina, quedando libre parte del hierro, que se

transforma en magnetita. Así, al aumentar el grado de serpentización también aumenta la susceptibilidad magnética (Logachev y Zajarov, 1978)

Las rocas sedimentarias se caracterizan por una susceptibilidad magnética débil, con valores alrededor de los 0.5×10^{-6} SI, en rocas evaporíticas los valores de susceptibilidad magnética suelen ser mucho menores.

La susceptibilidad magnética de las rocas metamórficas no sólo se debe a su contenido en minerales ferromagnéticos, sino también por su estado de diseminación que a su vez depende de la composición inicial de la roca; por sus condiciones de formación y por el tipo e intensidad del metamorfismo. Los valores mínimos de susceptibilidad magnética los tienen las rocas originadas por el metamorfismo de rocas sedimentarias. Los altos valores de los parámetros magnéticos son típicos principalmente en las ortoanfibolitas y ortoneises anfibolíticos, también pueden ser fuertemente magnéticas las pizarras cloríticas y los skarns (Logachev y Zajarov, 1978).

El principal aporte en la magnitud de la susceptibilidad magnética de las rocas que producen las grandes anomalías magnéticas lo produce la magnetita. A su vez, la variación de la susceptibilidad de la magnetita viene dada por su composición química, tamaño de grano y modo de inclusión.

V.2 Magnetización Remanente Natural (MRN)

La magnetización remanente es un registro del campo magnético terrestre existente en el momento en que se formó la roca, es decir, cuando se solidificaron los cristales magnéticos de las rocas ígneas, o en el momento del depósito de los materiales sedimentarios. Las partículas magnetizadas de estas rocas graban la misma dirección y sentido del campo magnético de la Tierra presente en ese momento.

La MRN está compuesta típicamente por más de un componente. El magnetismo que se adquiere durante la formación de la roca es llamado magnetización primaria y el magnetismo adquirido después de la formación de la roca, es llamado magnetismo secundario. Las magnetizaciones secundarias pueden ocultar a la magnetización primaria. La MRN se puede expresar como la suma de las magnetizaciones secundarias y la magnetización primaria de la roca.

Existen varias formas en que la magnetización remanente puede adquirirse: 1) La magnetización termoremanente, que se adquiere en el momento de que una roca formada a alta temperatura se enfría; 2) La magnetización remanente química, que ocurre por la alteración (cambios químicos) de los minerales magnéticos contenidos en la roca; y 3) La magnetización remanente detrítica, que es adquirida durante la acumulación de material que contiene partículas ferromagnéticas (Butler, 1998).

V.3 Curvas termomagnéticas o de Curie (kT)

La temperatura aumenta las vibraciones térmicas de los átomos y desalinea los momentos magnéticos por lo que la temperatura tiene una gran influencia en las propiedades magnéticas de las rocas y por consiguiente en la identificación de minerales magnéticos. En este tipo de mediciones, las variaciones de la susceptibilidad con la temperatura permiten determinar las temperaturas características de Curie (T_c) de distintos minerales magnéticos, así como también las transformaciones químicas de estos minerales.

La temperatura de Curie es la temperatura a la cual un material pierde la capacidad de retener el magnetismo, es decir, es la temperatura mínima en la cual el comportamiento magnético de un material cambia de ferromagnético a paramagnético.

La T_c de la magnetita es de 580 °C, para minerales de la serie de titanomagnetitas es menor a 580 °C, y para minerales de la serie de titanohematitas menor a 680 °C.

V.4 Ciclo de histéresis

Los ciclos de histéresis muestran el comportamiento de un material cuando es sometido a un campo magnético en un sentido hasta llegar a su magnetización de saturación (M_s), una vez removido el campo a cero se conserva su magnetización de remanencia (M_r), y al aplicar desde este punto un campo en sentido inverso hasta lograr una magnetización cero se define la coercitividad y nuevamente la M_s del material (ahora en sentido inverso). Las gráficas de estos ciclos permiten identificar el tipo de material mediante: los valores de magnetización de saturación, magnetización remanente y coercitividad (H_c), respectivamente (Figura 11).

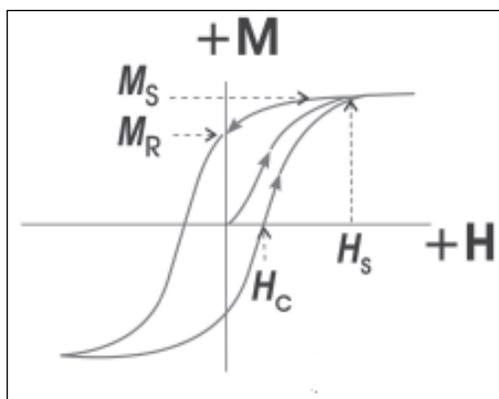


Figura 11: Ciclos de histéresis. M_s es la magnetización de saturación alcanzada con el campo H_s (campo de saturación); M_r es la magnetización remanente conservada en el material después de la remoción de H_s (tomado de Caballero-Miranda, 2011).

La propia forma de los ciclos proporciona información acerca de la naturaleza y posible coexistencia de varios minerales ferromagnéticos (Figura 12). Generalmente los ciclos de histéresis se grafican usando un campo de inducción H , en Teslas, que es el que se aplica con los instrumentos de laboratorio y con el valor de la magnetización normalizada a fin de comparar mejor el comportamiento magnético entre los diferentes materiales.

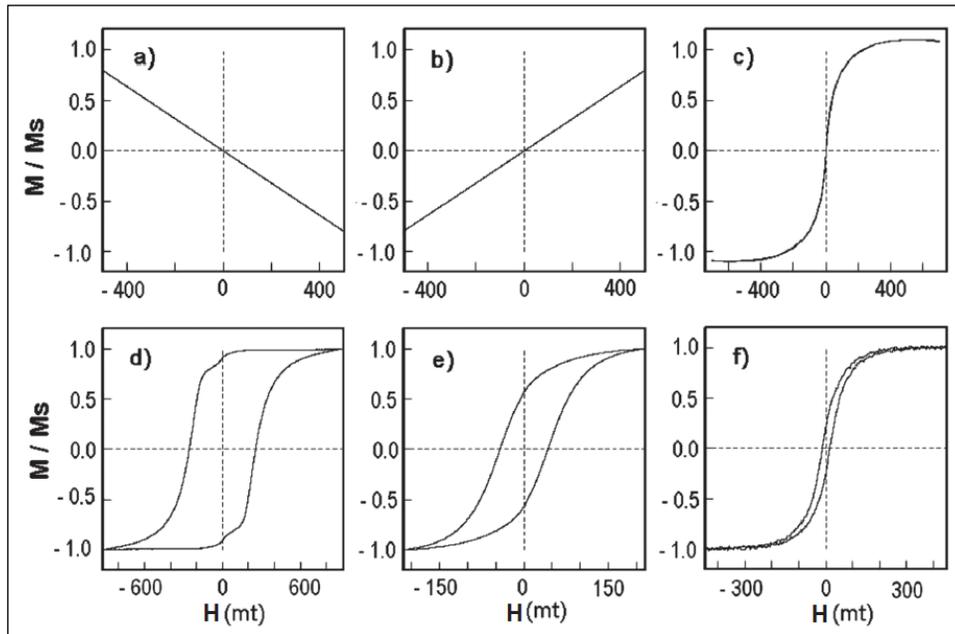


Figura 12: Gráficas de ciclos de histéresis que ilustran el comportamiento de materiales (a) diamagnético, (b) paramagnético, (c) superparamagnético, (d) antiferromagnético imperfecto: hematita, (e) ferrimagnético: magnetita SD, (f) pseudo dominio sencillo (PSD) (tomado de Tauxe, 2007).

V.5 Factor de Koenigsberger (Q ratio)

El factor de Koenigsberger (Hood, 1964) se define como la relación de la magnetización remanente natural y la magnetización inducida en una roca:

$$Q = \frac{MRN [A/m]}{\kappa[SI] \cdot H[A/m]} \quad (39)$$

donde κ es la susceptibilidad magnética en unidades SI y H es el campo geomagnético local, es decir, el valor del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (*IGRF*) en el sitio de muestreo, en A/m. En general, la relación Koenigsberger se utiliza como una medida de estabilidad para indicar la capacidad de una roca de mantener una remanencia estable.

V.6 Medición de propiedades magnéticas

Para el estudio magnético muestras de roca y suelo fueron colectadas en campo. No se pudo lograr una distribución homogénea de muestras debido a que no fue posible acceder a todos los sitios dentro del área estudiada, por lo que sólo se muestrearon los sitios de posible acceso, los cuales se muestran en la figura 13.

Se obtuvieron 50 ejemplares, de los cuales 32 fueron cortados en un tamaño apropiado para realizar las diferentes mediciones descritas en este capítulo.

Las propiedades magnéticas antes descritas se midieron en el laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto de Geofísica de la Universidad Autónoma de México.

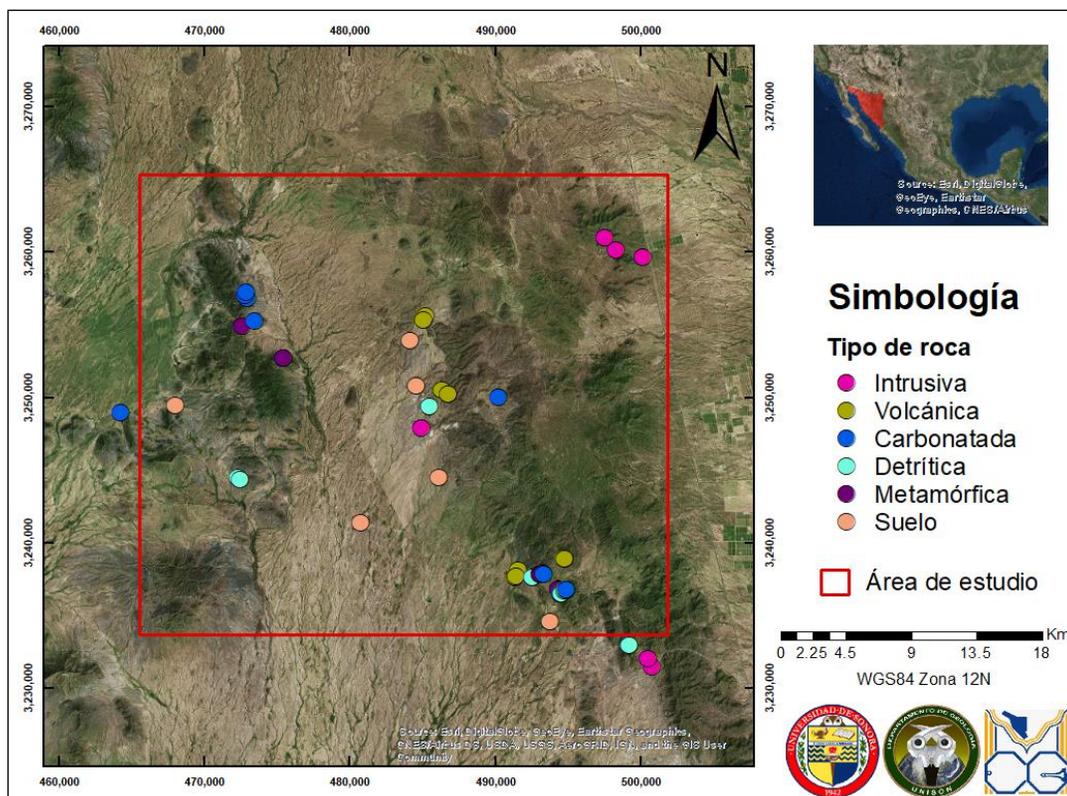


Figura 13: Localización del muestreo realizado en el área de estudio.

La susceptibilidad magnética de las rocas del área de estudio fue medida en el susceptibilímetro Kappabrigde KLY-2, que tiene una sensibilidad de 4×10^{-8} SI, AC Campo de 300 A/m y frecuencia de 920 Hz (Figura 14). Las muestras medidas tenían una masa menor a 50 g.



Figura 14: Susceptibilímetro Kappabrigde KLY-2.

La susceptibilidad magnética de las rocas del área de estudio tiene un rango de variación muy amplio, dentro del cual, las rocas sedimentarias presentan valores cercanos a cero e incluso valores negativos. En las rocas volcánicas y en las zonas de metamorfismo de contacto, los valores se incrementan considerablemente (Figura 15). Los suelos son un caso particular porque al estar formados por los diferentes tipos de rocas del área de estudio sus valores son muy variados, como la mayoría de las muestras de suelo para este estudio se tomaron cerca de rocas volcánicas que presentan alta susceptibilidad, éstos también tienen valores altos.

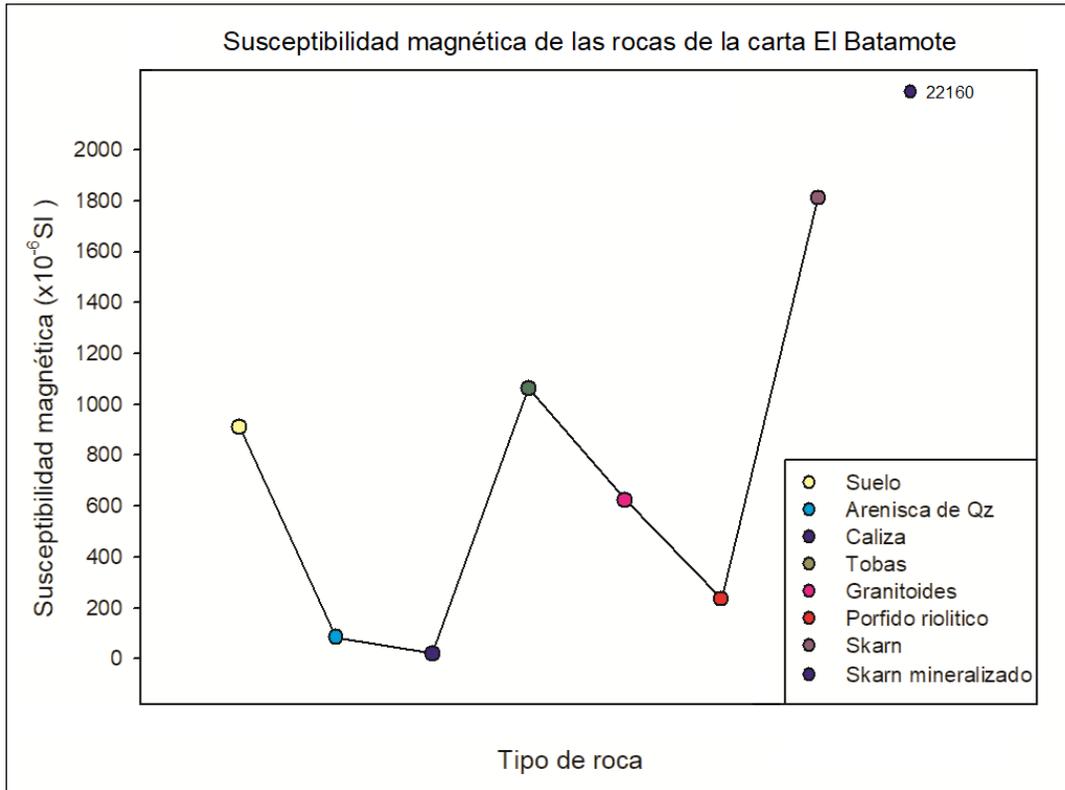


Figura 15: Gráfica de susceptibilidad magnética de las rocas del área de estudio. El punto morado en la parte superior derecha corresponde askarns mineralizados, donde el valor de κ es muycho más elevado que el de los skarns sin mineralización.

Para la medición de la MRN de las rocas se utilizó un magnetómetro Agico JR-6 Dual Speed Spinner, con sensibilidad de 2×10^{-6} A/m (Figura 16). Para la medición, las muestras se introdujeron en cubos de acrílico de aproximadamente 8 cm^3 .

El magnetómetro opera mediante la rotación de un espécimen de roca a una velocidad angular constante dentro de un par de bobinas Helmholtz. Dentro de las bobinas se induce una tensión alterna cuya amplitud y fase dependerá de la magnitud y dirección del vector de magnetización remanente. Al no ser muestras orientadas, no se obtuvo el vector de magnetización remanente.



Figura 16: Magnetómetro Agico JR-6.

Para la obtención de las curvas termomagnéticas se realiza la medición de susceptibilidad magnética contra la temperatura, para ello se tritura en mortero una porción de muestra en pequeños granos, los cuales se colocan en un portamuestras dentro del susceptibilímetro. Se mide la susceptibilidad inicial, después se fija la temperatura inicial ($\sim 30^{\circ}\text{C}$) y la temperatura máxima ($\sim 680^{\circ}\text{C}$) y a medida que la temperatura asciende se va generando la gráfica o curva de calentamiento. Una vez alcanzada la temperatura máxima, se mide la regresión de ésta lo que genera otra curva denominada curva de enfriamiento hasta llegar a la temperatura final (50°C) (Figura 17).

A partir de las curvas termomagnéticas podemos obtener información sobre los componentes magnéticos que se encuentran en cada muestra, debido a que cada mineral tiene una temperatura de Curie característica; lo que permite identificar qué minerales son los portadores de la magnetización. También es posible observar los cambios de fases mineralógicas sucedidos durante el proceso. La curva de calentamiento nos brinda información de la mineralogía magnética primaria y la curva de enfriamiento información de los minerales magnéticos secundarios. Cuando las curvas son muy similares, el proceso

es reversible; es decir, no hubo cambios durante el proceso, no se crearon o destruyeron los minerales magnéticos. Cuando las curvas se encuentran separadas el proceso es irreversible, lo que sugiere cambios en la mineralogía.



Figura 17: Susceptibilímetro con horno.

En la siguiente tabla se muestran distintos minerales ferromagnéticos y sus T_c características, donde se observan desde minerales con T_c baja, alrededor de los $120\text{ }^\circ\text{C}$ (goethita), hasta los minerales que tienen mayor T_c , magnetita y hematita.

Tabla 2. Temperatura de Curie de minerales ferromagnéticos.

Mineral	T_c (°C)
Goethita	120
Maghemita	360-450
Titanomagnetita	500-580
Magnetita	580
Hematita	675-690

A partir de los datos obtenidos de las curvas termomagnéticas se calcularon la primera y segunda derivada de las diferentes curvas, para conocer los valores exactos de los puntos de inflexión, correspondientes a las temperaturas de Curie de los minerales magnéticos presentes en cada muestra (Tabla 3).

Se observan en general al menos tres diferentes fases termomagnéticas durante el calentamiento; una que sugiere la presencia de maghemita (puntos de inflexión de la T_c entre 360 °C y 450 °C), otra de titanomagnetita pobre en titanio, con un rango amplio de temperaturas Curie (500 °C - 580 °C), y ocasionalmente otra de titanohematita (T_c hasta 680 °C). La maghemita pudo ser originada por hidrotermalismo de baja temperatura (<300 °C).

El aumento en la susceptibilidad arriba de 400 °C (Figura 18a); y la caída abrupta en los valores de susceptibilidad, sugieren que la maghemita se invirtió durante este proceso, transformándose a titanohematita, lo que implica la presencia de dos fases mineralógicas en la muestra.

La diferencia entre las curvas de calentamiento y enfriamiento indican un grado de oxidación, tal como se muestra en las figuras 18 a, c, d y e.

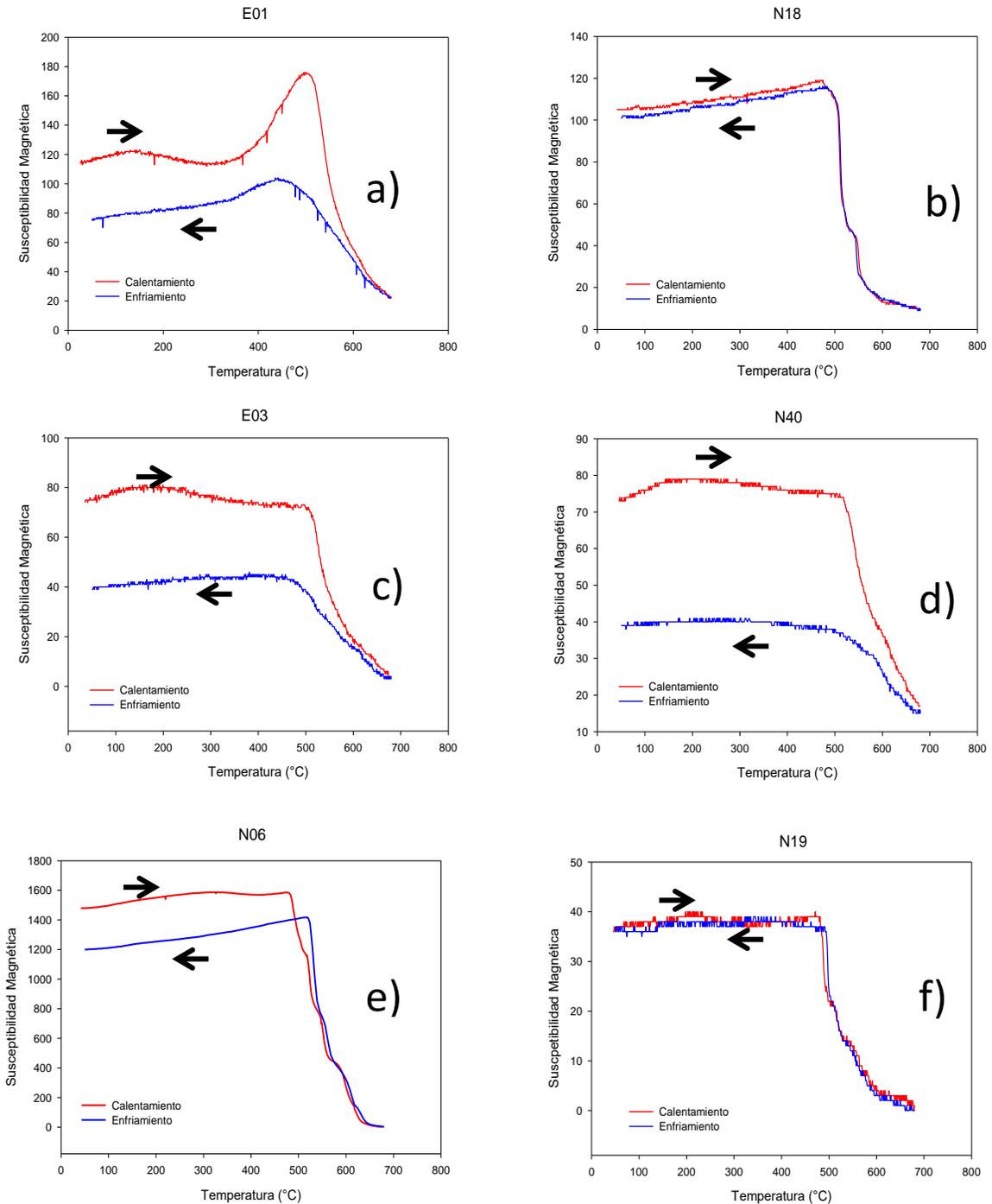


Figura 18: Curvas termomagnéticas de algunas de las rocas del área de estudio. **E01, E03 y N40:** toba de cristales, **N18:** Monzogranito de biotita, **N06:** skarn mineralizado, **N19:** microgranito de wollastonita.

Tabla 3. Temperaturas de Curie (°C) de calentamiento (Tc) y enfriamiento (Te).

Muestra	Tc	Te
E01	164, 223,538	201,310,531
E03	393,453,530	243,310,518
N06	371,529,604	208,604
N18	285,373,511	240,431,515
N20	430,507,556	241,415,510
N27	391,474,555	175,360,560
N30	163,251,395	152,312, 402
N35	380,426,438	104,284,443
N36	317,493,567	248,421,562
N37	186,498,647	246,363,499
N40	293,544,619	315,442,602
MS1	281,451,525	192,330,446
MS2	274,398,519	438,517
MS4	258,442,511	114,226,510

Se realizaron análisis de los ciclos histéresis a temperatura ambiente en las muestras estudiadas utilizando un magnetómetro AGFM 'Micromag' con precisión de 0.009 mA a 1.4 T (Figura 19). Las muestras utilizadas fueron cortadas en pequeños trozos (~30mg).



Figura 19: Magnetómetro AGFM Micromac.

El comportamiento de los ciclos de histéresis de las diferentes rocas del área de estudio se muestra en la Figura 20, los cuales se pueden dividir en tres grupos; las figuras a, b c y e, corresponden a una mineralogía que una vez magnetizada hasta la saturación M_s , se desmagnetiza con facilidad cuando se elimina el campo aplicado H , es decir, presenta un valor M_r bajo, que desaparece completamente con coercitividad (valores de H de signo contrario) también bajos. Como consecuencia, presentan curvas de histéresis magnéticas muy estrechas, con bajas pérdidas de energía por ciclo.

Las figuras 20d y 20f corresponden a muestras que presentan un valor mayor del campo magnético de saturación (H_s) y resultan difíciles de desmagnetar aún en presencia de grandes campos magnéticos H de sentido contrario, lo que significa que también deben presentar una coercitividad alta.

El tercer grupo lo forman las figuras h e i, que corresponden a materiales paramagnéticos y asociados a muestras de rocas sedimentarias.

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.

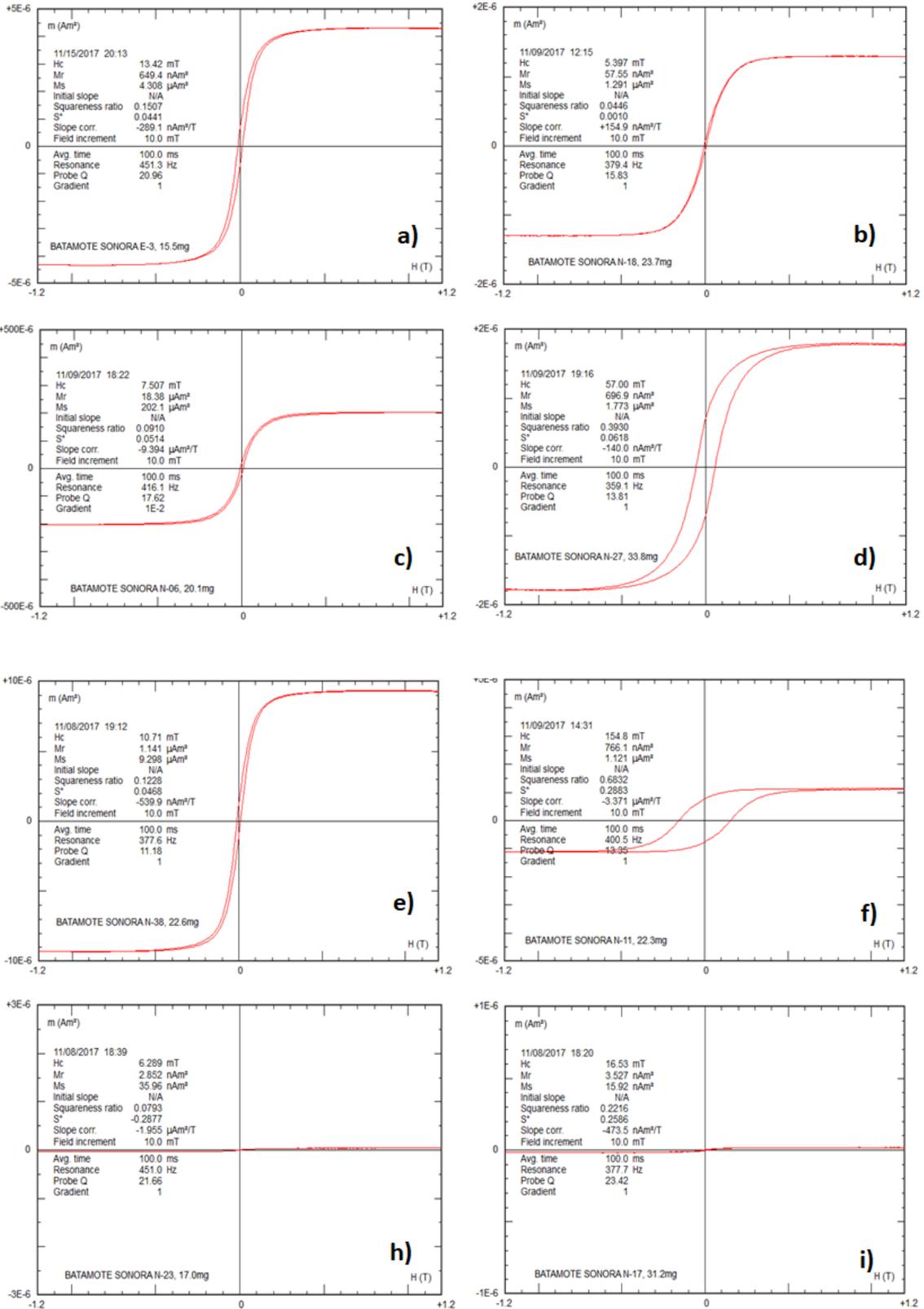


Figura 20: Ciclos de histéresis de las diferentes rocas del área de estudio: **a)** toba de cristales, **b)** monzogranito, **c)** skarn mineralizado, **d)** granito, **e)** toba riolítica, **f)** skarn, **h)** arenisca de cuarzo, **i)** caliza.

A partir de los parámetros obtenidos con los ciclos de histéresis, se construyó el diagrama de Day (Day *et al.*, 1977). En este diagrama, en el eje vertical se grafica el cociente de la magnetización de saturación remanente (M_{sr}) entre la magnetización de saturación (M_s); en el eje horizontal se grafica la intensidad del campo coercitivo remanente (H_{cr}) entre la intensidad del campo coercitivo (H_c). Con base en este diagrama es posible conocer el dominio magnético al cual pertenecen los granos de las fracciones magnéticas contenidas en la muestra analizada.

Los granos de magnetita pueden presentarse en cuatro estados de dominio: el superparamagnético (SP), el dominio simple (DS), pseudo dominio simple (PSD) y el múltiple (DM), definidos de acuerdo con los rangos especificados en la figura 21. En esta figura se puede observar que la mayoría de las muestras caen en el dominio PSD.

El PSD presenta un comportamiento con contribución de partículas magnéticas de DS y DM. PSD es el tipo más común de portadores de datos paleomagnéticos en rocas naturales. El intervalo de tamaño para los granos PDS es aproximadamente 1 – 10 μm en magnetita.

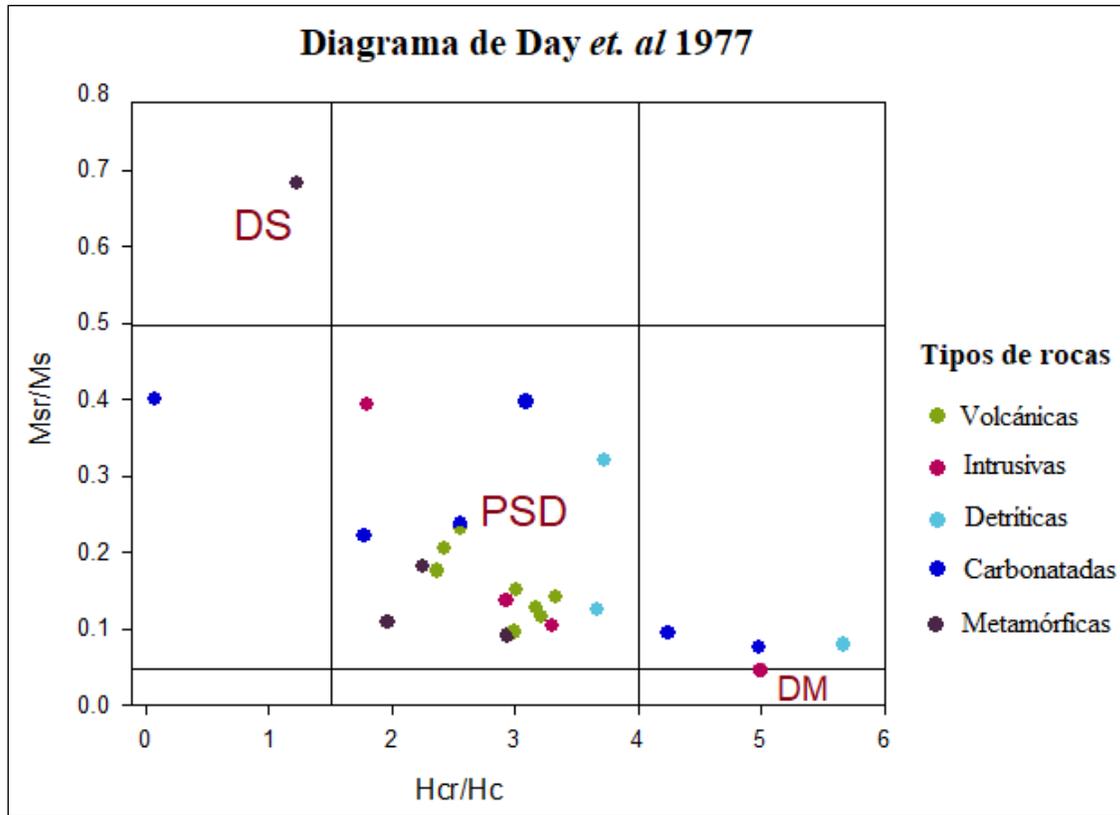


Figura 21: Dominios magnéticos de las fracciones magnéticas del área de estudio.

En la Tabla 4 se muestran los valores de susceptibilidad magnética (κ), intensidad de la MRN, campo magnético (H), calculado tomando en cuenta la fecha del levantamiento y las coordenadas X, Y, Z de cada muestra (cálculos realizados en el portal de *National Oceanic and Atmospheric Administration*, (NOAA)), el factor Q, la densidad medida de las rocas del área de estudio y los tipos de roca muestreadas.

Tabla 4. Propiedades magnéticas y densidades de las rocas de la carta El Batamote.

#	MRN(A/m)	κ (10^{-6})	H (nT)	H(A/m)	Q	ρ (g/cm ³)	Tipo de Roca
N01	15.4500	1267	47219.8	37.576322	324.517	2.315	Ignimbrita
N06	68.5500	22160	47223.3	37.579108	82.2911	3.36	Skarn mineralizado
N07	0.00368	15.8	47223.4	37.579188	6.19780	2.709	Caliza
N09	0.03216	35.2	47231.5	37.585633	24.3081	2.642	Skarn
N10	32.4800	1818	47220.1	37.576561	475.450	3.175	Skarn
N11	3.93900	7125	47220.1	37.576561	14.7124	3.049	Skarn
N12	0.00045	59.5	47217.4	37.574413	0.20380	2.629	Arenisca de cuarzo
N13	0.00232	59.5	47217.1	37.574413	1.03860	2.809	Caliza
N17	0.00166	-3.6	47218.5	37.575288	-1.22790	2.75	Caliza
N18	0.41170	866	47357.9	37.686219	12.6148	2.573	Mzgranito de biotita
N19	0.03015	283	47356.8	37.685344	2.82701	2.626	Microgranito
N20	0.00070	90.5	47359	37.687094	0.20720	2.468	Toba riolítica
N21	0.00035	-5.2	47264.1	37.611575	-1.7931	2.646	Caliza
N22	0.00078	89.5	47273.4	37.618976	0.23410	2.664	Arenisca de cuarzo
N23	0.00078	179	47224.2	37.579843	0.11720	2.736	Arenisca de cuarzo
N26	0.11130	56	47200.2	37.560725	52.9143	2.556	Granito
N27	0.35700	1270	47202.1	37.562237	7.48360	2.593	Qz-Monzonita
N28	1.60800	231.5	47271.1	37.617066	184.650	2.603	Pórfido riolítico
N30	0.00132	27.8	47271.0	37.617066	1.26989	2.997	Skarn
N34	0.00049	-5	47294.5	37.635767	-2.65430	2.856	Caliza
N35	0.00015	30.2	47280.5	37.624626	0.13790	3.345	Skarn de granate
N37	0.00032	-5.8	47205.8	37.565182	-1.49121	2.635	Arenisca de cuarzo
N38	0.38240	1484	47281.6	37.625501	6.84851	2.345	Toba riolítica
N40	0.33670	1395	47280.1	37.624308	6.41511	2.362	Toba de cristales
E01	1.59000	2038	47314.1	37.651364	177.431	2.468	Toba de cristales
E02	0.93760	1545	47312.1	37.649772	16.1185	2.450	Toba de cristales
E03	5.62750	705.5	47202.6	37.562635	212.354	2.465	Toba de cristales
MS1	0.02986	481	47248.5	37.599161	1.65112	1.346	Suelo
MS2	0.00753	769	47263.0	37.610701	0.26051	1.269	Suelo
MS3	0.00310	677	47220.0	37.576482	0.12191	1.251	Suelo
MS4	0.04068	1971	47244.5	37.595978	0.54891	1.276	Suelo
MS5	0.01088	822	47296.6	37.637438	0.35161	1.262	Suelo
MS6	0.007794	713.5	47280.4	37.624568	0.29031	1.356	Suelo

Nota: Mz:Monzo, Qz:Cuarzo

V. 7 Petrografía

Con el fin de obtener más información sobre los minerales magnéticos presentes en las rocas del área de estudio, se realizó un estudio petrográfico de láminas delgadas de los diferentes tipos de rocas muestreadas. El análisis petrográfico se llevó a cabo en un microscopio LEICA, del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. A continuación, se presenta una descripción general de la mineralogía de algunas de las láminas delgadas analizadas.

Muestra N06

Presenta una asociación de ~35% cuarzo, cuyos cristales tienen forma anhedral con extinción ondulante, ~25% de feldespato potásico; 30% de óxidos de fierro (se observan pequeños granos anhedrales de hematita, en algunos feldespatos potásicos), se tiene una porción ~10% de turmalina variedad chorlo, clorita y calcita secundaria. Se observan muy pocas plagioclasas debido a que se encuentran alteradas. Los granos son subhedrales, con textura inequigranular (Figura 22). Es un skarn mineralizado, la presencia de cuarzo y turmalina nos dicen que la roca sufrió un proceso de hidrotermalismo.

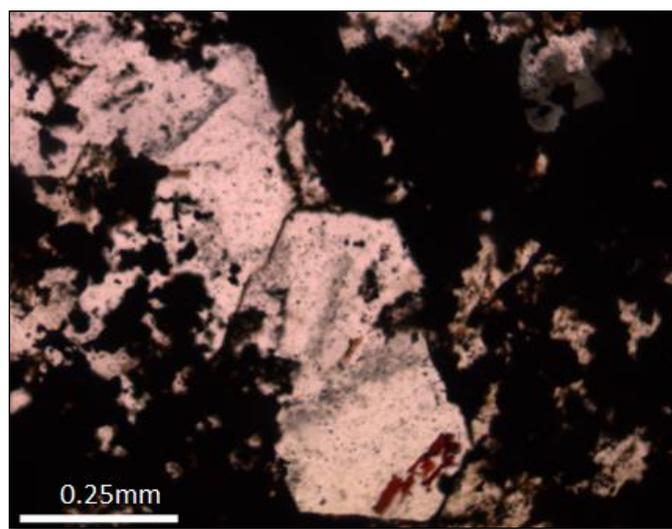


Figura 22: Pequeños cristales alargados de hematita dentro de un feldespato potásico, en luz natural.

Muestra N10

En la mineralogía principal se tiene un ~45% de granate de la serie de la ugrandita, variedad pirineíta (birrefringencia anómala) en textura nido de abeja; cuarzo en mosaico ~10%, donde se observan puntos triples asociados a procesos hidrotermales; un ~30% de calcita en los intersticios, como pequeñas vetillas tardías. En menor proporción se tienen minerales como tremolita-actinolita ~5%, esta misma cantidad de feldespato potásico (ortoclasa) y de minerales de hierro; principalmente hematita. También se observan algunos granos de epidota y de albita (~4%). Esta mineralogía se encuentra con una textura granoblástica con zonas en textura en mosaico.

La roca es un skarn de granate, la mitad de la mineralogía corresponde a mineralogía de skarn retrógrado (Figura 23).

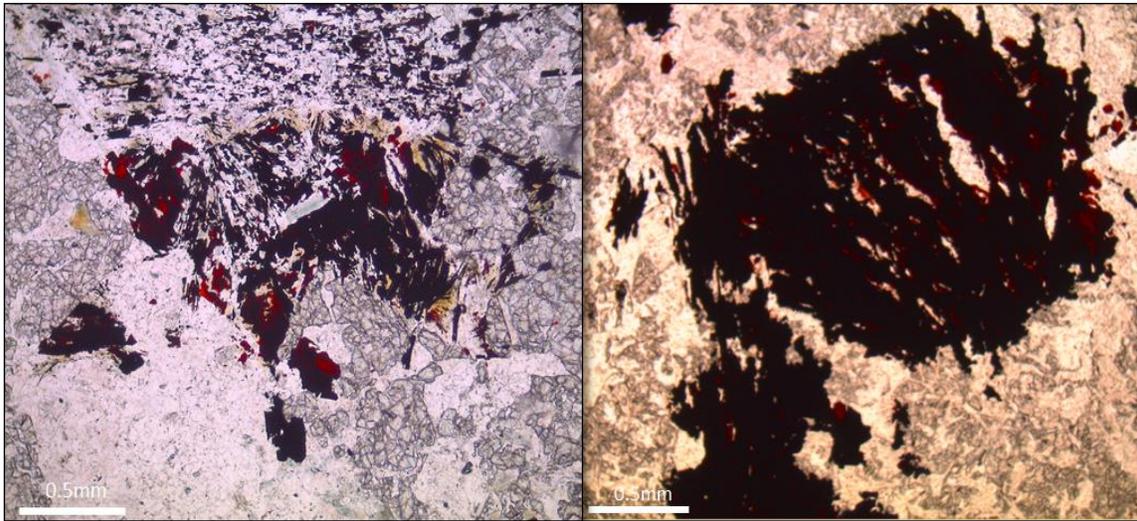


Figura 23: Skarn retrógrado con hematita, en luz natural.

N38

Esta muestra presenta una textura eutaxítica pseudoporfídica (68%), se observan espículas de vidrio soldado. En algunas partes de la lámina se observa un flujo, que corresponde a bordes con matriz de ceniza. Se tiene un 20% de cristales subhedrales de cuarzo, ~9% de feldespato potásico mientras que las plagioclasas y los minerales ferromagnesianos forman un 3%. Algunos cristales se encuentran fragmentados. La roca corresponde a una toba riolítica (Figura 24).

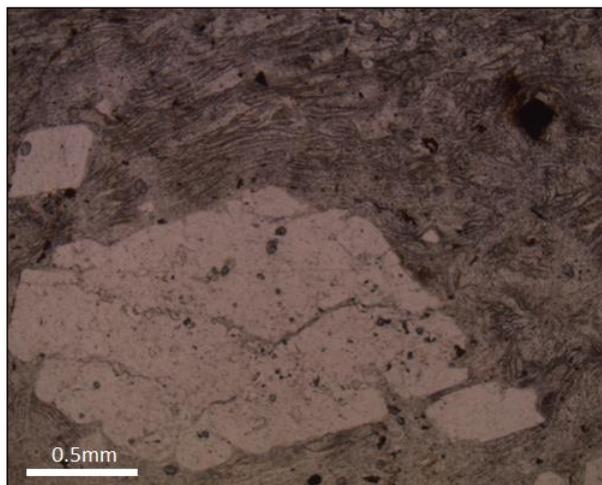


Figura 24: Toba riolítica en luz natural.

N27

Roca con textura inequigranular con un ~45 % de feldespato potásico, grandes cristales de microclina >20 mm, con textura peritítica; ~30 % de plagioclasas. También se observa biotita, y otros minerales de hierro de distintos tamaños (~5%). Cabe destacar que esta lámina presenta una alteración muy marcada, poniéndose de manifiesto en los feldespatos que pasan a sericitita y en las micas, donde hay cristales originalmente de biotita completamente alterados a clorita (Figura 25).

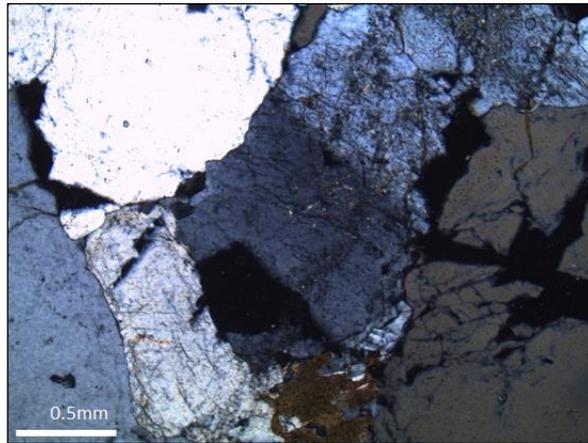


Figura 25: Cristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita, en luz polarizada.

CAPÍTULO VI. PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

VI.1 Adquisición de datos gravimétricos del INEGI

El Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), realiza levantamientos gravimétricos con fines geodésicos en particular la determinación del geoide de México y para la elaboración de cartas gravimétricas (INEGI, 2010).

En el estado de Sonora se cuentan con información de 7,096 estaciones gravimétricas (INEGI, 2015), cuya distribución se presenta a continuación (Figura 26).

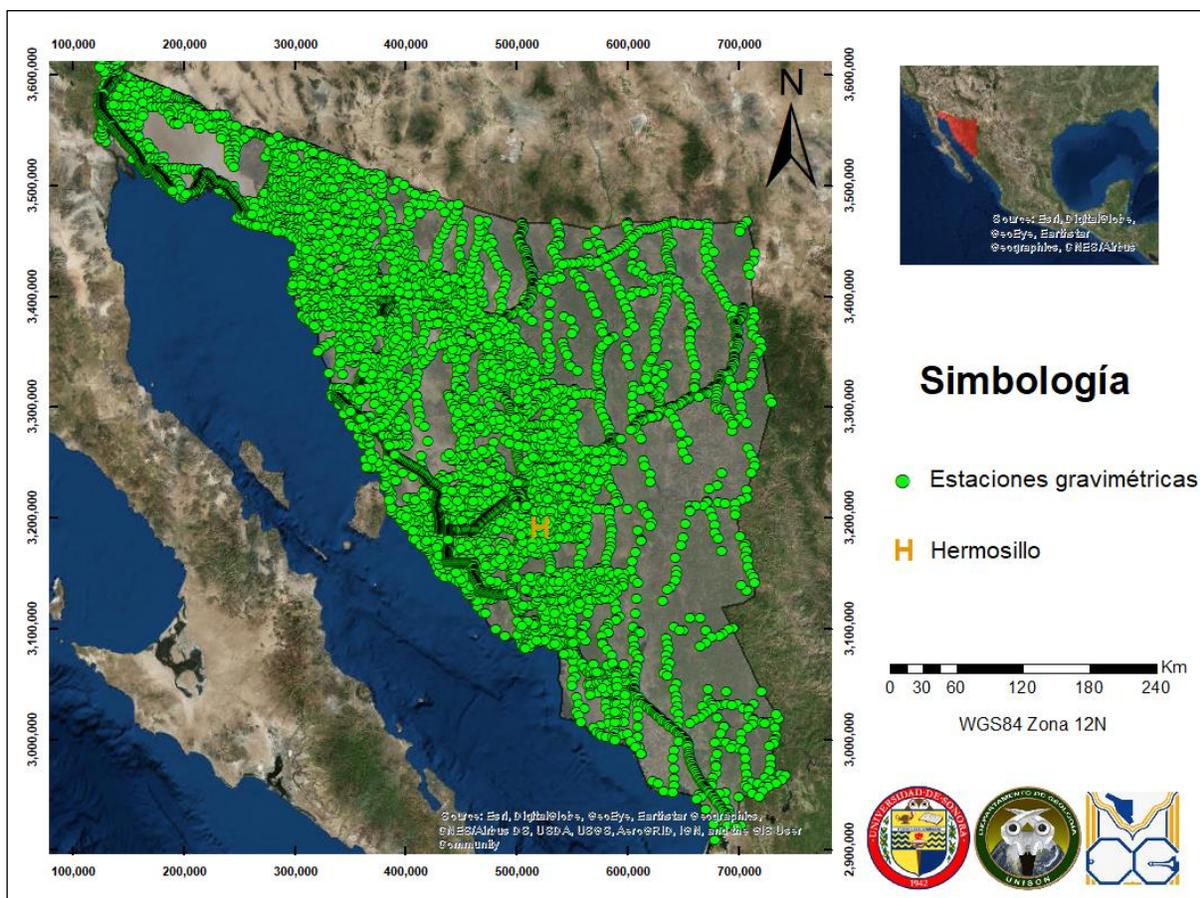


Figura 26: Estaciones gravimétricas medidas por el INEGI (2015) en el estado de Sonora.

A partir del banco de datos de INEGI, se extrajo una base de datos con 79 estaciones gravimétricas incluidas en el área de estudio, las cuales contienen valores de gravedad absoluta, anomalía de aire libre y la anomalía de Bouguer completa (Figura 27).

VI.2 Levantamiento gravimétrico en el área de estudio

Con el fin de obtener resultados más precisos para caracterizar la morfología del subsuelo, se realizaron tres perfiles gravimétricos en el área de estudio (Figura 27), con un espaciamiento de 1 km entre cada estación gravimétrica a lo largo de cada perfil, siendo medidas un total de 70 estaciones.

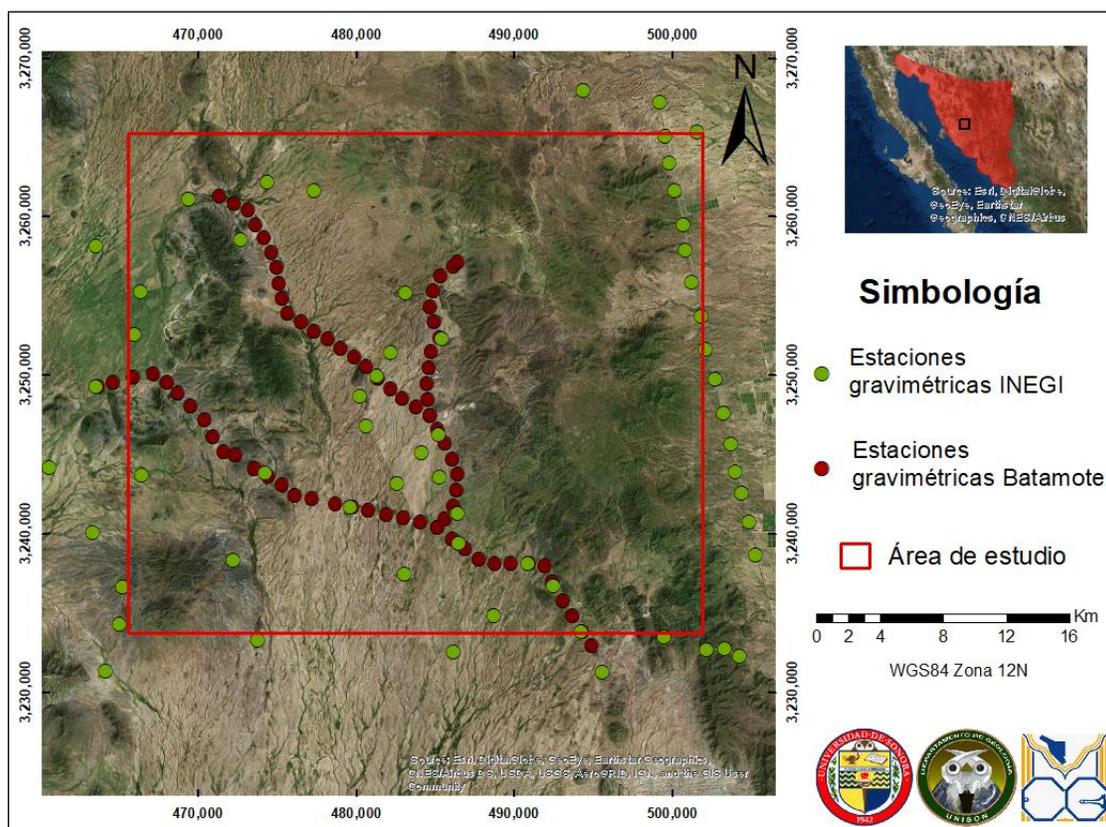


Figura 27: Localización y distribución de estaciones gravimétricas medidas por el INEGI y las medidas en este trabajo en el área de estudio.

Para realizar el levantamiento gravimétrico se utilizó un gravímetro Scintrex CG-5 Autograv (Figura 28) automatizado con una resolución de 0.001 mGal, lo que permite realizar investigaciones detalladas de campo y estudios regionales o geodésicos a gran escala. La ubicación geográfica (X,Y,Z) de cada estación gravimétrica se hizo empleando un GPS Garmin.



Figura 28: Gravímetro Scintrex CG-5 Autograv.

En los estudios gravimétricos, la interpretación no está limitada por la resolución de los gravímetros, sino por la precisión en el posicionamiento, elevación, correcciones y cálculos que se aplican a los datos. Por ello, es fundamental tener una mayor precisión en las

elevaciones de las estaciones gravimétricas, por esta razón se creó un Modelo Digital de Elevación (MDE) de alta resolución de la carta El Batamote (Figura 29) a partir de MDEs LiDAR escala 1:10000, utilizando un método de interpolación bilineal. Con este MDE se realizó la homogenización de los datos topográficos medidos en campo.

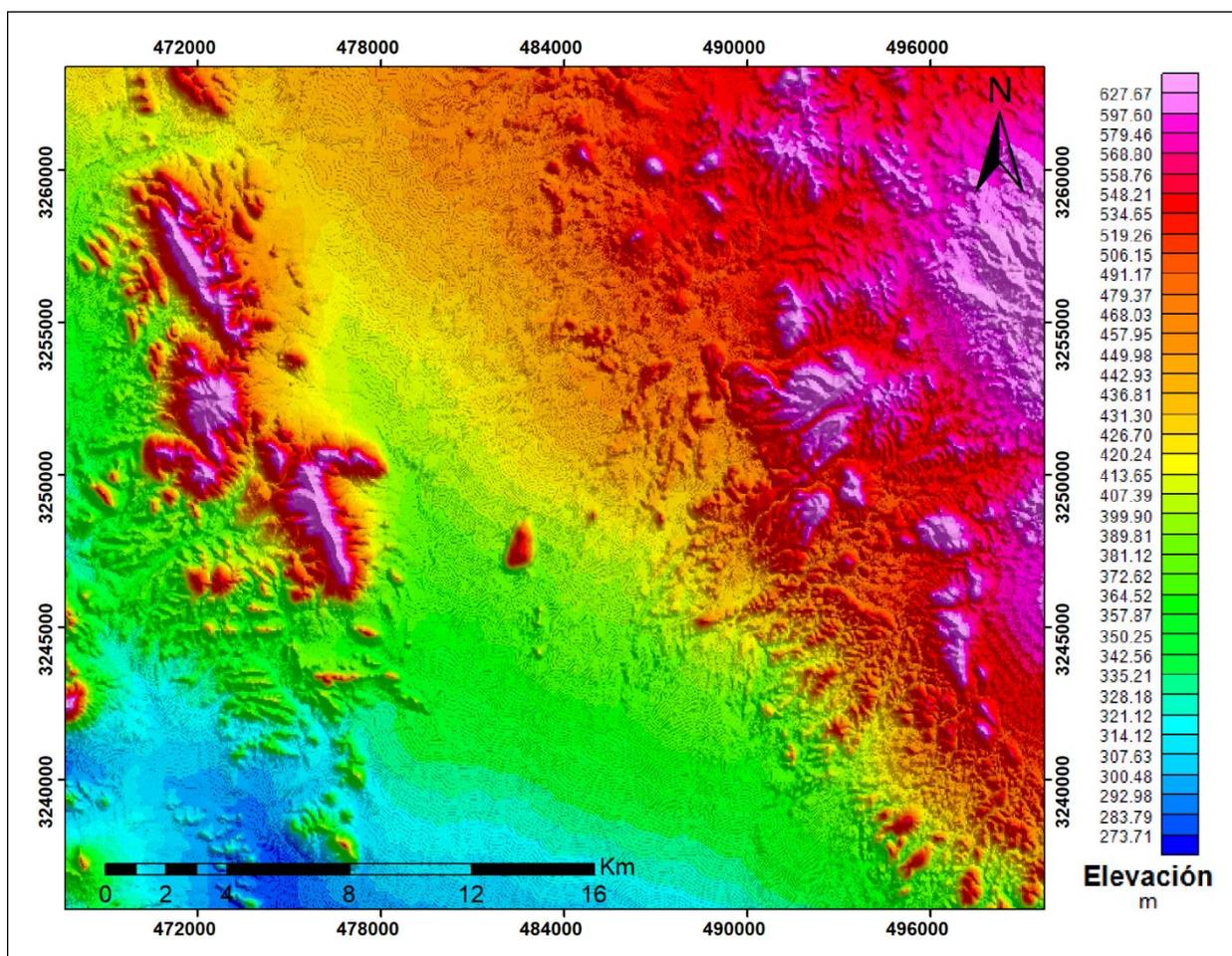


Figura 29: Modelo Digital de Elevación (MDE) de la carta El Batamote, creado a partir de MDE LiDAR del INEGI.

VI.3 Determinación de densidades

Las mediciones de densidad se llevaron a cabo en el Departamento de Geología de la Universidad de Sonora con el uso de un densitómetro electrónico EW- 300SG de alta precisión y con una resolución de 0.01 g/cm^3 y capacidad de 300 g. Para realizar las mediciones primero se cortaron las muestras en pequeños prismas rectangulares, se calibró el densitómetro con la masa estándar del equipo, después a cada muestra se le midió su masa (Figura 30), posteriormente cada una de las muestras se sumergió en el agua (desionizada), dentro del contenedor. Utilizando el módulo A del equipo se obtuvo el volumen de líquido desplazado y la densidad de cada muestra, el módulo B del equipo nos brindaba información como el error de la medición, el cual siempre se indicó con valores menores a 0.005. El rango en los valores de densidad obtenidos va de 1.2 a 3.6 g/cm^3 (Figura 10). Donde los valores menores corresponden a suelos y rocas sedimentarias detríticas, mientras que las rocas metamórficas y las calizas tienen los mayores valores de densidad.



Figura 30: Densitómetro EW-300SG.

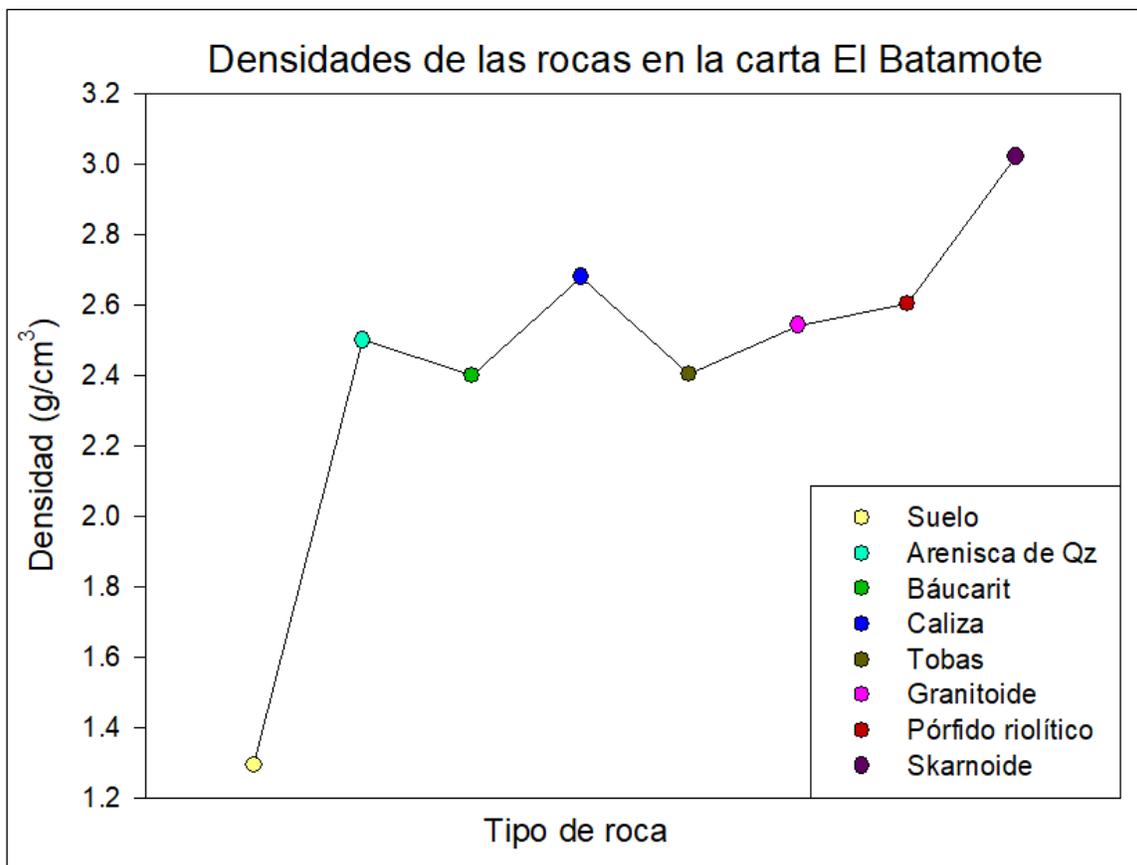


Figura 31: Densidades de los diferentes tipos de roca del área de estudio.

VI.4 Determinación de la anomalía de Bouguer

Para obtener la anomalía de Bouguer, se realizó una homogenización de datos gravimétricos a partir de los datos de anomalía de Bouguer completa (ABc) del INEGI y de los datos de ABc de los perfiles gravimétricos medidos en campo; a estos últimos se les realizaron las mismas correcciones gravimétricas que realiza el INEGI (Figura 32).

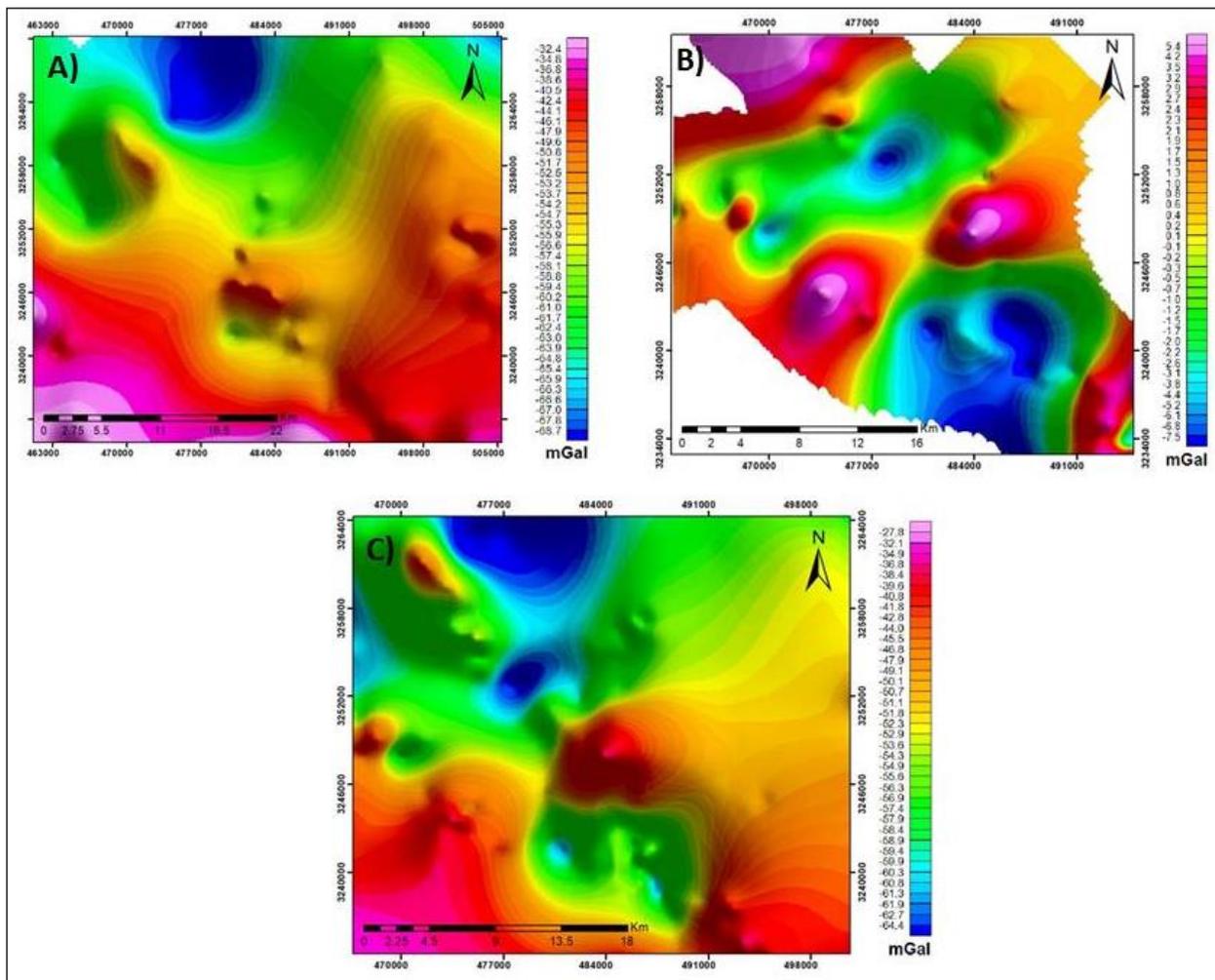


Figura 32: Homogenización de datos gravimétricos: A) ABC de los datos gravimétricos INEGI del área de estudio, B) ABC del levantamiento gravimétrico realizado en este trabajo, C) ABC homogeneizada.

En el mapa de ABC resultante de la homogenización de los datos gravimétricos (Figura 33) se tienen valores de -65 a -28 mGal, donde los principales altos gravimétricos representados en el mapa en tonalidades rojas y rosas se encuentran distribuidos en la porción Este, centro y suroeste del área de estudio. El alto ubicado en la parte centro de la carta El Batamote presenta valores en un rango de -50 a -28 mGal; el alto correspondiente a la parte suroeste se encuentra orientado NE-SW, mientras que al noroeste un pequeño alto está orientado

NW-SE. Los altos gravimétricos de la porción sureste se tienen orientación NW-SE en su parte sur, pero al continuar hacia el norte su orientación cambia a N-S.

En la parte noroeste de la carta se observa un bajo gravimétrico (color azul) con valores de -64 a -60 mGal orientado ~N-S, y en la parte centro-sur se observa otro bajo gravimétrico con forma semicircular y valores de -61 a -55 mGal, en el cual a su vez se distinguen dos bajos gravimétricos más acentuados separados por un alto estructural. En la parte centro se define un alto gravimétrico que no se observa claramente en la ABc del INEGI, pero se observa claramente en la ABc del levantamiento gravimétrico realizado en este trabajo, esto debido a la separación entre las estaciones gravimétricas.

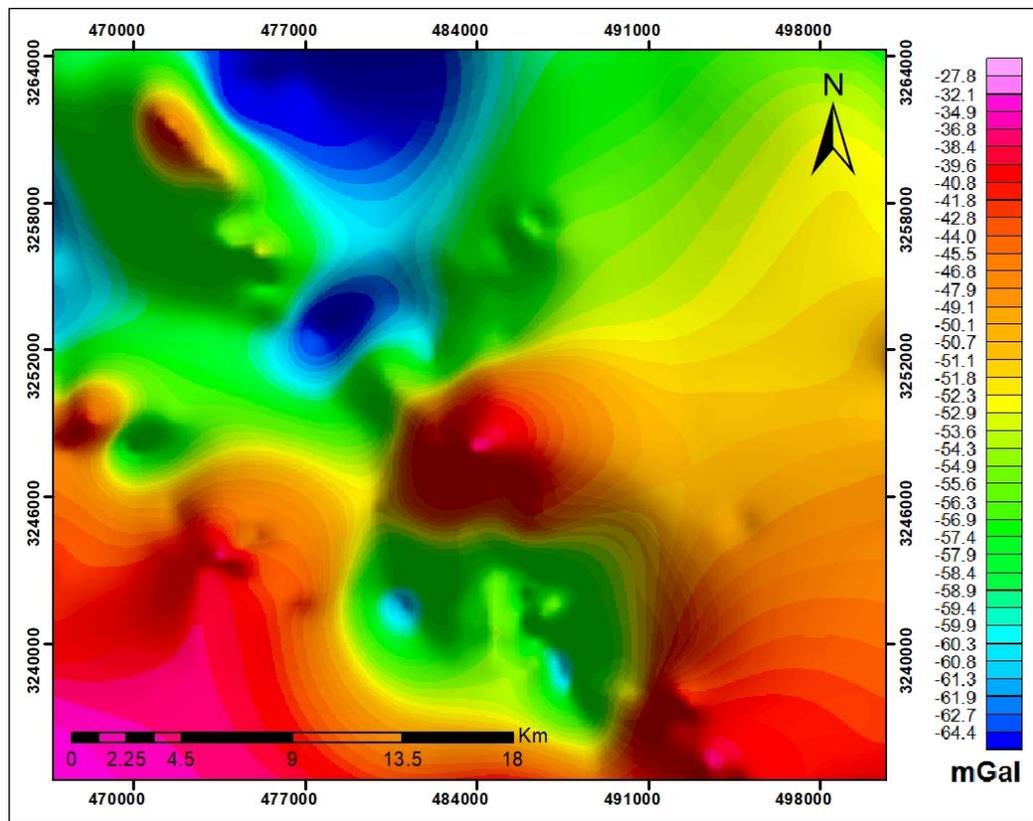


Figura 33: Anomalía de Bouguer completa del área de estudio.

VI.4.1 Separación Regional-Residual

La anomalía de Bouguer está formada por la superposición de varios efectos. Los rasgos estructurales profundos causados por variaciones de gran longitud de onda y de naturaleza regional. Dicho efecto regional puede ocultar o atenuar los efectos debidos a estructuras geológicas de reducida extensión o someras, que son de carácter local.

Para realizar la separación regional-residual de la anomalía de Bouguer se implementó el método de Zeng (1989) siguiendo a Fragoso (2014) y para el cálculo de ajuste de superficies polinomiales y continuación ascendente se utilizaron los módulos Database Tools y Magma del software Oasis Montaj de Geosoft®, la secuencia fue la siguiente:

1. A partir del mapa de ABC (Figura 32), se generaron diversas mallas de continuación ascendente desde 1 hasta 8 km con incrementos de 1 km (Figura 34).
2. Se contrastaron las superficies generadas para observar a partir de cuál de ellas el cambio con la siguiente era mínimo (Figura 35); para lo que se empleó el software Surfer. El menor cambio se obtuvo entre las prolongaciones 4 km–3 km, seleccionándose la prolongación a 3km como representativa del regional.
3. A la continuación ascendente seleccionada se le ajustaron superficies polinomiales mediante mínimos cuadrados de 1er a 4to grado (Figura 36); siendo el ajuste de mayor similitud el de 3er orden, por lo que la malla generada se tomó como el polinomio más representativo de la anomalía regional del área de estudio.

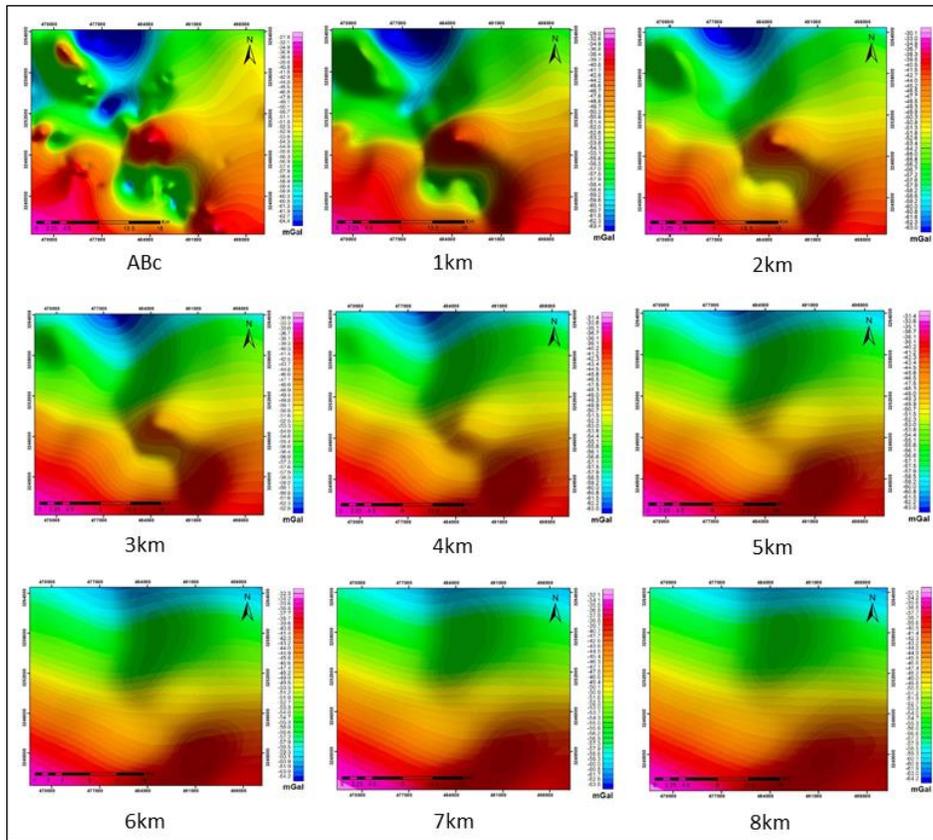


Figura 34: Continuaciones analíticas ascendentes de la ABc, con espaciamento de 1 km.

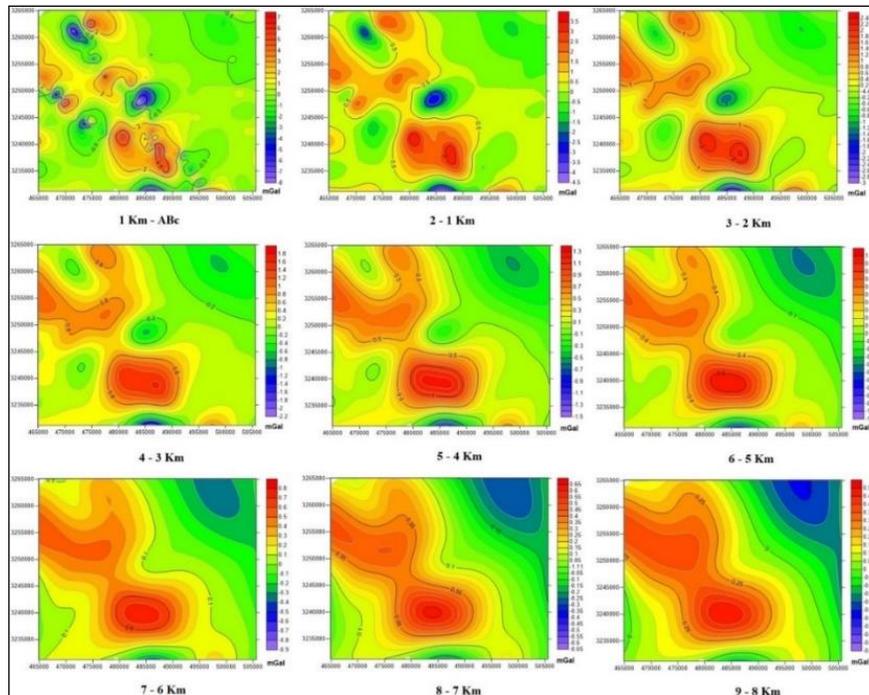


Figura 35: Resta de continuaciones analíticas ascendentes.

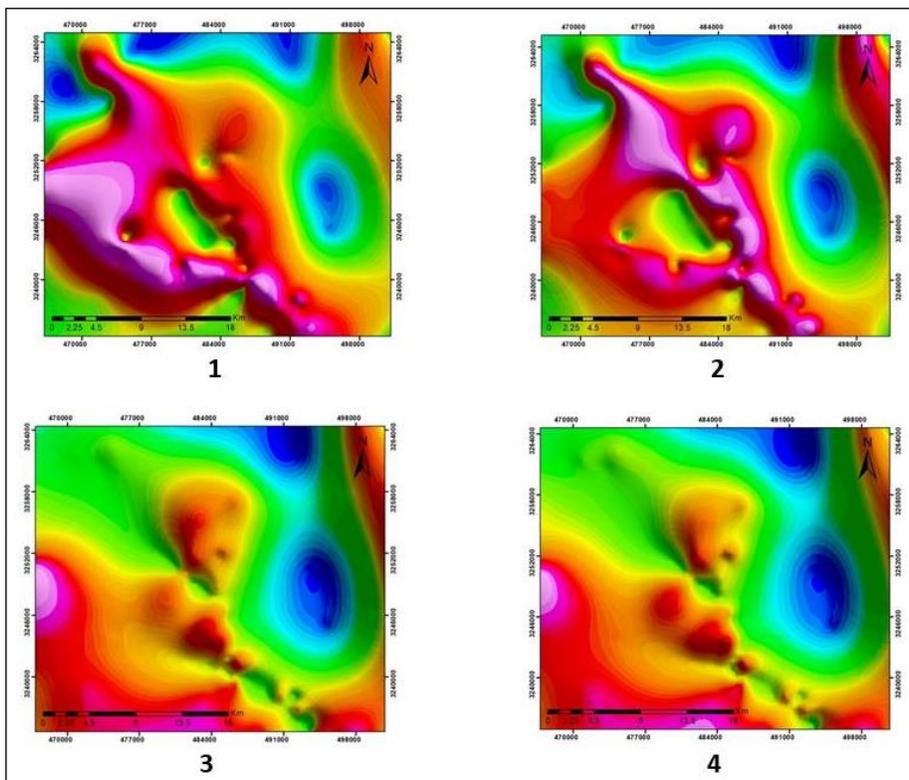


Figura 36: Ajuste polinomial de 1er a 4to orden, aplicado a la ABC.

Una vez determinada la anomalía regional mediante el ajuste polinomial de tercer orden (seleccionado por el método de Zeng), se restó de la ABC, obteniéndose así la anomalía residual (Figura 37).

El mapa de anomalía residual tiene valores que van desde los -11 a los 23 mGal, donde el alto gravimétrico principal se encuentra en la parte Este del área de estudio, la cual tiene una orientación ~NW-SE. En la porción suroeste de la carta se observa otro alto gravimétrico con valores que van de 7 a 17 mGal, el cual se encuentra orientado NE-SW y en la parte centro-sur se une al alto gravimétrico antes mencionado. Otro alto gravimétrico de menor tamaño e intensidad se encuentra en la parte noroeste de la carta, el cual tiene una orientación NW-SE.

Se tienen dos bajos gravimétricos principales, el primero en la porción centro-norte, con una orientación NW-SE con valores que van de -11 a -6 mGal, donde se enlaza con otro bajo gravimétrico menor intensidad en la porción Oeste del área de estudio. El segundo bajo gravimétrico se localiza en la porción centro-sur del área de estudio, tiene valores que van de los -11 a los -3 mGal, presenta una forma semicircular y se encuentra separado por una estructura que separa las zonas de mayor intensidad.

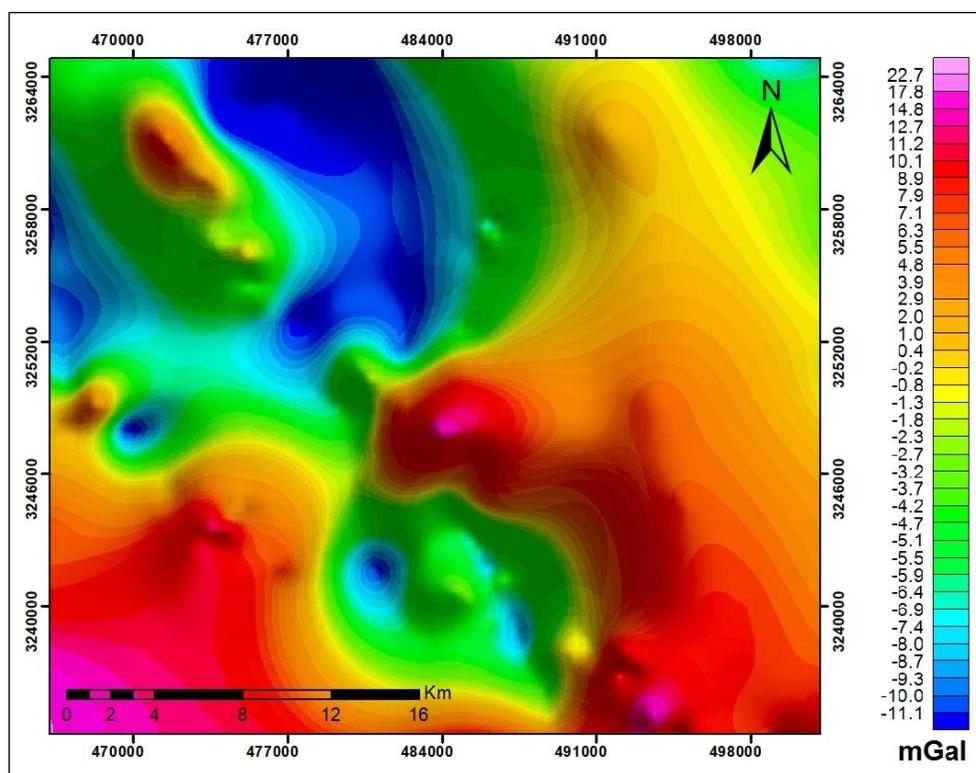


Figura 37: Anomalía residual de la carta El Batamote.

VI.5 Filtrado de datos gravimétricos

Además de los filtros aplicados en la sección anterior para realizar la separación regional-residual de la anomalía de Bouguer, también se utilizaron otros filtros con el fin de

desenmascarar rasgos profundos y someros que no son detectables a simple vista en los mapas de ABc o de la anomalía residual.

VI.5.1 Derivadas verticales

La primera derivada vertical se aplicó a la anomalía de Bouguer completa (ABc) para enfatizar las anomalías asociadas a fuentes geológicas que se encuentran en la parte más superficial de la estructura regional. Uno de los rasgos más sobresalientes lo encontramos en la Figura 38B, en donde se han enfatizado una serie de altos gravimétricos con orientación NE-SE, que corresponden a estructuras poco profundas. En la porción centro y suroeste de la carta, algunas anomalías bien definidas en el mapa de ABc, son separadas en varias anomalías de menor complejidad, por lo que es posible una mejor delimitación las estructuras causantes de las anomalías, los cuales se encuentran orientados NW-SE.

El alto estructural que divide en dos subcuencas al bajo gravimétrico semicircular de la porción centro-sur (Figura 38A), se define muy bien en el mapa de derivada vertical. En la porción Este de la carta, se observan anomalías suavizadas, esto debido a la interpolación, ya que en esta zona del área de estudio no hay gran cantidad de estaciones gravimétricas, lo que produce anomalías muy suavizadas.

La segunda derivada vertical, tiene mayor resolución que la primera, ya que la doble diferenciación de g respecto a z tiende a resaltar las anomalías más pequeñas y superficiales a costa de las anomalías profundas de tipo regional, por lo que delimita mejor las fuentes que causan las anomalías (Figura 38C).

Como se mencionó en el cuarto capítulo de este trabajo, una de las utilidades al implementar el filtro de la segunda derivada vertical, consiste en que el valor cero (color amarillo, Figura 38C) sigue de manera precisa los bordes subverticales de bloques intrabasamentales o a los bordes de perturbaciones o fallas suprabasamentales. Esto es notoriamente observable en la parte Este de la carta, donde el valor cero contornea un alto gravimétrico alargado, lo que puede ser asociado a bordes de bloques intrabasamentales orientados N-S y ligeramente NW-SE en su porción norte; en la parte noroeste y en la parte centro del área de estudio el valor cero delimita estructuras NW-SE correspondientes a fallas; en la porción suroeste los valores de cero delimitan nuevamente los bordes de bloques intrabasamentales.

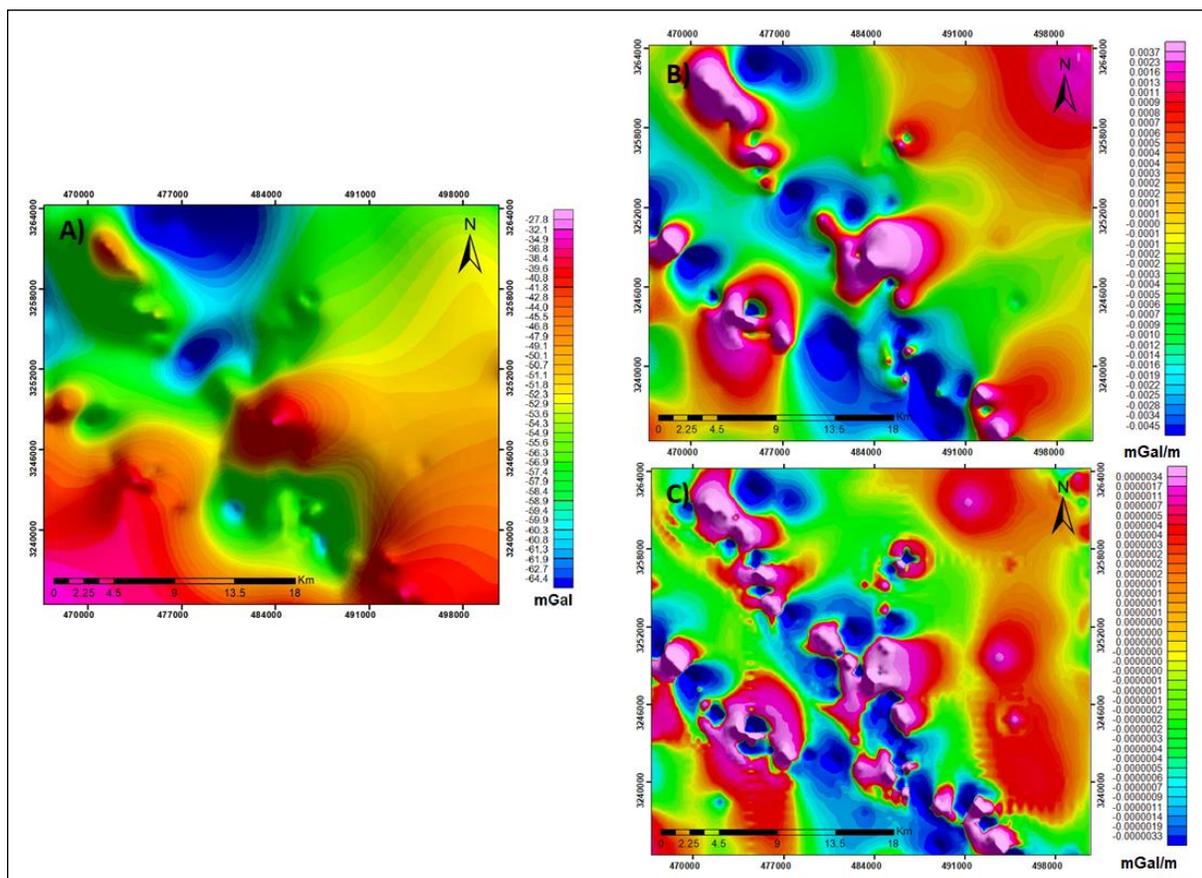


Figura 38: Derivadas verticales: A) Anomalía de Bouguer completa (ABc), B) Primera derivada vertical y C) Segunda derivada vertical.

VI.5.2 Derivadas horizontales

Las derivadas horizontales aplicadas a la ABc nos ayudan a reconocer las dimensiones horizontales de las estructuras de forma aproximada, la identificación de contactos geológicos y fallas puede ser tanto superficial como subterránea (siempre y cuando existan contrastes de densidad favorables). Los máximos de las zonas mapeadas corresponden a los bordes de las fuentes causantes de las anomalías, los mínimos corresponden a zonas planas (Milligan y Gunn, 1997).

Las derivadas horizontales pueden ser direccionadas en x o y . En la derivada con respecto a x se enfatizan principalmente las estructuras y cuerpos orientados N-S, mientras que en la derivada en y sobresalen primordialmente las estructuras orientadas E-W.

Los valores máximos de las derivadas horizontales en x y y (color blanco, Figura 39) corresponden a zonas de grandes pendientes, lo cual se puede observar a lo largo de toda la carta, donde estos valores máximos se interpretan como una estructura NW-SE; en la derivada en x también se delimitan pequeños cuerpos en la porción centro y oeste, orientados N-S. En la derivada horizontal en y es posible la identificación de valores máximos correspondientes a los bordes de cuerpos reducidos, principalmente en los extremos de la estructura NW-SE antes mencionada.

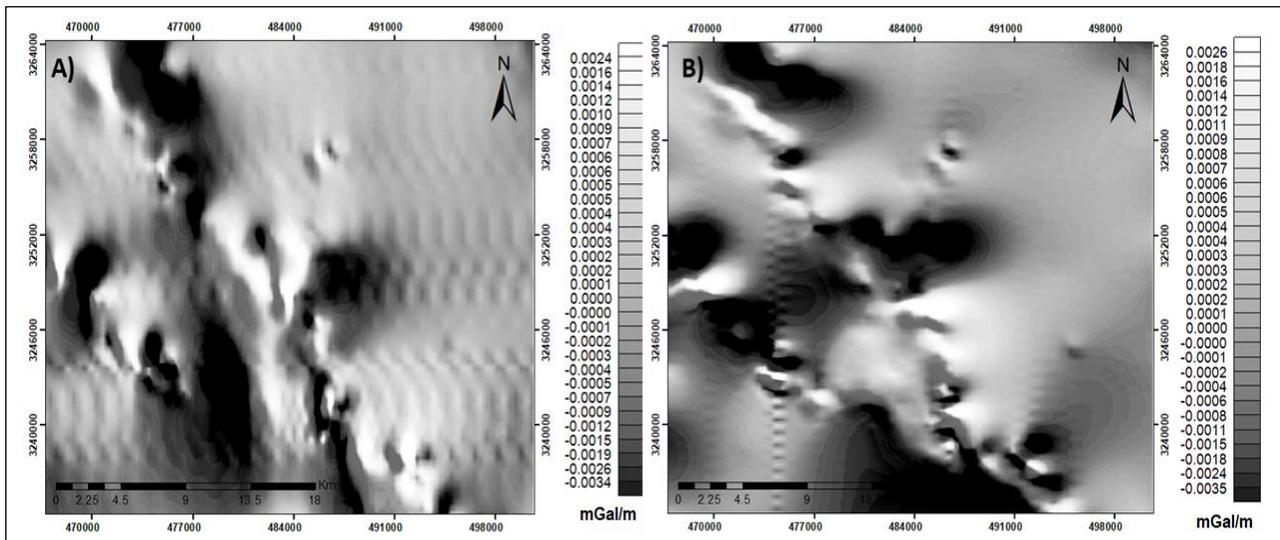


Figura 39: Derivadas horizontales: A) Derivada en X, B) Derivada en Y.

VI.5.3 Señal Analítica

La señal analítica está compuesta por el gradiente vertical y el gradiente horizontal, es por eso que también se le conoce como gradiente total. Se utiliza para localizar los límites de los cuerpos anómalos, produciendo valores máximos sobre los cuerpos y sus bordes. La forma de la señal analítica es una función simétrica situada encima de los cuerpos que producen las anomalías. Genera valores positivos tanto para cuerpos anómalamente densos (exceso de masa identificada por altos gravimétricos) como para los que tienen déficit de masa (bajos gravimétricos) esto debido a su expresión matemática (ver ec.28).

En el mapa de señal analítica (Figura 38B) se definen mejor los cuerpos causantes de las anomalías, principalmente en la parte centro y oeste del área de estudio, en la parte Este del área se tienen valores cercanos a cero. Como ya se había mencionado anteriormente la cantidad de estaciones en esa región es menor que en el resto de la carta y su espaciamiento es grande, por ello específicamente los filtros de gradiente horizontal, al no detectar cambios de pendiente no enfatizan rasgos en estas zonas. Comparando los mapas de ABC y de señal analítica (Figuras 40), tanto los mínimos como máximos gravimétricos principales ahora son más visibles en el mapa de señal analítica. Los cuerpos se encuentran orientados NW-SE.

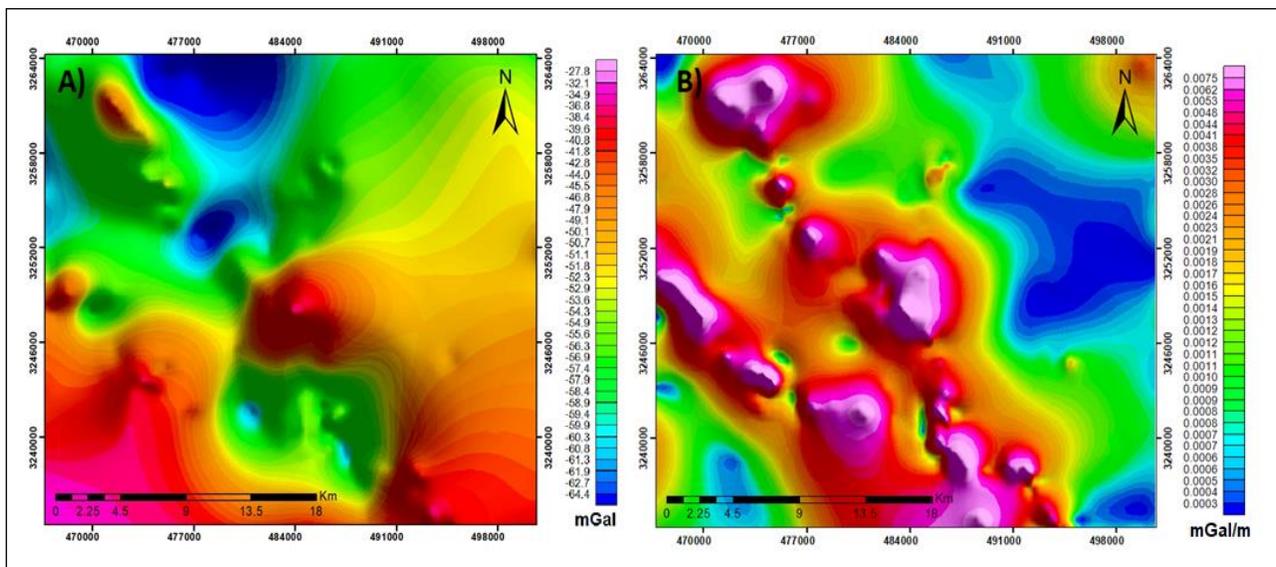


Figura 40: Anomalía de Bouguer y su señal analítica: A) ABC y B) Señal analítica.

VI.5.4 Deconvolución de Euler

Para la estimación de las profundidades a la cima de los diferentes cuerpos causantes de las anomalías gravimétricas se aplicó el método de deconvolución de Euler (DE) (Telford *et al.*, 1990), utilizando distintos valores para el índice estructural.

Primeramente, se aplicó la deconvolución de Euler a la ABC con un índice estructural $N=0$, que corresponde a la ubicación y profundidad de contactos geológicos (Figura 41A), donde se observa que las soluciones de este método bordean muy bien los altos gravimétricos principales como son los localizados en la parte centro y suroeste de la carta con profundidades que van de los 500 a 2000 m, predominando los valores menores a 900 m.

En la parte centro del área se observa un contacto posiblemente delimitado por falla, con profundidades de 500 a 2000 m desplazando los dos altos gravimétricos en esta zona, dicho contacto se encuentra orientado NW-SE, continuando hacia el noroeste con una profundidad mayor.

El alto gravimétrico ubicado en la porción noroeste del área de estudio se encuentra delimitado por soluciones con valores en el rango de 800 a 2000 m., siendo la parte Este más profunda, se observa en la figura 39A que estas soluciones no bordean la parte más intensa de esta anomalía, sino que una zona de intensidad intermedia, lo que refleja que dicha anomalía es producida por una fuente profunda.

En la porción centro-sur las soluciones dividen el bajo gravimétrico semicircular, en dos bajos de mayor intensidad, es decir comprueban la existencia del alto estructural que se ha estado interpretando con los filtros utilizados anteriormente; la profundidad de este contacto es de 500 m en su porción sur y de 800 a 1000 m en su porción norte.

En la porción Este de la carta El Batamote vemos que las soluciones se presentan muy dispersas (soluciones tipo *spray*) esto es porque como se ha mencionado anteriormente la cantidad de estaciones gravimétricas en esta zona es muy pobre y su espaciamiento muy grande.

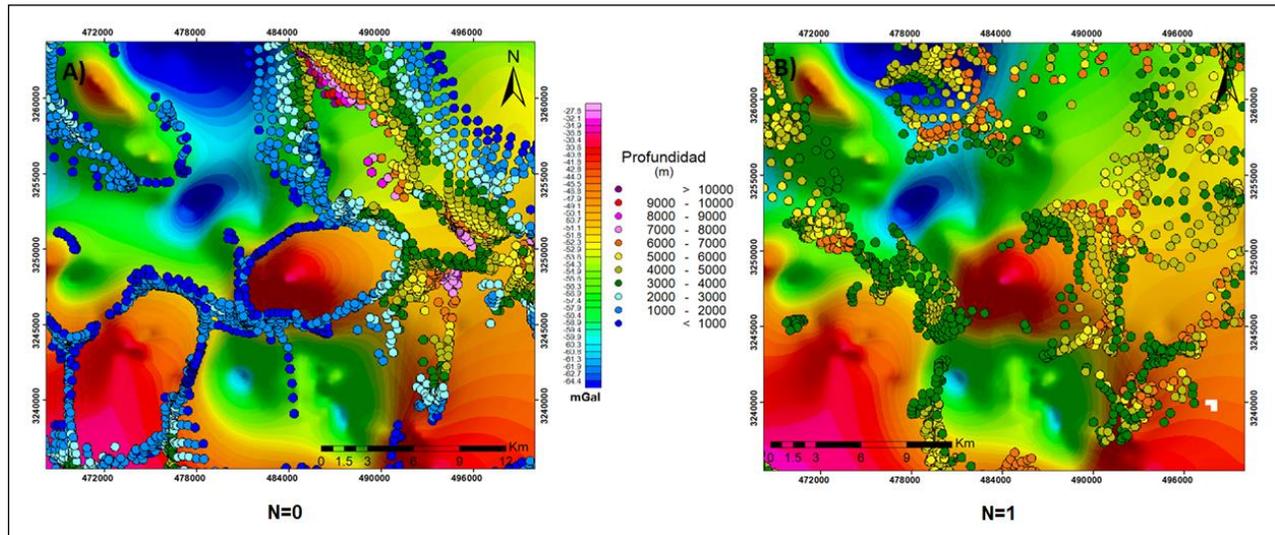


Figura 41: Soluciones de la Deconvolución de Euler aplicado a la ABC: A) Soluciones para un índice estructural N=0, correspondiente a contactos geológicos y B) Soluciones para un índice estructural N=1, perteneciente a fallas.

En la figura 41B, se muestran las soluciones para el índice estructural N=1 que se asocian a fallas, donde las mejor definidas se observan una en la parte centro y centro-sur del área; teniendo la primera una orientación NW-SE con profundidades de 1800 a 6000 m y la segunda se encuentra más al sur con profundidades similares pero una orientación N-S. Se encuentran otras fallas en la parte norte, cortando el bajo gravimétrico principal de la ABC con profundidades que van de 3000 a 7000 m.

En la parte centro-este se definen un conjunto de soluciones con orientación N-S con profundidades de 3000 a 7000 m y otra un poco más al sur con dirección NW-SE y profundidades de 3000 a 6000 m.

CAPÍTULO VII. PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE DATOS AEROMAGNÉTICOS

VII.1 Adquisición de datos aeromagnéticos

El Servicio Geológico Mexicano (SGM) realiza vuelos aeromagnéticos en todo el país a partir de los cuales ha conformado el mapa aeromagnético de México. El Departamento de Geología de la Universidad de Sonora compró los datos digitales del levantamiento realizado por el SGM que cubren la carta El Batamote, escala 1:50,000m.

El área bajo estudio fue volada utilizando un avión Islander BN2-B27, equipado con un magnetómetro SCINTREX CS-2 de bombeo óptico de vapor de cesio, con una sensibilidad de 0.001 nT, con un sistema de adquisición de datos Picodas P-1000, cámara de video JVC TK-1080U, 35mm. Se empleó un magnetómetro GEM-SYSTEMS GSM-19, OVERHAUSER, con una sensibilidad de 0.01 nT como estación base. También se utilizó un radar altímetro Sperry RT-220.

El rumbo de las líneas de vuelo fue N-S, con una distancia entre líneas de vuelo de 1000 m, líneas de control de orientación E-W con espaciamiento de 20000 m; a una altura sobre el nivel del terreno de 450 m, la navegación se controló con un sistema Novatel GPS-911R, 40 m. Los procesos realizados a los datos fueron:

- Corrección por movimiento del avión (compensación magnética).
- Corrección por variación diurna.
- Sustracción del campo geomagnético interno de referencia DGRF 1990.
- Micronivelación.

La intensidad del Campo Magnético Total en la porción central fue de 47327 nT, con una inclinación de 56° 06' y declinación de 11° 21' para el año 1994.

VII.2 Anomalía Magnética

La anomalía magnética de la carta El Batamote está formada por diferentes anomalías con formas alargadas (Figura 42). Los valores de anomalía magnética se encuentran en el rango de -113 y 185 nT. En colores rojos y rosas se tienen los altos magnéticos con valores en un rango de 123 a 185 nT. Los principales altos magnéticos se presentan en la porción Este de la carta, con una orientación NW-SE, extendiéndose hacia la parte centro, donde la orientación tiende a ser casi E-W. En la parte Oeste de la carta se tiene un alto magnético orientado NW-SE y otro NE-SW. Los bajos o mínimos magnéticos (color azul) tienen valores en el rango de los -113 a -17 nT.

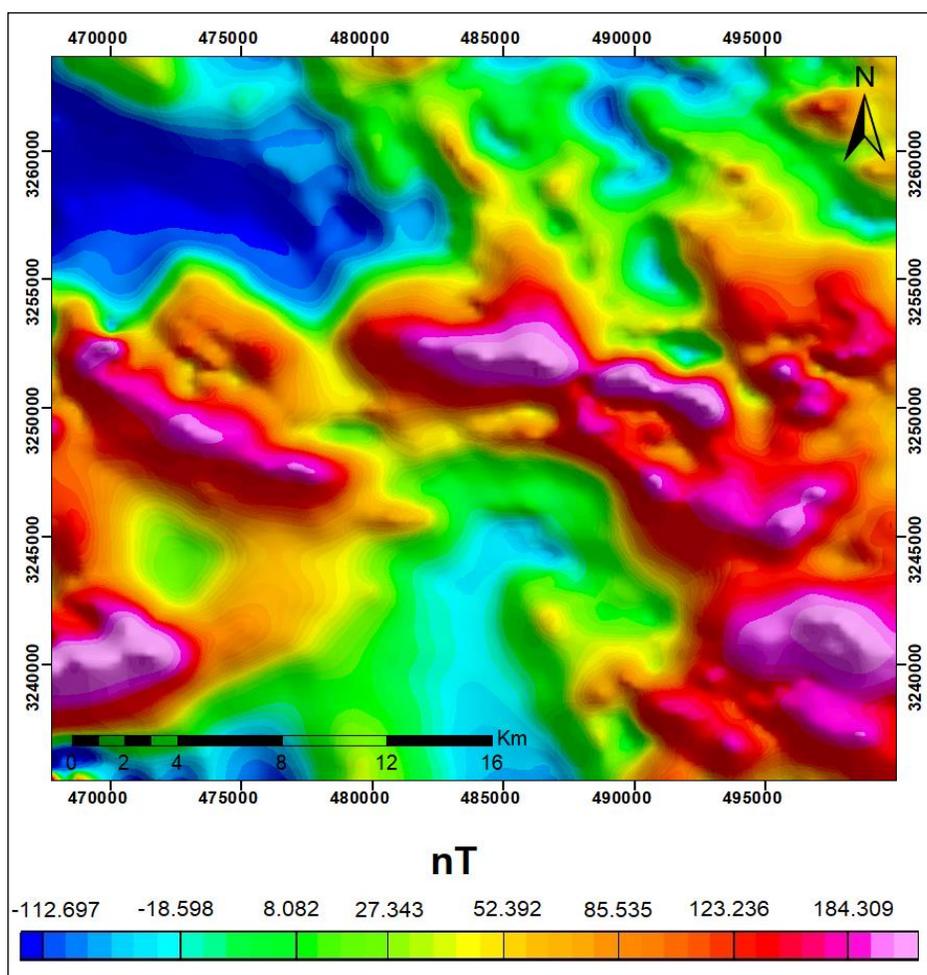


Figura 42: Anomalía magnética del área de estudio, donde los colores rojo y rosa corresponden a los altos magnéticos y los tonos azules a los bajos magnéticos.

El principal bajo magnético se encuentra en la parte noroeste de la carta El Batamote con una dirección E-W, el segundo bajo magnético se encuentra en la porción centro-sur con una orientación principal N-S.

VII.2 Reducción al Polo

Una parte importante en el procesado de datos magnéticos es la aplicación de la reducción al polo, la cual consiste en una transformación matemática donde se asume un campo magnético vertical, reflejando las diferentes fuentes en su posición física verdadera. De esta manera se logra atribuir las asimetrías en el campo reducido al polo a la geometría de la fuente y no a las propiedades magnéticas (Alatorre-Zamora *et al.*, 2012), de manera que las anomalías magnéticas coinciden con los cambios litológicos y las estructuras que las originan. La reducción al polo tiende a resaltar los rasgos anómalos que caracterizan cuerpos magnéticos tanto superficiales como someros y profundos.

A la anomalía magnética se le aplicó la reducción al polo obteniéndose la anomalía magnética reducida al polo (Figura 43), donde se observa que la tendencia elongada E-W de las diferentes anomalías ha disminuido y algunas anomalías se descompusieron en otras de menor tamaño, pero mayor intensidad magnética. Los valores de las anomalías se encuentran en un rango de -109 a 190 nT, donde las anomalías correspondientes a altos magnéticos presentan valores que van de los 112 a los 190 nT continuando con una dirección preferencial NW-SE y su mayor distribución en toda la parte Este de la carta. Los altos magnéticos presentan sus picos o regiones de máxima intensidad magnética algunos con la tendencia principal y otros orientados NE-SW.

Los valores mínimos de la anomalía magnética van de -108 a -12 nT, los bajos magnéticos se ubican en la parte noroeste, centro y suroeste de la carta; el bajo magnético de la porción suroeste se define mejor que en el mapa de anomalía magnética, teniendo una orientación NE-SW. Otra anomalía que presenta una mejor definición en la reducción al polo es el bajo

magnético que se localiza en la porción centro de la carta, el cual en su parte inferior se encuentra alargado con dirección NW-SE con valores alrededor de los -16 nT y en su parte norte valores alrededor de los -108 nT, donde presenta una forma semicircular delimitado por altos magnéticos que pudiesen estar asociados a estructuras geológicas como fallamiento. Uno de estos altos magnéticos cuya intensidad varía en el rango de los 8 a 30 nT y se encuentra orientado NW-SE tiende a acortar o limitar la geometría de dicho bajo magnético (Figura 43).

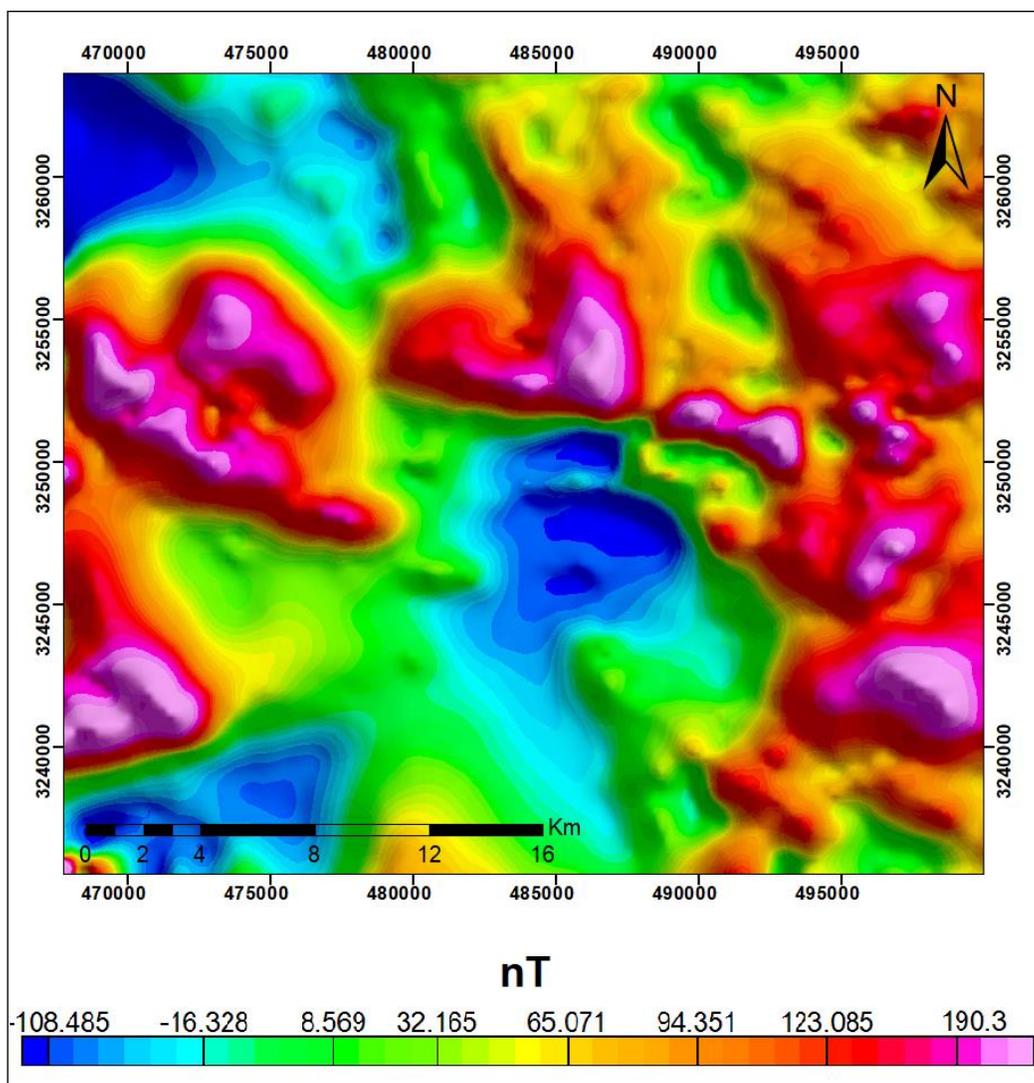


Figura 43: Anomalía Magnética Reducida al Polo.

VII.3 Unidades Litomagnéticas

En el análisis de la información magnética se definen unidades litomagnéticas como conjuntos litológicos geofísicamente diferenciados dentro de una misma región, también se pueden definir como áreas de similar intensidad y frecuencia magnética (firma magnética uniforme) espacialmente relacionadas (Chernicoff y Zappettini, 2003). Con base en lo anterior, en el área de estudio se definieron seis unidades litomagnéticas (Figura 44), trazadas sobre la anomalía magnética reducida al polo, delimitadas por cambios notables en la señal magnética, lo que puede deberse a la presencia de estructuras geológicas como fallas y/o fracturas.

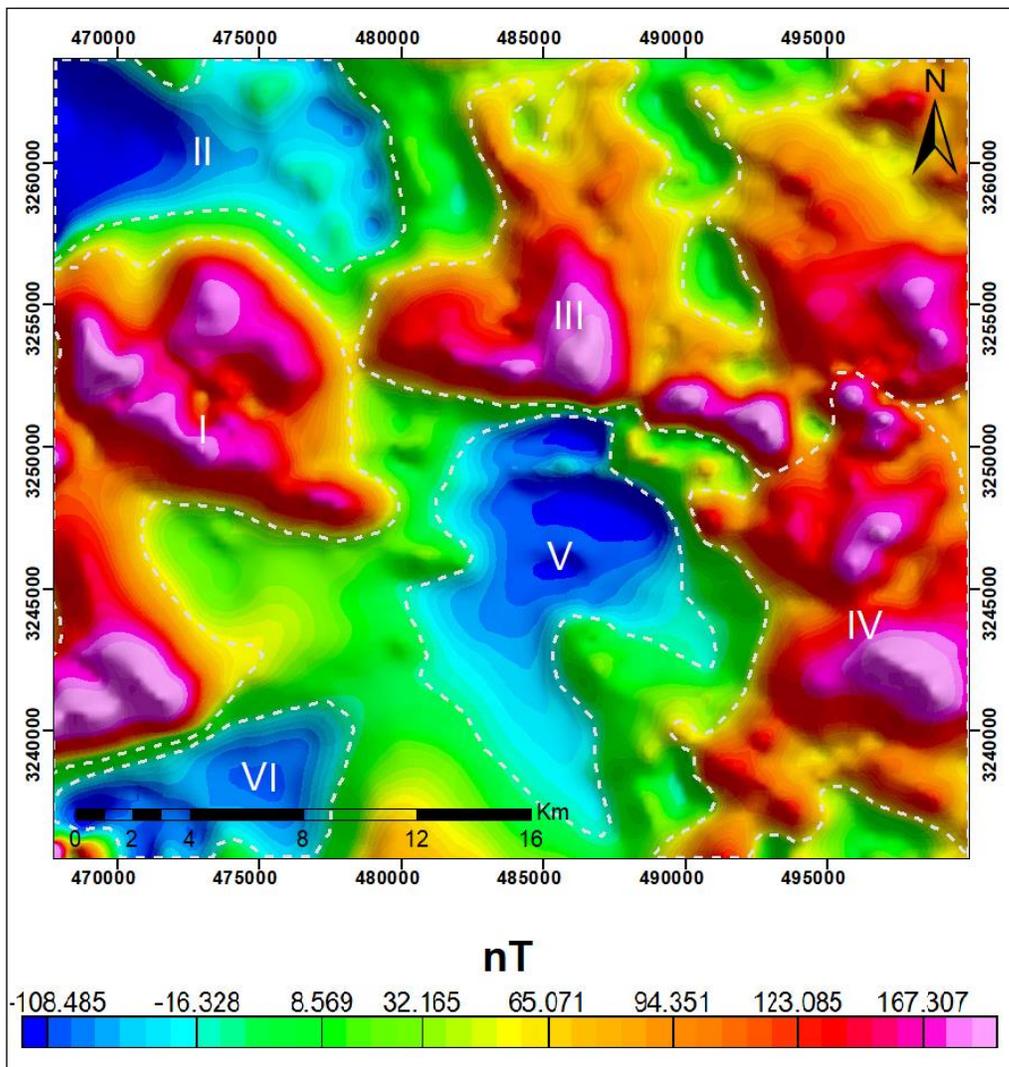


Figura 44: Unidades litomagnéticas sobre la anomalía magnética reducida al polo.

Las diferentes unidades litomagnéticas pueden estar formadas por diferentes tipos de roca, así como pueden no coincidir con los cuerpos litológicos aflorantes, esto debido a que no todas las rocas presentan respuesta magnética. En la Tabla 5 se hace una breve descripción de las diferentes unidades litomagnéticas definidas en la carta El Batamote.

Tabla 5. Descripción y correlación de las unidades litomagnéticas definidas en el área de estudio, con los principales grupos litológicos aflorantes causantes de la magnetización.

Unidad	Intensidad	Descripción	Litología
I	Alto	Anomalías elongadas NW-SE	Granito-granodiorita, toba riolítica y basalto.
II	Bajo	Anomalía elongada E-W	Metacaliza-dolomía, caliza-arenisca, gravas, arenas y aluvi3n.
III	Alto	Anomalías alargadas E-W y NW-SE	Granito-granodiorita, dacita-andesita, andesita, toba riolítica.
IV	Alto	Anomalías NW-SE y NE-SW	P3rfido cuarzomonzon3tico, diorita-cuarzodiorita y granito-granodiorita
V	Bajo	Anomalía semicircular NNE-SW	Metacaliza-cuarcita, arenisca-caliza, conglomerado oligom3ctico, gravas, arenas y aluvi3n.
VI	Bajo	Anomalía alargada NE-SW	Areniscas-calizas, gravas, arenas y aluvi3n.

VII.3.2 Análisis de lineamientos aeromagnéticos

El análisis de los lineamientos aeromagnéticos se realizó con el fin de extraer información sobre las diferentes estructuras que se encuentra en el subsuelo. Para llevar a cabo este análisis se utilizaron diferentes filtros bidimensionales para conocer la configuración estructural del área de estudio.

Los filtros aplicados a la anomalía magnética reducida al polo fueron:

- Derivada vertical
- Derivadas horizontales
- Señal analítica
- Derivada de tilt
- Continuaciones analíticas ascendentes

En la figura 45A se pueden observar los lineamientos aeromagnéticos inferidos sobre la anomalía magnética reducida al polo correspondientes a estructuras superficiales, somera y profundas. Observamos que en este mapa los lineamientos principales tienen una orientación NW-SE, como lo son el lineamiento A, el cual corta el mínimo magnético de la parte centro-sur del área de estudio, los lineamientos B y E ubicados en la zona centro delimitan el mínimo semicircular. Los lineamientos en la porción noreste correspondientes a la letra D también tienen una orientación NW-SE, así como los lineamientos C y H ubicados en la parte suroeste de la carta. Se observa un lineamiento (B) casi E-W en la porción centro del área. En la parte Este del área se encuentran los lineamientos (G) orientado NE-SW y el F en la parte suroeste, con la misma orientación.

Los filtros pasa alta como lo son las derivadas, se utilizan para acentuar las respuestas cercanas a la superficie y enfatizar cambios de curvatura, eliminando las longitudes de onda larga. En el mapa de la primera derivada vertical (Figura 45B) se observa como las anomalías se descomponen en anomalías más pequeñas. La anomalía semicircular que se describió en el mapa de anomalía magnética reducida al polo como un bajo magnético

(parte centro-sur) no se detecta en la primera derivada vertical, lo que nos indica que esta anomalía corresponde a una fuente más profunda. Es posible distinguir la presencia de los lineamientos principales como lo son los lineamientos A, B, D, E, G y H.

Las derivadas horizontales y la señal analítica (Figuras 45C, D y E) se utilizaron para detectar los límites de las anomalías magnéticas, ya que estos filtros colocan su amplitud de “pico” sobre los bordes o contactos geológicos (Phillips, 2000). En ambas derivadas es posible inferir el lineamiento principal A orientado NW-SE, el cual ha sido delimitado en los diferentes filtros utilizados.

La derivada de tilt acentúa las señales de alta frecuencia correspondientes a fracturas, fallas y diques (Verduzco *et al.*, 2004). Este filtro es efectivo para discriminar entre señal y ruido, el cruce por cero está cerca de los bordes de las estructuras.

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.

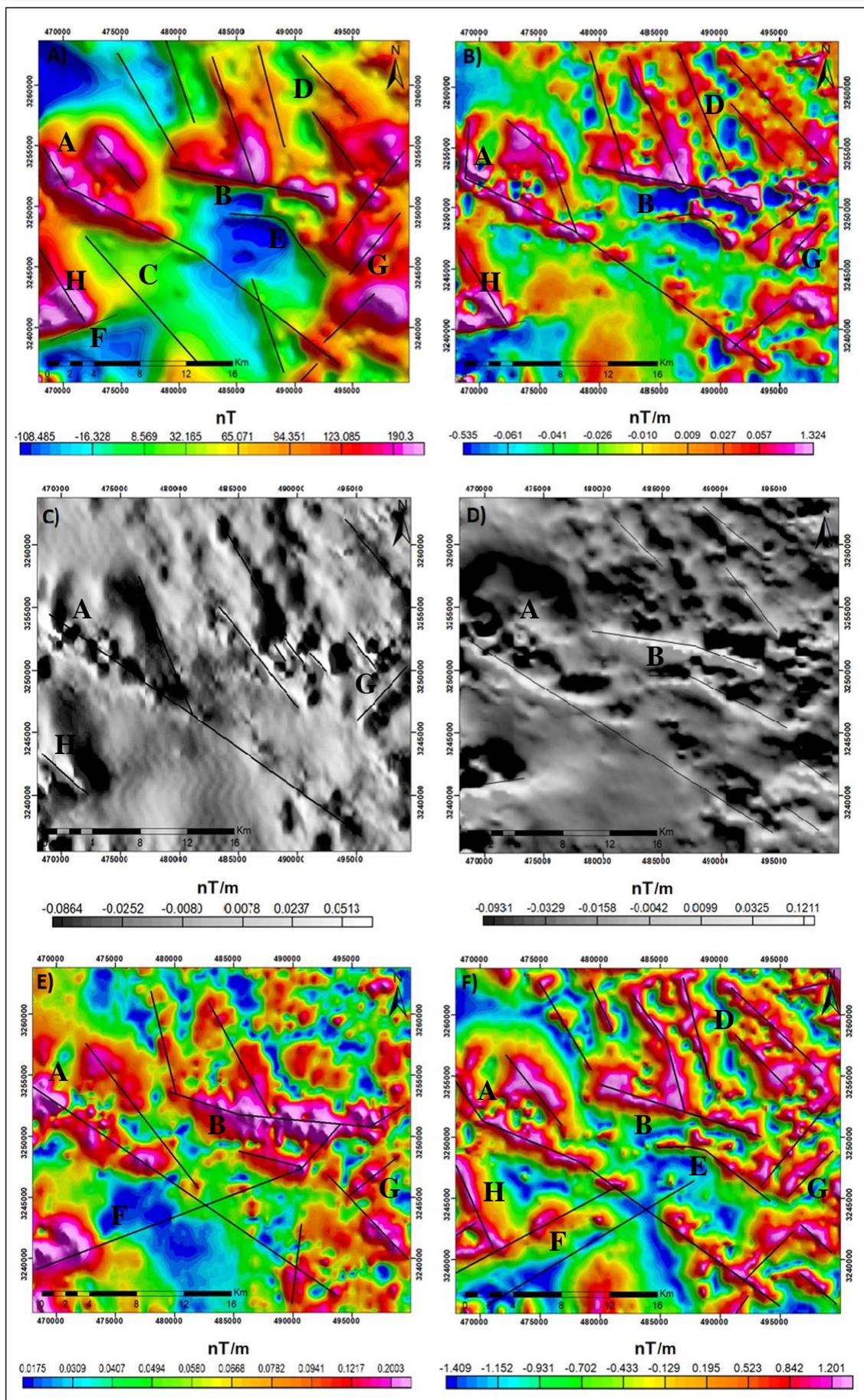


Figura 45: Análisis de lineamientos aeromagnéticos: **A)** Reducción al polo, **B)** Derivada vertical, **C)** Derivada horizontal en x , **D)** Derivada horizontal en y , **E)** Señal analítica y **F)** Derivada de Tilt. Las líneas negras representan los lineamientos aeromagnéticos.

En el mapa de la derivada de Tilt (Figura 45F) se pueden definir dos grupos de lineamientos principales: uno con orientación NW-SE afectando la parte noreste y centro-oeste, principalmente (lineamientos A, D, E y H), otro orientado NE-SW que se encuentra en las porciones centro-Este y suroeste de la carta (lineamientos F y G).

La mejor definición en el análisis de lineamientos se obtuvo mediante la derivada de tilt, donde la tendencia principal de los lineamientos es NW-SE.

Para el análisis de las fuentes profundas se realizaron continuaciones analíticas ascendentes de la anomalía magnética reducida al polo, con elevaciones de 1 km hasta 8 km de altura, a cada kilómetro (Figura 46). A medida que se aumenta la altura del plano de continuación ascendente se suavizan más las anomalías causadas por fuentes superficiales y someras, lo que permite visualizar la configuración del basamento magnético.

El lineamiento principal A, orientado NW-SE que corta el bajo magnético principal, delimitado con los diferentes filtros utilizados para resaltar las anomalías someras (Figura 45) se atenúa a partir de la continuación ascendente de 2 km, lo que refleja que es con poca profundidad.

A partir de la continuación ascendente de 1 km es posible delimitar un lineamiento en la parte noreste del área (D), el cual está dividiendo el alto magnético en esta porción de la carta. Esta estructura puede ser interpretada como una falla que se encuentra desplazando un bloque de la roca portadora de la magnetización, lo que produce dos altos magnéticos; uno de ellos con orientación N-S y otro NW-SE. Comienza a atenuarse a partir de los 3 km, reflejándose a profundidad un solo alto magnético en la parte Este del área de estudio.

Analizando la carta magnética “Hermosillo” H12-8 (SGM, 1992) escala 1:250,000 se observa un lineamiento aeromagnético regional interpretado como falla que se relaciona con el lineamiento descrito anteriormente en la parte noreste del área de estudio.

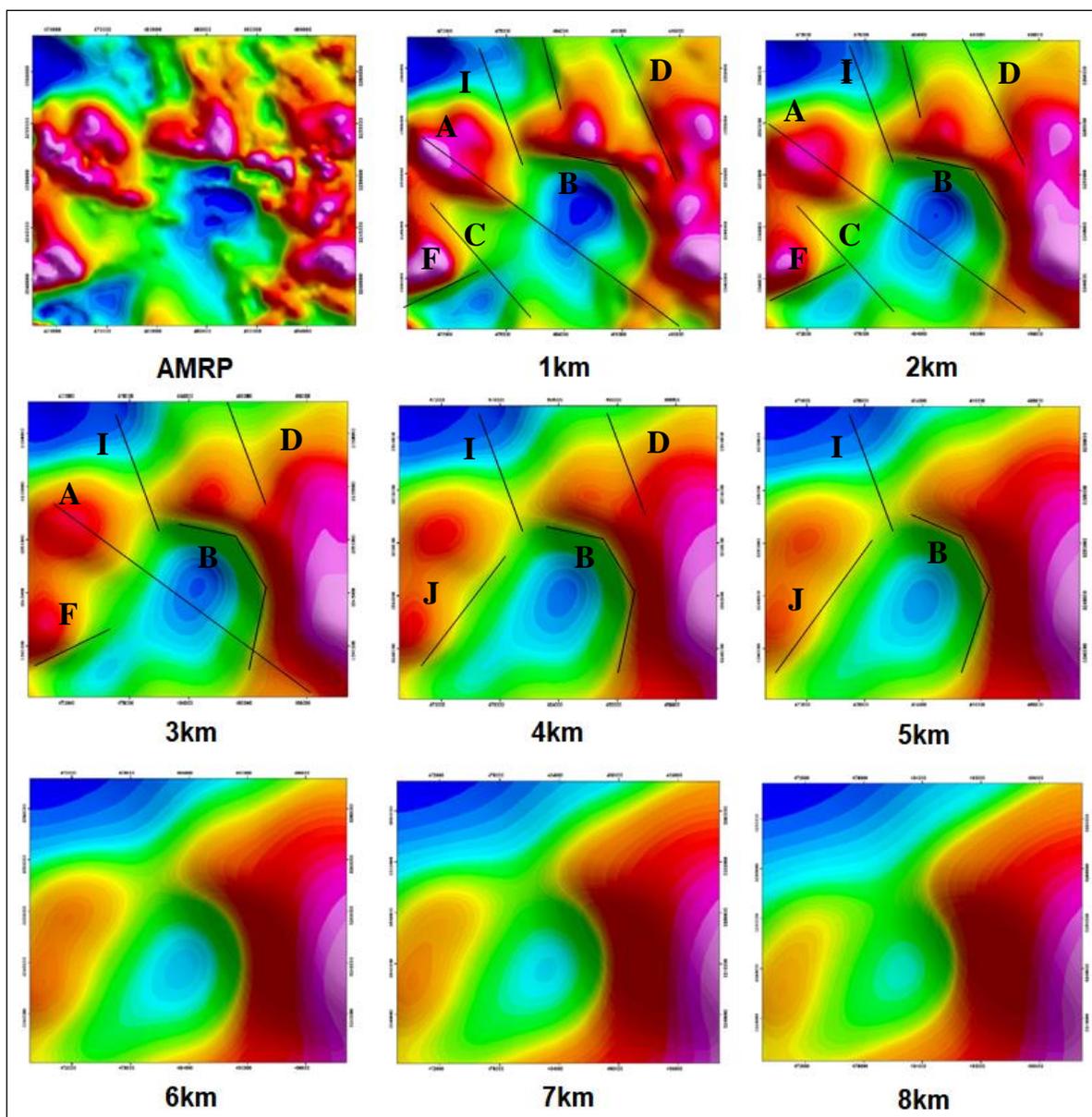


Figura 46: Continuaciones analíticas ascendentes a partir de la anomalía magnética reducida al polo, con espaciamento de 1km., donde se trazaron los principales lineamientos aeromagnéticos en los primeros 8 kilómetros.

La mayoría de los lineamientos de la parte norte del área de estudio orientados NW-SE comienzan a suavizarse entre las continuaciones de 3 y 4 km, permaneciendo sólo uno en la parte noroeste que separa los dos altos magnéticos principales (I), extinguiéndose a partir de los 6 km, lo que sugiere que es una estructura profunda.

El lineamiento F, ubicado en la porción suroeste con orientación NE-SW comienza a atenuarse a partir de los 3 km, a partir de donde se puede inferir la presencia de otro lineamiento con una orientación similar.

A profundidad se observan dos altos magnéticos en los laterales de la carta El Batamote, orientados NNE-SSW siendo el de mayor tamaño e intensidad el ubicado en la parte Este de la carta. Los mínimos magnéticos se encuentran uno en la parte noroeste y el otro en la parte centro, este último corresponde a la anomalía semicircular observada desde la anomalía magnética reducida al polo, lo que nos indica que es un depocentro profundo. Los lineamientos que controlan la configuración del basamento están representados con las letras J y B con una orientación principal NE-SW (Figura 46).

VII.2.4 Método de Deconvolución de Euler

Para estimar las profundidades a la cima de las diferentes fuentes causantes de la magnetización de manera cualitativa y cuantitativa se puede utilizar el método de deconvolución de Euler (DE), el cual se aplicó a la anomalía magnética reducida al polo. Para aplicar la DE se consideran ventanas de diferentes tamaños, las cuales dependen del tamaño de la anomalía que se quiere interpretar. El enfoque tradicional de Euler utiliza una ventana de convolución de 5 a 10 cuadrículas de celdas, lo que arroja entre 25 a 100 ecuaciones para las cuatro incógnitas. Las ecuaciones se resuelven mediante mínimos cuadrados. Para este estudio se trabajó con una ventana de 10 cuadrículas de celdas e índices estructurales de $N = 0, 1, 2$ y 3 correspondientes a contactos geológicos, fallas, diques y esferas, respectivamente (Figuras 47 y 48).

Las soluciones para el índice estructural $N = 0$ (Figura 47A) que representa los contactos geológicos se encuentran en profundidades que van de los 100 a los 2000 m. Las soluciones delimitan los altos magnéticos principales. En la parte noreste del área de estudio se encuentran unos contactos orientados NE-SW con profundidades de 100 a 900 m; en la parte noroeste de la carta se observan contactos con una tendencia NW-SE y profundidades en el orden de los 100 a 1500 m.

En la parte sur del alto magnético que se encuentra en el centro-norte del área de estudio se delimita un contacto geológico casi E-W con profundidades de 100 a 2000 m con su parte más profunda en su lado Oeste. En la fracción oeste del área de estudio también se puede ver que las soluciones con profundidades de 100 a 1700 m, siendo los contactos más profundos los orientados NW-SE correspondientes a los límites orientales de las anomalías magnéticas de esta porción del área de estudio.

Los resultados de la DE para $N = 1$ (Figura 47B) muestran una mayor cantidad de soluciones. El rango de profundidades en el que se encuentran las fallas geológicas es de 100 a 2500 m. La principal falla se observa en la parte centro-este de la carta con una orientación casi E-W y profundidades en el orden de 100 a 1200 m, presentando su profundidad máxima en su porción Oeste. Al norte de esta estructura se observan una serie de fallas N-S con profundidades que van de los 100 a los 2500 m.

En la parte oeste del área de estudio se tiene una falla orientada NW-SE con profundidades de 400 a 2200 m. Al sur de esta estructura se encuentra otra falla con la misma orientación, pero profundidades en el orden de los 100 a 1300 m, encontrándose su máxima profundidad en su porción SE.

Delimitando el mínimo magnético localizado en la parte centro-sur del área, se tienen dos fallas; la primera en la porción noreste de esta anomalía presentando una orientación NW-SE tendiendo a ser E-W en su porción noroeste, las profundidades de esta falla caen en el rango de los 0 a 1200m, la segunda falla ubicada en parte sureste de la anomalía tiene una orientación NW-SE con profundidades de 100 a 1300m.

En la porción sureste de la carta predominan las fallas con orientación NW-SE con profundidades en el orden de los 100 a 1700m, se puede apreciar otro conjunto de fallas orientadas NE-SW con el mismo rango de profundidades.

Algunas soluciones de los índices $N = 0$ y $N = 1$ son similares, lo que pueda indicar contactos delimitados por fallas.

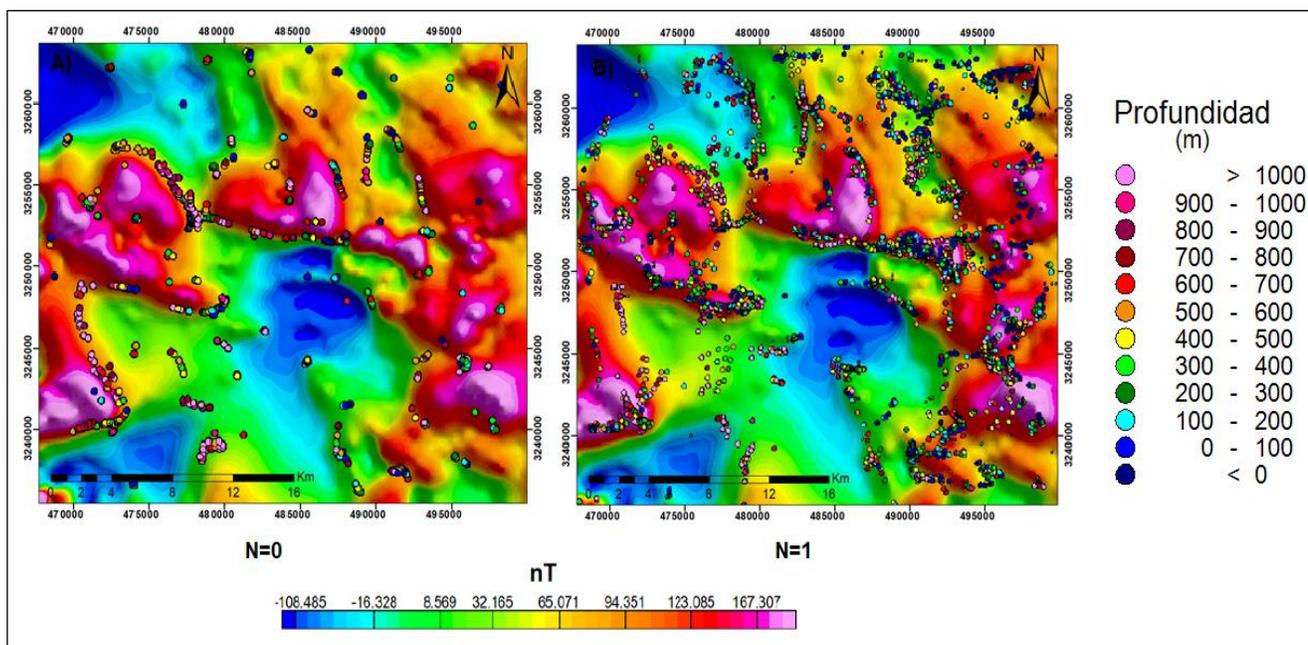


Figura 47: Soluciones de la Deconvolución de Euler: A) para índice estructural $N=0$ correspondiente a contactos geológicos y B) para índice estructural $N=1$, correspondiente a fallas.

Las soluciones para $N=2$ (Figura 48A) correspondientes a diques, presentan profundidades de 0 a 2500 m. En la parte centro-este del área de estudio se tiene un conjunto de soluciones con profundidades que van de los 0 a 700 m con una tendencia casi E-W. En la porción sureste se encuentran soluciones que puede interpretarse como diques orientados NW-SE con profundidades que van de 0 a 1300 m.

En el alto magnético alargado de la porción centro-oeste, se encuentra una densidad de soluciones que también puede ser interpretada como cuerpos en forma cilíndrica con

profundidades que van de 100 a 2000 m, con una tendencia N-S la cual cambia a NE-SE hacia la parte sureste. En el alto magnético ubicado al suroeste del área de estudio, también se encuentra un conjunto de soluciones asociadas a cuerpos cilíndricos con profundidades de 100 a 1300 m con una tendencia principal NE-SW.

Las soluciones de la DE utilizando el índice estructural $N=3$ (Figura 48B) corresponde a cuerpos esféricos, presentado el mayor grado de dispersión y algunos grupos de soluciones se superponen con los de otros valores de índices estructurales utilizados. En la parte centro-este de la carta se observa un conjunto de soluciones que se pueda asociar a cuerpos esféricos con profundidades a la cima de 0 a 700 m.

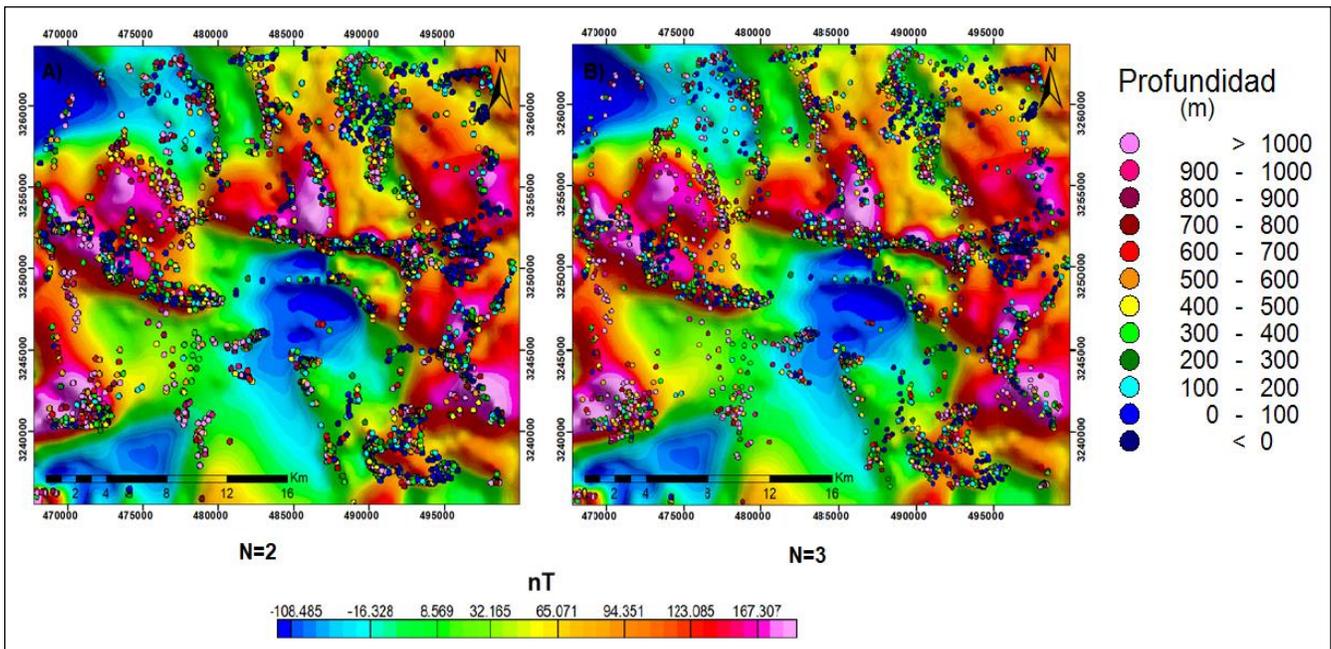


Figura 48: Soluciones de la Deconvolución de Euler: A) para índice estructural $N=2$ correspondiente a diques y B) para índice estructural $N=3$, correspondiente a cuerpos esféricos.

A medida que aumentamos el índice estructural, las soluciones son más dispersas (soluciones tipo *spray*), lo que puede generar cierta confusión al momento de interpretar los resultados del método.

VII.2.5 Separación Regional-Residual

El análisis espectral es una de las técnicas que permite identificar con mayor certeza las anomalías aeromagnéticas causadas por fuentes profundas de las anomalías causadas por fuentes someras, lo que se conoce como separación regional-residual; permitiendo determinar el contenido de frecuencias de las anomalías, así como estimar la profundidad a la cima de los cuerpos que las producen a partir de la relación de longitudes de onda dominantes.

La transformación de los datos del dominio del espacio al dominio de la frecuencia o del número de onda se realiza mediante el análisis de Fourier, permitiendo separar una señal en sus diferentes componentes en el dominio de la frecuencia, de forma que la suma de todas las componentes, definida por su amplitud, fase y longitud de onda, da como resultado la función inicial. La transformada de una serie de datos en el dominio de la frecuencia o del número de onda se le conoce como espectro, el cual nos brinda la información total de la señal en el tiempo localizada en la frecuencia (Bath, 1974).

VII.2.5.1 Espectro de potencia radial

El espectro de potencia radial se obtiene a partir de la malla o mapa de la anomalía magnética, representando los datos bidimensionales en forma unidimensional, con el fin de obtener un espectro único. De esta forma se obtiene una gráfica representada por el logaritmo neperiano del espectro de potencia en función de la frecuencia espacial o número de onda, lo que permite transformar una ecuación de una curva con decaimiento exponencial en la ecuación de una recta, donde se pueden distinguir tramos de frecuencias para los que existe una relación lineal con las amplitudes (Sánchez *et al.*, 1998).

El espectro de potencia se basa en que cada segmento lineal definido por un intervalo de frecuencias corresponde a una fuente que origina una anomalía, por lo que la pendiente de la recta está directamente relacionada con la profundidad de dicha fuente, cuanto más

pronunciada es la pendiente mayor es la profundidad a la que se encuentra la fuente (Battacharya, 1996; Spector y Grant, 1970).

A partir del gráfico del espectro de potencia de la anomalía aeromagnética del área de estudio (Figura 49) es posible distinguir tres tramos en la curva: el primer tramo (línea verde) corresponde a una fuente profunda que da lugar a una anomalía regional con grandes longitudes de onda, seguida por un segmento (línea azul) que representa una fuente más somera formada por longitudes de onda menores y el último tramo (color amarillo) representa las frecuencias más altas asociadas a ruido.

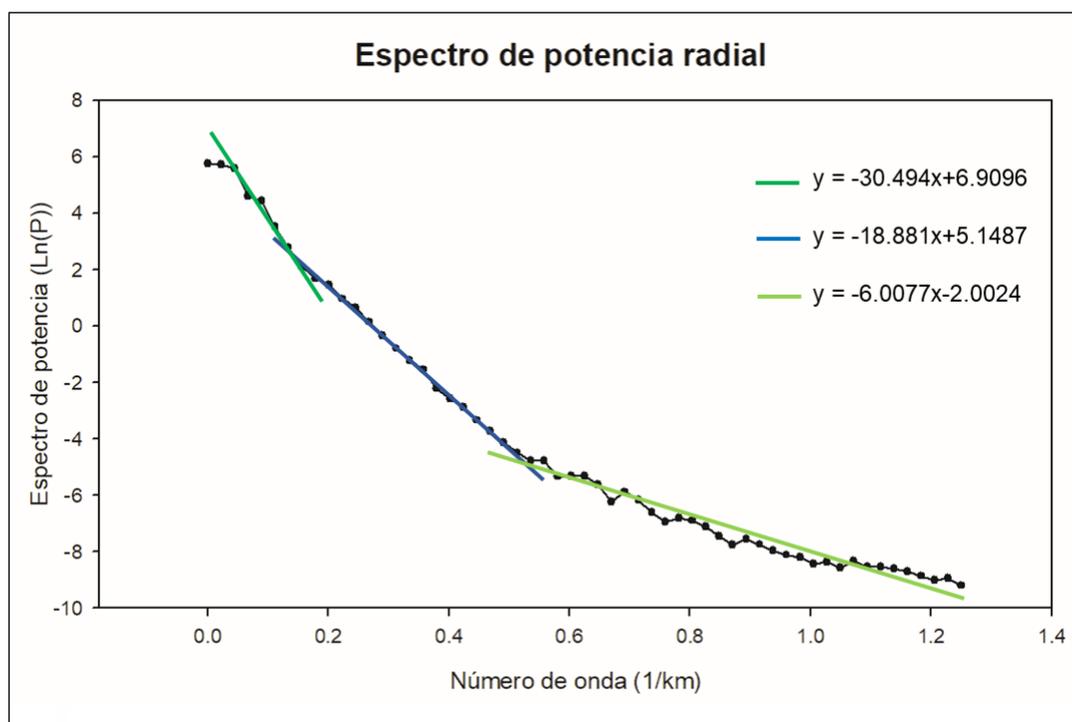


Figura 49: Espectro de potencia radial de los datos aeromagnéticos de la carta El Batamote: **A)** componente de la fuente regional, **B)** componente de la fuente somera y **C)** ruido.

Una vez realizado el gráfico del espectro, la profundidad a la cima de las fuentes causantes de las anomalías se puede determinar calculando la pendiente de la tangente de cada segmento, aplicando la siguiente ecuación:

$$h = \frac{s}{4\pi} \quad (40)$$

donde h es la profundidad estimada a la cima del cuerpo y s es la pendiente del espectro de potencia.

Una vez obtenidas las pendientes de cada tramo y aplicada la ecuación (40), se obtuvieron una profundidad de 2427 m para las fuentes profundas que generan las anomalías regionales y una profundidad de 1502 m para las fuentes causantes de las anomalías someras.

A partir del análisis espectral se seleccionaron frecuencias de corte para realizar filtros pasa bandas representativos de la anomalía regional y de la anomalía residual de los datos aeromagnéticos.

La anomalía regional (Figura 50) al estar formada sólo por las bajas frecuencia se encuentra más suavizada y con valores en el rango de los -120 a 114 nT. Se observa una configuración de las anomalías muy similar a la obtenida a partir las continuaciones ascendentes del campo aeromagnético (Figura 46), principalmente en las prolongaciones de 1 y 2 km. Los altos magnéticos tienen valores que van de 60 a 114 nT, siendo los de mayor intensidad los ubicados en la parte Oeste de la carta orientados NE-SW y forma semicircular, mientras que en el Este se encuentran con formas más alargadas, teniendo una orientación N-S en su parte suroeste la cual va tendiendo a NW-SE hacia el norte y en la porción centro-norte del área se observa una orientación E-W.

Los bajos magnéticos tienen una intensidad de -120 a 50 nT continuando con la misma orientación que en la anomalía magnética reducida al polo. Los mínimos magnéticos en la porción centro y sureste presentan una intensidad mayor y se define la presencia de una

estructura NW-SE que los separa, misma que se estimó a partir de la deconvolución de Euler como una falla (Figura 47B) con profundidades de 1600 a 2000 m.

De manera general el basamento magnético de la carta El Batamote está formado por altos magnéticos a lo largo de la carta, con sus respectivos mínimos magnéticos al norte y sur de la misma.

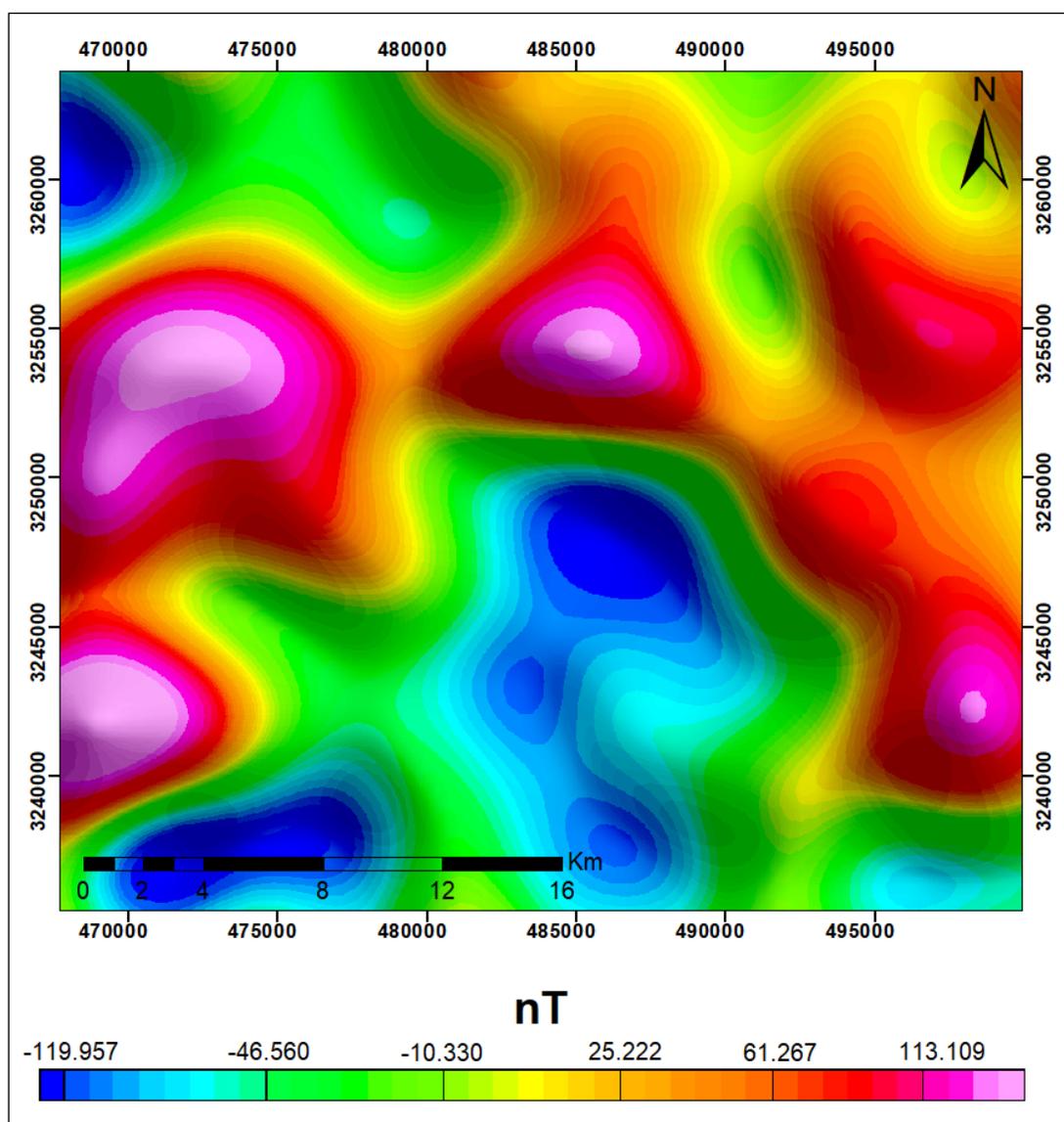


Figura 50: Anomalía regional de la carta El Batamote.

La anomalía residual (Figura 51) está formada por trenes de anomalías alargadas con una orientación principal NW-SE, con valores que van de -64.38 a 39 nT. Los máximos magnéticos tienen valores de 11 a 38 nT. Cada tren de máximos magnéticos está separado por uno de mínimos magnéticos.

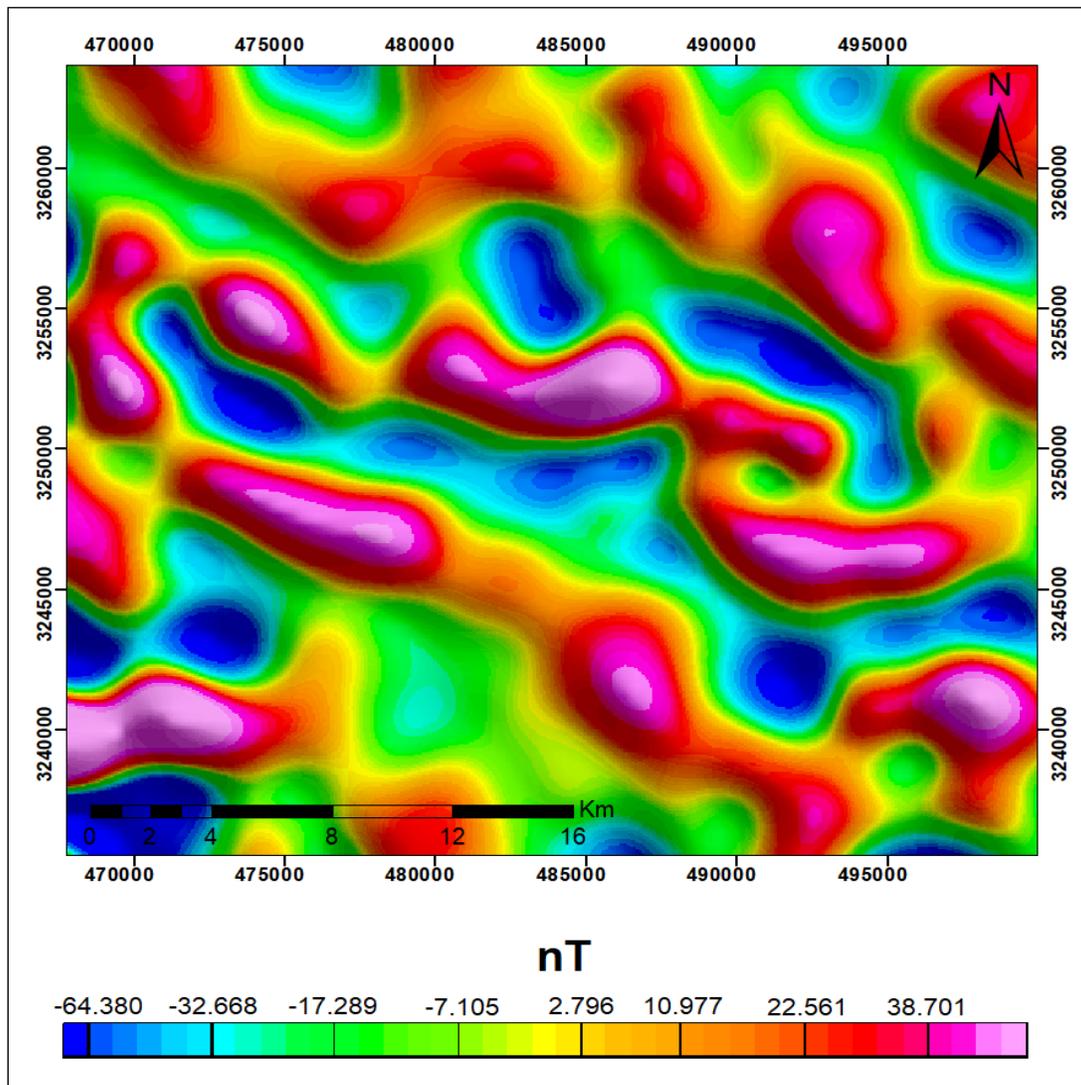


Figura 51: Anomalía residual de la carta El Batamote, obtenida a partir del análisis espectral.

VII.2.6 Pseudogravimetría

Los datos magnéticos se pueden transformar en datos de pseudogravedad a partir de la relación de Poisson, obteniéndose así la anomalía pseudogravimétrica (Baranov, 1957). Esto es posible debido a que la transformación relaciona la anomalía magnética total con la componente vertical del campo de gravedad, suponiendo que las anomalías son causadas por un mismo cuerpo anómalo (con la misma geometría) y que las anomalías magnéticas son en su totalidad originadas por inducción del campo geomagnético, es decir, no hay magnetización remanente (Fantón y Martínez, 2014).

La relación de Poisson para fuentes puntuales simples expresa que el potencial magnético causado por un cuerpo de densidad y magnetización uniformes es proporcional a la componente de la atracción gravitacional en la dirección de la magnetización.

$$\Delta z = \frac{J_z}{G\sigma} \left(\frac{\partial g_z}{\partial z} \right) \quad (41)$$

donde:

Δz : Intensidad magnética en la dirección z.

$\frac{\partial g_z}{\partial z}$: Gradiente vertical de gravedad.

J_z : Densidad de magnetización en la dirección z.

σ : Densidad del cuerpo.

G : Constante de Gravitación Universal.

La anomalía pseudogravimétrica está formada por dos altos gravimétricos uno al Oeste y otro al Este del área de estudio, los cuales se unen en la parte norte-centro, también se observa el bajo magnético alargado en la parte centro de la carta de forma semicircular (Figura 52).

En el mapa de la anomalía pseudogravimétrica se delimita el volumen de roca portadora de la magnetización, es decir, representa la densidad de las rocas magnéticas, más no la densidad de todas las rocas del área de estudio, es por ello que en ocasiones el mapa pseudogravimétrico y el mapa gravimétrico no se correlacionan totalmente, como ocurre en este estudio.

La falta de correlación entre el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 33) y el mapa de la anomalía pseudogravimétrica (Figura 52) indican que las fuentes que las originan son diferentes. Es decir, la fuente que origina las anomalías gravimétricas no corresponde con la fuente que produce las anomalías magnéticas.

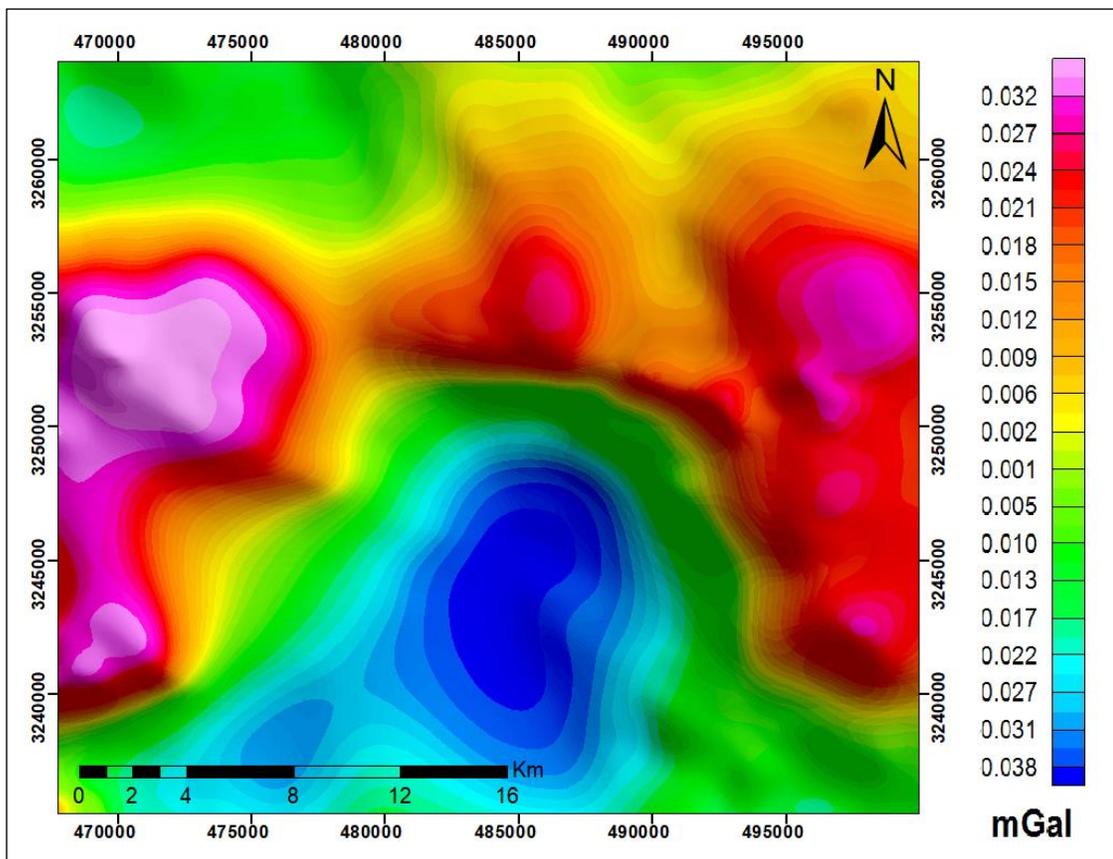


Figura 52: Anomalía Pseudogravimétrica de la carta El Batamote.

CAPÍTULO VIII. MODELADO GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO

VIII.1 Modelación de datos gravimétricos

El proceso de modelado implica crear un modelo geológico estructural hipotético con propiedades físicas y forma geométrica propuesta (modelo inicial) y calcular la respuesta gravitacional del mismo. Este método es conocido como modelado directo y consiste en elaborar modelos estructurales del subsuelo tomando como base la densidad y profundidad de los cuerpos que conforman dichos modelos.

El modelado de datos gravimétricos se basa en encontrar la geometría y densidad de uno o varios cuerpos, tal que su efecto gravimétrico sea semejante a la anomalía gravimétrica observada, es decir que describa los datos.

Para la modelación 2D de los datos gravimétricos se utilizó GM-SYS que forma parte del software de datos geofísicos Oasis Montaj de Geosoft ®. Los métodos utilizados para calcular los modelos gravimétricos se basan en los métodos de Talwani *et al.*, (1959) y Talwani y Heirtzler (1964), utilizando los algoritmos descritos por Won y Bevis (1987).

GM-SYS utiliza modelos bidimensionales asumiendo que la Tierra cambia sólo en dos direcciones: con la profundidad y en la dirección de los perfiles (z , x) y se mantiene constante en la dirección del rumbo de la estructura (y), suponiendo que los bloques y o unidades se extienden hasta el infinito en la dirección perpendicular al perfil (Geosoft, 2018).

VIII.1.1 Método Talwani

El Método de Talwani (Talwani *et al.*, 1959), es un método analítico que aproxima un cuerpo 2D irregular, remplazando la sección transversal del cuerpo por un polígono de n -lados para aproximarse al contorno de la sección vertical de un cuerpo de dos dimensiones. Para utilizar este método, se propone un modelo geológico (número de capas, espesores y

densidades) y se calcula su respuesta (gravedad calculada). Esta respuesta se compara con el perfil de la anomalía residual y el modelo geológico se modifica hasta que se logre el mejor ajuste entre ellos.

Considerando un polígono de n lados (Figura 53), donde P es el punto del origen de un sistema de coordenadas xz , en el cual se determina la atracción debida a este polígono.

La componente vertical de la atracción gravimétrica debida a un cuerpo bidimensional se define como:

$$g_v = 2G\rho \oint z d\theta \quad (42)$$

donde:

G : Constante gravitatoria

ρ : Densidad

θ : Coordenada polar expresada en radianes

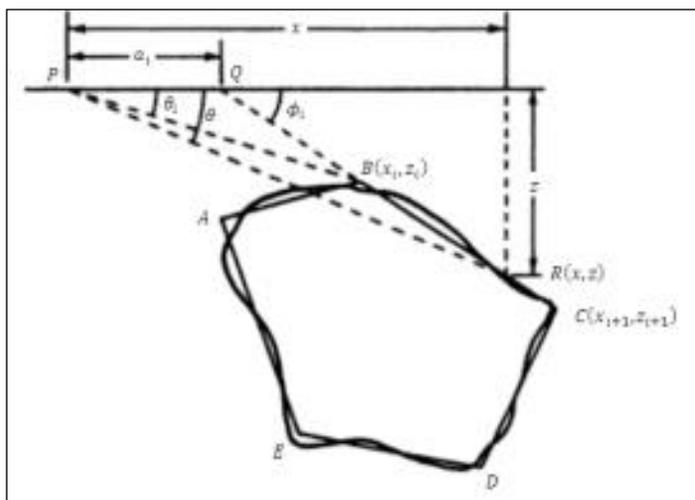


Figura 53: Sección con polígono de n -lados (Telford, 1976).

Valuando la integral $\oint z d\theta$ para el polígono, se calcula la contribución del lado BC del polígono a la integral $\oint z d\theta$; prolongando BC hasta que se intersecte con el eje x en un punto Q, formándose un ángulo ϕ_i , donde a_i es la distancia del origen (punto P) al punto donde el lado BC corta el eje x (punto Q), por lo tanto:

$$Z = x \tan \theta \quad (43)$$

Para cualquier punto arbitrario R sobre BC tendremos:

$$Z = (x - a_i) \tan \phi_i \quad (44)$$

A partir de la ecuación anterior, despejamos x y la sustituimos en (43):

$$Z = \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} \quad (45)$$

Sustituyendo esta expresión en la integral de línea a lo largo del tramo BC:

$$\int_{BC} Z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan \theta \tan \phi_i}{\tan \phi_i - \tan \theta} d\theta = Z_i \quad (46)$$

La componente vertical G_v de la atracción gravimétrica originada por el polígono en un punto está dada por:

$$G_v = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (47)$$

Considerando las ecuaciones (45) y (46), llegamos a la siguiente expresión:

$$Z_i = a_i \operatorname{sen} \phi_i \cos \phi_i \left[\theta_i - \theta_{i+1} + \tan \phi_i \log e^{\frac{\cos \theta_i (\tan \theta_i - \tan \phi_i)}{\cos \theta_{i+1} (\tan \theta_{i+1} - \tan \phi_i)}} \right] \quad (48)$$

Los términos θ_i , θ_{i+1} , ϕ_i y α_i , pueden ser expresados en términos de las coordenadas x y z por lo que se pueden obtener expresiones para la componente G_v en término solamente de estas coordenadas. A partir de la ecuación es más simple delimitar el contorno del polígono con base en las coordenadas de sus vértices.

VIII.1.1.2 Modelos gravimétricos de la carta El Batamote

La modelación bidimensional de los datos gravimétricos se compone de seis perfiles trazados sobre el mapa de anomalía residual en las porciones centro y Oeste del área de estudio, que corresponden al área donde se tiene un volumen de roca aflorante menor, por lo que es necesario conocer la configuración del basamento en esta área (Figura 54).

Como se mencionó anteriormente, los modelos se realizaron en el módulo GM-SYS Profile del software Oasis Montaj 9.4.4 de Geosoft ®. Utilizando el modelo digital de elevación (Figura 29) y las densidades promedio de las rocas medidas en el área de estudio (Tabla 4).

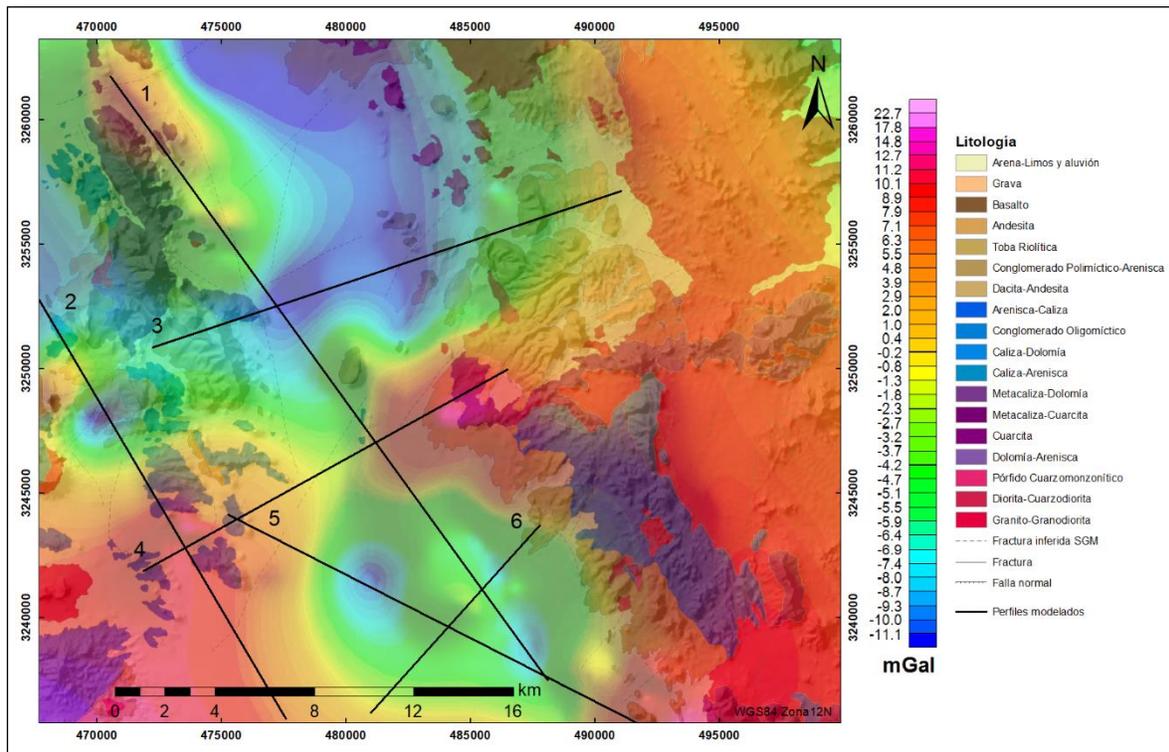


Figura 54: Perfiles gravimétricos modelados, trazados sobre la anomalía residual con la geología del área de fondo. 126

Perfil 1

El perfil 1 se encuentra orientado NW-SE con una longitud de 30.44 km. En la Figura 55 se presenta el correspondiente modelo gravimétrico. En la parte superior de la figura se observa el ajuste entre la curva observada, correspondiente a la anomalía residual (en mGal) y la curva que corresponde a la respuesta calculada para el modelo, dicho ajuste se logró con un error de 0.26.

El modelo geológico se ajusta a la morfología de horst y graben delimitadas por fallas normales. En la parte Oeste del perfil, se propone en el modelo a manera de colgante la secuencia de metacalizas cámbricas con un espesor de 205 m y una densidad de 3.1 g/cm^3 que se encuentra sobreyaciendo al basamento intrusivo; hacia el Este del perfil se tienen dos valles donde fue depositada la secuencia volcano-sedimentaria Cenozoica con espesores de 547 y 145 m cubierta por relleno sedimentario cuaternario. La máxima profundidad al basamento en este sector es de 1060 m.

En la parte central del perfil modelado la profundidad del basamento es de 1030 m, con un espesor de la secuencia volcano-sedimentaria de 210 m. En la porción Este del modelo el basamento formado por el intrusivo de composición granítica-granodiorítica del Cretácico tardío-Paleoceno asociado a la orogenia Laramide, se encuentra a menor profundidad alrededor de los 110-445 m.

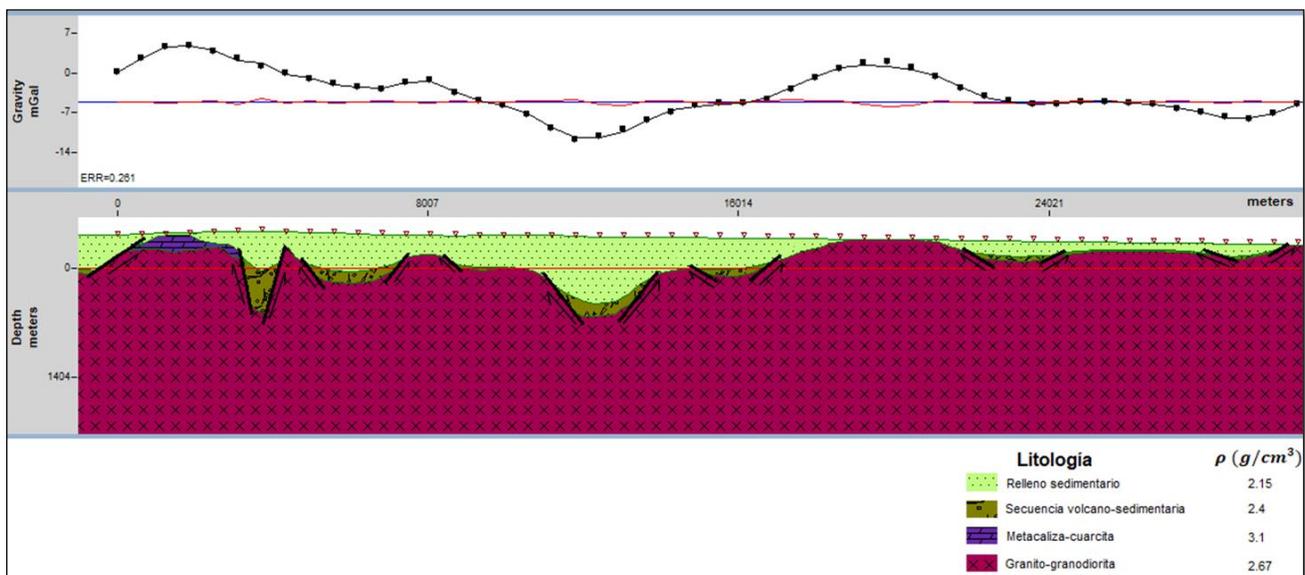


Figura 55: Modelo gravimétrico del perfil 1: En el gráfico superior se muestra el ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico propuesto. En la parte inferior se presenta el modelo propuesto.

Perfil 2

El perfil 2 se localiza en la porción Oeste del área de estudio, orientado NW-SE con una longitud de 27.78 km. El modelo gravimétrico de este perfil se presenta en la Figura 56, en dicho modelo, el ajuste entre la curva observada y la curva calculada se obtuvo con un error de 0.22.

En la parte Oeste del modelo la secuencia volcano-sedimentaria tiene un espesor promedio de 160 m, la cual está cubierta por relleno sedimentario, por lo que la profundidad al basamento granítico se encuentra alrededor de los 800 m. En la parte central del perfil se encuentra una pequeña cuenca cubierta con espesor de 1060 m correspondiente a la secuencia volcano-sedimentaria Cenozoica y a sedimentos cuaternarios. En la parte Este del perfil modelado se tiene casi aflorando (~30 m) la secuencia jurásica formada principalmente por calizas-areniscas con un espesor aproximado de 480 m sobreyaciendo a la secuencia de metacaliza-cuarcita cámbrica.

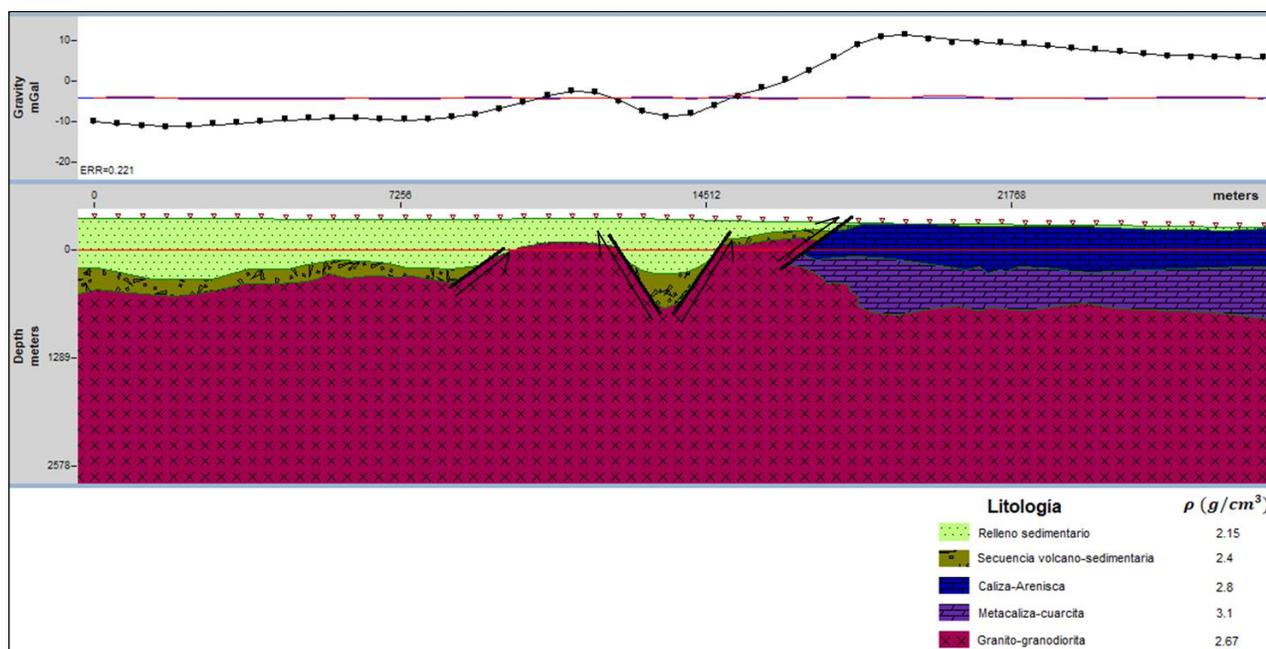


Figura 56: Modelo gravimétrico del perfil 2: En el gráfico superior se muestra el ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico propuesto. En la parte inferior se presenta el modelo propuesto.

Perfil 3

El perfil 3 está ubicado en la parte centro del área de estudio con una orientación NE-SW y una longitud de 19.6 km. El modelo gravimétrico de este perfil se elaboró con un error de 0.23 en el ajuste entre la curva observada y la curva calculada, el cual se muestra en la figura 57.

La porción Oeste del perfil modelado refleja la geología superficial de la zona formada por andesita, conglomerado polimíctico y basaltos que forman la secuencia volcano-sedimentaria con una densidad promedio de $2.4 g/cm^3$, también como colgantes se tienen cuerpos de metacaliza-cuarcita, debido a la intrusión del granitoide laramídico. En esta misma porción del modelo se tiene el emplazamiento de otro cuerpo intrusivo de composición diorítica-cuarzodiorítica, el cual no se encuentra aflorando en esta área. Al

Este de estas secuencias se tiene una pequeño graben delimitado por fallas normales, cubierto por las secuencias terciarias y cuaternarias con un espesor de 430 m.

En la parte Este del modelo se observa que la profundidad del basamento es menor y se encuentran aflorando la secuencia volcano-sedimentaria en la parte final del modelo.

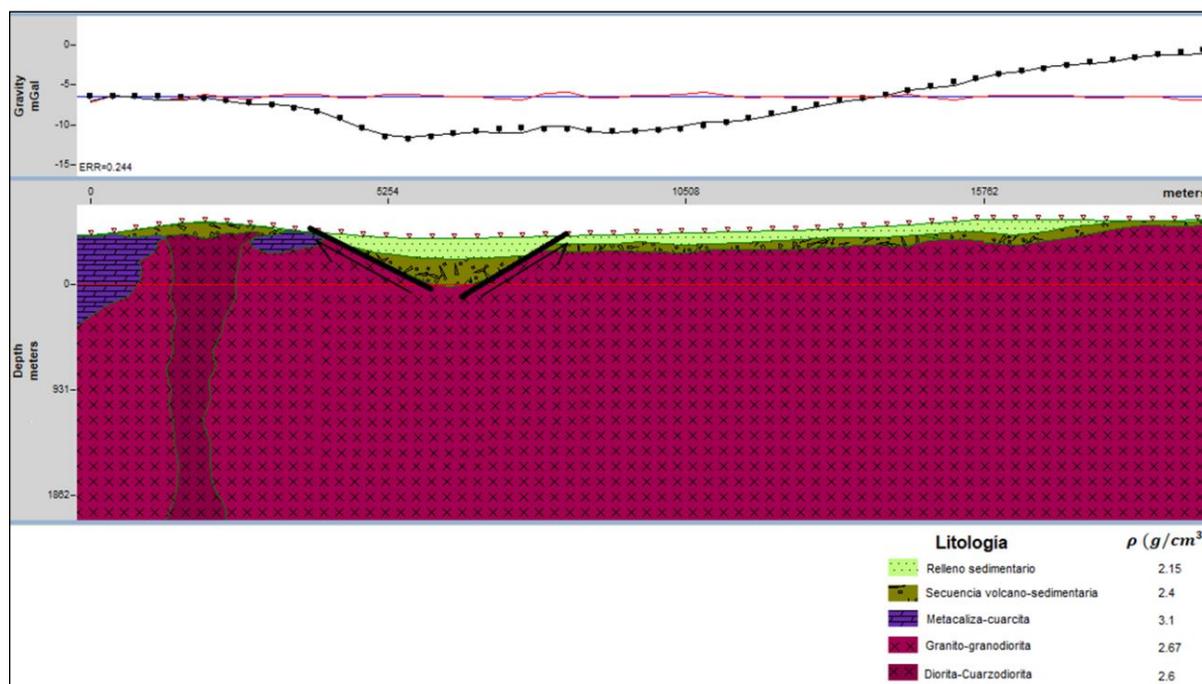


Figura 57: Modelo gravimétrico del perfil 3: En el gráfico superior se muestra el ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico propuesto, el cual se observa en la parte inferior de la figura.

Perfil 4

El perfil 4 se encuentra en la parte centro de la carta el Batamote orientado NE-SW con una longitud de 16.53 km. En la figura 58 se muestra el ajuste entre la curva de la anomalía observada y la anomalía calculada del correspondiente modelo se logró con un error de

0.23, donde el modelo geológico se ajusta a la morfología de cuencas y sierras, delimitadas por fallas normales.

En la parte Oeste del perfil modelado, dentro de la zona mineralizada Placeritos se tiene aflorando la secuencia de rocas jurásicas formada por caliza-arenisca principalmente, cuyo máximo espesor obtenido con el modelo alcanza los 320 m. En la parte central del modelo se tiene una cuenca con una profundidad desde la superficie de 1130 m, donde la secuencia volcano-sedimentaria que se encuentra en su base tiene un espesor de máximo de 500 m y el resto del material corresponde a relleno sedimentario cuaternario. En la parte Este del perfil se tiene un horst del intrusivo cubierto por relleno sedimentario con espesores de 250 a 180 m. Continuando al Este de esta sierra, un valle donde se observa que su profundidad mínima es de 1040 m.

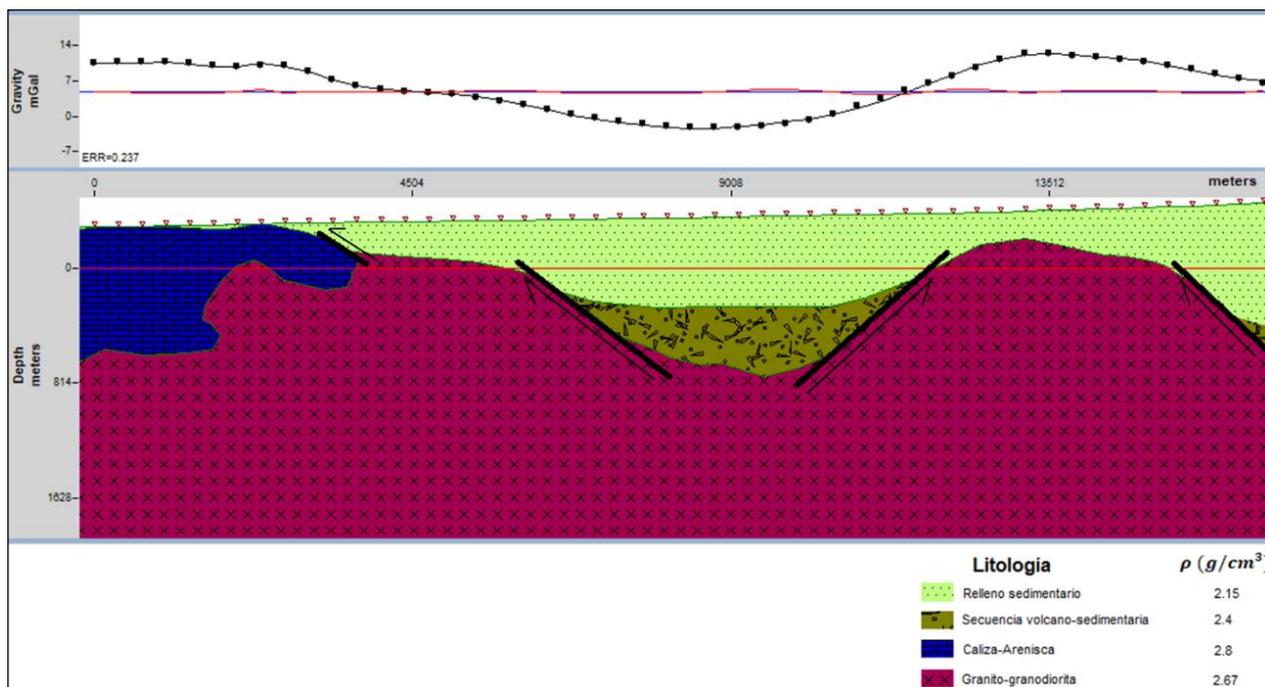


Figura 58: Modelo gravimétrico del perfil 4: En el gráfico superior se muestra el ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico propuesto, el cual se observa en la parte inferior de la figura.

Perfil 5

El perfil 5 se encuentra en la parte centro-sur del área de estudio con una orientación NW-SE y una longitud de 20.25 km. El ajuste entre la curva observada y la curva calculada del modelo obtenido (Figura 59) se determinó con un error de 0.169.

En la parte Oeste del perfil modelado se localiza aflorando la secuencia de rocas jurásicas que se encuentran a manera de colgante sobre el intrusivo Laramídico, seguida al Este por una cuenca cuyo espesor de relleno es de 440 m. En la parte central del perfil se tiene un horst con una profundidad desde la superficie a la cima del basamento de 420 m. En la parte Este del modelo se encuentra la secuencia de rocas jurásicas sobreyaciendo a la secuencia de metacaliza-cuarcita de edad cámbrica, ambas secuencias forman parte de la base de la cuenca cenozoica en esta porción del perfil modelado.

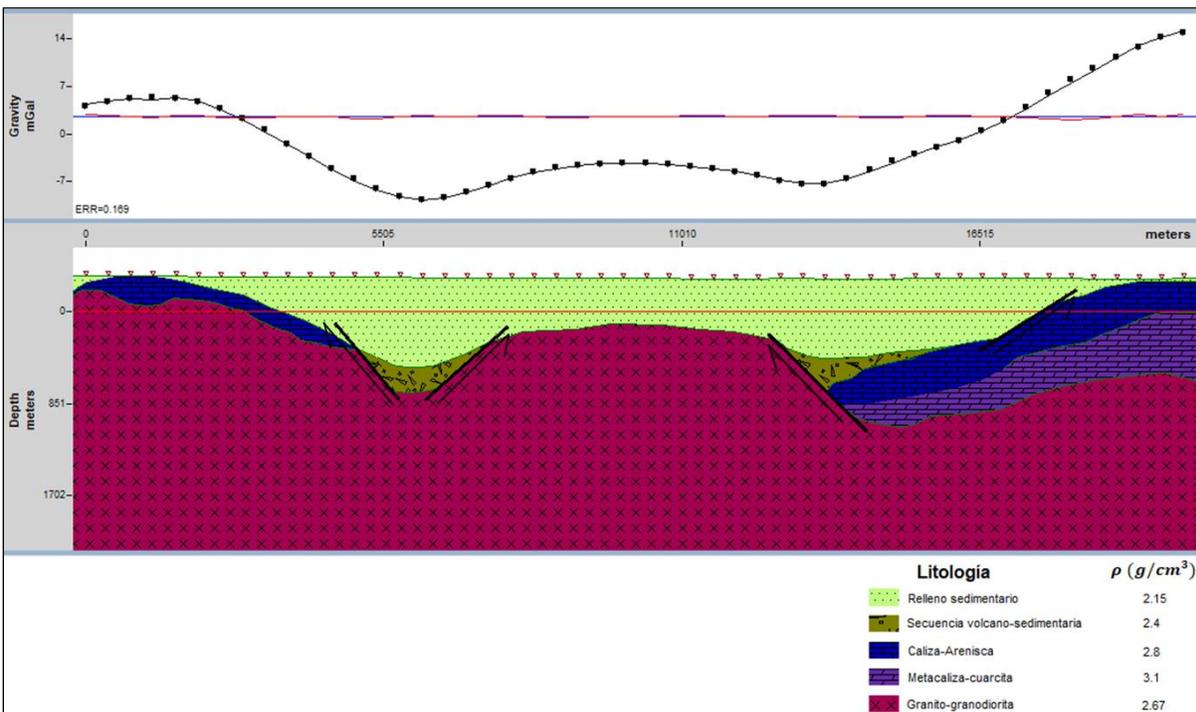


Figura 59: Modelo gravimétrico del perfil 5: En el gráfico superior se muestra el ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico propuesto, el cual se observa en la parte inferior de la figura.

Perfil 6

El perfil 6 se localiza en la porción centro-sur de la carta El Batamote, orientado NE-SW y con 10.2 km de longitud. El ajuste entre la curva observada y la curva calculada del modelo obtenido se logró con un error de 0.06 (Figura 60).

En la parte Oeste del perfil se localiza una cuenca con una profundidad de 800 m, en la parte central las profundidades se encuentran en el rango de los 300 a 350 m. En la porción Este del perfil modelado se tiene aflorando la secuencia volcano-sedimentaria que a su vez se encuentra sobreyaciendo a las rocas jurásicas.

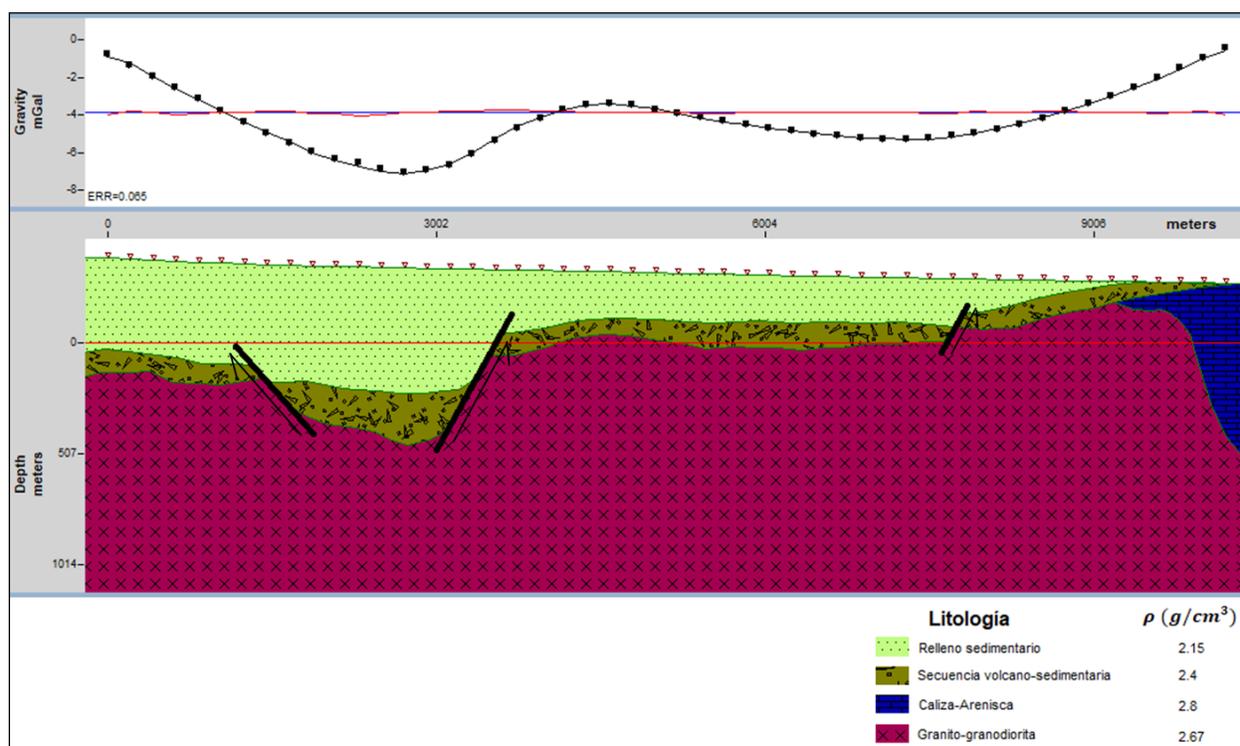


Figura 60: Modelo gravimétrico del perfil 6: En el gráfico superior se muestra el ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada del modelo geológico propuesto, el cual se observa en la parte inferior de la figura.

VIII.2 Inversión de datos aeromagnéticos

Para la modelación de datos aeromagnéticos se utilizó el software QuickMag Pro, versión 3.0 de ENCOM ®, el cual realiza una inversión 3D estilizada, en dos etapas: primero calcula un modelo inicial o semilla al cual se le otorgan una serie de restricciones para después generar el modelo final a partir de la inversión total de los datos. La segunda etapa utiliza una inversión total de la forma 3D que proporciona la mejor correspondencia entre el modelo geológico y los datos aeromagnéticos.

QuickMag Pro utiliza derivadas verticales y horizontales para calcular los bordes de los cuerpos; así como también la Deconvolución de Euler (Reid *et al.*, 1990) y la Deconvolución de Wenner (Naudy, 1971) para estimar la profundidad a la cima de dichos cuerpos.

VIII.2.1 Modelado Aeromagnético

El modelado de las anomalías magnéticas se realizó a partir de la anomalía magnética residual, seleccionándose principalmente las anomalías localizadas en las zonas mineralizadas (Figura 61).

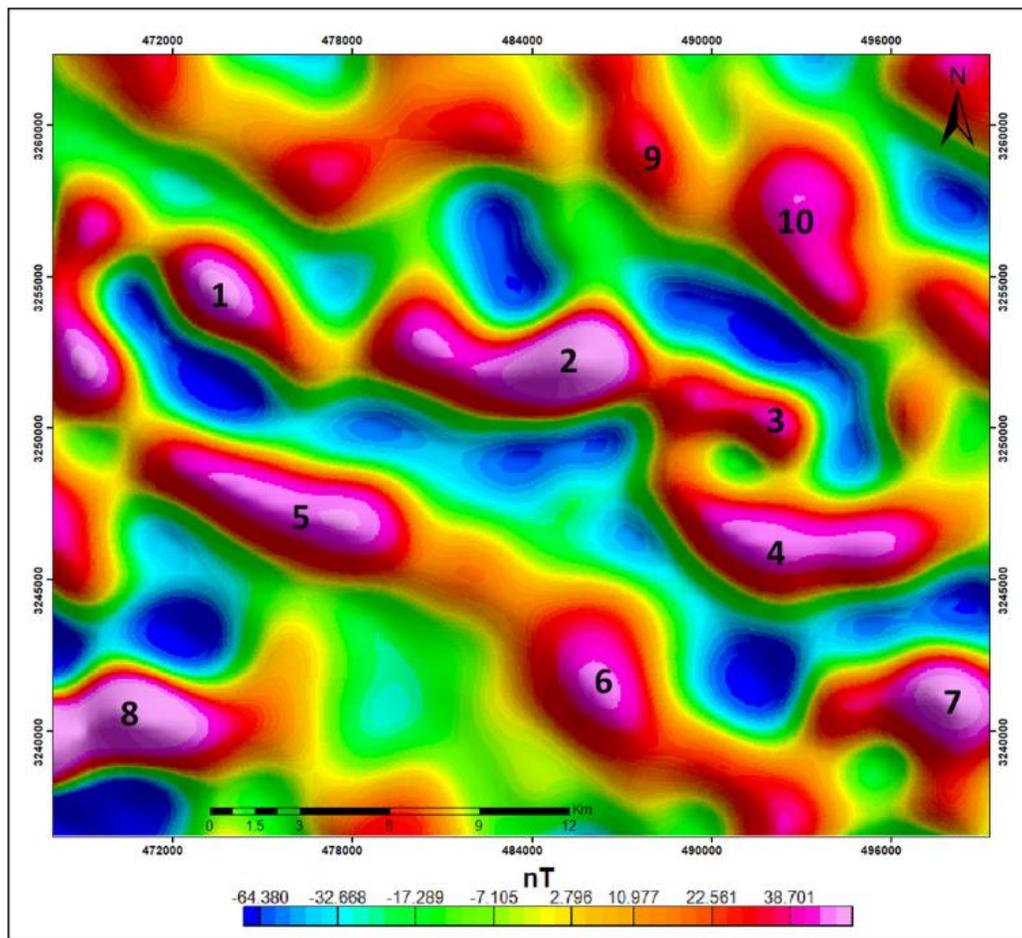


Figura 61: Mapa residual aeromagnético con las anomalías modeladas.

AM1

La anomalía magnética AM1 (Figura 62), se encuentra dentro de la zona mineralizada La Verde en la porción noroeste del área de estudio. El mejor ajuste en el modelado de esta anomalía que corresponde a un alto magnético se logró mediante el modelado de diques, arrojando valores de susceptibilidad magnética promedio de 0.008 SI y espesores de 268 m. Las profundidades obtenidas a la cima de los diques van de los 180 a 500 m.

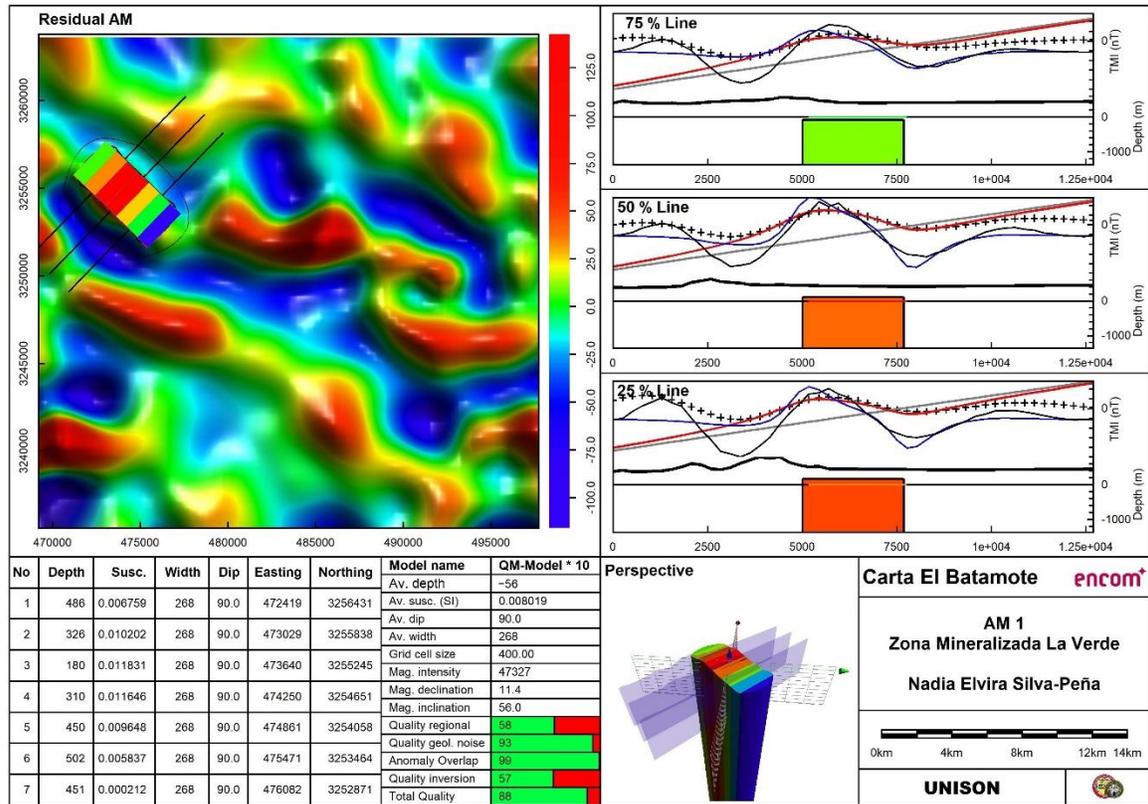


Figura 62: Modelo AM1, zona mineralizada La Verde.

AM2

La anomalía magnética AM2 (Figura 63) corresponde a la zona mineralizada de Cerro Colorado, donde el modelado de diques dio un valor promedio para la susceptibilidad magnética de 0.006 SI, con espesores alrededor de los 250 m y profundidades a la cima en un amplio rango de -6 a 2100 m, siendo la porción Oeste de la anomalía la más profunda. Se observa un cambio abrupto en la profundidad, lo que se puede asociarse a la presencia de una falla normal desplazando un bloque de la fuente magnética. Correlacionando esta información con el análisis de lineamientos aeromagnéticos vemos que se tiene un

lineamiento NNW-SE justo en esta zona y además se tienen soluciones de la deconvolución de Euler (DE) con profundidades alrededor de los 2000 m para $N = 1$ que se asocian a fallas (Figura 47B); lográndose una buena correlación entre las estructuras, las profundidades y el modelado arrojado mediante la inversión de los datos aeromagnéticos.

Las profundidades obtenidas con el modelado de diques coinciden con las obtenidas con la deconvolución de Euler de la anomalía magnética reducida al polo para un índice estructural $N = 2$, lo que sustenta el modelado de este tipo.

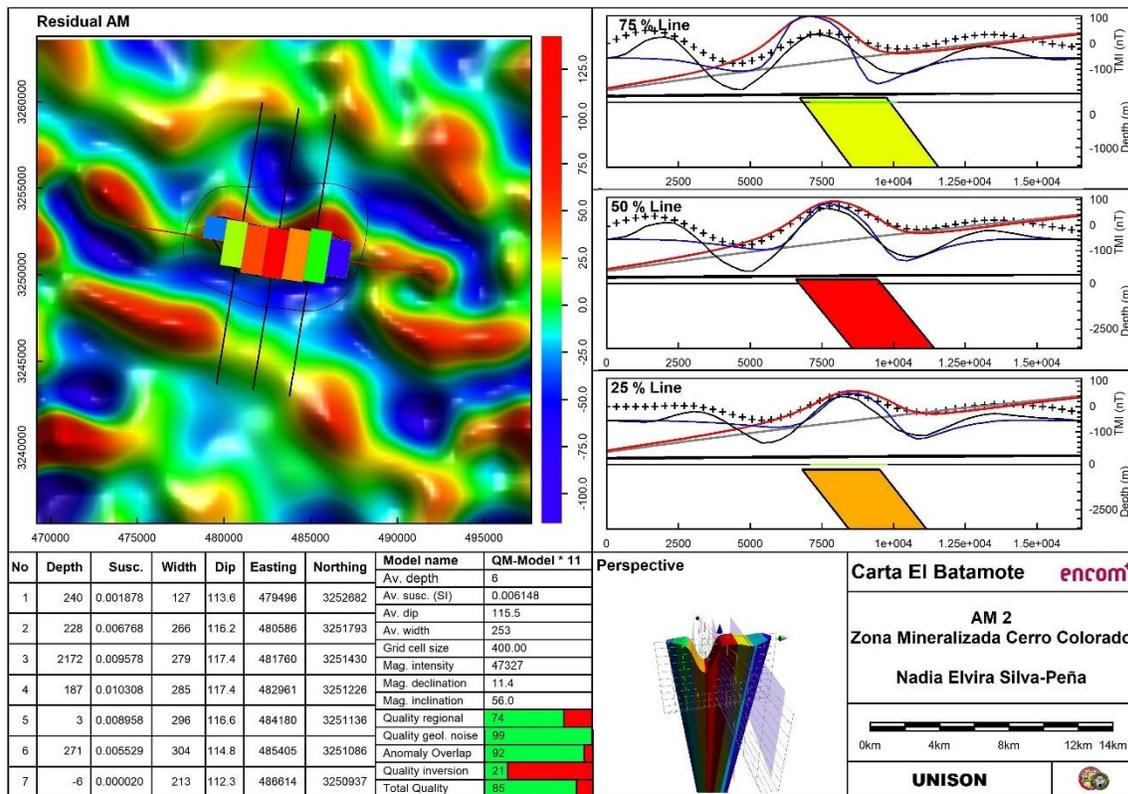


Figura 63: Modelo AM2, zona mineralizada Cerro Colorado.

AM5

La anomalía AM5 (Figura 64) se encuentra en la parte norte de la zona mineralizada Placeritos, el mejor ajuste también se logró mediante el modelado de diques; donde se obtuvieron profundidades que van de 140 a 500 m en la porción Oeste de la anomalía y profundidades de 1000 a 1900 m en la parte Este de la misma. Se tiene un espesor promedio de 247 m con valores de susceptibilidad magnética de 0.012 SI.

Las profundidades obtenidas con la DE de la anomalía magnética reducida al polo para la geometría de diques verticales ($N = 2$) (Figura 48A) para el área donde se encuentra esta anomalía se encuentran en el rango de 100 a 1100 m donde la parte más profunda es al Este de misma; lo que se relaciona con lo obtenido en el modelo (Figura 64).

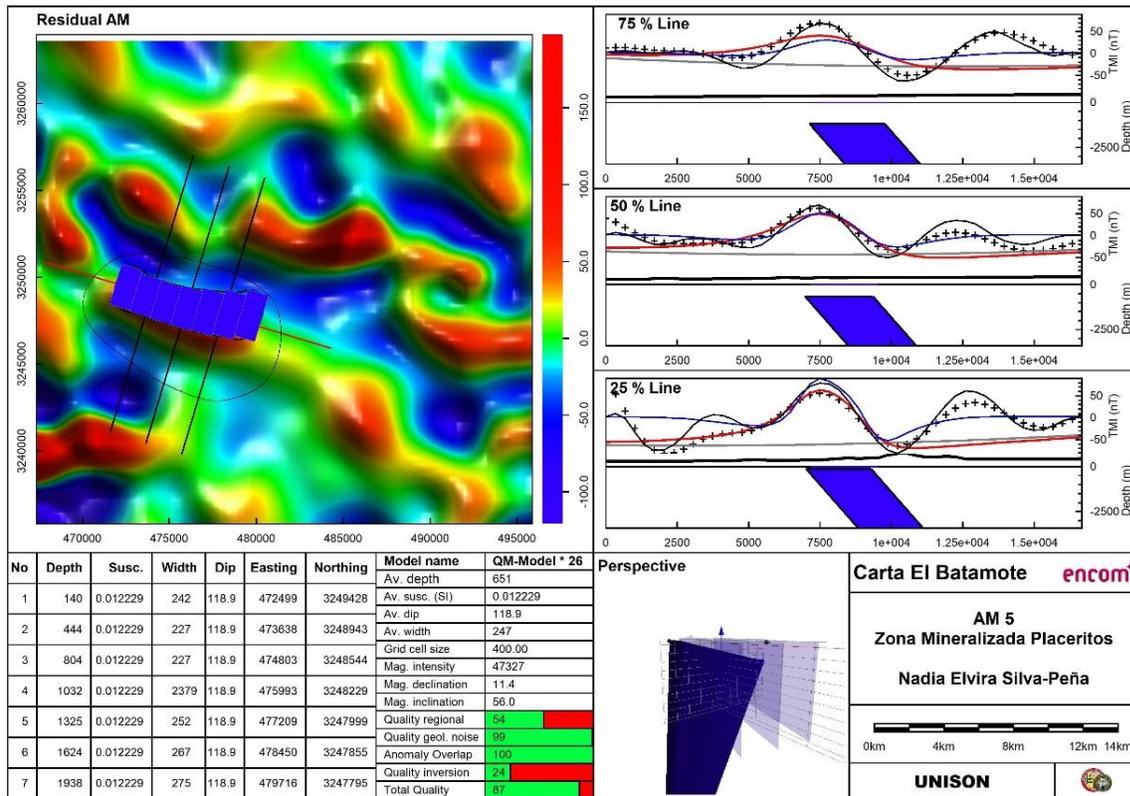


Figura 64: Modelo AM5, zona mineralizada Placeritos.

AM6

La inversión 3D para la anomalía AM6 mostrada en la Figura 65, arrojó una susceptibilidad magnética promedio de 0.0317 SI, un espesor alrededor de 247 m y profundidades a la cima que van de 100 a 2000 m siendo la parte sur de la anomalía la más profunda. Con la DE de la anomalía magnética reducida al polo se obtuvieron profundidades en esta zona en el orden de los 100 a 1300 m.

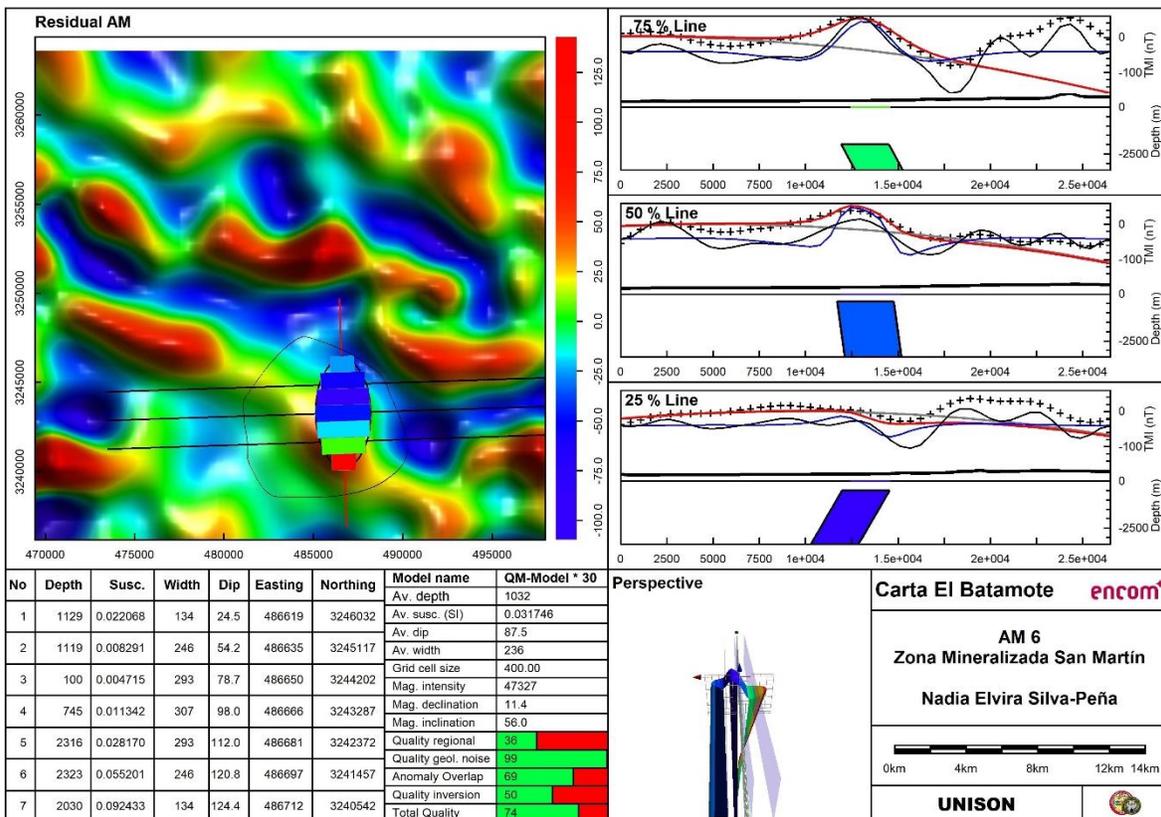


Figura 65: Modelo AM6, zona mineralizada San Martín.

El resto de las anomalías modeladas se presentan en los anexos.

CAPÍTULO IX. CORRELACIÓN DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA-GEOFÍSICA

IX.1 Correlación de anomalías gravimétricas con la geología del área

En la última etapa del trabajo, se realizó una conexión entre la geología superficial del área de estudio (Figura 3) y la anomalía gravimétrica residual (Figura 37), con el fin de analizar la correspondencia entre las anomalías gravimétricas y las diferentes litologías aflorantes en la carta El Batamote. También se tomó en cuenta la información obtenida con los diferentes filtros para el análisis tanto de anomalías profundas como someras.

En la figura 66 se observa que el alto gravimétrico principal (color rojo-naranja) localizado al Este de la carta, se correlaciona muy bien con los cuerpos intrusivos de composición granito-granodiorita que se encuentran aflorando en esta porción del área, así como con las secuencias cámbricas representadas por metacaliza-cuarcita y las secuencias sedimentarias formadas por calizas y areniscas, principalmente. En la parte noroeste del área de estudio se observa un pequeño alto gravimétrico al norte de la zona mineralizada La Verde donde sólo se tienen aflorando pequeños cuerpos de metacaliza-cuarcita que se encuentran como colgantes. Observando esta zona en el modelo gravimétrico correspondiente al perfil 1 (Figura 55) bajo estos cuerpos colgantes se encuentra el intrusivo laramídico que tiene continuación a profundidad y se considera la fuente de la anomalía positiva en esta área. Al sur de este alto gravimétrico, las secuencias metamórficas y volcánico-sedimentarias que se encuentran aflorando, representan un bajo gravimétrico ya que son cuerpos que no continúan a profundidad.

Es de relevancia el alto gravimétrico en la parte suroeste del área, correspondiente a la zona mineralizada Placeritos, ya que el volumen de rocas aflorantes en dicha área no es muy grande, por lo que se infiere la existencia de cuerpos densos que se encuentran cubiertos por relleno sedimentario. Lo cual se demostró en el análisis de derivadas verticales y señal analítica. Estos cuerpos podrían corresponder a las secuencias sedimentarias jurásicas o una continuación a profundidad del intrusivo laramídico que se encuentra aflorando en la parte Oeste de esta anomalía. Con el método de deconvolución de Euler se obtuvieron

profundidades predominantes de 900 a 1100 m para la parte norte de esta anomalía gravimétrica y en la etapa de modelado, específicamente en la parte central del modelo gravimétrico del perfil 2 (Figura 56) la profundidad del basamento se alcanzó a los 1000 m correspondientes al intrusivo.

En la parte centro-este de la carta se encuentra un alto gravimétrico que continúa en la porción de la cuenca reflejando la presencia de cuerpos densos que no se encuentran aflorando como se puede ver en la figura 58, este alto gravimétrico corresponde al intrusivo el cual se encuentra a una profundidad aproximada de 200 m.

En la parte norte del área se encuentra un gran bajo gravimétrico (color azul) con una dirección NW-SE que coincide con las secuencias sedimentarias no consolidadas. En la porción sur, se observa otro bajo gravimétrico con una geometría semicircular con la misma tendencia NW-SE, pero se encuentra afectado por un alto estructural N-S que lo divide en dos bajos de mayor intensidad. La estimación de la profundidad a la cima de este alto estructural con el método de la Deconvolución de Euler fue de 400-500 m y con el modelado bidimensional del perfil 5 (Figura 59) vemos que este alto estructural corresponde intrusivo laramídico cuya cima en este modelo se encuentra a una profundidad de 420 m.

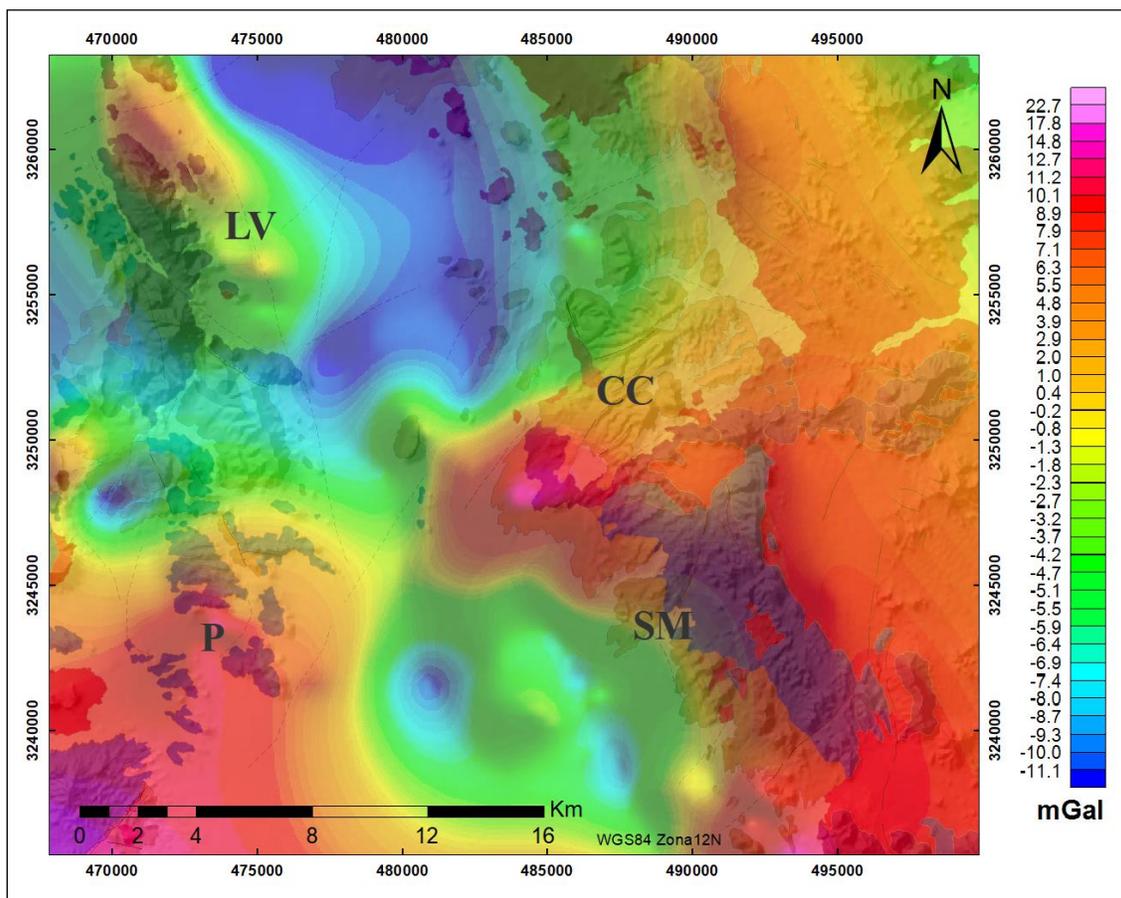


Figura 66: Anomalía gravimétrica residual sobre la geología del área de estudio.

IX.2 Correlación de anomalías magnéticas con la geología del área

Al correlacionar las anomalías magnéticas reducidas al polo con la geología del área de estudio se observa que los altos magnéticos se encuentran principalmente sobre las rocas ígneas y metamórficas como se observa en la parte oriental del área de estudio (Figura 67), donde los valores máximos de estas anomalías se encuentran sobre la secuencia de metacaliza-cuarcita y sobre las intrusiones graníticas-granodioríticas, por lo cual se deduce que son dichas intrusiones las que originan los altos magnéticos.

En la parte noreste-centro se encuentra un alto magnético sobre las secuencias volcánicas y los pequeños cuerpos intrusivos, extendiéndose hacia el Oeste sobre las secuencias sedimentarias no consolidadas, poniendo en evidencia la presencia de cuerpos magnéticos cubiertos por sedimentos. La existencia de un cuerpo magnético en esta área se correlaciona con el intrusivo laramídico que aflora en la parte oriental de la carta, donde se infiere que la presencia de una estructura NW-SE provocó el desplazamiento de este bloque hacia la cuenca.

El alto magnético ubicado en la porción noroeste del área de estudio se encuentra sobre las secuencias de metacaliza-dolomía, granito-granodiorita y dacita-andesita principalmente, continuando también hacia la porción de la cuenca, donde los valores de intensidad de esta anomalía nos indican que los cuerpos intrusivos continúan a profundidad.

En la región suroeste se encuentra otro alto magnético sobre la secuencia de granito-granodiorita extendiéndose hacia la zona de Placeritos donde se tienen pequeños afloramientos de las rocas jurásicas, pero como las rocas sedimentarias no presentan valores altos de magnetización, esta anomalía también se asocia a la presencia de cuerpos intrusivos profundos.

En el análisis de estructuras profundas utilizando continuaciones analíticas ascendentes (Figura 46) se observa que a profundidad en la zona Oeste de la carta El Batamote se tiene una misma fuente causante de los altos magnéticos, sólo que se encuentra afectada por la presencia de una estructura NW-SE, ocasionando la presencia de dos altos magnéticos en el lado Oeste de la carta.

En la parte centro-sur del área se encuentra un mínimo magnético que presenta una geometría semicircular y se ubica principalmente sobre las secuencias cuaternarias y en su parte Este sobre la secuencia jurásica formada por calizas y areniscas, así como sobre secuencias volcánicas como andesitas y tobas riolíticas. Este mínimo magnético representa el depocentro de la cuenca sedimentaria atribuida al Paleógeno-Neógeno, donde la intensidad del mínimo magnético se debe a que en la base de dicha cuenca se encuentran

las secuencias jurásicas, las cuales presentan valores muy bajos de susceptibilidad magnética.

El mínimo magnético ubicado en la porción noroeste orientado E-W se encuentra en su parte Oeste sobre pequeños afloramientos de metacaliza-cuarcita, metacaliza-dolomía y caliza-arenisca; y en su parte Este sobre las secuencias sedimentarias cuaternarias no consolidadas. El mínimo magnético en la parte suroeste de la carta se debe a la presencia de las rocas jurásicas en esta área.

Los yacimientos minerales ubicados en la porción oriental del área se encuentran principalmente rodeando el límite entre el máximo y el mínimo magnético de la parte centro-este. Los depósitos tipo skarn que se encuentran del lado Oeste del área de estudio se encuentran distribuidos sobre el alto magnético noroeste y los depósitos epitermales (zona mineralizada Placeritos) al sur de éstos donde la intensidad del alto magnético es mucho menor, se encuentran relacionados a la presencia de una estructura NW-SE.

Los lineamientos orientados NE-SW se asocian al evento magmático de la orogenia Laramide de ~65–55Ma (Roldán-Quintana, 1991) y los lineamientos NW-SE son asociados a evento extensivo *Basin and Range* con edades de 23 a 10 Ma (Bartolini *et al.*, 1994).

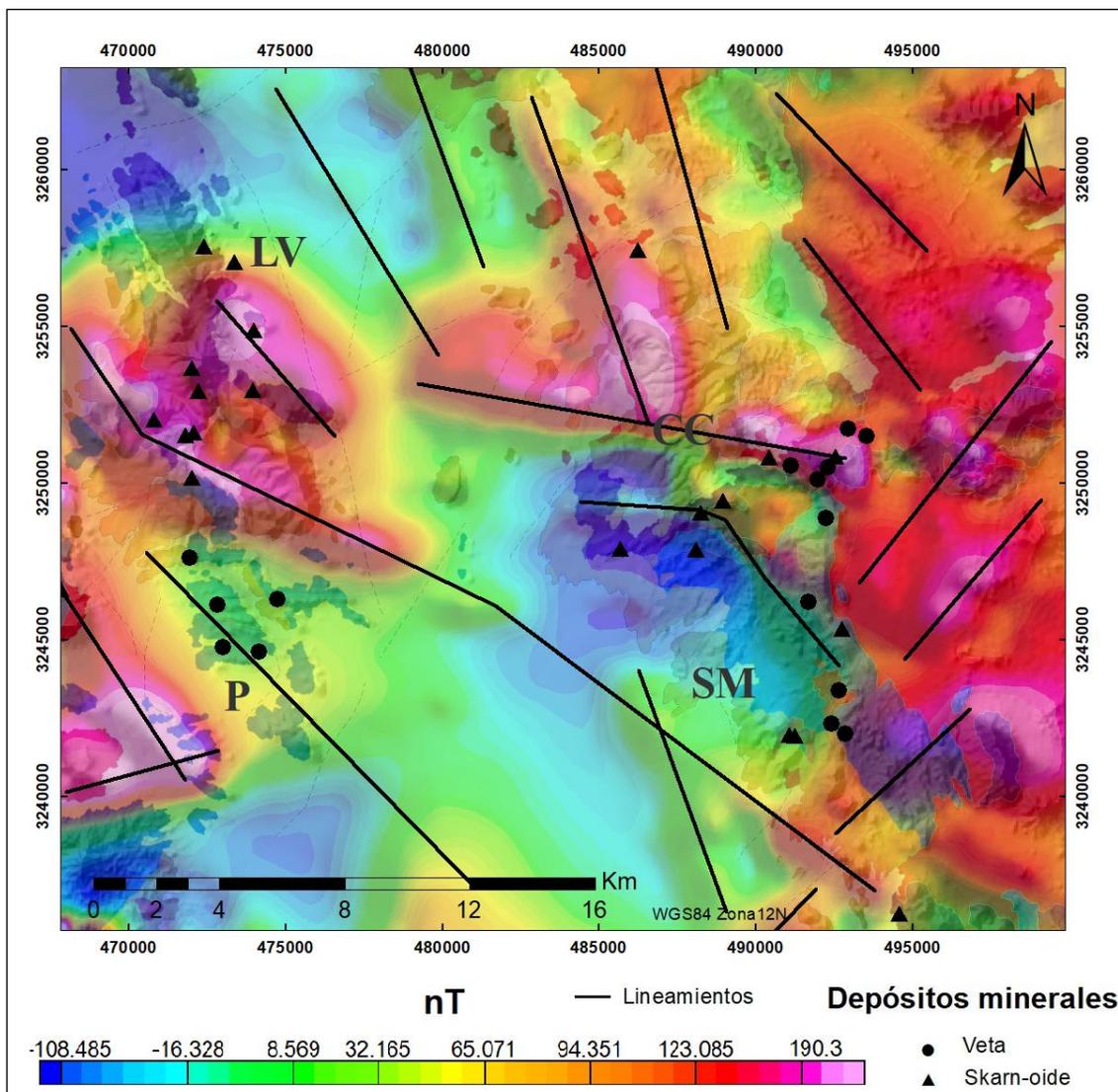


Figura 67: Anomalía magnética reducida al polo sobre la geología del área de estudio.

En la figura 68 se muestran los lineamientos aeromagnéticos propuestos en este estudio con las estructuras factuales e inferidas por el SGM, donde podemos observar la relación entre ambos estudios. También se observa que las diferentes zonas mineralizadas en el área se encuentran delimitadas por los lineamientos principales.

La derivada de Tilt proporciona anomalías típicas de zonas de hidrotermalismo (Figura 68) estando también delimitadas por los lineamientos aeromagnéticos propuestos.

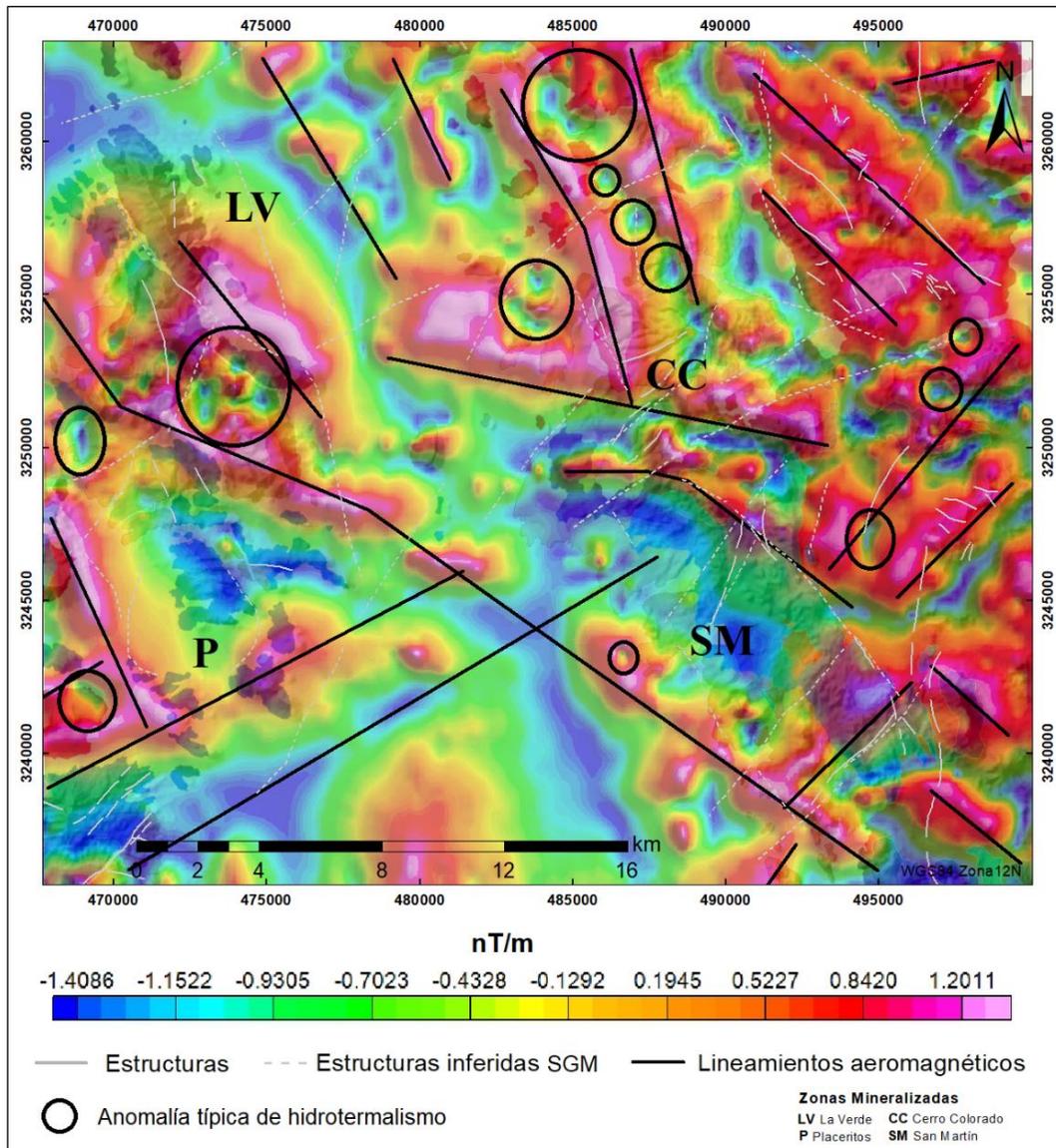


Figura 68: Lineamientos aeromagnéticos trazados sobre el mapa de la derivada de Tilt y estructuras factuales e inferidas sobre el mapa geológico de fondo.

Los resultados obtenidos con los métodos potenciales se ajustan a un sistema magmático-metalogenético del tipo pórfido cuprífero debido a la presencia de los depósitos tipo skarn y vetas epitermales. Donde los máximos magnéticos que continúan a profundidad se asocian a la fuente regional de un sistema de este tipo (Figura 69).

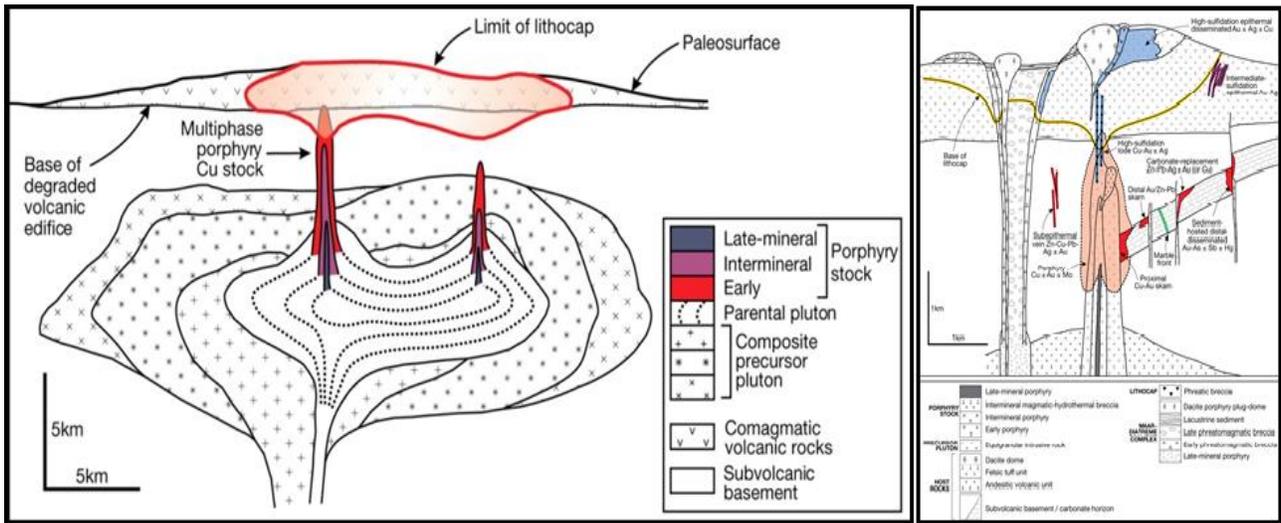


Figura 69: Fuente regional de un sistema pórfido cuprífero (Sillitoe, 2010).

CAPÍTULO X. CONCLUSIONES

Con la homogenización de los datos gravimétricos medidos por INEGI y los medidos en este trabajo se obtuvo una mayor resolución de las anomalías gravimétricas, sobre todo las correspondientes a la porción de la cuenca.

El filtrado gravimétrico en altas frecuencias permitió la separación y realce de las anomalías producidas por fuentes someras. Donde el filtro que proporcionó mejores resultados fue la derivada vertical.

La aplicación de la deconvolución de Euler a la anomalía de Bouguer completa con índices estructurales correspondientes a contactos geológicos y fallas arrojó profundidades de 500 a 7000 m, donde los valores más profundos corresponden a fallas.

La modelación gravimétrica bidimensional se ajusta a la morfología del *Basin and Range*. Los horst y graben afectaron a las rocas sedimentarias paleozoicas hasta las rocas volcánicas oligocénicas, después el fallamiento del *Basin and Range* controló la distribución de la Formación Baúcarit y las rocas volcánicas asociadas (incluyendo la ignimbrita). El espesor máximo estimado para las secuencias que se encuentran rellenando los valles es de 1100 m.

Las profundidades obtenidas con el método de deconvolución de Euler son correlacionables con las obtenidas con los modelos gravimétricos.

En relación al estudio aeromagnético, el área de estudio se dividió en seis unidades litomagnéticas, de las cuales tres corresponden a máximos magnéticos y se correlacionan principalmente con el intrusivo laramídico. Las unidades litomagnéticas correspondientes a mínimos magnéticos se correlacionan primordialmente con las secuencias de rocas sedimentarias jurásicas y rocas clásticas cuaternarias.

El análisis de las principales anomalías aeromagnéticas permitió identificar la presencia de fallas de acomodamiento en la porción noreste del área de estudio. La correlación de estas

anomalías con la geología superficial también permitió inferir una tasa de extensión discontinua provocando la formación de un semigraben en esta porción de la carta.

En el mapa de anomalía magnética reducido al polo se distingue una estructura semicircular en la parte centro-sur, la cual coincide con un mínimo magnético y se puede asociar al depocentro de una cuenca, teniendo en la base las secuencias jurásicas. Observándose que dicha cuenca fue afectada por otro evento extensivo.

A partir de los mapas de las continuaciones ascendentes de la anomalía magnética reducida al polo se puede ver que la cuenca tiene una orientación principal NE-SW la cual está delimitada por estructuras que corresponden a los límites de los cuerpos magnéticos.

De los filtros utilizados para el análisis de lineamientos, la derivada de Tilt fue el filtro que arrojó mejores resultados, en donde se identificaron algunos lineamientos que son correlacionados con fallas cartografiadas en superficie por el SGM.

El mapa de derivada de Tilt muestra una buena correlación con las soluciones obtenidas con la deconvolución de Euler, confirmando la existencia de fallas con una orientación principal NW-SE asociadas al evento extensivo *Basin and Range*.

Uno de los lineamientos aeromagnéticos inferidos en la parte noreste del área corresponde con un lineamientos aeromagnético regional $\sim N45^{\circ}W$ asociado a una falla normal profunda (SGM, 1996) la cual puede ser una estructura previa al Basin and Range.

El análisis de lineamientos aeromagnéticos arroja que la porción de la cuenca está controlada por dos estructuras principales: una orientada NW-SE, correspondiente a una estructura atribuida a la Orogenia Laramide, la cual fue observa en los diferentes filtros utilizados, y una estructura terciaria orientada NE-SW.

La aplicación del método de deconvolución de Euler sobre la anomalía magnética reducida al polo dio como resultado profundidades a la cima de los cuerpos del orden de los 100 a 2500 m. Siendo las partes noroeste y centro-sur las más profundas del área de estudio.

Las profundidades obtenidas mediante el análisis espectral se encuentran en el orden de los 3000 m para las fuentes profundas y de 1500 m para las fuentes someras. Estos resultados se correlacionan con las profundidades obtenidas con el método de la deconvolución de Euler.

En el modelado 3D de los datos aeromagnéticos el mejor ajuste se logró con la geometría de diques verticales con profundidades a la cima de 500 a 1000 m y espesores de ~250 m.

Las zonas mineralizadas La Verde y Cerro Colorado se localizan en máximos magnéticos, la zona de Placeritos se ubica entre dos máximos magnéticos y la zona mineralizada San Martín en un mínimo magnético, donde la mayoría de los prospectos de esta zona se encuentran bordeando el límite entre el mínimo y el máximo magnético.

Al norte de la zona mineralizada Cerro Colorado se observa alto magnético, reflejando una estructura con buena respuesta magnética cubierta por sedimentos, que puede ser de interés económico, ya que al norte de esta zona se localiza un prospecto minero.

Los altos magnéticos que continúan a profundidad se pueden asociar con la fuente regional de un sistema del tipo pórfido cuprífero.

Existen condiciones geológicas y geofísicas que se pueden encuadrar en un modelo magmático-metalogenético de un ambiente de pórfido cuprífero, debido a la presencia de skarns y vetas, lo cual le da un interés a la zona en la exploración de un sistema de este tipo.

La gravimetría y aeromagnetometría reflejaron anomalías de interés minero, que corresponden a estructuras cubiertas por sedimentos, las cuales pueden ser estudiadas con mayor detalle.

REFERENCIAS

Alatorre-Zamora, M., Rosas-Elguera, J., Pérez-Rodríguez, G., Campos-Enríquez, J., Maciel-Flores, R., 2012, Contribución de la deconvolución de Euler y la señal analítica en 3D al análisis de riegos por fallas en el graben de Valle de Banderas: *e-Gnosis*, 10(1), 13-26.

Ardizzone García, Juan A., 2002, Análisis de datos aeromagnéticos: metodologías y aplicación al levantamiento aeromagnético de España peninsular. Universidad Complutense de Madrid. Madrid, España, 26-34.

Atwater, T., 1989, Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, in Winterer, E.L., Hussong, D.M., Decker, R.W. (eds.), *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Geological Society of America, Boulder, Colorado, The Geology of North America*, 21-72.

Ávila, A. R., 1987, Consideraciones geológicas y estratigráficas de la porción NW de Hermosillo. Tesis de licenciatura. Universidad de Sonora, Hermosillo, Sonora, México.

Baranov, V., 1957, A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, 359-383.

Baranov, V., Naudy, H., 1964, Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole: *Geophysics*, 29, 67-79.

Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Morales, M., 1994. Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary–volcanic sequences (Báucarit Formation) in Sonora, México: *Geofísica Internacional*, 33, 67–77.

Bath, M., 1974, *Spectral Analysis in Geophysics*, Seismological Institute University of Uppsala, Sweden. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 536.

Battacharya, B. K., 1966 Continuous spectrum of total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body: *Geophysics*, 31:97-121.

Busquet, E., Casas, A., Pinto., Riverol, L., 1995, Integrated geophysical methods for sensing buried wastes in abandoned gravel pits near Barcelona (Spain), *Proceedings of the Ist Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, Torino.

Butler, R.F., 1998, *Paleomagnetism: Magnetic domains to geological Terranes*: Blackwell Scientific Publications, (electronic edition), 1-29.

Caballero-Miranda, C., 2011, La fábrica magnética a partir de la anisotropía de susceptibilidad magnética (AMS): sus bases generales y ejemplos como auxiliar para determinar direcciones, fuentes y dinámicas de flujo, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM: Unidad de Apoyo Editorial, 12-24.

Cantos, F., 1987, *Tratado de geofísica aplicada*, Litoprint-Palermo, Madrid, 535.

Carbonell, C.M., Bustillos, G., 1963, *Proyectos preliminares para la exploración de los depósitos cupríferos de La Verde, municipio de Hermosillo, Sonora*: Pachuca, Hidalgo, Consejo de Recursos Minerales, informe técnico.

Cárdenas C. A., Castillo L.L., 2013, Interpretación de datos gravimétricos con señal analítica 3D. Estudio de caso: los naranjos Facatativá (Colombia): *Boletín de Geología*, 35(1), 102-104.

Cendejas-Cruz, F., 1982, *Monografía Geológica-Minera del Estado de Sonora*, Consejo de Recursos Minerales: Pachuca Hidalgo.

Chernicoff, C.J., Zappettini, E.O., Delimitación de terrenos tectonoestratigráficos de la región centro-austral Argentina: evidencias aeromagnética: *Revista Geológica de Chile*, 30(2), 299-310.

Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1976, Plate tectonics and the Laramide orogeny: New Mexico: Geological Society Special Publication, 6, 5-10.

Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff zones: *Nature*, 270, 403-406.

Cooper, G.R., 2008, Euler Deconvolution with Improved Accuracy and Multiple Different Structural Indices, *Journal of China University of Geosciences* 19(1), 72-76.

Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J-J., 1983, El batolito laramide (90-40Ma) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Nacional, 15, Guadalajara, Jalisco, Memoria, 63-95.

Day, R., M. Fuller, and V. A. Schmidt, 1977, Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence; *Physics Earth Planet International*, 13, 260–267.

Díaz, Navarro R., Filtrado de Métodos potenciales: Gravimetría y Magnetometría en el dominio del número de onda, <http://ai.org.mx/ai2015/trabajos/424_TI_Gravimetria-y-Magnetometria-en-el_Colaborador-Geofisica.pdf>.

Dickinson, W.R., Snyder W.S., 1978, Plate tectonics of the Laramide Orogeny: *Geological Society of America Bulletin*, 151, 355-366.

Dickinson, W.R., 1991, Tectonic setting of faulted Tertiary strata associated with the Catalina core complex in southeastern Arizona: *Geological Society of America Special Paper* 264, 106.

Dobrin, M., 1961, *Introducción a la prospección geofísica*, Ediciones Omega S. A., Barcelona, España, 483.

Dobrin, M., Savit, C., 1988, *Introduction to geophysical prospecting*, 4th edition, McGraw-Hill, New York, 867.

Estrada, L., 2012, *Prospección gravimétrica*, Universidad Nacional de Tucumán, Argentina, 10-21.

Elkinis, T.A., 1951, The second derivate method of gravity interpretation: *Geophysics*, 16: 29-50.

Fantón, G., Martínez, P., 2014, Procesamiento y análisis cualitativo de datos aeromagnéticos con vistas a la exploración de yacimientos hidrotermales tipo lode gold-provincia de La Rioja, Argentina: *Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, 39(1), 33-45.

Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005, Magmatismo y tectónica de la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 3, 343-378.

FitzGerald, D., A. Reid y Ph. McInerney, 2004. New discrimination techniques for Euler deconvolution: *Computers and Geosciences*, 30: 461-469.

Fragoso, I. A., 2014, Revisión de los procedimientos y software de cálculo y tratamiento de anomalías gravimétricas. Análisis de datos aeromagnéticos y gravimétricos del sector septentrional del arco Alisitos: implicaciones tectónicas. (Tesis de maestría). Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, CICESE, Baja California, Ensenada, México. 53-58.

García, E., 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen, Instituto de Geografía- Universidad Autónoma de México, UNAM, 74.

Geosoft, 2018, guías de usuario, <www.geosoft.com>.

Hinze, W. J., 1990, The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies, *Geotechnical and environmental geophysics*, Edited by Ward, S.H.: Society of Exploration Geophysics, (1), 75–126.

Hood, P., 1964, The Königsberger ratio and the dipping-dyke equation: *Geophysical Prospecting*, 12(4), 440-456.

Instituto Nacional De Estadística Geografía E Informática (INEGI), 2010, Estaciones de la red gravimétrica, Aguascalientes, México.

Instituto Nacional De Estadística Geografía E Informática (INEGI): Modelos y Cartas Gravimétricas, <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geodesia/modelos_cartas.aspx>.

J. F. W. Bowles, R. A. Howie, D. J. Vaughan, J. Zussman, 2011, Rock-Forming Minerals: Non-Silicates: Oxides, Hydroxides and Sulphides: Geological Society of London, Second Edition. 233, 403.

King, R.E., 1939, Geological Reconnaissance of northern of Sierra Madre Occidental, México: Geological Society of America Bulletin. 50, 1623-1720.

Henderson, R. G., Zietz I., 1949, The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity fields: Geophysics, 14,517-534.

Logachev, A.A., Zajarov, V.P., 1978, Exploración magnética. Editorial Reverté, 259-267.

López-Loera, Héctor, 2014, Geofísica para la localización de Agua Subterránea en Ambientes Volcánicos Áridos de la Mesa Central. Caso La Dulcita, Villa de Ramos, San Luis Potosí, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 66(1) 165-181.

Lowrie, W., 1997, Fundamentals of geophysics, Institute of Geophysics, Swiss Federal Institute of Tecnology, Zurich, Switzerland, 67.

McDowell, F.W., Claubaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, en Chapin, C.E., Elston, W.E., Ash-flow tuff: Geological Society of America, Special Paper 180, 113-124.

McDowell F. W., Clabaugh S. E, 1981, The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, UNAM,5(2),195-206.

McDowell, F.W., Roldan-Quintana, J., Amaya-Martinez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 109, 1349-1360.

McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 113, 521-531

McElhinny, 1973, Paleomagnetism and plate tectonics: Cambridge University Press, Cambridge, 358.

Mead, G.D., 1964, Perturbation of the geomagnetic field - A spherical harmonic expansion: Journal of Geophysical Research, 69, 1181.

Mederos, V., I., 2009, Modelaje geofísico de la región de Farriar-Morrón estado Yaracuy y Carabo. (tesis de ingeniería). Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela. 31-43.

Miller, H.G., Singh, V.J., 1994, Potential Field tilt- A new concept for location of potential field sources: Applied Geophysics, 32, 213-217.

Milligan, P.R., Gunn P.J., 1997. Enhancement and presentation of airborne geophysical data: AGSO-J Aust Geological Geophysics 17:63-76.

Mironov, V., (1977), Curso de prospección gravimétrica, Reverté, Barcelona, España, 542 .

Nabighian, M.N., 1984, Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms: Fundamental relations: Geophysics, 49, 780-786.

Paz-Moreno, F.A., (1992), Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'Etat du Sonora (nordouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques. Thèse Univ. Aix- Marseille III, 220.

Phillips, D.J., 2000, Locating magnetic contacts: A comparison of the horizontal gradient, analytic signal and local wave number methods: 70th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstract, 402-405.

Poole, J.J.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Page, W.R., 2000, Silurian and Devonian carbonate-shelf rocks and Lower Jurassic sequence near Rancho Placeritos, west-central Sonora: Universidad de Sonora, Symposium on the Geology of north-west Mexico and adjacent areas, 4, Hermosillo, Guide to Field Trip 2, 24.

QuickMag Version 3.0, 2008, Interactive expert system for 3D interpretation of magnetic anomalies:user guide, Encom, Australia,

Raisz, E., 1964, Landforms of México 2nd edition: Prepared for the geography branch of the office of naval research, Cambridge, Mass.

Reid, A. B., J. M. Allsop, H. Granser, A. J. Millet e I. W. Somerton, 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution: *Geophysics*, vol. 55, 80-91.

Roest, W.R., Verhoef, J., Pilkington, M., 1992, Magnetic interpretation using 3-D analytic signal: *Geophysics* 57(1):116-125.

Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, in Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (eds.), *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254*, 69-80.

Saibi H., Nishijima J., Ehara S., Aboud E., 2006, Integrated gradient interpretation techniques for 2D and 3D gravity data interpretation: *Earth Planets Space*, 58(7), 815–821.

Saitz, S. Oscar A., 1994, Evaluación geológico-económica del depósito de wollastonita San Martín, municipio de Hermosillo, estado de Sonora: Tesis de licenciatura, Universidad de Sonora. 18-42.

Sánchez, J. A., Gómez, O. D., Berjamin, J.F., Tejero, R., 1998, Aplicación del análisis espectral de anomalías gravimétricas y aeromagnéticas en el SO del Macizo Ibérico: *Geogaceta*, 23, 131-133.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1996, Texto guía carta magnética “Hermosillo” H12-8, México 9-17.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1999, Informe Técnico Carta El Batamote, Hermosillo, Sonora, 4-40.

Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2000, Carta Geológico-Minera El Batamote, H12-C39, Sonora. Esc. 1:50,000. Recuperado 16 de agosto 2016: <<https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/288_H12-C29_GM.pdf>>.

Sillitoe, R.H., 2010, Porphyry Copper Systems: *Economic Geology*, 105, 3-41.

Spector, A., Grant, F. S., 1970, Spectral analysis of aeromagnetic data: *Geophysics* 35, 293-302.

Stewart, J.H., McMenamin, M.A.S, Morales-Ramírez, J.M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian Rocks in the Caborca Region, Sonora, México-Physical Stratigraphy, Biostratigraphy, Paleocurrent studies and regional relations, United States Geological Survey Professional Paper 1309, 36-40.

Stewart, J. H., Ketner, K.B., Amaya M.R., 1988, Preliminary studies of Cambrian and Ordovician rocks near Sierra López, Sonora, México. Segundo Simposio sobre Geología y Minería de Sonora. Universidad de Sonora, Departamento de geología. AIMMGM, Distrito Sonora. DGFMB GOB DE SONORA. Universidad Nacional Autónoma de México, ERNO, 1-8.

Stewart, J., Poole, F.G., Ketner, K.B., Madrid, R.J., Roldán-Quintana, J., 1990, Tectonic and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, México: Arizona Geological Survey, Special Paper 7, 183–202

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

Talwani, M., and Heirtzler, J. R., 1964, Computation of magnetic anomalies caused by twodimensional bodies of arbitrary shape, in Parks, G. A., Ed., *Computers in the mineral industries, Part 1: Stanford Univ. Publ., Geological Sciences*, 9, 464-480.

Tauxe, L., T. A. T. Mullender and T. Pick, 1996. Pot-bellies, wasp-waists and superparamagnetism in magnetic hysteresis: *Journal Geophysics Research.*, 95, 12337–12350.

Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., Keys, D., 1976, *Applied Geophysics*. First Edition. Cambridge University Press, 7-104.

Telford, W., Geldart L., Sheriff, R., 1990. *Applied Geophysics*. Second Edition. Cambridge University Press. 770.

Thompson, D. T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, 47. 31-37.

Thurston, J.B., Smith, R.S., 1997, Automatic conversion of magnetic data to depth, dip and susceptibility contrast using SPI Method, *Geophysics*, 62(3), 807–813.

Udías A., Mezcuca, J., *Fundamentos de geofísica*, Alianza Editorial, Madrid, España, 271-350.

Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zurcher, L., Hodkinson, D.G., Roldan-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of

northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, 113 (11), 1409-1422.

Vargas, M. F., 2011, Integración de métodos potenciales de alta resolución y sísmica migrada en profundidad, para la evaluación de posibles plays subsalinos en un área del Golfo de México, (tesis de maestría), Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra.

Verduzco, B., Fairhead, J.D., Green, C.M., MacKenzie, C., 2004, new insights into magnetic derivatives for structural mapping: *The Leading Edge*, 23, 116-119.

Vidal-Solano J. R, Paz-Moreno Francisco A., et al, 2007, Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central: revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario: *RMCG*, 24, 47-52.

Wilson, E.I., Rocha, S.V., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tonichi, Sonora, Mexico. U.S.: *Geological Survey Bulletin* 962A, 80.

Winograd, S., 1978, On Computing the Discrete Fourier Transform: *Mathematic of Computation*, 32(141), 175-199.

Won, I. J., and Bevis, M., 1987, Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon: *Algorithms and Fortran subroutines: Geophysics*, 52, 232-238.

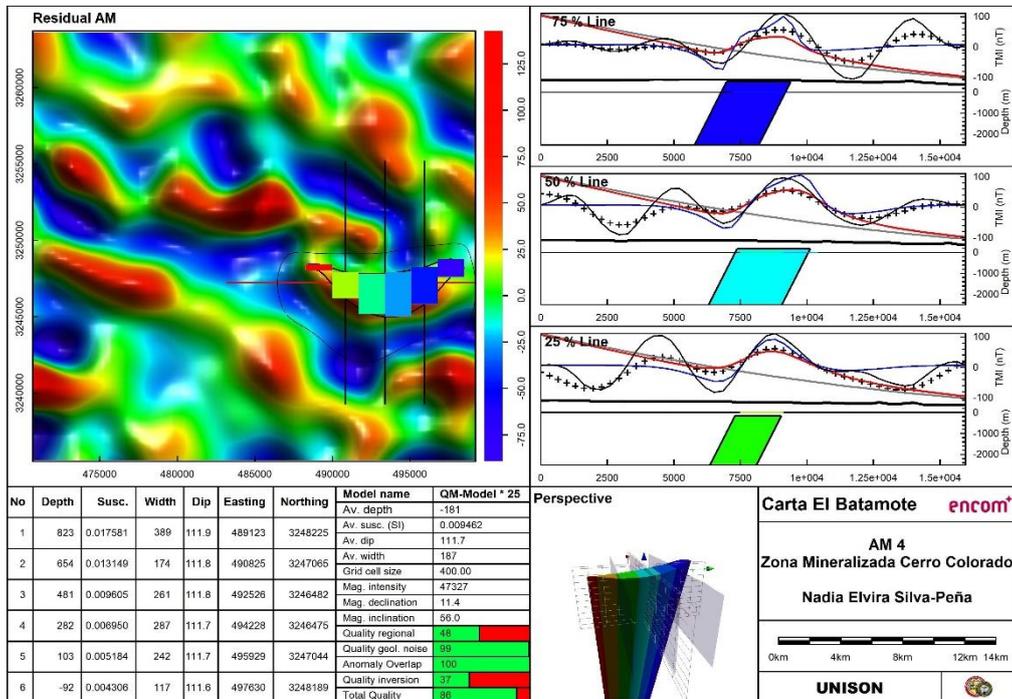
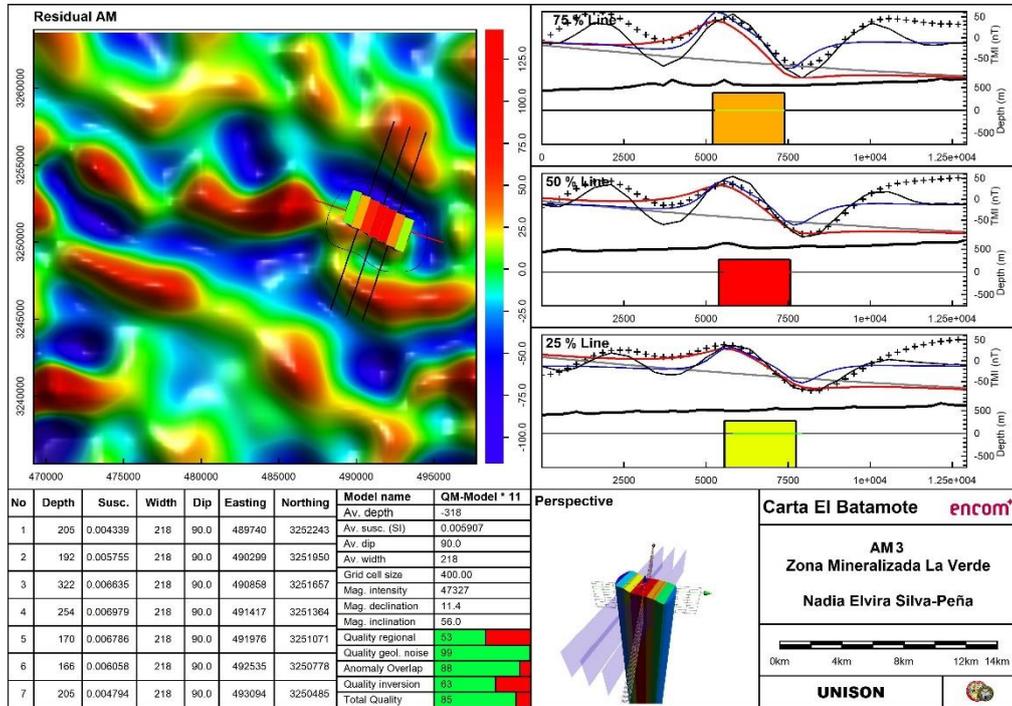
Xiong, Li, 2006, Understanding 3D analytic signal amplitude: *Geophysics* 71(2), 13-16.

Yaghoobian, A., G. A. Boustead y T. M. Dobush, 1997. Object delineation using Euler's homogeneity equation: Location and depth determination of buried ferro-metallic bodies: *Proc. of the Symp. on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, San Diego, 2, 613-632.

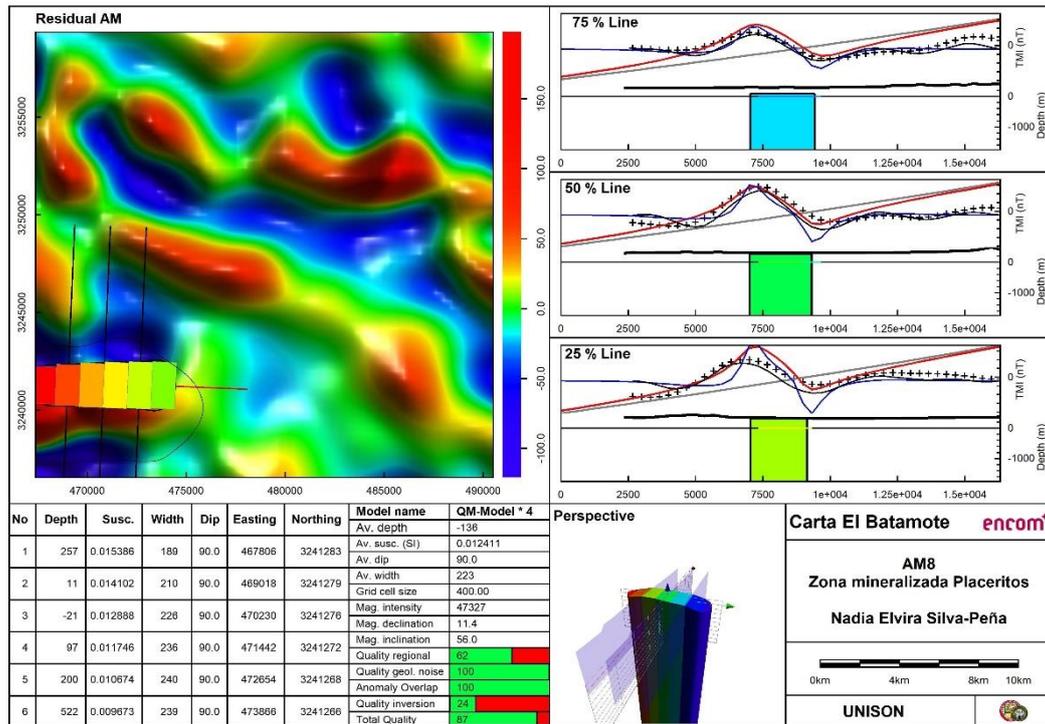
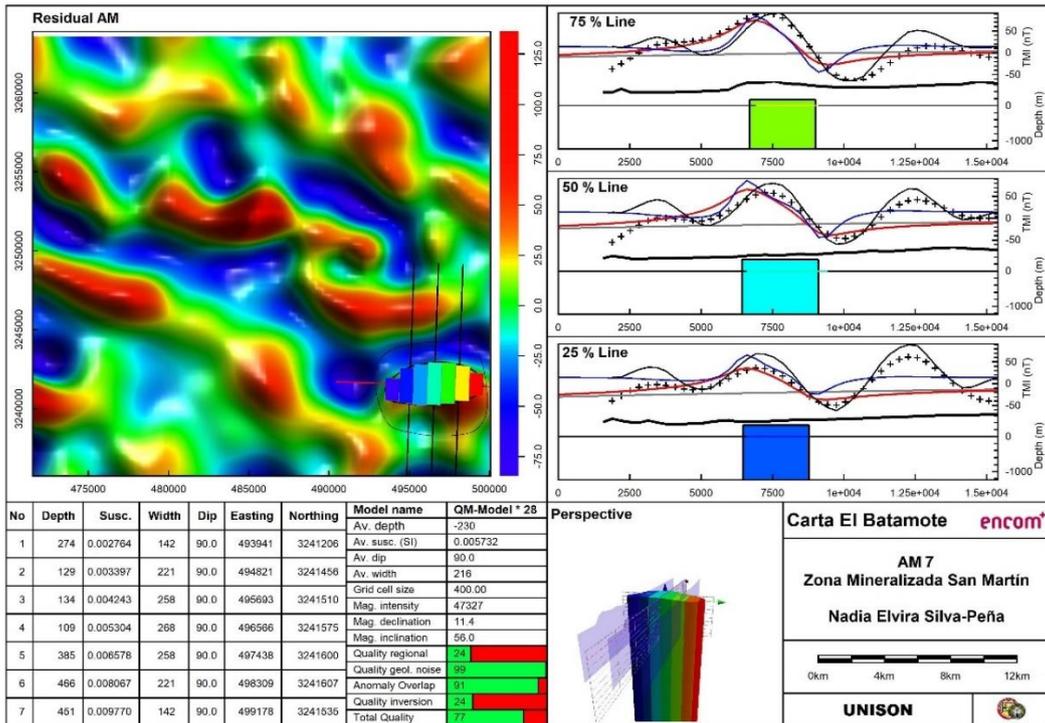
Zeng, H., 1989, Estimation of the degree of polynomial fitted to gravity anomalies and its application: *Geophysical Prospecting*, 37(8), 959-973.

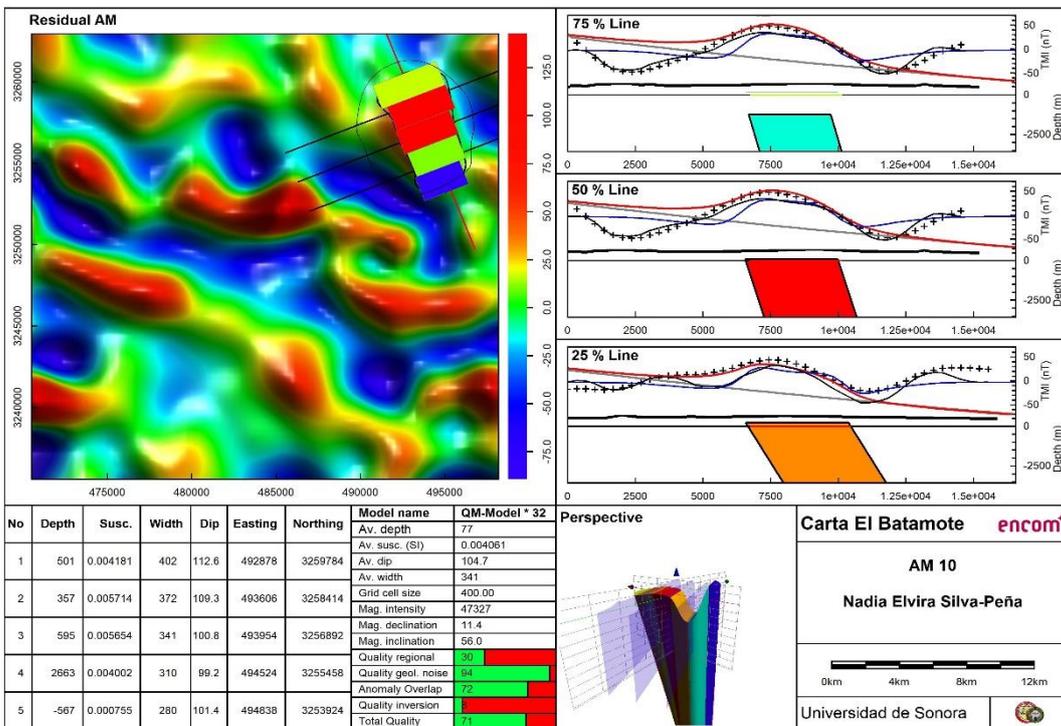
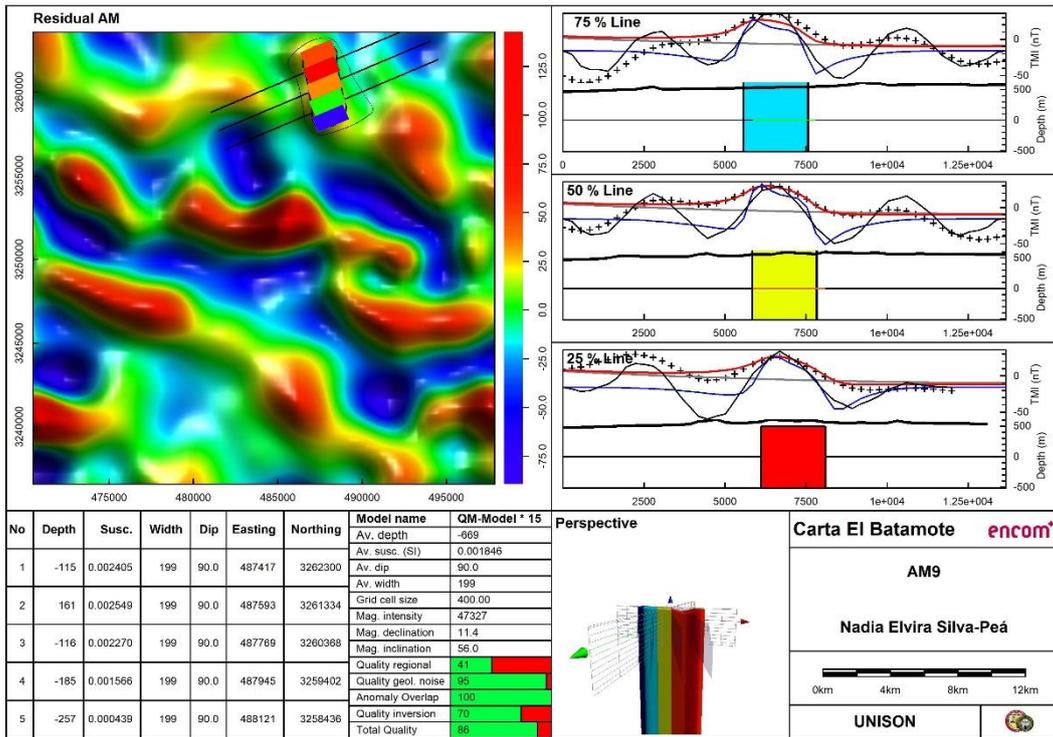
ANEXOS

Modelos de anomalías aeromagnéticas



ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.





Prospectos mineros en la Carta El Batamote

Prospecto	X	Y	Rocas encajonantes	Estructura	Paragénesis metálica	Mineralogía principal	Tipo	ZONA
Lomas Amarillas	490425	3250745	Cuarcitas Paleozoico	E-W, vert	Au,Cu,Zn,Ag,Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	Cerro Colorado
Piedra Blanca	493525	3251515	Granitoide Paleógeno	N15W, vert	Au, Ag, Cu	Qz, hematita, sulfuros	Veta	Cerro Colorado
La Esmeralda	492530	3250780	Cuarcitas Paleozoico	Irregular	Au, Ag, Cu, Pb, Zn	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	Cerro Colorado
La Colorada	492292	3250498	Cuarcitas Paleozoico	N15W, vert	Au, Ag, Cu, Fe	Qz, hematita, sulfuros	Veta	Cerro Colorado
Cerro Colorado	491965	3250135	Cuarcitas Paleozoico	N15W, vert	Au, Ag, Cu, Fe	Qz, hematita, sulfuros	Veta	Cerro Colorado
Choro I	485681	3247822	Calizas Paleozoico	N50E, 50 NW	Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	Cerro Colorado
Choro II	485661	3247822	Calizas Paleozoico	N45E, vert	Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	Cerro Colorado
Choro III	488087	3247806	Calizas Paleozoico	N60E, 87SE	Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	Cerro Colorado
Tescalama	448650	3287550	Calizas Paleozoico	N60E	Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	Cerro Colorado
El Camino	488221	3248990	Calizas Paleozoico		Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	Cerro Colorado
Los Cochis	491670	3246210	Areniscas, conglomerado, Jur.	N-S	Au, Ag, Cu	Qz, hematita, sulfuros	Veta	Cerro Colorado
El Desierto	488940	3249360	Caliza Paleozoico		Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	Cerro Colorado

ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.

El Molibdeno	492733	3245259	Caliza Jur. y granitoide Paleógeno	N45W, 66SW	Au, Ag, Fe, Cu, Mo	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	San Martin
San Martín	492850	3242010	Areniscas Jurásico	N60E, 85SE	Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	Veta	San Martin
San Martín I	492415	3242320	Areniscas, lutitas Jur.	N-S, 75W	Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	Veta	San Martin
San Martín II	492645	3243385	Areniscas Jur. y granitoide Paleógeno	N50E, 70SE	Au, Ag, Fe	Qz, hematita, sulfuros	Veta	San Martin
Ely II	491070	3241888	Calizas Paleozoico	Irregular	Au, Ag, Cu, Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	San Martin
San Ramón	494570	3236157	Calizas Paleozoico	Irregular	Au, Ag, Cu, Fe	Qz, hematita, sulfuros	skarn-oide	San Martin
San José	472383	3257499	Calizas y dolomías Paleo.	N45W, SE	Au, Ag, Pb, Zn, Cu	Wollastonita	skarn-oide	La Verde
Mary	473352	3256986	Calizas Paleozoico	N15W, 30NE	Óxidos de Fe	Mármol	skarn-oide	La Verde
La Nevada	486239	3257381	Granitoide Paleógeno			Sílice	skarn-oide	Cerro Colorado
San Cuilmas	473970	3254804	Granito-Calizas	N60E, 50NW	Pb, Zn, Cu	Óxidos Pb-Zn-Cu	skarn-oide	Cerro Colorado
El Fierro	473955	3252880	Calizas Paleozoico	N10W, vert	Fe	Óxidos de Fe	skarn-oide	La Verde
El Coral	474749	3246288	Calizas y dolomías Paleo.	N75W, 80NE	Pb, Zn, Cu	Óxidos Pb-Zn-Cu	Veta	Placeritos
La Verde Grande	472196	3252857	Calizas Paleozoico	N55E, 60NW	Cu, Zn, Au, Ag	Óxidos Pb-Zn-Cu	skarn-oide	La Verde
San Antonio	472813	3246119	Calizas y dolomías Paleo.	N80W, vert	Au, Ag, Pb, Zn	Óxidos Pb-Zn-Fe	Veta	Placeritos
Colorado	491119	3250555	Areniscas-calizas Jur.	N80W, vert	Au, Ag, Cu, Fe	Qz, hematita, sulfuros	Veta	Cerro Colorado

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA
CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.**

El Pozo	492228	3248883	Areniscas-calizas Jur.	N20W, vert	Au, Ag	Cuarzo, hematita	Veta	Cerro Colorado
Eli I	491248	3241853	Calizas Paleozoico.	N65E, 70NW		Hematita, siderita, silicatos	skarn-oide	San Martin
la Tescalama	472015	3253598	Calizas y areniscas Paleo	Irregular	Cu, Pb, Zn, Au, Ag	Cuarzo, hematita, calcita	skarn-oide	La Verde
La Cobriza	470799	3251950	Calizas y areniscas Paleo.	Irregular	Cu, Pb, Zn, Au, Ag	Cuarzo, hematita, calcita, Cuox	skarn-oide	La Verde
La verde I	471789	3251461	Calizas y areniscas Paleo.	Irregular	Cu, Pb, Zn, Au, Ag	Cuarzo, hematita, calcita, Cuox	skarn-oide	La Verde
La Verde II	472048	3251549	Calizas y areniscas Paleo.	Irregular	Cu, Pb, Zn, Au, Ag	Cuarzo, hematita, calcita, Cuox	skarn-oide	La Verde
La Verde III	472000	3250110	Calizas y areniscas Paleo.	Irregular	Cu, Pb, Zn, Au, Ag	Cuarzo, hematita, calcita, Cuox	skarn-oide	La Verde
Ocre	471956	3247633	Calizas y areniscas Paleo. y Cretácico	N20W, vert	Fe, Au, Ag	Cuarzo, hematita, calcita	Veta	Placeritos
San Martín	467805	3246525	Calizas Paleo y granitoide Terciario	E-W, 70N	Wollastonita	Wollastonita	skarnoide	Placeritos
Placeritos	473004	3244763	Calizas y areniscas Jur.	N35W, 75SW	Au, Ag, Pb	Cuarzo, hematita, sulfuros	Veta	Placeritos

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA
CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.**

Pojo	474160	3244610	Areniscas-calizas Jur.	N85W, 58NE	Au, Ag, Pb	Cuarzo, hematita, sulfuros	Veta	Cerro Colorado
Agua Blanca	492954	3251759	Granitoide laramídico	N15W, vert	Au, Ag, Pb	Cuarzo, hematita, sulfuros	Veta	Cerro Colorado

Correcciones gravimétricas de los datos medidos en campo

EST	X	Y	Z	ΔZ	Hora	SD	Gobs	C.D.R	C.E.	C.B.	C.C.	C.L.	ABS	C.T.	ABC
EB1	494284	3233801	280.00	0.00	8:09:25	0.015	3087.680	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000	0.00000000
BGP1E1	463656	3249282	301.00	21.00	9:31:33	0.026	3085.465	-0.01489	6.48234	-2.34933	4.13301	-0.01069	1.89243	0.2966	2.18903227
BGP1E2	464634	3249537	308.33	28.33	9:45:17	0.030	3084.963	-0.01738	8.74397	-3.16899	5.57497	-0.01086	2.82973	0.3042	3.13393361
BGP1E3	465872	3249850	313.55	33.55	9:52:59	0.018	3081.980	-0.01877	10.35495	-3.75285	6.60210	-0.01108	0.87225	0.3195	1.19175274
BGP1E4	467188	3250104	320.29	40.29	10:03:30	0.008	3079.148	-0.02068	12.43591	-4.50703	7.92888	-0.01125	-0.63505	0.3346	-0.30045496
BGP1E5	468024	3249562	331.00	51.00	10:16:43	0.020	3080.990	-0.02308	15.74283	-5.70552	10.03730	-0.01088	3.31335	0.3310	3.64434747
BGP1E6	468735	3248840	340.00	60.00	10:23:41	0.021	3078.293	-0.02434	18.52097	-6.71238	11.80859	-0.01038	2.38687	0.3245	2.71137179
BGP1E7	469495	3248081	324.99	44.99	10:30:41	0.017	3074.964	-0.02561	13.88764	-5.03317	8.85448	-0.00986	-3.89699	0.3248	-3.57218912
BGP1E8	470422	3247164	338.00	58.00	10:38:48	0.011	3073.539	-0.02708	17.90361	-6.48863	11.41497	-0.00922	-2.76233	0.3323	-2.43003109
BGP1E9	470913	3246089	328.00	48.00	10:47:12	0.032	3077.535	-0.02860	14.81678	-5.36990	9.44687	-0.00848	-0.73521	0.3269	-0.40831023
BGP1E10	471603	3245165	315.33	35.33	10:55:04	0.012	3080.984	-0.03003	10.90669	-3.95281	6.95388	-0.00784	0.22001	0.3203	0.54031116
BGP1E11	472344	3244980	315.00	35.00	11:03:11	0.015	3082.628	-0.03150	10.80390	-3.91556	6.88835	-0.00772	1.79713	0.3233	2.12042990
BGP1E12	473556	3244106	313.00	33.00	11:13:24	0.020	3086.034	-0.03335	10.18623	-3.69170	6.49453	-0.00711	4.80806	0.3138	5.12186476
BGP1E13	474441	3243618	310.33	30.33	11:20:26	0.021	3086.233	-0.03463	9.36328	-3.39344	5.96983	-0.00678	4.48143	0.3067	4.78813164

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA
CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.**

BGP1E14	475342	3243060	315.00	35.00	11:28:30	0.009	3083.001	-0.03609	10.80390	-3.91556	6.88835	-0.00639	2.16687	0.2997	2.46656623
BGP1E15	476117	3242405	313.00	33.00	11:35:30	0.018	3082.834	-0.03736	10.18653	-3.69181	6.49473	-0.00594	1.60543	0.2959	1.90132980
BGP1E16	477165	3242183	319.00	39.00	11:41:49	0.026	3081.488	-0.03850	12.03863	-4.36305	7.67558	-0.00579	1.43930	0.2964	1.73569781
BGP1E17	478665	3241879	317.00	37.00	11:48:33	0.024	3076.886	-0.03972	11.42127	-4.13930	7.28196	-0.00558	-3.55733	0.2999	-3.25743259
BGP1E18	479749	3241660	317.00	37.00	11:54:28	0.013	3074.668	-0.04079	11.42127	-4.13930	7.28196	-0.00542	-5.77625	0.3038	-5.47245391
BGP1E19	480762	3241460	320.00	40.00	11:59:48	0.019	3072.374	-0.04176	12.34731	-4.47492	7.87239	-0.00529	-7.48065	0.3079	-7.17275303
BGP1E20	481894	3241228	318.00	38.00	12:05:36	0.016	3073.666	-0.04281	11.72995	-4.25117	7.47877	-0.00513	-6.58316	0.3134	-6.26976395
BGP1E21	482987	3241007	321.00	41.00	12:11:11	0.060	3074.502	-0.04382	12.65600	-4.58679	8.06920	-0.00497	-5.15759	0.3198	-4.83779389
BGP1E22	484037	3240768	323.00	43.00	12:24:00	0.026	3074.414	-0.04615	13.27336	-4.81054	8.46282	-0.00481	-4.85413	0.3258	-4.52833244
BGP1E23	485113	3240418	323.00	43.00	12:29:56	0.047	3074.698	-0.04722	13.27336	-4.81054	8.46282	-0.00457	-4.57097	0.3333	-4.23766635
BGP1E24	486047	3239680	318.00	38.00	12:37:51	0.044	3073.668	-0.04866	11.72995	-4.25117	7.47877	-0.00406	-6.58594	0.3405	-6.24544122
BGP1E25	486900	3239036	318.00	38.00	12:44:32	0.025	3072.491	-0.04987	11.72995	-4.25117	7.47877	-0.00361	-7.76371	0.3468	-7.41690812
BGP1E26	487766	3238383	314.00	34.00	12:51:17	0.051	3072.932	-0.05109	10.49522	-3.80368	6.69154	-0.00316	-8.11072	0.3511	-7.75962033
BGP1E27	488754	3238111	319.00	39.00	12:56:51	0.038	3074.692	-0.05210	12.03863	-4.36305	7.67558	-0.00297	-5.36749	0.3595	-5.00799232
BGP1E28	489768	3238125	325.00	45.00	13:03:36	0.010	3074.260	-0.05333	13.89073	-5.03429	8.85644	-0.00298	-4.61987	0.3681	-4.25176639
BGP1E29	490896	3238140	335.00	55.00	13:09:51	0.013	3072.566	-0.05446	16.97756	-6.15302	10.82454	-0.00299	-4.34691	0.3787	-3.96821108
BGP1E30	491904	3237992	339.00	59.00	13:16:46	0.019	3076.741	-0.05571	18.21229	-6.60051	11.61178	-0.00289	0.61418	0.3953	1.00947675
BGP1E31	492405	3236968	325.00	45.00	13:25:30	0.026	3080.104	-0.05730	13.89073	-5.03429	8.85644	-0.00219	1.22096	0.4024	1.62336254
BGP1E32	493033	3235772	308.00	28.00	13:36:41	0.017	3083.929	-0.05932	8.64312	-3.13244	5.51068	-0.00136	1.69899	0.4215	2.12049338
BGP1E33	493648	3234845	303.70	23.70	13:42:51	0.040	3085.250	-0.06044	7.31578	-2.65139	4.66439	-0.00072	2.17323	0.4179	2.59113311
BGP1E35	494896	3232921	290.00	10.00	13:56:20	0.010	3088.219	-0.06288	3.08683	-1.11873	1.96810	0.00061	2.44482	0.3797	2.82452214
EB2	494284	3233801	280.00	0.00	06:47:04	0.048	3087.668	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000	0.00000000
BGP2E1	471370	3261285	412.22	132.22	09:27:32	0.027	3067.582	-0.01356	40.81405	-14.79185	26.02220	-0.01897	5.90367	0.3182	6.22186504
BGP2E2	472277	3260861	423.33	143.33	09:37:51	0.041	3064.449	-0.00087	44.24351	-16.03476	28.20876	-0.01868	4.97021	0.3035	5.27370527
BGP2E3	473186	3260425	433.00	153.00	09:45:51	0.023	3060.387	-0.00068	47.22848	-17.11657	30.11191	-0.01838	2.81185	0.3123	3.12415340
BGP2E4	473622	3259515	430.00	150.00	09:52:48	0.025	3061.194	-0.00059	46.30243	-16.78095	29.52148	-0.01775	3.02914	0.3133	3.34244077

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA
CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.**

BGP2E5	474178	3258670	432.00	152.00	09:59:21	0.010	3059.766	-0.00055	46.91979	-17.00470	29.91510	-0.01717	1.99538	0.3077	2.30307764
BGP2E6	474640	3257761	421.00	141.00	10:05:36	0.026	3060.262	-0.00053	43.52428	-15.77409	27.75019	-0.01654	0.32712	0.3123	0.63942205
BGP2E7	474962	3256825	418.00	138.00	10:12:36	0.020	3060.401	-0.00059	42.59823	-15.43847	27.15976	-0.01589	-0.12372	0.3334	0.20967525
BGP2E8	475084	3255821	412.00	132.00	10:18:34	0.034	3063.170	-0.00050	40.74614	-14.76724	25.97890	-0.01520	1.46520	0.3616	1.82679652
BGP2E9	475294	3254830	408.00	128.00	10:27:35	0.034	3061.016	-0.00076	39.51141	-14.31974	25.19166	-0.01452	-1.47562	0.4052	-1.07041656
BGP2E10	475625	3253880	405.00	125.00	10:34:46	0.031	3061.305	-0.00061	38.58536	-13.98413	24.60123	-0.01386	-1.77624	0.3696	-1.40663537
BGP2E11	476515	3253359	401.00	121.00	10:47:07	0.031	3060.803	-0.00104	37.35063	-13.53663	23.81399	-0.01350	-3.06555	0.3434	-2.72215180
BGP2E12	477297	3252758	401.77	121.77	10:54:30	0.026	3058.070	-0.00062	37.58831	-13.62278	23.96554	-0.01309	-5.64617	0.3150	-5.33117355
BGP2E13	478182	3252296	405.00	125.00	11:00:57	0.016	3057.999	-0.00055	38.58536	-13.98413	24.60123	-0.01277	-5.08108	0.3037	-4.77737989
BGP2E14	479008	3251712	406.00	126.00	11:07:43	0.031	3059.015	-0.00057	38.89404	-14.09600	24.79804	-0.01236	-3.86789	0.3034	-3.56449363
BGP2E15	479870	3251172	407.00	127.00	11:15:19	0.025	3060.627	-0.00064	39.20272	-14.20787	24.99485	-0.01199	-2.05878	0.3068	-1.75198141
BGP2E16	480643	3250547	402.00	122.00	11:21:33	0.023	3062.402	-0.00053	37.65931	-13.64851	24.01080	-0.01156	-1.26728	0.3111	-0.95618375
BGP2E17	481367	3249813	400.00	120.00	11:28:36	0.028	3064.245	-0.00060	37.04194	-13.42476	23.61718	-0.01105	0.18253	0.3173	0.49983422
BGP2E18	482148	3249169	399.00	119.00	11:37:27	0.008	3065.719	-0.00075	36.73326	-13.31289	23.42037	-0.01061	1.46002	0.3253	1.78531682
BGP2E19	482929	3248504	398.00	118.00	11:45:13	0.022	3067.076	-0.00066	36.42458	-13.20101	23.22356	-0.01015	2.62076	0.3361	2.95685759
BGP2E20	483788	3247970	399.00	119.00	11:53:09	0.037	3070.955	-0.00067	36.73326	-13.31289	23.42037	-0.00978	6.69692	0.3486	7.04552201
BGP2E21	484662	3247459	400.66	120.66	12:00:45	0.017	3069.358	-0.00064	37.24567	-13.49860	23.74708	-0.00943	5.42701	0.3491	5.77610732
BGP2E22	485121	3246573	398.00	118.00	12:07:56	0.022	3066.760	-0.00061	36.42458	-13.20101	23.22356	-0.00882	2.30614	0.3547	2.66083995
BGP2E23	485601	3245683	388.00	108.00	12:14:38	0.035	3066.377	-0.00057	33.33775	-12.08228	21.25546	-0.00820	-0.04430	0.3593	0.31499660
BGP2E24	486068	3244721	374.00	94.00	12:21:09	0.031	3068.225	-0.00055	29.01619	-10.51606	18.50013	-0.00754	-0.95096	0.3625	-0.58846183
BGP2E25	486397	3243771	361.00	81.00	12:27:10	0.021	3068.453	-0.00051	25.00331	-9.06171	15.94160	-0.00688	-3.28079	0.3570	-2.92379193
BGP2E26	486337	3242765	351.00	71.00	12:32:42	0.014	3068.416	-0.00047	21.91648	-7.94298	13.97350	-0.00619	-5.28516	0.3495	-4.93565520
BGP2E27	486124	3241773	339.00	59.00	12:39:05	0.023	3069.478	-0.00054	18.21229	-6.60051	11.61178	-0.00550	-6.58426	0.3399	-6.24436053
BGP2E28	485566	3240933	330.00	50.00	12:45:28	0.030	3072.480	-0.00054	15.43414	-5.59365	9.84049	-0.00492	-5.35297	0.3333	-5.01966939
BGP2E29	485112	3240413	323.00	43.00	12:50:55	0.043	3074.662	-0.00046	13.27336	-4.81054	8.46282	-0.00456	-4.54820	0.3490	-4.19920055
EB3	494284	3233801	280.00	0.00	08:10:24	0.048	3087.675	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.0000	0.00000000

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y AEROMAGNÉTICO DE LAS PRINCIPALES INTRUSIONES EN LA CARTA EL BATAMOTE, SONORA
CENTRAL, MÉXICO: IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA. MCG NADIA ELVIRA SILVA PEÑA.**

BGP3E1	484681	3247461	400.00	120.00	08:16:46	0.015	3068.540	-0.00017	37.04194	-13.42476	23.61718	-0.00943	4.47259	0.3581	4.83068703
BGP3E2	484535	3248465	409.00	129.00	08:28:07	0.014	3068.062	-0.00046	39.82009	-14.43162	25.38847	-0.01012	5.76489	0.3738	6.13868640
BGP3E3	484456	3249470	432.66	152.66	08:34:22	0.028	3062.408	-0.00063	47.12353	-17.07853	30.04499	-0.01082	4.76655	0.3994	5.16595075
BGP3E4	484611	3250480	427.66	147.66	08:42:07	0.017	3061.745	-0.00083	45.58011	-16.51917	29.06094	-0.01151	3.11860	0.4472	3.56580191
BGP3E5	484751	3251478	430.00	150.00	08:49:59	0.009	3058.011	-0.00103	46.30243	-16.78095	29.52148	-0.01220	-0.15576	0.4451	0.28934268
BGP3E6	485233	3252367	448.00	168.00	08:58:24	0.009	3055.022	-0.00125	51.85872	-18.79466	33.06406	-0.01282	0.39699	0.3253	0.72228674
BGP3E7	484913	3253354	473.66	193.66	09:05:15	0.022	3047.714	-0.00143	59.77952	-21.66533	38.11420	-0.01350	-1.86173	0.3547	-1.50703242
BGP3E8	484640	3254332	470.00	190.00	09:13:44	0.024	3048.341	-0.00165	58.64974	-21.25587	37.39387	-0.01417	-1.95595	0.3173	-1.63865310
BGP3E9	484833	3255319	480.00	200.00	09:19:33	0.013	3046.774	-0.00181	61.73657	-22.37460	39.36197	-0.01485	-1.55569	0.3994	-1.15628770
BGP3E10	485304	3256243	492.33	212.33	09:26:17	0.018	3044.559	-0.00198	65.54263	-23.75399	41.78864	-0.01549	-1.34484	0.3495	-0.99533577
BGP3E11	486129	3256879	508.00	228.00	09:33:03	0.130	3042.618	-0.00216	70.37969	-25.50704	44.87265	-0.01593	-0.20244	0.3333	0.13085905
BGP3E12	486409	3257152	512.33	232.33	09:40:35	0.013	3041.339	-0.00235	71.71629	-25.99145	45.72483	-0.01612	-0.62964	0.3593	-0.27033936